

# 2017年度春季大会講演予稿集

会期：2017年5月25日(木), 26日(金), 27日(土), 28日(日)  
会場：国立オリンピック記念青少年総合センター  
(東京都渋谷区代々木神園町3番1号)

111

2017年5月

日 本 気 象 学 会

## あらゆる降水現象を捉える！

## スキャン式レーザ積雪計

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



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

現在天気計パーシベル<sup>2</sup>

「霧雨・雨・曇・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
- ・IF: RS-485
- ・電源：DC10V～DC36V
- ・最大消費電力 50W / 2A (DC24V、ヒーター使用時)
- ・概寸等：H560×W400×D120mm / 約 4.0kg

重量式雨量計ブルービオ<sup>2</sup>

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



- ・最大測定雨量：1500mm
- ・集雨面積：200cm<sup>2</sup>
- ・測定精度：±0.1mm
- ・動作温度：-40℃～+60℃ (無結露)
- ・防塵防水規格：IP65 (ハウジング部)
- ・IF: RS-485
- ・電源：DC9.6V～28V
- ・消費電力：12V 時、最大 15mA
- ・概寸等：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・有機的湿潤・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
- ・概寸等：H425×W225×D285mm / 約 9.9kg

設計品質はそのまま超小型産業用パソコンを作りました。

Windows 10 IoT が快適に動作します。

SuperCD



*Menu*

製品名: SuperCD  
 製品型名: VAC-G019S70V  
 OS: Windows Embedded Standard 7  
**価格: ¥79,800-** (100台購入時価格)

製品型名: VAC-G019L7V  
 OS: Interface Linux System 7  
**価格: ¥69,800-** (100台購入時価格)

CPU: Intel Atom E3845 1.91GHz  
 メモリ: 2GB  
 起動デバイス: SSD 32GB  
 補助デバイス: CFast 32GB (選別)  
 実入力出力: 入力6 / 出力6  
 1.2GHz (1GHz)  
 ホット20

**ESEC2017**  
 組込みシステム開発技術展へ出展します!  
 会期: 2017/5/10(水) ~ 5/12(金)  
 10:00 ~ 18:00 (\*12日(金)は17:00)  
 会場: 東京ビッグサイト

製品の仕様、デザイン、価格については、予告なく変更する場合があります。  
 本広告に記載した会社名、商品名は、各会社の商標または登録商標です。

URL: [www.interface.co.jp](http://www.interface.co.jp)

## 日本気象学会誌『天気』 広告掲載のご案内

『天気』では研究用機器や関連書籍などの広告を募集しております。広告についての詳細は  
<http://www.kagakusan.co.jp/meteo.html> をご覧いただくか下記までお問い合わせください。

### 広告掲載料金

表紙 2	1色 1頁	75,000円	前付	1色 1頁	65,000円
表紙 3	1色 1頁	70,000円	後付	1色 1頁	55,000円
表紙 4	1色 1頁	80,000円	1/2頁(書籍のみ) 30,000円		

日本気象学会誌『天気』 広告総代理店

(株) 科学技術社

〒111-0052 東京都台東区柳橋 2-10-8

TEL 03-5809-1132 FAX 03-5809-1138

[www.kagakusan.co.jp](http://www.kagakusan.co.jp) info@kagaku.com

## 科学カレンダー(理工系)学会と展示会のカレンダー <http://www.kagaku.com/calendar.php>

主として理工学分野における学会、協会の大会、講習会・セミナーおよび一般の展示会などのカレンダーです。

## 海外ソフト調達サービス

[www.kagaku.com/kgs/software.html](http://www.kagaku.com/kgs/software.html)



日本に代理店のない海外ソフトウェアの調査・調達サービスを行っています

お捜しのソフトウェアについて、製品名・メーカー名・ホームページアドレスなど  
 わかる範囲でメールまたはファックスでお知らせ下さい。  
 調査の上弊社でお取り扱い可能でしたら、御見積書を提出いたします。

詳細はこちらからも  
 ご覧いただけます。

科学機器・ソフト関連の専門検索サイト  
**科学機器・ソフト購入ガイド**  
[www.kagaku.com](http://www.kagaku.com)

### ★ 調達実績ソフトウェア ★

<ul style="list-style-type: none"> <li>• AI trilogy</li> <li>• aiSee</li> <li>• AKTS-TA-Software</li> <li>• ARM</li> <li>• BLOG-W</li> <li>• CANOCO</li> <li>• CA Visual Objects</li> <li>• CD/DVD Speed Tools</li> <li>• Chez Scheme</li> <li>• Chief Architect</li> <li>• CodeBase</li> <li>• Comeau</li> <li>• C/C++</li> <li>• Copy Agent</li> <li>• CrystalKit</li> <li>• CTC++</li> <li>• DRXWin &amp; CreaFit</li> <li>• DUAL3</li> <li>• EQS4WIN</li> <li>• FEFLOW</li> <li>• FlaX</li> <li>• FLO++</li> <li>• Forcheck</li> <li>• GAMS</li> <li>• GeneExpress</li> <li>• GoBack3</li> <li>• GPMAW</li> <li>• GSOLVER</li> <li>• HASL</li> <li>• Hippi</li> <li>• HYDRUS-2D</li> <li>• HYFRAN</li> <li>• IGOR Pro</li> <li>• InStat</li> <li>• IAL</li> <li>• ITEMAN</li> <li>• JTurbo</li> <li>• LSX-MPEG Encoder</li> <li>• Magnum</li> <li>• MakePwl</li> <li>• Mass Spec Tools</li> <li>• MathTimeComplete</li> <li>• Melanie3</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• MetaDraw2</li> <li>• MetaMesh</li> <li>• Microangelo</li> <li>• MindManager</li> <li>• ModelVision Pro</li> <li>• MULTLOG</li> <li>• Odyssey Charts</li> <li>• OmniTrak</li> <li>• Paraxia-Plus</li> <li>• PCGrate</li> <li>• PC-ORD</li> <li>• PDFlib</li> <li>• PhotoScripter</li> <li>• PLM2C</li> <li>• plusFORT</li> <li>• Prism</li> <li>• QUASES-ARXPS</li> <li>• QuickKeys</li> <li>• Ransen's ObjectARX</li> <li>• RasterMaster</li> <li>• RBCATier</li> <li>• RemediationToolKit</li> <li>• RenameMan</li> <li>• Resin</li> <li>• RISC WorkBench</li> <li>• RockWorks99</li> <li>• SIMNRA</li> <li>• SIMON</li> <li>• SLABSuite</li> <li>• Split-Desktop</li> <li>• Stardock</li> <li>• Surfer</li> <li>• Trainersoft 7</li> <li>• UNIFIT</li> <li>• Virtual PC</li> <li>• Visual Cafe</li> <li>• VisualPEST-ASP</li> <li>• WinEdt</li> <li>• WinHex</li> <li>• XCALIBRE</li> <li>• X-Designer</li> <li>• XtraGrid</li> <li>• その他多数</li> </ul>
---	---

お問い合わせ

株式会社 **科学技術社** 海外ソフト調達サービス info@kagaku.com

〒111-0052 東京都台東区柳橋2-10-8 TEL 03-5809-1132 FAX03-5809-1138

# 日本気象学会 2017 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

今大会の開催に当り、以下の企業・団体からご出展・リクルートブースご開設・ご協賛・ご協力を頂きました（2017年3月15日現在；50音順）。厚く御礼申し上げます。

### < 出展・リクルートブース開設・協賛・協力 >

株式会社アイ・アール・システム\*  
株式会社朝倉書店  
株式会社ウェザーニューズ+  
英弘精機株式会社\*  
オフィス気象キャスター株式会社+  
気象工学研究所+  
サイバネットシステム株式会社\*  
JAXA 第一宇宙技術部門 地球観測研究センター(EORC)\*  
株式会社島津製作所  
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  
DKSH ジャパン株式会社\*  
東京ダイレック株式会社\*  
一般財団法人東京大学出版会\*  
トーテックス株式会社  
日本気象株式会社+  
一般財団法人日本気象協会\*+  
株式会社日立パワーソリューションズ\*  
株式会社ブリード\*  
三菱電機株式会社\*  
(五十音順)

\*はポスター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。

+はポスター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。

# 日本気象学会 2017 年度春季大会

会期：2017年5月25日（木）～28日（日）

会場：国立オリンピック記念青少年総合センター（東京都渋谷区代々木神園町3-1）  
（<http://nyc.niye.go.jp/>）

大会実行委員会担当機関：東京大学先端科学技術研究センター，東京大学大学院理学系研究科，  
国立極地研究所，首都大学東京

大会委員長：中村 尚（東京大学先端科学技術研究センター）

当日の会場への連絡先：大会実行委員会事務局  
（国立オリンピック記念青少年総合センター405会議室（センター棟4F））  
TEL 090-1833-8948（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をお願いします。

## 会場案内図



国立オリンピック記念青少年総合センターホームページより

## 参宮橋からの[歩道橋]を使った経路



## 参宮橋からの[横断歩道]を使った経路



## 交通の案内

- 小田急線：  
新宿駅から各駅停車 約3分  
「参宮橋」駅下車 徒歩 約7分
- 地下鉄千代田線：  
「代々木公園」駅下車 徒歩 約10分
- 京王バス：  
新宿駅西口16番より「代々木5丁目」下車  
渋谷駅西口40番より「代々木5丁目」下車

# 大会行事予定

A会場 : セミナーホール 417 (センター棟 4F)      総会・記念講演・シンポジウム : 大ホール (カルチャー棟)  
 B会場 : 309 会議室 (センター棟 3F)      受付 : 416 会議室 (センター棟 4F)  
 C会場 : 310 会議室 (センター棟 3F)      大会事務局 : 405 会議室 (センター棟 4F)  
 D会場 : 311 会議室 (センター棟 3F)      懇親会 : レセプションホール (国際交流棟)  
 ポスター会場 : 401・402・403・409 会議室 (センター棟 4F)  
 (企業展示会場・リクルートブース併設)

		A会場	B会場	C会場	D会場
5月25日 (木)	10:00～ 11:30	中高緯度大気 (5, A101～A105)	観測手法Ⅰ (7, B101～B107)	専門分科会 「気象庁データを利用 した気象研究の現状と 展望」 (7, C101～C107)	専門分科会 「気候変動影響への適 応技術とその社会実装」 (5, D101～D105)
	11:30～ 12:30	ポスター・セッション (30, P101～P130)			
	13:30～ 17:00	熱帯大気・台風 (14, A151～A164)	観測手法Ⅱ (6, B151～B156) 大気力学 (9, B157～B165)	データ同化 (16, C151～C166)	専門分科会 「異常気象のメカニズ ムと要因分析」 (13, D151～D163)
5月26日 (金)	09:30～ 11:30	気候システムⅠ (9, A201～A209)	降水システムⅠ (9, B201～B209)	気象予報 (7, C201～C207)	物質循環 (9, D201～D209)
	11:30～ 12:30	ポスター・セッション (34, P201～P234)			
	13:30～ 15:20	総会			
	15:30～ 17:40	学会賞, 藤原賞, 岸保・立平賞, 山本賞受賞記念講演			
	18:15～ 20:15	懇親会			
5月27日 (土)	09:30～ 11:30	気候システムⅡ (9, A301～A309)	降水システムⅡ (8, B301～B308)	環境気象・大気境界層 (9, C301～C309)	大気放射 (9, D301～D309)
	11:30～ 12:30	ポスター・セッション (33, P301～P333)			
	13:30～ 17:00	シンポジウム「最新の気象学が描き出す多彩な大気海洋結合現象」			
5月28日 (日)	09:30～ 11:30	気候システムⅢ (5, A401～A405) 気象教育 (4, A406～A409)	降水システムⅢ (9, B401～B409)	専門分科会 「福島第一原子力発電 所からの放射性物質の 拡散の実態と影響―事 故後6年を経過して―」 (9, C401～C409)	専門分科会 「新世代静止気象衛星 ひまわり8号がもたら す新しい気象学」 (9, D401～D409)
	11:30～ 12:30	ポスター・セッション (4, P401～P404) ジュニアセッション (11:00～12:30)			
	13:30～ 17:00	公開気象講演会 「大雨災害」に備える」	中層大気 (13, B451～B463)	専門分科会 「2015年と2016年の 台風」 (12, C451～C462)	専門分科会 「偏波レーダーを用い た観測解析技術と利用 法の展開」 (17, D451～D467)

発表件数 : 330 件 (専門分科会 72, 口頭発表 157, 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](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: kouenkikaku2017s@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 12 分 (講演 10 分・質疑 2 分) です。
- ・ 専門分科会の発表時間についてはコンピーナー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 ケーブル及び 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すること

があります。携帯用メディアによるバックアップファイルの準備など、トラブルへの備えは講演者自身で行って頂くようにお願いします。

### ポスター発表

- ・ 講演者はポスターに表題と著者名を明記して下さい。
- ・ ポスター発表の一人当たり使用可能面積は、縦 150cm×横 180cm となっています。
- ・ ポスターを掲示する際には画鋸をお使い下さい。画鋸は各自でご用意下さい。なお、テープは使用することができません。
- ・ ポスターの掲示可能時間は、大会第 1～3 日目は 09:00～19:00、大会第 4 日目は 09:00～13:00 です。会場の都合上、特に撤収は毎日時間厳守をお願いします。
- ・ ポスター会場での機器の使用は、講演申し込み時に予め申し出ていたもの以外は原則として認められません。
- ・ ポスター会場では電源は使用できません。

## シンポジウム「最新の気象学が描き出す多彩な大気海洋結合現象」

※シンポジウムには一般の方もご参加いただけます。ただし春季大会参加登録をされていない方は、参加登録ページ(<http://www.metsoc.jp/?p=5906>)での事前登録(無料)が必要です。

日時：大会第 3 日 (5 月 27 日) 13:30～17:00

会場：国立オリンピック記念青少年総合センター 大ホール (カルチャー棟)

司会：松本 淳 (首都大学東京 地理学教室)

### 趣旨：

海洋は地表面のおよそ 7 割を占め、海面水温と海氷分布は、より速く移ろいゆく大気にとっての下方境界条件となる。その一方で、大気は風応力や海面熱・水・放射フラックスを介して海洋や海氷に熱的・力学的強制をもたらす。この大気-海洋間の双方向の影響の揺らぎに伴って大気海洋結合変動が起こる。2014 年夏に始まったエルニーニョ現象は、各国の予報機関による大方の予測に反して弱いまま推移したのち、翌 2015 年になって観測史上 3 番目の強さまで発達し、遠隔影響を介して世界各地に異常気象を引き起こした。このように熱帯大気海洋結合変動が中高緯度の気候に影響する一方で、これまでの研究では、中緯度海洋はこれに受動的に応答するだけとされていた。しかし最新の研究により、中緯度の海洋変動が能動的に大気変動を駆動する例も見い出されている。他方、北極域の海氷変動は大気に熱的に影響し、中高緯度帯に異常気象をもたらす可能性が指摘され、活発な研究がなされている。2017 年は、このような海洋や海氷と大気との相互作用の理解に挑む 2 つの国際キャンペーン --海大陸研究強化年 (YMC) と極域予測年 (YOPP)-- の開始年に当たる。

大気海洋系の相互作用に対する研究への機運がこのように国際的な高まりを見せる中、本シンポジウムでは多彩な大気海洋結合現象を最新の研究成果を交えて概観し、さらなる研究への取り組みを展望する機会としたい。講演は熱帯から極域に渡る多様な大気海洋結合現象を包括するよう企図した。このシンポジウムが大気海洋相互作用研究の意義と魅力を幅広い方々に知っていただく機会となれば幸いである。

### プログラム：

- 1) 「ENSO の監視と予測」  
安田 珠幾 (気象庁 地球環境・海洋部 気候情報課)
- 2) 「YMC: 海大陸域における大気-海洋-陸面相互作用研究」  
米山 邦夫 (海洋研究開発機構 大気海洋相互作用研究分野)
- 3) 「熱帯大気海洋結合変動がもたらす東アジアへの遠隔影響」

- 小坂 優 (東京大学 先端科学技術研究センター)
- 4) 「気候系の Hotspot: 中緯度の暖流や水温前線が及ぼす気候系への影響」  
中村 尚 (東京大学 先端科学技術研究センター)
- 5) 「YOPP: 北極観測と予測可能性研究の融合」  
猪上 淳 (国立極地研究所 国際北極環境研究センター)
- 6) 「総合討論」  
司会: 松本 淳 (首都大学東京 地理学教室)

※各講演時間は質疑応答を含めて 30 分です。

問い合わせ先: 小坂 優 (東京大学先端科学技術研究センター)

TEL: 03-5452-5144

E-mail: symposium2017s@metsoc.jp

## 総 会

日時: 大会第 2 日 (5 月 26 日) 13:30~15:20

会場: 国立オリンピック記念青少年総合センター

### 議事次第

- |                                 |                                 |
|---------------------------------|---------------------------------|
| 1. 開会                           | (3) 2016 年度監査報告                 |
| 2. 議長選出                         | 9. 報告                           |
| 3. 理事長挨拶                        | (1) 2017 年度事業計画                 |
| 4. 2017 年度日本気象学会賞授与             | (2) 2017 年度収支予算                 |
| 5. 2017 年度藤原賞授与                 | (3) 2015 年度決算報告 (正味財産増減計算書) の修正 |
| 6. 2017 年度岸保・立平賞授与              | (4) その他                         |
| 7. 2016 年気象集誌論文賞及び SOLA 論文賞授与報告 | 10. 議事録署名人の指名                   |
| 8. 議事                           | 11. 議長解任                        |
| (1) 2016 年度事業報告                 | 12. 閉会                          |
| (2) 2016 年度決算報告                 |                                 |

## 専門分科会の概要紹介

2017 年度春季大会では下記の通り、7 件の専門分科会が開かれます。

### 気象庁データを利用した気象研究の現状と展望

日時: 大会第 1 日 (5 月 25 日) 10:00~11:30

場所: C 会場

趣旨: 気象庁と気象学会との包括的共同研究契約である「気象研究コンソーシアム」が締結されて 9 年が経過しました。コンソーシアムでは、数値予報用実況解析、各種数値予報データなどの気象庁モデルの出力データのみならず、海面水温解析値や気象衛星ひまわり 8 号データなどの最先端の解析・観測データの提供などを通じ、気象研究とその研究成果の社会還元への促進に努めています。

本分科会では、

- (1) 数値予報の出力データを利用した研究
- (2) 気象衛星ひまわり 8 号データなど新しい観測データを用いた研究
- (3) 数値予報モデル・データ同化手法の開発と精度向上の研究

などに関する講演を募集し、気象庁データが拓く新しい気象研究について展望します。なお、本分科会への講演申込には、コンソーシアムへの参加の如何は問いません。  
コンピーナー: 坪木和久 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)、余田成男 (京都大学大学院理学研究科)、永戸久喜 (気象庁予報部数値予報課)

### 気候変動影響への適応技術とその社会実装

日時: 大会第 1 日 (5 月 25 日) 10:00~11:30

場所: D 会場

趣旨: 2015 年 11 月に政府の「気候変動の影響への適応計画」が閣議決定された。これまでの温室効果ガスの排出量削減を主とした気候変動への緩和策に加え、気候変動の影響への対策として気候変動への適応策の推進が求められている。これを受け、省庁レベルでの適応プロジェクトが推進され、自治体においても適応基本方針などを策定する都道府県、政令指定都市などが増えてきて

いる。暑熱分野の例では、5m 以下の空間解像度のモデル計算に基づく街区スケールでの暑熱環境シミュレーションや、それに基づく暑熱対策の影響評価が実施可能となってきた。自治体施策の実施検討にそれらを利用する試みも進められている。

本専門分科会では、気候変動影響評価と自治体等を対象とした気候変動適応策に関する議論を行う。

コンピーナー：日下博幸（筑波大学）、大西 領（海洋研究開発機構）、原 政之（埼玉県環境科学国際センター）、鶴田治雄（リモート・センシング技術センター）、川久保 俊（法政大学）、田中博春（法政大学）

## 異常気象のメカニズムと要因分析

日時：大会第 1 日（5 月 25 日） 13:30～17:00

場所：D 会場

趣旨：1 週間から 1 ヶ月程度の時間スケールで出現する顕著な天候変動—いわゆる異常気象—の理解は、気象学の重要テーマというだけでなく、一般社会にも大きな意味をもつ。気象庁では、社会経済に大きな影響を与える異常気象が発生した際に迅速な要因分析を行い発表することを目的として、2007 年 6 月に異常気象分析検討会が設置された。この検討会は、現在まで官学連携の好例として活動を続けているが、2017 年がちょうど 10 年の節目にあたる。そこで、本分科会では、異常気象分析検討会や現業の気候系監視を気象学会員に紹介するとともに、近年の異常気象に対するメカニズム・予測可能性・要因分析研究はもちろん、ENSO・IOD・温暖化といった長期の気候変動・変化と異常気象のかかわりなど、幅広い講演を募って議論を深めたい。

コンピーナー：木本昌秀（東京大学大気海洋研究所）、中村 尚（東京大学先端科学技術研究センター）、前田修平（気象研究所気候研究部）、高橋清利（気象庁地球環境・海洋部）、渡部雅浩（東京大学大気海洋研究所）

## 福島第一原子力発電所からの放射性物質の拡散の実態と影響—事故後 6 年を経過して—

日時：大会第 4 日（5 月 28 日） 9:30～11:30

場所：C 会場

趣旨：福島第一原子力発電所の事故から 5 年半を経過し、事故以後に開始された環境放射能汚染に関する研究プロジェクトによる成果もいろいろ出てくるようになりました。日本気象学会では事故直後にスペシャルセッション、シンポジウムを開催してきましたが、6 年を契機にその後新たにわかった放射性物質の拡散沈着の状況、発生量推定、拡散・沈着・再飛散に関係する数値モデルに関する不確実性の削減と活用、今後の政策への提言等の課題に関してこれまでの研究成果を中間的にとりまとめるとともに、今後どのように取り組んでいくかについて議論する分科会を開催したいと思います。

コンピーナー：近藤裕昭（日本気象協会・産業技術総合研究所）、石川裕彦（京都大学）、岩崎俊樹（東北大学）、鶴田治雄（リモート・センシング技術センター）、渡邊明（福島大学）

## 新世代静止気象衛星ひまわり 8 号がもたらす新しい気象学

日時：大会第 4 日（5 月 28 日） 9:30～11:30

場所：D 会場

趣旨：「ひまわり 8 号」は、前運用衛星の「ひまわり 7 号」に比べ、水平解像度・バンド数・観測頻度といった観測機能が大幅に強化された。同衛星は、2015 年 7 月 7 日に運用を開始し、観測データを順調にユーザへ提供し続けている。

同衛星については、2011 年及び 2015 年の春季大会でも専門分科会を実施し、活発な議論が交わされた。その後もデータを利用した研究や技術開発が着実に進展しており、台風や局地的大雨などの顕著現象の実況監視や、データ同化を通じた数値予報モデルの予測精度の向上などの成果が報告されている。

同衛星の運用開始から 2 年近くが経過する本大会で、これまでの利用成果やプロダクト開発、今後の利用計画、データ提供や校正・運用等について情報を共有し、同衛星がもたらす新しい気象学の知見について幅広く議論したい。

コンピーナー：岡本幸三（気象研究所）、岩瀬弘信（東北大学大学院理学研究科）、増永浩彦（名大宇宙地球環境研究所）、石元裕史（気象研究所）、大野智生（気象庁気象衛星センター）

## 2015 年と 2016 年の台風

日時：大会第 4 日（5 月 28 日） 13:30～17:00

場所：C 会場

趣旨：2015 年には、台風 18 号に伴う鬼怒川豪雨により堤防が決壊、流域に大規模な水害が発生したほか、台風 15 号や 21 号によって沖縄では記録的な暴風が吹き荒れた。2016 年には、台風 1 号の発生が例年に比べて大幅に遅れたものの、台風 7 号・9 号・10 号・11 号・12 号・16 号・18 号などが相次いで接近・上陸し、北海道や東北をはじめ各地で大きな被害が発生した。これらの台風の中には、通常とは異なる経路をとったものもあった。このように、過去 2 年間の台風の挙動には、気象学的にも気候学的にも興味深い現象が多いばかりでなく、社会的にも関心が高く、様々な視点から議論する場を設ける意義は非常に大きい。そこで、本専門分科会では、手法や時空間スケールを問わず、2015 年及び 2016 年の台風に関する研究を募集し、議論を行う。そして、参加者が多面的に台風の姿を捉え、台風研究についての現状認識と課題を共有することを目的とする。

コンピーナー：伊藤耕介（琉球大学）、佐藤正樹（東京大学）、筆保弘徳（横浜国立大学）、坪木和久（名古屋大学）、別所康太郎（気象庁）、山口宗彦（気象研究所）、中野満寿男（海洋研究開発機構）

## 偏波レーダーを用いた観測解析技術と利用法の展開

日時：大会第 4 日（5 月 28 日） 13:30～17:00

場所：D 会場

趣旨：偏波レーダーは、これまで大学や研究機関で技術開発や利用方法の研究が進められ、2010 年から国交省が XRAIN（X バンド MP レーダー雨量情報）に採用、気象庁でも 2016 年から現業運用が始められました。

精力的に進められている偏波レーダーの観測手法の開発、精度の高い降水強度の推定、降水種別の判定、データ同化などの偏波データの利用法の開発は、豪雨災害の軽減だけでなく、雲微物理過程や降水現象の機構解明などの研究分野をさらに発展させていくものと期待され

ています。

このセッションは、偏波レーダーが、どのように利用され活用されているのか、その情報交換の場にしたいと思います。偏波レーダーで観測されている皆さんや、偏波レーダーの観測データを利用している皆さん、興味をお持ちの方々の発表と参加を期待いたします。

コピナー：瀬古 弘（気象研究所）、上田 博（名古屋

屋大学）、真木雅之（鹿児島大学地域防災教育研究センター）、中北英一（京都大学防災研究所）、佐藤晋介（情報通信機構）、大東忠保（名古屋大学宇宙地球環境研究所）、出世ゆかり（防災科学研究所）、足立アホロ（気象研究所）、川畑拓矢（気象研究所）

---

## 公開気象講演会のお知らせ

※公開気象講演会への参加は事前申込みが必要です。詳しくは公開気象講演会参加登録のページ (<http://www.metsoc.jp/?p=5906>) をご覧下さい。参加は無料です。

日時：2017年5月28日(日) (大会第4日) 13:30~17:00

場所：国立オリンピック記念青少年総合センター セミナーホール417 (大会A会場)

テーマ：「大雨災害」に備える

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2017年度春季大会の開催にあわせて、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、「大雨災害」をテーマとして取り上げます。毎年、日本各地で大雨が発生し、土砂崩れ、河川のはん濫、家屋の床上・床下浸水などの甚大な災害がもたらされています。近年では、平成26年8月の広島県での大雨や平成27年9月関東・東北豪雨などがあり、多くの尊い命が失われました。

今回の講演会では、「大雨」の気象学的な理解を深めるとともに、「大雨」に対する防災・減災に焦点を当てます。防災・減災については、防災気象情報の出し手、伝え手、受け手のそれぞれの立場から、さまざまな経

験やご意見などを紹介して頂きます。奮ってご参加くださいますようお願いいたします。

テーマおよび講演者：

1. 「積乱雲の発生・組織化と大雨の発生メカニズム」  
加藤輝之（気象庁）
2. 「気象庁が発表する大雨に関する防災気象情報(仮題)」  
高橋賢一（気象庁）
3. 「防災気象情報の伝え方(仮題)」  
木原 実（気象予報士/防災士）
4. 「市町村の防災気象情報を活用した防災・減災対応」  
出水田正志（龍ヶ崎市役所）
5. 「パネルディスカッション」  
司会：津口裕茂（気象研究所）

問い合わせ先：津口裕茂（教育と普及委員会）

TEL: 029-853-8643（気象研究所予報研究部）

E-mail: [msj-ed\\_2017@metsoc.jp](mailto:msj-ed_2017@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：2017年5月28日(日) (大会第4日) 11:00~12:30

場所：国立オリンピック記念青少年総合センター 401・402・403・409 会議室 (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：時々刻々変化し、人々の生活に大きな影響を及ぼす気象。若い人たちにとっても、興味は尽きないことでしょう。日本気象学会は、主として高校生世代を対象に、「ジュニアセッション」を開催しています。この企画は、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すること、また、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。気象や大気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ています。

発表資格：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。

発表内容・形態：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。

見学資格：発表者がいない学校の生徒、教諭、引率者。

申し込み方法：ジュニアセッション2017のページ (<http://www.metsoc.jp/?p=7096>) をご覧下さい。申込方法は(<http://www.metsoc.jp/?p=7101>) 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  
東京都千代田区大手町 1-3-4 気象庁内  
TEL: 03-3216-4403 FAX: 03-3216-4401  
E-mail: msj-ed\_2017@metsec.jp

## 研究会のお知らせ

何れも参加は無料・事前の申込も不要ですので、興味のある方はご自由にご参加下さい。

### 第 47 回メソ気象研究会・第 10 回気象庁数値モデル研究会

日時：2017 年 5 月 24 日（水）（大会前日）13:30～17:30

場所：気象庁講堂（東京都千代田区大手町 1-3-4）

テーマ：「数値モデルによる積乱雲とその効果の表現」

コピナー：加藤輝之（気象研），永戸久喜（気象庁数値予報）

内容：メソ気象の事例解析では、不十分な観測データを補完するためには数値モデルによるシミュレーションが欠かせません。特に積雲対流にともなう降水事例の解析においては、数値モデルにおける積乱雲そのものやその効果の表現が非常に重要です。積乱雲そのものの表現については、雲・降水粒子の盛衰の過程を扱う雲微物理スキームが数値モデルに導入され、水平解像度が 100～500m になれば可能と言われていますが、積雲対流の特性を支配する様々なスケールの現象を全て表現可能かどうかや、雲微物理スキームや解像度の依存性など、幾つかの検討すべき課題があります。一方、個々の積乱雲を表現できない、概ね 5km 以上の水平解像度の数値モデルでは、積雲対流の効果をパラメタライズしたスキーム（積雲対流スキーム）が用いられています。気候モデルや季節予報モデルはもとより、気象庁で短期・中期予報用に現業運用されている全球モデルやメソモデルにおいても積雲対流スキームが用いられており、予測精度への影響が大きいことからその改良や高度化は重要な開発課題の一つとなっています。積雲対流の特性を支配する様々な現象の効果を適切に表現するためには、積雲対流に関する様々な知見を基にそれらを適切にモデル化するための取り組みが必要です。今回のメソ気象研究会では、気象庁数値モデル研究会との共催で、高解像度数値モデルにおける積乱雲や降水の振る舞いに加えて、積雲対流のパラメタライゼーションに対する取り組みについて講演を行っていただき、積乱雲やその効果の表現に関する双方の現状と課題を共有し、それぞれの知見をどのようにして互いの課題解決に活かしていくべきかを議論したいと考えております。観測による知見をお持ちの方も含めて、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：

13:30-13:40 開会挨拶・趣旨説明

13:40-14:10 「対流活動における大気成層の構造変化・上昇流に対する数値モデルの水平解像度の影響」

加藤輝之（気象研）

14:10-14:40 「積雲対流の発達と環境の安定度・水蒸気量との関係」

竹見哲也（京大防災研）

14:40-15:10 「超高解像度全球雲解像実験からわかる対流の統計的性質」

富田浩文（理研計算科学）

休憩

15:30-16:10 「積雲対流パラメタライゼーションの概要と気象庁現業メソモデルの積雲対流スキーム」

松林健吾（気象庁数値予報）

16:10-16:35 「気象庁現業全球モデルの積雲対流スキーム」

氏家将志（気象庁数値予報）

16:35-17:00 「気象研究所地球システムモデルの積雲対流スキーム」

吉村裕正（気象研）

17:00-17:30 総合討論

世話人：坪木和久（名大宇地研），加藤輝之（気象研），小倉義光（東大大気海洋研）

連絡先：加藤輝之（気象研）

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

注意事項：講堂でのご飲食はご遠慮ください。トイレは 1F をご利用ください（名札を提示されるとゲートを通してもらえます）。

### オゾン研究連絡会

日時：2017 年 5 月 25 日（木）（大会第 1 日）

18:00～20:00

場所：309 会議室（センター棟 3F）（大会 B 会場）

テーマ：「航空機観測キャンペーンについて」

内容：近年、東アジアにおける大気質を対象とした航空機観測キャンペーンが活発に行われている。Korea-United States Air Quality Study (KORUS-AQ) 2016 キャンペーンは NASA と韓国が共同で 2016 年 4-6 月に実施した航空機観測キャンペーンである。主に韓国周辺の上空での観測であったが、DC-8 機は佐賀や福江の上空にも飛来した。現在、地上・衛星観測やモデルシミュレーションと合わせたデータ解析が進行中である。2020 年頃には再度航空機観測計画が進行中であるが、内容はまだ未確定で、今後の参加も可能な段階にある。一方、2018 年 4 月ごろにはドイツの観測専用機 HALO を用いた観測キャンペーン Effect of Megacities on the Transport and Transformation of Pollutants on the Regional to Global

Scales(EMeRGe)-Asia が予定されており、台湾をベースに、日本や東南アジアの上空を観測ターゲットとしている。その他に計画中のキャンペーンも含め、海外からは日本からの参加者を求めている。今回の研究会では、これらの航空機観測や今後の計画について情報提供を行うと共に、日本の貢献がみえるべく、オールジャパン体制での参加を意識した対応について議論することを目的として企画した。また併せて、昨年9月にエディンバラにて開催された国際オゾンシンポジウムの参加者から、最新のオゾン研究関連の情報を提供いただく予定である。

#### 講演者：

- 「KORUS-AQ について」  
宮崎和幸（海洋研究開発機構） 40分  
「EMeRGe について」  
金谷有剛（海洋研究開発機構） 40分  
「まとめと討論」  
司会 林田佐智子（奈良女子大学） 20分  
「国際オゾンシンポジウム報告」  
中島英彰（国立環境研究所） 20分

世話人：林田佐智子（奈良女子大学）、笠井康子（情報通信研究機構）、金谷有剛（海洋研究開発機構）、高島久洋（福岡大学）、宮崎和幸（海洋研究開発機構）

連絡先：林田佐智子（奈良女子大学）

E-mail: sachiko@ics.nara-wu.ac.jp

#### 極域・寒冷域研究連絡会

日時：2017年5月25日（木）（大会第1日）

セッション終了後～2時間程度

場所：310会議室（センター棟3F）（大会C会場）

テーマ：マルチスケールで考える、都市における降雪・積雪

趣旨：人口の集中する都市での大雪は、交通障害等の社会的な影響が大きく、その範囲も想定外なものになることがあります。2016年11月には東京都心で11月としては観測史上初めて積雪が観測され、12月には札幌で50年ぶりに90cmを超える積雪となり、鉄道や空港が大混乱となりました。こうした都市部を襲う降雪現象に対しては南岸低気圧やポーラー・ローのスケールから、平野・局地スケールに至るさまざまな降雪過程を考慮する必要があります。今回はこのような極端な降雪・積雪現象に対して、実際に大雪に見舞われた現業官署での対応、予測向上へ向けた新しい試み、市民参加による広域の情報収集の手法の持つ可能性などについて3名の方にご講演をいただきます。関連する内容での飛び入りの発表も歓迎します。

1. 「2016年12月の札幌市・新千歳空港での大雪について」  
浅井博明（気象庁新千歳航空測候所）
2. 「2016年12月の北半球の大気循環とその予測可能性」  
佐藤和敏（国立極地研究所）
3. 「市民科学による超高密度広域雪結晶観測」  
荒木健太郎（気象研究所）

問い合わせ先：大島和裕（海洋研究開発機構）

TEL: 046-867-9261

E-mail: kazuhirou@jamstec.go.jp

#### 第1回気象学史研究会

日時：2017年5月27日（土）（大会第3日）

18:00～20:00

場所：309会議室（センター棟3F）（大会B会場）

テーマ：「気象学史研究はどうあるべきか」

内容：2016年12月に発足した気象学史研究連絡会による第1回目となる研究会です。そこで気象力学研究の世界の第一人者として活躍される傍ら、科学史など歴史的観点からも発言を続けてこられた京都大学名誉教授・元学会理事長の廣田勇先生と、科学史の分野で特に気象学史にご関心を持ち続け、気象学会員との共同研究でも多くの成果をあげられている神戸大学教授の塚原東吾先生をお迎えして、それぞれの視点から気象学史研究のあり方へのご提言をいただきます。ご参加のみなさま各々の洞察を深める契機としていただければ幸いです。なお、本研究会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：

- ご挨拶 三上岳彦（帝京大学）  
気象学史研究連絡会の発足にあたって  
基調講演 廣田勇（京都大学名誉教授）  
歴史を学ぶ、歴史に学ぶ ―科学史の視点に関する一考察  
招待講演 塚原東吾（神戸大学）  
科学史のなかでの気象学史：「歴史の科学化」と社会史視点という両輪  
総合討論

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/>

## 大会期間中の保育支援について

大会実行委員会では、大会期間中の保育施設として、次の施設を紹介します。

#### 1. セルリアンタワーポピンズキッズルーム

URL: <https://www.poppins.co.jp/nursery/cerulean.html>

TEL: 03-5728-1377

アクセス：渋谷駅から徒歩5分

利用可能時間：10:00～20:00（営業時間外 8:00～10:00/20:00～23:00 の予約は要相談）

完全予約制：定員10名。利用希望日の1ヶ月前～2日前の10時～19時の間に施設へ直接予約。

利用料金等：ビジター基本料金、延長料金、早朝夜間料金、持ち物等については施設ホームページを参照。

## 2. JBS 子供の部屋

URL: <http://www.jbs-mom.co.jp/sitting.html#14>

TEL: 03-3423-1251

アクセス：原宿駅から徒歩 10 分

利用可能時間：平日 9:00～17:00；土曜日 9:00～12:00  
完全予約制：定員 6 名。施設へ直接予約。定員に満たない場合は当日申し込みも可能（朝一番の申し込みでも午後からの利用になる場合あり）。

利用料金等：ビジター料金，延長料金，持ち物等については施設ホームページ参照。

※参考情報（青少年教育情報センター内キッズコーナー）

国立オリンピック記念青少年総合センターのセンター棟 2 階にはキッズコーナーが併設されています。付添人が必要ですが絵本などを自由に閲覧でき，利用は無料です。

URL: <http://www.niye.go.jp/services/research/#jyohos>

アクセス：大会会場と同じセンター棟内

利用可能時間：平日 12:00～16:00

土・日曜日 11:00～17:00

利用料金等：無料。飲食不可，簡易授乳室あり，オムツ替え可能。土曜日の午後は「絵本お話し会」開催。

大会実行委員会では，利用料金の一部を補助する予定です。上記施設以外の保育施設を利用される方も，この対象になります。詳細は日本気象学会の「学会大会時の保育支援にかかるとのガイドライン」（[http://jinzai.metsoc.jp/files/childcare\\_support\\_guideline.pdf](http://jinzai.metsoc.jp/files/childcare_support_guideline.pdf)）をご覧ください。保育支援をご希望される方は，下記担当者までご連絡ください。それ以外のお問い合わせについてもできる限りご対応致します。

連絡先：猪上 淳（国立極地研究所）

E-mail: [inoue.jun@nipr.ac.jp](mailto:inoue.jun@nipr.ac.jp)

TEL: 042-512-0681

---

## 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にのみ，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

（2017年3月15日現在）。\*の企業は5月25日（木）と26日（金），それ以外の企業は27日（土）と28日（日）の開設を予定しています。

株式会社ウェザーニューズ

オフィス気象キャスター株式会社

気象工学研究所\*

日本気象株式会社\*

一般財団法人日本気象協会\*

（五十音順）

---

## 秋季大会の予告

2017年度秋季大会は，2017年10月30日（月）～11月2日（木）に北海道大学で開催される予定です。

大会第1日 [ 5月25日(木) ] 10:00~11:30 一般口頭発表

A 会場

中高緯度大気

座長 : 川野 哲也 (九大院理)

- A101 佐藤 令於奈 (福岡大院理) 冬季北半球中緯度における雲の季節内変動に関する解析
- A102 佐藤 尚毅 (学芸大) 早春における関東地方南岸での低気圧活動と降水の極大
- A103 加藤 内藏進 (岡大・教育・理科) 秋が深まった時期の台風に伴う日本列島での広域降水の特徴 (その2 : Ty1326 時の特徴を盛夏期や秋雨期の事例と比較して)
- A104 川野 哲也 (九大院理) 北海道に暴風雪被害をもたらす温帯低気圧の構造変化
- A105 平沢 尚彦 (極地研) 南極氷床縁辺域における物質の鉛直輸送のメカニズム

B 会場

観測手法 I

座長：足立 アホロ（気象研）

- B101 宇塚 和夫（トックベアリング）高精度転倒ます雨量計の研究
- B102 青梨 和正（気象研）次世代のマイクロ波イメージャ降水リトリーバルアルゴリズム開発（その5）：TRMMとGPMの第1推定値の誤差PDFの統計的比較
- B103 佐藤 晋介（NICT）フェーズドアレイ気象レーダーのデータ品質管理 ～QCフラグのリアルタイム作成～
- B104 花土 弘（NICT）情報通信研究機構での偏波気象レーダ開発について
- B105 足立 アホロ（気象研）二重偏波レーダーデータの自己整合性に基づく粒径分布抽出手法の改良
- B106 菊池 博史（阪大院工）Ku帯広帯域二重偏波レーダによる比偏波間位相差を用いた降雨強度推定精度の評価
- B107 佐藤 英一（気象研）二重偏波レーダーを用いた火山噴煙の観測について

大会第1日〔5月25日(木)〕 10:00～11:30 専門分科会

C 会場

気象庁データを利用した気象研究の現状と展望

趣旨説明

座長：坪木 和久（名大宇地研）

- C101 \*石田 純一（気象庁数値予報） 気象庁現業数値予報システムの現状と開発計画
- C102 \*米原 仁（気象庁数値予報） 気象庁全球モデルにおける近年の開発と今後の課題
- C103 \*原 旅人（気象庁数値予報） 気象庁現業メソモデルの最近の開発とその成果
- C104 \*\*笹川 悠（気象研） 気象研究コンソーシアムにおける気象庁データの提供について
- C105 谷田貝 亜紀代（弘前大理工） 極端降水評価と気象解析のための APHRODITE アルゴリズムの改良—APHRODITE-2 紹介—
- C106 大竹 秀明（産総研） 米国における再生可能エネルギー出力予測に関する最新動向
- C107 村山 泰啓（NICT） 「オープンサイエンス」および研究データ共有の動向

総合討論

1件あたりの持ち時間は、\*は13分、\*\*は7分、それ以外は10分

D 会場

気候変動影響への適応技術とその社会実装

座長 : 大西 領 (JAMSTEC)

- D101 田中 博春 (法政大地域研) 気候変動影響への適応技術とその社会実装について
- D102 焼野 藍子 (JAMSTEC) 高解像街区スケールシミュレーションによる熊谷スポーツ文化公園の暑熱環境解析
- D103 杉山 徹 (JAMSTEC) 産官学協働による適応策検討ー横浜みなとみらい 2.1 地区を例にー
- D104 若月 泰孝 (茨城大) 高解像 RCM 実験情報を利用した統計的ダウンスケーリング (続)
- D105 田中 博春 (法政大地域研) 気候変動適応技術の普及要因 ~北海道農業の事例からの考察

総合討論

A 会場

熱帯大気・台風

座長：服部 美紀 (JAMSTEC)

- A151 寺尾 徹 (香川大教育) 夏季チベット高気圧域等の客観解析に見られる上部対流圏不安定化
- A152 坂崎 貴俊 (ハワイ大 IPRC) 熱帯降水日変化への成層圏の役割
- A153 小野 茉莉花 (東大大気海洋研) GPM DPR データを用いた中・低緯度の降水システム特性の海陸による違いに関する統計解析
- A154 藤島 美保 (東大 AORI) TRMM 衛星データを用いた熱帯の海陸遷移領域における降雨特性の統計的解析
- A155 服部 美紀 (JAMSTEC) フィリピン海コールドサージ観測の熱帯域および南半球へのインパクト
- A156 伍 培明 (DCOP) 海陸の気温コントラストがスマトラ島上の対流日変化に対する影響
- A157 末松 環 (理学系研究科) Testing the hypothesis that the MJO of pre-YMC can be explained by the seasonal transition of SST

座長：山口 宗彦 (気象研)

- A158 松岸 修平 (東大院理) 放射対流準平衡実験における自己組織化前後の対流特徴の変化
- A159 柳瀬 亘 (東大大気海洋研) 温度・鉛直シア・惑星渦度のパラメータ空間における低気圧の理想化実験
- A160 藤原 圭太 (九大院・理) 台風と水蒸気コンベアベルトのフィードバック過程
- A161 伊藤 耕介 (琉大理) 高解像度大気モデルと結合モデルによる北西太平洋全域台風予測実験
- A162 伊藤 耕介 (琉大理) 猛烈な台風の強度に関する「波しぶき水平輸送」仮説
- A163 山口 宗彦 (気象研) コンセンサス手法による台風強度予報ガイダンスの開発
- A164 久保田 尚之 (東大大気海洋研) 雷放電及び超小型衛星を駆使したフィリピンにおける極端気象の監視・情報提供システムの開発

## B 会場

### 観測手法 II

座長 : 川村 誠治 (NICT)

- B151 西田 圭吾 (RISH) デジタル放送波を用いた地表付近の屈折率推定
- B152 川村 誠治 (NICT) 地デジ放送波の複数の反射波を用いた水蒸気推定
- B153 久保田 匡亮 (京大) MU レーダー実時間アダプティブクラッター抑圧システムの開発
- B154 山田 芳則 (気象研) ドップラーレーダーによる複雑地形上での風解析
- B155 山本 雄平 (京大院理) 土地被覆分類を考慮したひまわり 8 号地表面温度プロダクトとその精度検証
- B156 澁谷 和樹 (明治大学大学院) TDR 法を用いた霜センサによる結霜と凍露の判別と発生環境

### 大気力学

座長 : 相木 秀則 (名大宇地研)

- B157 相木 秀則 (名大宇地研) 中緯度惑星波と赤道波のエネルギーフラックスの全球シームレス解析に向けて (II)
- B158 野田 彰 (気象研) データ解析における残差循環の任意性と多様性
- B159 澁谷 亮輔 (東大院理) 対流圏界面逆転層の緯度依存性及び季節変化に関する研究
- B160 桜井 誠 (筑波大生命環境) 北極温暖化増幅と傾圧不安定波の理論的關係
- B161 岡崎 正悟 (神戸大・理) 準地衡 2 層モデルにおける Nastrom-Gage スペクトルの形成メカニズムの検証
- B162 林 佑樹 (東大院理) 非定常な波強制に対する中層大気 2 次元及び 3 次元循環の形成
- B163 高木 征弘 (京産大理) 金星 GCM にみられる惑星規模の短周期擾乱
- B164 山本 勝 (九大応力研) 地形が金星大気大循環に与える影響
- B165 村橋 究理基 (北大院理) 火星大気を想定した高解像度 LES で得られた地表面応力分布

## C 会場

### データ同化

座長：川畑 拓矢（気象研）

- C151 石橋 俊之（気象研） 気象研究所大気海洋結合同化システム（MRI-CDA1）の数値天気予報システムとしての性質
- C152 小槻 峻司（理研計算科学） アンサンブルデータ同化を用いた NICAM のモデルパラメータ推定
- C153 清水 慎吾（防災科研） cloud-scale における熱力学場同化実験の降水予測精度評価
- C154 川畑 拓矢（気象研） 二重偏波レーダーデータを用いた降雹事例に関するデータ同化実験
- C155 大塚 成徳（理研計算科学） フェーズドアレイ気象レーダを用いた三次元降水補外予測のリアルタイム運用実験
- C156 岩本 尚大（RISH） コヒーレント・ドップラー・ライダーと数値予報モデルによる局地的豪雨の再現実験
- C157 青梨 和正（気象研） Neighboring Ensemble に基づく変分同化法を使った PALAU2013 事例への衛星搭載マイクロ波放射計輝度温度の同化実験
- C158 前島 康光（理研・計算科学） 2015 年 9 月関東・東北豪雨事例における高密度地上観測のデータ同化実験

座長：寺崎 康児（理研計算科学）

- C159 露木 義（気大） 渦位反転可能原理に基づくアンサンブルカルマンフィルタ
- C160 斉藤 和雄（気象研） アンサンブルデータ同化のための摂動手法について（2）
- C161 山崎 哲（JAMSTEC） 南極点ゾンデ観測同化のための AFES-LETKF 同化システムの改良
- C162 寺崎 康児（理研計算科学） 非対角な観測誤差共分散行列の Reconditioning によるデータ同化の安定性について
- C163 石橋 俊之（気象研） 観測誤差共分散構造の診断とその利用（3）
- C164 近藤 圭一（理研計算科学） アンサンブルデータ同化における鉛直誤差相関の調査
- C165 レ デュック（JAMSTEC） Comparison between observation space localization and model space localization in an EnVAR system
- C166 鈴木 和良（JAMSTEC） Single observation 実験に基づく大気陸面結合モデル内の予報誤差共分散の構造—積雪期のシベリアでの解析—

## D 会場

### 異常気象のメカニズムと要因分析

冒頭あいさつ

座長：中村 尚（東大先端研）

- D151 \*前田 修平（気象研気候）官学連携による異常気象分析検討会の立ち上げの経緯
- D152 \*齋藤 仁美（CPD/JMA）異常気象分析検討会の活動について
- D153 高谷 祐平（気象研）2016年夏季前半の不活発な台風活動の予測と要因分析
- D154 小林 ちあき（気象研）MIMを用いた大気の全球エネルギー量変動における ENSO の影響
- D155 塩崎 公大（京大院理）ENSO と極東域の寒暖との関係
- D156 西井 和晃（三重大生物資源）ユーラシア大陸寒冷化と北極海での海水減少

休憩(10分)

座長：渡部 雅浩（東大気海洋研）

- D157 土井 威志（JAMSTEC）海洋亜表層観測データを用いた初期値補正とインド洋ダイポールモード現象の予測精度向上について
- D158 植田 宏昭（生命環境）アジアモンスーン域の降水・降雪・台風の年々変動
- D159 今田 由紀子（気象研）2016年の世界の異常高温事例の多発に関する要因分析
- D160 釜江 陽一（筑波大生命環境）北太平洋 atmospheric rivers 発生頻度の気候学的分布とその変動
- D161 塩竈 秀夫（環境研）2.0℃安定化から 1.5℃安定化への追加緩和努力によって、極端現象の将来変化をどの程度低減できるのか？
- D162 堀之内 武（北大・地球環境）ジェット・渦位分布と降水分布
- D163 見延 庄士郎（北大・院・理）メキシコ湾流がヨーロッパ・ブロッキングにもたらす影響

終了あいさつ

\*は招待講演，1件あたりの持ち時間は，\*は20分，それ以外は14分

A 会場

気候システム I

座長：横畑 徳太（国環研）

- A201 横畑 徳太 (国環研) 永久凍土不可逆融解による温室効果ガス放出量の現状評価と将来予測
- A202 小畑 淳 (気象研) 巨大火山噴火寒冷化による低緯度植物生産の増加
- A203 神山 翼 (ワシントン大大気) 非線型 ENSO 温暖化抑制(NEWS)仮説
- A204 戸田 賢希 (AORI) 温暖化時の降水応答に対する循環場の寄与
- A205 川合 秀明 (気象研) 気象研究所気候モデルにおける雲表現の改善
- A206 中島 健介 (九大・理) “ウォーカー循環”再考：水惑星熱源応答実験からの示唆
- A207 春山 哲範 (新潟大院) 大気の極向きエネルギー輸送の評価における質量フラックス問題に関する一考察
- A208 森岡 優志 (JAMSTEC/APL) SINTEX-F2 decadal climate prediction in the southern Indian Ocean
- A209 黒田 友二 (気象研) 南半球冬季亜熱帯ジェットの維持機構

B 会場

降水システム I

座長：折笠 成宏（気象研）

- B201 荒木 健太郎（気象研） 市民科学による超高密度広域雪結晶観測 —2016年11月24日関東降雪事例—
- B202 高橋 庸哉（北教大） 樹枝状雪結晶に形態多様性をもたらす成長条件を解明する風洞実験—成長時間の効果
- B203 折笠 成宏（気象研） つくばでの地上モニタリング観測によるエアロゾル・雲核・氷晶核数濃度の変動
- B204 郭 子仙（気象研） Study of CCN and IN abilities of  $Al_2O_3$  and  $Fe_2O_3$  using MRI dynamic cloud chamber and MRI IN counter
- B205 田尻 拓也（気象研） シーディング物質の吸湿度と雲粒生成に関する実験
- B206 中井 専人（防災科研・雪氷） レーダー・降雪粒子同時観測に基づく降雪種ごとの Zh-R
- B207 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
- B208 久芳 奈遠美（AORI） 暖かい雨に対する雲物理スキーム比較実験 —衛星シミュレータを用いたバルク法とビン法の比較—
- B209 佐藤 陽祐（理研計算科学） 全球モデルにおける第2種間接効果の精緻な表現に必要な要素 —全球雲解像モデルと GCM の比較から—

C 会場

気象予報

座長 : 伊藤 純至 (気象研)

- C201 伊藤 純至 (気象研) 気象庁非静力学モデルの系統的なサブキロメートル水平解像度実験
- C202 牛山 朋來 (土研 ICHARM) フィリピン・パンパンガ川流域におけるアンサンブル降水予報実験
- C203 西川 雄輝 (AORI) Terrain-following 座標系における thin-wall 近似を用いた Hybrid 地形表現スキーム
- C204 佐藤 和敏 (極地研) 北極海のラジオゾンデ観測データが冬の中緯度で生じる寒波の予報精度に与える影響
- C205 加藤 亮平 (防災科研) FSS 計算における許容可能な位置ずれスケールの上限を決定する方法の提案 - 局地的大雨への適用 -
- C206 栗津 妙華 (理研計算科学) 降水領域の形状特徴による降水予測の検証手法
- C207 中里 真久 (気象庁) 保存則に基づく竜巻等突風の予測指数の開発 - 竜巻注意情報の精度向上の技術的基礎 -

D 会場

物質循環

座長：金谷 有剛 (JAMSTEC)

- D201 板橋 秀一 (電中研) 硫酸塩の大気中濃度と沈着量の発生源寄与の統合評価
- D202 甲斐 憲次 (名大環境) ゴビ砂漠におけるエアロゾルの粒子数密度と減衰後方散乱係数の関係
- D203 竹見 哲也 (京大防災研) 火山灰の大気輸送に及ぼす地形効果：桜島噴火の事例解析
- D204 松井 仁志 (名大環境学) 粒径分布と混合状態を解像した二次元ビン法を用いた全球エアロゾルモデルの開発
- D205 大島 長 (気象研) 気象研究所地球システムモデルの開発とブラックカーボンの空間分布と放射効果の評価
- D206 金谷 有剛 (JAMSTEC) MAX-DOAS 法による大気中二酸化窒素ガスの10年観測と衛星観測評価：衛星データを地表付近濃度に結び付け、利用を促進する
- D207 関谷 高志 (JAMSTEC) 全球化学輸送モデル CHASER による高分解能対流圏 NO<sub>2</sub> シミュレーション
- D208 石戸谷 重之 (産総研) 南極上空成層圏において観測された大気重力分離と周辺域の気象場との関係
- D209 塩谷 雅人 (京大生存研) オゾンゾンデの応答時間に起因する系統誤差について

A 会場

気候システムII

座長：釜江 陽一（筑波大生命環境）

- A301 菅野 湧貴（東北大院・理）北米寒気流の年々変動と対応する総観場
- A302 上野 健一（筑波大生命環境）インド亜大陸で日中に発生するMCSとモンスーンの季節内変動
- A303 尾瀬 智昭（気象研）アジア大陸気温のモデル再現性バイアスおよび関連する将来変化の要因
- A304 千葉 丈太郎（東大大気海洋研）高解像度全球大気モデルによるアンサンブル実験を用いた予測可能性の調査
- A305 釜江 陽一（筑波大生命環境）大西洋を発端とした近年のグローバルモンスーン強化傾向
- A306 楠 昌司（気象研）格子点で解析した梅雨期の将来変化
- A307 栗原 和夫（気象研）日本の梅雨後半期（7月）における温暖化時の降水量変化の地域的特徴（地域気候モデル・アンサンブル実験による）
- A308 村田 昭彦（気象研）雲解像アンサンブル地域気候シミュレーションによる日本の極端な降水量の将来予測
- A309 釜堀 弘隆（気象研）日本における台風降水量の分布

B 会場

降水システムII

座長 : 小野村 史穂 (アルファ電子/気象研)

- B301 栃本 英伍 (東大大気海洋研) 2015年9月1日対馬海峡で突風を生じたメソβスケール渦の発生・発達機構
- B302 森 祐貴 (東大 AORI) スーパーセルに伴う竜巻の発達・維持における地表面摩擦の効果に関する数値的研究
- B303 湯浅 惣一郎 (高知大院理) 2016年10月5日に高知で発生した竜巻親雲の構造
- B304 小野村 史穂 (アルファ電子/気象研) 庄内平野で観測された竜巻渦の地上と上空の比較
- B305 岩下 久人 (MEC) 地上稠密気象観測によるダウンバースト発生時の気圧変化と突風予測可能性
- B306 楠 研一 (気象研) 二重偏波レーダーとドップラーライダーを組合わせた非降水ガストフロント探知-アルゴリズムの概念-
- B307 益子 渉 (気象研) 地上気象データを用いた突風の統計解析
- B308 高橋 周作 (学芸大) 冬季雷雲の発達過程と雷ガンマ線の関係性について

C 会場

環境気象・大気境界層

座長：川端 康弘（気象研）

- C301 中澤 哲夫 (NIMS/KMA) ブルキナファソにおける気象変数と髄膜炎発症数との関連
- C302 藤部 文昭 (首都大・都市環境) 日本の熱中症死亡率の地域的・季節的特性
- C303 酒井 敏 (京大人環) フラクタル日除けによるクールアイランド実験
- C304 大橋 唯太 (岡山理大・生物地球) 暖候期に観測される高粱盆地の高温化
- C305 山本 哲 (気象研) 露場地面付近の気温鉛直分布観測
- C306 川端 康弘 (気象研) 都市キャノピースキームを用いた冬型事例の数値シミュレーション
- C307 稲垣 厚至 (東工大) 空撮地表面熱画像に基づく広域地表面近傍風速分布計測
- C308 高咲 良規 (立正大) 気象庁非静力学モデルを用いた台風 9119 号(リンゴ台風)の青森県に発生したおろし風
- C309 村松 貴有 (新千歳航空測候所) 2016年6月28日に函館沖津軽海峡で発生した低層波状雲の事例解析

D 会場

大気放射

座長：齊藤 雅典（東北大院理）

- D301 内山 明博 (NIES) スカイラジオメーター (POM02) の特性 (衛星推定エアロゾルプロダクト検証に向けて)
- D302 内山 明博 (NIES) 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
- D303 宇都宮 健志 (気象協会) 主成分分析による日射スペクトル変動特性の評価
- D304 関口 美保 (海洋大) エアロゾルによる雲の調整効果の地域特性について
- D305 大方 めぐみ (AORI) 衛星観測データを用いた3次元雲場の放射伝達効果に関する研究
- D306 岩渕 弘信 (東北大院理) モンテカルロ3次元放射伝達モデルによる多波長同時計算手法
- D307 齊藤 雅典 (東北大院理) CALIPSO 衛星観測から巻雲の光学・微物理特性と氷粒子形状を推定する手法の開発と検証
- D308 齊藤 雅典 (東北大院理) CALIOP-IIR 複合観測から得られた巻雲の氷粒子形状及びライダー比の地域・温度依存性
- D309 青木 輝夫 (岡山大) グリーンランド氷床のMODIS衛星抽出積雪粒径-TerraとAquaの違い

## A 会場

### 気候システムⅢ

座長：内山 常雄（気象予報士会）

- A401 山本 晴彦（山口大院創成科学研究科） 帝国日本における気象観測ネットワークの構築—樺太庁—
- A402 松本 健吾（岡山大・院） 長期データからみる梅雨と盛夏期における東西日本の降水の特徴に関する気候学（長崎と東京を例にする比較解析）
- A403 吉村 香（新潟地方気象台） 北陸地方における冬の雷日数の増加傾向について
- A404 川瀬 宏明（気象研） 中部山岳域で観測された2015/16年冬季の顕著な少雪の再現実験と要因分析
- A405 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9）—日本列島で増大する強い積雲対流活動について—

### 気象教育

座長：内山 常雄（気象予報士会）

- A406 内山 常雄（気象予報士会） 高層気温推移にみる気候変動
- A407 奥村 政佳（横浜国大） SORAKIDS 構想の実現に向けて～幼児教育・防災情報統合システムへの展開～
- A408 中島 健介（九大・理） コリオリ力を「体感」できる実験
- A409 関 隆則（気象予報士会） 光音響効果を用いた温室効果実験装置（その2）

B 会場

降水システムⅢ

座長 : 渡邊 俊一 (東大・大気海洋研)

- B401 渡邊 俊一 (東大・大気海洋研) 日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) の理想化実験:Part I JPCZ の形成と構造
- B402 荒木 健太郎 (気象研) 2016 年 11 月 24 日関東降雪の発生環境場
- B403 吉崎 正憲 (地球環境科学部環境システム学科) 波動の分散関係は共振 (1) ?!
- B404 二宮 洸三 (無所属) 1982 年 7 月 23-24 日の九州豪雨の環境場についての観測データと再解析データの比較
- B405 玉置 雄大 (北大院理) 夏季九州における力学的ダウンスケーリングの強降水継続時間のバイアスとそれに関連する総観場
- B406 加藤 輝之 (気象研) 平成 28 年台風第 16 号にともなう宮崎県北部での大雨について
- B407 重 尚一 (京都大院・理) レーダ反射強度の鉛直構造から見た熱帯と中緯度における層状性降水過程の違い
- B408 小司 禎教 (気象研) GNSS による水蒸気の非一様性の度合いの推定と短時間強雨の関係について
- B409 横山 千恵 (東大大気海洋研) GPM DPR 潜熱加熱スペクトル推定のための中緯度参照テーブルの作成 : 気象庁 LFM データの解析

C 会場

福島第一原子力発電所からの放射性物質の拡散の実態と影響—事故後6年を経過して—

趣旨説明

座長：滝川 雅之 (JAMSTEC)

- C401 渡邊 明 (福島大・理工) 放射性物質の大気拡散に関する福島の教訓と課題
- C402 鶴田 治雄 (RESTEC) 福島原発事故直後における大気環境常時測定局のテープろ紙中の放射性核種分析データから明らかになったこと
- C403 森野 悠 (国環研) 大気モデル相互比較に基づく福島原発事故起源の<sup>137</sup>Csの動態解析
- C404 岩崎 俊樹 (東北大学院理) 数値モデルによる移流拡散予測の相互比較実験
- C405 寺田 宏明 (原子力機構) 福島第一原子力発電所事故の放出量推定と被ばく評価における大気拡散シミュレーションの活用
- C406 関山 剛 (気象研) AMeDASおよびNTTドコモ地上風観測値のデータ同化が移流拡散シミュレーションの再現性に与える影響
- C407 眞田 幸尚 (原子力機構) 福島第一原子力発電所事故による放射性セシウムの沈着過程の推定—航空機モニタリングと大気拡散シミュレーションの比較—
- C408 新添 多聞 (原規庁) 航空機モニタリングデータを用いたセシウム137放出の時間変動の検討
- C409 近藤 裕昭 (産総研・JWA) 観測データとモデルの不一致から推定されるさらなる発生量の補正の可能性について

総合討論

1件あたりの持ち時間は12分

D 会場

新世代静止気象衛星ひまわり 8 号がもたらす新しい気象学

座長 : 岩淵 弘信 (東北大院理)

- D401 村田 英彦 (JMA/MSC) ひまわり 8 号「トゥルーカラー再現画像」
- D402 志水 菊広 (JMA) 静止気象衛星ひまわり 8 号による RGB 合成画像
- D403 濱田 篤 (東大 AORI) 静止衛星高頻度観測を用いた積雲鉛直流の推定
- D404 山下 浩史 (JMANPD) 気象衛星ひまわり 8 号から算出される台風領域の高頻度大気追跡風の検証と気象庁現業全球数値予報システムを使ったデータ同化実験

休憩

座長 : 岡本 幸三 (気象研)

- D405 計盛 正博 (気象庁数値予報) 気象庁の現業数値予報システムでのひまわり 8 号晴天放射輝度温度の利用
- D406 上清 直隆 (気象研) ひまわり 8 号雲域観測の全球データ同化
- D407 岡本 幸三 (気象研) ひまわり 8 号の赤外輝度温度同化
- D408 澤田 洋平 (理研計算科学) ひまわり 8 号輝度温度データの同化による局地的大雨の再現性向上の試み
- D409 本田 匠 (理研計算科学) ひまわり 8 号輝度温度観測のデータ同化研究:平成 27 年 9 月関東・東北豪雨事例(第 2 報)

1 件あたりの持ち時間は 12 分

B 会場

中層大気

座長：富川 喜弘（極地研）

- B451 久保川 陽呂鎮 (AORI) 山岳が熱帯対流圏界面近傍の気温変動に与える影響に関する研究
- B452 富川 喜弘 (極地研) 南極昭和基地におけるオゾン・水蒸気ゾンデ集中観測 (速報)
- B453 南原 優一 (東大院理) 2016年4月に PANSY レーダーで観測された対流圏から下部成層圏を貫く強い波状擾乱に関する事例解析
- B454 佐藤 薫 (東大院理) PANSY レーダー観測に基づく夏季中間圏極域の風の周波数スペクトルと鉛直プロファイルの研究
- B455 中島 駿 (東大院理) 成層圏界面ジャンプを伴う成層圏突然昇温に起因する季節間半球間結合
- B456 小新 大 (東大院理) 中間圏を含むデータ同化のパラメータ依存性
- B457 安井 良輔 (東大院理) 中間圏および下部熱圏における潮汐波に伴うシア不安定の発生

座長：原田 やよい（気象研）

- B458 木下 武也 (JAMSTEC) 渦位 flux および非断熱加熱率とバランスする3次元残差流の考察
- B459 原田 やよい (MRI) JRA-55 の北半球冬季成層圏における惑星規模波動の表現性能の検証
- B460 野口 峻佑 (気象研) 再解析における衛星観測の重要性の再認識 —従来型観測限定同化版再解析における2002年9月の南半球成層圏突然昇温の再現性—
- B461 向川 均 (京大・防災研) 2007年3月に生じた成層圏惑星規模波下方伝播イベントの力学と予測可能性
- B462 加藤 諒一 (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
- B463 直江 寛明 (気象研) CCM1 シナリオにおけるオゾン QBO の将来変化

C 会場

2015年と2016年の台風

趣旨説明

座長：伊藤 耕介（琉球大）

- C451 \*福田 純也（気象庁予報課） 2015年と2016年の台風について
- C452 中野 満寿男（JAMSTEC） 2015年3月のサイクロンPamの発生について：海面水温偏差によるMJOと大規模循環場の変調
- C453 山田 洋平（JAMSTEC） エルニーニョ終息年（1998・2016）台風シーズンのアンサンブル再現実験
- C454 足立 透（気象研） フェーズドアレイレーダーで観測された台風第1609号に伴う境界層の気流構造
- C455 小山 亮（気象研） T1610（Lionrock）にみられた短時間スケールの強度変化
- C456 嶋田 宇大（気象研） 2016年台風第18号の眼の壁雲交換に伴う構造変化プロセス

休憩

座長：中野 満寿男（JAMSTEC）

- C457 \*前田 修平（気象研気候） 2016年8月の循環場の極端な偏差
- C458 \*山田 朋人（北海道大学） 2016年8月に北海道各地で発生した豪雨災害と気候変動の影響を考慮した治水計画の検討
- C459 筆保 弘徳（横浜国大） 台風発生スコアを用いた2016年台風発生環境場の検出
- C460 久保田 尚之（東大大気海洋研） 2016年8月の台風環境場と1950年8月の事例との比較
- C461 神野 拓哉（東大理） 2016年8月のモンスーンジャイアに対する小笠原高気圧の影響
- C462 山田 広幸（琉球大理） 2016年8月に出現した「モンスーン渦」の特徴

討論：いわゆる「モンスーン渦」について

\*は招待講演，1件あたりの持ち時間は15分

## D 会場

### 偏波レーダーを用いた観測解析技術と利用法の展開

#### 趣旨説明

座長：前坂 剛（防災科研）

- D451 前坂 剛（防災科研） 国土交通省 XRAIN における KDP を用いた降雨強度推定について
- D452 板戸 昌子（気象協会） XRAIN を用いた冬期降水量推定精度向上に向けた取り組み
- D453 耿 驃（JAMSTEC） 雨の中で観測された偏波間位相差における波長の長いノイズの自動検出
- D454 小林 隆久（電中研） Mixed phase 観測における偏波レーダーのポテンシャル：Attenuation
- D455 若月 泰孝（茨城大） 偏波レーダパラメータを用いた雨滴粒径分布の推定
- D456 額綱 丈晴（名大宇地研） X バンド偏波レーダー用降水粒子判別法の夏季雷雲への適用
- D457 長屋 智大（名大 ISEE） Ka・X・C 帯二重偏波レーダーの偏波パラメータと HYVIS による直接観測の比較
- D458 真木 雅之（鹿児島大学） 火山噴煙の三次元レーダデータ解析ツール（ANT3D）の概要
- D459 Kim YuRa（Pukyong National University） ANALYSIS OF VOLCANIC ASH CLOUDS UNDER MOIST ENVIRONMENT USING ANT3D

#### 休憩(10分)

座長：増田 有俊（気象協会）

- D460 増田 有俊（気象協会） X バンド偏波レーダによる粒子判別結果を用いた降水セルのライフステージ判別
- D461 篠田 太郎（名大宇地研） 東海地方で観測された対流性降水域内部の霰領域と強い上昇気流域の分布
- D462 南雲 信宏（気象研） 凍雨の二重偏波情報と力学構造の特徴—2016年1月29日の事例—
- D463 中北 英一（京大防災研） 偏波レーダーを主としたマルチセンサーによる積乱雲の生成と発達を捉えるフィールド観測
- D464 山口 弘誠（京大防災研） 偏波レーダーを用いたアンサンブルデータ同化による降水予測精度向上に関する研究
- D465 横田 祥（気象研） 降水が予測されていない位置へのレーダー反射強度の同化方法の提案
- D466 梶原 佑介（気象庁観測） 空港気象ドップラーレーダーの二重偏波化
- D467 高橋 暢宏（ISEE） 「戦略的イノベーション創造プログラム（SIP） レジリエントな防災・減災機能の強化」におけるマルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダの開発について

#### 総合討論

1件あたりの持ち時間は11分

## 大会第1日〔5月25日(木)〕 11:30~12:30 ポスター・セッション

- P101 花土 弘 (NICT) GPM/DPR(全球降水観測計画主衛星搭載二周波降水レーダ)降水判定フラグの改良
- P102 妻鹿 友昭 (阪大工) GSMaP 雨量計補正降水マップ(GSMaP Gauge)におけるアルゴリズム変更の影響
- P103 大石 哲 (神戸大) GPS を用いた大阪湾周辺における水蒸気流入に関する研究
- P104 中島 大岳 (古野電気) 小型 X バンド二重偏波気象レーダーの降雨観測精度検証
- P105 磯田 総子 (NICT) フェーズドアレイ気象レーダーのデータ品質管理~地表面クラッタの時間変化~
- P106 橋口 浩之 (京大生存研) 大気成層構造の小型無人航空機・MU レーダー同時観測
- P107 瀬古 弘 (気象研) 高頻度高密度地上観測である首都圏地震観測網の気象データの同化実験 (1)
- P108 末木 健太 (東大大気海洋研) Large Eddy Simulation によるスーパーセルのエントレインメント率の推定
- P109 橋本 明弘 (気象研) JMA-NHM 降雪種再現性の評価
- P110 滋野 陽介 (新潟大院) 北陸地域の冬季雷発生時における総観場の特徴
- P111 武村 一史 (京大院理) 重合格子法を用いた非静力学モデルへの保存性補間法の実装
- P112 岡崎 淳史 (理研計算科学) 高密度降水レーダ反射強度の観測システムシミュレーション実験
- P113 大泉 伝 (JAMSTEC) スーパーコンピュータ「京」を用いた豪雨の高解像度アンサンブル実験
- P114 北島 尚子 (気象大) 2016年8月末の北日本の大雨に関連した低気圧と高気圧の強度変化
- P115 柴田 清孝 (KUT) 高知県の過去の雨量解析におけるデータ比較検証
- P116 野原 大輔 (電中研) メソアンサンブル予測を用いた風力発電出力急変事象(ランプ現象)予測の不確実性評価
- P117 Yovita Wangsaputra (東工大院) Numerical Simulation of Urban Boundary Layer over Flat and Realistic Topography
- P118 板倉 拓哉 (理科大) 熱環境・生理量の同時測定による温熱感覚決定要因の調査
- P119 平泉 浩一 (JWA) 熱中症患者数に関する予測情報の発表について
- P120 田中 実 (なし) 北半球の大陸東岸で冬から春に降水量の年変化の極大を観測する雨季
- P121 永田 玲奈 (帝京大) 日本の日降水量データを用いた20世紀における台風経路の復元
- P122 野坂 真也 (MRI) 海面水温変更による地域気候モデルの再現性の変化
- P123 保坂 征宏 (気象研) 大気モデルの地球システムモデル対応について—プログラム開発の視点から—
- P124 西 憲敬 (福岡大理) ITCZ 領域にみられる帯状雲域の変形過程
- P125 那須野 智江 (JAMSTEC) 全球非静力学モデルを用いた CINDY2011/DYNAMO 期間の水蒸気・熱収支解析
- P126 高須賀 大輔 (東大大気海洋研) 全球水惑星実験で選択される季節内振動の発生機構
- P127 久保川 陽呂鎮 (東大大気海洋研) ストレッチ版大気海洋結合モデルにおける大気海洋相互作用の研究
- P128 清水 厚 (環境研) ライダーにより検出された黄砂現象の中長期的な変動
- P129 深堀 正志 (気象大) 天空光の直線偏光度とオングストローム指数の関係
- P130 稲津 将 (北大院理) パーシステント・ホモロジーによる低気圧・前線トラッキング

## 大会第2日〔5月26日(金)〕 11:30~12:30 ポスター・セッション

- P201 島田 正樹(空自) 人工降雨の手法を用いた降水量軽減シミュレーション
- P202 島田 正樹(空自) WPR を用いた乱気流予測と航空機運航への活用
- P203 小司 禎教(気象研) 船舶搭載 GNSS による可降水量解析—反射波影響除去の重要性—
- P204 佐野 哲也(NICT) MP-X の観測データを用いた HB 法による PAWR 観測の降雨減衰補正
- P205 岩崎 博之(群馬大教育) GPM Ku 帯レーダーとモンゴル空港レーダーで得られたエコー強度の比較
- P206 工藤 玲(気象研) グライダー搭載 OPC によるエアロゾル鉛直分布の地上リモートセンシング手法の検証
- P207 久慈 誠(奈良女子大) 船舶観測データ解析による雲の研究
- P208 平沢 尚彦(極地研) 南極氷床を拠点とした夏季 45 日間の観測—第 58 次南極観測夏隊大気・雪氷チームの報告—
- P209 吉住 蓉子(九大院理) ビデオゾンデ観測データを用いた雲物理スキームの精度評価
- P210 大東 忠保(名大宇地研) Ka 帯レーダーを用いた台風 1618 号(Chaba)の上層雲の観測
- P211 大塚 道子(気象研) ひまわり 8 号雲水量同化に向けたデータ特性調査
- P212 近藤 圭一(理研計算科学) NICAM-LETKF を用いたマルチスケールデータ同化
- P213 金子 凌(水理研) WRF を用いた平成 28 年度 6 月 20 日からの熊本豪雨の再現実験
- P214 林 修吾(気象研) モデル高解像度化による夏季不安定性降水の再現性の調査
- P215 野澤 千菜美(酪農大院) 降水分布を考慮した石狩川流域における出水の再現
- P216 谷田貝 亜紀代(弘前大理工) ヒマラヤ山岳域の landslide 災害への局地的降水影響の評価(続報)
- P217 鈴木 智恵子(JAMSTEC) 領域気象モデルによる夏季の再現実験に対する土壌水分と人工排熱の影響
- P218 河野 恭佑(千葉工大) 東京都市街地における WBGT 移動観測
- P219 山森 賢也(東理大) 先進技術を用いた暑熱対策設備の効果検証
- P220 増田 南波(弘前大) 日本における日降水グリッドデータの風による捕捉損失の補正
- P221 村上 茂教(気象大) 偏西風ジェットの出現位置の経年変化と運動量・エネルギー輸送との関係
- P222 小林 大輝(JMA) 山岳波の初期値問題の解析解
- P223 飯田 大晴(富山大・理) 熱帯域東インド洋における地域による水蒸気変動特性の違い
- P224 中山 尋斗(学芸大) 西部北太平洋暖水域における水温勾配と台風発達との関係
- P225 吉田 聡(JAMSTEC) 北太平洋の爆弾低気圧が海洋深層に及ぼす影響
- P226 山下 晃平(東工大) WRF-Fire による火災延焼シミュレーション
- P227 財前 祐二(気象研) エアロゾルの吸湿膨張による視程低下
- P228 関根 広貴(東理大) 南関東における大気エアロゾルの湿度特性
- P229 玉井 健太郎(横浜国大) 北海道地方の爆弾低気圧ノモグラム
- P230 山口 純平(東北大院理) 2016 年 1 月の東アジアにおける寒気の形成と流出
- P231 柴田 清孝(KUT) 化学-気候モデルの上部成層圏・中間圏の鉛直解像度増加が及ぼす影響: 熱帯成層圏半年振動
- P232 永野 良紀(日大・文理) 東北地方部における風速の急変動現象気学的要因
- P233 築地原 匠(九大院・理) 近年の北海道地方の暴風雪の頻発と爆弾低気圧活動
- P234 遠藤 あずさ(筑波大学地球科学専攻) 線形傾圧モデルを用いた SAM の地形依存性の解明

## 大会第3日〔5月27日(土)〕 11:30~12:30 ポスター・セッション

- P301 古澤 文江 (ISEE) 衛星観測データを用いた降水プロダクト間の比較 II
- P302 余郷 友祐 (気象大) ひまわり 8 号のデータを用いた積雪域識別の高精度化
- P303 山内 晃 (長大院水産環境) CloudSat-CALIPSO 併用データを用いたユーラシア大陸広域の雲層内氷相割合の変化について
- P304 大石 哲 (神戸大) 短時間降雨予測精度向上のための近距離レーダーネットワークを用いた三次元風速場解析に関する研究
- P305 梅原 章仁 (気象庁) 二重偏波 DRAW による降水強度推定・種別判別技術の開発
- P306 中島 健 (理科大) 可搬型 MRT 計測に向けた Globe anemo-radiometer のパラメータ同定手法の検討
- P307 神 慶孝 (環境研) 水雲の偏光解消度と有効ライダー比を用いたシーロメーター/ライダー信号の校正手法
- P308 加瀬 紘照 (筆保研究室) 黒い百葉箱と白い百葉箱の温度差 ～百葉箱が白でなければならない理由～
- P309 横矢 成美 (山口大院) 降水粒子地上直接観測による融解層内の鉛直構造の考察
- P310 岩崎 杉紀 (防大地球) 積乱雲の雲頂から飛び上がる雲の撮影
- P311 山田 芳則 (気象研) 気象庁非静力学モデルによる雨水やみぞれの予測可能性
- P312 小田 真祐子 (気象研) 全球モデル用アンサンブルに基づく変分法同化法のための相関構造の調査
- P313 新堀 敏基 (気象研) 2016 年阿蘇山爆発的噴火に伴う降灰予報の検証
- P314 渡邊 俊一 (東大・大気海洋研) 日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) の理想化実験:Part II 渦状擾乱の形成過程
- P315 紀平 旭範 (富山大) 冬季日本海における日本海寒帯気団収束帯に関する研究
- P316 藤部 文昭 (首都大・都市環境) 数分～数十分スケールの地上気温変動の気候学的特性
- P317 渡邊 武志 (東海大 TRIC) エネルギー需要予測モデルのための入力気象データに関する検討
- P318 中村 祐輔 (立正大院) 関東平野内陸部における大気境界層高度のドップラーライダー観測
- P319 菊池 悠馬 (理科大) 都市オアシスの暑熱緩和効果に関する実験的検討
- P320 福田 崇文 (KU) 四国における降雪分布の地域特性に関する解析
- P321 渡来 靖 (立正大・地球環境科学) JRA-55 で見られるジェット気流の長期傾向
- P322 西原 佑亮 (九大・理) 西日本周辺域で報告された乱気流の発生環境場
- P323 加藤 咲 (福岡大理) 熱帯太平洋における大気中の IO ラジカルの時空間変動～MAX-DOAS 法による船上観測～
- P324 西本 秀祐 (気象大学校) 台風の上下一体性維持のメカニズム -Vortex Resiliency-
- P325 杉本 周作 (東北大学学際研) 日本東岸沖暖水渦が冬季大気場に及ぼす影響
- P326 日暮 明子 (NIES) ひまわり 8 号観測によるエアロゾル解析
- P327 小野里 早苗 (気象大) 天空放射輝度偏光測定から推定されるエアロゾルの光学特性
- P328 佐藤 丈徳 (東理大) 東京スカイツリーで観測された新粒子生成
- P329 平田 英隆 (九大院理) 2017 年 1 月上旬に発生した爆弾低気圧のメソスケール構造
- P330 中村 東奈 (富士通 FIP) 南米オゾン予測に向けたナッジング気象場の検討
- P331 水瀬 正雄 (長岡市) 日本における気温の日別平滑年値の変化について
- P332 坂崎 貴俊 (ハワイ大 IPRC) 領域モデルを用いた地上気圧潮汐の支配プロセスの研究
- P333 野口 峻佑 (気象研) 北半球における極夜ジェット振動の海面水温偏差に対する応答

## 大会第4日〔5月28日(日)〕 11:30~12:30 ポスター・セッション

- P401 石崎 春花 (首都大・都市環境) 全国の AMeDAS 雨量と解析雨量の比率の空間分布に関する研究
- P402 松山 洋 (首都大・都市環境) JRA-55 と GPS による可降水量の比較
- P403 金田 康世 (首都大・都市環境) GPS 可降水量に着目した「平成 24 年 7 月九州北部豪雨」の事例解析
- P404 岩崎 杉紀 (防大地球) CPS 雲粒子ゾンデによって観測された mixed-phase cloud の特徴

## 講演者索引

### < A >

Adachi Ahoro ( 足立 アホロ )	B105
Adachi Toru ( 足立 透 )	C454
Aiki Hidenori ( 相木 秀則 )	B157
Aoki Teruo ( 青木 輝夫 )	D309
Aonashi Kazumasa ( 青梨 和正 )	B102
Aonashi Kazumasa ( 青梨 和正 )	C157
Araki Kentaro ( 荒木 健太郎 )	B201
Araki Kentaro ( 荒木 健太郎 )	B402
Awazu Taeka ( 粟津 妙華 )	C206

### < C >

Chiba Joutaro ( 千葉 丈太郎 )	A304
--------------------------	------

### < D >

Doi Takeshi ( 土井 威志 )	D157
-----------------------	------

### < E >

Endo Azusa ( 遠藤 あずさ )	P234
-----------------------	------

### < F >

Fudeyasu Hironori ( 筆保 弘徳 )	C459
Fujiibe Fumiaki ( 藤部 文昭 )	C302
Fujiibe Fumiaki ( 藤部 文昭 )	P316
Fujishima Miho ( 藤島 美保 )	A154
Fujiwara Keita ( 藤原 圭太 )	A160
Fukabori Masashi ( 深堀 正志 )	P129
Fukuda Junya ( 福田 純也 )	C451
Fukuda Takafumi ( 福田 崇文 )	P320
Furuzawa Fumie ( 古澤 文江 )	P301

### < G >

Geng Biao ( 耿 驃 )	D453
-------------------	------

### < H >

Hamada Atsushi ( 濱田 篤 )	D403
Hanado Hiroshi ( 花土 弘 )	B104
Hanado Hiroshi ( 花土 弘 )	P101
Hara Tabito ( 原 旅人 )	C103
Harada Yayoi ( 原田 やよい )	B459
Haruyama Akinori ( 春山 哲範 )	A207
Hashiguchi Hiroyuki ( 橋口 浩之 )	P106
Hashimoto Akihiro ( 橋本 明弘 )	P109
Hattori Miki ( 服部 美紀 )	A155
Hayashi Shugo ( 林 修吾 )	P214
Hayashi Yuki ( 林 佑樹 )	B162

Higurashi Akiko ( 日暮 明子 )	P326
Hiraizumi Koichi ( 平泉 浩一 )	P119
Hirasawa Naohiko ( 平沢 尚彦 )	A105
Hirasawa Naohiko ( 平沢 尚彦 )	P208
Hirata Hidetaka ( 平田 英隆 )	P329
Honda Takumi ( 本田 匠 )	D409
Horinouchi Takeshi ( 堀之内 武 )	D162
Hosaka Masahiro ( 保坂 征宏 )	P123

### < I >

Iida Taisei ( 飯田 大晴 )	P223
Imada Yukiko ( 今田 由紀子 )	D159
Inagaki Atsushi ( 稲垣 厚至 )	C307
Inatsu Masaru ( 稲津 將 )	P130
Ishibashi Toshiyuki ( 石橋 俊之 )	C151
Ishibashi Toshiyuki ( 石橋 俊之 )	C163
Ishida Junichi ( 石田 純一 )	C101
Ishidoya Shigeyuki ( 石戸谷 重之 )	D208
Ishizaki Haruka ( 石崎 春花 )	P401
Isoda Fusako ( 磯田 総子 )	P105
Itado Atsuko ( 板戸 昌子 )	D452
Itahashi Syuichi ( 板橋 秀一 )	D201
Itakura Takuya ( 板倉 拓哉 )	P118
Ito Junshi ( 伊藤 純至 )	C201
Ito Kosuke ( 伊藤 耕介 )	A161
Ito Kosuke ( 伊藤 耕介 )	A162
Iwabuchi Hironobu ( 岩渕 弘信 )	D306
Iwamoto Naohiro ( 岩本 尚大 )	C156
Iwasaki Hiroyuki ( 岩崎 博之 )	P205
Iwasaki Suginori ( 岩崎 杉紀 )	P310
Iwasaki Suginori ( 岩崎 杉紀 )	P404
Iwasaki Toshiki ( 岩崎 俊樹 )	C404
Iwashita Hisato ( 岩下 久人 )	B305

### < J >

Jin Yoshitaka ( 神 慶孝 )	P307
Jinno Takuya ( 神野 拓哉 )	C461

### < K >

Kai Kenji ( 甲斐 憲次 )	D202
Kajiwara Yusuke ( 梶原 佑介 )	D466
Kamae Youichi ( 釜江 陽一 )	A305
Kamae Youichi ( 釜江 陽一 )	D160
Kamahori Hirotaka ( 釜堀 弘隆 )	A309
Kanaya Yugo ( 金谷 有剛 )	D206
Kaneda Yasuyo ( 金田 康世 )	P403

Kaneko Ryo ( 金子 凌 )	P213
Kanno Yuki ( 菅野 湧貴 )	A301
Kato Kuranoshin ( 加藤 内藏進 )	A103
Kato Ryohei ( 加藤 亮平 )	C205
Kato Ryoichi ( 加藤 諒一 )	B462
Kato Saki ( 加藤 咲 )	P323
Kato Teruyuki ( 加藤 輝之 )	B406
Kawabata Takuya ( 川畑 拓矢 )	C154
Kawabata Yasuhiro ( 川端 康弘 )	C306
Kawai Hideaki ( 川合 秀明 )	A205
Kase Koki ( 加瀬 紘熙 )	P308
Kawamura Seiji ( 川村 誠治 )	B152
Kawano Kyosuke ( 河野 恭佑 )	P218
Kawano Tetsuya ( 川野 哲也 )	A104
Kawase Hiroaki ( 川瀬 宏明 )	A404
Kazumori Masahiro ( 計盛 正博 )	D405
Kihira Akinori ( 紀平 旭範 )	P315
Kikuchi Hiroshi ( 菊池 博史 )	B106
Kikuchi Yuma ( 菊池 悠馬 )	P319
Kim Yura ( Kim YuRa )	D459
Kinsohita Takenari ( 木下 武也 )	B458
Kitabatake Naoko ( 北島 尚子 )	P114
Kobayashi Chiaki ( 小林 ちあき )	D154
Kobayashi Hiroki ( 小林 大輝 )	P222
Kobayashi Takahisa ( 小林 隆久 )	D454
Kohyama Tsubasa ( 神山 翼 )	A203
Kondo Hiroaki ( 近藤 裕昭 )	C409
Kondo Keiichi ( 近藤 圭一 )	C164
Kondo Keiichi ( 近藤 圭一 )	P212
Koshin Dai ( 小新 大 )	B456
Kotsuki Shunji ( 小槻 峻司 )	C152
Kouketsu Takeharu ( 纈纈 丈晴 )	D456
Kuba Naomi ( 久芳 奈遠美 )	B208
Kubokawa Hiroyasu ( 久保川 陽呂鎮 )	B451
Kubokawa Hiroyasu ( 久保川 陽呂鎮 )	P127
Kubota Hisayuki ( 久保田 尚之 )	A164
Kubota Hisayuki ( 久保田 尚之 )	C460
Kubota Hohsuke ( 久保田 匡亮 )	B153
Kudo Rei ( 工藤 玲 )	P206
Kuji Makoto ( 久慈 誠 )	P207
Kuo Tzuhsien ( 郭 子仙 )	B204
Kurihara Kazuo ( 栗原 和夫 )	A307
Kuroda Yuhji ( 黒田 友二 )	A209

Kusunoki Kenichi (楠 研一)	B306	Nakayama Hiroto (中山 尋斗)	P224	Saitou Hitomi (齋藤 仁美)	D152
Kusunoki Shoji (楠 昌司)	A306	Nakazato Masahisa (中里 真久)	C207	Sakai Satoshi (酒井 敏)	C303
< L >		Nakazawa Tetsuo (中澤 哲夫)	C301	Sakazaki Takatoshi (坂崎 貴俊)	A152
Le Duc (レ デュック)	C165	Naoe Hiroaki (直江 寛明)	B463	Sakazaki Takatoshi (坂崎 貴俊)	P332
< M >		Nasuno Tomoe (那須野 智江)	P125	Sakurai Makoto (桜井 誠)	B160
Maeda Shuhei (前田 修平)	C457	Niisoe Tamon (新添 多聞)	C408	Sanada Yukihisa (真田 幸尚)	C407
Maeda Shuhei (前田 修平)	D151	Ninomiya Kozo (二宮 洗三)	B404	Sano Tetsuya (佐野 哲也)	P204
Maejima Yasumitsu (前島 康光)	C158	Nishi Noriyuki (西 憲敬)	P124	Sasagawa Yutaka (笹川 悠)	C104
Maesaka Takeshi (前坂 剛)	D451	Nishida Keigo (西田 圭吾)	B151	Sato Eiichi (佐藤 英一)	B107
Maki Masayuki (真木 雅之)	D458	Nishihara Yusuke (西原 佑亮)	P322	Sato Kaoru (佐藤 薫)	B454
Mashiko Wataru (益子 渉)	B307	Nishii Kazuaki (西井 和晃)	D156	Sato Kazutoshi (佐藤 和敏)	C204
Masuda Aritoshi (増田 有俊)	D460	Nishikawa Yuki (西川 雄輝)	C203	Sato Naoki (佐藤 尚毅)	A102
Masuda Minami (増田 南波)	P220	Nishimoto Shusuke (西本 秀祐)	P324	Sato Takenori (佐藤 丈徳)	P328
Matsugishi Shuhei (松岸 修平)	A158	Noda Akira (野田 彰)	B158	Sato Yousuke (佐藤 陽祐)	B209
Matsui Hitoshi (松井 仁志)	D204	Noguchi Shunsuke (野口 峻佑)	B460	Satoh Reona (佐藤 令於奈)	A101
Matsumoto Kengo (松本 健吾)	A402	Noguchi Shunsuke (野口 峻佑)	P333	Satoh Shinsuke (佐藤 晋介)	B103
Matsuyama Hiroshi (松山 洋)	P402	Nohara Daisuke (野原 大輔)	P116	Sawada Yohei (澤田 洋平)	D408
Mega Tomoaki (妻鹿 友昭)	P102	Nosaka Masaya (野坂 真也)	P122	Seki Takanori (関 隆則)	A409
Minamihara Yuichi (南原 優一)	B453	Nozawa Chinami (野澤 千菜美)	P215	Sekiguchi Miho (関口 美保)	D304
Minobe Shoshiro (見延 庄士郎)	D163	< O >		Sekine Hiroki (関根 広貴)	P228
Mizuse Masao (水瀬 正雄)	P331	Obata Atsushi (小畑 淳)	A202	Sekiya Takashi (関谷 高志)	D207
Mori Yuki (森 祐貴)	B302	Oda Mayuko (小田 真祐子)	P312	Sekiyama Tsuyoshi (関山 剛)	C406
Morino Yu (森野 悠)	C403	Ohashi Yukitaka (大橋 唯太)	C304	Seko Hiromu (瀬古 弘)	P107
Morioka Yushi (森岡 優志)	A208	Ohgashi Tadayasu (大東 忠保)	P210	Shibata Kiyotaka (柴田 清孝)	P115
Mukougawa Hitoshi (向川 均)	B461	Ohtake Hideaki (大竹 秀明)	C106	Shibata Kiyotaka (柴田 清孝)	P231
Murahashi Kuriki (村橋 究理基)	B165	Oishi Satoru (大石 哲)	P103	Shibuya Kazuki (澁谷 和樹)	B156
Murakami Shigenori (村上 茂教)	P221	Oishi Satoru (大石 哲)	P304	Shibuya Ryosuke (澁谷 亮輔)	B159
Muramatsu Takanari (村松 貴有)	C309	Oizumi Tsutao (大泉 伝)	P113	Shige Shoichi (重 尚一)	B407
Murata Akihiko (村田 昭彦)	A308	Okamoto Kozo (岡本 幸三)	D407	Shigeno Yosuke (滋野 陽介)	P110
Murata Hidehiko (村田 英彦)	D401	Okata Megumi (大方 めぐみ)	D305	Shimada Masaki (島田 正樹)	P201
Murayama Yasuhiro (村山 泰啓)	C107	Okazaki Atsushi (岡崎 淳史)	P112	Shimada Masaki (島田 正樹)	P202
< N >		Okazaki Shogo (岡崎 正悟)	B161	Shimada Udai (嶋田 宇大)	C456
Nagano Yoshinori (永野 良紀)	P232	Okumura Masayoshi (奥村 政佳)	A407	Shimbori Toshiki (新堀 敏基)	P313
Nagata Rena (永田 玲奈)	P121	Ono Marika (小野 茉莉花)	A153	Shimizu Akihiro (志水 菊広)	D402
Nagaya Tomohiro (長屋 智大)	D457	Onomura Shiho (小野村 史穂)	B304	Shimizu Atsushi (清水 厚)	P128
Nagumo Nobuhiro (南雲 信宏)	D462	Onosato Sanae (小野里 早苗)	P327	Shimizu Shingo (清水 慎吾)	C153
Nakai Sento (中井 専人)	B206	Orikasa Narihiro (折笠 成宏)	B203	Shinoda Taro (篠田 太郎)	B207
Nakajima Hiroataka (中島 大岳)	P104	Ose Tomoaki (尾瀬 智昭)	A303	Shinoda Taro (篠田 太郎)	D461
Nakajima Kensuke (中島 健介)	A206	Oshima Naga (大島 長)	D205	Shiogama Hideo (塩竈 秀夫)	D161
Nakajima Kensuke (中島 健介)	A408	Otsuka Michiko (大塚 道子)	P211	Shiotani Masato (塩谷 雅人)	D209
Nakajima Shun (中島 駿)	B455	Otsuka Shigenori (大塚 成徳)	C155	Shiozaki Masahiro (塩崎 公大)	D155
Nakakita Eiichi (中北 英一)	D463	Oyama Ryo (小山 亮)	C455	Shoji Yoshinori (小司 禎教)	B408
Nakamura Haruna (中村 東奈)	P330	< S >		Shoji Yoshinori (小司 禎教)	P203
Nakamura Yusuke (中村 祐輔)	P318	Saito Kazuo (斎藤 和雄)	C160	Sueki Kenta (末木 健太)	P108
Nakano Masuo (中野 満寿男)	C452	Saito Masanori (齊藤 雅典)	D307	Suematsu Tamaki (末松 環)	A157
Nakashima Takeshi (中島 健)	P306	Saito Masanori (齊藤 雅典)	D308	Sugimoto Shusaku (杉本 周作)	P325
				Sugiyama Toru (杉山 徹)	D103
				Suzuki Chieko (鈴木 恵子)	P217

Suzuki Kazuyoshi (鈴木 和良) C166  
 < T >  
 Tajiri Takuya (田尻 拓也) B205  
 Takagi Masahiro (高木 征弘) B163  
 Takahashi Nobuhiro (高橋 暢宏) D467  
 Takahashi Shusaku (高橋 周作) B308  
 Takahashi Tsuneya (高橋 庸哉) B202  
 Takasaki Yoshinori (高咲 良規) C308  
 Takasuka Daisuke (高須賀 大輔) P126  
 Takaya Yuhei (高谷 祐平) D153  
 Takemi Tetsuya (竹見 哲也) D203  
 Takemura Kazushi (武村 一史) P111  
 Tamai Kentaro (玉井 健太郎) P229  
 Tamaki Yuta (玉置 雄大) B405  
 Tanaka Hiroharu (田中 博春) D101  
 Tanaka Hiroharu (田中 博春) D105  
 Tanaka Minoru (田中 実) P120  
 Terada Hiroaki (寺田 宏明) C405  
 Terao Toru (寺尾 徹) A151  
 Terasaki Koji (寺崎 康児) C162  
 Tochimoto Eigo (栃本 英伍) B301  
 Toda Masaki (戸田 賢希) A204  
 Tomikawa Yoshihiro (富川 喜弘) B452  
 Tsukijihara Takumi (築地原 匠) P233  
 Tsuruta Haruo (鶴田 治雄) C402  
 Tsuyuki Tadashi (露木 義) C159

< U >

Uchiyama Akihiro (内山 明博) D301  
 Uchiyama Akihiro (内山 明博) D302  
 Uchiyama Tsuneo (内山 常雄) A406  
 Ueda Hiroaki (植田 宏昭) D158  
 Uekiyo Naotaka (上清 直隆) D406  
 Ueno Kenichi (上野 健一) A302  
 Umehara Akihito (梅原 章仁) P305  
 Ushiyama Tomoki (牛山 朋来) C202  
 Utsunomiya Kenji (宇都宮 健志) D303  
 Uzuka Kazuo (宇塚 和夫) B101

< W >

Wakazuki Yasutaka (若月 泰孝) D104  
 Wakazuki Yasutaka (若月 泰孝) D455  
 Wangsaputra Yovita (Yovita Wangsaputra) P117  
 Watanabe Akira (渡邊 明) C401  
 Watanabe Shunichi (渡邊 俊一) B401  
 Watanabe Shunichi (渡邊 俊一) P314  
 Watanabe Takeshi (渡邊 武志) P317

Watarai Yasushi (渡来 靖) P321  
 Wu Peiming (伍 培明) A156

< Y >

Yagai Isamu (谷貝 勇) A405  
 Yakeno Aiko (焼野 藍子) D102  
 Yamada Hiroyuki (山田 広幸) C462  
 Yamada Tomohito (山田 朋人) C458  
 Yamada Yohei (山田 洋平) C453  
 Yamada Yoshinori (山田 芳則) B154  
 Yamada Yoshinori (山田 芳則) P311  
 Yamaguchi Junpei (山口 純平) P230  
 Yamaguchi Kosei (山口 弘誠) D464  
 Yamaguchi Munehiko (山口 宗彦) A163  
 Yamamori Kenya (山森 賢也) P219  
 Yamamoto Akira (山本 哲) C305  
 Yamamoto Haruhiko (山本 晴彦) A401  
 Yamamoto Masaru (山本 勝) B164  
 Yamamoto Yuhei (山本 雄平) B155  
 Yamashita Kohei (山下 晃平) P226  
 Yamashita Koji (山下 浩史) D404  
 Yamauchi Akira (山内 晃) P303  
 Yamazaki Akira (山崎 哲) C161  
 Yanase Wataru (柳瀬 亘) A159  
 Yasui Ryosuke (安井 良輔) B457  
 Yatagai Akiyo (谷田貝 亜紀代) C105  
 Yatagai Akiyo (谷田貝 亜紀代) P216  
 Yogo Yusuke (余郷 友祐) P302  
 Yokohata Tokuta (横畠 徳太) A201  
 Yokota Sho (横田 祥) D465  
 Yokoya Narumi (横矢 成美) P309  
 Yokoyama Chie (横山 千恵) B409  
 Yonehara Hitoshi (米原 仁) C102  
 Yoshida Akira (吉田 聡) P225  
 Yoshimura Kaori (吉村 香) A403  
 Yoshizaki Masanori (吉崎 正憲) B403  
 Yoshizumi Youko (吉住 蓉子) P209  
 Yuasa Soichiro (湯浅 惣一郎) B303

< Z >

Zaizen Yuji (財前 祐二) P227

大会 第 1 日  
午 前



# 冬季北半球中緯度における雲の季節内変動に関する解析

\*佐藤 令於奈<sup>1</sup>, 西 憲敬<sup>2</sup>, 向川 均<sup>3</sup>

1: 福岡大院理, 2: 福岡大理, 3: 京大防災研

## 1. はじめに

冬季北半球中緯度における循環場の季節内変動では、亜熱帯ジェット中を伝播するロスビー波やテレコネクションパターンを形成する定常ロスビー波が重要な役割を果たす。例えば、日本周辺における高度場や気温の変動には、北太平洋域のブロッキング高気圧、EUパターンやWPパターンを形成する定在ロスビー波の寄与が大きいことが知られている(向川・馬淵, 京都大学防災研究所年報, 2012)。しかし、雲活動に対するロスビー波の寄与に関する理解はまだまだ不十分である。そこで、冬季日本周辺における雲の季節内変動について調べると、500hPa 高度場が低下しつつあるときに雲活動が活発であることが示された(2015 年度秋季大会, P383)。このような季節内スケールの雲量変動に関して、ロスビー波が雲活動に果たす役割に注目して解析を行った。

## 2. 使用データ

1984-2008 年 1,2 月における The European Centre Medium-Range Weather Forecasts による再解析データ ERA-Interim(3°×3°×24hour)および International Satellite Cloud Climatology Project による Gridded Cloud Product Revised Algorithm(D1) (2.5°×2.5°×6hour)を使用した。

## 3. 解析結果

周期 15-60 日成分を抽出する band-pass フィルターを施し、雲量と高度場との時空間的位相関係について解析を行った。図 1 に 1993 年 1-2 月における 300hPa 高度場(Φ300)および雲量の経度時間断面を示す(北緯 33-40 度平均値)。東半球では雲活動活発域の西側に季節内変動成分のトラフが位置し、この位相関係を維持しながら東進する。この関係について統計的解析を行った。

まず、500hPa 高度場(Φ500)の時間変化率と雲量とのラグ相関解析を行った。その結果、日本付近では雲活動活発期のあとに Φ500 が極小をとることが示された。

つぎに、日本付近における高度場の東西勾配と雲量との同時相関解析を行った。その結果、雲活動活発期には、高度場の東西勾配は有意に正値を示した。この結果は、雲活動活発域の西側に Φ500 の負偏差が位置することを意味している。実際に、日本付近における雲活動活発期には、カスピ海南部から華南にかけて、大規模な空間構造を有する季節内変動成分のトラフが卓越していた。

さらに、東西に 30 度離れた地点間でのラグ相関解析を行った。その結果、33N では 60E~180E 付近で東進性が卓越し、日本付近において Φ300 はおよそ 5 度/day の東向き位相速度を有するこ

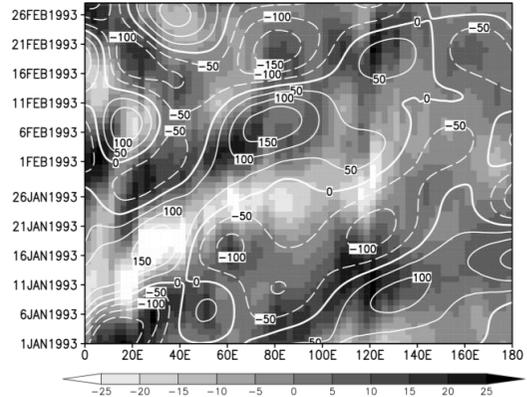


図 1: 1993 年 1-2 月における雲量および 300hPa 高度場の経度時間断面。高度場[m]を等値線、雲量[%]を陰影で示す。両者ともに 15-60 日の band-pass フィルターを施した。北緯 33-40 度の緯度平均値を示す。

とが確かめられた。この位相東進の地域性を調べたところ、東進の卓越は亜熱帯ジェットが存在する領域と重複していた。このことから、この東進性擾乱は、亜熱帯ジェット中を位相東進する移動性ロスビー波に対応すると考えられる。雲量に関しても同様の解析を行った結果、日本付近では東向きの位相速度をもち、その大きさはおよそ 8 度/day で、Φ300 のそれよりもやや速いことが明らかになった。

加えて、高度場と雲量との位相関係および時間変動特性は領域によって異なることも見出された。例えば、亜熱帯ジェットの分流域である北太平洋東部から北米大陸西岸にかけての領域では、ジェット風速が極大をとる日本付近とは異なり、高度場と雲量の季節内変動は定在的であった。また、Φ300 の極小域と雲活動活発域は一致する。

## 4. 結論

冬季北半球中緯度における雲活動の季節内変動成分について調べた。その結果、日本付近では移動性ロスビー波に伴う位相東進成分が卓越し、雲活動活発な領域は移動性ロスビー波のトラフ東方に位置することが示された。この位相東進性と空間的位相関係の両者によって、日本付近における雲活動の季節内変動がもたらされており、雲活動活発期には Φ500 の時間変化率が負値をとると解釈できる。しかし、Φ500 の東進位相速度はジェット風速と必ずしも比例しておらず、北米大陸西岸付近のように定在波のトラフ卓越時に雲活動が活発である経度帯も存在する。これらの差異を生む力学機構の解明が今後の課題である。

# 早春における関東地方南岸での低気圧活動と降水の極大

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

## 1 はじめに

3月中旬から4月にかけて、本州南岸に停滞した前線によってもたらされるとされる雨季のことを「菜種梅雨」とよぶことがある。晩冬から早春にかけては、日本付近で低気圧活動が活発になることが知られているが、菜種梅雨は、このような低気圧活動の終盤の時期にあたると考えられる。本研究では、3月の終わり頃の降水の一時的な極大と低気圧活動との関連を調べる。

## 2 降水量の季節進行

図1に館山(千葉)の旬別降水量の季節進行を示す。AMeDASのデータを用い、統計期間は1981~2010年の30年間とした。梅雨期、秋雨期とならんで、3月下旬に降水の極大が明瞭に見られる。このような降水極大は、東京など他のいくつかの地点でも見ることができ、関東地方の南部に限られている。

## 3 低気圧活動の分布

図1に見られるような降水の極大に対応して、低気圧活動の分布を調べた。ここではJRA-25の日別値を用い、周期8日未満の短周期変動成分について、850hPaにおける南北風偏差と比湿偏差の積の時間平均( $\overline{v'q'}$ )を計算した(統計期間は1994~2013年)。図2に3月下旬における結果を示す。東シナ海と本州の南岸に低気圧活動の極大がみられる。日本付近に注目した場合、 $\overline{v'q'}$ で評価される低気圧活動は、3月中旬や4月上旬(図は省略)よりも3月下旬のほうが強くなっている。

## 4 黒潮域の海面水温との関係

関東地方の南岸の海面水温は黒潮の流路によって変動する。OISSTデータを用いて、1994~2013年の各年について3月下旬のSSTの分布を調べ、SSTの分布が「非大蛇行接岸流路」に近いタイプ(接岸型)で黒潮の流路が沿岸に近くなっている10年と、それ以外(離岸型)の10年とに分けた(SST分布の図は省略)。その上で、「接岸型」と「離岸型」の年のそれぞれで、 $\overline{v'q'}$ を計算した(図3)。その結果、「離岸型」の場合のほうが、 $\overline{v'q'}$ で評価される低気圧活動が関東の南岸で強くなっていることが分かった。ただし、関東の東方の黒潮続流域での低気圧活動は、SSTの南北勾配の大きい「接岸型」の年のほうが強くなっている。

3月の終わりから4月になると黒潮を横切る北西季

節風の風速が弱まるので黒潮域での水温前線の影響を受けやすくなる一方で、本州南岸での低気圧活動は全体的には早春を過ぎると季節進行とともに弱くなっていくことから、3月下旬に低気圧活動の極大が生じている可能性が考えられる。

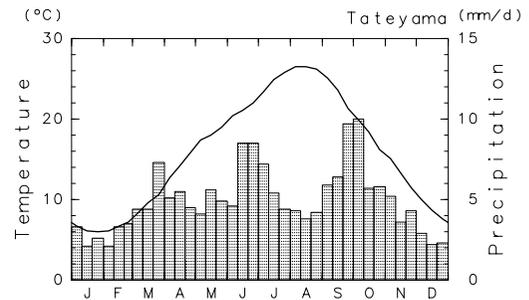


図1 館山(千葉)の旬別気温と日降水量の季節進行。

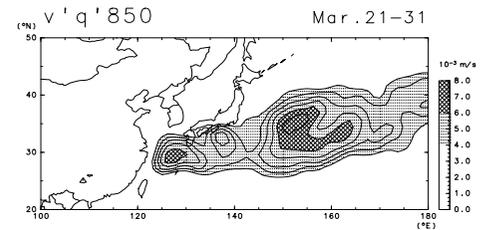


図2 3月下旬における850hPa面における $\overline{v'q'}$ の分布。

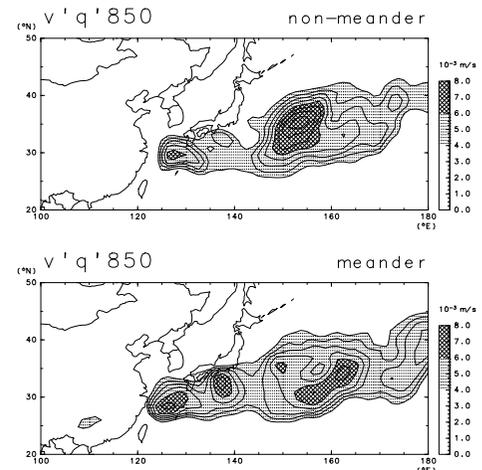


図3 3月下旬における850hPa面における $\overline{v'q'}$ の分布。上は黒潮流路が「接岸型」の年、下は「離岸型」の年の平均。

## 秋が深まった時期の台風に伴う日本列島での広域降水の特徴 (その2: Ty1326 時の特徴を盛夏期や秋雨期の事例と比較して)

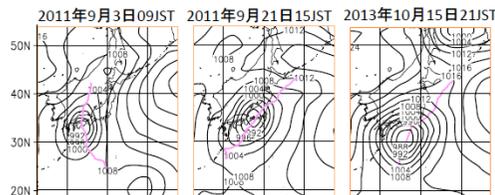
小嶋ゆう実(岡山大・教育(理科))・\*加藤内藏進(岡山大大学院・教育(理科))

松本健吾(岡山大大学院・教育(理科))・大谷和男(岡山大・大学院自然科学研究科。現在、テレビせとうち(株))

### 1. はじめに

日本付近では盛夏から初冬にかけての僅か数か月間で広域場が季節的に大きく変化する。このため、台風が日本列島に近づく際に、台風本体以外にも広域に纏まった降水域が広がることがあり、そこでは、総量だけでなく集中豪雨タイプか地雨的に持続するタイプも含めた、かなりの季節的多様性を生じうる。特に秋が深まった頃に日本列島に上陸・接近する台風時の、盛夏期や秋雨期との違いも興味深い。

そこで本研究では、秋雨期に移行する前で盛夏期の特徴が残る 2011 年 9 月 3 日に西日本に上陸した台風 12 号 (Ty1112), 秋雨期の 2011 年 9 月 21 日に東海に上陸した台風 15 号 (Ty1115), 秋が深まった 2013 年 10 月中旬頃に関東に接近した台風 26 号 (Ty1326) に伴う事例を取り上げた(第 1 図)。前回の講演では(2016 年秋の全国大会) Ty1326 時の解析を中心としたが、今回は、特に北側のシステムの関わり方の違い等に注目して 3 つの事例を比較する。解析には、気象庁のレーダーアメダス合成図や各気象官署の前 10 分降水量、NCEP/NCAR 再解析データ (2.5° × 2.5° 緯度経度格子点、広域解析用)、等を利用した。



第 1 図 3 つの台風の接近時における SLP (hPa) と日本列島付近での台風の経路 (薄い実線)。

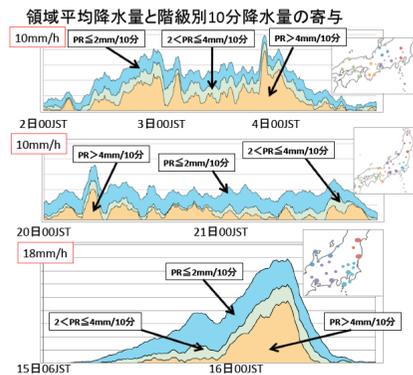
### 2. 各事例における日本列島での広域降水の特徴や総観場の比較 (季節進行の背景の中で)

Ty1112 が西日本に接近・北上時には、日本列島域で台風東方の地域は太平洋高気圧西縁部で高温多湿で不安定な気団に覆われ、下層の強い南風が北方の前線帯へ吹き抜けていた。これに対応して、台風本体の降水だけでなく、紀伊半島からそれ以东でも山地やその風上側を中心に局地的な強雨域が広域的に散在・持続していた (図略)。

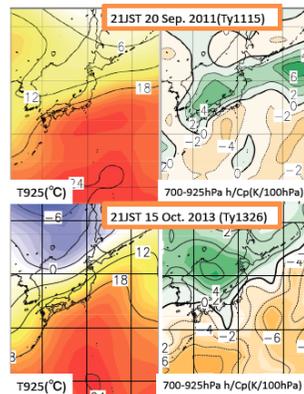
しかし、Ty1115 時には (特に 9/20-21), 台風本体とは別に、中心から約 500km 北方で東西に伸びる秋雨前線に対応して、2mm/10 分程度かそれよりも弱い強度の降水が広域的に持続し、時空間で積算した総降水量に対する寄与は小さくなかった (第 2 図。Ty1112 についても、比較のために掲載)。Ty1326 時にも、台風本体の強雨域とは別に、このような特徴の雨域が北上・接

近する台風の北～北東側に広域的に持続した。いずれも、安定度の高い傾圧帯に向かって台風循環に関連した下層風での水蒸気流入が特徴的であった (第 3 図)。

但し、秋雨期の Ty1115 の事例では、前線面が高度とともに北に傾く合流場の秋雨前線に沿った降水であったが、秋が深まった Ty1326 の事例での傾圧帯は、前線面というよりは、大陸側の急速な季節的降温を反映した対流圏中下層全体にわたる強い傾圧性 (安定度の良い領域の広がりも更に広域的) で特徴づけられていた。そこに、台風北方～北東方の南ないし南東風が深く侵入することに伴う広域的な暖気移流場の中での降水という、総観場の季節的背景の違いがあった点も興味深い。



第 2 図 台風接近時の日本列島での領域平均降水量と階級別 10 分降水量の寄与 (mm/10 分)。凡例は図中を参照。また、領域平均には、図の右側の丸印で示す地上気象官署での値を利用した。上段: Ty1112 (盛夏期に近い時期, 9/2-4 について示す), 中段: Ty1115 (秋雨期, 9/20-21), 下段: Ty1326 (秋が深まった時期, 10/15-16)。



第 3 図 Ty1115 (秋雨期, 上段), Ty1326 (秋が深まった時期, 下段) が本州南方から接近時の時刻における 925hPa 気温 (左, °C) と安定度 (ここでは、700hPa から 925hPa における相当温位の差で、相当温位の代わりに  $h/C_p$  を、K/100hPa の単位で示す)。

# 北海道に暴風雪被害をもたらす温帯低気圧の構造変化

川野 哲也・川村 隆一（九大院・理）

## 1 はじめに

冬季に日本周辺を発達しながら通過する爆弾低気圧は、北海道および日本海沿岸地方を中心に広範囲に暴風雪をもたらす。そのような爆弾低気圧のうち、オホーツク海で猛烈に発達する爆弾低気圧は北海道に甚大な暴風雪災害を引き起こし、ときには尊い人命をも奪うため、その発達過程を理解することは防災・減災の観点から非常に重要である。

日本海低気圧（以降、親低気圧）が北海道を通過する際にその構造を変化させるケースがある。具体的には、親低気圧中心がまだ日本海上にある段階で釧路沖に「子低気圧」が発生し、その後親低気圧は衰退、子低気圧がオホーツク海上で猛烈に発達して爆弾低気圧となるケースである。その場合、北海道地方は2つの低圧部に挟まれて一時的に穏やかな状態になった後、猛烈な暴風雪に見舞われるため、甚大な被害を引き起こす可能性が高い危険な低気圧であると言える。

本研究では、その典型事例である2013年2月7日～9日にかけての爆弾低気圧（図1）に注目し、その構造変化過程を数値シミュレーションから明らかにすることを目的とする。

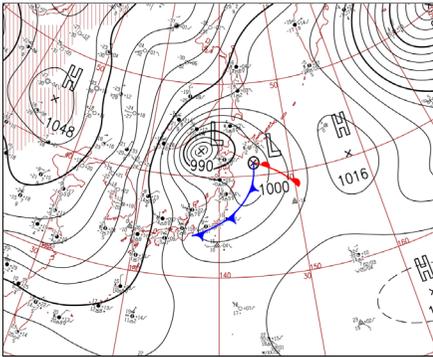


図1: 2013年2月7日21JSTにおける地上天気図。

## 2 概況

2013年2月6日03JST白頭山沿岸に中心気圧1016 hPaの低気圧（親低気圧）が発生し、6日21JSTまでほぼ停滞した。その後発達しながらゆっくりとした速度で東進し、7日09JSTには日本海北部に達した。その後もゆっくり東進を続けるが、7日21JSTまでに親低気圧とは別の子低気圧が釧路沖に発生した。親低気圧は北海道通過中に衰退する一方で、子低気圧は北上しながら急速に発達し、オホーツク海上で中心気圧972 hPaにまで猛烈に発達した。

## 3 数値モデルおよび実験設定

使用したモデルはWRF Ver.3.4.1である。水平解像度

27 km, 9 kmの2つのドメインを2-way ネスティングした。雲物理スキームにはMilbrandt-Yauの2モーメントスキームを用い、Kain-Fritsch積雲パラメタリゼーションスキームを導入した。惑星境界層スキームおよび地表面過程には、それぞれYonsei-Universityスキームとunified Noah land-surfaceスキームを用いた。NCEP FNLから初期値・境界値を作成し、2013年2月5日09JSTを初期時刻として、5日間の時間積分を行った（以降、CNTL）。

日本列島の地形が本低気圧の構造変化におよぼす影響を調べるため、5つの地形改変実験を行った。それらは、北海道を平坦化した実験（FlatHOK）、北緯37.6°以北を平坦化した実験（Flat37.6N）、東経136°以東を平坦化した実験（Flat136E）、日本列島全体を平坦化した実験（FlatJAPAN）、中部山岳のみを残し、それ以外を平坦化した実験（OnlyCM）である。

## 4 結果

中部山岳を含む／含まないによって子低気圧の発達程度に大きな差が生じた。すなわち、CNTL, FlatHOK, Flat37.6N, OnlyCMの4つの実験では、オホーツク海で子低気圧が猛烈に発達し、Flat136EとFlatJAPANの2つの実験では弱い発達にとどまった。このことは中部山岳の存在が子低気圧の発達に大きな影響を与えていることを示している。

中部山岳の影響による子低気圧の発生・発達過程は以下のように考えられる。親低気圧が日本海北部にあるとき、低気圧後面の北西風～西風が中部山岳を南北に迂回する流れが生じる。その結果、風下側にあたる本州東部沖の太平洋上では、北側に北風偏差、南側に南風偏差を伴う変形下層風場が形成される（図2）。その変形場の東端に生じた南北帯状の南風偏差によって下層水蒸気が北に輸送され、釧路沖の対流活動が促進する。その対流活動に伴う非断熱加熱によって生じた下層正渦位が低気圧循環によってオホーツク海に移動し、集中強化することで子低気圧の猛烈な発達につながった。

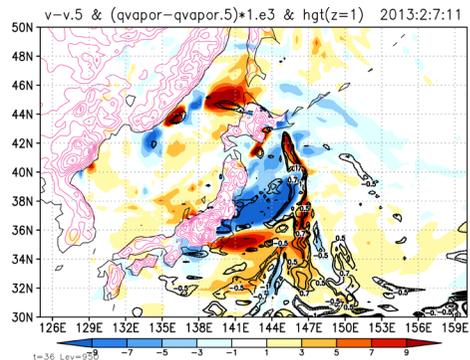


図2: 2013年2月7日20JSTにおけるCNTLとFlatJAPANとの950 hPa南北風差（陰影）および水蒸気混合比差（コンター）。

# 南極氷床縁辺域における物質の鉛直輸送のメカニズム

平沢尚彦(極地研)、林政彦(福岡大)、中田浩毅(KKT イノベート)、小塩哲朗(名古屋科学館)、小西啓之(大阪教育大)、Nuerasimuguli Alimasi (ゼノクロ航空宇宙システム)

## 1. はじめに

2007年1月に実施した日独共同航空機観測の結果、昭和基地周辺のエアロゾル分布に興味深い特徴が見出されている(平沢, 2017)。図1に示すように、エアロゾル数濃度は海氷に覆われていない開水面域の大気境界層下部の高度300mで顕著に多く(図1の●)、そこで海面から大気に注入されていることが示唆される。開水面域から大陸縁辺の昭和基地方面に向かって数濃度が減っていることは、供給源から遠ざかるためと解釈される。ところが、境界層と自由対流圏との境界付近の高度1000mでは供給源の上空で数濃度が少なく昭和基地方面で多い。昭和基地付近では高度300mの値と同程度である。供給源付近では鉛直混合が強く抑制されているのに対し、大陸縁辺域では顕著な鉛直混合が起こっていると想像される。すなわち、大陸縁辺域で上空にエアロゾルを輸送するシステムがあると考えられる。本研究の目的は大陸縁辺域においてエアロゾルを上空に輸送するシステムを明らかにするとともに、上空に輸送されたエアロゾルが内陸方面にも輸送されるかどうかを観測から確認することである。

## 2. 無人飛行機を用いた観測

第58次南極地域観測隊夏期観測として、2017年1月に南極氷床上のS17拠点(図2)において一月以上の観測期間を設けた。S17拠点は海岸から約15km、昭和基地からの直線距離は20kmにあって、標高は約610mである。S17拠点から海岸沿いの海洋上まで往復約30kmの無人飛行機観測を実施した。例えば、往路を高度700m、復路を高度1200mとして、断面観測を実施した。無人飛行機(エンジン機)による観測は、様々なフライトパターンを合計して24回に及んだ(詳細は林氏の講演)。

図3に示した2017年1月27日の観測は11回目の海岸域へのフライトである。このケースではエアロゾル数濃度が他の観測日に比べて顕著に多かった。高度700mではS17を出発して海岸域に向かうに連れて急激に $0.3\mu\text{m}$ の粒子数が増加した。高度1200mでは空間的な違いは比較的小さい。エアロゾルを多く含んだ大気は境界層にトラップされた状況で内陸に向かって進入したと考えられる。

本講演では、無人飛行機観測の結果に基づいて、南極氷床縁辺域におけるエアロゾルの輸送について議論する。

### 参考文献

平沢尚彦(2017), 気象研究ノート「南極氷床と大気物質循環・気候」, 第17章。

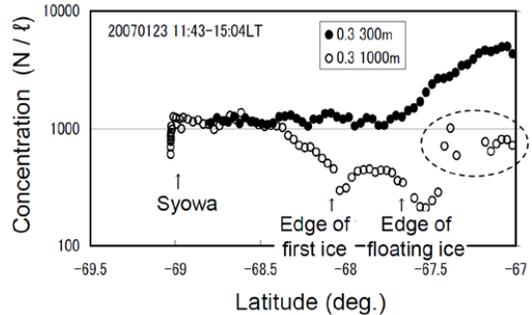


図1 2007年1月23日の航空機観測(S12)により得られた粒径 $0.3\mu\text{m}$ 以上のエアロゾルの数濃度(個/リットル)の大気下層の水平プロファイル。●は高度300mに沿ったデータ。○は高度900-1200m層内のデータで、高度1000m以下の観測値を破線で囲む。

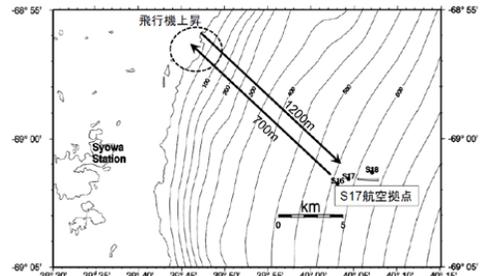


図2 S17拠点の位置、及び無人飛行機観測の飛行ルート。

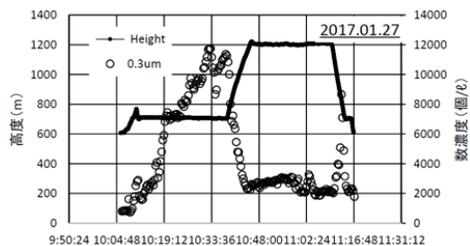


図3 2017年1月27日の10時~11時(現地時刻)の観測結果を時系列で示す。図の両端がS17拠点、中央付近が海岸域で高度を700mから1200mに上昇させている。○は $0.3\mu\text{m}$ 以上の粒子数を示す。

## 高精度転倒ます型雨量計の研究

宇塚 和夫(トックベアリング)

### 1. 諸 言

現在市販されている転倒ます型雨量計は、1時間に80mm程度の雨量なら問題なく測定できる。しかし100mmを超えるような集中豪雨では、転倒ますの傾き角度が大きいため、定量となったますから空のますへの切り替え時、ろ水器から滴下する雨が空のますに入らず、定量となったますに入り続けてしまう現象が顕著になる。その結果、実際の雨量が少なく測定される問題が生じる。そこで今回は、切り替え時にすばやく空のますに雨が入るように工夫した転倒ますを新たに開発した。本報ではこの新規転倒ますを使用した雨量計が、どの程度の雨量まで高精度に測定できるのかを評価する。

### 2. 新規転倒ますの形状

図1に新規転倒ます型雨量計の外観図を示し、図2に転倒ますとろ水器の位置関係を示す。この新規雨量計は市販雨量計と比較して、転倒ますの傾き角を小さくし、ろ水器の出口とますの仕切り板との距離を近づけたため、ろ水器から流れる水が、転倒時反対側のますに入るのを出来るだけ防いだ構成になっている。

### 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



図1 新規転倒ます型雨量計の外観図



(a) 新規品

(b) 市販品

図2 転倒ますとろ水器の位置関係

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。

### 4. 試験結果

図3に測定結果を示す。この図より新規雨量計と市販雨量計の測定値は、雨量50mmの時両者に差はなく正確な数値を測定しているが、それ以上になると両者とも低下する傾向がみられる。雨量計の検定合格基準<sup>1)</sup>は、雨量20mm以上で器差3%であり、両者の測定値の誤差を確認するため、誤差を算出し図4にまとめた。この図より市販雨量計の合格範囲は雨量約100mmまでなのに対して、新規雨量計は約180mmまで達することが確認できた。

### 5. 結 言

集中豪雨時、より高精度な雨量の測定を実現するため、転倒ますの傾き角を小さくした新規転倒ます型雨量計を開発し評価した。その結果、雨量約180mmまで検定合格基準を満たす高精度な雨量計が実現できた。

### 参考文献

- (1) 気象業務法第9条の検定の対象となる気象測器の検定の合格基準を定める告示(2002年) P25~27.

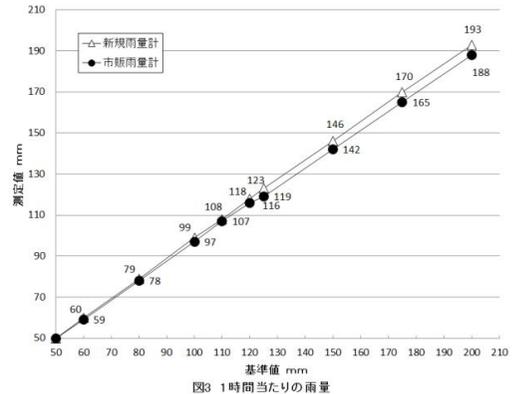


図3 1時間当たりの雨量

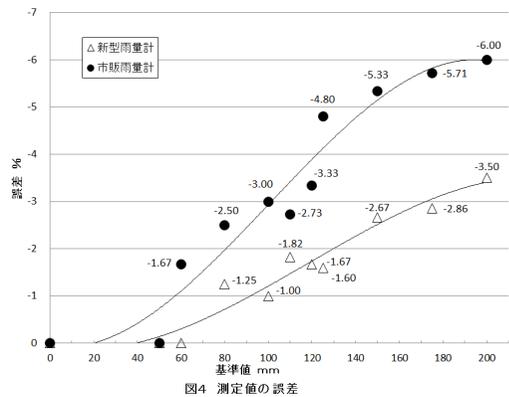


図4 測定値の誤差

次世代のマイクロ波イメージャ降水リトリバルアルゴリズム開発（その5）：

TRMM と GPM の第 1 推定値の誤差 PDF の統計的比較

青梨和正・岡本幸三・石元裕史・山口宗彦（気象研）

1. はじめに

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

このアルゴリズムの基本的なアイデアは、リトリバルに使う降水物理量や、地表面状態の第 1 推定値を数値モデルの出力や TRMM, GPM を元にしたモデルから求めること；これら第 1 推定値の誤差の確率分布 (PDF) を複数のレジームを使って表現すること；レジームの事前確率とレジーム毎の物理量の PDF から、MWI TB の観測値が与えられたときの最尤値として、降水のリトリバル値を求めることである。

今回は、第 1 推定値の誤差 PDF の統計的解析を、TRMM と GPM が共存していた 2014 年 4 月-9 月の期間のデータを用いて行なったので報告する。

2. 本研究で用いたデータ、アルゴリズム

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

TMI と GMI の輝度温度 (TB) データから、同一の GSMaP 降水リトリバルアルゴリズム (V6.1.20161129) を用いて降水強度をリトリバルした。このアルゴリズムはアプリアリ情報として JRA55 の全球解析値と MGDSST の海面温度、GPM KuPR から求めた統計的な降水タイプと降水プロファイルを使っている。

降水強度の検証データとして、TRMM PR と GPM KuPR の地上降水強度を用い、リトリバルの第 1 推定値等とのマッチアップデータを作った。

3. 第 1 推定値の誤差 PDF の統計的比較

図 1 は、対象期間平均の日降水強度の帯状平均値を海上と陸上について示す。海上では、KuPR が PR より強く、特に熱帯では約 20% 過大である。GMI のリトリバル値は KuPR と良く合っている。一方、TMI リトリバル値は PR に近いが、熱帯で過小、中緯度で過大となっている。陸上では、KuPR が PR より弱く、特に熱帯では約 25% 過小である。GMI と TMI リトリバルは、ほぼ同じ分布を示し、赤道付近で PR, KuPR より過小で、北緯 10-20 度で過大になる。

図 2 は、対象期間平均の日降水強度の KuPR-GMI, PR-TMI の地域分布を示す。海上では、KuPR-GMI には小さなスケールの正負のパターンが多く、大規模なバイアスは目立たないが、PR-TMI は、熱帯の高 SST 域で正、ITCZ と中緯度で負のバイアスを持つ。陸上では、KuPR-GMI、PR-TMI 共にアマゾンや海洋大陸付近で正のバイアス、アフリカのサヘルで負のバイアスを持つ。

Acknowledgement: この研究は JAXA 「第 7 回降水ミッション科学研究公募共同研究」「GCOM 研究公募共同研究」の一部である。

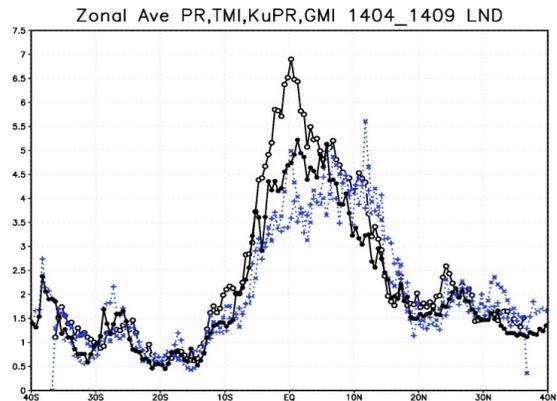
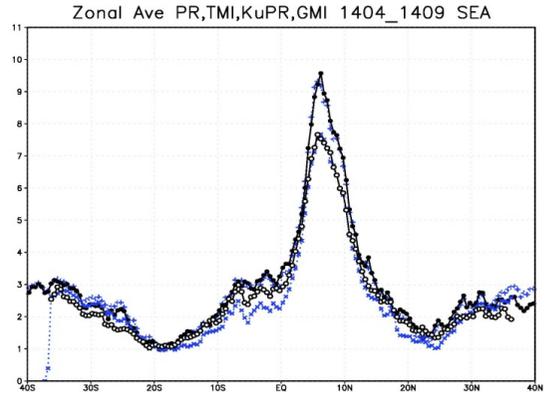
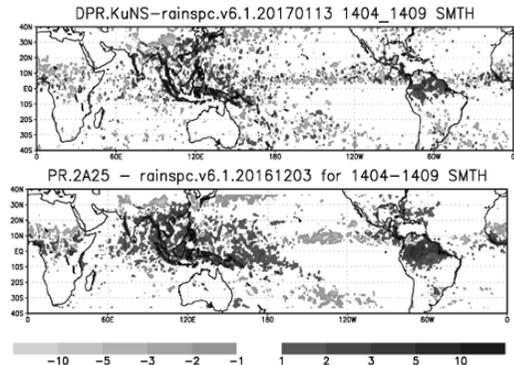


図 1：対象期間平均の日降水強度の帯状平均値 (mm/day)

(上) 海上 (下) 陸上；PR (○), KuPR (●), TMI (×), GMI (+)

図 2：対象期間平均の日降水強度のバイアスの地域分布

(上) KuPR-GMI (下) PR-TMI



# フェーズドアレイ気象レーダーのデータ品質管理 ～QCフラグのリアルタイム作成～

\*佐藤晋介、磯田総子、佐野哲也、花土弘、岩井宏徳(NICT)、  
水谷文彦(東芝)、牛尾知雄(大阪大)、大塚成徳、三好建正(理研 AICS)

## 1. はじめに

局地的大雨や竜巻・突風等の早期検知と予測を目指して開発したフェーズドアレイ気象レーダー (PAWR) の観測データは、事例解析研究にとどまらずデータ同化による数値予報やナウキャスト、スマホアプリ「3D 雨雲ウォッチ」でも利用されている。しかし、観測データにはMTIなどの信号処理では除ききれない地表面クラッタエコーをはじめ、不定期に発生する電波干渉ノイズなどの不要エコーが含まれ問題となっている。PAWRで30秒毎に得られる100仰角、360度方位角、60kmレンジ(100m分解能)のデータは、従来レーダーと比べると時間あたり100倍のデータ量となり、リアルタイムのデータ品質管理(QC)は容易ではない。「京」コンピュータを用いた「ビッグデータ同化」によるゲリラ豪雨予測の実証実験(Miyoshi et al., BAMS, 2016)ではRuiz et al. (SOLA, 2015)のQCアルゴリズムを用いているが、その計算には30秒以上かかっている。実際にリアルタイムでデータ処理を行うためには、QC処理は数秒程度で終わらなくてはならない。そこで本研究では、定常的なPAWRデータ利用に用いるためのQCフラグを10秒以内で作成することを目的とする。

## 2. データ品質管理(QC)フラグの設計

PAWR観測データのQC情報は、汎用的な利用を目指して生データと同じフォーマットの別ファイルとして提供する。データ量を最小限とするため、反射強度(Ze)とドップラー速度(Vr)共通で1-byte(8-bit)のQCフラグを作成する。QCフラグの内容は、[0]Valid data, [1]Shadow, [2]Clutter possible, [3]Clutter certain, [4]Noise, [5]Rain Attn, [6]Range SL, [7](Reserve)とした。[0]はZeとVrともにノイズレベル以上の有効データであれば真、[1]の地形によるシャドーは、国土地理院の標高データと4/3Rの等価地球半径を仮定したビーム高度の比較で判定し、近距離にあるビルによる遮蔽も付加している。PAWRのレベル2データは同じ観測モードであれば方位角と仰角が統一されているので、シャドーデータは事前に計算したファイルを読み込むだけである。[2]と[3]はどちらも地表面クラッタのフラグであるが、データ同化のように低品質データを極力除去したい場合とスマホアプリの可視化のようにデータ欠陥を少なくしたい場合で使い分けることを想定している。地表面クラッタの判別は多くのアルゴリズムが考えられるが、最も計算コストが高い。本研究では計算時間短縮のため、まず晴天時の6時間以上の観測データから事前に作成した統計クラッタマップ(佐藤ほか, 2016秋季大会C308)を読み込み、出現頻度20%超の領域において観測されたVrの値とZeのTexture情報を用いて判断している。しかし将来的には、クラッタ強度の平均値と標準偏差の利用、対流性降雨と層状性降雨での閾値調整、計算時間が許す範囲でZeの鉛直勾配情報の利用や機械学習なども検討していく。[4]のノイズも多く原因があるが、現状では電波干渉によって長バルス領域にレンジ方向に混入する不要エコーの除去のみを対象としている。[5]の降雨減衰と[6]のレンジサイドロープもデータ品質としては大きな問題であるが、現状ではZeのレンジ方向積分値やZe閾値による単純なアラート情報のみを考えている。

## 3. 降水事例への適用結果

図1は対流性降水が地表面クラッタと重なる場所に観測された事例で3番目の仰角(EL=1.96°)のPPI画像である。地形によるShadow(≥2)は西北西～北方向に広がっているが、

地表面クラッタエコーの一部が弱いながら残っている。西側のシャドーは大阪大学内の建物によるシャドーである。現状ではClutter possibleフラグ(≥4)は統計クラッタマップの出現頻度そのままの情報であり、Clutter certain(≥8)が地表面クラッタと判別されたデータである。従って、可視化やナウキャストが目的の場合は、Valid data(≥1)とClutter possible(≥4)を合わせたデータが降水エコーとして利用できる。このQCフラグ作成プログラムは、シングルコアによる実行時間(実時間)が5～6秒であり、並列計算も考慮すればさらに計算量が増えても10秒以内の処理は十分可能と考えられる。

## 4. まとめ・今後の課題

PAWR観測データによるビッグデータ同化や3次元ナウキャスト(Otsuka et al., Wea.Forecast, 2016)のリアルタイム処理に利用する1-byte QCフラグを考案し、プログラムを作成して実行時間を計測した。今後は、層状性降水を含む様々な事例において検証を進めるとともに、地表面クラッタと降水エコーをより正確に識別するためのパラメータチューニングなどが必要であるが、リアルタイム処理に求められる10秒以内でQC処理が実現できる目処があった。

本研究はJST GRESTの支援を受けたものである。

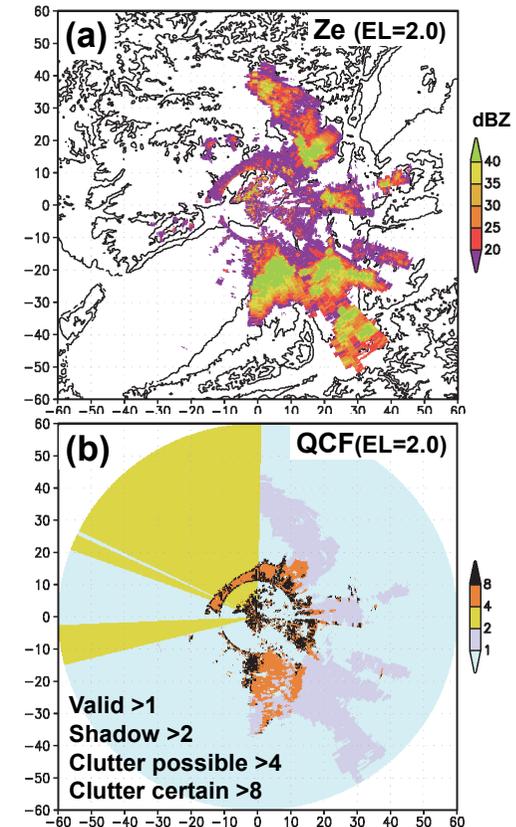


図1 2015年8月8日15:40:21JST、仰角2.0°における(a)反射強度と等高線(コンター)、(b)QCフラグ: Valid data(≥1)、Shadow(≥2)、Clutter possible(≥4)、Clutter certain(≥8)、本例では他の上位ビットフラグは省略。

## 情報通信研究機構での偏波気象レーダ開発について

花土弘・佐藤晋介・中川勝広・堀江宏昭・佐藤健治・大野裕一・井口俊夫(情報通信研究機構)、  
高橋暢宏(名古屋大学)

### 1. はじめに

情報通信研究機構では、衛星搭載降水レーダ (TRMM/PR, GPM/DPR)・衛星搭載雲レーダ (Earthcare/GPR)の開発に関連して、航空機搭載の Ku 帯偏波降雨レーダ(CAMPR)・W 帯偏波雲レーダ(SPIDER)を開発した。地上設置型として、C 帯偏波レーダ(GOBRA)の開発を実施し、現在、内閣府 SIP レジリエント防災の予算で、大阪大学、東芝と偏波化された X 帯フェーズドアレイ気象レーダ (MP-PAWR)の開発を実施中である。本発表ではこれら偏波レーダの特徴と観測データを紹介する。

### 2. Ku 帯偏波降雨レーダ(CAMPR)

TRMM/PR の地上検証用に、同じ位置関係での同時観測を目的に、1995 年に航空機搭載用として開発。最初のアンテナ (CAMPR-A)は航空機搭載のレドームに格納できる形状で開口部を大きく利得が高くできる長方形の導波管スロットアンテナで、水平偏波用(E面スロット)、垂直偏波用(H面スロット)と並べて設置されていた。このアンテナ配置では、偏波によりアンテナの位相中心が異なり、水平偏波と垂直偏波の相関が低下し、偏波間相関:  $\rho_{HV}(0)$ 、偏波間位相差:  $\phi_{DP}$  の測定が困難という欠点から、2台目のアンテナとして、小型の偏波共用のレンズホーンアンテナ二個を直下ビーム、前方ビームの配置するアンテナ(CAMPR-D)が開発された。偏波観測は直下ビームのみであったが、機械駆動で広範囲のビーム走査が可能であった。地上用には開口径が大きく利得の高いオフセットパラボラタイプの CAMPR-G が使用された。偏波観測用の送信は、HV と HHVV の選択が可能で、パルスペアによるドップラー観測に加えて、全ヒット収集による FFT 処理(オフライン)可能な収集系を備えていた。

### 3. W 帯偏波雲レーダ(SPIDER)

衛星搭載雲レーダの開発に向けて、航空機搭載用雲レーダとして、SPIDER を 1997 年に開発。アンテナは有効径 40 cm で偏波性能に優れたオフセットグレゴリアン方式で機械的な駆動ではあるものの広い範囲でビーム走査が可能。搭載航空機は CAMPR で

は最高高度 9 km のプロペラ機(B200)であったのに対し、最高高度 12 km のジェット機(G2)となり、航続時間と速度が向上した。レーダーポッドはそのまま地上設置可能な設計で、航空機実験実施時以外には地上設置で主に鉛直上方観測を継続的に実施。PRF の設定には自由度が高く、パルスペア用に高 PRF でドップラーの折り返しを少なくする観測と、最大探知距離を大きく保つための低 PRF を同時に組み合わせることが可能。送受信機の部品を交換しつつ、現在でも運用を継続している長寿のシステム。

### 4. C 帯偏波降雨レーダ(GOBRA)

沖縄亜熱帯計測技術センターの 400MHz ウインドプロファイラ、遠距離海洋レーダに続く、三番目の大型施設として、2002 年に沖縄県名護市に設置された。φ 4.5 m の偏波性能の高いアンテナに、フルポラリメトリックの測定を目指し、水平・垂直偏波用に二台のクライストロン送信機を配することで、大電力の RF スイッチを使わずに、HV 切り替えの偏波観測が可能。2004 年にはパルス圧縮技術の気象レーダへの応用を実証するために、二台の TWT 送信機を追加(この部分は GOBRA+ と呼称)。仰角毎に PRF を設定、アンテナ回転速度を可変など、短時間で高密度のポリウム観測を実施できる機能を有する。偏波切り替えに関しては、偏波の選択をパルス列の中で柔軟に設定可能な機能を有していたが、現在は 45 度偏波送信での観測を主に実施。

### 5. 偏波化されたフェーズドアレイ気象レーダ (MP-PAWR)

高度角方向の一次元に電子走査を行い、機械式の方角駆動を組み合わせることで 30 秒で、ポリウムスキャンを実現したフェーズドアレイ気象レーダ(PAWR)の偏波化を、アンテナ素子として、HV 共用のパッチアンテナを2次元的に配置し実現する。一次元フェーズドアレイ気象レーダでは、一部素子は送受信共用で、残りは受信専用であったが、MP-PAWR では送信アンテナと受信アンテナを分離する形で実現。

二重偏波レーダーデータの自己整合性に基づく粒径分布抽出手法の改良

\*<sup>1)</sup> 足立アホロ・<sup>2,1)</sup> 小林隆久・<sup>1)</sup> 山内洋・(1: 気象研究所, 2: 電力中央研究所)

1. はじめに

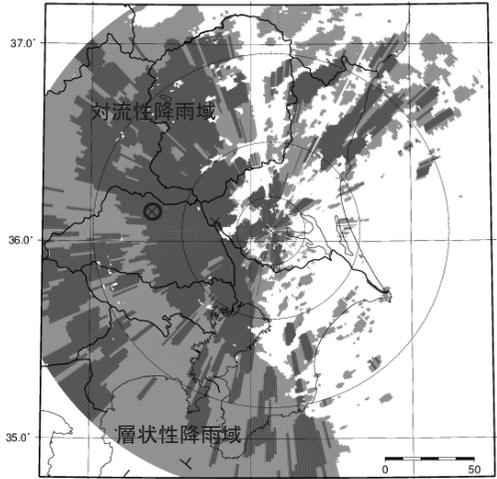
二重偏波レーダーの観測データには雨滴の粒径分布の情報が含まれているため、従来の単偏波型レーダーに比べて降水強度が高精度に推定できるといわれている。このため全米のレーダーネットワークは2013年に全て二重偏波化され、日本でも国交省のXRAIN(Maesaka et al. 2011)をはじめ、気象庁でも2017年までに3台の空港気象レーダーが二重偏波レーダーとなった。一般に二重偏波レーダーの観測データから降水強度を推定する際には、2DVDなどで得た地上観測データと二重偏波レーダーで観測された偏波パラメータを比較して経験式を作成し(例えば $R(K_{DP})$ )、これを元に降水強度を推定することが多い。しかしこの関係式は降水の型や場所、降水の温度等によって変化するため、地上データと比較して経験式の係数等を更新/変更する必要がある。これに対して気象研究所では偏波パラメータの自己整合性を利用して、二重偏波レーダーの観測データだけから理論的に雨の粒径分布を推定し、降水強度を求める手法の開発を行っている(Adachi et al. 2015)。この手法は校正のための地上観測や経験式を必要としないという特徴がある。

2. 手法の改良

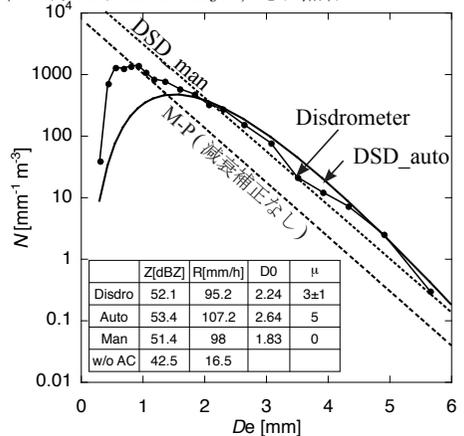
経験式を使用しないものの、この手法にはいくつかの仮定をおいている。例えば、(1) 雹など氷粒子は存在しない、(2) 雨粒の温度は既知、(3) 修正ガンマ分布のうち形状パラメータ $\mu$ は視線方向に一定(方位角方向には可変)、(4) 雨粒の軸は鉛直、(5) 最大粒径は固定、等がある。これらの仮定が成り立たなければ推定精度は低下する。このうち(1)は偏波パラメータを使えば氷粒子の探知はある程度可能であり(e.g. Adachi et al 2013)、この場合にはこの手法は使用しない。また(2)は地上観測や数値モデルから推定可能である。これ以外の仮定について今回以下のような改良を行った。(3) 偏波パラメータから対流性と層状性の雨をTestud et al. (2001)の方法を用いて判別し(第1図)、層状性の降雨については $\mu$ を0、対流性降雨については $\mu$ を $-1 \sim 8$ の値とする。従って $\mu$ は視線方向にも可変とした。(4) 雨滴の軸の鉛直からの角度は観測結果に合わせて平均 $0^\circ$ 、標準偏差 $10^\circ$ のガウス分布とする。(5) 最大粒径は $D_0$ の関数とした。また改良にあわせて従来一部マニュアルで行っていた解析のパラメータの入力を全て自動化(第2及び3図のauto)した。

3. 結果

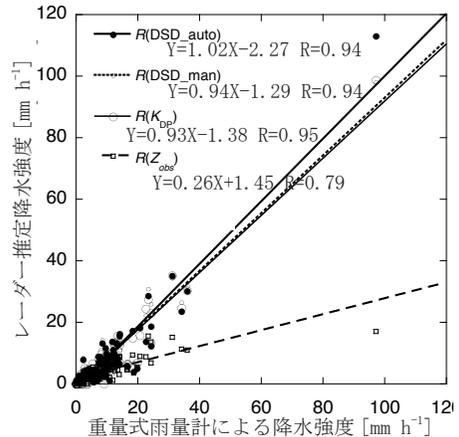
推定された粒径分布の例を第2図に示す。ディストロメーターで観測された粒径分布に対して、従来の単偏波レーダーを摸した $R(Z)$ とMarshall-Palmer分布から求めた粒径分布は明らかに過小評価であり、これに対応した降水強度も過小評価となっている。この過小評価には電波減衰も影響していると考えられる。一方、本手法を用いて偏波パラメータから推定した粒径分布は地上観測に良く一致している。第3図に推定した降水強度と、地上観測と比較した結果の一例を示す。この例では本手法で推定された降水強度( $R(DSD)$ )は自動化した方がマニュアルよりやや精度が高く、従来の $R(Z)$ よりも明らかに精度が高い。また本手法は $R(K_{DP})$ と同程度の精度がある一方、 $R(K_{DP})$ では推定できない、粒径分布も抽出できるという利点がある。



第1図 偏波パラメータから推定した降水の型の分布 2011年09月21日12:48:41JST, ○は熊谷



第2図 ディストロメーター及びレーダーから推定した粒径分布の例. 2011年09月21日12:48:41JST, 熊谷



第3図 二重偏波レーダーから推定した降水強度と重量式雨量計による観測値の比較(回帰直線と相関係数). 2011年09月21日10:00-20:00JST, 熊谷

# Ku 帯広帯域二重偏波レーダによる比偏波間位相差を用いた降雨強度推定精度の評価

藤原達朗, \*菊池博史, 嶋村重治, 牛尾知雄(阪大院工)

## 1. はじめに

本研究グループでは, 送信周波数に Ku 帯を用いた, 時間分解能が 1 分程度・距離分解能が 10 メートル程度の Ku 帯広帯域二重偏波レーダ (BBR) を開発し, 関西において低高度 (約 50[m]) からの観測及び解析を行っている. 本研究では数値シミュレーション及び Ku 帯広帯域二重偏波レーダの実観測データ解析によって, Ku 帯における比偏波間位相差 ( $K_{DP}$ ) を用いた降雨強度推定精度をその他の周波数帯 (C 帯, X 帯) と比較した. そして比較結果から Ku 帯二重偏波レーダの有効性について評価することが本研究の目的である.

## 2. Ku 帯広帯域二重偏波レーダ

アンテナはルネベルグレンズアンテナを採用し, 送受アンテナ間は電波吸収体を挟み, カップリングを 70dB 以上抑えることに成功している. レドームとはアンテナを収容し, 外界の気象条件に左右されることなく安定した状態でアンテナを運用するためのものである. 外観を図 1 に示す. レドーム内部はアンテナ駆動部 (アンテナ, Tx Unit (送信側の AMP Module 群), Rx Unit (受信側の AMP Module 群)) から構成される.

降雨による水膜が電波減衰を招くことを避けるため, またレドームからの反射を抑えるため, レドームの形状は釣鐘型を採用した. 本レドームは FRP (Fiber Reinforced Plastics) を用いたハニカムサンドウィッチ構造を用いており, 透過損失 0.2dB 以下という特徴がある. これは単層 FRP (Fiber Reinforced Plastics) では実現できない値であり, サンドウィッチハニカム構造の本レーダへの適応性を示している. 本レドームの層構造は, 塗装 - FRP - ハニカム - FRP の 4 層構造からなり, 直径は約 145cm である.



図 1 BBR 外観

## 3. 実データ観測結果

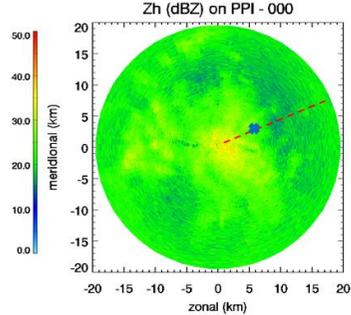


図 2 BBR によって観測された降雨事例

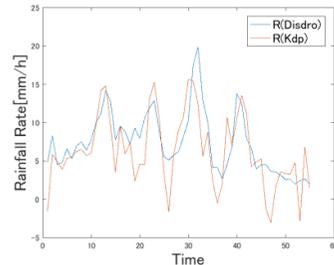


図 3  $K_{dp}$  を用いた降雨強度推定結果

図 2 に 2016 年 12 月 22 日 18 時 07 分に観測された降雨の事例を示す. 送信パルス数は 64 とした. 観測領域全体に比較的強い雨 (30 [dBZ] 程度) が観測されていることが分かる. また, 観測精度を議論するためにディスドロメータ (図中 × 印で示す地点) のデータを用いる. 図 3 に同様の時間付近における  $K_{dp}$  を用いた降雨強度推定結果 (赤線) を示す. 青線でディスドロメータの結果を示す. 図 3 より降雨強度の傾向は比較的一致していることが分かる. 特に降雨の弱い領域 (5-10 [mm/hr]) においても降雨強度推定が可能であることを示している. 一方で, 非常に弱い領域 (2-5 [mm/hr] 程度) では  $K_{dp}$  を利用することは困難である.

## 4. おわりに

本研究では,  $K_{dp}$  を用いた降雨強度推定結果について議論した. その結果降雨の弱い領域 (5-10 [mm/hr]) においても  $K_{dp}$  を利用できる可能性を示した. 本結果は, 降雨観測シミュレーションによる結果と一致するものであった. 今後は他の周波数帯を用いた検討や統計的な実データの解析が必要である.

# 二重偏波レーダーを用いた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

気象レーダーによる火山噴煙の観測例はこれまでに数多く存在する（例えば、澤田（2003）、Marzano *et al.*（2013））が、二重偏波レーダーにおける観測的研究はまだ少ない（例えば、Maki *et al.*（2001）、Vulpiani *et al.*（2011）、Maki *et al.*（2012））。二重偏波レーダーは噴煙内部の火山灰（礫）の形や大きさに関する情報が得られると期待されている。

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（図 1）、火山噴煙の観測を行っている。本発表では、MRI-XMP の概要と火山噴火の観測例を紹介する。また、課題についても議論する。



図 1 桜島レーダー観測網の概要

## 2. MRI-XMP について

MRI-XMP の主な仕様は表 1 の通りである。送信電力やビーム幅などの基本的な仕様は国土交通省 X バンド MP レーダ（XRAIN）と同じだが、火山噴煙の観測的研究に必要なモード（例えば、RHI や天頂観測（高 PRF）モードなど）を入れている。

表 1 MRI-XMP の主な仕様

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：0.5～2.5 μ sec
	長パルス：32～128 μ sec
パルス繰り返し周波数	最大 20,000Hz
ビーム幅	約 1.2°
アンテナ回転速度	最大 6rpm

## 3. 観測例

2016 年 4 月 29 日 17 時 17 分爆発的噴火（昭和火口・火口上 3,500m）事例の RHI 観測の結果を示す。

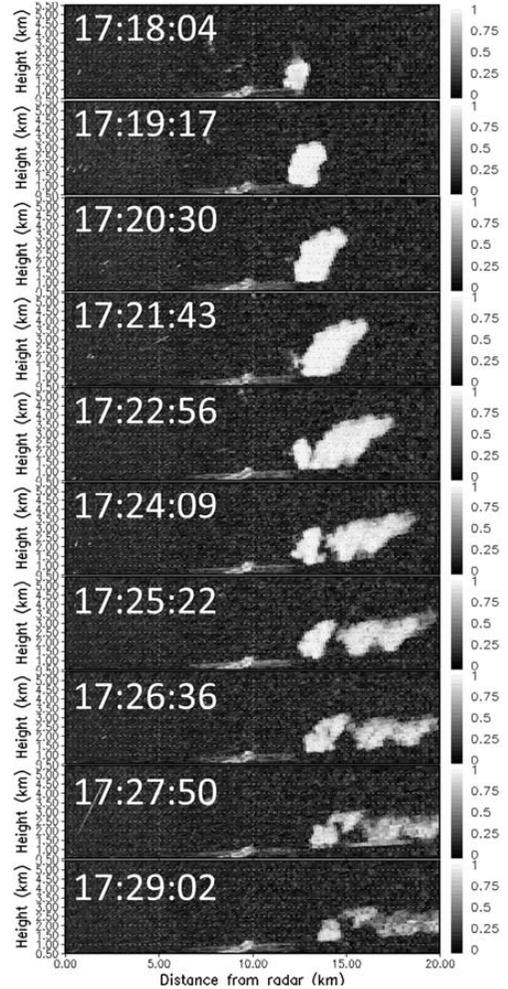


図 2 2016 年 4 月 29 日偏波間相関係数時系列（方位角 152° の RHI）。縦軸は海拔高度(km)。

## 4. まとめと今後の課題

噴煙のレーダー観測は以下のような問題点がある。

- ・火山灰と水物質の混合状態であること
- ・火山灰凝集の問題
- ・ミー散乱の影響（ダイナミックレンジの広さ）
- ・火山毎・噴火毎の様式・特性の違い（例えば、マグマの組成や温度、水物質の量など）

これらの問題が原因で、レーダーに限らず、噴煙の観測による量的な推定は劣決定問題である。そのため、多くの観測データ・パラメーターを基に、総合的なアプローチをすることが必要であると考える。

### 謝辞

レーダーの解析には Draft（田中・鈴木（2000））を用いている。

## 気象庁現業数値予報システムの現状と開発計画

石田純一(気象庁予報部数値予報課)

### 1. 気象庁現業数値予報システムの概要

気象庁では、天気予報や防災気象情報の発表などの気象予報業務を実施するための技術基盤として、用途に応じた仕様の異なる複数の数値予報システムを運用している。表にシステムの一覧と主な仕様を示す。

### 2. 現業数値予報システムへの開発成果導入状況

前回の報告(2015年度春季大会)以降に行われた主な開発・実業化状況について紹介する。

全球モデル(GSM)については、積雲・雲・放射・陸面・海面の各物理過程の改良及び力学過程の高速化を実施した(2016年3月)。同じく全球を対象とする週間及び台風アンサンブル予報システム(WEPS, TEPS)を統合して全球アンサンブル予報システム(GEPS)とするとともに、積雲・雲・放射・境界層・陸面・海面の各物理過程の改良、力学過程の高速化、摂動作成手法として局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(LETKF)をそれまでの特異ベクトル法(SV法)と合わせて利用する手法の導入、海面水温摂動の導入を実施し、合わせて鉛直層数を60層から100層に増強した(2017年1月)。

領域モデルについては、2015年5月にメソモデル(MSM)の境界層過程の改良を実施し、2015年12月にメソモデルの初期値を作成するメソ解析において背景誤差を最新のモデルに基づいて更新するとともに作成手法を改良した。局地モデル(LFM)について、2017年1月に予報モデルの計算安定性の向上を図ると共に、新たに変分法バイアス補正を導入した。

各種観測データの利用については、利用手法改良やデータの新規利用を継続的に実施している。衛星観測データでは、マイクロ波水蒸気サウンダ Megha-Tropiques/SAPHIR 輝度温度データの新規導入(GSM: 2015年6月)、マイクロ波散乱計 Metop/ASCAT 海上風データの利用手法改良(GSM: 2015年10月)、Metop/ASCAT 海上風データの利用開始(MSM: 2015年12月)、ひまわり8号による大気追跡風(AMV)の利用開始(GSM, MSM, LFM: 2016年3月)及び晴天輝度温度の利用開始(GSM, MSM: 2016年3月)、マイクロ波イメージャGPM/GMI輝度温度データの利用開始(GSM: 2016年3月)、二周波降水レーダGPM/DPR及びGPM/GMI、並びに、GNSS 掩蔽観測データの利用開始(MSM: 2016年3月)、ひまわり8号AMVの利用方法改良(GSM: 2016年12月)を実施した。また、定時飛行場実

況気象通報式METARの地上気圧データの利用開始(GSM: 2015年10月)、国内高層気象観測データの利用手法改良(MSM: 2016年3月)、台風ポーガスの作成手法の改良(GSM: 2016年9月)を実施した。

### 3. 開発計画

気象庁では、予測精度向上を目指した数値予報システムの開発・改良及び観測データ利用拡充に向けた開発を引き続き行うとともに、スーパーコンピュータシステムの更新にあわせた各システムの仕様高度化の検討及びそれに向けた開発を進めている。

GSMについては、物理過程・力学過程の改良を進めている。現在4次元変分法を採用している解析システムについては、アンサンブル手法との組み合わせによるハイブリッド手法を開発中である。

領域モデルについては、MSMに次世代非静力学モデル asuca を導入する開発を進めている。また、asuca に実装されている物理過程ライブラリに基づいた物理過程の評価とそれを踏まえた改良による予測精度向上を目指している。さらに、メソアンサンブル予報システム(MEPS)の開発も進めている。

観測データについては、今後提供が予定されている衛星観測データの新規利用に向けて開発を進めるとともに、まだ利用できていない雲域・降水域の輝度温度データなど、データの利用拡充に向けた開発を行う。また、直接観測データ及びリモートセンシングデータについても、新規データやまだ利用できていない高頻度・高分解能データを利用するための開発を進めていく。

### 4. 各機関との連携と推進

現在の現業数値予報の基盤モデルは、気象研究所を中心とした気象庁の各部署とソースコードを共有して開発が進められている。一方、気象庁外でも、様々な研究用途に応じた数値予報モデルやデータ同化手法の開発が進められており、また、外国で開発された数値予報モデル・データ同化システムも利用可能になっている。このような現状に鑑み、今後も各機関との連携を深め、現業・研究の両面において数値予報システムの開発・改良で得られた問題意識や知見を情報共有・交換することにより、問題発見や解決に繋げることで、現業数値予報システムの改善に努めていきたい。

表 気象庁現業数値予報モデル(1週間先まで)の主な仕様(2017年2月1日現在)

	全球モデル(GSM)	メソモデル(MSM)	局地モデル(LFM)	全球アンサンブル予報システム(GEPS)
主な用途	台風情報 府県・週間天気予報	防災気象情報 航空気象情報	航空気象情報 防災気象情報	台風情報 週間天気予報
予報領域	全球	日本周辺 (4180x3300km)	日本周辺 (3160x2600km)	全球
水平分解能	TL959 (約20km)	5km	2km	TL479 (約40km)
鉛直層数	100	48	58	100
モデルトップ	0.01hPa	21.8km	20.2km	0.01hPa
予報時間 (初期時刻)	84時間(00,06,18UTC) 264時間(12UTC)	39時間(00,03,06,09, 12,15,18,21UTC)	9時間(毎正時)	264時間(00,12UTC) 132時間(06,18UTC)
メンバー数	-	-	-	27
初期値	全球解析 (4次元変分法)	メソ解析 (4次元変分法)	局地解析 (3次元変分法)	全球解析にSV及び LETKFによる摂動

## 気象庁全球モデルにおける近年の開発と今後の課題

米原 仁 (気象庁予報部数値予報)

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。2012年6月5日に気象庁スーパーコンピュータシステムが更新され、その性能が大幅に向上して以降、GSMの鉛直層数を増強するなどの仕様向上だけでなく、力学過程・物理過程の各過程についての改良を行ってきた。表に、2012年6月以降の主要なGSMの変更履歴を示す。これ加えて、2017年の前半には、更なる物理過程(積雲・雲・陸面・放射)の改善を中心に改良した次のバージョン<sup>1</sup>の現業運用を開始する予定である。

GSM1212およびGSM1304では、それぞれ層積雲スキームと放射過程を改良しているが、その内容は小規模に留まっている。当時、GSMには課題が多く存在していたが、モデル全体を見直す開発の進捗は十分ではなかった。

その問題意識の下に、GSM1403の開発から、開発管理手法を改めている。この方法では、予測誤差の発生原因は複数の過程に跨っているという認識に立ち、各過程を担当者が独立に開発するのに留まらず、GSM全体を各過程が相互に強く関連しあった一つのものとして改良を行う。各過程の改良内容を開発の早い段階から組み合わせて実験し、結果の検証と分析に基づいて問題点の議論・共有を行い、再び各過程の開発内容に反映することを繰り返す。

GSM1403では、鉛直層数を60から100へ増強すると共にモデルトップを0.1hPaから0.01hPaへ引き上げ、仕様を向上した。同時に、放射・境界層・重力波・積雲・陸面に様々な改良を加え、500hPa高度場などの予測精度を大きく改善している(米原 2014)。

GSM1603では引き続きこの開発管理手法を用い、放

射・境界層・重力波・積雲・陸面に亘る大規模な改良を行い、台風進路予測誤差など予測精度の大幅な向上を達成している(米原 2016)。また、GSM1603の開発項目選定では、科学的に正しい方向性を持ち今後の開発において基盤となることを重視した。

今後の中期的な計画としては、GSMの水平分解能を13km程度に高める仕様変更を行う予定である。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全体に渡る見直しに取り組む予定である。

表 2012年6月以降の主要なGSM変更履歴

バージョン	変更内容
GSM1212	層積雲スキームの改良(下河邊、古河2012)
GSM1304	放射過程(エーロゾル気候値、水蒸気吸収係数)の改良
GSM1403	物理過程改良(放射・境界層・重力波・積雲・陸面)、鉛直層100層とモデルトップ0.01 hPaへ仕様変更
GSM1603	物理過程改良(積雲・雲・陸面・放射・海面)及び力学過程の高速化

## 参考文献

下河邊明,古河貴裕,2012:層積雲スキームの改良 平成24年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,92-96.

米原仁,2014:変更の概要 平成26年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,1-3.

米原仁,2016:変更の概要 平成28年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,1-4.

<sup>1</sup> 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。

# 気象庁現業メソモデルの最近の開発とその成果

原 旅人 (気象庁予報部数値予報課)

## 1 気象庁の現業メソモデル

気象庁では、日本周辺領域を予測対象としたメソモデル (MSM) を、防災情報、航空気象情報の提供を主目的として 2001 年より運用している。運用開始当時は水平格子間隔 10 km、鉛直 40 層の静力学モデルであったが、2004 年 9 月の非静力学モデル JMA-NHM へのモデルの置き換え、2006 年 3 月の水平格子間隔 5 km、鉛直 48 層への高解像度化を経て、2017 年 2 月にモデルを asuca と呼ばれる新しい非静力学モデルに置き換え、さらに鉛直 76 層へと高解像度化する予定となっている<sup>1</sup>。また、2013 年 5 月には水平格子間隔 2 km、鉛直 58 層の局地モデル (LFM) の運用を JMA-NHM を用いて開始し、MSM に先だって 2015 年 1 月にモデルを asuca に置き換えている。

## 2 モデル開発の停滞とその背景

モデルの精度向上にはモデルの継続的な開発が欠かせないが、2007 年 5 月に境界層、地表面、積雲対流、放射の各物理過程に対する大きな変更が行われた後の約 10 年間に行われた現業モデルの変更はわずか 3 回<sup>2</sup>にとどまっている。このようにモデルの改良が進まなかった背景には、モデルの精度向上とともに複数の過程の複雑な相互作用や誤差の打ち消しが顕在化し、スキーム単体の取り替えやパラメータのチューニングを中心としたそれまでのモデル開発のスタイルが限界を迎えたこと、さらには明確なモデルの設計思想やそれに基づいたプログラム構造が示されない中で無秩序なコードの拡張が行われ、モデルの構造やコードそのものが非常に複雑になったために、新規にモデル開発に参入する障壁が高くなってしまったことなどがある。

## 3 新しい非静力学モデル asuca の開発と現業化

科学的で継続的な開発の確保ができるとともに、新しい計算科学の知見の導入、計算安定性の確保、最近および将来の計算機の趨勢を踏まえた効率的なプログラム構造の導入を目指して開発を進めてきたのが非静力学モデル asuca と物理過程ライブラリである。

スキームの取り替えやパラメータのチューニングが主で時には非科学的になりがちなそれまでの開発に代わって、モデルの各過程の誤差とその原因を詳細に把握したうえでその問題点を改善することを試みる科学的かつ緻密なモデル開発が求められる中で、物理過程は asuca とは別に開発されている物理過程ライブラリを利用する形態とし、asuca と物理過程の開発の独立性を高めて物理過程単体でスキーム特性の評価を行いやすいようにした。物理過程ライブラリに付属する鉛直 1 次元モデル (SCM) によって現状のスキームの挙動の把握と問題点の抽出をして修正案を検討し、修正したときの効果を SCM によって確認すること、加えた修正の挙動を 3 次元モデル (asuca) で検証し、修正の

表 1: MSM に導入した asuca の物理過程の JMA-NHM からの主な改良一覧

過程	主な内容	主な効果
積雲対流	トリガーの変更	成層不安定のより適切な解消
	エントレインメント率の変更	(従来よりも成層不安定を早めに安定化させやすくなる)
	積雲内で凝結した水を直ちに降水とせずに雲物理に渡す	海上での対流の生成と陸上での過大なエネルギーの解放の改善
雲物理	積雲対流による時間変化率を毎ステップ計算	エネルギーの解放の改善
	雨、雲氷、雪の粒径分布の変更	より適切なタイミングでの雲の生成
	格子内非均一性の導入	下層の乾燥バイアスの改善
	インプリシット解法	計算安定化
境界層	個々の素過程の見直し	
	(人為的)高発効率パラメータの除去 など	
放射	改良インプリシット解法	計算不安定に起因する過大な乱流フラックスの抑制
	全球モデルの開発成果の導入(2方向近似)	高速化、放射加熱率の高精度化
地面・地表面	放射計算の雲の水と氷の割合の診断の変更	冬季の夜間の気温の大きな改善
	地面温度の層数・層配置の見直し	地表面への外部からの強制に地面温度がより適切に反応
	海陸のタイル化	沿岸部の海と陸の両方の性質の表現向上

効果や他の過程との相互作用を見極め、必要であれば他の過程も含めて再び SCM での評価、修正、確認を行うことのサイクルを繰り返し行うことで、MSM へ asuca を導入する際の境界層、雲物理、積雲対流などの各過程の数多くの改良につながった (表 1)。

また、継続的な開発の確保のために、asuca、物理過程ライブラリとともに、モデル構造やコーディングスタイルを明確に定め、コードに修正を加える際にはその遵守を開発者間でのコードレビューによって担保する体制を整えた。その他にも、asuca と独立にモニターのためのライブラリを構築し、それを asuca に組み込むことで様々な観点からモデル内の変数をモニターできるようにして、問題発見をトリガーとする開発を支援するための仕組みも整備した。

このような開発を経て、従来のモデルよりも降水の予測精度などの大幅な向上に成功した asuca を 2017 年 2 月末に MSM に導入予定である。

## 4 モデル開発における連携

一連の asuca の開発を通じて、部内外との連携のあり方も変化しつつあると感じている。従来は、同じモデルへのコードの提供というのが連携の典型的なものと考えられてきた。そのため、気象庁内でも、モデルが異なる全球モデルとメソモデルの開発コミュニティの間で情報共有などが行われることは以前は稀であった。しかし、最近ではモデルの違いを超えて、両者で知見の共有や専門的な議論が積極的に行われ、それがそれぞれの開発に大いに役立つとともに、お互いに説明責任を果たさなければいけないという良い緊張感も生まれつつある。また、asuca の雲物理過程の改良は、東京大学大気海洋研究所で行われた衛星シミュレータに関する研究会への関わりが大きなきっかけとなっており、そこで見聞きした問題意識や知見を自らのモデルに当てはめ、問題発見やモデルの改良につながることであった。このような連携スタイルの変化は、単なるスキームの取り替えでは精度向上を得るのが難しくなり、モデルの各部分の詳細な挙動の把握を通じて問題発見をして解決に取り組むことが必要となってきた現代のモデル開発を反映していると言えるだろう。

<sup>1</sup>MSM や LFM のこれまでの発展を語る上ではデータ同化技術の進化を欠かすことはできないが、本講演では予測モデル本体のみに焦点を当てる。

<sup>2</sup>2009 年の雲物理過程における雲氷の 2-モーメント化と放射過程における雲氷の有効半径の温度依存性の変更、2010 年の積雲対流過程の改良、2014 年の境界層過程の改良の計 3 回である。

## 気象研究コンソーシアムにおける気象庁データの提供について

水野孝則・\*笹川 悠（気象研究所）

### 1. はじめに

平成19年にはじまった気象庁と日本気象学会の包括的な共同研究契約「気象庁データを利用した気象に関する研究」（気象研究コンソーシアム）では、気象研究所に設置したサーバーから研究に必要な気象庁のデータを提供している。本報告では、データ提供の現状と今後の予定などについて報告する。

なお、気象研究コンソーシアムの様々な情報（参加方法、提供データ、研究成果など）は、気象研究コンソーシアムのホームページ

<http://www.mri-jma.go.jp/Project/cons/index.html> に掲載しているので、ぜひご覧いただきたい。

### 2. 提供中の気象庁データ

現在提供している気象庁データを表1に示す。これらのデータは、研究の参加申請が承認された

後に、気象研究コンソーシアム事務局から書面で通知されるサーバーにより、オンライン（ftp）で入手できる。なお、サーバー性能等の制約により、データは一定期間経過後に古いデータから消去している。

### 3. 今後の予定など

これまでも研究者の要望や気象庁の業務改善などを踏まえ、提供データの追加、変更を実施している。

現在、研究者の要望がある気象庁の観測に関するデータ（気象レーダーなど）の提供について、検討を進めている。発表当日は最新の検討状況について報告する。

また、気象研究コンソーシアムでは提供データのアーカイブは現在気象研究所では行っていない。アーカイブとアーカイブデータの提供については、今後の課題である。

表1 気象研究コンソーシアムで提供中の気象庁データ

分類	データ名	データ量 (Mbyte)	回数
全球解析	全球 $\eta$ 面ガウス解析値	1,056	4回/日
全球解析	全球陸面解析値	6	4回/日
全球	全球海面水温解析値	3	1回/日
全球	全球アジア域 $\eta$ 面予報値（メソ解析・予報の初期・境界値用）	1,343	4回/日
メソ解析	z-hybrid面ランベルト解析値	98	8回/日
メソ解析	メソ解析陸面解析値	7	8回/日
メソ解析	メソ解析P面解析値（アウターモデル予報値）	461	8回/日
週間予報	全球地上予報値	1,505	1回/日
週間予報	R SMC東京責任領域P面予報値	1,699	1回/日
週間予報	全球P面対流圏予報値	6,912	1回/日
1ヶ月予報	全球P面1ヶ月予報値	12,500	2回/週
衛星データ	静止気象衛星ひまわりを用いた大気追跡風	10	24回/日
衛星データ	静止気象衛星ひまわりを用いた高分解能雲情報	11.5	24回/日

## 極端降水評価と気象解析のための APHRODITE アルゴリズムの改良

### —APHRODITE-2 紹介—

谷田貝 亜紀代 (弘前大理工)・田中 茂信 (京大防災研)・樋口 篤志 (千葉大 CEReS)・  
田中 賢治 (京大防災研)・上口 賢治 (気象庁)・安富 奈津子 (京大防災研)

#### 1. はじめに

2006 年から総合地球環境学研究所と気象庁気象研究所が実施した Asian Precipitation -- Highly Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of water resources (APHRODITE)では、アジア各国の雨量計データを収集し、長期日降水グリッドデータを作成した(Yatagai et al., 2009, 2012). 他にモンスーンアジア域日平均気温と雨雪判別 (Yasutomi et al., 2011), 日本域は気象庁データの地点数変化や統計的性質を評価し 0.05 度グリッドデータを公開した (Kamiguchi et al.2010).

現在上記プロダクトの更新が国際的に期待されているが、アルゴリズムや品質管理の点でも改良の余地がある. 例えば現地から入手したデータの日付のまま解析しており、今後の極端現象の変化の診断、予報の改善、衛星推定降水量検証、災害緩和に向けた解析等のために、少なくとも日界補正したデータの作成が望まれる. そこで、標記課題 (APHRODITE-2, 2016-2018 年度) は、気象庁

の協力を頂きつつ、極端降水現象の理解と気象解析、適応策策定に貢献するため、APHRODITE アルゴリズム (降水量グリッドデータ作成手法) を改良し、データ更新を行うことを目的として、図のように実施している.

#### 2. APHRODITE-2 の研究項目と公開予定

サブテーマ1では、すでにデータ更新できた日本とネパールについて、豪雨/豪雪対応気象解析、ネパールの landslide 災害との対応解析をすすめている. 日界は、Krishnamurti et al.(2009)では TRMM3B42 で補正し予報改善研究を行ったが、当該研究 (サブテーマ 2・3) では静止気象衛星データによる降雨推定確率を基に、様々な日界による 24 時間積算降水量を特別にする計画である.

日本域(APHRO\_JP)は、AMeDAS から特別降水を計算できるため、日界補正ルーチンの検証のためにも、世界時版 (15-15JST) を作成した。当面は、

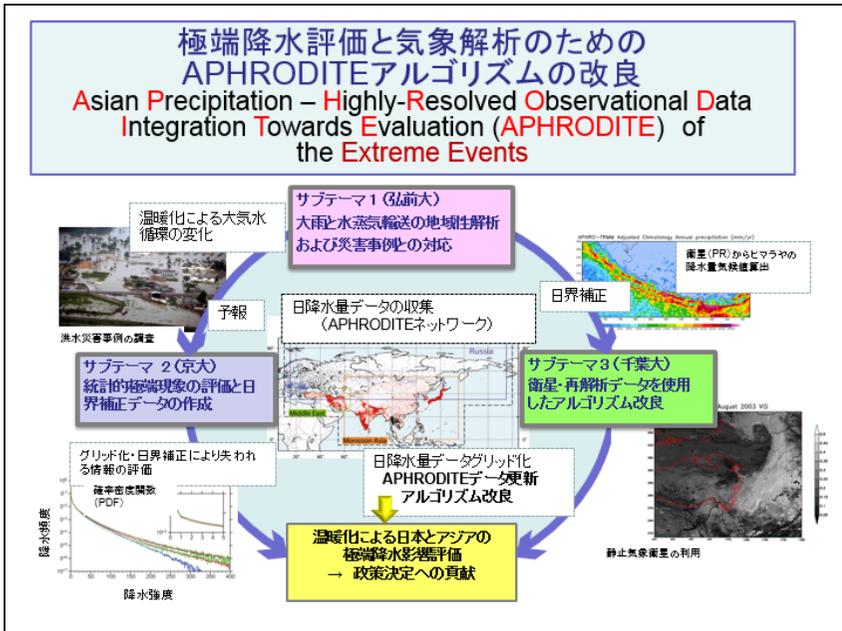
- ・世界時(00-00UTC の 24 時間)日降水量グリッド
- ・3 時間降水プロダクト

の公開を目標としている。生データ提供者 (機関) など提供元の制約がない限りは 0.05 度グリッドでのデータを提供したい。

#### 3. おわりに・謝辞

APHRODITE-2 においても、気象庁で行っている地上気象観測や品質管理について気象庁の方とは情報交換をしている。APHRODITE では国内外の多くの方にアジア各国とのコンタクト・データ入手のご協力を頂いた。今後データ入手やプロダクトフィードバックについても、気象学会・コンソーシアムとの連携を期待したい。

本研究には、地球環境研究総合推進費 (2-1602 代表: 谷田貝) を使用した。



## 米国における再生可能エネルギー出力予測に関する最新動向

\*大竹秀明<sup>1,2</sup>

1. 産業技術総合研究所, 2. 気象庁気象研究所

### 1. はじめに

近年、大気中の二酸化炭素削減、気候変動影響、環境負荷低減などの観点から海外でも再生可能エネルギーの利用が拡大している。再生可能エネルギー、特に太陽光発電の出力は日射量や雲・エアロゾルの変動、風力発電の出力は風向・風速の予測情報を利用した事前把握が求められる。本稿では、米国における気象予報・観測技術を利用した再生可能エネルギー分野への応用について紹介する。米国気象学会(AMS)の年次大会では、“Conference on Weather, Climate, Water and the New Energy Economy”といったセッションが開催されており、天空画像や地上での多地点日射量観測、気象衛星から推定される日射量データベースによる日射量変動の分析、気象予報技術を活用した翌日の太陽光発電出力予測(前日予測から週間予測)などについて議論が行われている。AMS年次大会の本セッションでは、関連する小セッションが10程度開催され、予測・把握技術の向上やシステム開発、応用利用にいたるまで幅広く議論が行われている。

### 2. 出力予測に関するプロジェクト

米国のエネルギー省(DOE)ではシステムオペレータや送電事業者、配電事業者などの電力需給の安定化をめざして、出力予測に向けたプロジェクト“SunShot Initiative”<sup>[1]</sup>を進めている。その中で、太陽光発電予測の精度向上のために、2012年12月には“Solar Forecast Improvement Project (SFIP)”<sup>[2]</sup>が開始され、その予算規模は約9億(2016年1月のレートにて換算)であった。米国海洋大気庁地球システム調査研究所(NOAA/ESRL)やアメリカ大気研究センター(NCAR)が共同で研究開発を実施している。2016年12月には、その後継プロジェクトSFIP 2<sup>[3]</sup>がアナウンスされ、その予算規模は約11億円が計上されている。風力発電予測の精度向上に対しては、Wind Forecast Improvement Project (WFIP)<sup>[4]</sup>が実施され、現在はその二期目でWFIP2が継続されている。2017年1月に開催されたAMS年次大会においてもWFIP2に関する小セッションが開催されている。

### 3. 予測統合システム

これらのプロジェクトの研究成果を受けて、NOAAではSun4Cast(旧SunCast)<sup>[5][6]</sup>と呼ばれる予測統合システムを構築している。その中の一部として、WRFの太陽光発電予測に特化したモデル、WRF-SOLAR<sup>[7]</sup>の開発も進められている。

Sun4Castでは天空画像や衛星画像から雲ベクトルを算出し、4、5時間先までの出力予測を行う短時間予測システム、複数の気象予報モデルを利用したブレンディング手法、予測値の不確実性を考慮した区間予測の各種プロダクトを開発し、太陽光発電の出力へ変換した予測プロダクトを提供するシステム

の構築が行われている。気象予報モデルの精度向上のほか、機械学習を利用したガイダンスモデルの構築など様々な取り組みが行われている。

### 4. 気象データの活用例

このような太陽光発電や風力発電予測の活用先としては、電力システムにおける供給力の安定のために他の複数の発電リソースを用いた柔軟なシステム運用がある。

例えば、太陽光発電や風力発電ともに共通の課題として、日射量や風の急変動(ramp変動と呼ばれる)が最近のトピックであるが、出力が大きく変動した場合、それを保障するように、例えば火力発電や水力発電を制御する必要がある。また、余剰電力の吸収や供給支障を避ける措置としては、大型の蓄電池の運用の場合もありうる。太陽光発電や風力発電の出力の状況によっては、蓄電池の残量を把握しながら、充電と放電をどのように制御するのか、出力変動の大きさからどの程度容量の蓄電池システムが必要なのかなど経済面からのコスト試算なども必要となり、分析も進められている。また、送電線に太陽光発電設備が大量に接続されるとその電力により送電線が熱を持つ。その熱負荷を制御するために、事前に気温や日射、風向・風速といった気象予測情報を加味した制御についても研究が行われている。

### 5. おわりに

日本においても気象庁データを活用した再生可能エネルギーや電力システム分野での応用利用についてはJST CRSET研究課題<sup>[8]</sup>において進められている。一部の成果については、気象学会秋季大会スペシャル・セッション<sup>[9]</sup>などにて報告されているので参照されたい。

**謝辞:** 本研究はJST CREST HARPS「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」<sup>[8]</sup>において実施したものである。

### 参考文献

- [1] SunShot Initiative  
<https://energy.gov/eere/sunshot/sunshot-initiative>
- [2] SOLAR FORECASTING  
<https://energy.gov/eere/sunshot/solar-forecasting>
- [3] Funding Opportunity Announcement: Solar Forecasting 2  
<https://energy.gov/eere/sunshot/funding-opportunity-announcement-solar-forecasting-2>
- [4] THE WIND FORECAST IMPROVEMENT PROJECT (WFIP)  
<https://energy.gov/eere/wind/downloads/wind-forecast-improvement-project-wfip-publicprivate-partnership-improving-short>
- [5] Sun4Cast Home  
<https://wiki.ucar.edu/display/Sun4Cast/Sun4Cast+Home>
- [6] Haupt, S. E., and Coauthors, 2016: NCAR Technical Note NCAR/TN-526+STR, 307 pp
- [7] Jimenez, P. A. et al., "WRF-SOLAR", BAMS, 1249-1264
- [8] JST CREST HARPS ホームページ  
<http://www.cyb.mei.titech.ac.jp/crest/index.php>
- [9] 大竹秀明ら, 2016, 天気, 63(3). 101-105.

## 「オープンサイエンス」および研究データ共有の動向

\*村山泰啓（情報通信研究機構、ICSU-World Data System Scientific Committee）

### 1. はじめに

近年、Open Research Data、Open Science といったキーワードが科学技術政策や将来動向にとって重要となってきた。2013年 G8 科技大臣会合での研究データオープン化が閣僚合意されて加速してきたこの流れは、国内でも内閣府での総論議論を経て、検討を開始した省庁も出てきた。筆者の関与する内閣府、文科省、また G7 科技大臣会合での検討や欧州委員会の科学技術施策立案などは G7 国を超えて幅広く各国政府や研究機関に影響を及ぼすかの可能性がある。

本稿は気象学の研究成果ではないが、昨年の筆者の講演につづき（村山泰啓、2015年春季大会）、科学研究におけるデータやデータ生産者の取扱いが国際的に大きく変わりうる可能性のある現在の政策動向や国内外の専門家の検討状況、組織的な動きなどを報告するものである。

### 2. G8/G7、欧州における状況

近年、論文や発明と同様に科学研究を通して生成されたデータを科学研究の重要な成果物、また研究活動の成果としてとらえる方向性が国際的に議論されている。2013年 G8 科学技術大臣およびアカデミー会長会合（英）では科学研究データのオープン化が合意され、2016年 G7 科技大臣会合（つくば）では、6 課題のうち 1 つにオープンサイエンスが採択され、筆者は同セッションにおいて国際動向を紹介して議論に参加した。また閣僚合意により設置された G7 オープンサイエンス部会（EU・日本が共同議長国）に参画して合意取りまとめに協力している。

また欧州委員会では「欧州オープンサイエンスクラウド」構築に H2020 予算から最大 20 億ユーロを支出予定である。これはオープンサイエンスのための基盤で「クラウド」はシームレスな共通サービスの暗喩である。検討委員会は 8 名の欧州委員と共に欧州外から豪州委員と筆者が参加して、国際データ基盤の在り方の議論が行われた。

### 3. データ共有・オープン化

「オープン」サイエンスは、研究過程やデータの徹底的な開示・公表を求めると誤解されることが多い。しばしば欧州での Science2.0 (IT/ICT 基盤を活用する新たな学術体制を指すことが多い) の発展的概念としてオープンサイエンスが議論されることを見ても、インターネット上での迅

速で効率的な研究推進方策などといった側面が重点的に議論される必要がある。現時点ではオープン化やデータ開示が最終目的なのか、議論は慎重であってよい。日本や米国ではデータ共有、という言葉がしばしば用いられる。前述の研究データのための基盤構築の議論では、FAIR 原則（Findable, Accessible, Interoperable, Reusable）等が用いられる場合も増えている。ここでは、データは共通的なフォーマットを持ち、データの中身に関する記述（メタデータ）が共有される。オープン化やオープン・クローズ議論よりもまず相互運用性(Interoperability)が重要であると筆者は主張している。気象学データの多くは一定程度、この基準に則っているのではない。

### 4. 地球科学、気象学とデータ

前述のデジタルデータ基盤の議論では、分野横断的な多様なデータの利用が謳われている。現在の気象学は、気象要素にとどまらず、エアロゾル、化学情報から海洋学・生物学・宇宙科学など多様なデータや知見を組み合わせる議論される場合も多くなり、複合的な研究情報の相互利用を実践してきたコミュニティであるともいえる。こうした利点を生かして、気象学が新たな国内外の動きを活用することも可能かもしれない。

### 5. おわりに

経済協力開発機構 (OECD) や UNESCO は 10 年以上前から学術情報の共有と相互利用等を議論しており、これが近年のオープンアクセスジャーナルの議論に結実してきたとされる。本稿で述べたような研究データやデジタルデータ基盤の議論はまだ標準化の緒にもついていないが、今後 5 年、10 年のうちに大きな潮流となる可能性は否定できない。OECD は国際アカデミー (ICSU-WDS、1 CODATA 等) と連携して加盟国政府に向けた科学技術政策提言のために専門家の意見を収集している。

現代の科学の多くが社会と密接になり、また関係することが求められている。そこでは科学は社会を成立させる基盤の一つであり、限られた資源による専門家だけの活動ではなく、科学と社会が相互に理解・信頼したうえで相互に利する新たな関係性を求める上でもデータや情報の取扱いは本質的な課題であるといえよう。

## 気候変動影響への適応技術とその社会実装について

\*田中 博春・木村 浩巳・馬場 健司・田中 充（法政大学 地域研究センター）

### 1. 気候変動適応に関する国内外の動向

気候変動対策は、温室効果ガスの排出削減策（緩和策）が主体であったが、それに追加して、変化する気候に適応する対策（適応策）が求められるようになってきた。具体的には、農産物の栽培適地の変化、集中豪雨の増加に伴う災害発生数や規模の増大、熱中症発症者数の増加に対応する対策などである。

近年の気候変動適応に関するエポックメイキングな出来事として、国際的には「パリ協定」の採択、国内的には政府の「気候変動の影響への適応計画」の閣議決定が挙げられる（ともに2015年末）。パリ協定は、気候変動の脅威への世界的な対応の強化を目的とするもので、その要件のひとつに気候変動への適応能力の向上が挙げられている。政府の適応計画は、気候変動の「影響への対策」として、適応策の推進が求められているものと考えられる。

### 2. 気候変動適応に資する省庁レベルの研究プロジェクト

表1に、日本の気候変動適応策策定に資する主な研究プロジェクトを挙げた。適応策自体やその策定のための気候変動影響評価を扱ったもの、影響評価のための気候シナリオの作成を視野に入れたプロジェクト等を挙げた。研究ベースでは、これら省庁レベルのプロジェクトが適応策の推進に果たした役割は大きいと思われる。研究内容も、気候シナリオ開発から、気候変動の影響評価、気候変動適応策、その社会実装が追加されてきた。適応策は基礎研究の段階から、研究と社会実装の並走の段階に移行しつつあると思われる（木村, 2016）。

### 3. 適応技術の社会実装

2015年度から実施中の文部科学省の適応プロジェクト「気候変動適応技術社会実装プログラム（SI-CAT）」においては、適応技術として、2030年頃を対象とした近未来予測技術、超高解像度ダウンスケール技術、適応策の効果の評価技術を挙げている。他にも農業分野を例にとれば、高温抑制を目的とした水田の掛け流し灌漑や深水管理、着色向上のためのブドウの環状剥皮

処理、高温耐性品種開発のための品種改良なども適応技術に挙げられるであろう。

適応技術の社会実装としては、環境部局を中心に進められる適応計画等の策定と、農業、防災などの部局で進められる適応策の適応現場への普及が挙げられる。

前者については、前述の政府の適応計画の閣議決定を受け、自治体レベルでも独自の適応計画、適応戦略、適応基本方針などの策定が進められつつある。温暖化対策実行計画などに適応策の記述がある都道府県数は、2016年6月現在で31都道府県に上る（環境省「気候変動の影響への適応に関する関係府省庁連絡会議」第4回会合資料より）。

後者については、気候変動の影響は地域で異なることから、適応策も地域特性が反映されたものとなっている。暑熱課題の軽減が主眼となる埼玉県では、2019年に開催予定のラグビーワールドカップの会場予定地を対象に、5m以下の空間解像度の暑熱環境シミュレーションと現地実測を行い、それに基づく暑熱対策の影響評価を自治体施策の実施検討に利用している。また、近年積雪深が減少傾向にある北海道の道東地域では、土壌凍結深制御技術に基づく畑地の「雪割り」・「雪踏み」の実施面積が急速に拡大している。今後は利用者のニーズに応じた適応技術の開発がより強く求められてゆくことになるとと思われる。

表1 日本の気候変動適応策策定に資する主な研究プロジェクト

プロジェクト名	実施期間	関係省庁
・温暖化による日本付近の詳細な気候変化予測に関する研究	2005～09年度	気象庁
・温暖化の危険な水準及び温室効果ガス安定化レベル検討のための温暖化影響の総合的評価に関する研究「S-4」	2005～09年度	環境省
・地球温暖化が農林水産業に及ぼす影響評価と緩和及び適応技術の開発「温暖化2006」	2006～09年度	農林水産省
・気候変動等に対応した河川・海岸管理に関する研究	2006～09年度	国土交通省
・21世紀気候変動予測革新プログラム「革新」	2007～11年度	文部科学省
・温暖化への対応策検討に資するための日本域の気候変化予測に関する研究	2009～13年度	気象庁
・気候変動への適応策策定に資するための気候・環境変化予測に関する研究	2010～13年度	気象庁
・気候変動適応研究推進プログラム「RECCA」	2010～14年度	文部科学省
・農林水産分野における温暖化緩和技術及び適応技術の開発「温暖化2010」	2010～14年度	農林水産省
・温暖化影響評価・適応政策に関する総合的研究「S-8」	2010～14年度	環境省
・気候変動リスク情報創生プログラム「創生」	2012～16年度	文部科学省
・気候モデルの高度化と気候・環境の長期変動に関する研究	2014～18年度	気象庁
・気候変動に対応した循環型食料生産等の確立のための技術開発「温暖化2015」	2015～18年度	農林水産省
・気候変動適応技術社会実装プログラム「SI-CAT」	2015～19年度	文部科学省

文献 木村浩巳, 2016: 第1章 気候変動適応策の実装化推進に関する動向, 2015年度版 地域の気候変動適応白書—社会実装の推進見聞—, 法政大学地域研究センター, 5-6.  
本研究は、文部科学省気候変動適応技術社会実装プログラム（SI-CAT）の支援により実施された。

# 高解像度街区スケールシミュレーションによる 熊谷スポーツ文化公園の暑熱環境解析

焼野 藍子<sup>1</sup>・松田 景吾<sup>1</sup>・杉山 徹<sup>1</sup>・原 政之<sup>2</sup>・嶋田 知英<sup>2</sup>・大西 領<sup>1</sup>  
(\*<sup>1</sup> JAMSTEC, \*<sup>2</sup> CESS)

## 1. はじめに

昨今の地球温暖化とヒートアイランド現象の複合的な影響で、日本の夏季の熱環境は年々悪化している。このため、人々の多く集まる都市街区内や公共施設周辺での暑熱環境の定量的評価手法を開発する必要がある。国立研究開発法人海洋研究開発機構(JAMSTEC)では、樹木の流体抵抗、蒸散過程及び三次元放射過程を考慮した樹木モデルを大気海洋結合モデルに実装し(1)、地球シミュレータを用いた大規模な非定常数値シミュレーションによる暑熱環境評価を可能にした(2)。本研究班では、文部科学省公募課題「気候変動適応技術社会実装プログラム(SI-CAT)」の枠組みとして、埼玉県熊谷市にある熊谷スポーツ文化公園を対象に、高解像度街区スケールシミュレーションを実施、2016年夏の暑熱観測結果との比較を行った。

## 2. 高解像度街区スケールシミュレーション

本計算には海洋研究開発機構(JAMSTEC)にて開発された大気海洋結合モデルMSSG (Multiscale Simulator for the Geoenvironment) (3, 4, 5, 6)を使用した。本計算モデルでは、建物形状を解像することで、街区スケールでLarge Eddy Simulation (LES)として機能する(5)。さらに、樹木の流体力学的作用や蒸散作用、さらに建物形状などによる三次元放射を考慮した。

計算領域は、熊谷スポーツ文化公園を中心とした5km四方の5m解像度領域の中に、3km四方の2mの高解像度の領域を設定したネスト計算を実施した(図1)。高解像度領域が、格子点数で、東西、南北、高さ方向にそれぞれ(1500, 1500, 151)で、合計で約3.4億点である。

シミュレーションは2016年8月10日の15時からの30分間とした。この日は太平洋高気圧により最高気温が34.5度にまで上昇した。

## 3. 計算結果概要

暑さ指数(WBGT)は、湿球温度(Twetb)、黒球温度(Tglobe)、乾球温度(Tair)により算出される。本解析では日陰率 $\sigma$ を用いて、暑さ指数(WBGT)として、日陰と日向の場合を考慮して算出した。

$$WBGT = \sigma WBGT_{shade} + (1 - \sigma) WBGT_{sun}.$$

シミュレーションによる観測地点周りの暑さ指数を図2(a)(b)に示す。本計算では、観測結果と同様、暑さ指数の各地点での傾向は黒球温度分布に依存するところが大きかった。黒球温度は周囲の輻射熱の影響を定量化したもので、建物や樹木の日陰

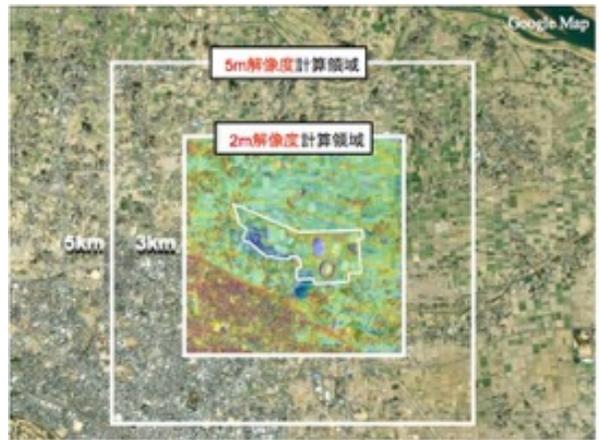


Fig. 1 Computation domain

で低下し、風速強度が弱まる場所で上昇する。これらシミュレーション結果は観測結果をよく再現することを確認した。

## 謝辞

本計算は文部科学省公募課題「気候変動適応技術社会実装プログラム(SI-CAT)」の枠組みとして、暑熱環境緩和のための適応策の実施が計画されている埼玉県熊谷市の熊谷スポーツ文化公園を対象に、今夏、JAMSTEC、筑波大学、茨城大学、立正

## 産官学協働による適応策検討 --横浜みなとみらい21地区を例に--

杉山 徹（海洋研究開発機構）、佐土原 聡（横浜国立大学）

### はじめに

地球温暖化等により、今後の都市部における熱環境が厳しくなることが予想される現代において、気候変動適応計画（H27,11/27）にあるように、各自治体では適応策を講じることが求められている。一方で、自治体の中には、環境未来都市（新成長戦略）に選定され、独自の温暖化対策を実施しているところもある。例えば横浜市は、温暖化対策統括本部を設置し、みなとみらい2050プロジェクトの推進が掲げられている。また、「みなとみらい21地区」を対象とし、産官学の連携コンソーシアムを立ち上がり、適応策（と緩和策）に資する立案を目指し、協働が開始されている。その目標として、都市の価値を上げるためのエリアマネジメント実践に必要な情報創生を挙げている。ここでは、そのエリアマネジメントのための活動の紹介として、みなとみらい21地区の熱環境把握に関する取り組みを発表する。

### 活動例

商業のみならず住宅地区も有するみなとみらい21地区は、昭和58年の事業開始から現在も増築・改修が続けられている。また、都市公園（グランモール公園、高島公園など）、臨海公園（臨港パーク）が設置され、都市内の熱環境にも配慮されている。海洋都市横浜が謳われているように、海に面している地区は、海風などを利用した環境の在り方が同地区のステークホルダの共通認識の一つに挙げられ、エリアマネジメントのための土台はそろいつつある。そこに、科学的アプローチを取り入れる事で更なる推進力を加えることが出来るとし、2007年から産官学によるコンソーシアム「地球環境未来都市研究会」を結成した。

当初参加の9機関から現在では25機関ほどに増えている。海洋研究開発機構、横浜国立大学の「学」に加え、「産」の企業体・（一社）横浜みなとみらい21、「官」の横浜市が参画している。その活動の一つとして、2016年夏、横浜国立大学を中心とし、街区を管理・所有機関の協力を得て、みなとみらい21地区全域の気温観測とグランモール公園の集中観測（気温、湿度、黒球温度、風、日射）を行った。同時に、海洋研究開発機構の地球シミュレータ（スパコン）を利用した5m解像度による都市街区解像LESを実行した。その実行には、実街区形状の詳細な情報が必要となるが、横浜市からオープンデータを基盤とする都市街区データの協力がなされた。このように、当事者の強い参加意識に支えられ、熱環境の把握を進めている。

### 報告例

詳細観測を行った7月30日を例に、観測とシミュレーション結果の比較結果を報告する。特にグランモール公園・美術の広場前における特異な風向や、暑さ指数WBGT（湿球黒球温度：Wet Bulb Globe Temperature）の空間分布に注目した結果を紹介する。

### 謝辞

地球シミュレータを用いた計算には、海洋研究開発機構・地球情報基盤センターで開発を進めてきた計算モデル（MSSG=Multi-Scale Simulator for the Geoenvironment）を用いた。成果の一部は、気候変動適応技術社会実装プログラム（SI-CAT）の支援を受けて行われた。

## 高解像 RCM 実験情報を利用した統計的ダウンスケーリング (続)

若月泰孝

茨城大学理学部, 海洋研究開発機構

### 1. はじめに

地域スケールの気候変化予測は, 地球温暖化に対する適応策を検討する上で重要な役割を果たす. しかし, 全球気候モデル (GCM) による気候変化予測は大きなばらつきがあり, ダウンスケーリングによって特定地域で詳細化したとしても, 予測の不確実性が低減されるわけではない. そこで, 複数の GCM の情報をダウンスケーリングすることで, 確率論的予測情報を創出する研究が実施されている. その中で, 領域気候モデル (RCM) による力学的ダウンスケーリングは, 観測の少ない地域にも適応でき, 高解像実験であれば対流スケールの現象に対しても物理的整合性のとれた結果を導き出すことができる. しかし, 計算負荷が大きく, 不確実性をカバーするだけの数の高解像気候実験を実施することが困難である.

若月(2016)は, 少ない数の高解像 RCM 実験の結果を利用して, 統計的ダウンスケーリングを行う方法を検討した. 本発表は, 若月(2016)での説明の不備を補いつつ, その方法の概要を紹介する. また, 関東・中部山岳域を対象に計算された結果の再現性について検証した結果を紹介する.

### 2. 実験手法・結果

本手法の流れを図に示す. 粗い解像度の GCM や客観解析から, 一旦, 中解像度 (20~5km 程度) まで RCM によってダウンスケーリングして, 最終的に高解像度 (1~2km 程度の解像度) まで 2~3 階層のネスティングで RCM 実験を実施する. 中解像実験は, 複数の GCM に対して複数の RCM 実験を実施することができるが, 計算資源の問題から高解像実験を複数実施するのは極めて難しいと想定する.

#### 1) 空間内挿モデル (IM)

中解像実験で見積もられた統計量を高解像実験の格子に線形内挿し, 高解像度実験の結果と比較する. この空間内挿モデル (IM) では, 統計量の補正比 (降水量など) や補正差 (温度など) を高解像度の格子ごとに推定する. この IM を毎時刻の計算出力に対して適用することで, 中解像度実験結果から高解像度情報を創出することができる. ただし, 統計量としては高解像度化されるが, 高解像度モデルが再現するような積雲対流などの細かい現象が表現されるわけではない. この IM は, 現在気候実験に対して適用してもよいが, 将来気候の高解像度実験を 1 つ実行することで, 将来気候実験に適用するのがよい. 将来気候の予測の不確実性をカバーするための複数の将来気候実験の結果に, この IM を適用することで, 複数の高解像気候情報を創出する.

この IM は, 例えば各月の平均量の比較による補

正 (タイプ 1) と, 年々変動の効果を考慮するものを考えた (タイプ 2), 年々変動を考慮する場合は, 年によって補正関係が変化する.

#### 2) バイアス補正モデル (BC)

IM によって高解像度化された情報は, バイアスが残っているため, 観測データを用いてこれを補正する必要がある. 一方で, IM で高解像度化した情報は高解像モデルを元に推定されているため, 観測の少ない地域であっても現象論的な観点で分布が推定されている. したがって, IM の高解像分布情報を保持しつつ, 観測に合うように補正する. バイアス補正モデル (BC) では, 補正比 (差) を目的変数とし, 位置などの地理的変数を説明変数として, 一般化線形モデルによる補正式を作成した. 適当な地域分割を行い, 地域ごとに BC を実施した.

#### 3) 適用実験

気候変動適応研究推進プログラム (RECCA) では, WRF を用いて 24-G-2km 解像度の気候変化予測実験が, 気候差分ダウンスケーリング法 (若月ほか 2016) に基づき実施された. 2km 実験は, 現在・将来それぞれ 1 通りしか実験されていないが, 気候変動適応技術社会実装プログラム (SI-CAT) で昇温の大きい場合と小さい場合の実験も追加し, 将来気候実験を 3 通り用意した. そこで, 本研究では IM-BC による統計的ダウンスケーリングの結果と IM 作成にかかわらない他の 2km 解像度実験の結果を比較して, IM-BC の予測性能を評価した.

#### 参考文献

- 若月泰孝, 2016: 高解像 RCM 実験情報を利用した統計的ダウンスケーリング. 日本気象学会 2016 年度春季大会予稿集  
 若月泰孝, 原政之, 藤田美季子, 馬婁鏡, 井上忠雄, 木村富士男, 小池俊雄, 2016: 気候差分ダウンスケーリング法による関東・中部山岳域の確率論的気候変化予測. 土木学会論文集 B1(水工学), 72(4), I\_55-I\_60.

#### 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) の支援を受けた.

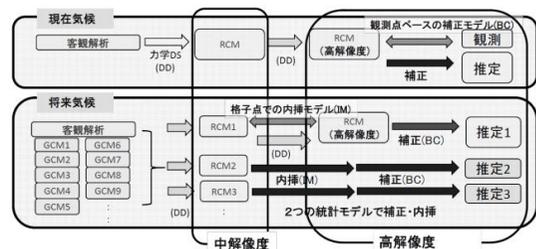


図: 高解像 RCM の結果を利用した統計的ダウンスケーリングの流れ.

## 気候変動適応技術の普及要因～北海道農業の事例からの考察

\*田中 博春・馬場 健司・田中 充 (法政大学)・井上 果子 (宮崎大学)

### 1. はじめに

文部科学省の気候変動適応プロジェクト「気候変動適応技術社会実装プログラム (SI-CAT)」は、その名の通り、開発した様々な気候変動適応技術を自治体等において社会実装することを目的としている。演者は社会実装機関の一員として SI-CAT に参画し、自治体ニーズの調査や適応技術の自治体への導入支援に向けた研究活動を実施しているが、以前の経験から、気候変動の影響評価結果を提示することと、自治体において気候変動適応策を立案、実施することの間には大きな隔りがあることを痛感している。開発された適応技術を適応現場において有効かつ円滑に社会実装するための参考事例として、北海道農業の事例を紹介する。近年の気候の変化に伴い急速に普及が進んでいる下記技術を、演者は気候変動適応技術と捉え、その普及要因等を考察する。

### 2. 北海道十勝平野での「雪割り」(田中, 2016) より

ジャガイモの主産地、北海道の十勝平野では、前年の収穫の際にこぼれ落ちた小イモが越冬し翌年雑草化して生える「野良イモ」の発生が近年目立つようになった。近年の気候の変化で積雪量が増え、土が凍らず小イモが越冬するようになったことが原因である。野良イモは抜き取るしかなかく農繁期の大きな作業負担となっていた(広田, 2013)。

この対応策として、冬季に雪をトラクターでかき分け地表を露出させ、冬の低温で土を凍らせる「雪割り」を一部の農家が実施するようになった。十勝農協連は、この雪割りの科学的な研究を現在の農研機構北海道農業研究センター(北農研)に依頼した。北農研は研究の成果を「土壌凍結深制御技術」として完成させた。人手による夏場のつらい作業が、冬のわずかな時間の機械作業で克服できるようになった。また、北農研は気象情報を基に最適な雪割り実施日を判定する情報システムを開発し、これを日本気象協会の営農ウェブシステム「てん蔵」の機能の一部として実装した。このシステムは十勝農協連を通じて十勝の農協24団体と農協加入農家に配信された。2013年時点ですべて十勝平野での雪割り実施面積は5,000haにまで拡大した。

**文献** 田中博春, 2016: 1.北海道: 農業, 第6章 地域における適応策の取り組み, 2015年度版 地域の気候変動適応白書—社会実装の推進見に向けて—, 法政大学地域研究センター, 28.

広田知良, 2013: 寒地農業に及ぼす気候変動・温暖化の影響解析・評価と適応対策に関する研究, 生物と気象, 13, F1-15.

**謝辞** 本研究は、文部科学省気候変動適応技術社会実装プログラム (SI-CAT) の支援により実施された。

### 3. 北海道北見地域での「雪踏み」

北海道の北見を中心とする地域でも土壌凍結を利用した農業技術が普及中であるが、この地域では「雪踏み」と呼ばれる手法が主体となっている。これはトラクター後方に連結した鎮圧ローラーで積雪を押しつぶし、雪の熱伝導率を上げることで、冬の低温を土に伝え土を凍らせる技術である。この地域で雪踏みが受け入れられた最大の理由は、野良イモ対策ではなく、雪踏みの実施後に土がサラサラになること、すなわち土壌の砕土性の向上にあった。雪踏みの実施により、春先の畑の整地が行いやすくなり、トラクターの作業時間も燃料代も大幅に減少した。秋の収穫時の土塊混入判定作業も作業負担が軽減された。2016年春季の訪問調査では雪踏みの実施面積は1年間で約3倍に増加しているとの回答が得られた。

### 4. 気候変動適応技術の普及要因

まず北見地域において適応技術「雪踏み」が生産者に受け入れられ普及が進んだ要因について考察する。**導入**: 適応技術を導入した先駆者が、自身が享受した導入メリットを、この地域で盛んな農業者の学習会などを通じて広く伝えた。先駆者の畑を目の前にした説明には説得力があった。**費用**: 導入、運用コストが支出可能な範囲内であった。トラクターの共同利用組合があり、鎮圧ローラーを共同利用することで導入コストが下げられた。運用コストはトラクターの燃料代程度で問題とならなかった。**運用**: 農閑期である冬季の比較的短時間の作業で、農繁期の作業性向上効果が得られた。**効果実感**: 適応技術を自身で試し、春の整地や秋の収穫時に作業性の向上を実感できた。

また、前述の十勝平野における適応技術「雪割り」の普及過程から、研究開発者側に関する以下の要点が挙げられる。**地域ニーズの把握**: 雪割りの研究は地域からの研究依頼が端緒。技術の開発者自身が現場に入り込み地域ニーズを把握することが重要。**研究機関の役割**: 地域の変化傾向の科学的要因の解明と、その制御または軽減技術の開発。それに基づく情報システムの核となる内容の設計。**情報システムのあり方**: 利用者の意思決定支援ツールとなること。**地域との協働方法**: 該当分野において地域の核となる組織と連携が重要。組織に参加している多くの方へ情報提供ルートが構築できる可能性がある。

## GPM/DPR(全球降水観測計画主衛星搭載二周波降水レーダ) 降水判定フラグの改良

花土弘・井口俊夫(情報通信研究機構)、

正木岳志(宇宙航空研究開発機構)、吉田直文(リモート・センシング技術センター)

### 1. はじめに

GPM/DPR では約 400 km の高度から地表付近の降水を短時間で観測することから、独立サンプル数も少なく、低 S/N な降水エコーが記録される。標準処理では、レベル1データとして保存される受信電力の高度プロファイルのうち、降水判定で降水有りとなされたビームについてのみ、レベル2データとして降水強度推定処理される。この降水判定の改良を行うことで、上空の弱い降水エコーを検出し、降水域の広がりに関し、より多くの情報を抽出することを考える。

### 2. TRMM/PR, GPM/DPR の降雨・降水判定

図1に、TRMM/PR (熱帯降雨観測衛星搭載降雨レーダ)と DPR の2台のレーダのうち、TRMM/PR と同じ Ku 帯の KuPR の降雨エコーの S/N を示す。地表から高度 5 km のような降雨が分布していると想定した場合の、地表付近での降雨エコーの実効的な S/N を、エコーのヒット数と雑音サンプル数を想定して求めた。10mm/h 以上で見られるように降水強度が大きくなると S/N が低下しているのは降雨層中での降雨減衰の影響を示している。弱い降水強度では、降雨減衰の影響は小さく、上空でも基本的には図1のグラフと同じであり、約 0.2 mm/h で、S/N = 0 dB である。

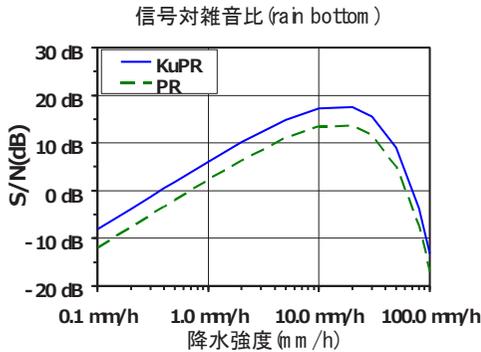


図 1 KuPR・PR の S/N 降水強度依存性

独立サンプル数は、TRMM/PRでは32個のヒットに6MHz離れた二つの周波数を利用する Frequency Agility 方式を使用し、64個であったが、GPM/DPRでは、さらに衛星高度とビーム走査角で、パルス繰り返し周波数を変更する可変 PRF 方式を採用し、100~120 個程度に向上している。

このように、PR と DPR の降雨エコーの高度プロファイルは、S/N が低く、独立サンプル数もそれほど高くないことから、降雨・降水判定は以下の方針で実施されている。(1)レンジビン毎に、降雨エコー強度(実際には降水粒子の散乱波+外来雑音+受信機雑音の和)と雑音電力(外来雑音+受信機雑音の和)との差を求め、ある閾値より大きい場合には“降水有り”、小さい場合には“降水無し”と2値化処理を行う。(2)上記の2値化処理結果で、あるビームについて、独立するレンジビン方向に3個以上連続する場合に、そのビーム方向を降雨・降水ありと判断する。これは降雨エコーは鉛直方向に連続しているはずという仮定に基づいて

いる。なお、PR ではレンジ方向のサンプリング間隔がレーダの送信パルス幅に対応する 250 m 間隔であったが、DPR では、送信パルス幅に対応する 250 m 間隔の半分の 125 m 間隔でサンプリングされているために、3個の倍の6個以上連続するという条件になる。

図2、図3に現状の DPR の降水判定の例を示す。図2は減衰補正前のレーダ反射因子のビーム走査方向の鉛直断面で、図3がレベル2プロダクトとして出力される降雨減衰補正後のレーダ反射因子である。図2の減衰補正前のレーダ反射因子は無降水と思われる高い高度や図の右側でも雑音電力の変動により、あるレベル以上の降雨エコー強度を持つことがある。図3では、上述の降水判定でビーム方向毎に、降水有りと判定された高度プロファイルで降雨減衰補正されるために、雑音的な挙動は無くなっているが、上空の降雨エコーや図左側の弱いエコーを無降水と判断し、降雨・降水有りの領域を多少狭く判断している。

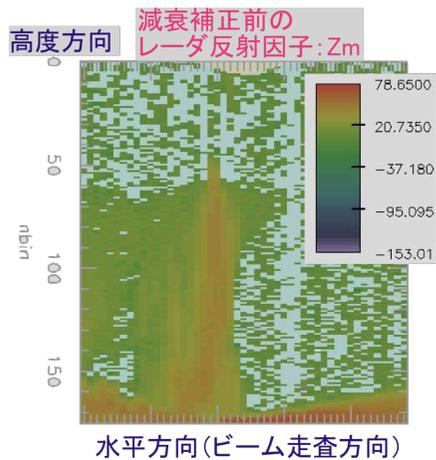


図 2 減衰補正前のレーダ反射因子の鉛直断面

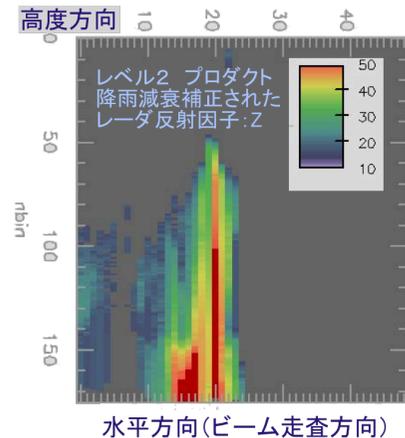


図 3 降雨減衰補正後のレーダ反射因子の鉛直断面

## GSMaP 雨量計補正降水マップ (GSMaP Gauge) におけるアルゴリズム変更の影響

\* 妻鹿友昭、牛尾知雄 (阪大院工)、久保田拓志、可知美佐子 (宇宙航空研究開発機構)、重尚一 (京大理)、青梨和正 (気象庁気象研究所)

### 1 はじめに

全球降水分布をリアルタイムに把握することは気象学だけでなく、水資源管理・洪水渇水の把握等、実利用においても重要である。先進国等では雨量計やレーダによる降水観測網がよく整備されているが、途上国では面的な観測網の構築・維持管理は不十分である。また、各地の降雨の観測装置は異なるため、これらのデータを統合利用するには注意が必要である。

一方、マイクロ放射計 (MWR) を搭載した衛星が多数運用され、低軌道衛星からの観測が行なわれている。複数の低軌道衛星搭載 MWR を組み合わせ、高い時間分解能を持つ降水マップの作成されている (Joyce et al. 2004; Sorooshian et al. 2000; Aonashi et al. 2009)。現在、航空宇宙研究開発機構は全球合成降水マッププロジェクト (Global Satellite Mapping of Precipitation; GSMaP) を提供・開発している (Aonashi et al. 2009)。GSMaP は 2017 年 1 月に新アルゴリズム (V7) がリリースされたが、これまでのアルゴリズム (V6) も継続して提供されている。

実利用においては陸上の雨量の情報が重要だが、MWR は陸上からの放射のため、推定が困難である。そこで、高い時間空間分解能を持つ GSMaP MVK プロダクトに低い時間・空間分解能であるが信頼される雨量計データを用いて降雨量を補正する雨量計補正 GSMaP (GSMaP Gauge) が提供されている。GSMaP Gauge では準リアルタイムで補正を行なうため、雨量計データには NOAA が配布する CPC UNIFIED GAUGE-BASED ANALYSIS OF GLOBAL DAILY PRECIPITATION (CPC) の日雨量を利用している。

この CPC は雨量計の無いグリットの雨量は周りの雨量データから最適内挿法を用いて内挿している (Xie et al. 2006, Chen et al. 2008)。このためアフリカ大陸やミャンマーのように広範囲に雨量計データが少ない地域の雨量は現実の雨量と異なる。よって雨量計が少ない地域において V6 の GSMaP Gauge 雨量は観測と合わないことが指摘されてきた。そこで V7 の GSMaP Gauge では雨量計補正に観測データ数により補正量の重みを変化させた。本発表では GSMaP Gauge の V6 から V7 へのアルゴリズムの変更点と推定結果の差異について述べる。

### 2 GSMaP Gauge

GSMaP Gauge は GSMaP MVK 雨量を地上の雨量計マップを用いて補正を行なう。補正には以下の降雨モ

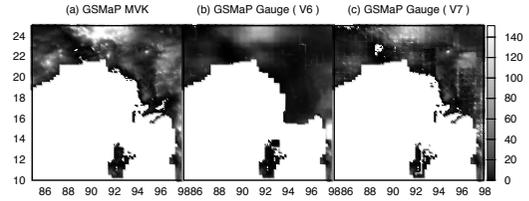


図1 MVK GSMaP Gauge V6・V7 の月積算雨量 2014年4月

デルと観測モデルを用いる。

$$\mathbf{x}_{n+1} = \mathbf{x}_n + \mathcal{N}(\mu_w, \sigma_w^2) \quad (1)$$

$$\mathbf{y}_n = c\mathbf{x}_n + \mathcal{N}(\mu_v, \sigma_v^2) \quad (2)$$

ここで  $\mathcal{N}$  は正規分布を表す。 $\mathbf{x}_n$  は  $n$  時の真の降雨強度、 $\mu_w, \sigma_w$  は平均と分散である。 $\mathbf{y}_n$  は  $n$  時に推定された雨量、 $\mu_v, \sigma_v$  は観測ノイズの平均と分散である。 $c$  は比例定数である。式 (1) は降雨の時間変化は緩やかであることを表す。式 (2) は観測雨量は真の雨量と比例し正規分布のノイズを持つことを示す。最小化する評価関数  $J$  は式 (3) のようにモデルの評価関数 ( $J_1$ ) と雨量計による 24 時間の時間雨量 ( $\mathbf{x}_n, n = 1 \dots 24$ ) からの乖離 ( $J_2$ ) を組みあわせる。

$$J(\mathbf{x}) = J_1(\mathbf{x}) + \lambda J_2(\mathbf{x}) \quad (3)$$

$$J_1(\mathbf{x}) = -\ln \Pr(\mathbf{x}, \mathbf{y}) \quad (4)$$

$$J_2(\mathbf{x}) = \frac{1}{2} \left( \sum_{n=1}^{24} \mathbf{x}_n - W \right)^2 \quad (5)$$

ここで  $W$  は雨量計で観測された 24 時間雨量である。

$\lambda$  は  $J_2$  の重みである。V7 では CPC の雨量計数を用いて  $\lambda$  を 0-0.5 の間で変化させることにした。

ベンガル湾付近の 2014 年 4 月の積算雨量の図 1 を示す。左から MVK、V6、V7 である。MVK で見られるミャンマー上での降雨分布が、V6 では降雨が 0 に近く、一樣な値となっている。一方 V7 では MVK 同様の雨量のパターンが見られる。

### 3 おわりに

これまで、GSMaP Gauge は雨量計の数が無い領域での雨量の補正に問題があった。V7 から雨量計の数により、GSMaP Gauge は雨量計データ補正の重みを変更する。この補正により雨量計データが信頼されないグリッドにおける影響が少ない V7 が作成できた。

GPSを用いた大阪湾周辺における水蒸気流入に関する研究

\*岸本雅弘（神戸大学），大石哲（神戸大学）

1. 目的

本研究では、GPS データから大気中の水蒸気情報やその変動を算出・解析する。そこで、GPS 気象学を応用することで、雨と大気中の水蒸気がどのような関係にあるかを調べることににより、今後の気象予測の精度の向上に役立たせることが目的である。特に、大阪湾周辺で豪雨がかった際にどのように水蒸気が流入しているかを調べた。具体的には、天頂大気遅延量（ZTD）の時系列変動を複数の線形関数で表現し、関数の変化から水蒸気の増加時間を定量的に推定して、それと雨の動きの関係を比較・考察する。

2. データ

本解析では、2016年9月25日の停滞前線の通過に伴う大雨及び2016年6月24日の温暖前線の通過に伴う大雨、2016年8月24日の局所的な大雨が大阪湾周辺で降った事例を取り上げた。それらの事例について、大阪湾周辺に設置されたGPS受信機から得られるデータを解析ソフトウェアRTNetで解析を行い、各地点での大気中の水蒸気情報を表す天頂大気遅延量（ZTD）を算出した。

3. 方法

天頂大気遅延量（ZTD）は横軸に時間軸を取ると、雨が強くなる前に値が大きくなり始めるという特徴がある。言い換えると、雨が強くなる前に天頂大気遅延量（ZTD）の傾きが大きくなり始めるといえる。傾きの大きくなり始めていく点をどこからか水蒸気が流入し始めている時間だと考え、各地点の天頂大気遅延量（ZTD）を複数の回帰直線を引く<sup>1)</sup>ことにより、傾きの大きくなっている点を探索した。

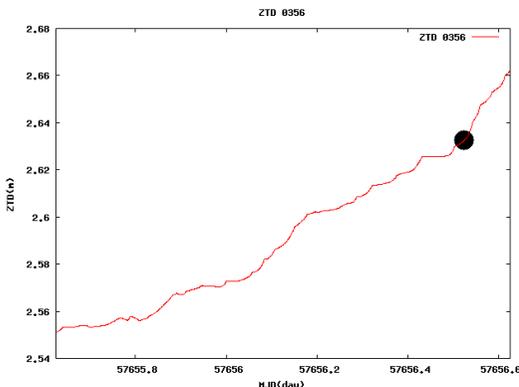


図1 2016年9月25日  
神戸中央（0356）地点における天頂大気遅延量  
（黒丸：傾きが大きくなった点）

4. 検証結果

2016年9月25日の事例において各地点で複数の回帰直線を引くことにより求められた水蒸気の流入し始めている時間（日本標準時）を地図上に示す。



図2 2016年9月25日の事例

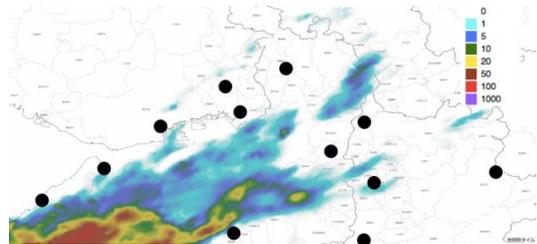


図3 2016年9月25日21時30分のXRAINによる雨の様子との比較  
（黒丸は21:30までに傾きが大きくなったGPS受信機を示す。）  
※背景地図データ：国土地理院より

5. 結論

2016年9月25日の停滞前線に伴う大雨の事例では、図3のように雨雲が各GPS受信機に到達する前に、各GPS受信機の天頂大気遅延量（ZTD）の傾きが大きくなっていた。大阪湾周辺のGPS受信機で反応が雨雲の形・動きと似たような動きで次々と反応が見られた。また、雨雲が北上するとともに、GPS受信機の反応も北上していくような動きが見られた。また、水蒸気の流入としては、雨雲と同じように西南西から東北東に伸びるような水蒸気の塊が北上していたのではないかと考えられる。この事例から、停滞前線の通過の場合、雨雲と似たような動きをするように水蒸気が流入するのではないかと考えられる。

6. 参考文献

- 1) Rによる統計処理: ウェブページ 二本の直線による折れ線回帰 青木繁伸  
<http://aoki2.si.gunma-u.ac.jp/R/>
- 2) 大谷竜, 内藤勲夫: GPS 可降水量の物理と評価, 気象研究ノート「GPS 気象学」(内藤勲夫), No.192, pp.15-33, 1998.

## 小型 X バンド二重偏波気象レーダーの降雨観測精度検証

高野祐弥、中島大岳、高木敏明（古野電気株式会社）

佐々浩司（高知大学）、大石哲（神戸大学）、中北英一、山口弘誠（京都大学）

### 1. はじめに

二重偏波気象レーダーは水平偏波と垂直偏波を同時に送受信し、反射強度  $Z_h$  および偏波間位相差変化率  $K_{dp}$  から降水量を定量的に観測できる。本稿では、古野電気製小型 X バンド二重偏波気象レーダー（以下、本レーダー）の降雨観測精度検証を目的として、地上雨量計をリファレンスとした既設レーダー（XRAIN および C バンド）との比較検証を行ったので、その方法および結果について報告する。

### 2. 精度検証方法

精度検証は大阪湾周辺および高知県において実施した。本稿では大阪湾周辺における検証結果について述べる。まず図 1 に本レーダーと地上雨量計との位置関係を示す。比較対象となる地上雨量計として、西宮、神戸空港、関空島に設置されているアメダスデータを使用した。次に、本レーダーの観測設定を表 1 に示す。各地上雨量計直上の観測域を確保できるように CAPPI データを作成し、クレスマン内挿（250 m メッシュ、500 m 半径）により雨量を算出した。また地上雨量計と比較するレーダー雨量は地上雨量計直上 1 メッシュにおける雨量値とした。評価方法として、本レーダーと XRAIN に対して、地上雨量計との散布図（10 分雨量）を作成し、相関係数および RMSE を比較することにより評価を行った。降雨事例として、2016 年 6 月 16 日～7 月 31 日の期間において地上雨量計の日雨量が 10 mm 以上であった計 11 日間を選定した。

### 3. 結果

図 2 に 10 分雨量に関する地上雨量計と各レーダーの雨量散布図（全事例）を示す。相関係数および RMSE は本レーダーでそれぞれ 0.86、0.63 mm、XRAIN でそれぞれ 0.89、0.58 mm と、両者は同等レベルであることが分かった。また散布図の傾きと分布から強雨時にレーダーは地上雨量計よりも雨量を過小評価していることが分かった。これは途中降雨

減衰が一因であり、今後マルチレーダーネットワークにより途中降雨減衰の領域を補間することで改善されることが期待できる。

### 4. 謝辞

本研究は科学技術振興機構 研究成果最適展開支援プログラム A-STEP ハイリスク挑戦タイプおよび総務省 SCOPE（受付番号 165009001）の委託を受けたものである。

表 1 本レーダーの観測設定

Items for observation	Conditions
Period	16th June – 31st July in 2016, JST
Location	Nishinomiya, Hyogo, Japan
Sequence	CAPPI, 3 elevations, 0.0/3.0/ 5.0 deg

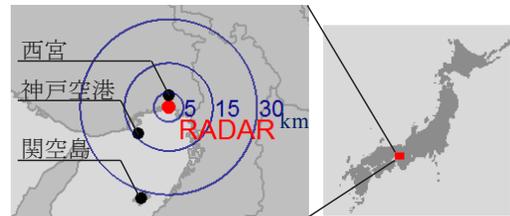


図 1. 本レーダーと地上雨量計との位置関係

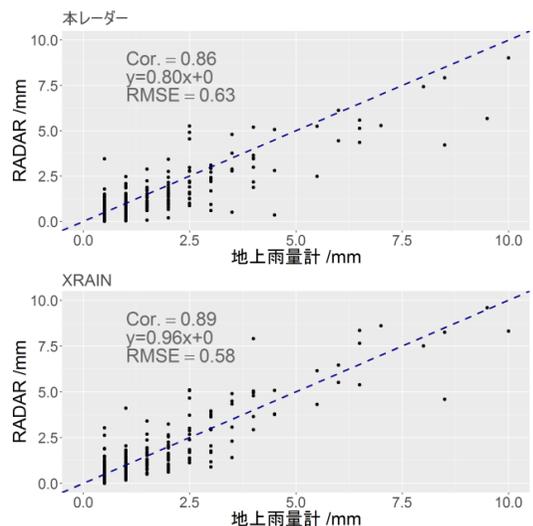


図 2. 地上雨量計と各レーダーの雨量散布図（10 分雨量）

フェーズドアレイ気象レーダーのデータ品質管理 ～地表面クラッタの時間変化～

\* 磯田総子、佐藤晋介 (NICT) 牛尾知雄 (大阪大) 三好建正 (理研)

1. はじめに

我々はゲリラ豪雨に代表される局地的な現象に対して、フェーズドアレイ気象レーダー (PAWR) (牛尾ほか,2012) と京コンピュータを用いた「ビッグデータ同化」により、100m メッシュで 30 秒ごとに 30 分のリードタイムで数値予報を行う研究に取り組んでいる (Miyoshi et al.,2016a, 2016b)。精度の良い予報を行うためには同化する観測データの品質管理が重要であり、例えば、地表面クラッタ等の非降水エコーは確実に判別して除去する必要がある。本研究では、品質管理で利用するクラッタマップを作成するにあたり、非降水エコーの時間変化の特徴をつかみ、どの程度の頻度でクラッタマップを更新すべきかについて検討する。

2. 従来の品質管理手法の問題点

これまでの PAWR ビッグデータ同化実験においては、データ品質管理は Ruiz et al., (2015) のアルゴリズムを使用してきた。そこでは、地表面クラッタエコーの特徴を表すいくつかのパラメータの確率分布関数から、降水エコーか非降水エコーでないかを単純ベイズ分類法で統計的に判断していた。ただしこのアルゴリズムは計算時間がかかるため、リアルタイム処理を行うためにはより高速なデータ品質管理手法が必要とされている。また、これまでは特定の過去事例についてデータ同化実験を行っており、品質管理のパラメータ調整や検証も比較的容易であったが、今後定常的なリアルタイム処理を行うためには、様々な事例に対応できる汎用的なアルゴリズムが必要となる。地形や建造物などによる地表面クラッタが出現する確率が高い場所を表すクラッタマップは、その場所においてのみ降水・非降水エコーの判別処理を行うことで計算時間の短縮と精度向上が期待できる。ただし、非降水エコーの出現頻度や出現場所は時間変化すると考えられ、まずはその調査を行う必要がある。

3. 非降水エコーの日内変化・季節変化

本研究では降雨のない日を選び、3 時間ごと、または一日の Ze の平均値 (水平方向には 250 m メッシュの直交座標系、鉛直方向は仰角) を計算し、全 100 仰角で降水エコーがないことを目視でも確認した。ここでの調査は非降水エコーの存在するピクセルの割合を利用する。例えばある仰角で 0.4 であれば、その仰角の 60 km レンジ内の 40 % のピクセルは非降水エコーで占められていることを示す。

図 1 は、2016 年 8 月の連続した 3 日間の、4 つの異なる仰角での非降水エコーの割合の 3 時間毎の時間変化である。3 日間を通して午前中は同じような非降水エコーの割合を示しているが、午後になると各日で変化が大きくなる。また仰角が大きくなるにつれて、非降水エコーの割合は小さくなっていき、仰角 2.0° では仰角 0° の半分程度になる。

図 2 は 2016 年 1 年間の非降水エコーの割合の変化を、晴天日を一日選んで平均し 5 つの仰角で示したものである。非降水エコーは、仰角 0°、68° を除き、夏に少なくなり冬に大きくなる傾向が見られる。仰角 2.9° では 7 月の非降水エコーの割合は 2 月の約 50%

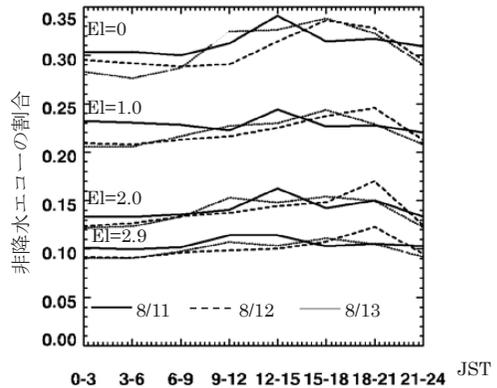


図 1 : 2016 年 8 月の連続する 3 日間 (11,12,13 日)、4 仰角 (0,1.0,2.0,2.9) の非降水エコーの割合の日変化

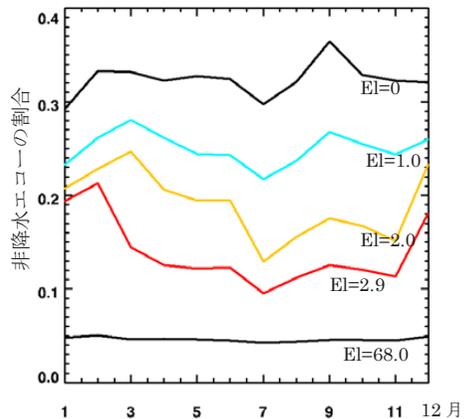


図 2 : 2016 年一年間の 5 仰角 (0, 1.0, 2.0, 2.9, 68.0) での非降水エコーの割合

というような大きな変化があることがわかった。

4. まとめ

調査の結果、非降水エコーには若干の日変化と大きな季節変化があることが分かった。そのため、クラッタマップは、毎日更新する必要はなく (日日変動は小さいため)、地方時ごとに更新する必要もなく (日内変動は小さいため) 月に数回、降水のない日のデータを用いて作成するのが良いと考えられる。この回数は今後、梅雨や秋雨の時期なども考慮して決定していく。

本研究は JST CREST の支援を受けたものである。

【参考文献】

牛尾、ほか、2012 : 秋季大会予稿集 B117  
 Miyoshi, et al., 2016a: BAMS, vol.97, 1347-1354.  
 Miyoshi, et al., 2016b: Proc.of the IEEE, vol.104, 2152-2179, doi:10.1099/JPROC.2016.2602560  
 Ruiz, et al.,2015 : SOLA, vol.11,48-52.

# 大気成層構造の小型無人航空機・MUレーダー同時観測

橋口浩之<sup>1</sup>・森昂志<sup>1</sup>・Hubert Luce<sup>2</sup>・Lakshmi Kantha<sup>3</sup>・Dale Lawrence<sup>3</sup>・

Tyler Mixa<sup>3</sup>・Richard Wilson<sup>4</sup>・津田敏隆<sup>1</sup>・矢吹正教<sup>1</sup>

1 京大生圏研究所

2 Université de Toulon, CNRS/INSU, IRD, Mediterranean Institute of Oceanography (MIO), UM 110, France

3 Department of Aerospace Engineering Sciences, University of Colorado Boulder, Boulder, Colorado, USA

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

## 1. はじめに

近年の小型無人航空機(Unmanned Aerial Vehicle; UAV)の進歩により、遠隔操作による上空の計測、サンプル取得、空撮等が従来よりも容易に行えるようになりつつある。2015年と2016年の6月に滋賀県甲賀市信楽町で、コロラド大で開発された気象センサーを搭載した小型 UAV と MU レーダーとの同時観測実験 ShUREX (Shigaraki, UAV-Radar Experiment)キャンペーンを実施した。UAV は、小型(両翼幅 1m)、軽量(700g)、低コスト(\$1,000~2,000)、再利用可能、GPS による自律飛行可能という特徴がある。

## 2. 観測実験の概要

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

MU レーダーは、中心周波数 46.5MHz、アンテナ直径 103m、送信出力 1MW の大型大気レーダーである。観測は天頂方向のレンジイメージングモードと天頂角 10° で北、北東、東、南東、南の DBS モードを切り替えて行った。

## 3. 結果

図 1 に MU レーダーのレンジイメージングモードで得られたエコー強度の時間高度変化と UAV に搭載されたセンサーで得られた気温の時間変化を飛行高度とともに示す。15時50分~16時10分に UAV は水平飛行しており、4-5分周期で MU レーダーを中心とした半径 400-500m の円を描いて半時計周りに旋回していたが、水平飛行中にも関わらず、大きな気温変化が観測された。気温変化は飛行高度辺りに存在する強いエコー層の上下変動と相関があり、MUレーダーで観測された鉛直流(図省略)とも良い相関が見られた。

その後の時間帯に UAV で測定された気温の鉛直プロファイルから、深い温度逆転層が存在し、強いエコー層はそれに伴うものであると考えられる。測定された気温プロファイルをモデル化し、その気温プロファイルがエコー層と同様に上下変動していると仮定して、気温変化を再現したのが図 2 である。概ね観測結果と整合的であり、大きな気温差を

持つエコー層の上下の空気塊が、鉛直大気カラムの上下振動に伴って断熱的に冷却・加熱されたことで、水平飛行中の大きな気温変化を説明できそうである。

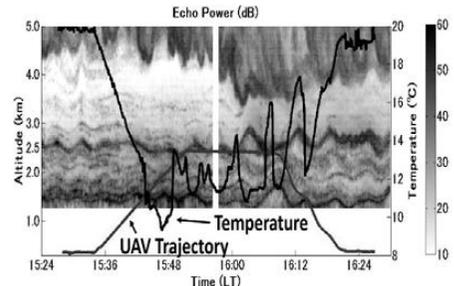


図 1. 2015年6月9日15時24分~16時30分に MU レーダー天頂ビームのレンジイメージングモードで得られたエコー強度の時間高度変化と UAV の飛行高度(薄実線)および UAV 搭載センサーで得られた気温(濃実線)の時間変化。

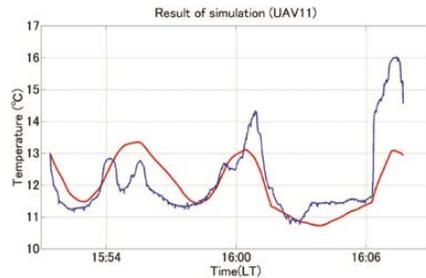


図 2. 水平飛行中に UAV で測定された気温変化と、気温プロファイル、エコー層の上下変動などから再現された気温変化(詳細は本文参照)。

## 4. まとめ

UAV・MU レーダー同時観測で得られた MU レーダー上空の気温変化について解析を行った。水平飛行時に観測された比較的大きな気温変化について、簡単なシミュレーションによりその原因を考察した。

## 謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP15K13568 の助成を受けたものです。

# 高頻度高密度地上観測である首都圏地震観測網の気象データの同化実験(1)

\*瀬古 弘<sup>1</sup>、酒井 慎一<sup>2</sup>

1: 気象研究所, 2 東京大学地震研究所

**1. はじめに** 都市域で発生する局地的大雨の被害を軽減するために、ドップラーレーダや GNSS 等を用いた同化実験が行われている。局地的大雨は夏季の熱的低気圧による収束などによりしばしば発生するため、地上気圧も発生予測の精度を高めることができる同化データと期待できる。ここでは、地震研究所が関東域に 300 点近い観測点を展開している首都圏地震観測網 (MeSO-net) の地上気圧や気温に注目する。今回は、データ同化実験の最初の段階として、気象庁のメソ解析と比較して、データ品質などを確認した結果を報告する。

**2. 評価方法** 気圧値は標高に大きく依存することや、データ同化の際にも数値モデルの地上高度は実際と異なるため、絶対値でなく時間変化に注目する(データ同化でも時間変化を同化する)。気象庁のメソ解析値から MeSO-net の観測点の位置での海面気圧と地上気温を求め、メソ解析値と MeSO-net の 3 時間前からの変化値を比較した。

**3. 評価した結果** 熱雷が少なかった 2016 年 8 月 5 日 12 時から 8 日 21 時までの全観測点の変化値の平均を示す(図 1)。3 時間に 1~2hPa 程度の変化があり、MeSO-net とメソ解析はよく似た変動していることがわかる。MeSO-net とメソ解析の変化量の差について、0.2hPa 毎の頻度分布を見てみると正規分布に近い分布になっている(図 2)。図 1 で見たように 3 時間の気圧変化が 1~2hPa 程度であることを考えると、データ同化に利用できる精度を持つと考えられる。次に観測点毎に MeSO-net とメソ解析の変化値の差の平均分布(図 3 上)を見ると、関東平野では平均の正と負が比較的均等に分布していて、系統的な偏りは見られない。分散(図 3 下)を見ると、関東平野の北西部に大きな点があるが、その付近に分散の小さい点もあることから、今後、分散を大きくした原因を調べる必要がある。

気温についても確認すると、3 時間に 4 度程度の変化をしており、頻度分布も正規分布に近い形状をしていた。地上気圧と同様に、データ同化に利用できる精度を持つと考えられる(図 4)。発表当日には、多数の雷雨が発生した 8 月 1~2 日についても示す予定である。

**4. 今後の方針** 引き続き、MeSO-net のデータの品質の評価を行い、局所アンサンブル変換カルマンフィルタや気象研究所に移植した気象庁現業同化システム (JNoVA) を用いて、同化実験を行う。

**謝辞:** 地震研究所から MeSO-net データをいただきました。ここに記して感謝いたします。

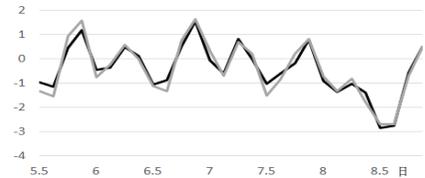


図 1: 2016 年 8 月 5 日 12 時から 9 日までの、MeSO-net で得られた 3 時間前との気圧の変化量(黒線)と、メソ解析の 3 時間前との時間変化(灰色線)。

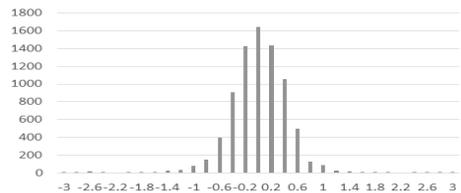


図 2: 図 1 と同じ期間の MeSO-net の気圧の 3 時間前との時間変化と、メソ解析の同様の値との差の頻度分布。

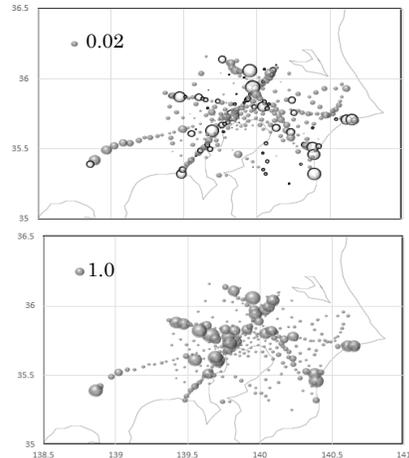


図 3: 図 1 と同期間における観測点毎の MeSO-net の前 3 時間の地上気圧の変化量とメソ解析の同様の値との差の平均(上)と分散(下)。白丸は負の値。

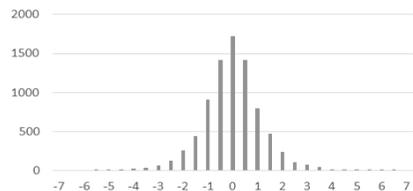


図 4: 図 1 と同期間の MeSO-net の気温の 3 時間前との時間変化とメソ解析の同様の値との差の頻度分布。

## Large Eddy Simulation によるスーパーセルのエントレインメント率の推定

\*末木健太, 新野宏 (東京大学大気海洋研究所)

## 1. はじめに

強い竜巻の多くは、スーパーセルと呼ばれる特殊な回転積乱雲に伴って生じる (Davies-Jones et al., 2001). 低気圧性回転 (メソサイクロン) を有するスーパーセルの生成には、条件付き不安定な大気成層と、風向が時計回りに変化する環境風の鉛直シアが必要であり、これらの指標として、対流有効位置エネルギー (Convective Available Potential Energy: 以後 CAPE), ストームに相対的な環境場のヘリシティ (Storm-Relative Environmental Helicity: 以後 SREH) が用いられることが多い。

Sueki and Niino (2016) は、台風に伴う竜巻の発生ポテンシャルを表すパラメータとして SREH が有効であることを示す一方、大気成層の安定度の指標には、偽断熱的に空気塊を持ち上げる通常の CAPE ではなく、空気塊が環境場の空気を取り込む効果 (エントレインメント) を考慮した CAPE (Entraining CAPE: 以後 E-CAPE) が有効であることを示した。また、台風周辺の竜巻の発生位置分布との整合性の観点から、計算に用いるエントレインメント率には  $20\% \text{ km}^{-1}$  程度が適切であることを指摘した。2016 年度秋季大会では、理想的な環境下で準定常的なスーパーセルを発生させる Large Eddy Simulation (LES) を行い、台風環境下のスーパーセルのエントレインメント率が  $15\text{--}20\% \text{ km}^{-1}$  であることを示し、E-CAPE の計算に用いたエントレインメント率が、物理的に意味のあるパラメータであることを指摘した (末木・新野, 2016)。

しかしながら、対流雲のエントレインメント率は、その導出方法や、対流雲の定義にも依存する。本発表では、2016 年度秋季大会で示した LES によるエントレインメント率の推定方法の妥当性を議論したい。

## 2. 数値モデルと計算設定

理想化数値実験に特化した非静力学モデル CMI ver.18.3 (Bryan and Fritsch, 2002) を使用した。格子間隔は水平・鉛直方向とも  $100 \text{ m}$  とし、深い湿潤対流における慣性小領域の渦を陽に表現する解像度 (Bryan et al., 2003) を確保した。積分の時間間隔は  $0.9 \text{ s}$  である。計算領域は水平に  $96 \text{ km}$  四方、鉛直に  $25 \text{ km}$  を確保し、側面境界は解放境界、下部・上部境界は free slip とした。高度  $20 \text{ km}$  より上は Rayleigh damping 層としている。Subgrid の乱流運動エネルギーは Deardorff (1980) と類似の方法により予報される。雲微物理として雲水・雨・雲氷・雪・雹を予報する Morrison double-moment スキーム (Morrison et al., 2005, 2009) を用いた。

本研究では、1990 年 9 月 19 日に台風 19 号に伴って関東平野で複数の竜巻が発生した事例 (Suzuki et al., 2000) の環境場を代表する高層観測データ (1990/09/19 21:00 JST, 館野) を平滑化した大気プロファイルを使用した。このプロファイルを計算領域に水平一様に与え、温位バブル (中心で最大  $+4 \text{ K}$ ) から対流を励起させることにより、スーパーセルを発生させた。

## 3. エントレインメント率の推定

エントレインメント率を導出するには、対流雲と環境場を適切に区別する必要がある。本研究では、E-CAPE が見積もる「湿潤対流の上昇流の強さ」に焦点を当てるため、鉛直流速が  $5 \text{ m s}^{-1}$  以上である連続的な上昇流域を、環境場と区別される解析対象と定義した。また、エントレインメント率の計算には、上昇流内の空気がどの高度で取り込まれたかを追跡する保存量が必要であるが、本研究では、移流・拡散のみに従う Passive tracer による解析を行った。基本場には、Passive tracer 濃度 ( $\Psi$ ) が高度と共に線形に減少するプロファイルを与えた。エントレインメント率は、E-CAPE の計算と同様の鉛直 1 次元の Entraining-plume モデルとの比較により推定する:

$$\frac{d\bar{\Psi}}{dz} = \epsilon(\bar{\Psi} - \Psi)$$

ここで、 $\bar{\Psi}(z)$  は上昇流内の Passive tracer 濃度プロファイル、 $\Psi(z)$  は基本場の Passive tracer 濃度プロファイル、 $\epsilon$  は質量エントレインメント率である。基本場のプロファイルを  $z$  の一次関数で与えたため、 $\epsilon$  が定数の場合、 $\bar{\Psi}$  の解析解が存在する。

図 1 に、上昇流内における  $\bar{\Psi}$  の平均プロファイル (黒の実線)、基本場のプロファイル  $\Psi$  (灰色の直線)、および  $\epsilon$  が  $0, 10, 20, 30, 40\% \text{ km}^{-1}$  の場合の  $\bar{\Psi}$  の解析解 (灰色の破線) を示す。上昇流内の Passive tracer 濃度は、高度  $3 \text{ km}$  では  $20\% \text{ km}^{-1}$  で上昇した場合に相当する値、高度  $6 \text{ km}$  では  $15\% \text{ km}^{-1}$  に相当する値を示した。より高高度ではデトレインメントが支配的となり、Entraining-plume モデルが成立しないと考えられる。

## 4. まとめ

鉛直流速が  $5 \text{ m s}^{-1}$  以上として定義した上昇流のエントレインメント率を、厳密な保存量となる Passive tracer を用いて見積もった。発表では、米国中西部の環境下で発生するスーパーセルのエントレインメント率との比較についても示したい。

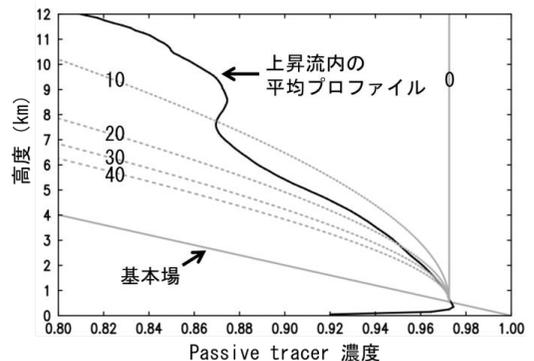


図 1 Passive tracer 濃度のプロファイルの比較。数字は、解析解におけるエントレインメント率 ( $\% \text{ km}^{-1}$ ) を表す。

# JMA-NHM 降雪種再現性の評価

\*橋本明弘・林修吾・伊藤純至・山田芳則・折笠成宏(気象研究所)

本吉弘岐・石坂雅昭・山下克也・山口悟・中井専人・三隅良平(防災科学技術研究所)

## 1. はじめに

気象研究所では、気象現象の再現性向上のため、高精度高分解能の数値予報モデルの開発及びその精度検証を行っている。また、防災科学技術研究所と連携して、豪雪に伴って生じる雪氷災害を的確に予見するために、降雪粒子および新積雪の物理的特徴に関する予測・診断手法の開発に取り組んでいる。これらの一環として、2016年冬期の降雪粒子観測データをもとに、気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)による降雪種の再現性について調べた。

## 2. 観測データ

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)における降雪粒子観測によって、2016年冬期に得られた粒子直径  $D$  と落下速度  $v$  の5分間隔データを解析に用いた。先行研究によって求められた降雪種毎の落下速度関数 ( $v_n$ , 表1)を用いて、降雪種パラメータを次の用に定義し、多様な降雪粒子を粒径毎の落下速度に基づいて整理した(図1)。

$$\theta = \frac{(v_{n+1} - v)\theta_n + (v - v_n)\theta_{n+1}}{v_{n+1} - v_n} \quad (v_n \leq v < v_{n+1})$$

## 3. 数値実験

2016年冬期(1月12日-2月18日)を対象に、JMA-NHMを用いて再現実験を行なった。計算領域は、関東甲信を中心に日本を広く覆う水平1100km×900km、鉛直約22kmとした。水平解像度は1km、鉛直方向には40-723mの変格子を用いた(鉛直層数60)。積分時間間隔は5秒とし、00, 06, 12, 18UTを初期値とする12時間の時間積分を行ない、5分間隔の出力値を得た。

## 4. 結果

図2は、実験対象期間における、観測データから決定された降雪種パラメータ  $\theta$  と降水量に対する霰の寄与率の数値実験結果との関係である。この期間の全データ(灰円)を見ると、両者の間には特に関係性は見いだせない。これには、数値モデルの微物理学的不確定さに加え、時空間スケールのより大きな力学・熱力学場の再現性関連する不確定さが影響していると予想される。後者の不確定さを出来るだけ排除するため、降水強度が観測値・計算値ともに  $0.6 \text{ mm h}^{-1}$  以上の場合に限定すると(黒円)、 $\theta$  が大きい(雲粒付きの度合いが高い)場合にモデルの霰寄与率は概して大きく、観測と整合的な結果が得られた。今後、解析方法の検討とともに、降雪種に関する観測結果をより良く再現するための数値モデルや推定手法の開発を進める予定である。

謝辞: 本研究の一部は JSPS 科研費 16K01340, 16K05557 の助成を受けたものです。

表1. 降雪種毎の落下速度パラメータ ( $v_n = a_n D^{b_n}$ ) と、それに対応する降雪種パラメータ ( $\theta_n$ ) .

n	Hydrometeor type	$a_n$	$b_n$	Reference	$\theta_n$
1	Dendrite	0.3	0.0	Nakaya (1954)	1
2	Rimed aggregates	0.96	0.12	Ishizaka (1995)	2
3	Densely rimed aggregates	1.1	0.15	Ishizaka (1995)	3
4	Hexagonal graupel	1.1	0.57	Locatelli and Hobbs (1974)	4
5	Lump graupel	1.3	0.66	Locatelli and Hobbs (1974)	5
6	Water droplet	3.78	0.67	Atlas et al. (1977)	6

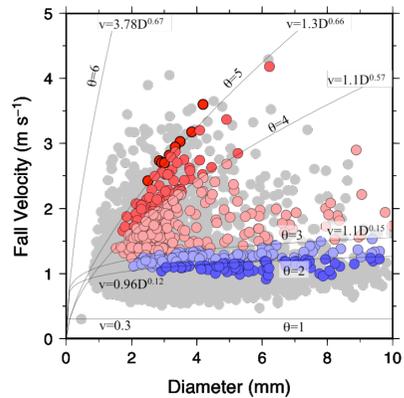


図1. 2016年1月1日~3月31日の期間に、降雪粒子観測によって得られた粒子直径と落下速度との関係(灰円). 色円は降雪強度  $0.6 \text{ mm h}^{-1}$  以上の時の値.

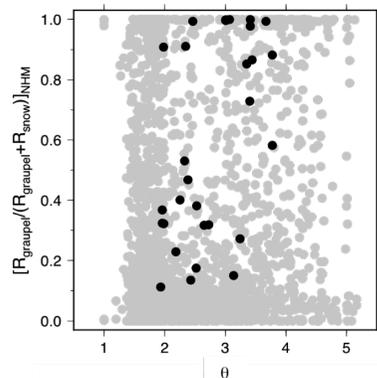


図2. 降雪粒子観測から決定された降雪種パラメータ  $\theta$  と数値実験から得られた固体降水量に対する霰の寄与率との関係(灰円). 黒円は降雪強度の観測値と計算値がともに  $0.6 \text{ mm h}^{-1}$  以上の時の値.

## 北陸地域の冬季雷発生時における総観場の特徴

\*滋野陽介<sup>1</sup>、本田明治<sup>2</sup>、浮田甚郎<sup>2</sup>

1: 新潟大学大学院自然科学研究科 2: 新潟大学理学部

### 1. はじめに

日本海沿岸において冬季に発生する雷を冬季雷と呼ぶ。夏季雷はほとんどが負極性落雷であるのに対して、冬季雷は正極性落雷の割合が高い特徴がある。このような極性割合の違いをもたらす原因として、水平風の鉛直シア（Brook et al., 1982）や弱い上昇気流（北川, 1996）などが考えられている。しかしながら、それらの原因の相互関係や、地域別の特徴などその詳細は明らかになっていない。また、極性別の大気構造について、比較的長期間のデータを用いて解析が行われた例は少ない。本研究では、8年間の落雷、大気データを用いて北陸地域の落雷時における総観場の極性別特徴を解明することを目的とした。

### 2. 使用データ

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

### 3. 解析方法

LLS は落雷が生じるごとに記録する秒単位のデータ、MSM は 3 時間間隔のデータであり、時間解像度が異なるため、MSM の時刻（0,3,6,9,12,15,18,21[UTC]）から前後 1.5 時間の幅を取り、その時間幅の中で落雷を記録したものを発雷した大気データとして分類した。さらにそのデータ内での正極性落雷の割合が 0～10% のものを負極性、70%～100% のものを正極性落雷が発生しやすい場としてコンポジット解析を行った。一般的に負極性では正極性に比べて落雷数が多いため、正負で異なる閾値を設定した。

### 4. 結果

図 1 に LLS 領域（範囲は図 2 の一点鎖線枠）で平均した気候値からの気温偏差の極性別鉛直構造を示す。12-1 月、2-3 月において顕著な特徴が見られ、負極性では下層から上層を通して負偏差であり、特に 600 hPa 付近に負偏差のピークが存

在していた（図 1 中右）。一方、正極性では上層にそのような強い負偏差はなく、下層に顕著な正偏差が生じていた。さらに、気候値からの気温偏差と高度偏差の水平構造を見たところ、負極性では下層において冬型の気圧配置が強まる偏差にあり（図 2 左）、上空には寒気を伴ったトラフが見られた（図略）。正極性では下層において、低圧偏差が日本海上にありその東側で気温の正偏差が生じていた（図 2 右）。このように冬型の気圧配置が強まる場合には負極性、日本海低気圧発生時には正極性落雷が起りやすいという総観場の傾向が見られた。

また、正極性では上昇流の大きさは比較的弱く、正極性落雷の発生しやすい場であったことが示唆された。今後は、水平風の鉛直シア等の要素も踏まえて、冬季雷に正極性落雷の割合が高い原因を総観場から明らかにしていく予定である。

### 引用文献

Brook, M., M., Nakano, P., Krehbiel and T., Takeuti: The electrical structure of the Hokuriku winter thunderstorms, *J. Geophys. Res.*, **87**, 1207-1215, 1982.

北川信一郎：日本海沿岸の冬季雷雲の気象学的特徴, *天気*, **43**, 89-99, 1996.

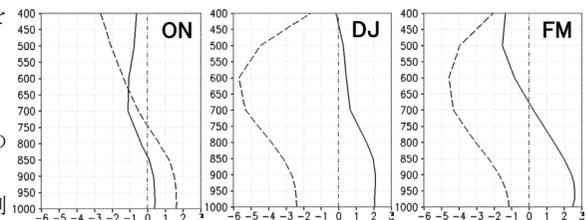


図 1. 10-11 月 (ON: 左)、12-1 月 (DJ: 中)、2-3 月 (FM: 右) における気候値からの気温偏差の鉛直構造。一点鎖線が負極性、実線が正極性を表す。縦軸は気圧[hPa]、横軸は気温偏差[°C]。

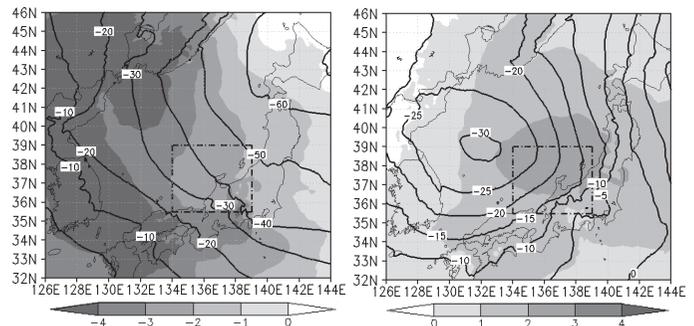


図 2. 負極性 (左) と正極性 (右) 別の 12.1 月における 925hPa 面の気候値からの気温偏差 (°C: 陰影) と高度偏差 (m: 実線)。一点鎖線枠は LLS の観測領域 (134°E-139°E、35.5°N-39°N) を表す。

## 重合格子法を用いた非静力学モデルへの保存性補間法の実装

\*武村 一史, 重 尚一 (京都大学大学院理学研究科)

### 1. はじめに

気象モデルの高解像度化に伴い急峻・複雑な地形が解像可能となったが、従来の地形表現法の地形準拠座標系では格子が大きくゆがみ誤差が大きくなる。そのため、我々はこれまでに地形表現法に重合格子法を用いた非静力学モデルを開発し、従来の地形表現法では表現できない複雑地形上での数値実験に成功した(Takemura et al. 2016)。しかし、重合格子法には保存性の問題があり、これまでは保存性を考慮していなかった。本研究では保存性補間法の移流実験による検証及び実装を行った。

### 2. 重合格子法の保存性と補間法

重合格子法は数値流体力学の分野で複雑形状の表現に用いられ、計算領域を複数の格子を用いて表現する。重合格子法では各格子間の情報交換の必要があり、格子境界で互いに変数を補間する。一般的に補間は双線形補間などで境界値を補間(非保存性補間)するため、保存性が損なわれる。保存のためには格子境界上で各格子のフラックスの和が一致するようにフラックスを補間(保存性補間)する必要がある。大気科学分野では重合格子法は全球モデルのYin-Yang格子として用いられ、Peng et al. (2006)がYin-Yang格子の保存性補間法を開発し、保存性の保証に成功している。この手法では格子境界のフラックス $f_{OP}$ を周囲のフラックス $f_{AB}, f_{BC}, f_{CD}, f_{DA}$ からセル ABCD と重合部分 OCP の収束が一致するように補間し保存性を保証する(図1)。しかし、この手法の実装及び検証はYin-Yang格子に限られている。一般の重合格子法では格子形状や格子間隔比が変化し、より多様な格子を扱うため、更なる検証が必要となる。そこで、本研究ではこの手法を一般の重合格子法に実装し移流実験による検証を行った。

### 3. 移流実験

検証として振幅1、半径40mのコサインヒルを配置し移流速度をx方向に1m/sで一定とした移流実験を行った。計算領域は各方向に100mであり、各方向の格子間隔は1mとした。領域の中央にはもう

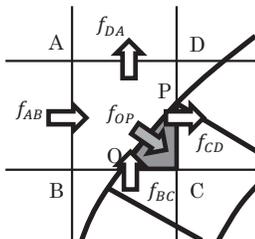


図1: 保存性補間法概念図。矢印はフラックスを示し、陰影部はセルの重合領域を示す。

一つの格子を回転、格子間隔比を変化させ配置する。移流スキームには有限体積型マルチモーメント法のCIP-CSLR法を用いた。保存性補間法と非保存性補間法(双線形補間)のそれぞれを用いて5周分の積分を行った。図2は各方向の大きさを50m、格子間隔を1mとした格子を45°回転させて重ね合わせた際の計算結果であり、正規化した保存量の総和の変動、 $l_2$ ノルム、 $l_\infty$ ノルムを示している。保存性補間法は非保存性補間法に比べ保存性が向上し、それに伴い誤差が低減していることがわかる。格子幅比、格子形状等を変化させた場合も同様の結果が得られた。このことは重合格子法においても保存性補間法が問題なく扱えることを示唆している。

### 5. まとめ

重合格子法を導入した非静力学モデルの保存性の保証に向けて、Yin-Yang格子用に開発された保存性補間法の重合格子法へと拡張し実装及び検証を行った。移流実験の結果、保存性補間法を用いることで誤差が低減することが示された。発表では格子設定を変えた移流実験及び導入した非静力学モデルによる山岳波の数値実験結果を発表する予定である。

### 5. 参考文献

Takemura, K. et al., 2016: *Atmos. Sci. Lett.*, **17**, 109-114.  
 Peng, X. et al., 2006: *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **132**, 979-996.

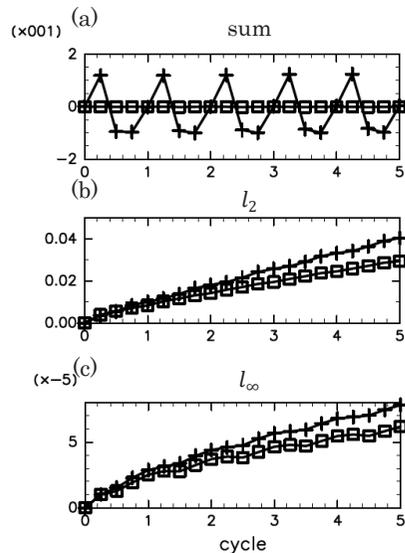


図2: 移流実験の結果。(a)保存量の総和の変動 (b) $l_2$ ノルム (c) $l_\infty$ ノルム。四角は保存性補間法、十字は非保存性補間法による結果を示す。

## 高密度降水レーダ反射強度の観測システムシミュレーション実験

\*岡崎淳史・本田匠・小槻峻司・三好建正（理研計算科学）

## 1. はじめに

降水レーダ観測は気象学において重要な役割を果たしており、気象庁の降水短時間予報やナウキャストにも長年利用されてきた。近年、従来のパラボラ型レーダより短時間で詳細な三次元構造を観測できるフェーズドアレイ気象レーダが続々と設置されている。衛星も TRMM の後継機となる GPM/DPR が打ち上げられるなど、レーダの開発は進んでおり、今後もこの傾向は継続することが予想される。

降水レーダ観測により得られる反射強度を数値天気予報に活用することは重要である。これまで反射強度を生かす研究が成され、一定の成果が得られている（例えば Dong and Xue, 2013）。先述の最新型レーダについても、Miyoshi et al. (2016) や Okamoto et al. (2016) による取り組みが成されている。

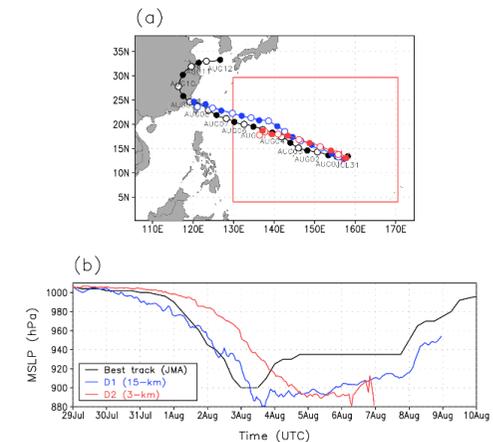
一方、誤差相関や観測演算子、降水過程の強非線形性やモデル誤差等の問題があり、反射強度の同化は一般に難しく、レーダ反射強度を効果的に生かすためのデータ同化手法について、更なる研究が必要である。今後、さらに高頻度かつ高密度な降水レーダ反射強度の観測データが得られたとしても、これを有効に活用することは自明とは言えない。本研究では、仮に全格子点で降水レーダ反射強度が入手可能な場合に、気象予報にどのようなインパクトをもたらすのかを観測システムシミュレーション実験 OSSE により調査する。対象として、平成 27 年 7 月 30 日にマーシャル諸島付近で発生した台風 Soudelor を選んだ。

## 2. 実験設定

本研究では、理化学研究所計算科学研究機構で開発されている領域非静力学モデル SCALE-RM

(Nishizawa et al., 2015; Sato et al., 2015) に、局所アンサンブル変換カルマンフィルタ (LETKF; Hunt et al., 2007) を適用した SCALE-LETKF (Lien et al., 2017) を用いる。レーダ反射強度は、Joint-Simulator (Hashino et al., 2013) を用いて計算する。オフライン・ネスティングを用いて予報を行い、モデルの水平解像度は外側領域では 15km、内側領域では 3km である。以下の図に OSSE の nature run 実験の結果を示す。

本発表では、降水レーダ反射強度と従来型観測 PREPBUFR を同化した実験と、PREPBUFR のみを同化した実験を比較することにより、降水レーダデータ同化のインパクトを評価した結果について報告する。



ベストトラック（黒）と観測シミュレーション（赤・青）の (a) 台風トラック、(b) 台風中心気圧。

## 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」、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」および JAXA 委託研究「次世代衛星搭載降水レーダデータの気象予報データ同化手法の開発」の一環として行われた。

## スーパーコンピュータ「京」を用いた豪雨の高解像度アンサンブル実験

\*大泉伝<sup>1,2</sup>, 斉藤和雄<sup>2,1</sup>, Le Duc<sup>1,2</sup>

1. 海洋研究開発機構, 2. 気象研究所

## 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。この様な局地的な豪雨の予報精度を向上させる為には、高解像度モデルを用いたアンサンブル予報が有効であると考えられる。著者らはこれまでも本学会でモデルの高解像度化によって、局地的な豪雨(2013年10月伊豆大島、2014年8月広島)をもたらした降水帯の再現性が良くなる事を報告してきた。本研究では、それらの知見を踏まえて、これまでは計算資源の制約などで難しかった、広い計算領域を対象にした高解像度のアンサンブル予報実験を行い、豪雨の再現性が良くなるか検証を行った。

## 2. 実験

上述の広島での豪雨を対象に、まず解像度2kmのコントロールランを含む51メンバーのアンサンブル予報を8月19日18時から翌06時の12時間で行う。計算領域は東南北部から九州南端を覆う1600×1000kmの領域とし、初期値はハイブリットデータ同化手法、境界値摂動は気象庁全球週間アンサンブル予報を用いて作成する。

次に解像度2kmのアンサンブル予報実験で得られた51メンバーの結果を用いて、広島市を含む500km四方の領域を対象に、解像度500mのネスト実験を20日21時から翌06時まで行う。

モデルは「京」に最適化した気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)を用いる。表1に主なモデルの設定を示す。積雲対流パラメタリゼーションは用いず、雲物理過程(氷相を含むバルクモデル)のみを用いる。

表1 各解像度で用いた主なモデルの設定

Grid spacing (m)	Time step (s)	Horizontal grid points	Vertical level	Turbulence closure model	Orography data
2,000	10	800×550	60	Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino	GTOPO
500	2	1001×1001	85	Deardorff	GTOPO

## 3. 結果

図1は、解析雨量と各実験の9時間雨量(19日21時から翌06時)である。解析雨量と計算結果を比較し、定性的に評価した結果を示す。解析雨量(a)では広島市を中心に南西から北東に伸びる降水帯が現れ、降水帯の中心は広島市付近に現れた。解像度2kmの実験でもっとも良い結果を示した(b)では広島市付近に、解析雨量よりも強い降水帯が現れた。解像度2kmの実験でもっとも悪い結果を示した(c)では強い降水帯が広島市付近に現れなかった。解像度500mの実験でもっとも良い結果を示した(d)では、広島市付近に強い降水帯が現れた。また解像度500mの実験でもっとも悪い結果を示した(e)でも降水帯が広島市の付近に現れた。全51メンバーの結果では、解像度500mの実験の方が解像度2kmの実験よりも、降水帯の位置と強度を良く再現する傾向を示した。

本研究では、解像度500mの実験の方が全体的に9時間雨量を良く再現した。しかし、雨のピーク時の3時間雨量(20日01時から03時)に着目すると、降水帯の再現にばらつきがあった。今後は定量的な評価を行うとともに、降水強度の時間変化の解析も行い、高解像度モデルの有効性を調べる。

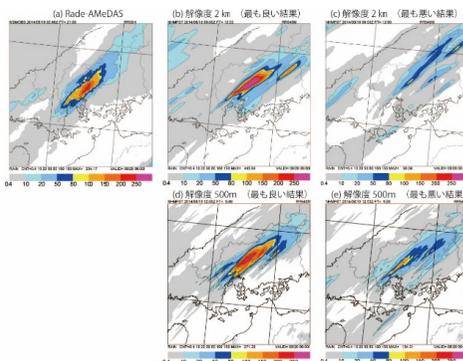


図1 解析雨量と計算結果の9時間雨量。

謝辞: 理化学研究所の「京」コンピュータを使い、HPC1 戦略プログラム分野3(課題ID: hp120282, hp130012, hp140220, hp150214)とポスト「京」重点課題4(課題ID: hp150289, hp160229)の助成をいただいた。海洋研究開発機構のSCシステムを使用した。

## 2016年8月末の北日本の大雨に関連した低気圧と高気圧の強度変化

北畠尚子（気象大学校／気象研究所）

2016年8月下旬に、主に岩手県や北海道に大きな被害をもたらした大雨は、岩手県から日本海へ抜けた台風第10号に関連していたが、その背景には日本海で発達した低気圧とシベリア～オホーツク海の高気圧があった（図1）。前者は8月28日の996hPaから31日の974hPaとこの時期としては異例の強度となり、また後者はこの期間に1028hPa程度を維持していた（中心気圧はいずれも気象庁による0000UTCの解析）。これらの中で北日本では南東風が続いたことが太平洋側では地形性降水と台風の接近・通過による大雨につながった。これらの低気圧と高気圧について、JRA-55再解析データセットで調べた。

### 日本海における低気圧の発達

330K等温位面では、上層寒冷渦に伴う4PVU以上の高渦領域が、29日には朝鮮半島の300hPa付近、30日には西日本上空の400hPa付近と、下降しながら進んだ（図2）。それに対応して500hPa面では正渦度と寒気を伴う低気圧が強まり、下層で日本海の低気圧が強まった。ただし30日から31日にかけては、日本海周辺では330K面渦度は3PVU以下に弱まったが、それにもかかわらず地上低気圧は24時間で986hPa（図1）から974hPaに深まった。ここで、2PVU面温位と850hPa相当温位の差（すなわち対流圏の安定度）で力学的圏界面と下層の擾乱の相互の影響しやすさを表すcoupling index（Bosart and Lackmann 1995、値が小さいほど上層と下層の擾乱のcouplingが起りやすい）を見ると、30日までは2PVU面の温位低下によりindexの低下が起こっていたのに対して、31日にかけては台風第10号に伴っていた下層高相当温位が日本海北部から沿海州へ進んだことによるindex低下が顕著となった（図3）。このことから、30日以降の日本海の低気圧の発達は台風の影響があったと言える。

### シベリア～オホーツク海の高気圧の強度維持

この高気圧は28日には上層トラフの下に位置し寒気を伴っていたが、上層トラフとそれに伴う下層寒気が先行して東進した後も地上高気圧として維持された。下層寒冷高気圧の状態から下層が温暖化（層厚増大）すると地上気圧は低下し地上高気圧が弱まるが、そうならなかったのは、このときに下層の層厚増大の効果を打ち消すような上層リッジ強化に伴う等圧面高度の上昇があったためである。そこには台風と低気圧の北側での降水に伴う潜熱加熱と移流による上部対流圏の渦度減少が寄与したと考えられる。図2の時刻にも台風・低気圧の北の中国東北部やシベリア東部では高気圧性の流れと負の渦度移流が見られる。

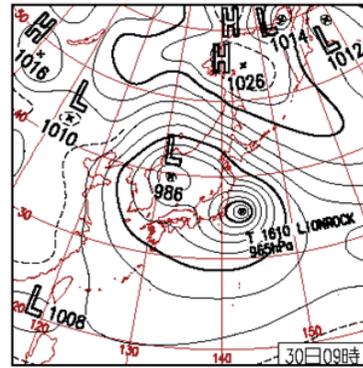


図1 2016年8月30日0000UTCの地上天気図(気象庁作成)。

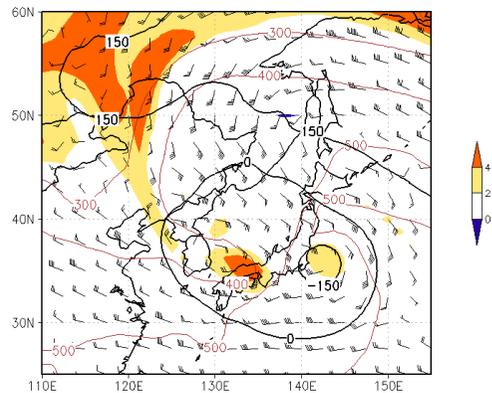


図2 30日0000UTCの330K等温位面の渦度(陰影、PVU)、気圧(細実線、hPa)、風(矢羽)と1000hPaジオポテンシャル高度(太実線、150mごと＝海面気圧約20hPaごと)に相当)。

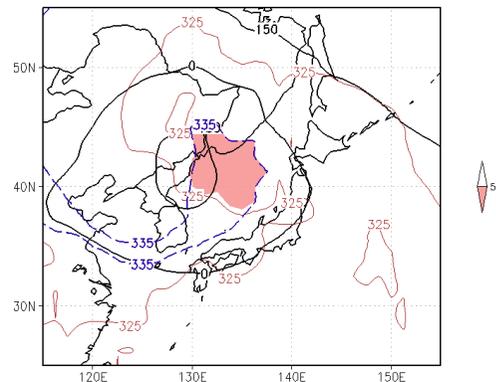


図3 31日0000UTCの2PVU面温位(太破線、335Kのみ)、850hPa相当温位(細線、325Kのみ)とそれらの差(陰影、5K以下)、及び1000hPa面ジオポテンシャル高度(太実線、m)。

【謝辞】本研究には気象大学校平成28年度4年生15名及び気象研究所加藤輝之博士から有益なコメントをいただきました。

# 高知県の過去の雨量解析におけるデータ比較検証

中前久美、柴田清孝 (高知工科大学)

## 1 はじめに

近年の地球温暖化に伴い、日本全体の降水特性が変化していることが指摘されている。21世紀末を想定した気候モデルでは、年総降水量における1度の豪雨の占める割合が増加する傾向にあると予想されている(気象庁 異常気象レポート, 2014)。本研究では、高知県において過去に観測されたアメダスの降水量データと、複数の気候モデルによる豪雨の頻度や年降水量などの過去再現の精度を検証することで、将来予測データの精度を考察する基準とする。

なお、本研究は気候変動適応技術社会実装プログラム(SI-CAT)の一環で行われている。

## 2 データ

本研究では、気象庁の地域気象観測システム(AMeDAS)から、高知県内の降水データを日雨量にして用いる。また、モデルデータの再現性を見るために、地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース(database for [4] Policy Decision making for Future climate change; d4PDF)の約20kmメッシュ日本周辺域データ(全メンバー数50(番号不連続)、1950.09-2010.08)と、CMIP5モデルデータ・セットのうち4つの現在気候データ(CSIRO-Mk3-6-0、GFDL-CM3、MIROC5、MRI-CGCM3)を、日本周辺域地域で統計ダウンスケーリング(約1kmメッシュ、1970.01-2005.12)したものを用いている。ここで用いているのは、SI-CAT気候シナリオワーキンググループが作成したものである。

## 3 解析

図1-4は、それぞれ高知市におけるアメダスデータ(1971.01-2015.12)、d4PDF(1950.09-2011.08)、MIROC5(1970.01-2005.12)、MRI-CGCM3(1970.01-2005.12)による日雨量頻度分布である。平均年総降水量を比較すると、アメダスデータが2631mm、d4PDFが2726mm、MIROC5が2463mm、MRI-CGCM3が2465mmであった。極端値を見ると、アメダスデータが628mm、d4PDFが497mm(メンバー番号49)であるのに対し、MIROC5が292mm、MRI-CGCM3が281mmとかなり過小評価であることがわかる。発表では、他の2つのCMIPモデルデータの検証も含めて、アメダスデータとの違いの原因となるものを探る。

### データソース

地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース

<https://www.jamstec.go.jp/sousei/jp/event/others/d4PDFsympo/index.html>

気象庁 各種データ・資料 過去の気象データ

<http://www.jma.go.jp/jma/menu/menureport.html>

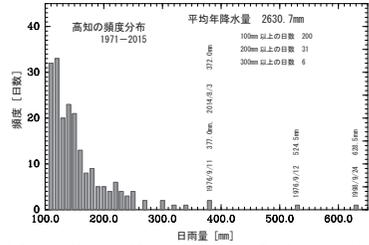


図1: 高知の日雨量頻度分布(1971.01-2015.12)。極値の記録は、1998年9月24日; 628mm、1974年9月12日; 525mm

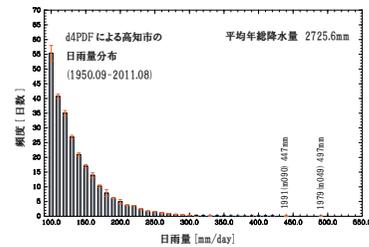


図2: d4PDFにおける高知の日雨量頻度分布(1950.09-2011.08)。極値の記録は、1979年(メンバー番号49); 497mm、1991年; 447mm(メンバー番号90)

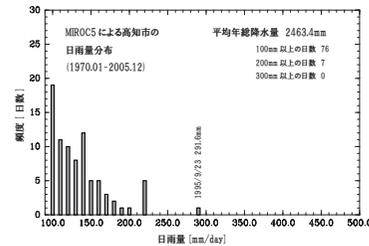


図3: MIROC5における高知の日雨量頻度分布(1970.01-2005.12)。極値の記録は、1995年9月23日; 292mm

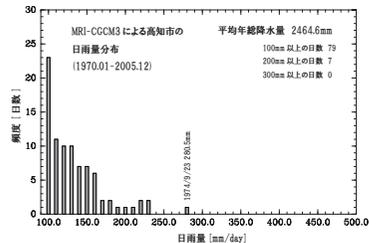


図4: MRI-CGCM3における高知の日雨量頻度分布(1970.01-2005.12)。極値の記録は、1974年9月23日; 281mm

# メソアンサンプル予測を用いた風力発電出力急変事象(ランプ現象) 予測の不確実性評価

\*野原大輔, 大庭雅道, 門倉真二 (電力中央研究所)

## 1. はじめに

風力発電や太陽光発電などの再生可能エネルギーは、天候の変化により発電出力が不安定となる性質を持つため、それらが大量に導入された場合、電力の安定的な需給運用に問題が生じると考えられている。これに対し、風速や日射量などを高い精度で予測することができれば、大型火力発電の起動・停止の判断等を通じて、需給運用の安定化や効率化に寄与することができる。当所では領域気象モデル WRF を用いた決定論的な気象予測を実施しているが、これらの自然現象の予測には、その現象の複雑さに起因する予測の不確実性が避けられず、予測の実際の利用には限界が生じる場合がある。一方、確率的な予測情報が得られる週間アンサンプル予報(WEP-GPV)は、水平解像度約100km、6時間毎の出力間隔であり、局所的な現象予測が必要な実務には利用しがたい。この問題を解決するため、高解像度で高頻度出力を可能にする WRF を用いたメソアンサンプル予測手法を開発した。メソアンサンプル予測を用いることで、風力発電出力の急変事象であるランプ現象の見逃しを防ぐとともに、気象力学のカオス性に起因した予測の不確実性を評価することが可能となる。

## 2. メソアンサンプル予測

気象庁全球数値予報値(GSM-GPV)を、WRFの初期値・境界値とした予測をコントロールとする。アンサンプルに用いる摂動は、WEP-GPVのコントロールとアンサンプルメンバーとの差として算出する。この摂動をGSM-GPVに線形結合させ、力学的ダウンスケーリングによるアンサンプル予測を実施する。摂動は、WEP-GPVの格子からGSM-GPVの格子へ、キュービックスプラインを用いて時空間補間している。領域アンサンプル予測は、水平解像度15km、予測値の出力間隔30分、コントロールを含んだ11個のアンサンプルメンバーで75時間先まで予測する。WEP-GPVのアンサンプルメンバーは27個(内一つはコントロール)であるが、全球を対象とした摂動が与えられているため、日本域で摂動の成長が期待できないメンバーも含まれており、最適なアンサンプルメンバーを選ぶ必要がある。ダウンスケーリングの対象とするアンサンプルメンバーは、WEP-GPVによる日本域を対象とした24時間後の地上気圧予測をクラスター分析によりグループ化し互いの距離が離れたメンバーから選ばれている。

## 3. ランプ現象予測

本手法は、初期値や境界値の摂動にWEP-GPVを用いているため、初期値に含まれる誤差に起因した温帯低気圧の進路や強度の不確実性を評価するのに適している。風力発電では、低気圧や前線の通過による風速の急変化に伴う発電出力量の急変化(ラン

プ現象)が問題となっているが、上述の特徴から本手法を用いた予測の不確実性の評価に適している。

風力発電出力量予測は、過去のモデルによる風速の予測値と発電出力量の統計関係(パワーカーブ)に、予測の風速を与えることで得られる(図1)。東北地方でランプ現象が発生した2012年4月3日を対象に、4月1日21時を初期値としたアンサンプル予測による風力発電出力予測を実施した(図2)。風力発電出力は午前6時から12時にかけて急上昇した。アンサンプルメンバーは、それぞれが低気圧の位置やその強度を異なった結果を予測しているため、発電出力が急増する位相(時刻)や振幅を異なった値として表現する。本事象の場合、ランプ現象の位相の不確実性は約10時間と評価した。このように、アンサンプル予測結果のばらつきの大さきの程度から、予測の不確実性の幅を推定することができる。

【謝辞】本成果は、国立研究開発法人新エネルギー・産業技術総合開発機構 NEDO 委託業務で得られたものである。

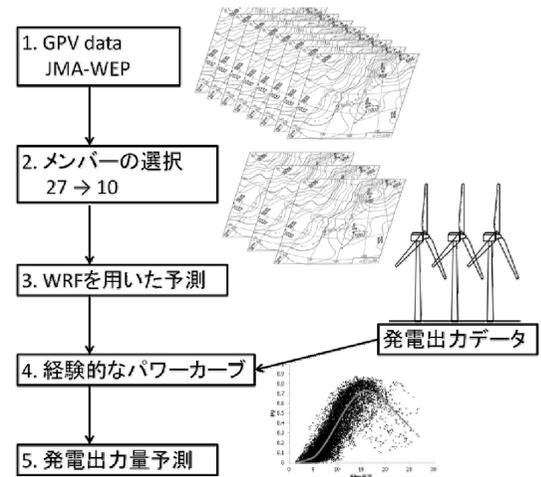


図1. 風力発電出力量予測の模式図。

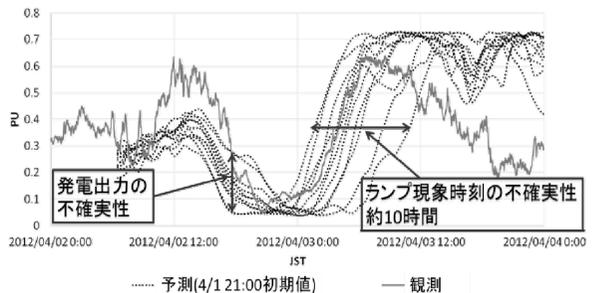


図2. ランプ現象予測の例。

# Large-scale, High-resolution Numerical Simulation of Urban Boundary Layer over Flat and Realistic Topography

Yovita Wangsaputra, Atsushi Inagaki, Manabu Kanda (Tokyo Institute of Technology)

## 1. Introduction

Building roughness is one of the biggest roughness element in the world. The resulted turbulent characteristics, including the mean wind profile and the scalar dispersions from the ground, are strongly dependent on the ground, are strongly dependent on the roughness properties. Topography terrain height is expected to add greater forcing on turbulence momentum. This study compares the roughness parameters of the developing turbulence structure formed on different set of surfaces, using a large-eddy simulation with Lattice Boltzmann Method in 900 GPU cores (Inagaki et al. 2016).

## 2. Aerodynamic Parameter Analysis

Aerodynamic properties of the surface roughness are examined for realistic building distribution with or without topographic variation. The displacement height and roughness length value was obtained from the logarithmic wind profile to examine the roughness characteristics of the surfaces. Drag coefficient, which is defined as the square after the friction velocity divided by the free stream velocity, is also analyzed.

## 3. Result

The result focused on roughness parameters differences between three cases. Topography terrain provided larger displacement height than the non-topography case. Nevertheless, it did not show significant difference of roughness length. This result was supported by the similar drag coefficient result for the three cases. Thus, topography terrain might not affect the roughness value for a developing boundary layer. Further test on other roughness scaling will be conducted to investigate the topography forcing in different states of topography terrain.

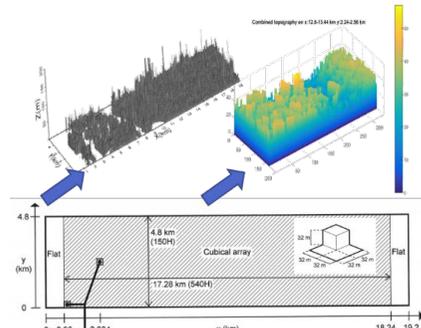


Figure 1 Three surface condition: flat with real building surface (upper left), topography height with real building surface (upper right), and flat cube case (bottom).

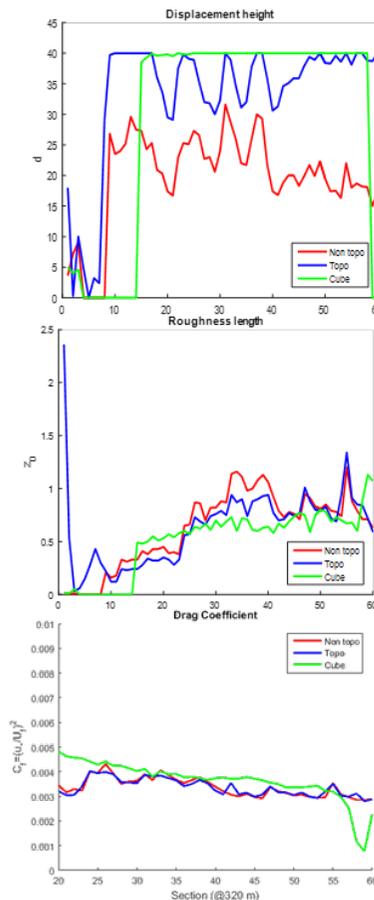


Figure 2 Comparison between three cases on displacement height, roughness length and drag coefficient

## 熱環境・生理量の同時測定による温熱感覚決定要因の調査

板倉拓哉\*（東京理科大学大学院理工学研究科）， 仲吉信人（東京理科大学工学部）

### 1. 序論

近年、熱中症やヒートショックなどといった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。熱環境と人体の健康状態を把握するうえで、人体生理と温熱感覚が重要な要素であると考えられる。周囲の熱環境変化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温熱感覚も変化する。温熱感や快適感の変化は、人が体温を調節するための行動をとるきっかけとなるため、熱環境と人体の健康状態の関係を調査する上では重要なものと考えられ、温熱感覚の個人差に関わる研究も進められている。しかしながら、温熱感や快適感といった温熱感覚がどのような要因によって決定するのかは明らかになっていない。本研究では、熱環境と生理量を実屋外や室内にて同時に測定し、同時刻の被験者の温熱感覚と比較することで温熱感覚の決定要因を調査した。本報では冬季についてのデータ蓄積は十分でないため、夏季の観測結果について、温熱感覚と生理量の関係に着目し報告する。

### 2. 研究方法

温熱感覚の決定要因を調査するため屋外と屋内での実験を行った。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である。観測実施日は2016/6/24, 7/6, 8/5, 8/25, の延べ4日で、被験者の延べ人数は21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。温熱感覚の測定項目は、温熱感、快適感、体感温度の3項目で、これに発汗感を加えた計4項目を被験者に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<sup>3)</sup>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

(1) **温熱感と SET<sup>\*</sup>**: 温熱感に区間を定め、その区間内で SET<sup>\*</sup>の平均値と標準偏差を算出した。温熱感と SET<sup>\*</sup>の比較結果を図1に示す。夏季の結果、決定係数が約 0.84 と温熱感と SET<sup>\*</sup>の間には高い相関が認められた。

(2) **温熱感と人体生理量**: 温熱感と皮膚体温・深部体温の結果を図2に示す。決定係数が約 0.57 と温熱感と皮膚体温の間には高い相関はみられなかったが、被験者ごとの比較を行うと高い相関が認められたため、個人差による傾きの違いが全体でのばらつきを与えたと考えられる。また、快適感についても皮膚体温との間に高い関係性が確認できた(図2)。一方、温熱感と深部体温の間には関係性は認められなかった。

次に深部体温と皮膚体温の差に着目し、温熱感と比較した。結果を図3に示す。皮膚体温と同様、個人差による傾きの違いから生じるばらつきはあるものの、皮膚温度、深部体温よりも、体温差と温熱感の相関は高くなる傾向が確認された。また、快適感も同様に高い関係性がみられた。皮膚体温と深部体温の差が大きいつきには、体温放熱が円滑に行われている状態で、そのとき人は涼しく感じ、逆のケースでは暑いと感じるのではないかと考えられる。

### 4. まとめ

皮膚体温が深部体温よりも温熱感覚と高い関係があることを確認し、温熱感覚決定に大きく影響する可能性を示した。深部体温と皮膚体温の差を温熱感覚と比較することにより、体温差もまた温熱感覚の決定に影響する可能性を示した。

### 参考文献

- 1) 松山洋, 堀江祐圭, 泉岳樹, 青木健: 温熱感覚の個人差に関わる環境要因についての実証的研究, 日生氣誌43(2):67-77, 2006
- 2) Hardy, J. D, Dubois E. F. : The technique of measuring radiation and convection, *Journal of Nutrition*, Vol.15, pp461-475, 1938

表1 温熱感尺度表

	0	1	2	3	4	5	6
温熱感	非常に涼しい (寒し)	涼しい (寒い)	やや涼しい (寒い)	中立	やや暑い (暖かい)	暑い (暖かい)	非常に暑い (暖かい)

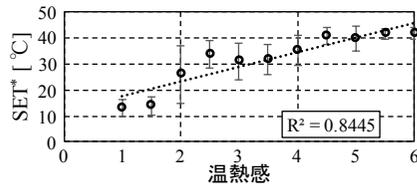


図1 温熱感と SET<sup>\*</sup>

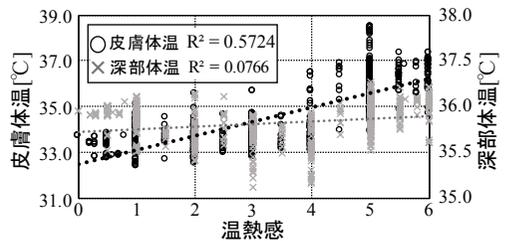


図2 温熱感と人体生理量

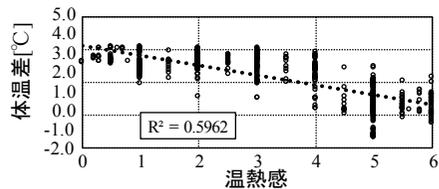


図3 温熱感と体温差 (深部体温-皮膚体温)

## 熱中症患者数に関する予測情報の発表について

平泉 浩一（一般財団法人 日本気象協会）

## 1. はじめに

熱中症に対する知識や情報の普及が進み、一般市民が熱中症対策を行う意識は年々高まっている。しかし、地球温暖化やヒートアイランドなどに伴う地上気温の長期的な上昇などもあり、熱中症の患者数は減る傾向には無い（気象庁 2014）。熱中症患者数の予測に関しては、全国規模の予測を検討した内容の発表物や、予測情報の発表を検討した内容の発表物はない。

目的は、一般市民向けに熱中症への対策を促し、熱中症にかかる方を減らすことである。日別の熱中症の患者数の予測値を都道府県ごとに予測し、その予測人数をランク分けしたランク値を予測情報として発表することができないか、検討を行った。

なお、この検討内容に基づき、日本気象協会は、2017 年 5 月に熱中症の患者数に関する予測情報を発表する予定である。

## 2. 予測方法

予測式は、過去の都道府県ごとに熱中症と診断された医療機関受診者数のデータ（厚生労働省管轄のレセプトデータ）と過去の気象観測データ（気象庁の観測データ）との関係から、都道府県ごとに作成した。熱中症患者数のデータは重症度別になっているが、重症度では分類せず、全症例の合計値を用いた。また、期間は、2012 年から 2014 年（6 月～9 月）とした。その予測式に週間天気予報の予測値を代入して患者数の予測値を算出し、ランク分けした。ランク値は、2012 年から 2014 年の都道府県ごとの日々の患者数に応じて、表 1 のように設定した。

表 1 ランク値の設定

閾値	ランク値
日別の患者数の多い順 (2012～2014 年：6～9 月) 上位 20%の値以上	5
上位 40%の値以上 20%の値未満	4
上位 60%の値以上 40%の値未満	3
上位 80%の値以上 60%の値未満	2
上位 100%の値以上 80%の値未満	1

## 3. 予測結果と考察

予測式の決定係数（自由度調整済）は、全予測式のうち、0.6 以上が 96%、0.7 以上が 50%となった。得られた予測式に 2012 年から 2014 年の気象観測データを代入して得られた患者数予測値を都

道府県ごとに設定したランクに振り分けたものと、実際の患者数をランクに振り分けたものとを突き合わせて精度検証を行ったところ、適中（ずれ無し）した事例数と 1 ランクのずれの事例数とを足した値は、全体の事例数の 94%となった（表 2）。

表 2 予測ランク値と実際のランク値との差

	事例数	比率 (%)
適中	8,624	50
1 ランクのずれ	7,451	44
2 ランク以上のずれ	1,103	6
合計	17,178	100

環境省が運用している熱中症予防情報（環境省 Web サイト）では、全国一律の基準である WBGT 値の考え方を採用しており、熱中症になりやすい地域（住人が暑さに慣れていない地域）やなりにくい地域（住人が暑さに慣れている地域）といった地域特性には関係なく、気象条件のみで危険度のランクが決まる。一方、今回検討した熱中症の患者数に関する予測情報では、都道府県という地域ごとに予測式を持ち、患者数の予測値を過去の都道府県ごとの患者数の実績値に応じてランク分けするため、熱中症になりやすい地域となりにくい地域では、同じ気象条件でも予測ランク値が異なり、利用者が住んでいる地域に応じた予測ランク値となる。このため、一般市民への訴求効果が高まり、一般市民向けの予測情報になり得ると考えられる。

## 謝辞

予測式に使用した厚生労働省管轄のレセプトデータは、厚生労働省から三宅康史氏（帝京大学医学部教授）に提供されたものを、ご本人の厳正なる管理・指導下にて使用した。記して、三宅氏に感謝申し上げます。

## 参考文献

国土交通省気象庁, 2014: 異常気象レポート 2014, [http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/climate\\_change/](http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/climate_change/) (2017.1.18 閲覧)  
 環境省: 熱中症予防情報, <http://www.wbgt.env.go.jp/> (2017.1.18 閲覧)  
 三宅康史ほか, 2015: レセプトデータを用いた過去 5 年の熱中症患者数の推移 (2010～2014 年), 日本医師会雑誌, 第 144 巻・第 3 号: 527-532

# 北半球の大陸東岸で冬から春に降水量の年変化の極大を観測する雨季

田中 実（無所属、土浦市西根西1-6-21）

## 1・はじめに

大陸東岸はモンスーン等の影響により夏に雨季を観測する所が多い。冬の日本海側はよく知られた例外である。大陸東岸はモンスーン以外に温帯低気圧や台風などによる雨季もある。温帯低気圧や前線は中国南東部に春の雨季、アメリカ南東部に冬の雨季をもたらすこれらの地域で降水量の年変化の極大を観測する。そこでこれらの2つの雨季を比較した。

## 2. 資料

ウィキペディアのホームページから中国とアメリカの地点データ（元は中国中央气象台とNOAA）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. 中国とアメリカの雨季

図1に中国の春、図2にアメリカの冬に降水量の極大が観測された地点を黒の箱で示す。白い箱の地点はそれぞれの季節に年降水量の25%以上を観測し極大ではないが雨が多い季節が観測された地点である。共通点はそれぞれの地域の南東部の内陸である。周辺の地点が記入されていない地域は夏に雨が多い。図3に中国南東部にあるGanzhouの月降水量の年変化を示す。3-5月の春に降水量が最大となる。

## 4. 低気圧や前線との関係

アメリカ南東部の冬の雨季は温帯低気圧の頻度が冬にこの地域で年変化の極大になるためである。中国南東部は春から6月にかけて前線が停滞しこの東の東シナ海で低気圧の頻度が平行して極大になる。夏は亜熱帯高気圧の影響で降水量が少なくなる。アメリカ南東部では8月に雨が年変化の最小となる。

## 5. 年々変動等の研究

中国南東部の春の雨季はFeng et.al.(2010)のエルニーニョの翌年の春に雨が多くなる等多くの研究がある。アメリカ南東部はTrewartha (1968)の気候の教科書で紹介されているが近年の文献は無い。わずかに気象庁のホームページにエルニーニョ年の冬に雨が多くなることらしめられている。さらに1-2月にアメリカ南東部東沖で海面気圧が低く低気圧の経路の南下がみられる。エルニーニョの翌年の春は南シナ海で高気圧が発達し中国南東部に湿った空気

が北上しやすくなる。

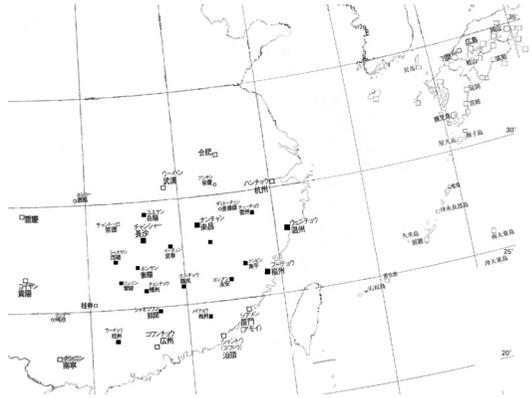


図1 中国の春（3-5月）の雨季

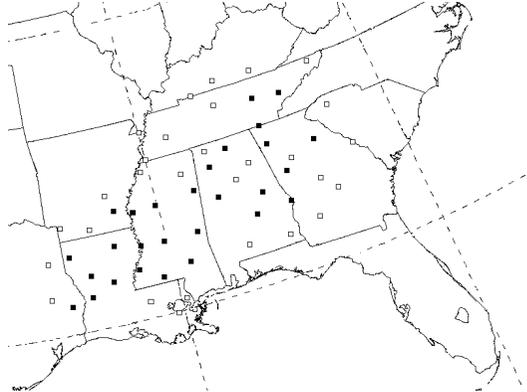


図2 アメリカの冬（12-2月）の雨季

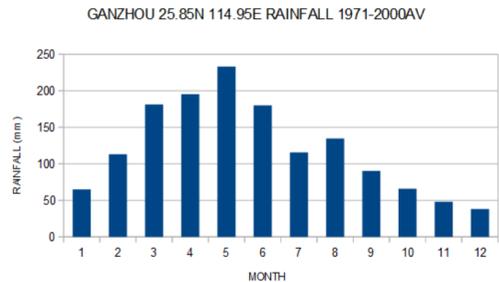


図3 中国の Ganzhou の月降水量

# 日本の日降水量データを用いた 20 世紀における台風経路の復元

永田 玲奈, 三上 岳彦 (帝京大学)

## 1. はじめに

20 世紀における日本周辺の台風経路については熊澤 (2016) が日本の台風上陸数について解析を行っているものの, 台風経路の変動について解明されているとは言えない. 本研究では, 日降水の分布から 20 世紀における日本付近の台風経路について復元を行い, その長期変動について明らかにする.

## 2. データと解析方法

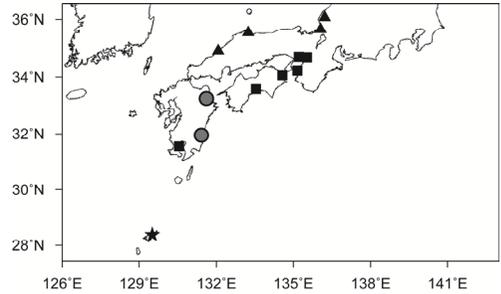
本研究では日本の気象官署 (51 地点) における 1901~2000 年の日降水量データを使用する. 関口 (1965) が示した台風時に東九州に出現する地形性レインバンドに着目し, 8 月は以下の定義①・②, 9 月は定義①~③が当てはまる場合を「台風により東九州にもたらされた雨」と定義する (梅雨前線による降水を省くために対象期間は 8 月 5 日~9 月 30 日とする).

- ・ **定義①**: 大分・宮崎 (第 1 図の丸印) で  $\geq 30\text{mm}/$ 日の降水がある.
- ・ **定義②**: ①の中で鹿児島・高知・徳島・神戸・大阪・和歌山 (第 1 図の四角) のうち 5 地点以上で  $\geq 20\text{mm}/$ 日の降水があり, 浜田・境・敦賀・福井の 4 地点 (図 1 の三角) 全てで  $\leq 7\text{mm}/$ 日の降水の場合は前線による帯状降水とみなし省く.
- ・ **定義③**: ①・②で定義された台風降水日の当日もしくは前日に名瀬 (第 1 図の星印) で  $\geq 30\text{mm}/$ 日の降水がある.

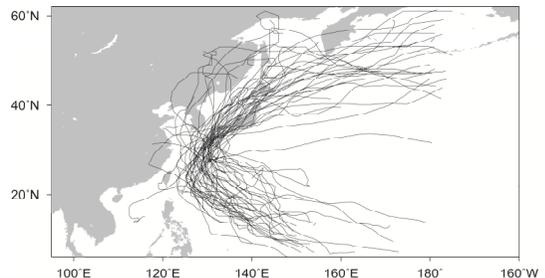
第 2 図に東九州に降水をもたらす台風の経路を示した (気象庁のベストトラックデータを使用; 1951~2000 年). この図より, 九州付近や九州の南で転向する台風が多く見られることがわかる.

## 3. 結果

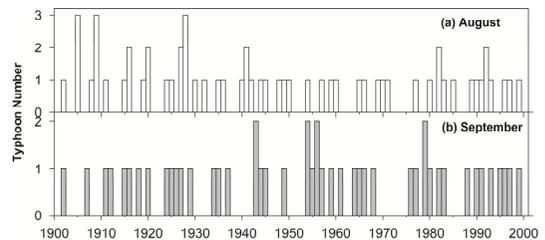
第 3 図に東九州に降水をもたらす台風数の時系列グラフを示した. 8 月の台風数は 1950 年ごろを境にそれ以前は多く, 以降は少なくなっている (第 3 図 a). これは永田・三上 (2012) が示した, 1951 年以降に北太平洋高気圧が南西方向へシフトしていることが原因と考えられる. 東九州に降水をもたらす台風数と 51 地点の気象官署の月降水量との相関を算出した結果, 8 月の月降水量と台風数との間に有意な正相関を示す地域は 1901~1950 年 (pre50) よりも 1951~2000 年 (post50) に南西方向にシフトしていた (図省略). 9 月は時系列グラフでは 1950 年頃を境とした変化は見られなかったが (第 3 図 b), 台風数と 51 地点の降水量で有意な正相関を示す地域が 8 月と同様に pre50 から post50 にかけて南西にシフトしていた (第 4 図).



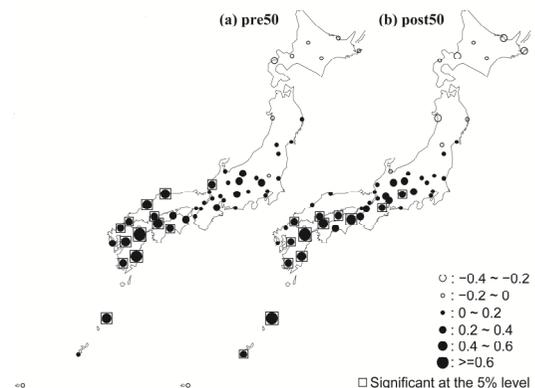
第 1 図 台風降水の定義に使用した気象官署.



第 2 図 8・9 月の東九州に降水をもたらす台風の経路 (1951~2000 年)



第 3 図 東九州に降水をもたらす台風数の時系列グラフ. (a) 8 月, (b) 9 月.



第 4 図 東九州に降水をもたらす台風数と 9 月の月降水量との相関係数. (a) pre50, (b) post50.

## 海面水温変更による地域気候モデルの再現性の変化

野坂真也 佐々木秀孝 村田昭彦 川瀬宏明 (気象研究所)

### 1. はじめに

地域気候モデル NHRCM は気候の再現性に優れ、現在気候の再現や将来気候の予測に使用されている。NHRCM の水平解像度は計算機資源やモデルの発展に伴い 20km、5km、2km と高解像度化してきている。しかし、現在気候を再現する際に用いられてきている海面水温は JRA-55 から作成され、モデルと比べ解像度が低いデータから作成されていた。今研究では、高解像度の FORA-WNP30(Usui et al. 2016)を用いて現在気候の再現計算を行い、気象要素の再現性について調査した。

### 2. 計算設定

東北地方を中心に、2005年12月～2006年2月にかけて計算を行った。計算は解像度 20km、5km、2km を行った。解像度 20km の実験は JRA-55 を境界値として計算し、その結果を境界値として 5km 解像度を計算、さらに 5km 計算を境界値として 2km 解像度で計算した。この計算を CTL 実験とした。さらに、2km 解像度の計算の際に FORA-WNP30 から作成した海面水温に変更した実験を行い、この計算を SST 実験とした。海面水温のデータを作るために使用したデータの解像度は、JRA-55 が約 50km、FORA-WNP30 が約 10km である。

観測データとの比較にはアメダスデータを用いた。

### 3. 海面水温の変化

SST 実験では CTL 実験の海面水温と比べて、解像度が高くなったことで海流の流れ込みが見えるようになり、東北地方沿岸近くで海面水温の分布に差が出て、暖流の流れ込みがあるエリアが見えるようになった。一方で全体的には海面水温の低下が見られ、太平洋側では SST 実験で CTL 実験と比べて 3 度程度低下しているエリアが広がっている。(図 1)

### 4. 再現性への影響

計算領域内のすべてのアメダス地点で、降水、気温、積雪深について 3 か月平均の再現性を調査した。降水のバイアスは 73mm から 63mm と改善し、RMSE は 182mm から 177mm とあまり変わらなかった。気温に関してはバイアスが -1.8℃ から -2.1℃、RMSE が 2.9℃ から 3.1℃ とほぼ変わ

らなかった。積雪深については、バイアスが -1.3cm から 0.28cm、RMSE は 28cm から 27cm とほぼ変わらなかった。図 2 は各地点の降水のバイアスの改善度を示している。北海道ではあまり改善が見られなかったが東北地方以南では多くの地点で改善が見られている。特に沿岸部中心に改善している傾向がみられる。一方、気温に関しては降水が改善した地域での改善があまり見られなかった(図 3)。気温に関して改善した地域はあまり特徴が見られないが、沿岸部よりも山間部で改善した地点が多い。降水の改善と気温の改善がどのような影響でこのような結果となったのか調査を続ける。

謝辞：本研究は科研費(16H01844)の助成を受けたものである。

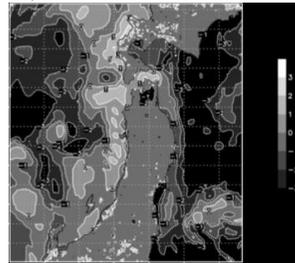


図 1 SST 実験と CTL 実験の海面水温の差

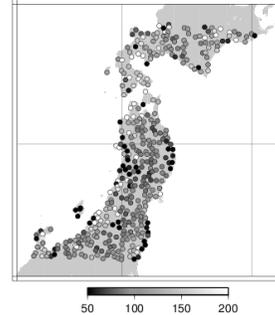


図 2 降水バイアスの比 (SST 実験/CTL 実験,%)

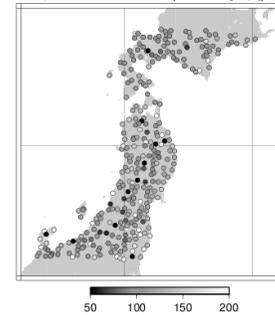


図 3 気温バイアスの比 (SST 実験/CTL 実験,%)

# 大気モデルの地球システムモデル対応について—プログラム開発の視点から—

保坂 征宏（気象研究所）

## 1. はじめに

気象研究所では気候システムのメカニズム解明等を目的として気象研究所地球システムモデル MRI-ESM を開発してきている。これは、大気モデル、海洋モデル、物質循環モデル等がカップラーで結合する形となっており、それぞれのサブモデルは独立して開発される。この開発スタイルは、気象庁の季節予測モデル(大気・海洋結合システム)や黄砂予測モデル(大気・エアロゾル結合システム)などでも採用されている。

さて、気象庁には日々の天気予報業務に用いられる全球短期予報用大気モデル(以下、予報モデル)がある。これは気象場の再現性が常に検証されており、地球システムモデルの大気モデルとして活用する魅力を持つ。ただし MRI-ESM に組み込んで使うには、カップラーの組み込みをはじめとして、気候モデルには必要な過程の組み込み等の必要があり、これには時間とコストがかかる。予報モデル自体もほぼ毎年のように改良・更新されるため、常に最新の予報モデルを MRI-ESM に反映させるのは容易ではなく、不定期的に分岐させているのが実情である。

とはいえ、地球システムモデルの改良のためには、短期予測システムその他、季節予測システムや、黄砂予測システム等の気象庁の予測システムによる検証も非常に有効である。そして、MRI-ESM のサブセット(に近いシステム)をより有効に現業活用していくためにも、ESM 対応の分岐をより容易にするための工夫が必要とされ、その検討を進めている。本発表では、これまでの検討内容を紹介する。

## 2. MRI-ESM に求められる要件

地球システムモデルでは、地球温暖化の不確実性の低減やその定量化等もあり、たとえばエアロゾルの間接効果のような、現状ではまだ理解が必ずしも十分とは言えない過程も含めて取り扱う必要がある。感度実験等のためにも、パラメタレベルでの変更のみならず、スキームレベルでの変更ができるようなスイッチも必要となる。ここで、スキームが変わる予報変数が変わることもあれば、スキームに渡す変数(引数)が変わることも多い。

検証や原因究明などのために、短期予報や季節

予報等のシステムの最新版と同じ動作を MRI-ESM のサブセットでも実現させれば、それらのスキームをそのまま持たせられる仕組みも必要になる。

かといって、かつては必要であったが今では不要となった残骸をいつまでも残しておくようでは、可読性も低下するし、バグの温床にもなる。凝りすぎた設定は(たとえ、今は必要と思ってもいずれ)不要である。

## 3. 解決策

前項のような要件を満たしつつ、かつ、比較的高頻度での予報モデルからの分岐を可能にするには、スキームやデータのポータビリティを高め、そのノウハウないしはルールを作ることが重要と考える。

ESM 等で必要とされるスキーム等については、個々について独立性を高め、インターフェースの数を減らす。そして、そうしたスキームが組み込みやすい(逆に不要になったら消しやすい)プラグを大気モデル側に用意する。

データについていえば、設定等によって引数の種類が変わることが多いような性質のもの(たとえばビン数や種類がよく変更になるエアロゾル等)については、一つの巨大な配列ないしは構造体を引数渡しにして、多少の変更はその構造を定義するモジュールで吸収することも考えられる。

また、一人で作業するとどうしても偏った、可読性の低いものになりがちなので、特にインターフェース部分の作成やスキームの組み込み作業では、レビューアーによるコードレビューを受けて、その後の他のメンバによる開発を阻害しないようにすることも必要になる。

## 4. 課題

こうした、ポータビリティや可読性を高める作業と高速化は相いれないことが多い。たとえば現行の予報モデルでは MPI に加えて OpenMP が採用されているが、スキームの独立性を高めると OpenMP でのスレッド間メモリ競合のバグが混入しやすくなる。現状、このメモリ競合が起りにくくする工夫を考える必要に迫られている。

## ITCZ 領域にみられる帯状雲域の変形過程

\*西 憲敬<sup>1</sup>・秦 弘典<sup>1</sup>・濱田 篤<sup>2</sup>・三浦裕亮<sup>3</sup>・佐藤正樹<sup>2</sup>  
(1:福岡大・理 2:東京大・大気海洋 3:東京大院・理)

中部から東部の熱帯太平洋では、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、それが一気に変形する様子がみられる。ITCZ ブレイクダウンとよばれる一連の渦を形成し、台風の発生につながる場合もある(e.g. Yokota et al. 2012, SOLA)が、帯状を保ったまま南北にほぼ平行な 2-3 本の帯に分かれていく様子もよくみられる(Hamada et al. 2013, JMSJ)。われわれは後者の大規模帯状分割現象の解明に取り組んできたが、いまだその形成維持機構を十分に説明するにいたっていない。ここでは、約 3 年間の雲帯形成および分割の統計結果と、全球雲解像モデル NICAM にみられた雲帯分割現象の解析について紹介したい。

まず、現象の発生をもたらず環境場をはっきりさせるために、発生頻度および場所をできるだけ客観的に記述することを試みた。東西に長い雲帯がどこに発生するかを MTSAT-1R, 2 の観測領域(20N-20S)で調べた。帯状分割前の典型的な形状を観察した上で、緯度 2 度、経度 15 度の矩形領域で Tbb が 255K 以下である領域の割合が 75%以上であるところを雲帯の候補とし、その矩形領域から南北に 3 度離れた場所に同じ大きさの矩形領域を設け、そこでは Tbb が 255K 以上である割合が 80%以上となるような場所をみつけて、これを独立した大規模雲帯として客観的に検出した。各時刻において、衛星観測域のなかで雲帯格子内の 255K 以下の割合が最も大きい場所を、その時間での雲帯として抽出した。雲帯の南北「分割」発生はそのたびにかなり様相が異なるので、雲帯を動画観察することによって主観的に取り出した。2010-2012 年の 3 年間で統計を行ったが、雲帯の形成は北半球側で圧倒的に多く、形成数に明瞭な季節性は認められなかった。発生した雲帯が南北への帯状分割を起こすのは 170E より東に集中していることがわかった(図 1)。

分割現象の発生機構を知るためには、分割現象が進

行している場面での風や雲の 3 次元情報がほしい。しかし、現在のいくつかの客観解析を調べたところ、雲帯の形成については循環場に再現されているケースもあるが、雲域の「分割」は雲(または湿度)や風のデータとして再現されていないことがほとんどであり、分割時の力学解析が困難である。

全球雲解像モデル NICAM は多くの目的で使われているが、過去に行われた熱帯実験の中に雲域大規模分割に似た現象があることがわかった。モデル結果にみられる分割機構を調べることによって、現実の雲域分割への示唆が得られるのではないかと考えた。

現在いくつかの数値実験の解析を進めているが、ここでは MJO 再現実験 (Miura et al. 2007, Science)の結果にみられた事例について述べる。分割前の雲帯は深い対流性の雲から構成されていたが、一方分割後の雲帯は主に高度 11km 以上に広がる巻雲状の雲であった。また、分割後に特に発達した北側の雲帯では、その北側にあたる中緯度域の上部対流圏に中心をもつ正渦循環による西風によって大きく東へと移流されている様子がうかがえた。ただ、現実によくみられる雲帯分割と比較すると、この事例では北側雲帯では東西というより、西南西—東北東方向への広がりが目立っていた。現在は他の実験での事例の解析を進めており、当日はそれを含めて報告する予定である。

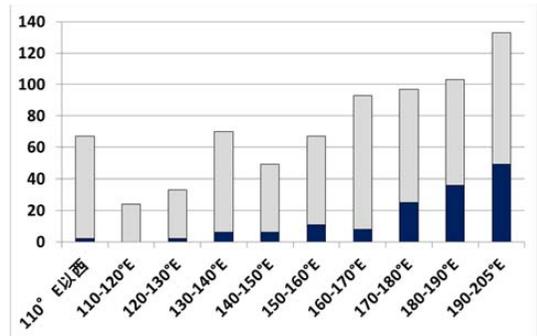


図 1: 抽出された大規模雲域の経度別形成数およびそのうち雲域分割の成立数(黒色) (2010-2012 年)

# 全球非静力学モデルを用いた CINDY2011/DYNAMO 期間の水蒸気・熱収支解析

\*那須野 智江<sup>1</sup>・菊地 一佳<sup>2</sup>・中野 満寿男<sup>1</sup>・山田 洋平<sup>1</sup>・池田 美紀子<sup>1</sup>・谷口 博<sup>3</sup>

(1. 海洋研究開発機構、2. 国際太平洋研究センター、3. 神戸市立工業高等専門学校)

## 1. はじめに

マッデン・ジュリアン振動(MJO)の発生・発達や伝播メカニズムの理解と、その予測の向上を目的として、インド洋における集中観測が継続的に行われている(Yoneyama et al. 2008, 2013; 2016 年度秋季大会)。観測プロジェクトの一環として、全球非静力学モデル NICAM を用いた実時間予測計算を行い、MJO における多重スケール構造の役割や MJO の数値予測における課題について報告した(Nasuno 2013; 2016 年度秋季大会)。熱帯の擾乱において重要な潜熱放出率や、水平スケールの小さな短周期擾乱による熱・水蒸気輸送について、観測データを用いた診断的研究が行われてきた(Yanai et al. 1973, 2000; Katsumata et al. 2013; Johnson et al. 2015)。近年では、MJO を水蒸気不安定モードと見做す、湿潤静的エネルギー収支の解析が盛んであり、特にその鉛直分布が注目されている(Maloney 2009; Chikira 2014; Sobel et al. 2014; Yokoi and Sobel 2015)。本研究では、NICAM を用いた予測計算データを利用した水蒸気・熱収支解析を行い、直接計測の困難な短周期擾乱による輸送や潜熱放出率、それらの MJO や基本場の再現性との関係について議論する。(Nasuno et al. 投稿中)。

## 2. データと解析手法

領域集中格子版の NICAM(Tomita 2008)を用いた CINDY2011/DYNAMO 期間(2011 年 10 月—2012 年 1 月)を対象とする予測計算データ(インド洋域水平格子間隔~14 km, 1 週間予測, 1 回/日)を用い(Nasuno 2013)、オフライン計算で水蒸気(q)および乾燥静的エネルギー( $s = c_p T + gz$ )の移流項および時間変化項を算出した。短周期成分の効果を見積もるため、6 時間間隔の瞬間値(フィルターなし)と7日平均値のそれぞれについて収支を取り、ERA-interim ( $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ )についても同様の解析を行った。

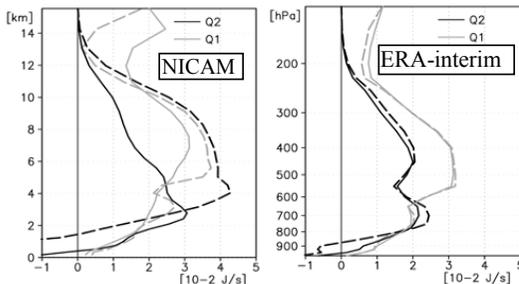


図1: (左)NICAM を用いた予測計算(右)ERA-interim における Q1 (灰色線), Q2 (黒線)の鉛直分布(10S-10N, 60-90E, 期間平均値)。実線:7日平均値、破線:6時間間隔瞬間値(フィルターなし)による収支。

## 3. 水蒸気・熱収支

図1に  $Q1 \equiv \partial s / \partial t + V \cdot \nabla s + w \partial s / \partial z$  および  $Q2 \equiv -L(\partial q / \partial t + V \cdot \nabla q + w \partial q / \partial z)$  のインド洋赤道域における鉛直分布(期間平均)を示す。Q1 と Q2 の鉛直分布の違いは格子以下のスケールおよび7日未満の変動による湿潤静的エネルギーの非線型輸送の効果を表す。NICAM のフィルターなしの収支で  $Q1 \approx Q2$  となることは、潜熱・顕熱輸送がほぼ格子スケールの移流で表現されることを意味する。NICAM では、潜熱の上方輸送(黒:破線—実線)が顕著に見られ、顕熱輸送(灰色:破線—実線)を大きく上回る。一方、ERA-interim では熱・水蒸気共に格子スケールの短周期成分による輸送量が小さく、その殆どは格子以下のスケール(対流パラメタリゼーション等)によるものであることが分かる。図2に7日平均値および短周期成分による水蒸気輸送の時間—高度図を示す。7日平均成分による移流は MJO の発生から成熟期まで下層の湿潤化(不安定化)をもたらすのに対し、短周期成分では水蒸気の鉛直輸送による下層の乾燥化が対流活発期に更に顕在化し、対流抑制の傾向を示す。但し MJO の発生期には、7日平均成分、短周期成分の何れも対流圏中~下層において湿潤偏差(不安定化傾向)を示すことが分かった。NICAM における短周期成分の効果が大きいことは、降水強度や大気状態の系統誤差とも関連すると考えられる。今後の課題として、高解像度計算による評価を行うと共に、代表的な短周期変動現象(赤道波や日周期変動)の効果についてより詳しく MJO との関係性を調べる。

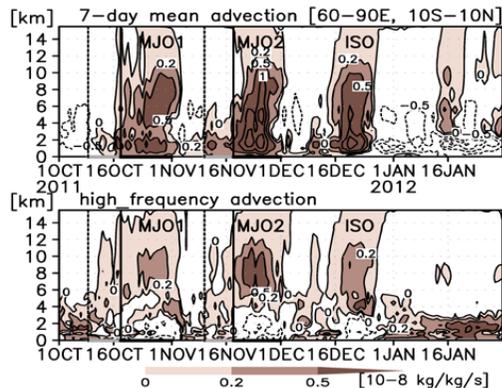


図2:NICAM 予測計算における水蒸気移流の時間平均値からの偏差。(上)7日平均値による移流、(下)短周期成分による移流。

## 全球水惑星実験で選択される季節内振動の発生機構

\*高須賀 大輔、佐藤 正樹（東大大気海洋研）

### 1. はじめに

マッデンジュリアン振動 (MJO) は、数千 km スケールでの対流活動の組織化として主にインド洋で発生する。MJO の発生には赤道域での circumnavigating Kelvin-wave (e.g., Knutson and Weickmann 1987) や、地表面からの熱フラックス・放射との相互作用下での気層の不安定化 (e.g., Benedict and Randall 2007)、温帯擾乱による力学強制 (e.g., Hsu et al. 1990) ・中層湿潤化 (Nasuno et al. 2015) といったプロセスの関与が指摘されている。しかし、季節性や海陸分布などの影響で個々の MJO は多様に振る舞うため、発生に本質的なメカニズムに関する議論は複雑化している。

そこで本研究では、MJO の発生過程の普遍的理解に資することを目的とし、全球水惑星実験で選択される大気モードとしての季節内振動 (MJO-like な擾乱) に伴う対流活動の発生・組織化機構を調査した。

### 2. 実験設定

全球大気モデル NICAM (水平格子間隔は約 56 km) による水惑星実験を行った。MJO-like な擾乱の選択は、1) 熱帯域での東西非一様な SST 分布と 2) 雲微物理スキーム (NSW6; Tomita 2008) の使用によって実現した。1) は Neale and Hoskins (2000) に準じ、南北対称・東西一様な分布 (赤道上で 300 K) に 30°N/S の範囲で最大振幅 2.0 K の cosine 型の偏差場を付加したものとした。一方で、2) の妥当性は上述の水平格子間隔では非自明だが、低解像度でも MJO-like な擾乱の発生に対して雲過程の陽的な取り扱いが有効であるとの示唆 (Yoshizaki et al. 2012; Takasuka et al. 2015) を踏まえ、本研究もそれに倣った。約 220 km の水平格子間隔で等温静止大気から 3 年積分した結果を初期条件に用いて 10 年積分した。

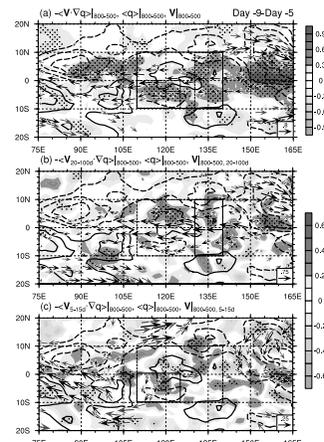
### 3. 結果

MJO-like な擾乱は暖水域の西側領域で卓越していた。この擾乱を熱帯域の OLR 偏差のみを用いて対流活動の観点から抽出する方法を構築し、その結果として 34 事例が抽出された。各事例の発生日を Day 0 としたラグコンポジット解析によって発生過程の力学場・水蒸気場の変動を連続的に把握した。

MJO-like な擾乱に伴う対流活動の顕在化前にあたる Day -9 から Day -5 にかけて、発生領域 (10°N/S, 110°E-140°E) の対流圏中層で水平移流による湿潤

化傾向が明瞭に見られた。その水平分布を見ると、130°E-140°E の範囲では暖水域上の大規模な対流抑制域に対する Rossby 応答 (周期 20-100 日成分) に伴う循環がほぼ赤道対称に湿らせていたことに加え、110°E-125°E の範囲では相対的に周期の短い (周期 5-15 日成分) 北よりの風が赤道の南側の湿潤化に寄与していた (下図)。赤道反対称の湿潤領域や赤道に中心を持つ渦構造が見られることから、混合 Rossby 重力波に伴う循環の寄与が考えられる。この中層の湿潤化によって深い対流の発生に好都合となった場合に、低圧偏差を伴う circumnavigating Kelvin-wave が貫入し、大規模な境界層収束を通じて対流活動がトリガーされた。なお、温帯擾乱の寄与は本研究では小さかった。対流活動の組織化過程では、前半は潜熱フラックス (LHF)、後半は雲放射による正のフィードバックが重要であることも明らかとなった。

そこで、発生過程の一部を検証する 2 つの感度実験を行った。20°N/S, 0°-60°E で水平風・比湿を標準実験の気候値にナッジングして circumnavigating Kelvin-wave を抑制した実験では、標準実験よりも MJO-like な擾乱に対応したスペクトルピークの周期が長くなったことから、circumnavigating Kelvin-wave は MJO-like な擾乱の発生を強制して周期を効率的に決定する役割を担っていたことがわかった。また、全球で LHF を標準実験の気候値に固定して LHF フィードバックを除去した実験から、LHF フィードバックは MJO-like な擾乱の存在に必ずしも必要ではないが、擾乱に伴う対流活動の組織化の素早い進行に寄与していたことが示唆された。



図(a) 800-500 hPa で平均した水平風と同範囲で鉛直積分した水蒸気量 (コンター) 及び水蒸気水平移流 (陰影) (b) 周期 20-100 日成分 (c) 周期 5-15 日成分の水平風とそれに伴う水蒸気移流 (全て気候値からの偏差)

## ストレッチ版大気海洋結合モデルにおける大気海洋相互作用の研究

※久保川 陽呂鎮<sup>1</sup>、佐藤 正樹<sup>1,2</sup>、荒川 隆<sup>3</sup>、羽角 博康<sup>1,2</sup>

1:東京大学 大気海洋研究所、2:海洋開発研究機構、3: 高度情報科学技術研究機構

### 1. 導入

北極域における海氷面積の減少、氷河の融解は社会的にも注目されており、その要因の理解には観測、モデルなどの総合的な研究が必要である。本研究は、Arctic Challenge for Sustainability (ArCS)プロジェクト研究の一環として、Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model (NICAM)を北極域に適用し、大気-海洋-海氷間の相互作用を調べることを目的としている。しかし、北極域は海、陸、氷が複雑に共存しているため、容易に適用することは難しいと考えられる。そこで、土台となる研究として、氷のない中高緯度において低気圧に伴う大気海洋相互作用を調べることにした本研究では新たにストレッチ版 NICAM (Tomita 2008)と海洋モデル COCO を結合し、新たな大気海洋結合モデルを開発した。

### 2. データ

全球非静力学大気モデル NICAM の格子を特定の領域に集中させたバージョン, stretched-version NICAM (水平解像度約 6 km)を大気モデルとし、全球 1°格子の海洋大循環モデル CCSR Ocean Component Model (COCO)を海洋モデルとして新たな大気海洋結合モデルを開発した。NICAM と COCO の間では格子の配置が異なるが、モデル間に Jcup という格子変換モデルを適用して結合させている。また、Jcup において 1 時間毎にフラックス等のやり取りも行っている。NICAM の初期値は NCEP Global Tropospheric Analysis data を使用した。研究対象として、2004 年 8 月 28 日に日本付近に接近した熱帯低気圧と、同時期に西部太平洋に発生し、その後日本付近を通過した熱帯低気圧を選択した。2つの台風に伴う日本付近の大気海洋相互作用の研究を行う。積分時間は 7 日間行った。また、シミュレートされた結果と現実を比較するため、日本海洋データセンターから得られた海洋気象ブイデータおよび、北太平洋長期再解析データセット (FORA)を使用した。ERA-Interim (水平解像度 1.25°)で

forcing された海洋モデル COCO との比較も行った。これにより、大気モデルの forcing が高解像である新たな結合モデルの特徴が議論できると考える。

### 3. 結果

図 1 は、結合モデル、COCO、そして FORA の海面水温の水平分布図を示している。結合モデルの水温は、FORA に比べ約 1 K 低温である。これは、日本付近に接近した低気圧の進行速度が緩やかだったことが影響している。低気圧に伴い海面高度、混合層の深さ (図 2)が変化しているが、変化の割合は結合モデルでは幾分早い。これらの結果に加え、海洋内の特徴を発表では議論する予定である。

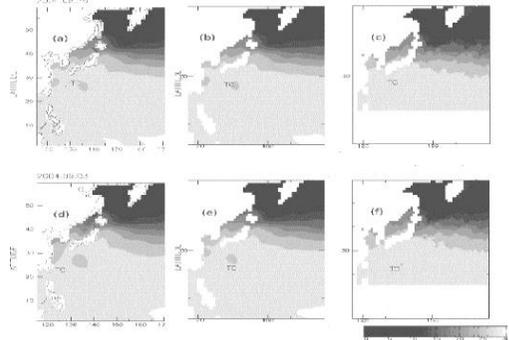


図 1 (上) 2004 年 8 月 28 日、(下) 2004 年 9 月 3 日の水温の水平分布図。(a, d) 結合モデル、(b, e) COCO、(c, f) FORA。図中の TC は台風の位置を示している。

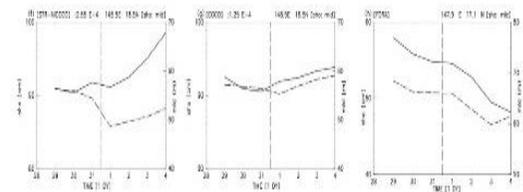


図 2 海面高度 (実線)と混合層の深さ (点線)の時間変化図 (左) stretch-version NICOCO (中) COCO (右) FORA

## ライダーにより検出された黄砂現象の中長期的な変動

\* 清水厚・杉本伸夫・西澤智明・神慶孝(国立環境研究所)

### はじめに

日本で見られる黄砂の年々変動は、気象庁がまとめている「黄砂観測(のべ)日数表」をもとに議論されることが多い。ただしこの観測は目視による(一部視程の条件はあるが)定性的なもので、例えば数値モデルの検証や健康影響の推定などには使いにくい。また、地点を特定すると観測日数が少なくなり、各地の特徴を拾い出すことも簡単ではない。

2001年のACE-Asia参画をきっかけに東アジア域での展開が始まった国立環境研究所を中心とした2波長偏光ミュー散乱ライダーネットワークによる観測では、ほぼ同一仕様の機器によって15年以上のデータが蓄積されてきた。そこで、過去のライダーデータの統計的処理を行って近年の黄砂の量や頻度の変動について考察を加えた。

### 手法と結果

ライダーネットワークでは晴天時6km以下(または雲底高度以下)で時間分解能15分・高度分解能30mの2成分消散係数(黄砂・球形粒子)を標準プロダクトとして提供している<sup>1</sup>。ここでは、黄砂の光学的厚さ( $AOD_d$ 、黄砂消散係数を鉛直積分したもの)が0.1を越えた時間帯をカウントし、月総時間に対する割合を黄砂の指標とした。なお、地上における黄砂消散係数が0.07/kmを越えると健康影響が見られるという報告もあり、 $AOD_d$ が0.1という閾値はそのレベルの濃度が1.5kmほどの厚みを持っていることに相当する。図1に、環境省が設置したライダー5地点(長崎・松江・富山・新潟・東京)において $AOD_d > 0.1$ となる時間割合を月毎に示した。2006年からの10年間で春のピークに年々の変動が見えている。この変動は、気象庁による全国の黄砂観測のべ日数の月変動と概ね対応しているが、各年のピークに較べてその前後ではライダーの時間割合がなだらかに裾を引く傾向が見られ、濃度や空間的拡がりの中規模以下の黄砂の情報をライダーがよりの確に捉えていることを示していると考えられる。更にこの10年間で前後半に分割し、 $AOD_d > 0.1$ となる時間割合を月毎に平均したところ、図2が得られた。2011年以前に対して、2012年以降は3-5月の黄砂時間の減少がはっきり見られるのに対して、その前後の期間(1,6月など)には落ち込みは激しくない。特に5月の黄砂は2011年以前にはほぼ1/4の時間帯で見られたのに対して、2012年以降は3/4月と同等の1/10程度であった。これらのことから、典型的な春季の黄砂現象の頻度はここ10年間で低下している可能性があるが、晩冬や初夏の黄砂現象はほぼ同程度発生している状況であることが示唆された。

<sup>1</sup><http://www.lidar.nies.go.jp>

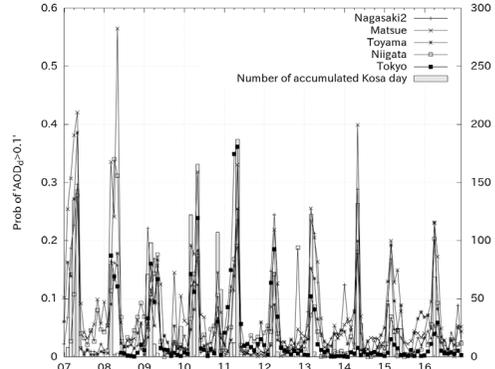


図1: 2007年から2016年までの長崎・松江・富山・新潟・東京ライダーによる月毎の「黄砂の光学的厚さが0.1以上となった時間割合」(実線+シンボル、左軸)および気象庁による「黄砂観測のべ日数表」による月毎の黄砂観測地点・日数(グレーのバー、右軸)。

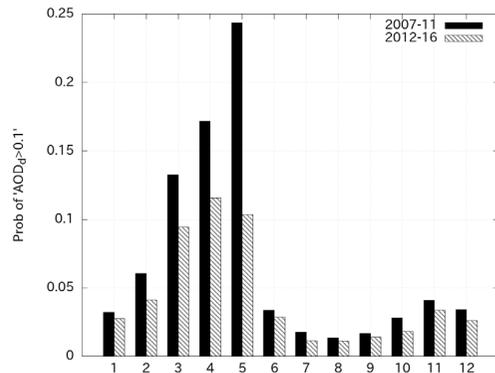


図2: 同じ5地点のライダーから月毎に平均した黄砂出現頻度の分布。2007-2011(黒)および2012-2016(ハッチ)の5年ずつで処理を行っている。

### 展望

この他、ライダーの特性を活用して高度別の黄砂出現状況の変化や、黄砂層の重心高度変動などを調査して近年の黄砂状況を明らかにし、モデル検証などに利用しやすいデータセットを作成する予定である。

### 謝辞

本研究の一部は環境省環境研究総合推進費5-1502により実施しました。

天空光の直線偏光度とオングストローム指数の関係

\*深堀正志、小野里早苗（気象大学校）

1. はじめに

大気エアロゾルの光学特性の推定に、太陽直達光や天空放射輝度分布が用いられている。また天空光の偏光情報もエアロゾルの光学特性の把握に有用であることが示されてきた。可視・近赤外域において、観測された二波長の直線偏光度 (LP) の関係と理論計算を併用することにより、オングストローム指数 ( $\alpha$ ) やエアロゾルの光学的厚さ (AOD) を同時に推定する手法が開発されている。本研究では、散乱角  $90^\circ$  における  $500\text{ nm}$  の LP と隣接した波長の LP との関係から、簡便に  $\alpha$  を推定する方法を検討した。

2. 解析データ

携帯型サンフォトメータ MS-120 (英弘精機製) を用いて、AOD (368, 500, 675, 778 nm) を計測した。表 1 に、2017 年 1 月 30 日から 2 月 3 日までの  $500\text{ nm}$  における AOD (500) の観測値を示す。また携帯型分光放射計 MS-720 (英弘精機製) と偏光板 (二色性フィルム) から構成される偏光放射計で LP を観測した。

表 1 MS-120 で観測された AOD (500)

月日	1/30	1/31	2/1	2/2	2/3
AOD (500)	0.28~	0.07	0.19	0.07	0.06
	0.36				

3. 結果と考察

図 1 に、主平面観測の散乱角  $90^\circ$  で観測された  $350\text{ nm}$  から  $650\text{ nm}$  までの LP の波長依存性を示す。前述の観測期間中で、LP の波長依存性は大きく異なっていた。AOD 値の大小と LP の値には逆相関がみられた。また多くの観測例で、LP は  $444\text{ nm}$  や  $500\text{ nm}$  で極大をもち、勾配の大小はあるものの、長波長になるに従って低下する傾向を示した。特に、 $444\text{ nm}$  から  $565\text{ nm}$  にかけての LP の傾きには特徴があった。1/30 の傾きはほぼゼロであったが、2/1 と 2/3 の傾きは緩やかな負の傾きを示した。

AOD と LP の関係は、係数 a, b, c を用いて以下の二次式で表現可能であった (小野里・深堀, 2017)。

$$LP(500) = a \cdot \{AOD(500)\}^2 + b \cdot \{AOD(500)\} + c$$

但しこの二次式の適用範囲は、AOD が 0.7 以下である。図 2 に、この関係式を用いて、LP (500) から算出された AOD (500) と MS-120 で観測された AOD (500) との比較を示す。両者は良く一致しており、LP 観測のみからでも AOD の高精度推定が可能であることが分かる。

図 3 に、3 波長 ( $444, 500, 565\text{ nm}$ ) を用いて LP の傾きから推定した  $\alpha$  と MS-120 で観測された  $\alpha$  との比較を示す。比較的 AOD の大きな観測日 (1/30, 2/1) に、

両者の一致は良好であったが、AOD の小さな観測日の  $\alpha$  には相違があり、解析に改良が必要であった。

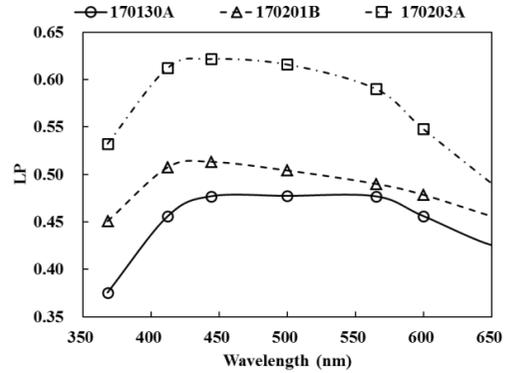


図 1 2017 年 1 月 30 日、2 月 1 日及び 2 月 3 日に観測された LP の波長依存性。

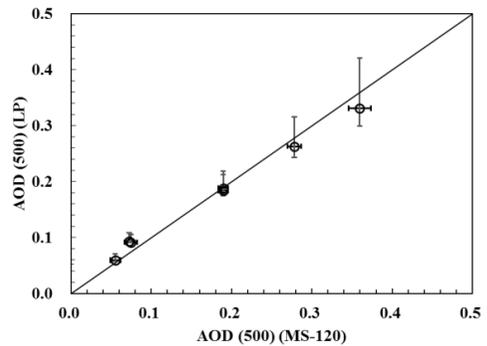


図 2 2017 年 1 月 30 日から 2 月 3 日において、MS-120 で観測された AOD (500) と LP から得られた AOD (500) との比較。

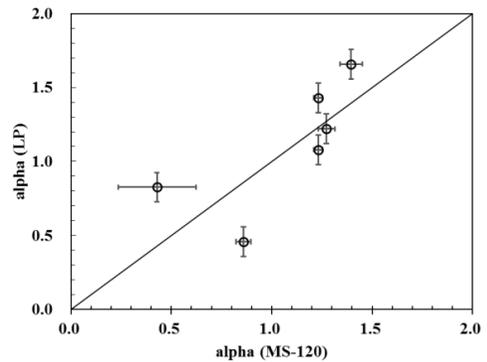


図 3 2017 年 1 月 30 日から 2 月 3 日において、MS-120 で観測された  $\alpha$  と LP の傾きから得られた  $\alpha$  との比較。

# パーシステント・ホモロジーによる低気圧・前線トラッキング

稲津将・加藤颯人（北大理）・平岡裕章・大林一平（東北大 AIMR）

## 1. はじめに

低気圧・前線の記述のためにトラッキングが必要である．低気圧トラッキングの主な方法である気圧極小点を追跡する方法では，低気圧の合併や分裂を記述できないという問題がある．Inatsu(2009)で提案された隣接閉領域トラッキングでは合併や分裂も記述できるが，それでも前線のような線状の領域の追跡は難しい．パーシステント・ホモロジー(PH)は位相幾何学的データ解析手法の一つであり，これによりデータに内在するトポロジカルな量を定量化できる．本研究では，PHを用いた新たな低気圧・前線トラッキング法の提案を試みる．

## 2. 手法

気象庁 55 年長期再解析データを使用した．2013 年 3 月の 1 か月間、850hPa 等圧面における水平風データから相対渦度を計算し，トラッキングの基礎データとした．領域は日本付近である．トラッキングは PH による低気

圧同定と、merge tree による低気圧追跡を実施した．追跡は基本的に気圧極小点を従来の方法と同様であるが，かわりに PH により抽出された低気圧・前線の点を用いた．このとき merge tree によるグループ分けの結果を利用した．

## 3. 結果と考察

PH によって主な低気圧・前線の抽出に成功した．トラッキングでは，低気圧内部で渦度が最大の点が大きく移動するケース（図）や広範囲で分裂が起こるケースなど，従来型の手法ではトラッキングが難しいケースでもトラッキングに成功した．しかしながら，前線内部で渦度が最大の点が大きく移動するケースでは適切なトラッキングが難しかった．また，位相幾何学的なパラメータを気象学的見地から最適な値に定めることは難しく，パラメータによってトラッキングの結果は大きく依存した．

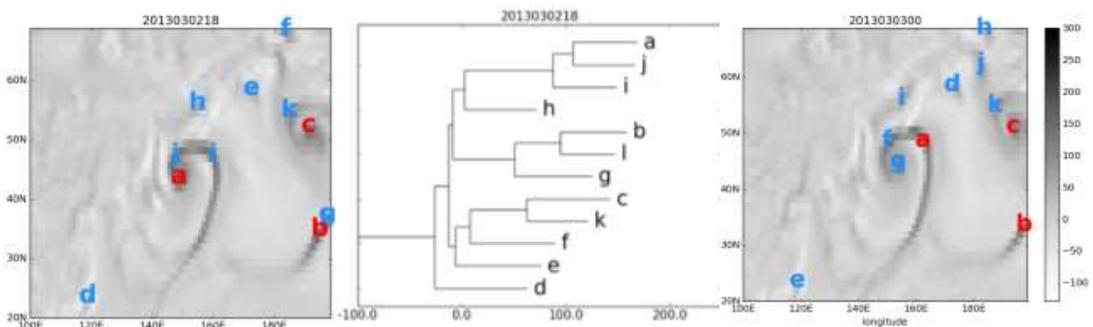


図. (左) 2日 18時と(右) 3日 0時の渦度に対し低気圧・前線の抽出を行った結果．グレースケールは渦度，各タイムステップで lifetime の大きい順にアルファベットをふった．両方のタイムステップで a, b, c が lifetime の大きなかたまりである．(中) 2日 18時で得られた merge tree. 中間枝が長いので a, i, j をグループとみなせる．3日時の a の周辺を 2日 18時で探索すると i が見つかる．この i は a, i, j というグループに属しており，このグループ内で lifetime が最大のかたまりは a である．以上から 3日 0時の a は 2日 18時の a であったと判定できる．

大会 第 1 日  
午 後



# 夏季チベット高気圧域等の客観解析に見られる上部対流圏不安定化

寺尾 徹 (香川大教育)

## 1. はじめに

インド亜大陸北東部における夏季モンスーン期の活発な対流活動は、下層の高相当温位の気塊を対流圏上層にもたらし、高温位気塊の生成を通じて特徴的なチベット高気圧の循環を形作っている。当該地域の様々な時間スケールの対流活動の変動は、対流圏上層のこうした高温位気塊のふるまいを変動させ、大規模な循環場に影響を与えている可能性がある。

この観点から、本研究では、対流圏上層の高温位気塊質量の変動を記述する研究を行った。その結果、いくつかの客観解析データにおいて夏季チベット高気圧域で 1990 年代に 350~360K の等温位面上の質量の顕著な増加、すなわち成層の不安定化がみられること。成層の不安定化は、赤道付近や冬季の南半球の対流活動活発域において確認できること。さらには、このような変化がみられない客観解析データも存在することが分かったので報告する。

## 2. 解析方法

等温位面密度（等温位面上の単位温位あたり、単位体積当たりの質量）をいくつかの等温位面で挟まれた層について計算した。具体的にはいくつかの等温位面気圧を計算し、それらをもとに、350-355K, 355K-360K, 360K-365K 等の 5K 異なる 2 つの等温位面に挟まれた層の単位温位あたり単位体積当たりの質量を計算した。

解析はまず ERA Interim (Dee et al. 2011) および NCEP/NCAR 再解析 (Kalnay et al. 1996) に関して行った。さらに、コンベンショナルなデータのみを用いて作成された気象庁再解析 JRA-55C (Kobayashi et al. 2014; Kobayashi et al. 2015) に関しても同様の解析をおこなった。

## 3. 解析結果

図 1 に、ERA Interim(太線)と NCEP/NCAR 再解析(細線)のチベット高気圧域に対応する 20-35N, 60-100E の領域で平均した等温位面密度の、8 月の経年変動を示す。いずれのデータセットについても 1990 年代に、355-360K (ERA Interim) ある

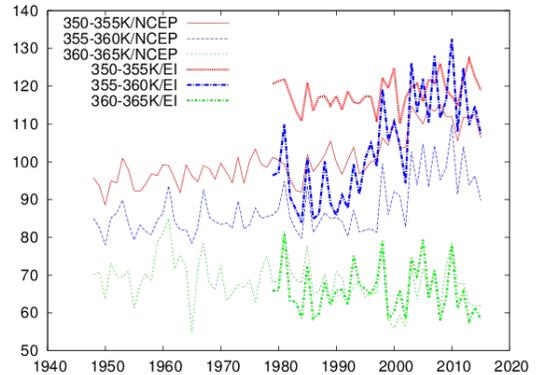


図 1 チベット高気圧域(20-35N, 60-100E)で平均した、各等温位面に挟まれた等温位面密度の年々変動。ERA Interim(太線)と NCEP/NCAR 再解析(細線)について示した。横軸は西暦、縦軸は等温位面密度(単位は  $\text{kg m}^{-2} \text{K}^{-1}$ )。

いは、350-360K (NCEP/NCAR 再解析) の等温位面密度が顕著に増大していることがわかる。

同様の等温位面密度の増加の広がりを確認するため、いくつかの等温位面に挟まれる層に関して同様の解析をおこなった。355K-360K ではチベット高気圧の南側に。350K-355K ではより南側の熱帯域の対流活動活発域にひろく、それぞれ顕著な等温位面密度の増加が確認できる(図は当日)。

この等温位面密度の増加は、上部対流圏の成層不安定化として認識でき、赤道付近や冬季南半球の対流活動活発域に、全球的、全季節にわたって、上部対流圏に確認できること(図は当日)。

ところが、同様の解析を JRA-55C について行った結果、このような上部対流圏の等温位面密度の増加、成層不安定化は確認されない(図は当日)。

## 4. 議論

本解析で ERA Interim と NCEP/NCAR 再解析に確認された上部対流圏の等温位面密度の増加現象は、衛星データ等の解析データへの同化の変化 (Dee and Uppala 2009) と関係して生じているシグナルである可能性がある。元データを慎重に解析し、この変化が実在するかどうか、その生じた原因を明らかにする必要がある。

# 熱帯降水日変化への成層圏の役割

○坂崎貴俊<sup>1, 2</sup>, Kevin Hamilton<sup>1</sup>, Chunxi Zhang<sup>1</sup>, Yuqing Wang<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ハワイ大, <sup>2</sup>JSPS 海外特別研究員

## 1. はじめに

熱帯の地上降水は明瞭な日周期変動を示す。その特徴は地理的分布に大きく依存する一方、全球一様に(太陽に同期して)変動する明瞭な半日周期成分の存在が知られている(e.g., Hamilton, 1981)。

降水の半日周期変動のメカニズムとして、熱帯で卓越する力学場の半日周期変動(『半日潮汐』)の役割が古くから議論されてきた(Brier and Simpson, 1968; Lindzen, 2003; Yasunaga et al., 2013)。半日潮汐の大半は成層圏オゾン加熱に由来することが知られる(Chapman and Lindzen, 1970)。Woolnough et al. (2004) は、水惑星 GCM を用いて感度実験を行い、成層圏で励起される潮汐を抑制した場合に半日周期成分が 50%程度減少することを示した。しかし、水惑星実験では降水に寄与する他の過程 (e.g., 海陸分布) が考慮されておらず、潮汐の相対的寄与を見積もるには不十分であると言える。

本研究では、現実的な境界条件(地形、海面水温分布)を課した大気モデルを用いて、熱帯の日周期降水に対する「潮汐によるグローバルな力学変動」の相対的役割を明らかにすることを目的とする。

## 2. 数値モデル実験

ハワイ大 IPRC で開発された領域気候モデル(Wang et al., 2003)を使用する。鉛直座標は $\sigma$ レベルである。モデルの水平領域は(0°-360°E, 75°S-75°N)、鉛直領域は 1000 hPa-0.2 hPa。水平解像度は 1°, 鉛直レベルは 41 層とした。初期値および側面境界値には ERA-Interim 再解析データ(6 hourly, 1000 hPa-

0.1 hPa の 41 レベル)を用いた。積分期間は 1999/11/15-2000/11/31 および 2004/11/15-2005/11/31 の二年間。

標準実験(以下 CNTL)に加えて、短波放射加熱の日周期成分をコントロールした二種類の感度実験を行った:(1)対流圏内の短波放射加熱、および、地表面に入射する短波放射を日平均値で置き換える実験(Remote, stratospheric forcing 実験; 以下、REMOTE-F)、(2)成層圏内の短波放射加熱を日平均値で置き換える実験(Lower-atmospheric forcing 実験; 以下 LOWER-F)。特に、(1)において生じる対流圏内の日周期変動(力学場・降水)は、成層圏内で励起され下方伝播した潮汐波に伴うものであることに注意されたい。

## 3. 結果と考察

以下では日周期変動のうち、経度方向に依存しない太陽同期成分の結果を示す。図 1 はモデルで再現された降水の半日周期成分の振幅と位相を示す。CNTL で得られた結果は、TRMM(3G68)で得られた観測結果(1998-2010 平均)を振幅・位相ともに概ね良く再現している。ここで、対流圏由来の日変動を抑制した実験(REMOTE-F)においても、CNTL の 50%程度の半日周期降水が依然シミュレートされている事に注目されたい。成層圏由来の日変動を抑制した実験(LOWER-F)では、半日周期降水の振幅は減少する。上記の結果は、成層圏で励起され対流圏に下方伝播した半日潮汐波が、熱帯の対流に作用して降水を変調させていることを初めて明瞭に示すものである(Sakazaki et al., 2017, GRL)。

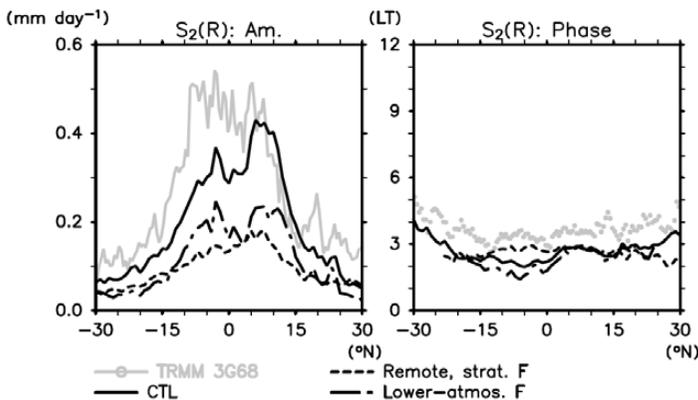


図 1: モデルで再現された地上降水の半日周期成分(太陽同期成分)の(左)振幅(mm day<sup>-1</sup>)と(右)位相(ローカル時刻: LT)の緯度分布。実線は CNTL、破線は REMOTE-F、一点鎖線は LOWER-F の結果を示す。いずれも二年平均(年平均)。灰色実線は TRMM-3G68 データ(期間: 1998-2010)による観測値。

# GPM DPR データを用いた中・低緯度の降水システム特性の 海陸による違いに関する統計解析

\*小野茉莉花・高藪縁（東大大気海洋研究所）

## 1. はじめに

熱帯海上においてカラム相対湿度 (CRH) の増加に伴い降雨量が指数関数的に増加するという関係が明らかにされている (Bretherton 他 2004)。この CRH の増加に伴う降雨量の急激な増加には、特に層状性降雨面積の増加による寄与が大きいことがわかっている (Ahmed and Schumacher 2015)。しかし、陸上では両者の関係について詳細な調査はあまり行われていない。また、中緯度でも全球降水観測計画 (GPM) 主衛星搭載二周波降水レーダ (DPR) データを用いることで、降水システムの詳細な特性について観測が可能となった。

本研究では GPM DPR データを用いて雨の連続域である「雨域」の特性と CRH との関係について、海/陸、熱帯/中緯度といった領域間の比較を行う。また、雨域の様々な特徴について分析し、環境場への依存性が生じる原因についての考察を行う。

## 2. データと解析方法

GPM DPR Ver.03B の Ku 帯降水レーダ (KuPR) level 2 プロダクトを降水データとして用いた。カラム相対湿度など環境場の解析には ERA-interim の 6 時間データを使用した。

GPM データによって雨域データを作成し、各雨域の特性について解析した。雨域特性を雨域代表点に帰着し、日平均 CRH との関係調べた。

2014 年 4 月から 2015 年 3 月を対象期間とし、熱帯域は 30S-30N、中緯度域は 65S-30S、30N-65N として解析を行った。

## 3. 結果と考察

熱帯海上では CRH の増加に伴い雨域降水量や層状性雨域面積の平均値が指数関数的に増加し、先行研究と整合的な結果が得られた (図 1a,c)。一方、熱帯陸上では雨域降水量や対流性雨域面積の平均値が海上のように単調増加せず、CRH 0.7 付近にピークをもっていた (図 1b,d)。

熱帯域の海陸それぞれで、総降水量に大きく貢献する雨域の特性について、雨域が観測される湿度場との関連に着目しながら解析を行った。熱帯海上において降水量へ大きく寄与しているのは、CRH が高い環境で卓越し、サイズが大きく層状性降水の割合が多い「よく組織化した降水システム」によってもたらされる降水であった。一方、陸上では CRH が中程度 (CRH 0.5-0.8) の環境で卓越する、「対流性降水の割合が多いメソβスケールのシステム」によってもたらされる降水の寄与が大きかった。

陸上で平均雨域降水量が CRH の増加に伴って単調増加しない理由について、他の環境場から考察したところ、熱帯陸上では大気下層の安定度と CRH

との間に一定の関係があることがわかった。即ち、CRH が比較的低いとき (約 0.7 以下) は、同時に成層が不安定な傾向があった。地域別に見ると、例えば南米アマゾン域では、プレモンスーン季に中程度の CRH の雨域がよくみられる。この季節には、対流圏下層がモンスーン雨季と比べ、不安定な状態であった。雨季には日照時間が減り、地表気温が上がらず安定化するためと考えられる。陸上の CRH 約 0.7 での平均雨域降水量ピークは、湿度と成層安定度との兼ね合いによるものである可能性がある。

中緯度域においても、海上では CRH に対する平均雨域降水量は単調増加していた。しかし熱帯海上と異なり、中緯度海上では雨域降水量や層状性雨域面積が CRH に対して線形的な増加をしていた (図 2a)。支配的な降水メカニズムの違いにより、このような違いが生じている可能性がある。一方、陸上では CRH 0.50-0.65 にピークをもち、CRH に対し単調増加しないという熱帯陸上の結果とよく対応していた (図 2b)。どちらの緯度帯でも陸上では対流的なシステムが降水へ大きく寄与することが特徴であり、対流性降水の CRH 依存性が現れていると考えられる。

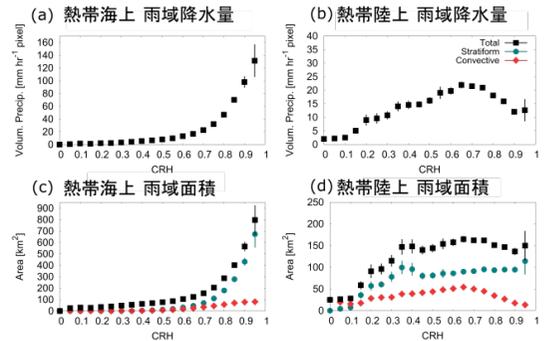


図 1. 各 CRH ビンに対する雨域特性。(a, b) 雨域総降水量 [ $\text{mm hr}^{-1} \text{ pixel}$ ]、(c, d) 雨域面積 [ $\text{km}^2$ ] の平均値。左カラムは熱帯海上、右カラムは熱帯陸上。エラーバーは t-検定 95% 信頼区間。

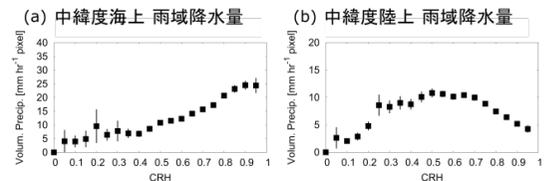


図 2. 図 1a, b と同様。ただし、(a) 中緯度海上、(b) 中緯度陸上。

**謝辞:** 本研究は、JAXA PMM RA8、環境省推進費 (2-1503) 及び文科省科研費基盤研究 A (15H02132) の支援を受けています。データ準備において濱田篤さんにお世話になりました。

## TRMM 衛星データを用いた熱帯の海陸遷移領域における降雨特性の統計的解析

\*藤島 美保・高藪 緑・濱田 篤 (東京大学 大気海洋研究所)

## 1. はじめに

熱帯の雨の降り方(降雨特性)は海と陸で異なることが知られており、熱帯の降雨特性を議論する際は、海または陸という2者に焦点が当てられることが多い。例えば、Takayabu (2002) は、海上では対流性降雨と層状性降雨が降雨量のほぼ半々を占めるのに対し、陸上では対流性降雨の割合が高く、6割を若干上回ることを示した。Nesbitt et al. (2000) は、陸上では発雷が多く、海上では少ないことを示した。しかし、海上でも発雷を多く伴う雨が降る領域(海陸遷移領域: Transition zone)が存在しており、この領域では陸上とも海上とも異なる降雨特性を示すことが示唆される(Takayabu, 2006)。

そこで本研究では、Transition zoneを構成している降雨システムの特徴を明らかにすることを目的とした。

## 2. 使用データと解析手法

熱帯降雨観測衛星 TRMM による、降雨レーダ PR 2A25 データ Version 7 と雷観測装置 LIS のデータを使用した。また、それらのデータに基づいて作成された、米国ユタ大学の雨域データ(Precipitation feature database)を用いた。雨域とは、PR 2A25 の near-surface rainfall rate > 0 [mm/hr] のピクセルがひとつつながりとなっている領域を指す。解析には、雨域ごとの緯度、経度、観測時刻、層状性降雨量比、発雷数などの情報を用いた。解析期間は、2001年9月から2013年8月の12年間である。

## 3. 結果

降雨発雷比(降雨量 [kg] / 発雷数 [flash])という値を用いて、20S-20Nの雨域を陸(Land)、Transition zone、外洋(Open ocean)に分類し、雨域の特徴(強い対流の高さ、組織化の程度、降雨量・発雷数・降雨発雷比の日変化)を比較した。例として、6-8月のTransition zoneの分布を図1に示す。図2に、層状性降雨量比別の降雨量日変化を示す。層状性降雨量比が少ない雨域は対流性の雨が支配的な雨域、40-70%を示す雨域は組織化した降雨システムに対応する。海上では共通して、よく組織化した雨域が真夜中から正午にかけて顕著な降雨量をもたらしている(A)が、Transition zoneにはこれに加えて0-9時の対流性の雨域による顕著な降雨もみられた(B)。このような雨域はOpen oceanでは卓越していない。この対流性の雨域が、Transition zoneの雨の発雷の多さを生み出している。一方、Open oceanでは0-6時にほとんど対流

性の雨域が観察される(C)。ここではほとんど発雷がなく、暖かい雨をもたらす背の低い雄大積雲による雨であることが推測される。この雨がOcean(Transition zone + Open ocean)でも確認できるように、雄大積雲は熱帯海上でかなりの量の雨をもたらすことが知られているが、Transition zoneでは現れていないことも特筆に値する。このことから、発雷の少ない対流性の暖かい雨はTransition zoneでは主要ではなく、Open oceanでよく観測される現象であると結論づけることができる。

講演では、Transition zoneやOpen oceanで観測された降雨システムの事例を挙げて、Transition zoneの降雨システムの特徴についてより詳細に述べる。

## 謝辞

本研究は、環境省推進費(2-1503)、文科省科研費基盤研究A(15H02132)、JAXA PMM RA8より支援を受けています。

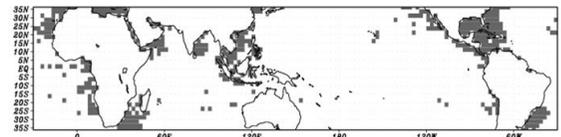


図1 JJA 2002-2013のTransition zoneの分布

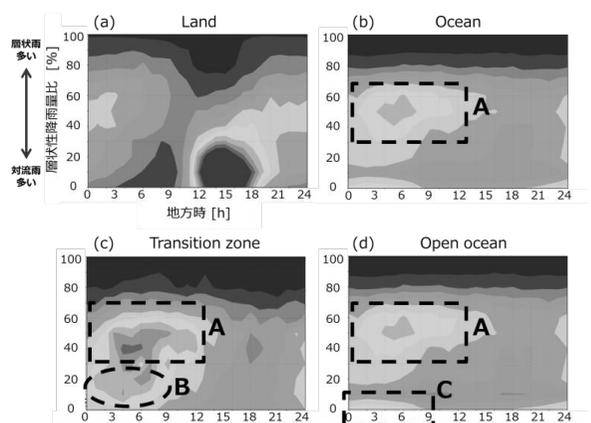


図2 層状性降雨量比別に見た降雨量日変化 (a) Land, (b) Ocean, (c) Transition zone, (d) Open ocean. (b)のOceanはTransition zoneとOpen oceanの雨域を合わせた統計結果。縦軸は層状性降雨量比[%]、横軸は地方時[h]、色調は降雨量貢献度[%]。図中のAは海上で共通に見られる組織化した雨、BはTransition zoneに特有の対流性の雨、CはOpen oceanに特有の暖かい雨。

# フィリピン海コールドサージ観測の熱帯域および南半球へのインパクト

\*服部 美紀(JAMSTEC), 山崎 哲(JAMSTEC), 荻野 慎也(JAMSTEC), 佐 培明(JAMSTEC), 松本 淳(JAMSTEC/首都大)

## 1. はじめに

東アジアのコールドサージは、南シナ海やフィリピン海に気圧の上昇を伴う冷たい北風をもたらし、対流活動にも影響を及ぼすことが統計的に示されてきた(Compo et al. 1999)。しかしながら、コールドサージの影響が広がる具体的な過程を示すことは難しく、相関関係を生み出す原因の理解は不十分である。そこで本研究ではコールドサージ発達時にフィリピン海で観測したラジオゾンデデータを使い、データ同化によってコールドサージが亜熱帯赤道域や南半球の解析場に与える影響を評価した。

## 2. データおよび実験設定

白鳳丸 KH-12-6 航海において、2012 年 12 月 23 日から 24 日にかけて 6-12 時間おきに 5 回の移動観測と、24 日から 26 日にかけて 3 時間おきに 13 回の定点観測を行った。観測位置を図 1 に示す。本研究では AFES と LETKF を使ったアンサンブルデータ同化システム ALEDAS2 (Enomoto et al. 2013) を用いて観測の影響を評価した。白鳳丸のゾンデデータを同化していないものを CTL、同化したものを KH としてアンサンブル平均およびアンサンブルブレッド(解析誤差)を用いた比較を行った。

## 3. 結果

図 2 に 12 月 23 日から 27 日で平均した南北風の解析誤差減少率( $(SPRD_{KH} - SPRD_{CTL}) / SPRD_{KH}$ )を示す。観測データの同化による解析誤差の減少は白鳳丸周辺で最も大きく、南北両半球の熱帯低気圧(TCW25, TCS04, 05, 06)周辺でも非常に大きいことが示された。また、中国東部やハワイ西側の低気圧周辺でも解析誤差の変化が大きく、観測が非常に広い範囲に影響していることがわかった。図 3 に  $100^{\circ}\text{E}-170^{\circ}\text{W}$  の経度帯で平均した 24 日 06 時の解析誤差減少率の緯度高度断面と、鉛直流と南北風の流線を示す。観測に近い  $25^{\circ}\text{N}$  付近は高い高度まで大きなインパクトが現れ、コールドサージの卓越する  $30^{\circ}\text{N}$  から赤道までは  $700\text{hPa}$  以下で影響が見られた。一方、赤道から  $10^{\circ}\text{S}$  付近は、より高い高度まで大きな誤差減少がみられるが、流線からハドレー循環の上昇流域に相当することがわかる。 $30^{\circ}\text{S}$  付近のハドレー循環の沈降域でも高い高度まで大きなインパクトが現れている。このように広域的にインパクトが広がったのは、コールドサージの観測がハドレー循環を介して即座に赤道の上昇域と南北両半球中緯度の下降流域に影響したためと考えられる。

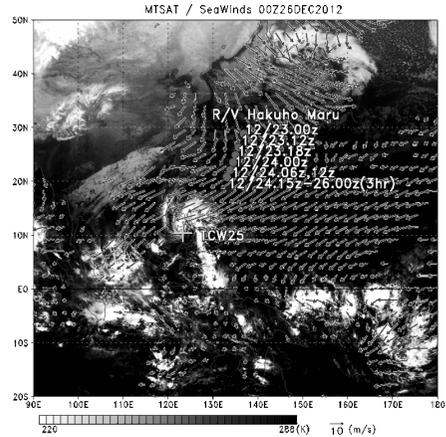


図 1. 2012 年 12 月 26 日 00UTC における MTSAT-1R の TBB(色)と SeaWinds の北風域(矢印)。丸は白鳳丸によるラジオゾンデ観測位置と時刻を示す。

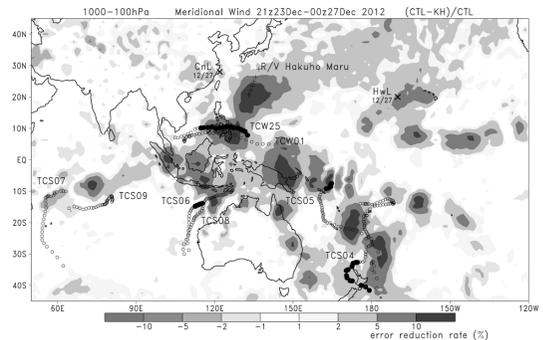


図 2. 2012 年 12 月 23-27 日、1000-100hPa 平均した南北風の解析誤差減少率。黒丸は熱帯低気圧の経路。

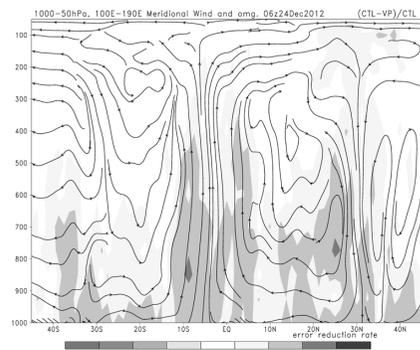


図 3. 2012 年 12 月 24 日 06UTC の  $100^{\circ}\text{E}-170^{\circ}\text{W}$  で平均した南北風の解析誤差減少率の緯度高度断面。

**謝辞** 観測にご協力頂いた白鳳丸 KH-12-6 航海関係者の皆様に心より御礼申し上げます。

## 海陸の気温コントラストがスマトラ島上の対流日変化に対する影響

伍 培明<sup>1</sup>・Dodi Ardiansyah<sup>2</sup>・服部 美紀<sup>1</sup>・森 修一<sup>1</sup>・Fadli Syamsudin<sup>3</sup>・米山 邦夫<sup>1</sup>

(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** 陸は、海よりも熱容量が小さいために、海陸の温度差により海陸風循環ができ、局地天候に影響することはよく知られているが、赤道季節内振動 (MJO) に伴う対流活発な位相が東進する時に、海洋大陸の島々が通過する対流システムにどのような影響を与えているのかはまだ解明していない。そこで、本研究ではスマトラ島西岸で海陸気温差の現地観測を行うと共に、その海陸の温度差がスマトラ島上の対流日変化に対する影響を解明することを目的とする。

**2. 観測** 2015年11月から12月にかけて「Pre-YMC」と名付けた陸地と海上の同時集中観測が実施され、スマトラ島西岸陸地のベンクル (Bengkulu, 3° 51' 30" S 102° 20' 11" E) と、海岸からおおよそ50キロ沖の海上で観測船「みらい」により、地上気象観測、ゾンデによる高層気象観測などを行い、海面水温、気温、湿度、風向・風速の時間変化などのデータを取得した。

**3. 結果** 2015年11月23日から12月17日にかけて陸地と海上の同時観測で得られた気温の時間変化を図1に示す。温度日変化の振幅は、陸のほうが大きい。日中には陸地の温度が高く、夜間には海上の温度が高い。日中は海から陸に向かって吹く海風の収束により、しばしば島上に午後から夕方にかけて強い対流をもたらした (図略)。注目すべきことに、海陸の気温差は日中より、夜間の方が大きい。また、MJOに伴う対流活発な位相が海洋大陸を通過中の12月中旬にも同じような気温の日変化を示した (12月16日除く)。

12月15日午前7時に気象衛星で観測されたスマトラ島付近の赤外画像 (図2) から、対流が島上で抑制されていたことが分かる。MJOに伴う対流活発な位相が海洋大陸西部を東進期間中の12月13~16日の雲画像から、島上で対流の抑制は早朝から午前にかけて顕著に見られた (図略)。

図3に12月15日で観測された海上の気温、陸地 (Bengkulu) の気温と風の時間変化を示す。陸上では気温が顕著な日変化を示した。深夜から午前8時頃までに陸より海上の気温が高く、陸から海に向かって吹く北東の風が観測された。風が海岸から沖に向かう結果、島上では風の発散域となるために、対流が抑制されたと考えられる。

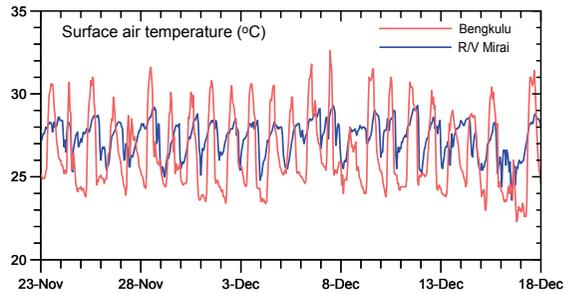


図1. 2015年11月23日~12月17日スマトラ島西岸の陸地 (Bengkulu) と50キロ沖の海上 (観測船「みらい」) で観測された気温の時間変化。

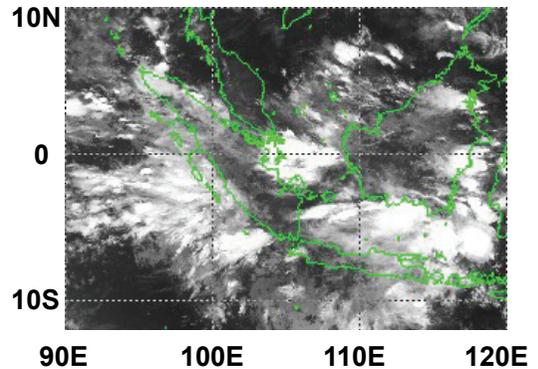


図2. 2015年12月15日07:00 (地方標準時) の気象衛星「ひまわり8号」によるスマトラ島付近の赤外画像 (B13)。

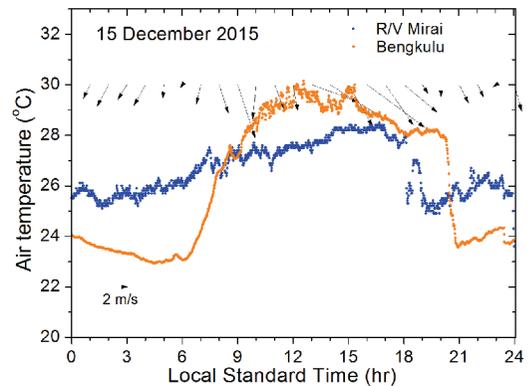


図3. 2015年12月15日スマトラ西岸で観測された海上 (観測船「みらい」) の気温、陸地 (Bengkulu) の気温と風 (矢印) の時間変化。

# Testing the hypothesis that the MJO of pre-YMC can be explained by the seasonal transition of SST

Tamaki Suematsu<sup>1,2</sup>, Ayuko Kobayashi<sup>1</sup>, Hiroaki Miura<sup>1</sup>

<sup>1</sup>The University of Tokyo, <sup>2</sup>Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

The Madden-Julian Oscillation is the dominant mode of intraseasonal variability in the tropics (Madden and Julian 1972). It is known to be composed of convective activities in various space and temporal scales. Here we investigate whether there is a component of the MJO which is independent from the atmospheric dynamics that can be explained solely by the lower boundary condition given by the sea surface. In Neelin and Held (1987; NH87), they make a simple two-layer model of climatological tropical convergence and precipitation diagnosed from sea surface temperature (SST) and surface latent heat flux. As the NH87 model is intended to estimate climatological precipitation means from the SST, we investigate for the component of the MJO dominated by the transition of the SST by making an assessment of an MJO event in the NH87 framework. The event assessed here is the observed MJO event during the pre-YMC observation campaign from Nov. to Dec. 2015.

During the pre-YMC campaign, an MJO event was observed as an outburst of low level westerlies around Dec. 13, 2015 from radiosonde observations from R/V Mirai stationed at 4-04S, 101-54E (Fig.1). This MJO is observed to initiate over the Indian Ocean around Dec.12, 2015 and propagate to the Western Pacific in around 30

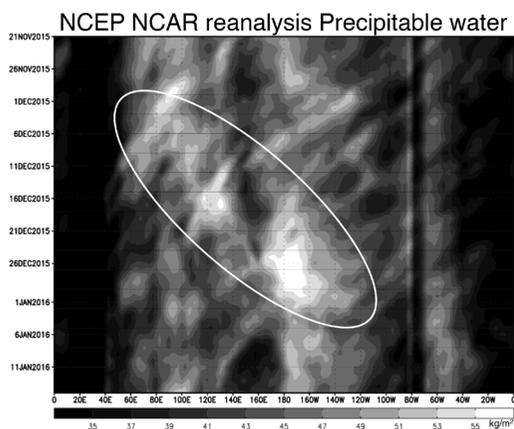


Fig. 2 15S-15N averaged time longitude plot of NCEP NCAR reanalysis 1 precipitable water

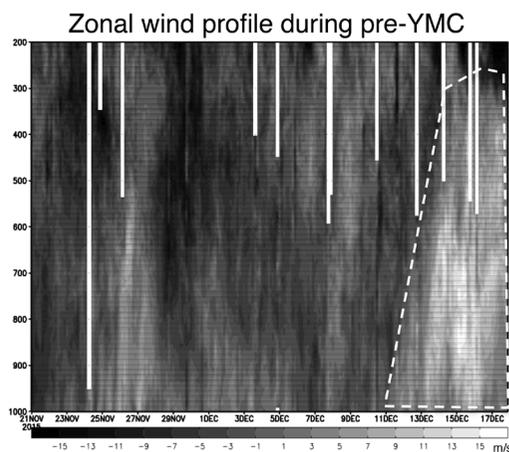


Fig. 1 Zonal wind profile from radiosonde observation during pre-YMC

days (Fig.2).

Following the NH87, we estimated the precipitation means using NOAA OISST V2 and latent heat flux values from NCEP NCAR reanalysis1 (Fig. 3). The NH87 precipitation succeeds in capturing some eastward propagating feature and major event in the end of Dec. The results imply that there are indeed components of the MJO that can be at least partially explained by the seasonal change of the sea surface conditions.

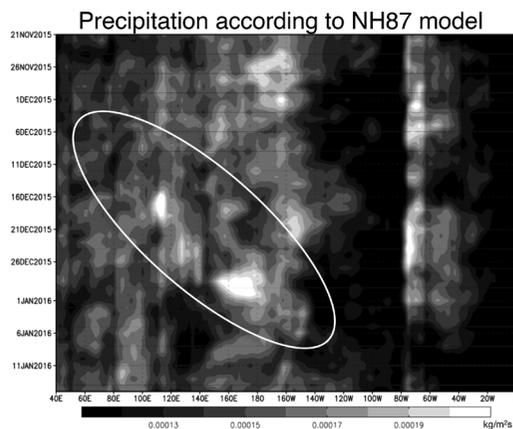


Fig.3 15S-15N averaged time longitude plot of precipitation calculated by NH87 model

## 放射対流準平衡実験における自己組織化前後の対流特徴の変化

松岸修平・三浦裕亮（東大院理）

## 1. はじめに

熱帯大気を理想化した放射対流平衡系を対象として、雲解像モデルによる対流活動の研究が行われている。放射対流平衡実験においては、水平非一様な外部強制が無いにもかかわらず、雲が自発的に集合化（局在化）することがあり、自己組織化と呼ばれる(Bretherton et al., 2005)。自己組織化の発生には、領域面積、海面水温、水平解像度などが寄与することが知られているが、自己組織化の選択理由そのものは分かっていない。自己組織化後には系が乾燥し、降水量も増加する。組織化前後の状態が大きく異なるため、その遷移の理由を知ることは興味深く、積雲パラメタリゼーション研究のためにも必要である。本発表では、組織化前後の対流の変化について示す。

## 2. モデルと手法

雲解像モデルとして理化学研究所のSCALE-RM (Nishizawa et al., 2015; Sato et al., 2015) を利用した。水平格子間隔は4km、領域面積は512km×512kmで、鉛直層数80、モデル上端は40kmとした。太陽定数は固定し、側面は周期境界条件、下部境界には海面を仮定しSST固定とした。小領域で温度・水蒸気をスピナップし、水平平均にランダムノイズを加えて初期値とした。標準実験ではSSTを292Kから310Kまで2Kおきに变化させ、それぞれ90日間積分した。また、放射冷却率を一定とする感度実験を行った。

## 3. 結果

SSTが304K以上の場合に自己組織化が起こった。組織化前はCAPEが大きく個々の対流が独立して起こっていたが、組織化後はCAPEがほぼ消失し水平方向の大きな循環に個々の対流雲が埋め込ま

れるように変化した。図1を見ると、組織化前は高度6km付近に鉛直風の顕著なピークがあり、対流性の雲の特徴であるが、組織化後は鉛直風速が3m/s前後の領域が高度4km-14kmにかけて広く分布している。

領域平均の雲水量は増加し、雲氷量は減少した。凝結物(ただし雨を除く)混合比 $1. \text{e-}6 \text{ kg/kg}$ 以上の雲グリッド内の平均凝結物混合比の組織化前後の変化(図2)を見ると、組織化後は最下層で雨が増加し、全体的に雲水と霰が減少している。一方で、雲氷と雪は増加しているが雲頂は低くなる。先行研究と同様に、放射冷却率一定でも自己組織化が起こり、対流の特徴の変化は標準実験と共通していた。この結果は、放射と雲あるいは水蒸気の相互作用が自己組織化の本質であるとの仮説を支持しないため、さらなる研究が必要である。

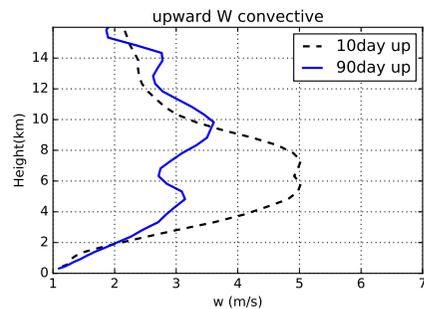


図1 1m/s以上の鉛直風の領域平均(5日平均) 破線:組織化前、実線:組織化後 縦軸:高さ横軸:鉛直風速

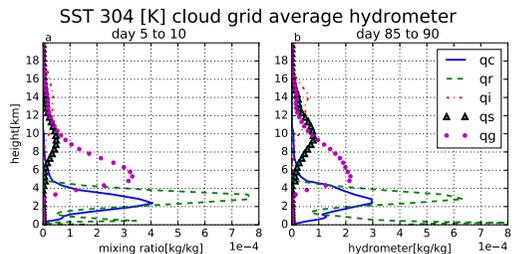


図2 凝固物の鉛直分布 左:組織化前 右:組織化後

# 温度・鉛直シア・惑星渦度のパラメータ空間における低気圧の理想化実験

\* 柳瀬 亘・新野 宏 (東大/AORI)

## 1. はじめに

多様な低気圧のグローバルな分布を理解するためには、代表的な低気圧である熱帯低気圧(熱低)と温帯低気圧(温低)の振舞いに加え、熱帯と温帯の間(亜熱帯)の環境場での低気圧の振舞いの理解も重要である。亜熱帯での低気圧に関しては、夏季の南インド洋のように不活発な海域もあれば、秋季の北大西洋西部のようにハイブリッド低気圧(熱低と温低の両方の性質を併せ持つ低気圧)が発達する海域もある。

ハイブリッド低気圧は温度と傾圧性(水平温度勾配とそれに温度風バランスする鉛直シア)の両方がある程度高い環境場で、凝結過程と傾圧過程の相互作用によって発達すると考えられるが、その相互作用の仕方についても体系的な理解が必要である。例えば、温低に凝結過程が加わると発達が促進されるが、一方で、熱低に鉛直シアが加わると発達が抑制される。また、メソスケールではあるがポーラーロウにおいては、鉛直シアが無いときは熱低に似た特徴を示すが、鉛直シアを増加させると発達は促進される(Yanase and Niino, 2007, JAS)。このように、凝結過程と傾圧過程の相互作用が低気圧の発達にとって有利か不利かは自明ではない。

Yanase and Niino (2015, JAS)や柳瀬・新野(2016年度秋季大会)では、低気圧の発達と環境場との関係を理解するため、異なる緯度・経度の気候値を環境場として与えた理想化実験を行い、夏季の南インド洋や秋季の北大西洋における低気圧の発達の分布を再現するとともに、環境場の要因の中でも温度・鉛直シア・惑星渦度が特に大きな役割を担っていることを示した。しかしながら、各海域の気候値を与える実験では環境場の複数の要因が同時に変化するため、各要因の役割を個別に理解することは困難であった。そこで、本研究では気候場を単純化した環境場を設計し、温度・鉛直シア・惑星渦度だけをパラメータとして変化させる理想化実験を行い、各環境場の要因の役割の体系的な理解を試みた。

## 2. 方法

本研究では理想化実験用に改良した気象庁非静力学モデル(JMANHM)を用いる。計算領域を東西8000km、南北3000km、鉛直約25kmにとり、東西境界は周期的、南北境界は断熱壁とする。水平格子間隔は10kmとし、雲水・雲氷・雨・雪・あられの混合比を予報する雲微物理スキームとKain-Fritschの積雲スキームを使用する。

変化させる環境場のパラメータは温位・東西風・惑星渦度である。温位は最下層での値を $T=280\text{K}$ ,  $285\text{K}$ ,  $290\text{K}$ ,  $295\text{K}$ の4通りで与え、温位の鉛直勾配は高度12kmまでを $4.5\text{K}/\text{km}$ 、それより上では $15\text{K}/\text{km}$ 、海面水温は最下層気温よりも $2\text{K}$ 高く与える。東西風は最下層で $0\text{m}/\text{s}$ とし、高度0kmから12kmまでの鉛直シアを $U=0, 10, 20\text{m}/\text{s}/10\text{km}$ の3通りで与え、高度12kmから14kmまでは風速一定、それより上では高度22kmで $0\text{m}/\text{s}$ となるよう線形に変化させる。惑星渦度は北極点での値を100%とし、 $F=25\%$ ,  $50\%$ ,  $75\%$ の3通りで与える(それぞれ約14度, 30度, 49度の緯度に対応)。

初期場には半径250kmで $10\text{m}/\text{s}$ の最大風速を持つ軸対称渦を下層に与え、その後の時間発達を調べる。

## 3. 結果

環境場の温位(T)・鉛直シア(U)・惑星渦度(F)を変化させたパラメータ空間における低気圧の発達とエネルギー源を図1に示す。熱帯の環境場に相当するT大U小F小の領域では凝結熱を主なエネルギー源とする低気圧が発達し(白丸)、熱帯低気圧に似たスパイラル状の雲分布を伴っている(図略)。温帯の環境場に相当するT小U大F大の領域では傾圧過程を第一のエネルギー源とする低気圧が発達し(黒丸)、温帯低気圧に似たコマ状の雲分布を伴っている(図略)。亜熱帯域に相当する $F=50\%$ では、温位か鉛直シアが大きければ秋季の北大西洋西部のように低気圧が発達するが、両者が小さければ夏季の南インド洋のように低気圧は発達しない。

温位が高いと凝結過程も大きくなるため、鉛直シアと惑星渦度を固定して見ると、温位は高い方が低気圧の発達に有利である。このことは、温帯低気圧に凝結熱が加わった場合に発達が大きくなることと整合的である。一方で、鉛直シアに伴う傾圧的なエネルギーは、温度風バランスにより惑星渦度に依存する。惑星渦度が小さい場合は鉛直シアは低気圧の発達を抑制する効果が強く、北インド洋のように夏季でも熱低が不活発になる場合がある。惑星渦度が大きい場合は鉛直シアは傾圧的に低気圧の発達を促進し、ポーラーロウの理想化実験の結果と整合的である。この境目は $F=50\%$ 付近にありそうであるが、実験設定にも依存するため、より多くの実験を行いロバストな結論を導く必要がある。

今回は速報的な結果を紹介する。当日は各低気圧の構造やエネルギー収支の詳細なども示す予定である。

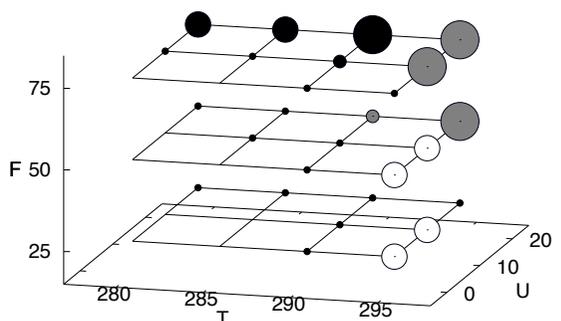


図1: 最下層温位 T(K)、鉛直シア U(m/s/10km)、惑星渦度 F(%) のパラメータ空間での低気圧の発達とエネルギー源。4段階の丸の大きさは中心気圧の深まり(東西平均からの偏差)を表し、大きなものから-30hPa以下、-20hPa以下、-10hPa以下の発達をした実験、および、殆ど発達しなかった実験に対応する。丸印の無い箇所は現在実験中であるが、低気圧は発達しないと予想される。低気圧が発達した実験に関しては、有効位置エネルギー生成における傾圧過程/凝結過程の比を色で示し、0.25以下を白、0.25~1を灰色、1以上を黒で表す。

# 台風と水蒸気コンベアベルトのフィードバック過程

\*藤原圭太, 川村隆一, 平田英隆, 川野哲也 (九大院・理)

## 1. はじめに

台風内部コアへの水蒸気の流入量は、その直下の海域からの蒸発量よりも台風外側領域から輸送される水蒸気量の方が多いことが言われている (Yang et al., 2011). 近年の研究で、台風は moisture conveyor belt (MCB) を介して、インド洋・南シナ海で蒸発する水蒸気を台風中心近傍まで集積できることが指摘されている (Kudo et al., 2014). また、この MCB が台風の発達に影響を及ぼしていることも指摘されており (Hegde et al., 2016)、台風と MCB の間にフィードバック過程 (便宜的に TC-MCB フィードバックと呼ぶ) が働いている可能性がある。2016 年度の秋季大会 (P169) では、CReSS (Tsuboki and Sakakibara 2002, 2007) によるインド洋海面水温 (SST) 感度実験を実施し、MCB の強化・弱化に対応して、インド洋・南シナ海から台風内部コア領域へ流入する湿潤空気塊の量が増加することを指摘した。

本発表では、2016 年度秋季大会で実施した SST 感度実験の結果を更に詳細に解析し、フィードバック過程の具体的な内容について報告する。解析対象とした台風は 2007 年の台風 4 号 (Man-ya) である。

## 2. 実験設定

初期値・境界値は、大気側には CFSR、海洋側には OISST を用いた。水平解像度は緯度  $0.05^\circ \times$  経度  $0.05^\circ$  で、計算期間は 7 月 9 日 00UTC から 5 日間とした。計算領域は  $EQ - 42.5^\circ N, 70^\circ E - 160^\circ E$  である。SST 感度実験では、インド洋 ( $EQ - 26^\circ N, 70^\circ E - 105^\circ E$ ) の SST を  $\pm 2^\circ C, \pm 3^\circ C$  変化させる。SST 昇温実験を WR (Warm Run)、SST 降温を CR (Cool Run)、SST 標準実験を CNTL (Control Run) と定義する。ただし、インド洋と西部太平洋間の SST の不連続性をなくすため、以下の関数を用いて SST を変化させる。

$$SST(x) = SST_{ori} - \frac{\Delta T}{2} \left[ \tanh\left(\frac{x - 112.5}{5}\right) - 1 \right]$$

( $SST_{ori}$ : SST 観測値,  $\Delta T$ : 与える SST 偏差,  $x$ : 経度)

## 3. MCB を介した水蒸気長距離輸送

MCB は、インド洋・南シナ海上のモンスーン西風に伴う水蒸気フラックスと台風のロスビー波応答に伴う水蒸気フラックスが接続することで形成される。その際に、MCB 直下の海域では蒸発が活発化する。結果として、MCB によって輸送される空気塊は、水蒸気供給による変質を受け、湿潤化が促進される。湿潤空気塊は、その後、台風内部コア領域で強い潜熱加熱を誘起し、台風の発達に影響を与えている可能性があることが、前方及び後方流跡線解析で明らかとなった。

## 4. MCB の断裂と台風

SST 感度実験の結果、台風は WR で発達抑制傾向を示した。このとき WR では MCB の断裂が見られると同時に、インド洋・南シナ海から台風システム内へ流入する湿潤空気塊は減少していた。CR では、逆の傾向が見られており、先述のフィードバック過程を支持する結果が得られた。また、

台風近傍から台風内部コア領域へ流入する湿潤空気塊の量にも差が見られた。 $+3^\circ C$  の WR (WR3) と比較すると、 $-3^\circ C$  の CR (CR3) は大気境界層内のインフローが強く、また風速  $10 \text{ m s}^{-1}$  以上のインフローの領域も  $100 \text{ km}$  以上広がっている (図 1)。 $+2^\circ C$  の WR (WR2) や  $-2^\circ C$  の CR (CR2) にも同様な傾向が確認できるため、CR では、MCB 経由の湿潤空気塊を台風内部コア領域へ効率的に輸送することが可能であると考えられる。

## 5. まとめ

CReSS を用いた SST 感度実験を実施し、TC-MCB フィードバック過程の検証を行った。その結果、MCB の強化・弱化に対応した台風内部コア領域への湿潤空気塊の流入量の変化、台風強度の変化が見られた。また、インフロー等の台風の内部構造にも違いが現れた。それ故、台風の強度には MCB を介した remote process とインフローを介した local process の双方が影響している可能性がある。今後はフィードバック過程の更なる検証を進めると同時に、各感度実験間での西部太平洋からの湿潤空気塊の影響の違いも調査していく予定である。

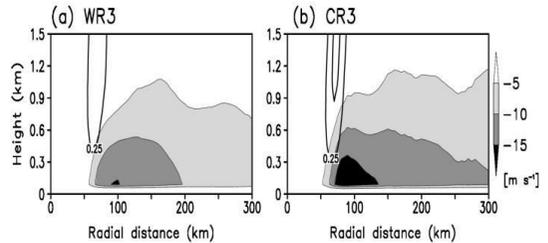


図1. 13日00UTCにおける方位角平均した動径風速 (陰影) と上昇流 (等値線) の半径-高度断面図

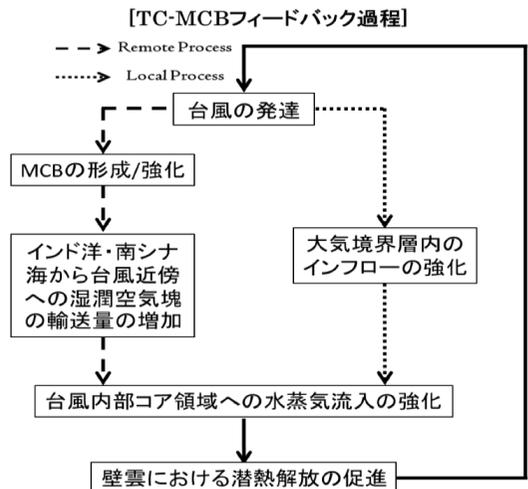


図2. TC-MCBフィードバック過程の概要図

# 高解像度大気モデルと結合モデルによる北西太平洋全域台風予測実験

伊藤耕介 (琉球大学), 沢田雅洋・山口宗彦 (気象研究所)

## 1. はじめに

台風予測の精度向上は、防災上、非常に重要な情報となる。Ito et al. (2015) は多数の高解像度モデル実験を実施することを通じて、日本付近を通過する台風に関し、高解像度大気モデルや全球モデルに比べて、高解像度大気海洋結合モデルによる予測は、強度の2-3日予報を20-40%程度改善させるものの進路予報にはほとんど影響を与えないことを示した。

本発表では、ポスト「京」重点課題4の枠組みで、計算領域を北西太平洋全域(図1a)に拡大し、2012-2014年の台風全てに対して1日おきに420回の進路・強度予測を実施した結果について報告する。本研究では、高解像度大気モデル及び結合モデルを北西太平洋全域の多数の台風予測に適用しているため、さまざまなステージ・季節の台風に対し、非静力学高解像度モデルや結合モデルの予測性能を比較・評価することが可能となる。

## 2. 数値モデル

本研究で高解像度モデルとして利用したのは、気象庁非静力学大気モデルNHMである。設定は気象庁現業メソモデルとほぼ同じで、水平格子点間隔は5kmとし雲物理パラメタリゼーションとして修正Kain-Fritschスキームを採用している。大気海洋結合モデルは、Ito et al. (2015)と同じで、Price et al. (1986)の鉛直1次元混合層モデルを下端境界にくっつけたものである。結合方法としては、大気側から海洋側へは海面風速、短波・長波放射を与え、海洋モデルを駆動したのち海洋側から大気側へは海面水温を返す。海洋モデルの時間ステップは10分であり、結合時間間隔も10分である。

大気側の初期値・境界値は気象庁全球モデルGSMの解析値・予報値を緯度経度方向に0.5°間隔に内挿したもの(京都大学生存圏研究所のデータベースから取得; 0.5°×0.5°格子)を利用した。この解像度では台風強度を再現するには不十分であるため、特に計算開始直後において台風は弱く再現される傾向にある。海洋内部の設定に関しては、Ito et al. (2015)の設定を踏襲したが、本研究で利用するWOA気候値データセットは高解像度版(0.25°×0.25°格子)のものを用いている。

## 3. 結果と考察

進路予測に関して検証した結果(図1b), 初期時刻や予報開始直後においては、GSMに比べて解析・予測精度が悪くなっていた。これは、初期値のデータセットが低解像度であることが原因だと考えられる。一方、予報時間が24-48時間するときには、全球モデルGSMに比べて高解像度大気モデル・結合モデルの方が5-7kmほど予報誤差が小さくなっていった。海洋モデルを結合した影響は進路予測の精度にはほとんど見られなかった。モデルの北進バイアスが顕著な事例については改善が顕著に見られた。また、高解像度モデルで計算を行う場合には、局所的な海面更正気圧の極小値が見られることがあるため、

Braun (2002) に従い、大域的な海面更正気圧の最低値をモデルにおける台風の中心位置としたところ、概ね1%程度の予測精度の改善が見られた(図は省略)。

最低中心気圧の変化傾向は高解像度結合モデルとベストトラックデータとの間で最も高い相関を示すことが分かった(図1c)。このことは、高解像度大気海洋結合モデルの強度予測に対する有効性を改めて示すものである。一方、最低中心気圧の予測誤差の二乗平均平方根(RMSE)を他のモデルとも比較してみると(図1d)、高解像度大気モデルの方がわずかながら良い性能を示していた。これは、結合モデルで再現される台風強度は全体的に弱いというバイアスがあるため、適切なバイアス補正を施せば結合モデルが最もよい予測精度を出すことが期待される。また、今回検証したモデルの強度予測精度は、強い台風の予測に適したデータ同化を用いていないにもかかわらず米国NCEPのHWRFとも遜色のない性能を示していた。

## 謝辞

本研究はフラッグシップ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」の支援を受け、理化学研究所のスーパーコンピューター「京」を利用して得られたものです。また、科研費16K05556及び16H06311の助成を受けました。

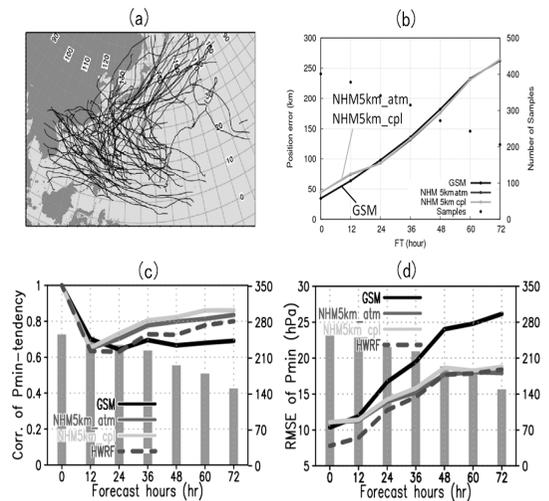


図1 (a) 計算領域と検証に用いた台風の進路(ベストトラック) (b) 進路予測誤差 (c) 予測とベストトラックにおける中心気圧変化の相関係数 (d) 中心気圧予測誤差。ただし、(c)(d)については、初期時刻においてモデルの台風の中心気圧が30hPa以上弱く再現されていた場合を除いている。検証は気象庁ベストトラックに対するもの。(b-d)の右軸は事例数。

# 猛烈な台風の強度に関する「波しぶき水平輸送」仮説

伊藤耕介・神田昇汰 (琉球大), 高垣直尚 (兵庫県立大)

## 1. はじめに

猛烈で最大風速半径の小さな台風の強度は、水平格子点間隔を 1km 程とし、壁雲を解像するモデルでも再現が難しい。このことは、既存の物理モデルに何らかの物理過程が含まれていないという可能性を想起させる。本研究では、波しぶきの水平輸送がその一つであるという仮説を提案し、数値実験により効果を検証する。

既存のバルクモデルでは、海面を通じた水蒸気供給を局所的な風速と比湿の関数として与える。しかし、現実の台風状況下においては、液滴である波しぶきが生成され、これが吹込みによって中心に向かって移動しながら徐々に蒸発していくはずである。絶対角運動量保存の法則により、中心に近いところで対流が起こるほど最大風速は強くなるため、この「波しぶきの水平輸送」は台風を強めるように働くと考えられる。

## 2. 数値モデル

数値実験には非静力学軸対称台風モデル (Rotunno and Emanuel, 1987) に海洋混合の効果を検討した結合モデル (Ito et al., 2010) を用いる。計算領域は水平方向に 2000 km、鉛直方向に 25 km、水平格子点間隔は 2.5 km、鉛直格子点間隔は 0.625 km である。積分期間は 15 日間、初期の海面水温は 27.5 °C、海洋混合層深は 30 m とした。

はじめに、液滴の初期粒径を 50 μm、塩濃度を 34 psu として、液滴の滞空時間  $\tau_f$ 、蒸発の時間スケール  $\tau_r$ 、波しぶきの海面落下時における粒径  $R_f$  を気圧・相対湿度・気温・海面水温・海面風速の関数として表す参照テーブルを Andreas (2008) の微物理モデルに基づいて作成する。そして、これに層モデルの大気最下層における値を与えて  $\tau_f, \tau_r, R_f$  を呼び出す。ただし、微物理モデルでは塩の溶解による蒸気圧降下を考慮しているため、結合モデルの湿度  $r\%$  を湿度 0.98 $r\%$  に読み替えて値を呼び出す。波しぶき混合比  $S$  の時間発展は、以下の式で表す。

$$\frac{\partial S}{\partial t} = F - \frac{1}{r} \frac{\partial (ruS)}{\partial r} - \frac{1}{\tau_r} S \quad (1)$$

ここで、 $r$  は半径、 $t$  は時間、 $u$  は動径風速であり、右辺第一項は生成項、第二項は移流項、第三項は水蒸気への変換項を表す。生成項は Andreas (2008) に基づいて構築し、液滴のまま落下して水没する部分の質量は含めない。これに対応して、水蒸気混合比の時間発展には、

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} = \dots + \frac{1}{\tau_r} S \quad (2)$$

という項が付け加わる。波しぶき混合比は、大気モデルの最下層だけで考慮し、拡散や鉛直移流は考えない。

本研究では、波しぶきを考慮しない実験 (NoSS)、波しぶきが局所的な水蒸気供給増加に寄与する実験 (SS\_NoTrans)、波しぶきが輸送されながら水蒸気供給増加に寄与する実験 (SS\_Trans) の 3 種類を比較する。また、以下では、各 40 回のアンサンブル実験の平均値を示す。

## 3. 結果と考察

数値実験の結果、準定常状態 ( $t=260-360$  h) において、SS\_Trans では最大風速が 97.9 m/s (最低海面気圧は 894 hPa) だったのに対し、SS\_NoTrans では 87.5 m/s (919 hPa)、NoSS では 80.7 m/s (933 hPa) となり、波しぶきの水平輸送は猛烈な台風の強度を著しく強める効果を持つことが分かった。波しぶきの水平輸送を導入すると最大風速半径は 16.1 km から 14.0 km へと減少し、その減少率 13.4% は、最大風速の増加率 11.9% に近い。このことは、絶対角運動量保存の法則から理解できる。

液滴の滞空時間は概ね風速が 50 m を超える内部コア領域で 1 分を超え、水平移動距離も 2 km 以上であった。ただし、風速 40 m s<sup>-1</sup> を超えた場合の液滴の挙動はほとんど観測例がないため、定量的評価には不確実性が残るが、本研究は猛烈な台風強度の再現には、波しぶきの水平輸送を考慮する必要性があることを示唆している。

## 謝辞

本研究は JSPS 科研費 16K13884 及び 16H06311 の助成を受けたものです。

## 参考文献

- [1] Andreas, 2008: *JPO*, **38**, 1581–1596.
- [2] Ito et al., 2010: *SOLA*, **6**, 13–16.
- [3] Rotunno and Emanuel, 1987: *JAS*, **44**, 542–561.

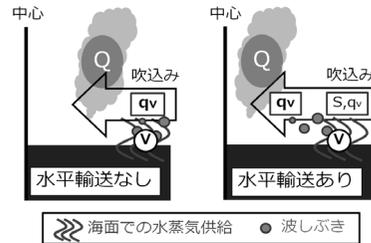


図 1 波しぶきの水平輸送を考慮しない場合と考慮する場合。

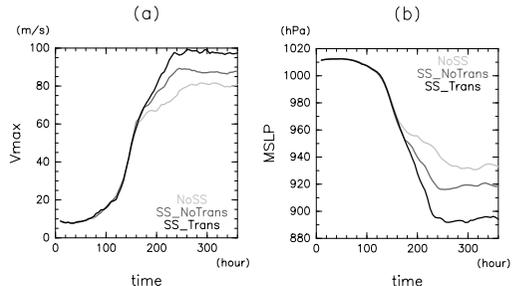


図 2 各実験における (a) 最大風速と (b) 最低海面気圧の時系列。

## コンセンサス手法による台風強度予報ガイドンスの開発

山口 宗彦<sup>1</sup>、嶋田 宇大<sup>1</sup>、入口 武史<sup>1</sup>、沢田 雅洋<sup>1,2</sup>、大和田 浩美<sup>3</sup>

(1:気象研台風研究部, 2:NCEP, 3:気象庁数値予報課)

### はじめに

台風の移動に関する予報精度は着実に向上している一方、中心気圧や最大風速など台風の強度に関する予報精度は過去数十年目立った改善が得られていない(例えば、Ito 2016, SOLA)。熱帯低気圧強度予報の改善は、気象庁のみならず世界の現業予報センター、及び研究コミュニティの課題である。

米国では、熱帯低気圧強度予報の改善を目指して簡易軸対象モデルや統計・力学的な手法によるガイドンスの開発を行っており、一定の成果を得ている(例えば、DeMaria et al. 2014, BAMS)。そこでこれらのガイドンスの気象庁における利用可能性をこれまで調査してきた。例えば、Shimada et al. (2017)、大和田他(2016)はSHIPS、入口他(2016)はLGEM、沢田他(2014, 2015)はCHIPSと呼ばれるガイドンスの有効性を示した。

本調査では上記3つのガイドンスに、気象庁全球モデル(GSM)、及び現業の気象庁台風強度予報で利用されているSHIFOR(統計モデル)を加えて、全5つの予報結果を用いてアンサンブル平均予報(コンセンサス予報)を作成し、その利用可能性を調査する。コンセンサス予報を作成する際は、単純平均に加え、重み付き平均や、強度の初期時刻からの変化(傾向予報)を用いる。

### 個々のガイドンスの精度

2013~2015年の全台風、全初期時刻の予報(00, 06, 18UTC 初期時刻は予報時間3日まで、12UTC 初期時刻は5日まで)を対象として、GSM, CHIPS, SHIPS, LGEMの中心気圧の予報精度をSHIFORと比較した(表1)。SHIPSはどの予報時間でも改善率が20%を超え、LGEMも5日予報を除いて改善率が20%を超えている。一方、GSM, CHIPSは1日予報においてSHIFORよりも精度が悪く、これは初期時刻に存在する中心気圧の誤差が影響していると考えられる。

表1. GSM, CHIPS, SHIPS, LGEMによる台風強度予報(中心気圧)の平均二乗誤差のSHIFORに対する改善率(%)。

	1日予報	3日予報	5日予報
GSM	-56.3	-2.1	+1.4
CHIPS	-25.2	+2.6	-1.5
SHIPS	+22.9	+25.4	+21.9
LGEM	+23.2	+24.1	+8.0

### コンセンサス予報の精度

表2にGSM, CHIPS, SHIPS, LGEM, SHIFORの単純平均による強度予報のSHIFORに対する改善率を示す(表2の「単純」)。3,5日予報では個々のガイドンスで最も改善率の高かったSHIPSよりも改善したが、1日予報では改悪した。これは、GSM, CHIPSの初期時刻における誤差が影響していると考えられるため、予報値をそのまま使用する代わりに、解析された台風中心気圧に初期時刻からの強度変化を加えた値を予報値として検証を行った(表2の「単純+傾向予報」)。すると、改善率は30.4%となり、コンセンサス予報の有効性が認められた。

次に重み付き平均によるコンセンサス予報の有効性を調査した。重み付け平均では、3,5日予報において改善率がさらに上昇した(表2の「重み付き」)。さらに、傾向予報を用いた重み付きコンセンサス予報では1日予報において改善率が上昇することが分かった(表2の「重み付き+傾向予報」)。表3はGSM, CHIPS, SHIPS, LGEM, SHIFORのそれぞれの重みを表す。

表2. 表1と同じ。ただし、コンセンサス予報の検証(%)。

	1日予報	3日予報	5日予報
単純	+18.1	+27.5	+24.5
単純+傾向予報	+30.4	+24.3	+17.3
重み付き	+26.6	+29.2	+25.8
重み付き+傾向予報	+33.1	+28.5	+21.2

表3. 改善率が最大となる各ガイドンスの重み。

	GSM	CHIPS	SHIPS	LGEM	SHIFOR
1日予報	0.1	0.1	0.4	0.4	0.0
3日予報	0.2	0.1	0.3	0.4	0.0
5日予報	0.3	0.1	0.3	0.2	0.1

### まとめ

気象庁台風強度予報の改善を目指し、米国で現業利用されている様々なガイドンスの利用可能性を調査し、コンセンサス予報の有効性を検証した。結果、気象庁の台風強度予報を30%程度改善できる可能性があることが分かった。

## 雷放電及び超小型衛星を駆使した フィリピンにおける極端気象の監視・情報提供システムの開発

高橋幸弘<sup>1</sup>, \*久保田尚之<sup>2</sup>, 佐藤光輝<sup>1</sup>, 松本淳<sup>3</sup>, 山下幸三<sup>4</sup>, 吉田和哉<sup>5</sup>,

Joel S. Marciano<sup>6</sup>, Gay J. Perez<sup>7</sup>, Landrico U. Dalida Jr.<sup>8</sup>

1:北海道大学, 2:東京大学, 3: 首都大学東京, 4: サレジオ高専, 5: 東北大学,  
6:フィリピン先端科学技術研究所, 7:フィリピン大学ディリマン校, 8:フィリピン気象庁

### 1. はじめに

フィリピンでは集中豪雨による洪水被害が頻発し、台風は時として 1000 人を超える犠牲者を出す。どちらも積乱雲に起因または深く関係する現象であり、その高精度の監視と得られた情報の共有は、同国において大きな課題である。私たちは、JST と JICA のマッチングファンドである地球規模課題対応国際科学技術協力プログラムの研究課題「フィリピンにおける極端気象の監視・情報提供システムの開発」を 2017 年 4 月より走らせ、地上における雷放電観測と超小型衛星の運用を組み合わせ、これまでにない高い機動力をもった積乱雲監視体制を築くことを目的としている。日本でも将来的に豪雨や台風被害の拡大が懸念されており、積乱雲や台風被害が桁違いに大きなフィリピンで観測データを収集、解析することで、国内での監視や予測の改善にも繋げたいと考えている。

### 2. プロジェクトの概要

本プロジェクトでは 2017 年から 5 年間の計画で、フィリピン国内に観測網及び衛星運用施設の整備と、それによって取得されたデータの共有と解析するシステムを構築する。主たる新規技術は、地上での雷放電観測と超小型衛星による積乱雲の立体観測であり、それらを従来のレーダーや気象衛星、さらにはプロジェクト期間中に実施する気象ゾンデや航空機によるドロップゾンデ観測と組み合わせることで、監視精度を飛躍的に向上させることを目指す。ここでは、地上雷放電観測網と超小型衛星について述べる。

### 3. 雷放電観測網

雷放電が降雨や気流等積乱雲の活動を表す指標として有効であることは、この 15 年くらいの間に明らかになってきた。本研究グループは、国内 8 地点、東南アジアなど海外 10 地点に雷放電電波受信機を設置し、国内、東南アジア、及び全球の雷放電を計

測するシステムを構築し、落雷の位置評定と規模を表す電荷モーメントの推定方法の開発を行ってきた。全球観測では感度の様性を保証した雷放電頻度マップを作成できる唯一のグループであり、東南アジア地域の観測網としては世界唯一のシステムである。しかしながら、実利用の点では、世界をみても十分な観測体制が作られた訳ではない。本プロジェクトでは、フィリピン国内 10 カ所に常時データ取得、送信のできる VLF 電波受信機を設置し、フィリピン国内の雷放電の位置及び規模の推定をリアルタイムで行う。さらに、パラオ、グアムに設置した受信機のデータも活用し、台風発生海域の積乱雲活動を把握し、台風強度予測に資するデータの取得も行う。また VLF 受信機とは別に、マニラ首都圏に約 5km 間隔で 50 カ所程度の静電場観測網を構築し、積乱雲内部の電荷分離および放電の様子を立体的に把握する。日本国内での経験から、それによって降雨の 30 分前くらいから、豪雨の兆候を把握できる可能性があると考えている。観測ステーションは 1 カ所 50 万円程度、装置単体では数万円と安価であり、また装置として極めて簡便で堅牢であることも、開発途上国での展開に適している。日本国内での観測網の展開も視野にいれている。

### 3. 超小型衛星観測

本研究グループはフィリピンの開発した第 1 号衛星を、日本国内で共同開発し軌道上で運用を行っている。本プロジェクトでは、リアルタイムの雷放電情報などに基づき、衛星の姿勢を運用中に変えることでターゲットとなる積乱雲をカメラの視野に捉え立体撮影することで、積乱雲の規模と発達速度を推定することを目指す。こうして得られる画像は、範囲は限られるものの解像度は 10m から 100m 程度で、従来の気象衛星と相補的な関係であり、大きな威力を発揮すると期待される。

謝辞：本研究は、地球規模課題対応国際科学技術協力プログラム SATREPS の研究課題「フィリピンにおける極端気象の監視・情報提供システムの開発」により実施されている。

## デジタル放送波を用いた地表付近の屈折率推定

西田 圭吾<sup>1</sup>, 古本 淳一<sup>1,2</sup>, 津田 敏隆<sup>1</sup>, 東 邦昭<sup>3</sup>

1. 京都大学生存圏研究所
2. Advanced Radar Research Center, the University of Oklahoma
3. メトロウェザー株式会社.

## 1. 序論

局地的豪雨等の極端気象を解明するにあたって、水蒸気は多くの気象学的要因の中で重要な要因であることが知られている。水蒸気の鉛直方向のプロファイルは GPS 気象学によって求められるが、水平方向の観測手法は発展途上である。GPS 掩蔽法は水平方向の分解能が低いことが欠点としてあげられる。レーダーの反射波を用いた手法(Fabry, 1996)では下層大気屈折率・水蒸気情報を推定することができるものの、降雨の影響を受けることや観測方向の制限が問題であった。このような状況から天候に左右されず高い時間分解能をもつ水平方向の水蒸気観測手法の開発が求められる。

## 2. 提案手法

提案手法の目的はデジタル放送波の位相遅延を観測することで地表付近の屈折率の変動を捉えることである。中性大気屈折率は主に水蒸気の変動に支配される。今、送信機と受信機間の電波の伝搬を考える。受信機に達した時の電波の位相 $\Delta\phi$ は大気屈折率の変動 $\Delta n$ に依存し以下で得られる。

$$\Delta\phi = 2\pi f \Delta t = \frac{2\pi f r}{c} \Delta n$$

ここで  $f$  はデジタル放送波の周波数、 $t$  は時間、 $r$  は送受信機間の距離である。しかし受信位相は送受信機の発振器の雑音に大きく影響され、その大きさは屈折率の変動よりも大きい。そのため電波伝搬遅延を用いた水平方向の屈折率観測は Fabry 氏の手法のように反射波を用いて送受信機両方の発振器雑音をキャンセルしなければ困難であった。

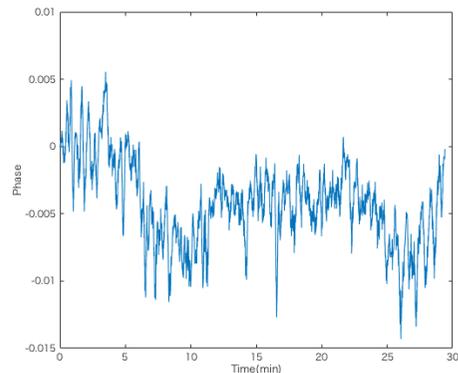
本研究はこの発振器雑音を軽減することを目指す。提案手法では振幅・位相が一定の信号のパイロット信号を使用する。日本のデジタル放送波の方式である ISDB-T で伝送される OFDM スペクトルには時間・周波数方向で多数の SP(Scattered Pilot)が分散配置されている。そこで GPS 気象学の考え方を応用して SP を多周波利用すること、さらに周波数の組み合わせを数多くとることで観測データ数を増やし、送受信機の発振器雑音を軽減できると考えた。

この手法は OFDM 等のマルチキャリア伝送方式に適用できる。携帯回線への適用は通信の秘匿性の観点から困難であるものの、デジタル放送波の方式としてマルチキャリア伝送を採用する国が増えているため、今後も広く応用できると考えられる。

## 3. 観測システム誤差評価実験

京都大学宇治キャンパスにおいて生駒送信所から伝送されるデジタル放送波の受信システムを構築し、提案手法を実

装した。実証実験に先立って受信機システムの誤差評価実験を行った。2つの受信システムを用意しそれぞれで導出される位相変動を比較し、その差をシステム誤差とする。観測システム誤差の変動は図1のようになった。



図

## 1. 観測システム誤差の時系列データ

## 4. まとめ

比較値として集中豪雨が起こる時に変化する大気遅延の変動量(Oigawa et al, 2015)からこの観測で想定される位相変動量を計算すると 0.018rad/10min となる。現状の観測システムではエラーバーが大きいため、今後は信号処理部を改良して位相観測精度を上げる。実証実験を行い屈折率の観測データを地上観測機と比較する。

## 5. 謝辞

本研究を進めるにあたって観測受信機の提供、ソフトウェア開発における助言をいただいた日本ナショナルインスツルメンツの竹内淳一氏に深謝いたします。

## 6. 参考文献

1. F.Fabry, C.Frush, I.Zawadzki, A.Kilambi, On the Extraction of Near-Surface Index of Refraction Using Radar Phase Measurements from Ground Targets, 1996
2. Association of Radio Industries and Businesses, Transmission System for Digital Terrestrial Television Broadcasting, 2014
3. M.Oigawa, E.Realini, T.Tsuda, Study of Water Vapor Variations Associated with Meso- $\gamma$  Scale Convection: Comparison between GNSS and Non-Hydrostatic Model Data, SOLA, Vol.11, pp. 27-30, 2015

# 地デジ放送波の複数の反射波を用いた水蒸気推定

\*川村 誠治、太田 弘毅、花土 弘、山本 真之、志賀 信泰、木戸 耕太、安田 哲、後藤 忠広、市川 隆一、雨谷 純、今村 國康、藤枝 美穂、岩井 宏徳、杉谷 茂夫、井口 俊夫  
(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観測システムの研究に取り組んでいる。局地的大雨の場合雨が降り出してから被害発生までの時間間隔が短いため、有効な予測・防災情報提供のためには雨の前からその兆候を感知することが重要である。本研究では、小型観測装置を多点展開して面的に広範囲をカバーするシステムの開発を目指している。本システムで計測できるのは水蒸気による電波の伝搬遅延であり、データ同化に耐え得るデータの取得を具体的な目標の一つと考えている。

## 2. 提案する測定システム

有効な観測のためには数十 ps 以上の精度で伝搬遅延を精密測定する必要があり、放送局や受信地点の局部発振器の位相雑音は大きな誤差要因となる。これを解決するため、2 つの観測手法を提案している。一つ目(手法 a) は、電波塔を含む直線上に2つの受信点を設け、それぞれの局部発振器を高精度に同期させるといものである。それぞれの地点で測定した伝搬遅延(位相変動)には電波塔と受信局それぞれの局部発振器の位相雑音が含まれているが、両者の差を取ることで電波塔側局部発振器の位相雑音を相殺することができる。残った2地点間の局部発振器の位相変動差を同期により相殺することで水蒸気量を推定する。二つ目(手法 b) は、直達波と反射波を同時に一カ所で測定するというものである。電波塔と受信地点を含む直線上で、受信地点から電波塔と反対方向に反射体がある場合、受信地点において直達波と反射波を同時に受信することができる。測定は受信地点の一つの局部発振器を用いて行われるため同期は不要で、直達波と反射波の差を取るだけで受信地点と反射体との往復分の伝搬遅延が測定できる。現在手法 a に関しては、光ファイバーを利用した局部発振器の同期を実現して実証実験を行

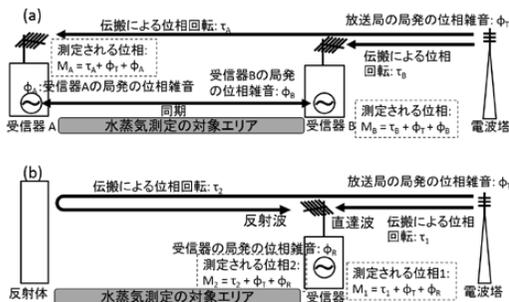


図 1. 提案する水蒸気推定の観測配置

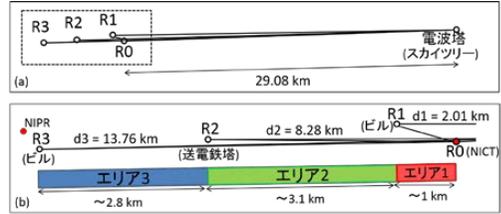


図 2. 反射波を用いた実証実験の配置図

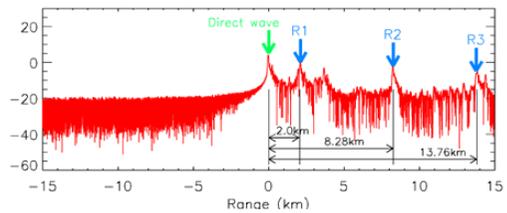


図 3. 図 2 の配置で得られる遅延プロファイルの一例

っているところである。手法 b については既にリアルタイムの測定を継続しており、本発表では主にその結果について報告する。

## 3. 反射波を用いた試験観測

NICT 小金井においてスカイツリーからの直達波と反射波を受信する実証実験を行っている。その観測配置を図 2 に示す。この配置で反射波を3つ特定することができた。このときの遅延プロファイルの一例を図 3 に示す。直達波と反射波3つのそれぞれの位相変動から算出した各エリアの伝搬遅延を図 4 に示す。これらの伝搬遅延は地上気象の観測値から計算される伝搬遅延と良く一致しており、観測結果の妥当性を示している。本発表では、考えうる誤差要因についても考察する予定である。

## 4. 今後の予定

反射波を用いた実験の検証を進めるとともに、データ同化におけるインパクト調査を進めたい。また、将来の多点展開を視野に、現在の装置をボードレベルに落とし込む小型化の検討も進める。

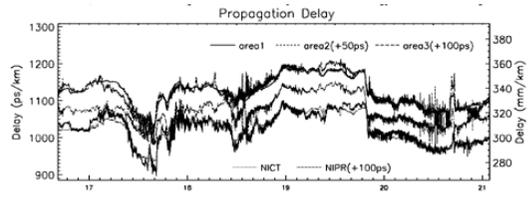


図 4. 観測結果の一例。各エリアの 1 km あたりの伝搬遅延を示している。

# MUレーダー実時間アダプティブクラッター抑圧システムの開発

久保田 匡亮(京大大学生存圏研究所)

橋口 浩之(京大大学生存圏研究所)

山本 衛(京大大学生存圏研究所)

万城 孝弘(現株式会社NTTデータ)

## 1 はじめに

大気レーダー観測において、地形性クラッター（山や建造物からのエコー）や航空機クラッター（航空機からのエコー）がしばしば問題となっている。クラッター抑圧手法として、NC-DCMP(Norm-Constrained and Directionally Constrained Minimization of Power)法が提案され、オフラインにおいてMUレーダー（中層・超高層大気観測用大型レーダー；Middle and Upper atmosphere radar）の実観測データに適用し、有効であることが実証されている[1]。本研究では、NC-DCMP法を用いて、MUレーダーの実観測データを実時間に処理するシステムの開発を検討する。本稿では、現在運用しているNC-DCMP法による実時間クラッター抑圧システムの評価を行い、ADS-B(Automatic Dependent Surveillance-Broadcast)を用いた新規抑圧システムの提案をする。

## 2 クラッター抑圧システム

現在運用中のクラッター抑圧システムは、2015年11月より運用を開始し、NC-DCMP法を用いてMUレーダーの実観測データを実時間に処理し、地形性クラッターの抑圧に効果を発揮している。NC-DCMP法とは、所望波の方向に対する応答を方向拘束により保ち、更にウェイトベクトルの大きさに関する拘束によりメインローブの形状を保持したまま、全体の出力を最小化するアダプティブアンテナの最適化アルゴリズムである。

航空機クラッターの混入した時間帯におけるNC-DCMP法の適用前後のドップラースペクトルを図1に示す。このようにNC-DCMP法は移動する目標に対しては高い効果を得られず、航空機クラッターを十分に抑圧することはできていない。そこで本稿では、NC-DCMP法を拡張した航空機クラッター抑圧手法を用いた新規抑圧システムの提案をする。先行研究において、航空機クラッターを抑圧する手法として2段階NC-DCMP法が提案されている[2]。2段階NC-DCMP法による航空機クラッター抑圧は、2つの手順からなる。まず、各時刻における航空機クラッターの到来方向を推定し、NC-DCMP法を用いて航空機クラッターを分離再生した後、元の受信信号から差し引く。次に再度NC-DCMP法を用いて地形性クラッターを抑圧する。この2段階NC-DCMP法を用いることで、地形性クラッターと航空機クラッターを抑圧することが可能である。先行研究では、オフライン検討のため上空を全探索し航空機クラッターの到来方向を推定していたが、本研究では実時間でクラッター抑圧システムの開発を目的としているため、ADS-Bを利用することで航空機クラッターの到来方向の探索範囲を限定することを検討する。

## 3 ADS-Bによる航空機位置情報の取得

ADS-Bは、GPS信号を用いて航空機が絶えず、精度の高い位置情報や高度などを放送するシステムである。先ほど述べた通り、ADS-Bを利用することで航空機クラッターの到来方向を限定することができる。ADS-Bで実際に取得した航空機の位置情報

とMUレーダーの観測データより取得したドップラースペクトルを図2に示す。このようにMUレーダーのレンジ13km付近に航空機クラッターが観測される。またADS-Bによって同時帯に取得したデータを解析すると、レンジ13km付近を飛行する航空機の位置情報が取得できており、MUレーダーにより観測されたエコーはこの航空機によるものと考えられる。

## 4 まとめと今後の課題

本稿では、MUレーダーにおける現行のクラッター抑圧システムについて述べ、航空機クラッターの抑圧が十分でないことを示した。その問題を解決するために、2段階NC-DCMP法とADS-Bを用いた新規クラッター抑圧システムを提案した。

今後の課題として、ADS-Bで取得した航空機の位置情報をアダプティブ処理に必要なタイミングで取得できるように $\alpha - \beta$ フィルタを用いた位置の予測を行う。また、実時間内での処理を行うために、新規抑圧システムの演算負荷の検討を行う。

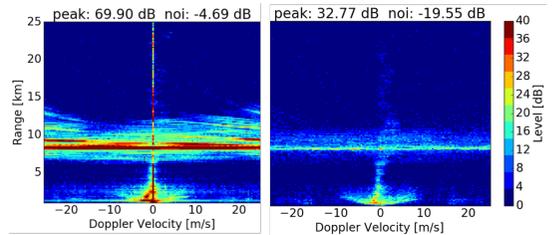


図1 航空機クラッター混入時のドップラースペクトル(左)、同データにNC-DCMP法を適用したドップラースペクトル(右)

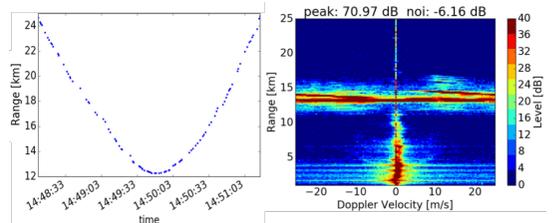


図2 ADS-Bにより取得したMUレーダーから航空機までの距離(左)、同時帯にMUレーダーにより取得したドップラースペクトル(右)

## 参考文献

- [1] K. Kamio, K. Nishimura, and T. Sato, "Adaptive sidelobe control for clutter rejection of atmospheric radars," *Annals Geophysicae*, pp.4005–4012, 2004.
- [2] 橋本大志, "南極大気レーダートレーニングシステムを用いた航空機クラッター抑圧," 京都大学情報学研究所通信情報システム専攻修士論文, 2012.

# ドップラーレーダーによる複雑地形上での風解析

山田芳則 (気象研)

## 1. はじめに

2000 年頃から複雑地形上における降水システム内の風解析がドップラーレーダーによって行われるようになってきた (e. g. Georgis et al. 2000; Chong et al. 2000)。日本の国土面積の約 70% を山地が占めることを考えれば、山地での降雪雲・降水雲の構造やこれらの雲と地形との相互作用を明らかにするためにも複雑地形上での風解析の方法を構築することが必要であろう。マルチドップラーレーダーによる解析手法を開発し、それを降雪雲の解析に適用した結果について報告する。

## 2. 風解析の方法

地形データは、「数値地図 50mメッシュ (標高)」(国土地理院) から風解析の水平解像度を与えて作成する。次に、この地形データを利用して CAPPI (基準高度からの等高度の平面上) 処理を行い、質量フラックスの保存を用いた MUSCA 法 (Chong and Cosma 2001) によって風速成分を算出する。その後、下層の水平風の鉛直分布を外挿して地表上の水平風速成分を計算し、この成分と地形の勾配とから地表上での鉛直流を計算する。この鉛直流を用いて、連続の式を鉛直上方に積分することで雲内の鉛直流を求める。以上のようにして計算された鉛直流の大きさが「不自然」な場合には、鉛直流を調節することが必要になる。この調節については、Georgis et al. の方法を少し改良したものを講演時に解説する。

## 3. バンド状降雪雲の解析例

開発した手法によって、札幌と新千歳空港レーダーのデータを用いて 2014 年 12 月 15 日に札幌に大雪をもたらした降雪雲内の 3 次元気流構造の解析を行った。水平と鉛直方向の空間解像度は、それぞれ 1 km, 0.5 km とし、最低の高度は地表から 0.7 km とした。この事例では風が適切に解析されていたと判断し、鉛直流の調整は行っていない。

山地上空では風上斜面上で比較的強い地形性上昇流が存在し (図 3)、海上での軸対称のような循環 (図 4) とは異なった構造が見られる。詳しい解析結果は講演時に紹介する。

謝辞: 本研究は、JSPS 科研費 26242036 の助成を受けたものです。地形データ作成プログラムは、「社会システム改革と研究開発の一体的推進 極端気象に強い都市創り」の研究で作成しました。札幌と新千歳空港レーダーデータは、気象庁観測部から提供していただきました。

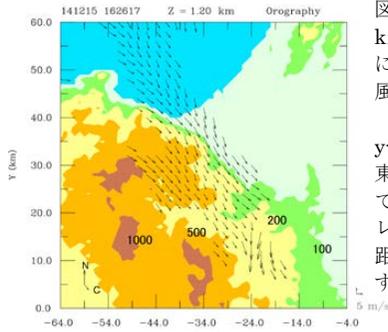


図 1 高度 1.2 km での地表面に相対的な水平風 (矢印) と地形 (陰影)。x- と y-軸はそれぞれ東西、南北方向で、新千歳空港レーダーからの距離 (km) を付す。1626 JST.

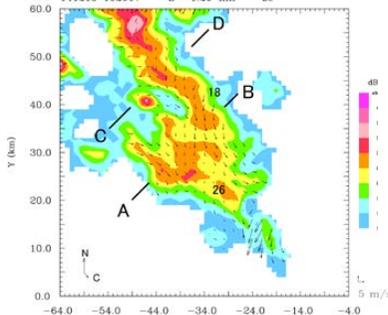


図 2 図 1 と同じ。ただし、システムに相対的な水平風 (矢印) と反射強度 (陰影: 4-dBZ ごと)。

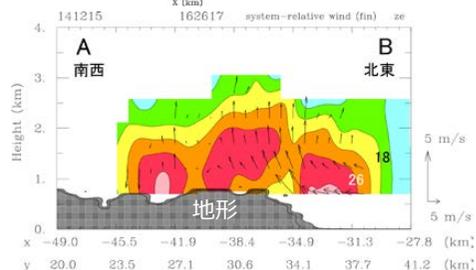


図 3 図 2 の直線 AB に沿った鉛直断面内の気流 (矢印) と反射強度 (陰影: 4-dBZ ごと)。水平風はシステムに相対的なもの。1626 JST.

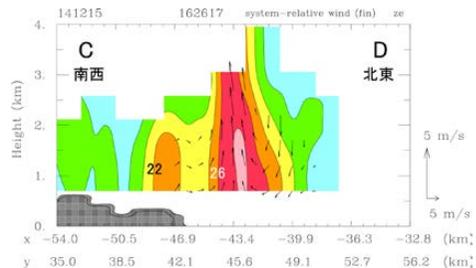


図 4 図 3 と同じ。ただし、直線 CD に沿った図。

### 参考文献

Georgis, J. F., F. Roux, and P. H. Hildebrand, 2000: Observation of precipitating systems over complex orography with meteorological Doppler radars: A feasibility study. *Meteor. Atmos. Phys.*, **72**, 185-202.

土地被覆分類を考慮したひまわり 8 号地表面温度プロダクトとその精度検証

\*1 山本 雄平・\*2 石川 裕彦・\*3 奥 勇一郎

(1:京大院理, 2:京都大学防災研究所, 3:兵庫県立大学)

1. はじめに

地表面温度 (LST) は大気陸面相互作用のキーパラメーターである。そのため、森林伐採や都市化による土地被覆変遷過程の把握や、その変化により生じる環境問題の解明に重要な役割を果たしている。衛星や航空機観測は、広域に均質な精度を有することから、これまで様々な衛星・航空機センサに LST 推定手法が適用されてきた。一方、次世代静止衛星であるひまわり 8 号は従来の静止衛星と比べ時間空間分解能が大幅に向上している。そのため LST 推定も、より精緻で精度の安定した手法の開発が望まれる。先行研究 (Li et al., 2013) より、LST 推定の精度向上には入力データである地表面射出率の推定誤差の軽減や、入力データの誤差に対して頑強な LST 算出式の考案が課題とされている。本研究では、地表面射出率の推定精度向上に焦点を当て、それを適用したひまわり 8 号 LST プロダクトの開発を行った。

2. LST 算出方法

従来のひまわりを用いた LST 推定では、土地被覆状況を土壌・植生・水域の 3 種に分類し、それぞれに代表的な表面射出率を与えていた (Takeuchi et al., 2012)。しかしながら、土壌や植生は、実際には様々な異なる放射特性を持つ要素で構成されているので、このような単純な地表面射出率を用いると LST の推定に大きな影響を及ぼす可能性がある。そこで本研究では、国土地理院より 2016 年に発行された土地被覆データ (GLCNMO2013) を用いることで被覆分類を 19 種に拡張し、地表面射出率推定精度の向上を図る。各土地被覆分類の地表面射出率は、実験室レベルで地表面素材の射出率計測が行われた射出率ライブラリ (MODIS UCSB emissivity library, ASTER spectral library) を利用し、観測バンド別に算出して割り振る。各観測画素の繁茂期・落葉期の区別や植生被覆率、雪面被覆率、水田の湛水状況などの土地被覆データで判別できない情報は、ひまわり 8 号の可視・近赤外反射率データを用いて判別する。また、植生域と都市域に関しては、木々や建物群の幾何構造が射出率に与える影響 (Cavity effect) も考慮する。そして得られた地表面射出率情報を LST 算出式に適用し、LST データを作成する。LST 算出式は、ひまわり 8 号観測域内のラジオゾンデ観測データ (TIGR database) と放射伝達モデルを用いて経験的に得られたものである。

3. 結果・まとめ

ひまわり 8 号の Band 13 における地表面射出率の推定誤差を図 1 に示す。地表面射出率の推定誤差は、放出率ライブラリの測定値、植生被覆率推定、植生・都市の幾何構造想定に仮想的な誤差を与え、それが射出率に与える大きさを評価した。図 1 より、class 16, 17 (裸地) と class 18 (都市) で推定誤差が大きく、1.6 % 程度に達することがわかった。これは GLCNMO の解像度 (500 m) では、土壌・岩石成分や屋根素材、建物群の幾何構造の多様性を表現することが困難であったことが主な原因である。しかしながら、現状においても LST 推定誤差は 1.5 K から 2.2 K 程度 (表 1) であり、LST の大きな時間空間変化特性を捉えるうえでは十分な精度をもつといえる。さらに本発表では、チベット高原で得られた地上観測データとの比較についても報告する予定である。

参考文献

Li et al., 2013: *Remote Sensing of Environment*, pp. 131, 14-37.  
Takeuchi et al. (2012): *Asian Journal of Geoinformatics*, 12 (2).

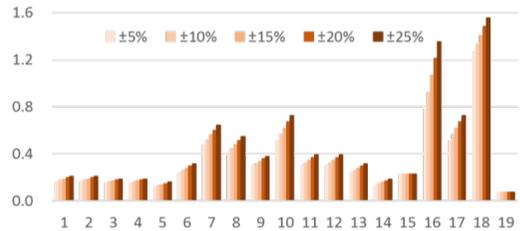


図 1. 繁茂期において植生被覆率の推定誤差が ±5 % から ±25 % 生じた際の、各土地被覆分類 (19 種) の Band 13 (10.4 μm) 地表面射出率相対誤差 (%)。

表 1. 入力データに誤差が生じた際の LST 推定誤差 (K)。入力データはひまわり 8 号の熱赤外 3 バンドにおける地表面射出率と輝度温度であり、地表面射出率(ε)は ±1.5%、輝度温度のノイズ(NEDT)は ±0.1 K を想定した。σRMSE は LST 算出式自体の推定誤差である。

Uncertainty	Satellite Zenith Angle (°)						
	0	10	20	30	40	50	60
σRMSE	0.60	0.60	0.62	0.65	0.71	0.81	1.01
σ <sub>ε<sub>10.4</sub></sub>	0.91	0.93	0.99	1.08	1.22	1.41	1.67
σ <sub>ε<sub>11.2</sub></sub>	0.72	0.70	0.62	0.48	0.26	0.06	0.52
σ <sub>ε<sub>12.4</sub></sub>	0.74	0.73	0.71	0.68	0.62	0.54	0.40
σNEDT <sub>10.4</sub>	0.19	0.19	0.21	0.23	0.27	0.33	0.42
σNEDT <sub>11.2</sub>	0.20	0.20	0.19	0.17	0.15	0.15	0.20
σNEDT <sub>12.4</sub>	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.21	0.20
σ <sub>total</sub> (K)	1.54	1.54	1.54	1.55	1.61	1.77	2.12

TDR法を用いた霜センサによる結霜と凍露の判別と発生環境  
 澁谷和樹\* (明治大学大学院農学研究科), 登尾浩助\*\* (明治大学農学部)

### 1. 背景

夜間の放射冷却によって、著しく低い気温に曝されることで、農作物が凍結し枯死することを凍霜害という。日本における農作物の凍霜害被害は決して小さくなく、面積当たりの被害額は48.7万円/ha (農林水産省, 2014年)と同年の鳥獣害被害と比べても倍以上に大きい。しかし、霜を検知できる優れたセンサが無く、霜の観測が目視でしか出来ないことが、野外での研究を困難とし、被害軽減の解決法となる凍霜害の実態の解明に至っていない。従来センサは精度を欠き易く、霜と結露の判別や小型化が難しいという問題があり、実用性のある優れたセンサを提供することが困難であった。そこで、物質によって異なる比誘電率 (水=80, 氷=3, 空気=1) を測定することで、検知部に付着した物質の判別が高精度で可能な、TDR (時間領域反射) 法を用いた TDR 霜センサの開発を行った。本研究では、農作物への影響が異なると考えられるため、凍霜害の実態解明を行う上で必要な情報である結霜 (水蒸気が昇華して霜に成ったもの) と凍露 (結露が凍結したもの) の判別及び、その発生環境に関する新しい知見の獲得を目的とした。

### 2. 方法

ケツト科学研究所社製の特注である TDR (Time Domain Reflectometry, 時間領域反射) 装置を用いて霜センサ上の比誘電率を測定した。本研究では、観測したい農作物の葉への霜発生を精度良く捉えるために、環境の変化に即応し易い、厚さ 0.075mm の熱容量の小さいポリイミドフィルムをプリント基板とした TDR 霜センサを使用した。茨城大学農学部付属の農場において、2016年1月27日-4月28日の3ヶ月間の野外観測を行った。TDR 霜センサを地上 5cm の高さに設置し、比誘電率を T 型熱電対によるセンサ上の温度測定と共にデータロガー CR3000 (Campbell Scientific 社製) を用いて 1 分間隔で測定した。環境条件として純放射量 (1.5m:Kipp&Zonen 社製, CNR1, 5cm:自作, ペルチェ素子)、風速 (Campbell Scientific 社製, 034B) と気温・相対湿度 (Campbell Scientific 社製, HMP45C) を地上 1.5m の高さに設置し、1 分間隔で測定した。

### 3. 結果・考察

比誘電率の変動から結霜 (図 1-A)・凍露 (図 1-B) を判別した観測が出来た。比誘電率が結霜では着霜時に 0.5→0.7、凍露では結露時の 0.6→3.5 から凍結して 3.5→0.8 と変化したことで判別することが出来た。また、結霜量と凍露量の増加を比誘電率の増加 (結霜 0.7→0.9、凍露 1.0→1.4) から捉えることができた。結霜と凍露の発生環境の違いは、主に気温と絶対湿度であった。結霜は凍露が生じる環境に比べ、気温の冷え込みが強く、絶対湿度が約 2.3-2.8g/m<sup>3</sup> と低かった。絶対湿度が低いため冷え込みが強く、微量の水蒸気が気温の低下に伴い、徐々にセンサ上で凍結することで結霜が発生したと考えられる。凍露が発生した環境は、絶対湿度が 3.2-3.8g/m<sup>3</sup> と高いため結露し易く、気温の冷え込みが比較的弱かった。そのため、水蒸気が凍結すること無くセンサ上で結露となり、その後、気温が氷点下に達すると結露が凍結し、凍露となった。

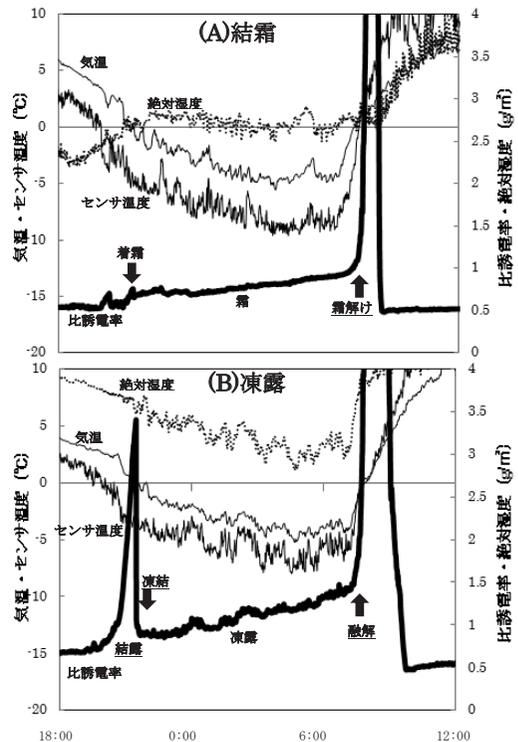


図1 結霜と凍露の発生環境

# 中緯度惑星波と赤道波のエネルギーフラックスの全球シームレス解析に向けて (II)

相木 秀則 (名大・宇宙地球環境研), Richard J. Greatbatch (GEOMAR, Univ of Kiel)

## 1 はじめに

大気や海洋の擾乱エネルギーが、励起源からどのような経路で何によって空間的に運ばれるのか? という、水平方向の伝達経路やその強さの気候地理学的同定についての研究は (慣性重力波・内部潮汐波の分野を除いて) 殆ど行われなかった。例えばエルニーニョ/ラニーニャ現象の解説において従来の研究では「赤道上の海面水温アノマリーが、赤道ケルビン波によって東向きに伝搬し、南北アメリカ大陸沿岸に到達すると波は向きを変えて、沿岸ケルビン波として高緯度側に伝搬して中緯度ロスビー波の励起源になる」という説明がよく行われる。その時に図1のような矢印がよく提示されるのだが、これは (波の位相伝搬だけを根拠にして) 抽象的なイラストを描いているに過ぎない。従来のように位相伝搬だけを根拠にしてイラスト的な矢印を地図上に描くのは問題がある。何故ならば「波の位相伝搬方向とエネルギー伝搬方向が逆になる」場合が大気海洋力学においてはよくあるからである (例えば高波数のロスビー波の水平伝搬や各種内部波の鉛直伝搬など)。

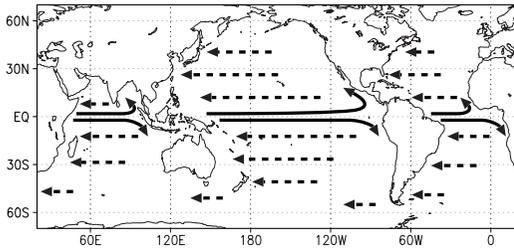


図1: 海洋の波の位相伝搬の模式図。実線矢印が赤道ケルビン波とそれによって励起される沿岸ケルビン波の位相伝搬を表す。破線矢印が中緯度ロスビー波の位相伝搬を表す。

## 2 従来の研究

種類や緯度帯の違う波の連鎖 (例えば赤道ケルビン波・沿岸ケルビン波・中緯度ロスビー波) を解析できるようなエネルギーフラックス (群速度ベクトル) の診断理論はこれまで存在しなかった。中緯度ロスビー波のエネルギーフラックス計算式の従来の表現は、圧力フラックスと回転フラックスの和として書く事ができる (Orlanski & Sheldon, 1964 JAS)。

$$\overline{\mathbf{u}'p'} - \nabla \times [\overline{p'p'}/(2f)]\mathbf{z} \quad (1)$$

これを使って OGCM/AGCM 結果を診断する研究は殆ど行われてこなかった。その理由として従来の計算式は分母にコリオリパラメータがあるせいで、低緯度域や赤道域において不自然になるという問題点があった。以上の理由により、熱帯の気候変動との関連において重要なものにも関わらず、低緯度域で波動エネルギーの伝達経路を OGCM/AGCM の結果から解析して気候地理学的に同定する手法 (即ち熱帯・亜熱帯の相互作用診断に適したエネルギーフラックスの計算式) は最近まで開発されてこなかった。

## 3 本研究

筆者らは多種多様な波動理論 (例えば海上の風波・波浪の擬運動量や総観規模の大気力学における波の活動度: Aiki

& Greatbatch, 2012, 2013, 2014 JPO; Aiki, Greatbatch & Takaya, 2015 JAS) を調査した結果、上記の熱帯域と亜熱帯域の接続問題を解決するヒントを得た。そして、緯度帯に関するシームレス機能と波の種類に関するオートフォーカス機能の両方を有するエネルギーフラックス (群速度ベクトル) 計算式を導く事に成功した (Aiki, Greatbatch & Claus, 改訂中: PEPS誌)。このエネルギーフラックスの計算式は

$$\overline{\mathbf{u}'\varphi'} - \nabla \times [\overline{p'\varphi'}/2]\mathbf{z} \quad (2)$$

のように書く事ができる。新しい物理量  $\varphi'$  は、流線関数の一種であり Ertel 渦位をインバージョン計算することによって得られる。 $\varphi'$  は、慣性重力波やケルビン波については自動的にゼロに自動的に近づき、中緯度惑星波については地衡流線関数に自動的に近づきというオートフォーカス機能を持つ。さらに  $\varphi'$  を得る為のインバージョン計算は、赤道域でも中緯度域でもシームレスに成り立つ。

解析例として理想的な外力と四角い海岸線地形 (東岸は西経 80 度) を与えた 1.5 層海洋モデルで赤道域の実験を行い、エネルギーフラックス (群速度ベクトル) を見積もった結果を図2に示す。赤道ケルビン波による東向きエネルギーフラックスが東岸ケルビン波による高緯度側へのエネルギーにシームレスに接続され、中緯度ロスビー波による西向きエネルギーフラックスの源になっていることが確認できる。

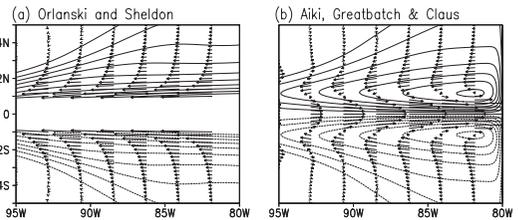


図2: (a) Orlanski and Sheldon(1993) の計算式を用いた場合 (赤道近傍は除外)、(b) Aiki, Greatbatch & Claus (改訂中) の計算式を用いた場合。

新しい計算式のブレイクスルーを応用して、世界的に誰も挑戦した事がない研究テーマ「波動・渦エネルギーの伝達経路の気候地理学的同定による海洋・大気変動の理解」を開拓することが、本研究の長期目標である。例えば OGCM/AGCM 結果を解析して「1997/98 年のエルニーニョ現象では赤道域の波動エネルギーが中緯度のどの海域に何ワットの強さで伝達された」という論説ができるようにする。

Aiki, H., K. Takaya, R. J. Greatbatch: 2015, A divergence-form wave-induced pressure inherent in the extension of the Eliassen-Palm theory to all waves at all latitudes, *J. Atmos. Sci.*, 72, 2822-2849.

Aiki, H., R. J. Greatbatch, M. Claus: Towards a seamlessly diagnosable expression for the energy flux associated with both equatorial and mid-latitude waves, *Progress in Earth and Planetary Science*, 改訂中。

# データ解析における残差循環の任意性と多様性

野田 彰 (気象研究所)

## 1. はじめに

波と平均流の相互作用を記述する際に、波が作り出す平均流と基本場の平均速度場の和が実質的な平均循環場を表すと考え、残差循環と呼ばれている。理論的取扱では、残差循環が一意的に決まるような理想化された条件の下に定式化が行われていることが多い。しかし、実際のデータ解析においては、理想化された条件が破れるために、残差循環には任意性と多様性が生じる。

## 2. GLM

Andrews and McIntyre (1978) は流体粒子の空間座標  $\mathbf{X}$  を、Lagrange 的平均座標  $\mathbf{x}$  と変位  $\boldsymbol{\xi}$  を用いて、 $\mathbf{X}(t, \mathbf{x}) = \mathbf{x} + \boldsymbol{\xi}(t, \mathbf{x})$  と定義し、GLM を定式化した。その際、過去のある時点 (又は無限の過去  $t \rightarrow \infty$ ) ですべての擾乱が 0 であることを仮定し、この仮定が満たされれば、変位と全ての擾乱量は一意的に決まることを示した。

現実のデータ解析への応用では、全ての擾乱が 0 になることは無い。Noda (1988a) は、4 次元 Lagrange 座標  $(a^\mu) = (t_0, a^i)$  と時間パラメータ  $\tau$  を導入し、 $\tau = 0$  に 4 次元時空中の (3 次元) 初期超平面  $h(a^\mu) = 0$  で  $\boldsymbol{\xi} = 0$  を定義すれば、GLM を現実のデータ解析に適用出来る事を示し、実際に GCM データ解析を行った (Noda, 1988b)。この場合、初期超平面を決めれば GLM 循環場は一意的に求まるが、初期超平面の設定に任意性があり、データから変位は一意的に決められない。

## 3. TEM と GTEM

GTEM (Noda, 2014; Noda and Kawatani, in preparation) のエッセンスは、源泉項  $S$  を持つ任意の物理量  $s$  の保存則  $(\partial/\partial t + \mathbf{u} \cdot \nabla) s = S$  に対して、Boussinesq 成層流体、WKB 近似の非中立波 (周波数  $\omega$ ・波数  $\mathbf{k}$  が複素数) を仮定すると、渦輸送フラックス (ベクトル)  $\overline{\mathbf{u}'s'}$  が、 $\overline{\mathbf{u}'s'} = -\mathbf{L} \cdot \nabla \overline{s} - \mathbf{D} \cdot \nabla \overline{s} + \mathbf{F}_S$  の形で得られることにある。ここで  $\mathbf{L} \equiv (\hat{\omega}_r / |\hat{\omega}|^2) \overline{\mathbf{u}'_H \mathbf{u}'}$  は反対

称 (渦拡散) テンソル、 $\mathbf{D} \equiv (\gamma / |\hat{\omega}|^2) \overline{\mathbf{u}' \mathbf{u}'}$  は対称 (渦拡散) テンソル、 $\mathbf{F}_Q \equiv (\hat{\omega}_r / |\hat{\omega}|^2) \overline{\mathbf{u}'_H Q'} + (\gamma / |\hat{\omega}|^2) \overline{\mathbf{u}' Q'}$ 、 $\hat{\omega} \equiv \omega - \mathbf{k} \cdot \overline{\mathbf{u}}$ 、 $\hat{\omega}_r \equiv \text{Re}\{\hat{\omega}\}$ 、 $\gamma \equiv \text{Im}\{\hat{\omega}\}$ 、 $s_H$  は  $s$  の Hilbert 変換を示す。

GTEM の一般的枠組みの中で、中立波を仮定し、反対称渦拡散テンソル  $\mathbf{L}$  のみを用いて定式化すれば、TEM が得られる。TEM を導く際、普通、源泉項無しの場合  $\theta$  保存と絶対渦位  $Q$  保存が満たされ、分散関係を満たす周波数、波数が実数解を持つ方程式系が用いられる。更に、基本場として、 $\nabla \bar{\theta} = (0, 0, \bar{\theta}_z)$ 、 $\nabla \bar{Q} = (0, \bar{Q}_y, 0)$  が仮定される。この場合、速度擾乱の南北成分  $v'$  と鉛直成分  $w'$  の Hilbert 変換  $v'_H$ 、 $w'_H$  は、 $Q'$  と  $\theta'$  の擾乱方程式から、 $v'_H = Q' / (\hat{\omega} \bar{Q}_y)$ 、 $w'_H = \theta' / (\hat{\omega} \bar{\theta}_z)$  と求まる。その結果、一般的に  $\mathbf{L}$  の独立な 3 成分  $\mathbf{L}_{yx} = \overline{w' Q'} / \bar{Q}_y$ 、 $\mathbf{L}_{zx} = \overline{w' \theta'} / \bar{\theta}_z$ 、 $\mathbf{L}_{zy} = \overline{v' \theta'} / \bar{\theta}_z$  が求まり、残差循環は一意的に  $\overline{\mathbf{u}} - \rho^{-1} \nabla \cdot (\rho \mathbf{L})$  と表される。

実際のデータには源泉項や非中立波の擾乱が含まれ、また、 $\nabla \bar{\theta} \times \nabla \bar{Q} \neq 0$  が地球上で常には満たされないため、GTEM による解析が必要となる。GTEM では、保存則毎に  $\hat{\omega}$  を求めるので、各保存則に共通な残差循環が求まるとは限らない。温位保存則と絶対角運動量保存則毎に整合する GTEM 残差循環の例を図 1 に示す。

## 4. MIM に基づく GTEM

Iwasaki (1989) による  $p_\dagger$  座標系による東西平均 MIM は、東西平均を時間平均に置き換えれば 3 次元  $p_\dagger$  時間平均 MIM が得られる。 $p_\dagger$ -MIM では、平均場の温位保存則が  $p_\dagger$  系の密度 ( $\rho_\dagger = \rho_\theta / \rho_\theta^0$ ) の重み付き平均速度場  $\overline{\mathbf{u}}^*$  のみが輸送項として現れ、渦輸送項が存在しない。しかし、 $p_\dagger$ -MIM を絶対角運動量  $M = a \cos \varphi (u + a \cos \varphi \omega)$  の保存則に適用すると、渦輸送項  $\overline{\rho_\dagger M' \mathbf{u}'}$  が現れる。GTEM の一般論に従えば、この項は渦拡散テンソルと源泉項 (気圧傾度力によるトルク) で表現されるので、平均場の絶対角運動量は、 $\overline{\mathbf{u}}^*$  と異なる残差循環で輸送されると見なす事が出来る。

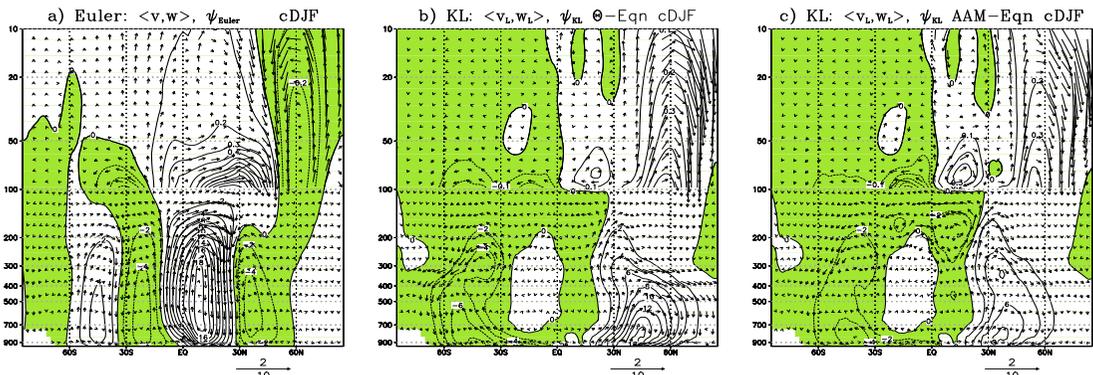


図 1: モデル長期積分のある年の 12,1,2 月東西平均子午面循環に伴う質量流線関数 (実線; 単位  $10^9 \text{ kgs}^{-1}$ ) と速度ベクトル。a) Euler 平均子午面循環、b) 温位保存則、及び、c) 絶対角運動量保存則に基づく反対称渦拡散テンソルから求められた子午面循環。陰影部分は反時計回りの循環を示す。図右下欄外の単位南北速度ベクトルは 10~100hPa では  $2 \text{ ms}^{-1}$ 、100~1000hPa では  $10 \text{ ms}^{-1}$ 。

# 対流圏界面逆転層の緯度依存性及び季節変化に関する研究

\*澁谷亮輔<sup>1</sup>・佐藤薫<sup>1</sup>・渡辺真吾<sup>2</sup>・W.Randel<sup>2</sup> (<sup>1</sup>東大院理, <sup>2</sup>JAMSTEC, <sup>3</sup>NCAR)

## 1. はじめに

対流圏界面逆転層 (tropopause inversion layer, TIL) は対流圏界面より約 2 km ほど高い高度領域に存在する温度逆転層である。夏期の TIL は緯度依存性を持ち、中緯度から極にかけて強くなる。また極域の TIL は季節変化が非常に大きく、夏期において逆転層は最も強くなるが冬期にはほとんど形成されない。一方中緯度では冬期にも TIL が存在し、極域に比べて季節変化が小さいことが知られている。

このような TIL の強さの緯度依存性及び季節変化の違いの原因について調べた研究は少ない。そこで本研究では鉛直に高解像度な大気大循環モデル JAGUAR と簡易カラム放射モデルを用いて、TIL の維持・形成メカニズムについて調べた。

## 2. データ・モデル設定・手法

### 2.1. JAGUAR

JAGUAR (Watanabe and Miyahara, 2008) は T213L370、モデルトップ約 150 km の大気大循環モデルであり、中層大気における鉛直解像度は 300 m である。ここでは 3 年分のシミュレーションによる時間間隔 1 時間の出力データを解析した。

### 2.2. Gradient genesis analysis (GGA)

対流圏界面付近の静的安定度  $N^2$  の形成・維持メカニズムについて調べるため、Miyazaki et al. (2010) にならぬ質量重み付平均した温位座標系 (MIM 系) における TIL 付近の  $N^2$  の時間発展方程式の各項の大きさを計算した：

$$\frac{\partial \overline{N^*}}{\partial t} \cong \left( -\frac{\partial \overline{v^*}}{\partial z} \frac{\partial \theta}{\partial \phi} - \overline{v^*} \frac{\partial^2 \theta}{\partial \phi \partial z} - \frac{\partial \overline{w^*}}{\partial z} \frac{\partial \theta}{\partial z} - \overline{w^*} \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} + \frac{\partial \overline{Q_{SW}^*}}{\partial z} + \frac{\partial \overline{Q_{LW}^*}}{\partial z} + \frac{\partial \overline{Q_{CND}^*}}{\partial z} \right) / \frac{\theta}{g}$$

$\overline{Q_{SW}^*}/\Pi$ 、 $\overline{Q_{LW}^*}/\Pi$ 、 $\overline{Q_{CND}^*}/\Pi$  はそれぞれ熱力学方程式における短波・長波放射、凝結による強制力を表す。

### 2.3. Column Radiation Model

CRM は NCAR の Community Climate Model (CCM3) に用いられているカラム放射モデルである (Riehl et al. 1996)。温度や水蒸気、オゾンなどの鉛直プロファイルを代入することで長波・短波放射強制力を計算することが出来る。

## 3. 結果

図 1 は JAGUAR によって計算された 7~9 月平均の静的安定度の緯度高度断面である。対流圏界面直上に  $N^2$  のピーク (TIL) が見られ、中緯度から極域にかけて逆転層が強くなっている。このような緯度依存性および TIL の強さは観測と整合的であった。

次に中緯度・極域における GGA の結果を図 2 に示す。8 月初旬において、中緯度では長波放射によ

る正の項と鉛直流による負の伸縮項が大きく、両者はつり合っている。一方、極域でも各項の合計はつり合っているが、各項の大きさそのものは 0 に近い。夏期の TIL の形成には長波放射による強制項が最も重要であることを考えると (e.g., Randel and Wu 2010)、この結果は中緯度の TIL が鉛直流の伸縮項によって弱められていることを示唆している。中緯度の伸縮項が大きく負であることは、中緯度圏界面付近に下降流の極大が存在することと整合的である。

次に、伸縮項に弱められていない、放射過程のみで形成される TIL の強さを仮想的に求めるため、CRM を用いて  $\partial \overline{Q_{LW}^*} / \partial z = 0$  が実現される温度プロファイルを中緯度と極についてそれぞれ求めた。夏期のプロファイルについて、極域の TIL の強さはほとんど変わらなかったのに対し、中緯度の TIL は極域の TIL と同じ大きさまで強くなった。これは中緯度から極域までの TIL の強さの緯度依存性は、成層圏子午面循環の存在によって説明可能であることを示唆している。また冬期中緯度の TIL についても同様の解析を行ったところ、成層圏子午面循環は TIL を弱めており、総じて中緯度 TIL の季節変化を弱める働きをしていることが分かった。

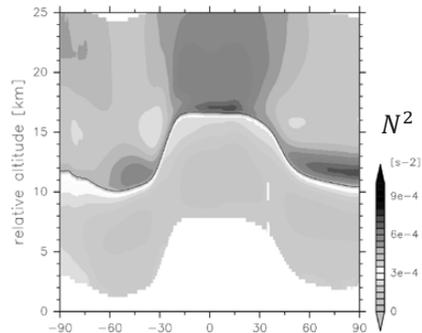


図 1: 対流圏界面からの相対高度・緯度断面における JAS 平均での静的安定度。黒線は対流圏界面高度を表す。

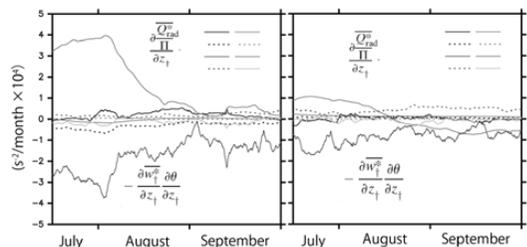


図 2: 中緯度 (55°-65°N、左図) と極域 (75°-85°N、右図) の TIL における  $N^2$  の時間発展方程式の各項の大きさの時系列。

## 北極温暖化増幅と傾圧不安定波の理論的關係

桜井 誠\* (筑波大学大学院)、 田中 博 (筑波大学 CCS)

### 1. はじめに

近年の温暖化は北極域で顕著に現れ、特に秋季から冬季の北極域の気温上昇率は、全球平均と比較して約2倍大きくなっている。この現象は北極温暖化増幅(Arctic Amplification: AA)と呼ばれている。AAの要因には、アイス・アルベドフィードバック、雲のフィードバック、中緯度から北極域への熱や水蒸気の輸送などが重要と考えられている。中緯度から北極域への熱輸送は、傾圧性擾乱が担っているが、AAに伴い傾圧不安定は弱くなると推測される。

傾圧不安定波とは、流体中のソレノイドの発達に伴って増幅する大気波動である。最も不安定な波動解を求めるには、ある基本場に対する線形方程式の固有解を求める線形不安定解析が行われる。Tanaka and Kung(1989)では、球面上の線形不安定解析を行い、亜熱帯ジェットの傾圧性で励起されるCharneyモードやDipole Charneyモードの他に、寒帯ジェットの傾圧性で励起される別のCharneyモードとしてポーラーモードが存在することを示した。

本研究の目的は、地球温暖化によりAAが進行し、中緯度の傾圧性が低下する中で、傾圧不安定波の増幅率や構造がどのように変化し、傾圧性擾乱による熱輸送や運動量輸送がどのように変化するかを理論的に調べることである。

### 2. AAに関係した気温と東西風の解析

帯状平均した気温場の経験的直交関数(EOF)解析を行うと、最も分散の大きいEOF-1は北極振動(A0)パターンとなり、EOF-2としてAAが解析される。

図1(a)は、EOF-2の温度場を示しており、北極圏の全域で高温傾向が見られる。特に海水減少に伴う大気下層の高温が特徴的である。図1(a)から温度風関係式により東西風を求めたのが図1(b)である。図1(b)の東西風は、緯度50~80度付近で西風が弱まり、緯度30~40度付近で西風が強まる特徴がある。これは、AAに伴い寒帯ジェットが弱まり、亜熱帯ジェットが北偏することを示している。

### 3. AA指数と傾圧不安定波

本研究では、帯状平均東西風の気候値(1958~1997)に、AAに伴う東西風(図1(b))を加えた帯状基本場を作成し、その基本場について傾圧不安定波を解析した。AAの構造は正規化してあるので、AA指数を-2から+2まで変化させて、その変化に伴う総観規模の傾圧不安定波の増幅率と構造の変化を調査した。

### 4. 結果とまとめ

AA指数が負から正に変化する時に、総観規模の傾圧不安定波の増幅率は減少することが確認された。A0の場合、北極圏が温暖化するA0負の時に、寒帯ジェットが弱化し、亜熱帯ジェットが強化されるので、不安定波の増幅率は増大する。よって、AAの特徴はA0の場合と逆となった。しかし、不安定波の構造を調べると、AA指数負では北向きとなる運動量輸送がAA指数正では南向きに変化するため、寒帯ジェットはさらに弱まる。したがって、AA指数の変化に応じて、傾圧不安定波と寒帯ジェットには正のフィードバック関係があることが明らかになった。

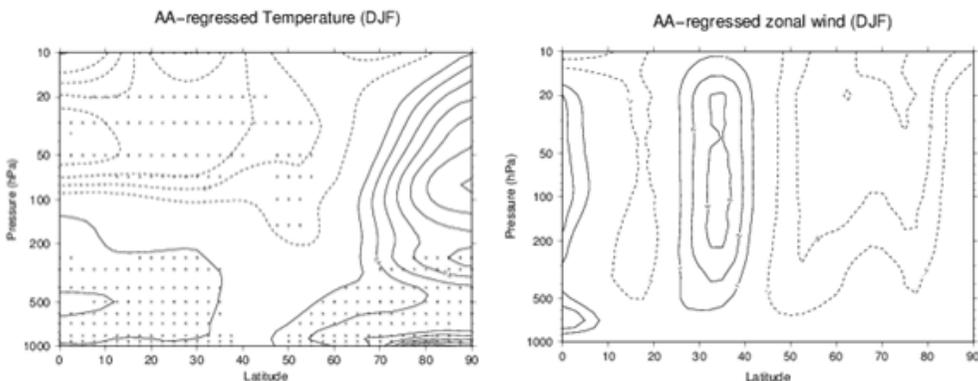


図1 EOF-2解析によるAAに関係した温度場(a)と東西風(b)の鉛直子午面分布。

準地衡 2 層モデルにおける Nastrom-Gage スペクトルの形成メカニズムの検証

\* 岡崎 正悟 (神戸大・理), 岩山 隆寛 (神戸大・理)

1 はじめに

Nastrom and Gage (1985) によって示された, 地球大気のエネルギースペクトル (以下, N-G スペクトルと呼ぶ) は, 客観解析データや大気大循環モデルを用いたシミュレーションにおいても現れており, 地球大気の普遍的特徴の 1 つと考えられている. 特に, N-G スペクトルの高波数側における  $k^{-5/3}$  のスペクトルの形成メカニズムについては, 活発な研究が行われてきた.

Tung and Orland (2003) は準地衡 (QG) 2 層モデルで N-G スペクトルを再現し,  $k^{-5/3}$  スペクトルの形成メカニズムを提唱している. 特に, QG 2 層モデルにおける高波数領域において, エネルギーフラックス  $\Pi_E(k)$  とエンストロフィーフラックス  $\Pi_Q(k)$  の間に

$$k^2\Pi_E(k) - \Pi_Q(k) > 0 \quad (1)$$

となる波数帯域が存在し, そこで  $k^{-5/3}$  のスペクトルが形成されることが示されている. 一般化 2 次元流体の強制散逸乱流や標準的な設定の QG 2 層モデルにおいて, 強制波数帯域を除く波数領域で  $k^2\Pi_E(k) - \Pi_Q(k) < 0$  が数学的に示されている. QG 2 層モデルにおいては, より一般的な強制・散逸機構を仮定した場合には, 上記のフラックスの差は符号不確定である (Gkioulekas 2014). そこで, 数値計算によって (1) の成立を確認し, Tung and Orland (2003) のメカニズムの普遍性について研究する.

2 数値計算の概要

数値計算に用いたモデルは, Larichev and Held (1995) に基づく QG 2 層モデルである. 境界条件は, 水平方向は周期境界, 鉛直方向は上下共に固体壁の存在を仮定する. 強制機構は鉛直シアアを持つ一様

な平均東西流で傾圧不安定によって系の擾乱が励起される. 散逸機構はエクマンダンピングと超粘性である. 粘性については, 上層と下層で異なる値を用いる. 支配方程式は順圧モードと傾圧モードに分離した準地衡渦位方程式 (2a), (2b) である. ここで,  $\psi$  と  $\tau$  はそれぞれ順圧モードと傾圧モードの流線関数,  $U$  は平均東西流の速さ,  $\kappa$  はエクマン係数,  $\nu$  は上層の粘性係数,  $\Delta\nu$  は上層と下層の粘性係数の差,  $k_d^{-1}$  は変形半径を表す.

3 結果と結論

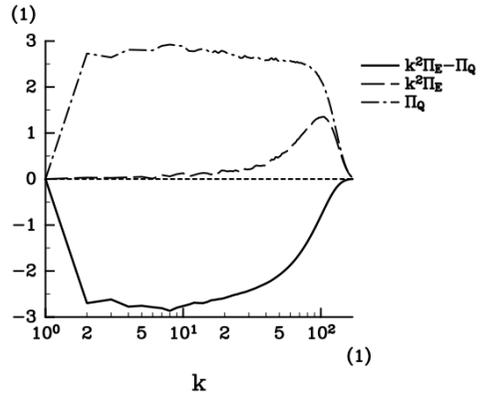


図1  $\nu = 5.28 \times 10^{-17}$ ,  $\Delta\nu = 5.28 \times 10^{-17}$  の場合のフラックス. 実線が (1) の左辺を示す.

粘性係数を様々に変えて数値計算を行ったが, (1) が成立する結果は得られず, すべての波数領域で  $k^2\Pi_E(k) - \Pi_Q(k) < 0$  となった (例えば, 図 1). Gkioulekas (2014) で, 上層と下層の粘性係数が異なる場合に (1) が成立する可能性が示唆されていたが, 本研究の数値計算では確認することができなかった. また, 粘性領域を十分に解像した数値計算では, 高波数側の慣性領域スペクトルは  $k^{-3}$  である. よって, Tung and Orland (2003) が提唱した N-G スペクトルの形成メカニズムは準地衡 2 層モデルの普遍的な性質ではないことが示唆される.

$$\frac{\partial \nabla^2 \psi}{\partial t} + J(\psi, \nabla^2 \psi) + J(\tau, \nabla^2 \tau) + U \frac{\partial \nabla^2 \tau}{\partial x} = -\kappa \nabla^2 \frac{\psi - \tau}{2} - \nu \nabla^8 (\nabla^2 \psi) - \frac{1}{2} \Delta \nu \nabla^8 \{ \nabla^2 \psi - (\nabla^2 - k_d^2) \tau \}, \quad (2a)$$

$$\frac{\partial (\nabla^2 \tau - k_d^2 \tau)}{\partial t} + J(\psi, \nabla^2 \tau - k_d^2 \tau) + J(\tau, \nabla^2 \psi) + U \frac{\partial \nabla^2 \psi}{\partial x} + k_d^2 U \frac{\partial \psi}{\partial x} = -\kappa \nabla^2 \frac{\tau - \psi}{2} - \nu \nabla^8 (\nabla^2 \tau - k_d^2 \tau) - \frac{1}{2} \Delta \nu \nabla^8 \{ (\nabla^2 - k_d^2) \tau - \nabla^2 \psi \}. \quad (2b)$$

# 非定常な波強制に対する中層大気 2 次元及び 3 次元循環の形成

林 佑樹\*、佐藤 薫 (東大院理)

## 1. 研究背景

中層大気の大循環は主に大気波動により駆動されている。一般に波強制は非定常であり、それによる過渡的現象を解析するためには循環の時間変化を陽に解く必要がある。また、波強制は一般に東西非一様であるため、循環場も 3 次元構造を持ち、その時間発展には  $\beta$  効果が重要になると予想される。本研究の目的は、非定常で 3 次元の波強制に対する循環の形成過程を明らかにすることである。まず、東西一様な波強制に対する応答を調べ、次に東西非一様な波強制に対する 3 次元の循環形成を理論的に調べた。

## 2. 問題設定

大気の大規模運動は Rossby 数が小さく、波強制に対する応答は Green 関数を用いて解析できる。本研究では、Green 関数を解析的に求め、遅い変数である線形化渦位  $q$ 、速い変数である水平発散  $\delta$  と非地衡渦度  $\gamma$  の時間発展を計算した。強制は 2 次元の場合は子午面内に局在した東西一様な外力とし、3 次元の場合にはさらに東西方向にも局在した分布を持つとした。

## 3. 結果 (2 次元)

まず、東西一様な 2 次元の強制に対する応答を解析した。Green 関数は Laplace 変換の形で、

$$\mathcal{L}(G_\delta) = \frac{1}{4\pi} \sqrt{\frac{B_u}{1 + (s + \kappa)^2}} \log \left( \frac{1 + (s + \kappa)^2}{[1 + (s + \kappa)^2]y^2 + B_u z^2} \right)$$

となる。まず、定常解を求めたところ、鉛直に並ぶ 2 細胞型の循環となることがわかった。次に、強制の強さを時間方向に階段関数的に変化させると、広い帯域に亘る大規模な重力波が放射され、最終的に定常解とほぼ一致する準定常な子午面循環と慣性振動が残った(図 1)。循環形成の時間スケールを調べてみると、強制の形状に依存し、過渡的な重力波の群速度に対応する時間スケールで記述できることがわかった。また、強制の強さがゆっくりと連続的に変化する場合も調べた。強制の時間スケールが慣性周期より長い場合には重力波は放射されず、循環は波強制の変化に完全に隷属することがわかった。また、与えられた波強制が東西風加速とコリオリトルクにどう分配されるか調べた。その結果、分配は強制の形状に依存し、次元解析により理論的に説明可能であることがわかった。

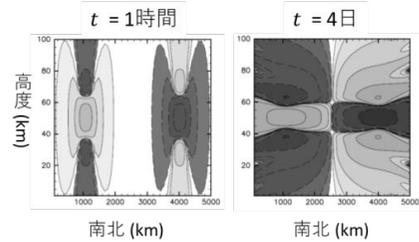


図 1 : 2 次元の強制に対する水平収束の時間変化  
左 : 強制を加えてから 1 時間後、右 : 強制を加えてから 4 日後

## 4. 結果 (3 次元)

次に、強制が東西非一様な 3 次元構造を持つ場合を考えた。この場合、過渡的な応答として重力波だけではなく、より時間スケールの長い Rossby 波が現れる。このうち、Rossby 波のみに焦点をあてるために、速い変数が完全に隷属している場合を考え、その時間変化を除いた支配方程式系を導いた。この方程式系では遅い変数で記述される地衡流の時間発展は陽に解くのにに対し、速い変数で記述される循環は診断的に求められる。各変数に対する Green 関数を求め、理論解析を行った。圧力偏差の Green 関数は

$$\mathcal{L}(G_p) = B_u^{-\frac{1}{2}} \frac{1}{4\pi r' \sqrt{s + \kappa}} \exp \left( \frac{\beta}{2B_u(s + \kappa)} (-x - r') \right)$$

となる。 $\beta$  項がない場合、地衡流は強制付近に局在した東西対称な場となるが、 $\beta$  項が存在する場合、地衡流は強制の西側に局在する東西非対象な構造となった。このような  $\beta$  効果に対する応答の変形は、地衡流だけでなく、速い変数によって記述される子午面方向の循環にも見られた。また、階段関数型に変化する強制に対しては、Rossby 波応答が強く現れ、時間と共に東西波数の小さな構造が先に消えることがわかった(図 2)。また、定常に至るまでの時間スケールには、線形緩和の強さが重要であることがわかった。

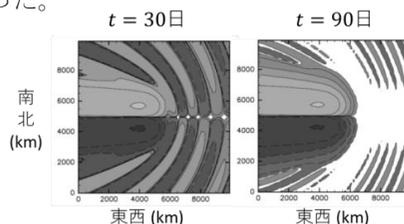


図 2 : 3 次元の強制に対する地衡流の圧力の時間変化  
左 : 強制を加えてから 30 日後、右 : 強制を加えてから 90 日後

## 金星 GCM にみられる惑星規模の短周期擾乱

\* 高木征弘 (京産大), 杉本憲彦 (慶應大), 安藤紘基 (京産大), 松田佳久 (東京学芸大)

### 1. はじめに

金星探査機「あかつき」の観測開始から1年が経過し(2017年2月現在), 巨大弓状模様(Fukuhara et al., 2017)をはじめとする, これまでに知られていなかった新たな気象現象が発見されている。これまでに, 紫外光で観測される雲模様の時空間変動から, 赤道ケルビン波(4日波)や中緯度ロスビー波(5日波)といった惑星規模波動の存在が示唆されてきたが, 空間構造や励起メカニズムなど, 不明な点が多く残されていた(Del Genio and Rossow, 1990; Kouyama et al., 2015)。今後, さらに長期間の観測データが蓄積され, 解析が進展することにより, 大気スーパーローテーションの構造やさまざまな波動現象など, 雲層を中心とする立体的な金星大気循環が明らかになることが期待される。

観測結果を力学的に解釈するためには, 金星大気波動の構造を理論的・数値的に研究しておくことが重要であろう。本研究では, 金星大気 GCM (AFES for Venus, Sugimoto et al., 2014a, b) を利用し, 雲層高度にみられる大気運動について調査を進めており, 熱潮汐波やそれに伴う夜昼間対流の存在についてはすでに報告した(日本気象学会 2016 年度春季大会)。今回は周期 10 日以下の短周期擾乱に注目し, その時空間構造や大気大循環に対する影響を調べたい。

### 2. モデル

空間解像度は T63L120 とした。鉛直領域は地面から高度約 120 km とし, ほぼ等間隔に 120 層に分割した。鉛直渦粘性は  $0.15 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  (定数) とした。水平渦粘性はラプラシアン<sup>2</sup>の超粘性で表現し, 緩和時間は最大水平波数に対して 0.03 地球日とした。地面摩擦を表現するため, 最下層のみにレーリー摩擦を使った。また, 80 km 以上の上層は渦成分のみ作用するスポンジ層とした。太陽加熱は観測に基づく現実的な分布である(ただし, 80 km 以上では太陽加熱を無視した)。赤外での放射輸送過程はニュートン冷却で単純化し, 緩和先の温度場は Venus International Reference Atmosphere (VIRA) に基づく水平一様な分布とした。

初期条件は理想化されたスーパーローテーション状態とした。東西風分布は水平方向には剛体回転とし, 鉛直方向には地面から高度 70 km までは線型に風速が増大, それ以上では風速一定とした。惑星の自転は地球と同方向(東向きを正)とし, 赤道上の高度 70 km での風速は 100 m/s とした。初期の温度場は東西風分布と旋衡風バランスするように与えた。この初期条件から 5 地球年ほど数値積分を実行したところ, 雲層付近では 1 年ほど準定常状態に達した。解析に用いたデータは最後の 1 地球年である。

### 3. 結果と今後

周期解析の結果, 雲層高度を中心とする広い高度範囲(40–80 km)に周期 5.5 日と 7.5 日の波がみられた。東西風でみると, 5.5 日波は赤道付近, 7.5 日波は中緯度から極域にかけて振幅をもつ。一方, 南北風でみると, 5.5 日波は中緯度(緯度  $30^\circ$ – $60^\circ$  付近), 7.5 日波は極域で振幅をもつ。5.5 日波は傾圧不安定に伴う波と考えられる(Sugimoto et al., 2014a, b)。

図 1 に高度 68 km における短周期擾乱の水平構造を示す。短周期擾乱は周波数フィルタ(Duchon, 1979)を利用し, 周期 10 日以下の成分として取り出した。中緯度では渦運動が卓越し, 風速は 40 m/s 程度である。赤道域には東西波数 1 の東西風偏差が卓越しており, 風速は 20 m/s 程度である。中緯度と赤道の波の位相速度は一致しており, 赤道から南北両半球の中緯度に広がる, 南北対称な大規模現象の存在が示唆される。金星上層大気にみられる南北対称性は, 紫外光によって観測される雲模様だけでなく, 雲頂温度分布にも指摘されている(Sato et al., 2014)。浅水方程式系で示されたシア不安定(Iga and Matsuda, 2005)との類似も興味深い。

下部雲層の高度(50–60 km)には低緯度に東西波数 5 程度の渦運動がみられた。また, 中高緯度の鉛直流にはスーパーローテーションの下流方向に広がるストリーク構造がみられた。このストリークは水平風の強い収束・発散を伴っている。こうした構造はあかつき IR2 カメラの夜面観測で得られた下部雲層の特徴ともよく一致しているようである。

今後はあかつきの観測結果との比較を進めることにより, 数値計算の妥当性をチェックし, 短周期擾乱の生成メカニズム, 擾乱による運動量や熱の輸送などを検討したい。

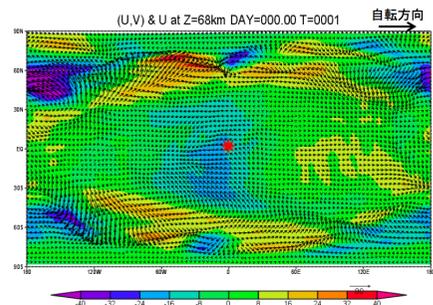


図 1: 高度 68 km における短周期擾乱に伴う水平風(ベクトル)と東西風(コンター)。図の中心が太陽直下点である。

## 地形が金星大気大循環に与える影響

※山本勝(九大応力研), 池田恒平(国立環境研), 高橋正明(国立環境研)

### 1. はじめに

金星の地形は起伏が大きく、雲層の東西風速や輝度温度の濃淡に影響を与えることが示唆されている。いくつかの大気大循環モデルで金星地形を組み込んでいるが(Herrnstein & Dowling 2007, Yamamoto & Takahashi 2009, Lebonnois et al. 2010), 地形の影響は十分に解明されていない。本研究では, Ikeda (2011)の放射コードを組み込んだ大気大循環モデルを用いて, 地形が金星大気大循環構造に与える影響について調査した。

### 2. モデル

Ikeda (2011)が開発した T21L52 の金星 GCM に地形データを組み込んだモデルを使用した。初期値として雲頂で  $110 \text{ m s}^{-1}$  となる超回転と VIRA の気温と  $92.1 \text{ bar}$  で  $735.3 \text{ K}$  の地表面温度を仮定し, およそ高度  $40 \text{ km}$  以下の下層大気東西風を初期値にナッジングして風と温度が平衡になった後, ナッジングを外した状況で大気大循環構造を解析した(コントロール実験 C)。また, 比較実験として, 平坦な地形を与えた実験 F も同様に行った。

### 3. 結果

帯状平均の東西風では, 雲頂付近で中緯度ジェットが形成され, 赤道付近では  $90 \text{ m s}^{-1}$  程度の高速風が形成される。中緯度ジェット極大より上層では  $8 \text{ m s}^{-1}$  を超える極向き帯状平均子午面流が見られ, ジェットの低緯度側では  $1-2 \text{ m s}^{-1}$  程度の極向き子午面流が見られる。ジェットの極大域では, 間接循環が形成される。

Herrnstein & Dowling (2007)と異なり, 地形に起因する大循環構造の南北非対称は小さいが, アフロディテ大陸やマクスウェル山がある緯度帯で自転と逆向きの弱い subrotation が地表付近で形成される。これらの山や高地が角運動量の供給場所として重要であることが示唆される。

実験 C と実験 F では, 雲層より下でおおむね中立層となるが,  $40 \text{ km}$  付近で弱い安定成層が形成される。また, 地形を与えた実験 C では, 高度  $10-20 \text{ km}$  あたりで弱い安定成層が形成される。このように, 地形は下層大気の安定度にも影響を与える。

雲層では,  $4-8$  日の短周期波動に加え, 熱潮汐波と地形性定在波が見られる。地形固定座標系で 1 金星日平均した  $69 \text{ km}$  の東西風速は, アフロディテ大陸の直上で数  $\text{m s}^{-1}$  ほど低下する。これは Bertaux et al. (2016)の結果と似ている。 $65 \text{ km}$  より下では反対に風速増大傾向が見られる。このような定在波による赤道域の風速変化は Yamamoto & Takahashi (2009)でも見られる。温度分布に関しては, アフロディテ大陸の直上の雲頂気温が東西方向に急変するが, 弓状の巨大重力波(Fukuhara et al. 2017)は形成されなかった。

### 4. まとめ

地形を導入することで, 山や高地における subrotation や下層大気の弱い安定成層が形成され, アフロディテ大陸による風速変動が引き起こされた。今後は観測との類似や違いを整理し, 地形が金星大気大循環構造に与える影響を明らかにしたい。

## 火星大気を想定した高解像度 LES で得られた地表面応力分布

\* 村橋究理基 (北大・理), 西澤誠也 (AICS), 石渡正樹 (北大・理), 小高正嗣 (北大・理), 中島健介 (九大・理), 竹広真一 (京大・数理研), 杉山耕一朗 (松江高専・情報工), 高橋芳幸 (神戸大・理), 林祥介 (神戸大・理)

### 1. はじめに

火星大気温度構造に大きな影響を与える大気ダストの巻き上げ量は地表面応力によって決まるとされており (Kahre et al., 2006), 地表面付近における循環場の構造が重要な役割を果たしていると考えられる。

Nishizawa et al. (2016) は 10 m 以下の微細な空間スケールを持つ循環構造に関して高解像度ラージエディシミュレーション (LES) を用いた調査を行った。Nishizawa et al. (2016) が用いた計算領域のサイズは  $19.2 \text{ km} \times 19.2 \text{ km} \times 21 \text{ km}$ , 解像度は 5 m であった。その結果, 高度 62.5 m においては, 細く強い上昇流を境界に持ち, 内部に比較的弱い下降流を持ったセル状構造の存在が示された。しかし Nishizawa et al. (2016) では, ダスト巻き上げに関わる地表面付近の様子については調べられていなかった。

本研究では地表面付近の循環場及びダスト巻き上げを決定づける地表面応力場について調査を行っている。前回の発表では Nishizawa et al. (2016) によって得られたデータを用いて, モデル最下層 (高度 2.5 m) の循環場を調べた (村橋 他, 2016, 秋季大会)。その結果, モデル最下層においても Nishizawa et al. (2016) で示されたセル状構造に対応すると考えられるネットワーク状に広がった上昇流領域が存在すること, さらにその上昇流領域に沿って, 数十 m から数百 m スケールを持つ強渦度領域が存在していることがわかった。今回は地表面応力を求めたので, その特徴について報告する。

### 2. 使用データ

本研究では, Nishizawa et al. (2016) で計算された解像度 5 m のデータを用いて解析を行う。このデータは, RIKEN/AICS で開発された SCALE-LES ver.3 を使用して得られたものである。計算で用いられた各パラメータの値は, 火星を想定して設定されている。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。水平境界条件は周期境界である。上記データは解像度 10 m で 14:00 (地方時) まで計算した結果を初期値として, 5 m 解像度で 1 時間分計算して得られたものである。本研究では 14:30 におけるデータを用いた。Nishizawa et al. (2016) と同様に Louis (1979) と Uno et al. (1995) のスキームから地表面フラックスを計算し, 地表面応力を求めた。

### 3. 結果

図 1 は地表面応力の空間分布である。数 km から 10 km 程度の直径を持つ, 円環状の大きな構造と, 数百 m スケールで局所的に大きな値を持つ小さな構造 (例えば  $x = 9.6 \text{ km}$ ,  $y = 4.0 \text{ km}$  付近に見える構造など) がある。図 1 の分布はモデル最下層における水平風の絶対値の分布とよく対応している。図 2 は地表面応力の強度の頻度分布である。Greeley and Iversen (1985) で得られたダストが巻き上がる閾値である 0.03 Pa 以上の応力値を持つ領域が存在していることがわかった。

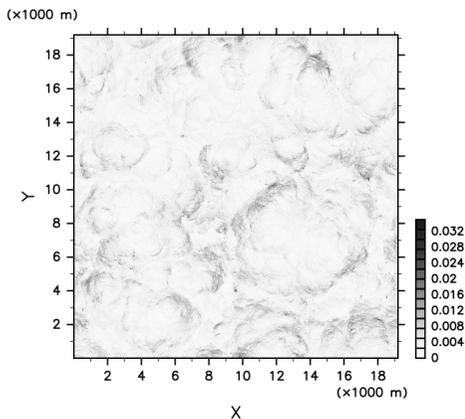


図 1: 地表面応力 [Pa] の水平分布。濃い箇所ほど強い応力値を示す。

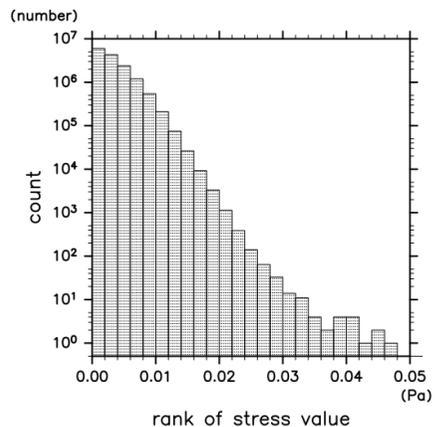


図 2: 地表面応力の強度の頻度分布。横軸は応力値 [Pa], 縦軸はその応力値 (幅 0.002 [Pa]) をもつ点の個数。

## 気象研究所大気海洋結合同化システム(MRI-CDA1)の数値天気予報システムとしての性質

石橋俊之<sup>1</sup>、入口武史<sup>1</sup>、藤井陽介<sup>1</sup>、安田珠幾<sup>2</sup>、高谷祐平<sup>1</sup>、齊藤直彬<sup>1</sup>、竹内義明<sup>1</sup> (<sup>1</sup>気象研、<sup>2</sup>気象庁)

### 1. はじめに

大気と海洋は様々な時空間スケールで相互作用している。一方、現在、主要な数値天気予報(NWP)センターで利用されている数日から1週間程度先までを対象とした予測モデルや同化システムの中では、海洋の効果は一部しか取り入れられていない。これはNWPに於いて、大気単体のシステムを大気海洋結合システム(結合予報モデル(CGCM)と結合同化システム(CDAS))に置換した場合の解析や予報精度の改善が、これまでの研究では十分に示されていないためである。しかし近年、結合システムがNWPにおいても一定の精度をもつことが報告されはじめている(Laloyaux et al. 2015)。

気象研究所では、天気予報から季節予報までの幅広い時間スケールの数値予報を対象とした、大気海洋結合同化システム(CDA)のシームレスな開発を進めており、その最初のバージョンが2016年度に完成した(MRI-CDA1)。本発表は、特にNWPの精度向上の面から、MRI-CDA1について報告する。

### 2. 大気海洋データ同化システムの概要

MRI-CDA1は、気象庁現業季節予報モデル(JMA/MRI-CGCM2)、気象庁全球大気同化システムを水平低解像度化したシステム(MRI-NAPEX/G009)、気象庁全球海洋同化システム(MOVE-G2)の3つの気象庁現業システムで構成されている。結合同化の手法は“弱結合”(大気と海洋の背景誤差の相関を無視する近似)であり、大気と海洋の同化窓長が異なる点の特徴である。

### 3. MRI-CDA1のNWPにおける基本性質

図1(a)は、海洋データ同化システムで同化された海洋データの情報が、結合同化システムのアウトモデル(CGCM)の6時間積分によって、大気の大気対流圏下層の気温場を変える様子を示している。

図1(b)は結合同化解析場から大気単独予報を行った場合(TEST)の予報精度を大気単独システム(CNTL)と比較したものである(夏の一か月の31初期値の平均)。CNTLはMRI-NAPEX/G009であり、アウトモデルはMRI-CDA1の2倍の水平解像度となっている。水平解像度やモデルの違いによる初期ショックから期待される通り、平均的な予報精度はCNTLの方が良いが、大気下層の気温(図1b)等では明瞭な改善

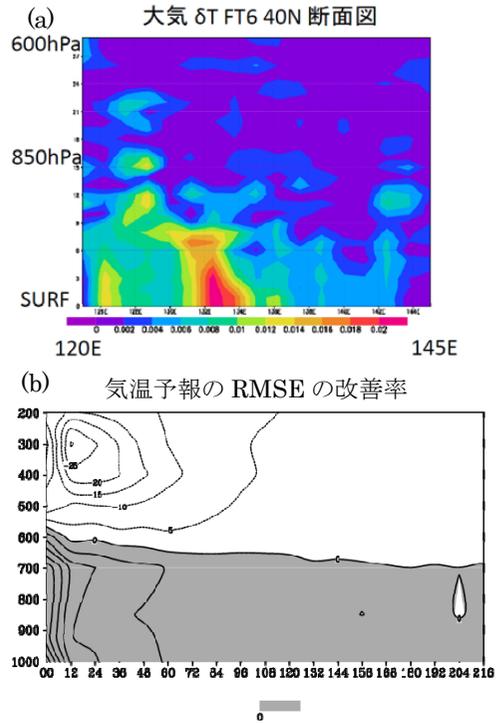


図1 MRI-CDA1のNWPとしての初期評価。(a)は海洋観測データ同化による大気下層の変化(FT6)。気温のインクリメントの時間発展の経度・鉛直断面図。(b)はTESTのCNTLに対する気温予報のRMSEの全球平均改善率(%)で、正值(シェイド)は結合同化による改善を示す。予報誤差の計算は、ERA-interim解析を真値として用いた。横軸は予報時間(0-9日)、縦軸は気圧高度1000-200hPa。

が見られる。

### 3. 今後

MRI-CDA1についてより適切な評価を行うためにCGCMによる予報実験を進めており、実験結果を解像度をそろえた大気単体システムと比較することで、より適切な評価を行う予定である。また、大気と海洋にまたがる観測情報の伝搬についても解析を進めており、発表ではこれらについても報告する予定である。

## アンサンブルデータ同化を用いた NICAM のモデルパラメータ推定

小槻峻司\*, 寺崎康児, 八代尚, 富田浩文(理研計算科学), 佐藤正樹(東大気海洋研), 三好建正(理研計算科学)

### 1. はじめに

本研究は, TRMM/GPM による降水観測データ利用し, 大気客観解析及びこれを初期値とした予報に改善をもたらすことを目的とする. 観測値を同化して数値天気予報を改善する一般的な方法は, 状態推定である. Kotsuki et al. (2017a, JGR)は, 全球降水マップ Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP)を NICAM-LETKF に同化し, 衛星観測降水量を用いた数値予報精度の改善に成功した. 本研究では, Kotsuki et al. (2017a)を更に発展させ, GSMaP を利用して NICAM のモデルパラメータを推定し, 降水予報の改善を試みる.

### 2. パラメータ推定手法

実験には, Terasaki et al. (2015, SOLA) により開発された NICAM-LETKF を用いる. モデル解像度は 112 km, アンサンブルメンバー数は 40 とした. コントロール実験(CTRL)は, NCEP PREPBUFR, AMSU-A, GSMaP Gauge を同化する状態推定のみを行う. CTRL は, NICAM の標準パラメータ設定を使用する.

パラメータ推定実験(TEST)は, 上記の状態推定に加えて, モデルパラメータをアンサンブルデータ同化により推定する. 本研究では, 大規模凝結スキーム Berry's parameterization の B1 パラメータを推定する. B1 は, [0:1]で定義され, 雲粒から雨滴への変換効率を制御する. NICAM の標準設定に従い, B1 は全球様のパラメータとし, アンサンブル変換カルマンフィルタ(ETKF)により全球の観測データを同時に扱って推定する. パラメータ推定には GSMaP Gauge のみを同化した. 2014 年 6 月 1 日を初期値とし, CTRL と TEST 実験を 7 ヶ月間行った.

### 3. 結果と今後の方針

実験を始めて 5 日程度で, 推定したパラメータは下限値近くに収束する結果となった(図-1). 一般に, 粗い数値予報モデル(> 100 km 解像度)では, 弱い雨域が広域に広がるのが知られている. CTRL の予報降水にも同様の傾向があったが, パラメータ推定により弱い雨域の広がりが緩和され, GSMaP Gauge により近い降水分布を得た. GSMaP Gauge に対する降水予報スコアでは, モデルの過大評価が有意に改善され(図-2a), スレットスコアにも僅かながら改善が見られた(図-2b). 大気の状態変数を検証したところ, 降水に関連の深い熱帯の対流圏下層の混合比が, パラメータ推定実験で改善していることが確認された.

今後は, パラメータ推定の目的変数として, 大気の状態変数や再解析データを同化する実験を行う. また, 本研究では全球様を仮定したが, 今後は空間分布を持つものとして推定することも検討している.

**謝辞** 本研究は JAXA-PMM の支援を受けた.

### 引用文献

Kotsuki S. et al. (2017a): *J. Geophys. Res.* doi: 10.1002/2016JD025355. (in press)

Kotsuki S. et al. (2017b): Model parameter estimation using ensemble data assimilation: A case with the Nonhydrostatic Icosahedral Atmospheric Model NICAM and the Global Satellite Mapping of Precipitation Data. (in preparation)

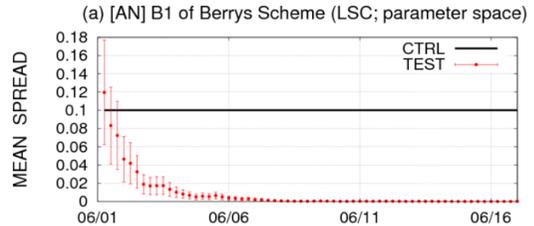


図-1 推定した B1 パラメータの時系列(赤線)と CTRL の標準値(黒線). エラーバーはパラメータのアンサンブルスプレッドを示す. Kotsuki et al. 2017b より引用.

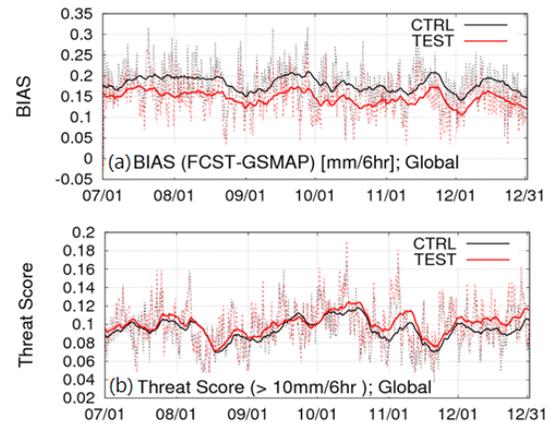


図-2 GSMaP\_Gauge に対する 6 時間降水予報スコアの時系列. (a) バイアス [mm 6h<sup>-1</sup>], (b) スレットスコア [10 mm 6h<sup>-1</sup>] である. 黒線と赤線はコントロール実験とパラメータ推定実験を示す. 破線は 6 時間毎の降水予報スコアであり, 実線は破線の 10 日間移動平均である. Kotsuki et al. 2017b より引用.

cloud-scale における熱力学場同化実験の降水予測精度評価

清水 慎吾・岩波 越・加藤亮平・櫻井南海子・前坂剛・鈴木真一・出世ゆかり・木枝香織

(国) 防災科学技術研究所

1. 本研究の目的

積乱雲の上昇流を駆動する cloud-scale の熱力学場は気象学において重要な変数であるが、直接測定することは困難である。レーダ解析で得られる力学場にバランスする気圧偏差場と温位偏差場を推定する手法(Gal-Chen, 1978)が開発され利用されてきたが、以下の欠点が知られている(Hane et al, 1981): (1)各高度での平均からの偏差は得られるが絶対値は得られない; (2)浮力項に寄与する水蒸気偏差と気温偏差を分離できない; (3)観測で得られる3次元風速場の更新頻度が低いと極端に精度が悪化する(Sun and Crook, 1996)。最近 Liou et al, 2014 (L14) は数値モデルの第一推定値を用いて平均場および水蒸気偏差を推定することで(1)と(2)の欠点を克服できることを報告した。本研究では L14 の手法に基づき、1分間隔のセクタースキャン・ボリュームデータを用いて温位偏差を推定し、雲解像モデル CReSS に同化することで降水強度の予測精度を評価した(PTP1min実験)。また2分間隔および5分間隔に間引いた実験(PTP2min と PTP5min)も行い、降水予測へのスキャン時間間隔の影響を調べた(図1)。

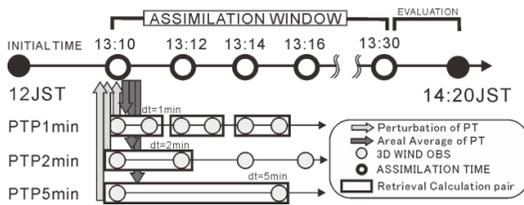


図1 同化窓と予測評価時間。13:10-13:30 JST で温位場を推定した。すべての実験で推定した温位場を2分間隔で同化した。同化後の13:30-14:20 JST の降水予測精度を評価した。

2. 同化実験の概要

2013年9月2日に埼玉県越谷市に竜巻被害をもたらした積乱雲について、cloud-scale での熱力学場同化実験による降水量予測へのインパクトを調査した。竜巻被害を起こす40分前の13:10 JST(日本標準時)に防災科研の2台のX-band MP レーダで積乱雲の発生初期を捉え、その後40分間にわたり1分間隔のボリュームスキャン(8仰角)を実施した。本実験では、積乱雲の発達初期である13:10から13:30 JST までの三次元気流場を Protat and Zawadski, 1999 による変分法に基づく手法で推定した。連続する2時刻のデータを用いて風の加速度を推定し、加速度とバランスする温位場を求めた。PTP1min 実験では13:10 JST の熱力学場を13:10 および13:11 JST のデー

タを用いて推定した。PTP2min 実験(PTP5min 実験)では13:10 と13:12 (13:15) JST のデータを用いて推定した。数値計算の初期値は気象庁MSMの12JSTの出力を用い、格子解像度1kmで関東地方を含む256km×264kmの領域で3時間積分した。すべての実験で2分毎にナッジング法で雨混合比、風の三成分、水蒸気偏差、温位場を同化した。13:30から14:20 JST まで5分間積算雨量を出力した。国交省XRAINを用いてR-Kdp関係式(Maesaka et al, 2011)で求めた雨量分布を真値として精度評価を行った。また13:25と13:30 JST のXRAIN データを用いて降水域移動ベクトルを推定し、13:30 JST の雨量分布をセミラグランジュ後方探査法(Germann and Zawadski, 2002)で移流させ、14:20 JST までの雨量を予測する実験(NOWC実験)も同時に行い、本手法のノウキャストに対する優位性を調べた。

3. 結果とまとめ

図2にCSIの時間変化を示す。降水強度20mm(図2a)と5mm(図2b)の閾値でCSIをそれぞれ評価した。PTP1min 実験は同化後20分から40分にかけて他実験よりも精度が高かった。また熱力学場同化実験ではスキャン時間分解能が上がるほど降水予測精度が上がった。予測精度の悪化が緩やかな特徴を持つ本手法はノウキャストの予測精度が急激に下がる20分以降から1時間程度先までの予測精度を補完する手法として有効だと考えられる。

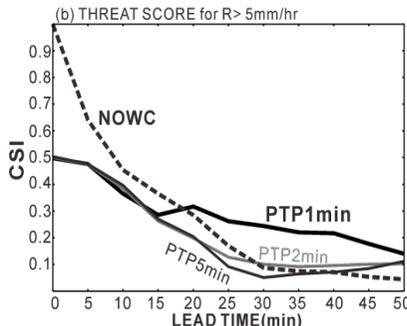
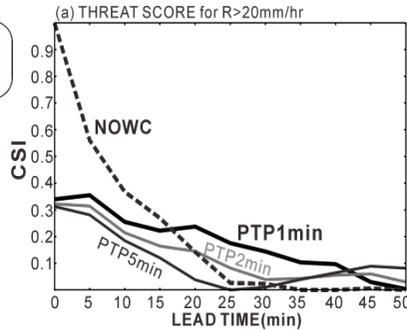


図2 13:30 JST から50分先までのgrid-to-gridにおけるCSIの時間変化。

(a) 時間雨量20mm以上の降雨に対する予測スコアの時間変化。

(b) 時間雨量5mm以上の降雨に対する予測スコアの時間変化。

PTP1min 実験、PTP2min 実験、PTP5min 実験、NOWC 実験の結果をそれぞれ示す。

謝辞: 利用したXRAINはデータ統合・解析システムDIASの枠組みの下で収集・提供されたものである。

## 二重偏波レーダーデータを用いた降雹事例に関するデータ同化実験

川畑 拓矢<sup>1</sup>, 山内洋<sup>2</sup>, 南雲信宏<sup>1</sup>, 足立アホロ<sup>1</sup>

1:気象研究所, 2:気象庁

## 1. はじめに

Kawabata et al. (2015) ではいくつかの二重偏波レーダーデータ同化手法について精度を比較し、散乱計算をフィッティングによって簡略化したやり方(FIT)と、観測された  $K_{DP}$  から雨水量を算出するやり方(KD)の2種類が、精度が良く、変分法データ同化には適していると結論づけた。今回は、これらの観測演算子を NHM-4DVAR へ実装し(川畑ほか 2016)、2014年6月24日に東京都調布市付近に発生した雷雨事例について適用を試みた。

## 3. 観測演算子

FIT の観測演算子は以下の通りである。

$$Z_{H,V} = \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K_w|^2} \left( \alpha_{h,v}^2 N_0 \Lambda^{-(2\beta_{h,v}+1)} \Gamma(2\beta_{h,v} + 1) \right)$$

$$K_{DP} = \frac{180\lambda}{\pi} N_0 \alpha_k \Lambda^{-(\beta_k+1)} \Gamma(\beta_k + 1)$$

ここで、H,V および h,v は水平、鉛直偏波を表す。さらに  $\alpha$ 、 $\beta$  はフィッティング係数、 $\lambda$ 、 $K_w$ 、 $N_0$ 、 $\Lambda$ 、 $\Gamma$  はそれぞれ波長、誘電係数、intercept parameter、slope parameter である。すなわち、モデル内で予報された混合比と数濃度から反射強度、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$  を算出する。

KD は次式で与えられ、事前に用意された係数 ( $b_2, c_2$ ) と波長( $f$ )、観測された  $K_{DP}$  から雨水量を算出する。

$$Q(K_{DP}) = c_2 \left( \frac{K_{DP}}{f} \right)^{b_2}$$

FIT と KD の大きな違いは入力値としてモデルの予報値を与えるか、観測値を与えるかという点にあるが、いずれもモデルの雨水量混合比解析にインパクトを与える点では同じである。

アジョイントモデルの制約と  $K_{DP}$  の性質を鑑みて扱いやすい液体の領域のみで同化を行い、モデル内で気温が  $0^\circ\text{C}$  以下の高度は除外している。

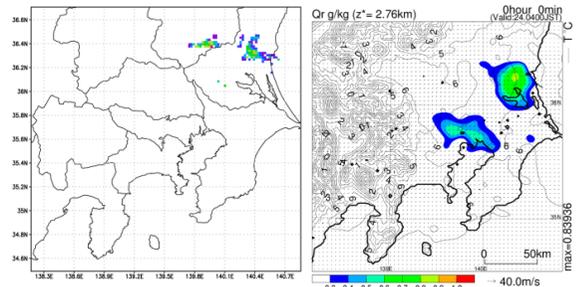
## 4. 同化実験

今回とりあげた事例は、調布市付近に激しい降

雹が発生した事例で、山内と足立(2017、気象研究ノート)によって気象研究所二重偏波レーダーを用いてその構造が解析されている。

本実験においては、降雹のあった13時頃へ向け04時からKDによるデータ同化サイクルを実施し、GNSS可降水量と  $K_{DP}$  を同化した。第1図左に観測された反射強度を示す。第一推定値では全く雨水が存在しない場であったが(図省略)、同化結果(第1図右)では観測と同じ位置(霞ヶ浦付近)に雨水が生成されている。ただし、東京都に偽の降水が見られている。これは本実験において‘0 dBZ’同化(Kawabata et al. 2011)を行わなかったため改善が可能である。また観測データによると東京都はこれから数時間後に対流が発達しており、すでに不安定な場となっていることが推測される。

今後、さらなる改善点を洗い出し、同化サイクルを進めていく予定である。またFITによる同化を行い、これらの比較を行いたい。



第1図 左：仰角0.5度のZh (0400JST)。

右：同化結果による雨水量混合比(高度2.8km)。

謝辞

本研究の一部は文科省フラッグシップ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」(hp160229)の委託を受けた。

フェーズドアレイ気象レーダを用いた三次元降水補外予測のリアルタイム運用実験  
大塚成徳・三好建正・大東真利茂(理研計算科学)・佐藤晋介(NICT)・石川裕(理研計算科学)

### 1. はじめに

フェーズドアレイ気象レーダ (PAWR) は高頻度高密度に3次元全天走査が出来る最新の降雨観測装置であり、今後の気象防災に大きく貢献するものと期待されている。従って PAWR の高度利用は急務である。なかでも時空間補外による降水ノウハウキャストは簡便な手法ながら実用上有益な短時間予測を得ることが出来る。Otsuka et al. (2016b)は PAWR を用いた3次元降水時空間補外が従来の2次元時空間補外に比して予測精度が高い事を示した。また、その3次元時空間補外手法に Otsuka et al. (2016a)の局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(LETKF)システムを適用することにより、さらなる精度向上が得られることを日本気象学会 2016 年度秋季大会にて報告した。しかしながら高精度な実時間予測のためには高い計算機能力が必要であり、高速化が課題であった。

本研究では一般的なクラスタ型計算機で実時間内に予測を実行できるようにシステムに変更を加え、その予測精度を検証し、今後の実時間運用に向けた課題を検討する。

### 2. 実験設定

入力データは大阪大学に設置された PAWR のレーダ反射因子を 250 m 間隔の等方格子に内挿したものを用いる。Otsuka et al. (2016b)の 100m 間隔よりも粗くすることにより、計算時間の短縮を図る。一方で計算領域は Otsuka et al. (2016b)の 35km×25km×10km から 120km×120km×10km に拡大し、レーダ探知範囲をすべて覆うことによって、特定の事例に特化することなく連続運用できるようにする。

移動ベクトル算出は Otsuka et al. (2016b)の3次元相互相関法(TREC)を用いる。同化無し実験では水平非発散条件を用いてベクトル場を平滑化する(COTREC)。

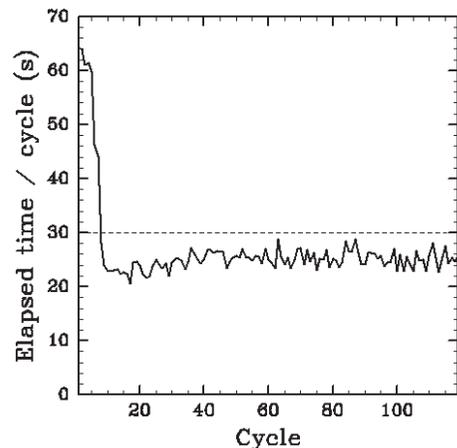
データ同化手法は LETKF に変えて最適内挿法を用いる。これによりアンサンブル計算とデータ同化の計算量を削減する。得られた解析ベクトル

場を用いて 10 分先までの移流予測実験を行い、実際の PAWR 観測と比較して精度検証を行う。

### 3. 結果

まず実時間実行のための計算性能試験を行った。試験に用いた計算機は Xeon E5-4650v2 2.4GHz 10 コア×4 ソケット×4 ノード(合計 160 コア) である。

図は 2015 年 8 月 8 日 15 JST から 1 時間のデータを用いて行った同化無し実験の経過時間を示す。時折システム負荷が上がり、目標の 30 秒を超過しているタイミングもあるが、平均的には 25 秒程度で計算が完了している。レーダーサイトからのデータ転送に 1~2 秒、最適内挿法によるデータ同化部分も 1~2 秒を見込んでおり、実時間実行可能である。今後は予測精度を検証する。



図：予測計算にかかる時間の実測値。

### 参考文献

- Otsuka, S., S. Kotsuki, and T. Miyoshi, 2016a: *Wea. Forecasting*, **31**, 1409-1416.
- Otsuka, S., G. Tuerhong, R. Kikuchi, Y. Kitano, Y. Taniguchi, J. Ruiz, S. Satoh, T. Ushio, and T. Miyoshi, 2016b: *Wea. Forecasting*, **31**, 329-340.

# コヒーレント・ドップラー・ライダーと数値予報モデルによる 局地的豪雨の再現実験

\*岩本尚大<sup>1</sup>, 古本淳一<sup>1,2</sup>, 東邦昭<sup>3,1</sup>

(1. 京大生存圏研究所, 2. オクラホマ大学 ARRC, 3. メトロウエザー株式会社)

## 1 はじめに

近年, 局地的豪雨が増加傾向にあり, 公共交通機関の遅延などによる経済的損失に加え, 地下空間への浸水による人的被害が発生している。気象災害の減災や防災には局地的豪雨の事前予測が欠かせないが, 時空間スケールが非常に小さいため, その予測は難しい。そのため, コヒーレント・ドップラー・ライダー (CDL) を用いて積乱雲のもととなる積雲の生成過程である大気境界層内の下層風分布を面的に観測し, 高分解能の数値予報モデルに同化することで局地的豪雨予測の精度向上が見込まれる。

本研究では, 2015年の夏季に東京都内で発生した局地的豪雨をターゲットとして観測範囲が半径4kmで水平分解能が100mのCDLを用いた下層風観測および観測データの4次元変分法(4D-VAR)による同化実験を行い, 局地的豪雨予測の可能性について検討を行った。

## 2 数値予報モデルの概要と同化手法

本研究では, 東京都中央区日本橋に設置されたCDLによる視線風速観測結果を非静力学数値予報モデルのWRF(Weather Research and Forecasting Model) Ver.3.8.1にデータ同化してそのインパクトを調べた。

数値予報モデルの初期値・境界値は水平分解能が5kmの気象庁メソ予報モデル(MSM)の予測値・再解析値を用い, 地表面温度, 海面水温などの不足する情報は水平分解能約10kmのNCEPのデータを用いた。また, 地形データは国土地理院提供の10mメッシュデータを用い, 土地利用条件は環境省提供の100mメッシュデータを用いた。

計算領域は外側領域として1kmメッシュで151×151gridsのドメインA, 内側領域として200mメッシュで221×221gridsのドメインBを用いた。4D-VARの初期値・境界値更新計算の計算負荷を削減するため, ドメインAからドメインBのみにネスティングができる1-way nestingを採用し, 同化と予報計算はドメインBのみを用いた。

## 3 同化実験

東京都心部で局地的豪雨が観測された2015年7月24日について(図1), 数値予報モデルによるシミュレーションを行った。

本実験では, 2015年7月24日0400-0430UTCにかけて6分間隔のCDL観測データを4D-VARにより同化し, 初期値・境界値を更新するための時間発展計算を行った。時間発展計算は計算時間を考慮して4周で打ち切った。

更新された初期値をもとにWRFで0400UTCを初期時刻として3時間先まで予報を行った結果, CDL観測データを連続的にモデルに同化することで観測点周辺で下層風の収束が表現された(図2)。

今後は予測精度向上のため, 複数台のCDLを設置, 観測し, その観測データを数値予報モデルに同化した時のインパクトを検証する必要があると考えられる。

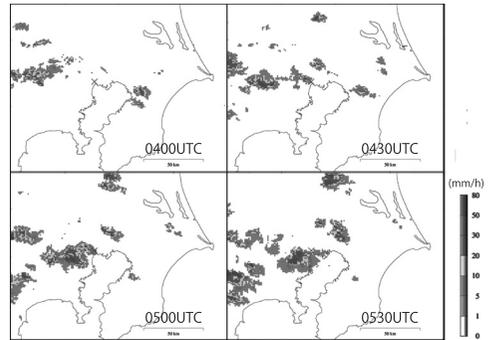


図1: 2015年7月24日0400-0530UTCのレーダー観測画像(x印はCDL設置場所)

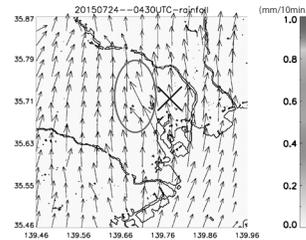


図2: 2015年7月24日0430UTCの4D-VAR同化実験の降水量と風向風速分布(x印はCDL設置場所)

# Neighboring Ensemble に基づく変分同化法を使った PALAU2013 事例への衛星搭載マイクロ波放射計輝度温度の同化実験

青梨和正、岡本幸三、山口宗彦（気象研究所）、田島知子（リモート・センシング技術センター）

## 1. はじめに

台風発生過程の解明には、対流スケールから大規模までの幅広い空間スケールの雲解像モデルのシミュレーションが不可欠である。しかし、現実大気の良いシミュレーションには、熱帯海上での環境場や、台風に先行するメソ対流系の降水の情報不足している。本研究の目標は、台風発生期において、リモートセンシングデータを雲解像モデルの同化システムに入力して、環境場やメソ対流系の現実的な初期値を作ることである。

我々は、このために、NHM用のNeighboring Ensemble (NE)に基づく変分同化法(EnVA:Aonashi et al 2016)と、これを用いた雲・降水域の衛星搭載マイクロ波放射計 (MWI) 輝度温度(TB)のデータ同化システムを開発した。

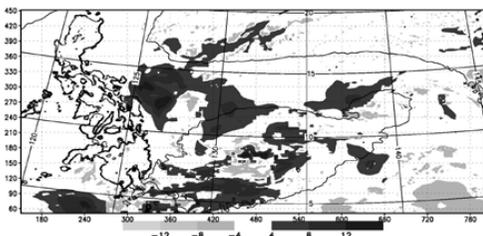
今回は2013年PALAU2013期間中の(2013/6/24/00UTC)初期のNHM予報への(6/24/21-22UTC)のMWI TBのEnVA同化の解析値とこれからの予報について報告する。(発表では、それ以降のMWI TBも同化したサイクル実験の結果も報告する予定である。)

## 2. MWI TB 観測値を同化した解析値

本研究の用いたNHMの水平解像度は5 km, 水平格子は、1101x551、鉛直は50層である。初期値は6/24/00UTC GANAL から内挿し、6/23/12UTC 週間摂動を使った50メンバーのアンサンブル予報を実行した。このアンサンブル予報に4次元に拡張したEnVAで、6/24/21UTCのTMI, SSMIS F17と22UTCのSSMIS F18のTBを同化した。

図1は、6/24/21UTCのあるアンサンブルメンバー(08m)の解析値のインクリメントを高度1460mでの相対湿度について示す。

図1: 2015/9/8/17UTCのAMSR2 TBをEnVAで同化したときの高度1460mでの相対湿度(%)の解析インクリメントと地上気圧



## 3. MWI TB 観測値の同化の解析値からの予報

図2は、あるアンサンブルメンバー(08m)の2013/6/24/21UTC初期の降水強度、地上気圧のNHM15時間予報を示す。(上)は、DEC+EnVAの第1推定値を初期値とする予報(同化なし)である；(下)は、DEC+EnVAの解析値を初期値とする予報(同化あり)である。

同化なしよりも同化ありの方が、フィリピン東海上の降水域が強くなっている。また、東経140度付近の擾乱がより発達している。

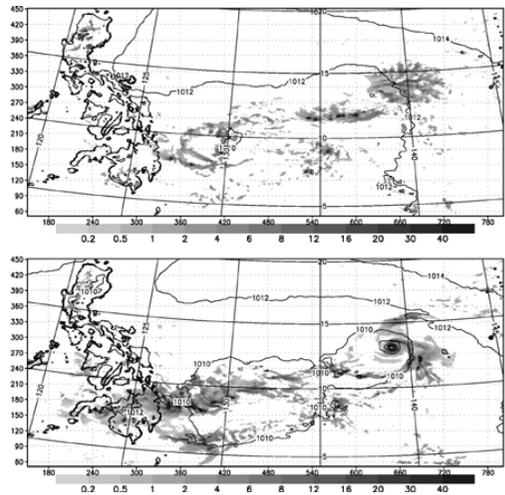


図2: 2013/6/24/21UTC初期の降水強度(mm/h, shade)と地上気圧(hPa, contour)のCRM15時間予報  
(上)同化なし (下)同化あり

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。

# 2015年9月関東・東北豪雨事例における高密度地上観測のデータ同化実験

\*前島 康光<sup>1</sup>, 三好 建正<sup>1,2</sup>

(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

理化学研究所・計算科学研究機構では、局所アンサンブル変換カルマンフィルタ (LETKF) 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) を用いて、6時間毎に NCEP PREPBUFR を準リアルタイムで同化する実験を行っている。この実験では、2015年9月9日から10日にかけて甚大な洪水被害をもたらした「平成27年9月関東・東北豪雨」の事例においても、豪雨をもたらした大気場の大まかな特徴を捉えていた。しかし、実際の観測と比較すると、降水域に明確なずれや積算雨量が少なく予報されるといった問題点も見られた。

このような顕著な豪雨事例に対しては、総観スケールでの降水予報のみならず、ピンポイントで量的精度の高い予報を目指した取り組みが重要であり、また防災の観点からも求められている。

本研究では高密度な地上観測データを同化する実験を行い、豪雨予報の改善にどのようなインパクトがあるか調べた。なお本予稿では、間もなく執筆する論文 (Maejima and Miyoshi 2017) に用いる予定の図を一部引用している。

## 2. データ同化および予報実験の設定

データ同化システムとして SCALE-LETKF を用いた。初期時刻は 2015年9月7日 00UTC とし、初期値・境界値は、前出の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 40 層、アンサンブルメンバー数は 50 とした。

まずコントロールラン (CTRL) として、6時間毎に NCEP PREPBUFR のみを同化した実験を行った。これに加え、NTT DoCoMo 環境センサーネットワークの地上観測データのうち、相対湿度、気温、気圧を 1時間毎に同化した実験 (TEST) を行った。

## 3. 結果

48 同化サイクル (初期時刻から 2 日間) 経った 9月9日 00UTC における結果を示す。ここでは地上データの効果をわかりやすく示すため、TEST と CTRL との差 (TEST-CTRL) を可視化した。図 1(a) は鉛直積算した Liquid water path (LWP) [ $\text{g m}^{-2}$ ] の解析値の差である。特に降水量が多かった栃木県を中心に、LWP が最大で  $5 \text{ g m}^{-2}$  増加しており、地上観測データ同化による水蒸気場の改善が、雲の発達を促したと考えられる。図 1(b) は東経  $139.75^\circ$  (破線) における大気の安定度 ( $S=1/\theta \cdot d\theta/dz$ ) の鉛直断面図の差であり、値が小さい (色が濃い) ほどより不安定成層になったことを

示している。特に 1000m 以下の大気下層で不安定化していることがわかり、対流を活性化させる効果があった。

続いて、2015年9月9日 00UTC ~12UTC の 1時間毎

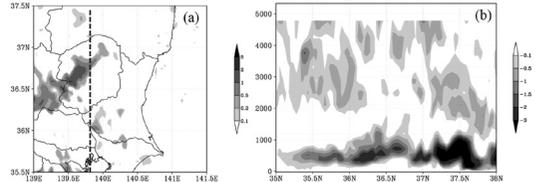


図 1: 9月9日 00UTC における TEST と CTRL の解析値の差。(a) LWP, (b) 東経  $139.75^\circ$  における大気の安定度。

の解析値を初期値とした 6 時間予報実験を行った。この実験では 10 分毎に降水強度を出力し、気象庁全国合成レーダーデータと比較した。図 2 は 60km の正方領域で、10mm を閾値としたフラクシヨンスキルスコア FSS を算出し、リードタイム毎に全 13 予報実験の平均を取ったものである。その結果、TEST を初期値とした方がすべてのリードタイムでスコアが改善しており、地上観測データ同化が降水の改善に有効であることが示唆された。

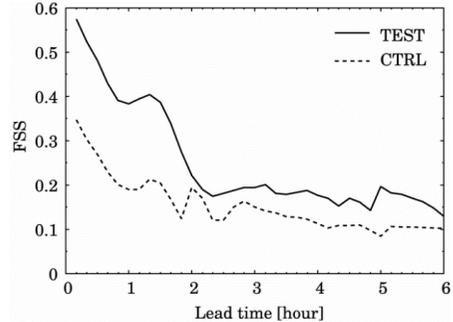


図 2: 予報実験におけるフラクシヨンスキルスコア。実線が TEST を初期値とした結果、破線が CTRL を初期値とした結果をそれぞれ示す。

## 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。

# 渦位反転可能原理に基づくアンサンブルカルマンフィルタ

露木 義 (気象大学校/気象研究所)

## 1. はじめに

マルチスケールへの対応は、大気・海洋のデータ同化における大きな課題の一つである。アンサンブルカルマンフィルタ (EnKF) ではサンプリングエラーの影響を軽減するため、推定対象とする現象の時空間スケールに応じて、共分散局所化を変える必要がある。Zhang et al (2009)は、観測データのサブセットごとに異なる局所化を用いる方法を、Miyoshi and Kondo (2013)は、空間平滑化を利用したマルチスケールの局所化法をそれぞれ提案した。

本研究では、マルチスケール・データ同化の方法として、EnKF に渦位反転可能原理 (Hoskins et al,1985)を応用する。この方法の有効性を検討するために、浅水モデルを用いてデータ同化実験を行った。

## 2. 方法

渦位反転可能原理によって渦位から逆計算されるバランス成分  $x_b$  は、渦位保存則に拘束された運動をするが、非バランス成分  $x_u$  は渦位を持たないので、そのような拘束を受けない。このように物理が異なるので、両者の予測値の間の統計的相関は無視できると考えられる。

このことを仮定すると、予測値の共分散行列がそれぞれの成分の共分散行列の和になるので、カルマンゲイン  $K$  も次のようにバランス成分  $K_b$  と非バランス成分  $K_u$  に分解される。

$$K = K_b + K_u$$

この分解によってサンプリングエラーが軽減されるだけでなく、それぞれのカルマンゲインの計算に異なる共分散局所化を適用できる。

## 3. 実験の設定

f 平面上の浅水方程式系を代表的な水平スケールと速度スケールで無次元化し、計算領域は1辺の長さ  $2\pi$  の正方形とし、周期的境界条件を採用する。空間離散化はスペクトル法、時間積分はリーブフロッグとタイムフィルタによる。慣性重力波も推定の対象にするので、セミインプリシット法を用いることはしないが、慣性振動は方程式系から除去する。

真値とする状態の初期値は、Dritschel et al (1999)によるバランスした幅1の順圧不安定なジェット流と、高さが水深の0.5倍のバランス

していないガウス型の高度場が、距離1.5だけ離れて共存するものとする。ロスビー数とフルード数はともに0.5とする。

データ同化法には、摂動観測法による EnKF を用いる。解析変数は速度と高度、観測データは速度のみで、観測誤差の大きさを0.1とする。各メンバーの渦位の予測値から逆計算して  $x_b$  と  $x_u$  を求め、 $K_b$  と  $K_u$  を算出する。逆計算には、McIntyre and Norton (2000)による2次の直接法を採用する。

## 4. 実験の結果

準備実験として、格子点数を  $60 \times 60$ 、観測データの空間間隔を6格子点、その時間間隔を0.5、局所的な高度場の半径を0.5に設定した。アンサンブルメンバー数を100とし、共分散膨張係数を0.01単位で、局所化距離を5格子点単位で変えた。 $x_b$  と  $x_u$  の予測値の間には、有意水準5%で無相関仮説が棄却されない程度の相関しかないことを確認した。

図1に、カルマンゲインを分解する場合 (実験A) と分解しない場合 (実験B) について、水平発散の解析値のRMSEの時系列を示す。それぞれについて、エネルギーノルムに基づく解析値のMSEの時間平均値が最も小さなパラメータの組合わせを選んである。違いは大きくないが、分解する場合のほうが推定精度が高かった。なお、実験Aにおいて  $x_u$  の局所化距離を  $x_b$  より短くすると精度が低下した。

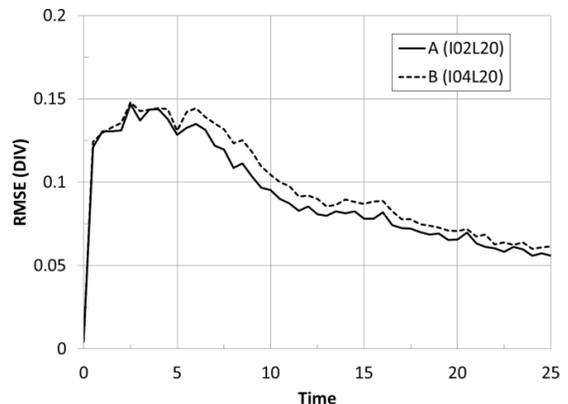


図1. 実験A (実線), B (破線) による水平発散の解析値のRMSEの時系列。それぞれの共分散膨張係数と局所化距離 (格子点数) は、A (1.02, 20), B (1.04, 20)。

## アンサンブルデータ同化のための摂動手法について(2)

\* 斉藤 和雄<sup>1,2</sup>、國井 勝<sup>1</sup>、Le Duc<sup>2,1</sup>、栗花 卓弥<sup>3</sup>

(<sup>1</sup> 気象研究所、<sup>2</sup> 海洋研究開発機構、<sup>3</sup> 筑波大学)

### 1. はじめに

アンサンブル予報を用いるデータ同化手法は、アジョイントモデルが不要なため開発コストが少なく、アンサンブル予報が同時に行える、などの利点があり、研究や現業に利用されるようになってきている。その一方で、精度の点では4次元変分法など既存の手法を凌駕出来ないという報告も多く改善の余地があるように思われる。アンサンブルデータ同化ではアンサンブル予報が張る空間でアンサンブル平均場からの差からデータ同化に必要な予報誤差を見積もるが、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摂動手法として「アンサンブル変換」と呼ばれる方法が広く用いられている。アンサンブル変換法の利点として、摂動振幅に解析誤差が反映すること、摂動場の直交性が一定程度保証されるということが挙げられる。一方で、LETKFの摂動は、BGM法や特異ベクトル法などの他の摂動手法に比べて成長が遅く、アンサンブル予報の初期摂動として用いた場合のアンサンブル平均の精度やアンサンブル予報の検証スコアで必ずしも良くないことが講演者らのこれまでの調査(Saito et al. 2011; 2012: Tellus)で示されている。

前回(2016 年秋)の講演では、アンサンブル変換で何が起きているかを確認するため、5メンバーの SPEEDY-LETKF を実行し、変換行列の係数を実際に出力して確認するとともに、変換行列非対角成分の重ね合わせによる摂動ベクトルを図示した。今回は、それに引き続き調査として、20メンバー SPEEDY-LETKF について変換行列非対角成分の重ね合わせによる摂動ベクトルの空間構造や対角成分と非対角成分のそれぞれ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。

### 2. 実験の仕様と結果

SPEEDY-LETKF の諸元は T30(約 400km)7 層、OSSE としてランダム誤差を加えた疑似ゾンデデータを生成して同化する。メンバー数は 20、局所化スケールは 1000km、adaptive inflation を使用している。スピニングアップとして 40 日の同化サイクルを行い、局所化スケールを 500km $\sim\infty$ まで変えている。図1は実験対象とした日の 500hPa 高度場で、トラフが日本の西にある総観場となっている

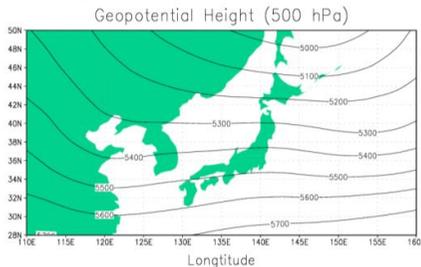


図1 SPEEDY-LETKF 実験対象日の 500hPa 高度場。

図2に局所化スケール 750km の時の第 4 層(510hPa)、第 3 層(685hPa)、第 2 層(835hPa)の非対角成分によるメンバー01の摂動ベクトルを示す。ノイズっぽく、上下の層での整合性が良くないのが見て取れる。図3は非対角成分による摂動のパワースペクトルで、局所化スケールが小さい場合、高波数側のスペクトル成分が大きくなっている。

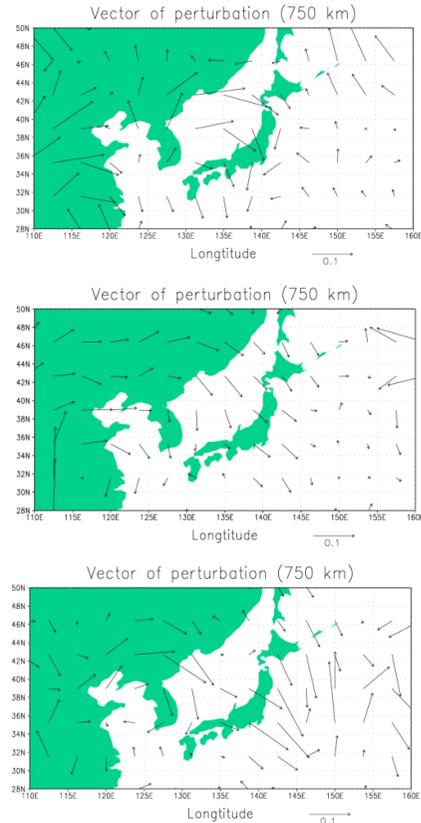


図2 SPEEDY-LETKF アンサンブルメンバー01における非対角成分による摂動。上)第4層、中)第3層、下)第2層

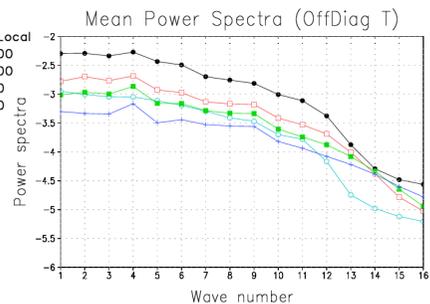


図3 非対角成分摂動のパワースペクトル。20メンバーの平均。

### 4. 今後

初期摂動における非対角成分の存在が予報を劣化させているかを確認する。また鉛直構造の不整合について、NHM-LETKF を用いた場合についても調べる予定である。

謝辞: 本研究の一部は、科研費基盤研究(B)「アンサンブルデータ同化のための最適摂動手法に関する研究」、及びポスト「京」重点課題4「観測ビッグデータを活用した気象と地球環境の予測の高度化」の助成を受けた。

## 南極点ゾンデ観測同化のための AFES-LETKF 同化システムの改良

\* 山崎哲<sup>1</sup>・榎本剛<sup>2</sup>・三好建正<sup>3</sup>・吉田聡<sup>1</sup>・小守信正<sup>1</sup> (1: JAMSTEC 2: 京大防災研 3: 理研 AICS)

### 1 はじめに

大気大循環モデル AFES と局所アンサンブル変換カルマンフィルタ LETKF から構成される AFES-LETKF データ同化システム (ALEDAS) を用いてアンサンブル全球大気再解析 ALERA2 が作成され (Enomoto et al. 2013), 2008 年から 2012 年までデータが作成された。ALERA2 は総観規模以上の大気現象に対して妥当な解析精度を持っており、解析アンサンブルや ALERA2 からのアンサンブル予報を行うことで、ALEDAS での観測システム実験での全球での観測の影響評価を行ってきた。

ALEDAS は全球のデータ同化システムとして高度なシステムであるが、2 つの弱点があった；それは、(1) 最南/北端のモデル格子よりも南/北極に近い観測を同化できないことと、(2) 円形で与えられる誤差共分散局所化の探索領域 (Miyoshi et al. 2007) が、球面上でモデル格子の経度方向間隔の緯度毎の差のために極点付近でわずかに歪んでしまうことである。前者は、AFES がガウス格子で構成される全球スペクトルモデルであること、後者は局所化のための観測探索の高速化によるトレードオフと関係している。これらの弱点は、全球の観測を余さずに同化する際の障害となる。特に (1) は、ALEDAS の計算の安定性に大きな影響を与えることがあった：南半球の夏季 (12~2 月) に予報サイクルで計算が発散することがしばしば起こり、その期間だけタイムステップを短く取る必要があった。この発散時に南極の対流圏界面付近でスプレッドが極端に大きくなり、その付近で計算不安定が起こっていることがわかった。元々南極点付近の対流圏上部は ALEDAS で同化される観測の少ない領域だが、ALEDAS は弱点のために南極点で行われている通常ゾンデ観測を同化することができなかった。そこで、計算の安定化と全球の観測同化のために弱点を克服するアルゴリズム修正を ALEDAS に施した。

### 2 アルゴリズムの修正

上記の弱点を補う 2 つの修正がなされた。1 つめは観測演算子を極点上でも定義できるように、モデルデータを極点内に挿入する修正を追加した。これによって ALEDAS のモデル (ガウス) 格子の最南/北端モデル格子より南/北側に位置する観測を同化できるようになった。2 つめは、局所化を高速化するための観測の探索領域を球面三角法に基づいてより広域に修正した。これによって計算コストはわずかに増加するが、極点近傍でも他の緯度帯と同じ円形の局所化を行うことが可能になった。

### 3 同化サイクル実験

修正されたアルゴリズムを実装し、旧アルゴリズムでの同化サイクル実験と比較した。実験は、2012 年 7 月 (冬) と 2013 年 1 月 (夏) について行われ、修正アルゴリズムを実装した実験 (テスト実験) と旧アルゴリズムでのもの (標準実験) とを比較した。同化システムの設定はこれまでと同様な

ALERA2 作成のための設定を用いた (inflation= 10%, 局所化半径  $2\sqrt{10/3} \times 400$  km, 詳細は Enomoto et al. 2013)。

得られた解析場は、夏・冬ともに南極点付近のアンサンブルスプレッドがテスト実験で標準実験よりもかなり小さくなった (図 1)。さらに、夏ではテスト実験で標準実験よりもタイムステップを長く取ることができた。同時に、ERA Interim (Dee et al. 2011) に対する解析値の差もテスト実験の方が南極の対流圏上部で小さくなり、アルゴリズムの修正が解析場の改善にも寄与した。さらに、テスト・標準実験の両方を初期値とした 5 日間の予報実験を行ったところ、テストからの予報の方が特に予報初期の予報対解析値のずれが全球で良くなっており、南極点の観測同化や局所化アルゴリズムの修正が解析値のバランスを改善したことを示唆していた。

アルゴリズムの修正に伴う LETKF (解析) 計算時間の増加は、全解析計算時間の数%に留まっていたので、ALEDAS への修正アルゴリズムの実装は妥当であると考えられる。

### 引用文献

- Dee, D. P., et al., 2011: *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **137**, 553–597.
- Enomoto, T., et al., 2013: in *Data Assimilation for Atmospheric, Oceanic and Hydrologic Applications*.
- Miyoshi, T., S. Yamane, and T. Enomoto, 2007: *SOLA*, **3**, 89–92.

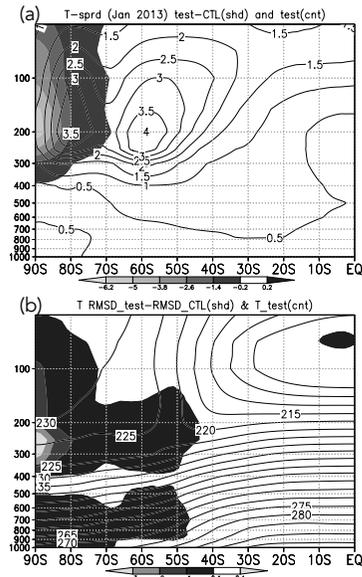


図 1: 2013 年 1 月平均の帯状平均気温 [K] の (a) 解析スプレッドと (b) 解析値の ERA Interim に対する根 2 乗平均差 (RMSE) の高度・緯度分布。陰影はテスト実験と標準実験との差、コンターはテスト実験のスプレッドを示す。(b) テスト実験の RMSE から標準実験の RMSE を引いたもの (陰影) と、テスト実験の解析値を示す。

非対角な観測誤差共分散行列の **Reconditioning** によるデータ同化の安定性について寺崎康児<sup>1</sup>、三好建正<sup>1</sup>

1: 理化学研究所 計算科学研究機構

**1、はじめに**

データ同化において、非対角な観測誤差共分散行列をどのように扱うかは大きな問題の1つである。一般的に同一測器での観測データには観測誤差相関があることが知られており (Bormann et al. 2010, QJRMS)、近年では衛星データのチャンネル間の誤差相関を考慮したデータ同化の研究が活発に進められている。Weston et al. (2014, QJRMS) は、対称行列においては固有値の最大値と最小値の比で定義される条件数が大きいと4次元変分法の評価関数の収束計算コストが増加することを示した。本研究では、アンサンブルデータ同化において、観測誤差共分散行列の条件数による安定性について調べる。

**2、Reconditioning と実験設定**

**Reconditioning** とは行列を適切に変更することで、条件数をコントロールする方法である (Weston et al. 2014, QJRMS)。本研究では、40変数 Lorenz モデル (Lorenz and Emanuel 1998,

JAS) を使った 20 メンバーの局所アンサンブル変換カルマンフィルタ実験を行った。観測数は 20 個とし、非対角な観測誤差共分散行列を、Miyoshi et al. (2013, Inverse Problems in Science and Engineering) による分数関数及びガウス関数の 2 つを用いてそれぞれ作成した。

**3、結果**

分数関数で作成した観測誤差共分散行列はガウス関数を用いた場合と比較して、条件数は非常に小さいので、ここではガウス関数を用いた実験結果のみを紹介する。図 1 は観測誤差共分散行列にガウス関数 ( $\sigma = 3$ ) を適用した場合及び **Reconditioning** を適用したデータ同化サイクルにおける解析誤差を示す。オリジナルの観測誤差共分散行列を実験では、ほとんどの実験でフィルタが発散した。**Reconditioning** を適用して、観測誤差共分散行列の条件数を小さくすることで、観測誤差は徐々に大きくなるが、フィルタの安定性が劇的に向上することを確認した。

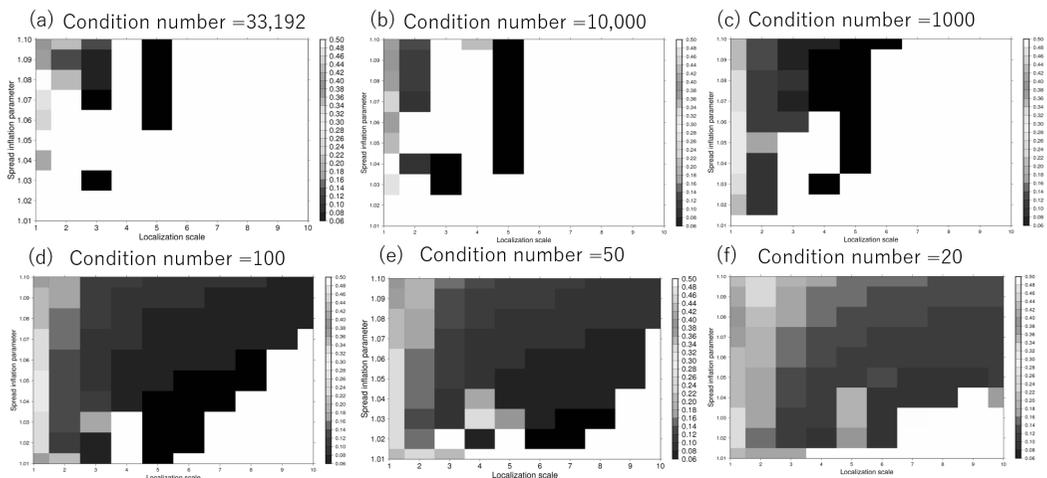


図 1: 条件数の違いごとの解析誤差。横軸は局所化スケール、縦軸はスプレッド膨張係数を示す。(a)は **Reconditioning** を適用していない元の観測誤差共分散行列を用いた場合の結果である。条件数はそれぞれ(a)33,192, (b)10,000, (c)1,000, (d)100, (e)50, (f)20。

### 観測誤差共分散構造の診断とその利用(3)

石橋俊之(気象研究所 台風研究部)

#### 1. はじめに

大気解析における第一次情報元は観測データである。このため同化する観測データによって、解析、予報精度は大きく変化する。例えば、ラジオゾンデなど主要な観測データセットが解析、予報精度に与える影響は、背景誤差共分散行列へのアンサンブル情報の導入による予報誤差の変化等と比べて概して大きく、主要数値予報センター間の精度差と比べても小さくない。一方で、現在、全球大気同化システムで実際に同化されている観測データは、潜在的に利用可能な観測データ(入電データ)の数%でしかなく、また同化されているデータについても観測情報を十分に利用できていない。このような観測データ利用の制約は、データ同化システムを構成する個々の要素の近似やその実装に起因する。

本研究の目的は、これらの近似精度を改善し、より多くの観測情報を同化することで解析予報精度の向上を図ることである。ここでは、特に観測誤差共分散行列(R)の推定とその同化での利用による予報精度の変化について報告する。前報までの AMSU-A の高密度同化、水蒸気に感度のあるマイクロ波センサに関する報告に続き、以下では、赤外超多チャンネルサウンダを対象とした研究結果について述べる。

#### 2. 観測誤差共分散構造の診断と利用

データ同化システムにおいて観測データの重みは R によって決定される。R を対角行列で近似する場合でも、相関距離を知る必要がある。このためまず R の診断を行った。図1は、Desrosiers (2005)の手法で推定した R の相関構造を IASI センサ(METOP1, 2 に搭載された赤外超多チャンネルサウンダ)について示したものである。ほぼ対角な構造であるが、相対的に下層に感度のあるチャンネルでは弱い相関があることがわかる。

次に診断で得られた R を用いた観測システム実験(OSE)を行った。実験は、MRI-NAPEX(気象庁全球数値予報実験システム)上で水平低解像度版(水平解像度を TL1319 としたシステム)で実施した。図2、3は診断した R で同化した TEST 実験(但し分散は3倍の inflation 係数を与えている)の CNTL 実験(R は対角)に対する東西風速と気温の予報精度の全球平均の改善率(真値は ERA-interim 解析値)である。予報精度は概ね改善していることがわかる。予報初期の対流圏下層の気温の予報精度は有意な悪化も見られる。

#### 3. 今後

発表では、高解像度システム(TL959)での実験結果や、他の観測種別に拡張した実験の結果等についても報告する。

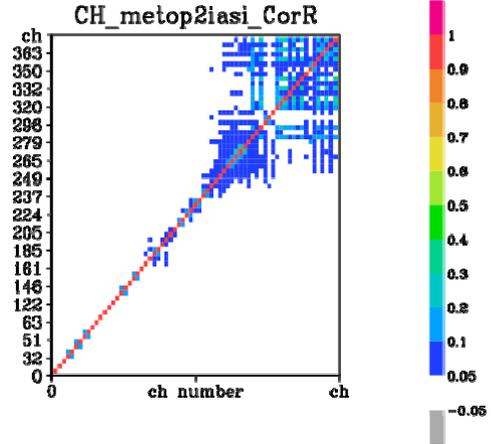


図1 IASI/METOP2 の観測誤差のチャンネル間相関。

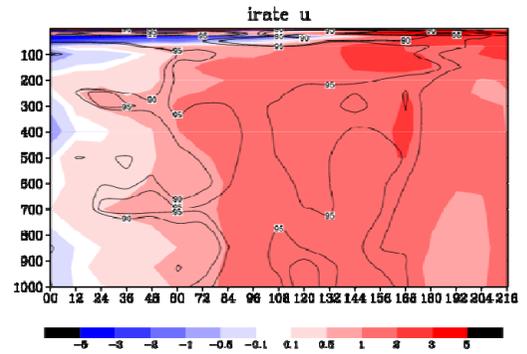


図2 東西風予報誤差改善率(%). 2014年8月の平均。

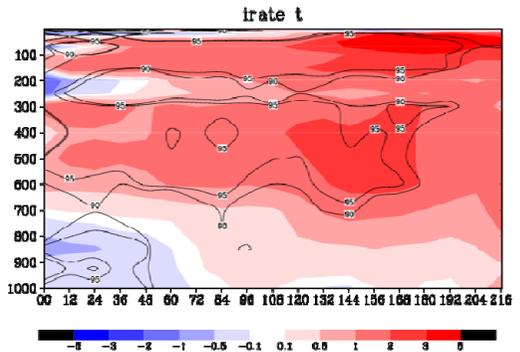


図3 気温の予報誤差改善率(%). 2014年8月の平均。

## アンサンブルデータ同化における鉛直誤差相関の調査

\*近藤圭一 (理研 計算科学)、寺崎康児 (理研 計算科学)、三好建正 (理研 計算科学)

## 1. はじめに

アンサンブルカルマンフィルタ (EnKF) を用いたデータ同化は多数行われており、アンサンブルメンバー数は多くても 100 メンバー程度が一般的である。Miyoshi et al. (2014, GRL) は、SPEEDY-LETKF (Miyoshi 2005, Ph.D. dissertation) を用いて、完全モデル実験であるものの従来のアンサンブルメンバー数をはるかに上回る 10240 メンバーによるアンサンブルデータ同化実験を行い、大気の誤差相関スケールが一般的な局所化のスケールよりはるかに大きい 1 万 km に達することを示した。Kondo and Miyoshi (2016, MWR) は、局所化を完全に取り除くことで、はるか遠方の観測の持つ情報がデータ同化に重要であることを示した。Miyoshi et al. (2015, Computer) は、現実大気の観測と水平解像度 112 km の NICAM (Satoh et al. 2014, PEPS) を用いた 10240 メンバーによる実験を行い、現実大気においても数千 km に及ぶ誤差相関を発見した。

10240 メンバーデータ同化の結果を使うとサンプリング誤差の影響が極めて小さいため、誤差相関の構造を調べることが可能となる。アンサンブルメンバー数が限られている現状では、衛星観測データを同化する際に重要となる鉛直方向の誤差相関構造が不明のため、ガウス関数もしくは衛星のチャンネル毎の重み関数を基にした鉛直局所化を適用することで対応している (Miyoshi and Sato 2007, SOLA)。こうした中、高速放射伝達モデル RTTOV を Miyoshi et al. (2015, Computer) の 10240 メンバーデータ同化の結果に適用することで、放射輝度温度の鉛直誤差相関構造が明らかとなり、衛星観測データの効果的な同化が可能となる。さらに、衛星観測データに最適な局所化関数が求まることも期待される。

## 2. 実験設定

本研究では、Miyoshi et al. (2015, Computer) の結果を用いる。具体的には、水平解像度 112 km の NICAM に LETKF (Hunt et al. 2007, Physica D) を適用した NICAM-LETKF システム (Terasaki et al. 2015, SOLA) で、NCEP 全球解析に使われている PREPBUFR 及び AMSU-A を観測データとして 6 時間毎に同化した。アンサンブルメンバー数は 10240 である。水平局所化スケールは 1000 km もしくは 3000 km とする。鉛直局所化は適用していない。背景場の放射輝度温度の計算には RTTOV を用いた。

## 3. 結果

放射輝度温度の背景誤差相関を図に示す。一般的に使われるアンサンブルメンバー数 100 以下の場合、誤差相関はサンプリング誤差の影響を受け、局所化が必要であることを示唆する。アンサンブルメンバー数が 1280 の場合、10240 メンバーの誤差相関とほぼ同等の誤差相関構造が得られる。

## 4. まとめ

本研究では、アンサンブルデータ同化において衛星観測データを効果的に同化すべく、10240 メンバーによるデータ同化結果を用いて、放射輝度温度の背景誤差相関の鉛直構造を調査した。その結果 1280 メンバー程度であれば、10240 メンバーの結果と同等の構造が得られ、鉛直局所化を取り除くことができると期待される。この結果をもとに、鉛直局所化を適用しない同化実験を行い、その効果を調査する。今大会発表時には、最新の結果を発表する予定である。

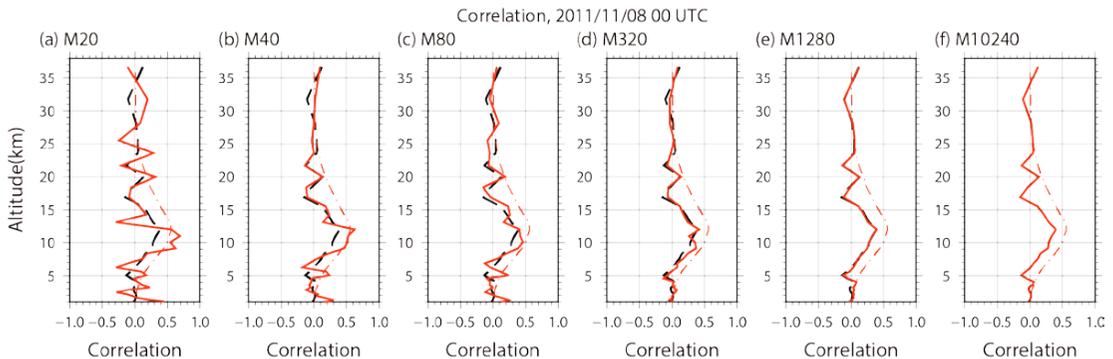


図 RTTOV を適用して求めた NOAA-18 AMSU-A チャンネル 7 の放射輝度温度の背景誤差相関。(a)-(e) は 10240 メンバーからサブサンプルを選んで求めた。実線は各メンバー数における誤差相関、破線は 10240 メンバーにおける誤差相関、一点鎖線は NOAA-18 AMSU-A チャンネル 7 の重み関数を表す。

Comparison between observation space localization and model space localization in an EnVAR system

Le Duc (JAMSTEC/MRI), Kazuo Saito (MRI/JAMSTEC), and Sho Yokota (MRI)

Introduction

The ensemble variational data assimilation method (EnVAR) was originally constructed by using ensemble perturbations to model background covariance. To avoid sampling noises due to a limited number of ensemble members, a localization matrix is introduced to eliminate unrealistic correlations between distant points. Therefore, model space localization is a natural choice in EnVAR.

Beside model space localization, observation space localization is another localization method used in ensemble Kalman filter. In this study, we show that observation space localization can also be introduced into EnVAR. Furthermore, a comparison between two localization methods using real observations in an EnVAR system will be carried out. The original idea has been introduced in Yokota (2015). However, this interesting idea was obscured by the index-based approach for matrix manipulation, thus leading to a misinterpretation for the R-localization method as in LETKF.

EnVAR with observation space localization

To find the analysis increment in EnVAR, we minimize the cost function in the weight space for ensemble members  $\alpha$

$$J(\alpha) = \frac{1}{2} \alpha^T C^{-1} \alpha + \frac{1}{2} [d - HD\alpha]^T R^{-1} [d - HD\alpha] \quad (1)$$

where  $C$  is the diagonal block matrix of which each block is the localization matrix  $L$ , and  $D$  is the transform matrix from the weight space to the model space

$$C = \begin{pmatrix} L & & \\ & \ddots & \\ & & L \end{pmatrix} \quad (2)$$

$$D = (Diag(\Delta x_1) \quad \dots \quad Diag(\Delta x_k)) \quad (3)$$

Here  $\Delta x_k$  is the  $k^{th}$  perturbation and  $Diag$  is the operator that converts a vector into a diagonal matrix. To find for the zero point of gradient of  $J$ , we find the zero point of its associated equation in the dual space

$$[HDC(HD)^T + R]\lambda = d \quad (4)$$

We rewrite  $C(HD)^T$  as  $(HDC)^T$ , then it is easy to verify that

$$HDC = H(Diag(\Delta x_1)L \quad \dots \quad Diag(\Delta x_k)L) = H(L \odot \Delta X_1 \quad \dots \quad L \odot \Delta X_k) \quad (5)$$

where  $\Delta X_k$  is the matrix consisting of  $n$  identical column vectors  $\Delta x_k$ . Then observation space localization can be introduced by the following approximation

$$H(L \odot \Delta X_k) \approx HL \odot H\Delta X_k = L_0 \odot \Delta Y_k \quad (6)$$

Here  $L_0$  is the localization matrix between observations and model variables,  $\Delta Y_k$  is similar to  $\Delta X_k$  consisting of  $n$  identical column vectors  $\Delta y_k$ , which is the  $k^{th}$  perturbation in the observation space.

EnVAR system

Two localization methods have been implemented in an EnVAR system built around the NHM model. The matrix  $L$  was derived from the climatological statistics, whereas the matrix  $L_0$  used fixed horizontal and vertical localization length scales, which were 250 km and 0.4logp respectively. The GMRES method was used to solve the equation (4). Perturbations were provided by an LETKF system.

Real observation experiment

The EnVAR system with two localization methods (EnVAR\_ObsLoc and EnVAR\_ModLoc) was run in one month (August 2014) over Japan at the dual resolutions 15 and 5 km. The assimilation cycle was three hours and the number of ensemble members was 50. Figure 1 shows the analysis increments of  $u$  fields at the model level 8 from two experiments for an arbitrary date. The difference in the two patterns reflects the underlying localization scheme. This of course depends on the specification for the localization matrices.

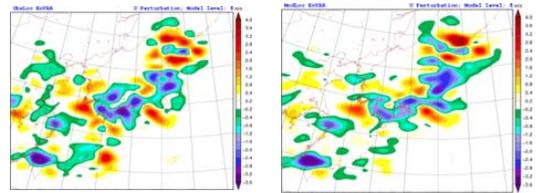


Fig. 1. Analysis increments of  $u$  fields with EnVAR\_ObsLoc (left) and EnVAR\_ModLoc (right).

Figure 2 shows verification for 12-hour forecasts of  $u$ ,  $t$  fields against radiosonde observations averaged over the domain and the assimilation period. Above 500 hPa, EnVAR-ModLoc is better than EnVAR-ObsLoc, especially in temperature forecast. However, below 500 hPa, EnVAR-ModLoc is slightly worse.

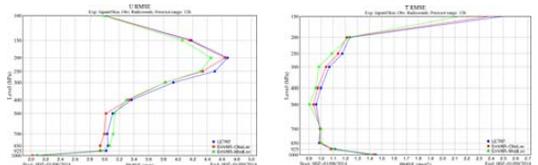


Fig. 2. RMSEs of 12-hour forecasts of  $u$  (left), and  $t$  (right) using EnVAR\_ObsLoc and EnVAR\_ModLoc analyses as initial conditions.

## Single observation 実験に基づく大気陸面結合モデル内の予報誤差共分散の構造 — 積雪期のシベリアでの解析 —

○鈴木和良 (JAMSTEC)、Milija Zupanski (CIRA/ CSU)、Dusanka Zupanski (Zupanski Consulting Ltd.)

### 1. はじめに

結合データ同化は大きく2つに分けられ、弱い結合データ同化と強い結合データ同化に大別される。強い結合データ同化では、予報誤差共分散を用いて異なる圏の要素を瞬時に修正する。一方、弱い結合データ同化では、フラックスを通じた結合が行われ、異なる圏間の情報はゆっくり伝わる。

これまで大気と陸面間の予報誤差共分散の構造については研究例が少なく、どの様な特性を持っているのか明らかになっていない。

本研究では、single observation 実験を通して、2m 気温と雪温、地表面温度との予報誤差共分散と予報誤差相関の構造を評価する。そして、それらの構造に対する気象条件や陸面モデルの影響を明らかにする。

### 2. 方法

#### 2.1 予報誤差共分散と予報誤差相関の構造

Thepaut et al. (1996)によって、single observation 実験におけるカルマンフィルタによる解析式は以下の様に書ける。

$$x^a = x^f + P_f H^T \left( \frac{y - Hx^f}{(\sigma_k^f)^2 + (\sigma_k^o)^2} \right) \quad (1)$$

$H^T$ は観測演算子  $H$  の single observation に対する転置行列、 $y$  は観測、上付きの  $a$  と  $f$  は解析と予報を表す。 $\sigma^f$  と  $\sigma^o$  は予報誤差と観測誤差の標準偏差、下付の  $k$  は観測を与えた場所を示す。

$P_f$  が予報誤差共分散である。本研究では  $x^a - x^f$  によって、予報誤差共分散の構造を表す。なお、予報誤差相関  $C_f$  については以下の式によって表せる。

$$(C_f)_k = \frac{1}{\sigma_k^f \sigma_k^o} S^{-1} (x^a - x^f) \quad (2)$$

$S$  は予報誤差標準偏差成分の対角行列である。

#### 2.2 モデルとデータ同化

大気陸面結合モデルとして、Weather Research and Forecast (WRF-ARW) model を用い、陸面モデルとしては2種類(Noah と Noah-mp)のモデルを用いた。陸面モデルの大きな違いとしては、Noah は積雪一層モデルであり、Noah-mp は積雪3層モデルでより複雑な陸面モデルである。

データ同化手法としては Maximum likelihood ensemble filter (MLEF, Zupanski 2005)を用いた。制御変数としては、大気(風速、気温、比湿等)と陸面(積雪、土壌等)のモデル変数を制御変数とした。本

研究で用いたアンサンブル・メンバー数は32とした。

#### 2.3 実験の概要

積雪が広がる2013年4月5日1200UTCのユーラシア大陸のシベリア中央地域を解析対象とした。領域内の積雪深は20-50cmであり、大部分が森林によって覆われている。モデルの水平解像度は27km×27kmであり、大気内部の鉛直層は27層である。2組の数値実験を行った。

実験1:天候条件による誤差共分散構造の変動を明らかにするために、降雪が生じて西風が卓越する P1(57.95°N, 100.94°E)と晴天で弱風の P2(65.17°N, 114.92°E)を、2m 気温を与える Single observation 実験の地点として選択した。

実験2:P1のみを対象として、実験1と同様の実験を行ったが、陸面モデルを Noah-mp と Noah の2種類のモデルで行った。

### 3. 結果と考察

#### 3.1 異なる地点における構造の変化

2m 気温と雪温との誤差共分散の構造は、P2 に比べてP1でより複雑な構造を持つことがわかった。この傾向は、2m 気温と大気中の雪混合比の誤差共分散についても見られた。さらに、誤差相関の構造についても同様の傾向があることがわかった。これは、P1における降雪や強い西風が大気と陸面間での相互誤差共分散に影響しているものと考えられる。

#### 3.2 陸面モデルの違いによる構造の変化

P1の地点で2m 気温と表面温度との誤差共分散構造について見てみると、より複雑な Noah-mp モデルで、Noah モデルに比べて誤差共分散が小さいことがわかった。また、誤差共分散の構造も Noah-mp でより複雑になる傾向にあった。

### 4. まとめ

本研究では、大気と陸面間の相互誤差共分散構造を、single observation 実験の手法を用いて、2m 気温と雪温や表面温度との関係で分析を行った。その結果、場所や天候条件、さらには陸面モデルによってその構造が大きく変化することが明らかになった。なお詳細は、Suzuki et al. (2017)にまとめられている。

#### 参考文献

1. Thépaut JN et al. (1996) Dynamical structure functions in a four-dimensional variational assimilation: A case study. QJR Meteorol Soc 122:535-561.
2. Zupanski M (2005) Maximum likelihood ensemble filter: Theoretical aspects. Mon Wea Rev 133:1710-1726.
3. Suzuki, K. et al. (2017). A case study involving single observation experiments performed over snowy Siberia using a coupled atmosphere-land modeling system. Atmospheric Science Letters, 18, doi: 10.1002/asl.730

## 官学連携による異常気象分析検討会の立ち上げの経緯

\*前田修平（気象研気候）

### 1. はじめに

気象庁が異常気象分析検討会（以後、「検討会」）を立ち上げたのは、十年前の2007年のことである。当時、地球温暖化の天候への影響が顕在化してきたこともあり、極端な冷夏・暑夏、寒冬・暖冬、大雪・大雨などの異常気象についての社会的な関心が高まっていた。

検討会の目的は、「平成18年豪雪などの社会経済に大きな影響を与える異常気象が発生した場合に、大学・研究機関等の専門家の協力を得て、異常気象に関する最新の科学的知見に基づく分析検討を行い、その発生要因等に関する見解を迅速に発表すること」、である。立ち上げ後、目的とした適時の見解発表に加え、研究で作成された気候系診断ツールの現業利用、異常気象分析や議論などをとおした担当者の能力向上など、気象庁の気候サービスの改善に検討会は大きな役割を果たしてきた。

本稿では、立ち上げ後10年を機に、今後の検討会のあり方や、同様な取り組みの検討の参考となることを目的に、気象庁の担当者として立ち上げに関わった立場から、「官学連携」をキーワードに検討会設置の経緯等について述べる。

### 2. 検討会立ち上げの経緯

#### (1) LFグループと異常気象研究集会など

気象庁の長期予報、数値予報関係者と大学・研究機関の研究者との間には、長期予報（LF）グループと、その機関誌で1961年に創刊された「グロースベーター」を核とする、先輩たちから引き継がれてきた緩い「官学連携」の長い歴史があった。LFグループ（事務局は気候情報課の有志）の研究会は年に1回気象庁で開催され、気象学会に参加したことのないような気象庁の若手にとって、岸保先生などの大学の先生方や研究者の薫陶を受けたり、議論したり、知り合ったりする絶好の機会となっていた（現在は、気象学会研究連絡会「長期予報と大気大循環」として活動している）。こういった風土が、検討会の立ち上げの背景にあった。

一方、京大防災研の向川先生らの尽力によって、2003年から異常気象の実態把握、予測可能性やメカニズム解明を目的とする「異常気象研究集会」が始まった。大学・研究機関主体の研究会であるが、気象庁本庁からも毎年数名参加している。第1回には発生した直後の異常気象を対象とした「2003年冷夏に関する討論会」が行われた。また、第2回での議論をきっかけにMJ0の予測可能性を対象に京大と気象庁との共同研究が実施され、成果は気象庁の1か月アンサンブル予報システムの改善に直接活かされた。この研究会は、「異常気象」の理解と予測をターゲットとした、研究者と気象庁担当者との連携強化のためのよい機会となった。

また、当時、THORPEXに関連して、気象庁と大学・研究機関との連携による、気象予測研究推進の機運が高まっていた（2007年の気象研究コンソーシアムの開始につながる）。

#### (2) 全球大気長期再解析 JRA-25 の完成

2006年には全球大気長期再解析（JRA-25）が完成（気象庁と（財）電力中央研究所の共同研究プロジェクト）した。また、気象庁は、JRA-25と同じシステムを用いた気候監視用のリアルタイム解析（JCADS）も含め、研究目的でのデータ提供を開始した。これにより気象庁本庁での気候系監視能力が大きく向上したとともに、JRA-25を使った大学・研究機関での異常気象メカニズムの研究も進められた。官学連携による異常気象分析のための基盤的データセット（現在はJRA-55）が整備された、といえる。

#### (3) 直接のきっかけ～平成18年豪雪～

このような状況の中、2005年12月から2006年1月前半にかけて記録的な低温・大雪となった（平成18年豪雪）。大雪による被害が大きく、また、地球温暖化が進む中での低温・大雪ということで、その発生要因に社会の関心が集まった。気象庁担当によるJRA-25などを使った解析では、ベンガル湾付近の強い積雲対流活動により強制され、アジアジェット沿いに伝播したロスビー波束が、低温・大雪に寄与したと推察されたが、そうと言いつける証拠が足りなかった。そこで、(1)で付き合いがあった木本先生（当時、東大CCSR）の助言のもと渡部先生（当時、北大）に線形傾圧モデルでの計算をして頂いたところ、想定された過程が見事に再現された。気象庁ではこの結果を含め、低温・大雪の要因に関する報道発表を行った。この「成功事例」を契機に、官学連携での異常気象分析検討体制の構築に向けた検討が進められ、2007年に検討会が立ち上がった。

### 3. おわりに

2. (1)で述べたとおり、検討会立ち上げに当たり、それまでの気象庁関係者と研究者との緩い連携とそれによる「相互理解」が重要な役割を果たした。

「官学連携」なので両者にメリットがある必要がある。気象庁側（官）は気象学研究成果を気候サービスに円滑に反映させる、という点で検討会の恩恵に十分に気づかっている。一方、研究側（学）にとってはどうか。異常気象時のマスコミをおおしての情報発信も含め、研究成果の社会での活用促進という点では、研究側（学）のメリットもあると思われるが、研究へのフィードバックの点ではどうか。日頃の情報共有や検討会・メーリングリストでの議論は科学的に面白く、研究進展のヒントになっているだろうか？

## 異常気象分析検討会の活動について

齋藤仁美、及川義教、高橋清利、藤原弘章、卜部佑介、竹村和人（気象庁気候情報課）

### 1. はじめに

猛暑や豪雪等の社会・経済に大きな影響を与える異常気象が発生した場合に、その発生要因について最新の科学的知見に基づいて分析した結果を迅速に発表するため、気象庁は 2007 年より異常気象分析検討会（以下、「検討会」という）を設置している。本稿ではこの検討会の活動について紹介する。

### 2. 異常気象分析検討会の活動について

#### (1) 検討会の概要

この検討会は大学・研究機関等の気候に関する専門家で構成されている。大気大循環の変動を主な要因とする比較的長期（2 週間程度以上）にわたって持続する異常気象を対象に、①異常気象に関する気候学的な分析及び調査、②気象庁が発表する異常気象の発生要因等に関する情報への助言、③異常気象に関する気候学的な研究成果の気象庁での活用に関する提言を行なっている。また、検討会の下には、異常気象に関する解析技術の調査・検討、及び検討会で用いる資料の作成支援を行なう作業部会が設置されている。

#### (2) 異常気象発生時の活動

検討会は、全国規模で記録的な異常気象が発生すると判断され、かつ、社会的に大きな影響を及ぼすと判断された場合に、検討会会長の要請によって招集され（臨時会）、異常気象の要因等の検討が行なわれる。気象庁はその検討結果を踏まえ、できるだけ迅速に異常気象の発生等に関する見解を発表する。直近では平成 26 年 8 月豪雨で臨時会を開催し、西日本を中心とした記録的な多雨・日照不足の要因について検討を行なっている。また臨時会が招集されない異常気象についても、検討会は気象庁が行なう要因分析や情報作成に協力している。

#### (3) 平常時における活動

異常気象発生時に適切な要因分析を行い、かつ迅速に情報発表するためには、平常時から検討会内で実況資料や気候診断のためのツール類を共有しておく必要がある。また共有ツール類の高度化も欠かせない。

定期的な情報共有のひとつに、気象庁で毎月開催している「気候系診断会議」がある。これは庁内の天候監視業務の担当者が集まり、前月の天候や大気循環場の特徴を報告するとともにその形成要因について議論するものであるが、検討会の設置後はオンラインで検討会・作業部会にも参加

いただいている。気象庁は気候系診断会議を通じて天候や循環場の状況を検討会と共有し、委員は専門家の立場から有益なコメントを提供している。

更に、常時実況資料や診断ツール類を共有できるよう、気象庁は検討会専用サイト「異常気象分析 WEB」を運用している。この WEB では、検討会・作業部会から提供された解析手法等に基づき気象庁が作成した解析図や、要因分析に必要なデータやツールを提供している。

#### (4) 診断解析のためのツール等

検討会の設置以降、最新の科学的知見に基づく気候診断に必要な様々な解析技術やツール類を検討会・作業部会から数多く提供いただいた。これらは検討会での要因分析での活用はもちろん、気象庁の気候関連業務においても欠かせないものであり、気象庁における気候診断技術の高度化に繋がっている。その一例を以下にあげる。

- ・ Linear Baroclinic Model (Watanabe and Kimoto, 2000) を利用した熱帯の対流活動の循環場への影響評価
- ・ Wave Activity Flux (Takaya and Nakamura, 2001) を利用したロスビー波束の伝播の解析
- ・ 隣接閉領域トラッキングプログラム (Inatsu, 2009) を利用した低気圧活動の監視・評価
- ・ 寒気流出解析プログラム (Iwasaki et al, 2014) を利用した寒候期における寒気の動向の監視・評価

また、検討会と要因分析を円滑に行なうために整備している「異常気象分析ツール (iTacs)」は、ウェブブラウザ上で対話的に気候データの描画や統計解析を行なうことができるツールとして、検討会だけでなく気象庁内でも循環場解析に活用されている。これも検討会・作業部会からの助言を得て改良を行なっている。

### 3. おわりに

検討会が設置されてから約 10 年が経過した。検討会・作業部会委員のご尽力をいただき、最新の科学的知見に基づいた異常気象に関する情報を適時・的確に社会に提供することが可能になった。また、第一線の研究者である委員の方々からのご助言や技術的協力を受け、気象庁における気候関連業務を高度化することができている。今後も引き続き、気象庁は本検討会の枠組みを通じ専門家の方々のご支援・ご協力を得て、異常気象に対する社会的関心に応えていきたい。

# 2016年夏季前半の不活発な台風活動の予測と要因分析

高谷祐平(気象研)・久保勇太郎(気象庁)・前田修平(気象研)・平原翔二(気象庁)

## 1. はじめに

2016年の台風第1号は7月3日に発生し、1951年以降、1998年に次いで2番目に遅く、その後も7月中旬までは台風活動が不活発な状況が続いた(気象庁, 2016). その要因の一つには、前冬のエルニーニョ現象の影響により、インド洋の海面水温(SST)が平年より高かったことが挙げられる. この高SST偏差は北西太平洋域に対流圏下層の高気圧性循環及び不活発な対流活動を生じ(Xie et al. 2016), さらに、北西太平洋域の台風活動を抑制することが指摘されている(Du et al. 2011; Zhan et al. 2010).

気象庁は、異常気象分析の一環として1か月予報モデル(大気モデル)を用いた異常気象の解析を行っている. 本研究では、大気海洋相互作用が重要な役割を果たす北西太平洋域の調査のため、気象庁の現業季節予測システム(大気海洋結合モデル)を用いた2016年夏季の季節予測及び感度実験の結果を解析し、2016年夏季前半の不活発な台風の予測と要因を調査したので報告する.

## 2. 方法

現業季節予測システム(JMA/MRI-CPS2, 高谷ほか 2016)の大気海洋結合モデル及び気象庁の気候大気解析(JRA-55)と全球海洋解析(MOVE/MRI.COM-G2)による初期値(解析値)を用いて、4月16日~4月26日の期間に5日間隔で各13メンバー(計52メンバー)のアンサンブル予測実験(CNTL)を行った. さらに、インド洋SSTの影響を見積もるため、CNTL実験においてインド洋SSTをモデル気候値に緩和する感度実験(IOclim実験)を行った. モデルの台風は客観的な手法(Takaya et al. 2010)で検出した. 予測結果はRMS Tokyoのベストトラック, JRA-55再解析, CMAP月降水データを用いて検証した.

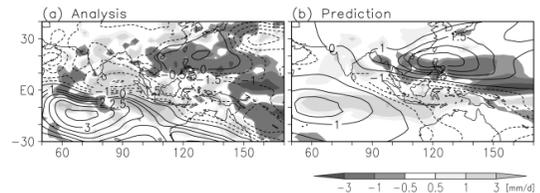
## 3. 結果と考察

第1図に観測とCNTL予測実験の2016年5~7月の降水量偏差及び850hPa流線関数偏差を示す. 本期間中、熱帯インド洋で対流が活発、北西太平洋で対流不活発であった. また、フィリピン付近には対流圏下層に高気圧性循環偏差がみられる. CTRL実験は

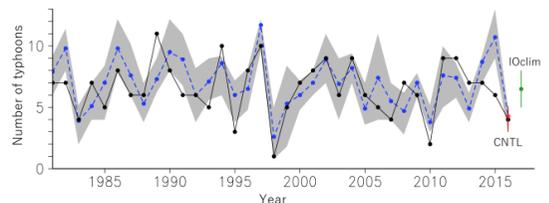
こうした循環場の状況と、少ない台風発生数を予測できていた(第2図).

一方、インド洋のSSTを気候値に緩和した(IOclim実験)では、上述した循環場の特徴が明瞭にみられず(図略)、台風発生数も平年並み程度となった(第2図).

以上の結果より、2016年夏季前半の不活発な台風活動は、インド洋の高SST偏差が主な要因であったと考えられる. また、夏季前半の台風発生数の予測精度は高い(相関係数0.69)ことがわかった. その理由はエルニーニョ現象の影響を受けたインド洋SSTの影響が強く、予測可能性が高いためであると考えられる.



第1図 2016年5~7月の降水量偏差(陰影)及び850hPa流線関数偏差(等値線, 等値線間隔 $10^6\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ) (左: 観測, 右: 予測(CNTL実験))



第2図 5~7月の台風発生数の時系列  
実線: ベストトラック, 破線: アンサンブル平均予測, 陰影: アンサンブル予測の25-75%幅. 2016年は52メンバーのCNTL実験及びIOclim実験の結果を示す.

## 参考文献

- 気象庁 2016: 2016年(平成28年)の台風について, 報道発表資料  
高谷ほか 2016: 季節アンサンブル予報システムの更新, 季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境海洋部  
Du et al. 2011, *J. Clim.*, 24, 315-322.  
Takaya et al. 2010, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 88, 5, 799-812.  
Xie et al. 2016, *Adv. Atmos. Sci.*, 33, 4, 411-432.  
Zhan et al. 2011, *J. Clim.*, 24, 509-521.

## MIM を用いた大気の全球エネルギー量変動における ENSO の影響

小林ちあき 前田修平(気象研究所)

### 1. はじめに

ENSO は、季節変化から年々変動の時間スケールの気温や循環の変動において最も卓越する変動であり、熱帯域のみならず中高緯度域の年々変動の主要な要因である。この影響は帯状平均した循環場にも現れる。このため、ローレンツのエネルギー変換サイクルで示された4つのエネルギー量(帯状平均有効位置エネルギーAz、帯状平均運動エネルギーKz、渦有効位置エネルギーAe、渦運動エネルギーKe)や各エネルギー間の変換量も、ENSO の影響を受け変動していると考えられる。

Uno and Iwasaki (2006)は、質量重み付帯状平均(MIM)を用いて、現実大気のエネルギー量や各エネルギー変換量をNCEP/NCAR再解析データから見積もっており、AeとKeを合わせた波動エネルギーWを導入し、3boxタイプのエネルギーサイクル図を提案している。本研究では、Uno and Iwasaki (2006)と同様な手法を用い、現実大気の全球エネルギーとその変換量をJRA-55から求め、それらとENSOとの関係について調査を行った。

### 2. データと方法

用いたデータはJRA-55であり、6時間値から各エネルギー量、エネルギー変換量を、質量重み付帯状平均(MIM)に基づく運動方程式、熱力学方程式より求め、それらを季節平均した。ENSOとの関係を抽出するため、季節平均NINO3INDEXに対する回帰、相関解析を行った。統計期間は

1981-2010年である。

### 3. 結果と考察

図1はJFM平均の鉛直積分した全球平均エネルギーとその変換量の3ボックスタイプのエネルギー変換ダイアグラムである。図中に示した数字は、気候値(上段)とENSOとの相関係数(下段)である。非断熱加熱QzによりAzが生成され、平均子午面循環によりKzに変換され(変換量をC(Az, Kz)と示す)、このうち8割程度がWに変換され、残りは摩擦により散逸 $\delta z$ する。Wには東西不均一な非断熱加熱からもエネルギーQeが入り、波活動の摩擦によって大きな散逸 $\delta e$ となるという、Uno and Iwasaki (2006)と同様のエネルギー変換の様子がこの解析でも確認できる。ENSOとの相関をみると、Az、Kzは、正相関だが、Wは負相関で、全エネルギーは正相関となる(図2)。一方、変換量C(Az, Kz)とC(Kz, W)はどちらも相関がみられなかった。C(Kz, W)をC(Kz, Ae)とC(Kz, Ke)に分離して解析すると(図略)、C(Kz, Ae)は負相関、C(Kz, Ke)は正相関となり、これらが打ち消し合って相関がなくなっていた。C(Kz, Ae)とC(Kz, Ke)は、それぞれ、EP-Flux発散の鉛直成分と南北成分に関連した量であり、エルニーニョ時の冬季におけるEP-Fluxが北半球亜熱帯域から中緯度で上向き北向き成分を多く持つように変化することと対応している。今後、これらの関係がモデル等で再現されているか調べる予定である。

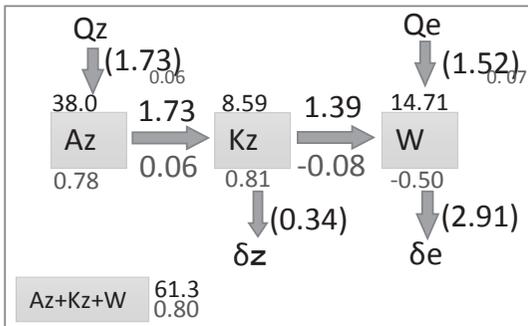


図1 MIM系での3boxタイプ全球エネルギー変換ダイアグラム。記号の意味は本文に記載。数字の上段:気候値、下段:NINO3SSTとの相関係数。全エネルギー量とその相関係数を左下に記載。エネルギー量の単位は $10^{21} \text{Jm}^{-2}$ 、エネルギー変換量の単位は $\text{Wm}^{-2}$ 。JFM平均。気候値は1981~2010年平均。統計期間も同期間。カッコつきは推定値。

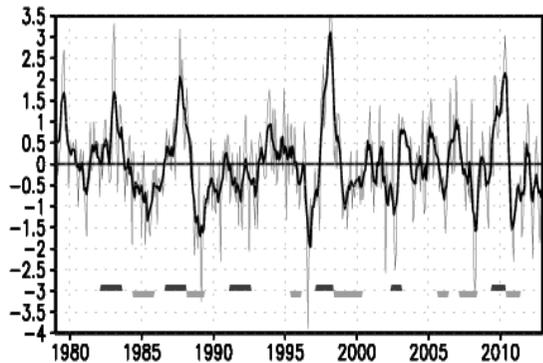


図2 MIM系での鉛直積分した全球平均全エネルギー量(Az+Kz+W)の月平均及び5か月移動平均時系列。単位は $10^{21} \text{Jm}^{-2}$ 。1981~2010年平均した月平均気候値からの偏差。下部の横線はエルニーニョ期間(濃)とラニーニャ期間(淡)。

## ENSO と極東域の寒暖との関係

\*塩崎公大 (京大院理)、高谷康太郎 (京産大理)、榎本剛 (京大防災研/JAMSTEC APL)

### 1 はじめに 及び 目的

冬季極東域の気候と ENSO (El Niño/Southern Oscillation) の関係として統計的に El Niño 時には暖冬に、La Niña 時には寒冬になる傾向がある (Halpert and Ropelewski, 1992)。また、ENSO 時には PNA (Pacific/North American) パターンが現れやすい。しかしながら、実はその力学的メカニズムについてはそれほど明確ではなく、上記の傾向に当てはまらない事例もいくつかある。そこで本研究の目的は、ENSO 時の対流圏上層の循環変動と対流圏下層の極東域の寒暖との関係を明らかにすることである。

### 2 解析方法

ENSO 発生時において、冬季北半球の対流圏上層にどのような大気循環偏差が卓越するかについて、極東域への影響という視点から調査を行う。そのためにも、NCEP Reanalysis-1 データを用いて、1948 年以降の冬季に発生していた ENSO を極東域 (25°–40°N, 100°–140°E) の寒暖 (気温偏差が正か負か) で分類した。ここで、El Niño 時の暖冬事例と La Niña 時の寒冬事例を典型事例とし、El Niño 時の寒冬事例と La Niña 時の暖冬事例を非典型事例と定義した。その分類ごとにコンポジット解析を行った。

### 3 結果

El Niño 時の典型事例と非典型事例の間に、以下のような差異が見られた (La Niña 時は逆符号)。まず、東太平洋赤道域の海面水温偏差は、典型事例では偏差の振幅が東西になだらかに、日付変更線を越えるほど西にまで分布している。一方で、非典型事例では偏差の振幅が東西に急峻で、日付変更線の東側に分布している。また、フィリピン海の負偏差は、典型事例では振幅が大きく、非典型事例では振幅が小さい。この負偏差に対する応答として、Wang et al., (2000) で指摘されている高気圧性の循環偏差が見られる。

次に、北半球の 500hPa 面の高度場に注目すると、典型事例では PNA パターンが不明瞭であるが、北西太平洋上に南北双極子状の高度偏差が卓越している (図 1)。これは Takaya and Nakamura (2013) の結果に整合的である。この北西太平洋上の高度偏差は順圧的な構造をしているため、フィリピン海上の高気圧性の循環偏差と共に極東域に向かって南風成分を卓越させる。非典型事例ではそれが見られないが、PNA パターンは不明瞭である (図 2)。また、有意ではないが、EU (Eurasian) パターンのような波列が見られ、中国付近の負の高度偏差によ

り、寒冬傾向をもたらされている。この非典型事例における PNA パターンは過度生成源の解析 (Sardeshmukh and Hoskins, 1988) の結果から、東部太平洋上の収束に対応することが分かった。

Height anomalies(WFE, El Niño): Winter

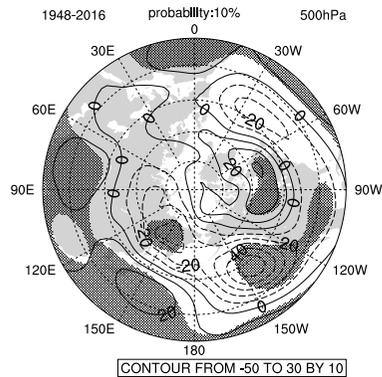


図 1: El Niño 時の典型事例 (20°N 以北) の 500hPa 面の高度場偏差 (等値線)。ハッチは 90% 有意領域を示す。

Height anomalies(CFE, El Niño): Winter

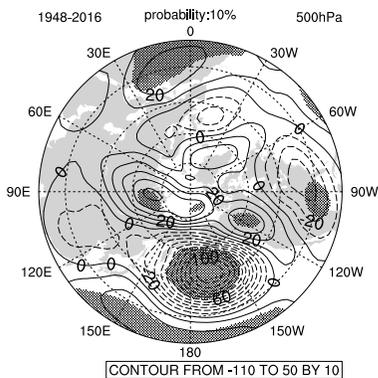


図 2: 図 1 と同様、ただし、非典型事例。

### 参考文献

- [1] Halpert, M. S., and Ropelewski, C. F., 1992: *J. Climate*, **5**, 577–593.
- [2] Takaya, K. and H. Nakamura, 2013: *J. Climate*, **26**, 9445–9461.
- [3] Sardeshmukh, Prashant D. and Hoskins, Brian J., 1988: *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1228–1251
- [4] Wang et al., 2000 : *J. Climate*, **13**, 1517–1536

## ユーラシア大陸寒冷化と北極海での海氷減少

西井和晃<sup>1</sup>, 田口文明<sup>2,3</sup>, 吉田聡<sup>2</sup>, 中村尚<sup>2,3</sup>, 小坂優<sup>3</sup>, 宮坂貴文<sup>3</sup>

1: 三重大学大学院生物資源学研究所 2: 海洋研究開発機構 3: 東京大学先端科学技術研究センター

### 1. はじめに

Honda et al. (2009)や Inoue et al. (2012)などは、秋のバレンツ海周辺での海氷減少が冬季のユーラシア大陸上での気温低下をもたらすことを観測や大気大循環モデル(AGCM)実験から示した。Mori et al. (2014)も100メンバーのAGCMアンサンブル実験により、近年のユーラシア大陸寒冷化トレンドに北極海の家氷減少が寄与した可能性を示した。一方、最近の研究(Sun et al. 2016や McCsker et al. 2016)は、海氷減少を与えたAGCMや海氷減少を示す大気海洋結合モデルがユーラシア大陸上に有意な寒冷化トレンドを示さないことから、近年観測された寒冷化トレンドは海氷減少とは無関係な自然変動のためと主張した。本研究では観測された海氷及び海面水温の経年変動を与えたAGCM実験から、観測された寒冷化トレンドの要因を探ることを目的とする。

### 2. 方法

AGCMとしてAFESを用いる。水平解像度T119(約100km)、鉛直56層で、モデル上端は約60kmである。NOAA OISSTの海面水温及び海氷密接度を1x1度に変換したものを与えた。(A)観測された海面水温と海氷密接度の変動を全球で与えた実験、(B)海面水温は変動あり、海氷密接度は気候値を与えた実験、(C)海面水温は気候値、海氷密接度は変動ありのものを与えた実験、(D)両者ともに気候値を与えた実験、の4種の15メンバーアンサンブル実験を行った。これらの実験では放射強制力は一定である。実験期間は1982年1月から2013年12月までである。北緯40-60度、東経60-120度で平均した、DJF平均の2m気温をユーラシア大陸の冬季気温として用いた。

### 3. 結果

図はJRA-55再解析と実験A,B,C各アンサンブル平均としての2m気温のトレンドを示す。

再解析では弱いながらもユーラシア大陸上で寒冷化トレンドが見られ(図左上)、その傾向は海氷のみ変動させた実験Cで再現されている(図右下)。対照的に、海面水温に変動を与えた実験A,Bでは、ユーラシア大陸上で気温上昇が見られ、特に実験B(海氷のみ気候値)で顕著である(図左下)。実際、各実験の15メンバーのうち、1982/83から2012/13までのDJF平均ユーラシア大陸上の気温が負トレンドを示したメンバー数を表にまとめると、実験A,Bでは負トレンドを示したメンバーは少なく、特にBでは皆無であるのに対し、実験Cでは過半数で負トレンドを示している。

以上の結果は近年の家氷減少はユーラシア大陸での寒冷化を引き起こす傾向にある一方、海面水温変動、特に近年の水温上昇はユーラシア大陸での気温上昇トレンドを引き起こす傾向にある可能性を示している。

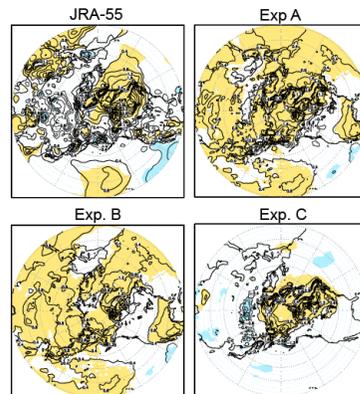


図. 2m気温の2002/03~2012/13DJF平均と1982/83~93/94DJF平均の差。影は正または負の95%で有意な差を示す

実験 A	実験 B	実験 C	実験 D
4	0	11	7

謝辞: 文部科学省の北極域研究推進プロジェクト(ArCS), 科学技術振興機構 Belmont Forum 国際連携課題, 並びに環境省研究総合推進費(2-1503)の支援により実施された。

# 海洋亜表層観測データを用いた初期値補正と インド洋ダイポールモード現象の予測精度向上について

○土井 威志\*・Andrea Storto\*・Swadhini Behera\*・山形 俊男\*

(\*JAMSTEC/APL, \*CMCC)

キーワード：季節予測, インド洋ダイポールモード現象, 海洋 3DVAR 補正

## 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ィ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。その第一版が SINTEX-F1 季節予測システムであり、2005 年にそのプロトタイプが完成して以来、主に熱帯域のエルニーニョ現象やインド洋ダイポールモード現象の予測において世界最先端の成果を発表してきた (Luo et al. 2005, 2007, 2008, Jin et al. 2008)。最近では、従来のモデルを高度化 (海水モデルの導入、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 をベースにした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. 2017, JAMES)。

季節予測の精度を向上させるには、上述した結合モデルの高度化が重要であるが、それと同程度に重要なのが海洋観測データを予測の初期値に取り込む同化手法の高度化である。現在の SINTEX-F1 および F2 予測システムの初期化スキームには海表面水温 (SST) ナッジング法を採用している。これは、観測から得られた SST を結合モデルに馴染ませながら積分することで、大気モデルと海洋モデル間を矛盾なく初期化する手法である。非常にシンプルな初期化法ではあるが、エルニーニョ予測では国際社会から高く評価された。しかし、熱帯インド洋や熱帯大西洋、更には中緯度域での海洋内部の初期化には充分ではない。特に熱帯インド洋で発生するダイポールモード現象は、初夏から晩秋の季節予測にとって極めて重要な現象であり、予測精度の向上が望まれている。SINTEX-F2 システムでは、F1 システムと同様の予測精度を有するが、海洋内部を適切に初期化することで、予測精度がさらに向上すると期待される。

そこで、従来の SST-nudging 法に、海洋観測に基づいた 3 次元の水温/塩分プロファイルデータを同化する修正法 (3DVAR 補正) を導入し、インド洋ダイポールモード現象の予測精度向上に挑戦した。

## 2. 3DVAR 補正を導入した新初期化スキーム

イタリア気候変化地中海研究センター (CMCC) の Storto 博士の協力のもと、3DVAR 補正を導入した新初期化スキームを開発した。従来の SST ナッジング法では、1982 年から現在まで連続的に観測 SST をナッジングしていた。新スキームでも同様に観測 SST をナッジングするものの、1982 年 2 月から毎月 1 日に、UK Met Office から配信されている海洋 3 次元の水温・塩分の観測データ (EN4 profile) を使って、海洋モデルを 3DVAR 補正しながら、SST ナッジングを行う。

## 3. 結果

インド洋ダイポールモード現象は、北半球の初夏に発生し晩秋に成熟する。そのプレコンディションとして重要な 5 月に注目し、20°C 等温深偏差の再現スキルを比較した (図 1)。SST ナッジング法でも熱帯太平洋は概ね

よく再現できている。3DVAR 補正を導入することで、熱帯インド洋、熱帯大西洋の再現性が向上した。ニンガルーニーニョ現象に重要な豪州西岸域、インド洋亜熱帯ダイポール現象が発生する南インド洋などの亜熱帯域も効果的に補正されていた。従って、これらの計算結果を初期値とする気候変動現象の予測精度も向上することが期待される。

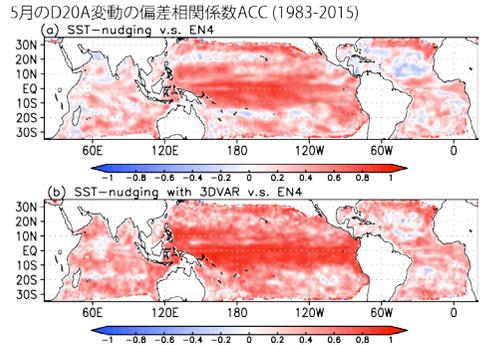


図 1:(a)20°C 等温深偏差 [m] の EN4 analysis data と SINTEX-F2 モデルによる SST-nudging 計算の相関係数。1983-2015 年の 5 月に注目。(b)EN4 analysis data と 3DVAR 補正を導入した計算の相関係数。

1983-2015 年で過去再予測実験を実施したところ、海洋亜表層観測データを初期値に取り込むことで、インド洋ダイポールモード現象の約 5 ヶ月前の予測精度が 30% 程度向上した (図 2)。これは従来予測が潜在的に難しいとされていたインド洋ダイポールモード現象が、海洋観測の充実によって、飛躍的に予測しやすくなることを示したもので、今後のインド洋観測網の発展に資することが期待される。公演時にはインド洋の TRITON プイに関する Ocean Observing System (OSE) 実験の結果も紹介したい。

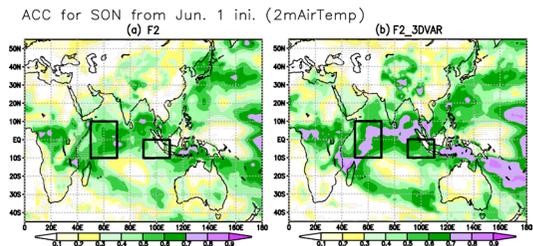


図 2: (a)9-11 月平均の地上 2m 気温偏差を 6 月 1 日から予測した場合の偏差相関係数。1 に近い程精度が高い。解析期間は 1983-2015 年。黒ボックスはインド洋ダイポールモード指標「DMI」の領域。(a) 初期値に SST-nudging 法を用いた SINTEX-F2 の結果。(b)3DVAR 補正を導入した新しい初期化スキームを使った SINTEX-F2 の結果。

## アジアモンスーン域の降水・降雪・台風の年々変動

植田宏昭<sup>1)</sup>・釜江陽一<sup>1)</sup>・井上知栄<sup>2)</sup>・早崎将光<sup>3)</sup>・渡邊茂<sup>4)</sup>・雨貝裕介<sup>1)</sup>・三輪夏菜<sup>1)</sup>  
(1:筑波大, 2:首都大, 3:環境研, 4:日本気象協会)

### 1. はじめに

異常気象分析検討会が発足してから 10 年の間に、日本を含むアジアモンスーンの変動機構に関する理解が急速に深まった。記憶に新しい現象としては、平成 18 年の日本海側から山岳域での豪雪、平成 26 年の南岸低気圧による太平洋側の大雪、平成 27 年 9 月の常総洪水、平成 28 年前半の台風未発生と夏後半から秋口にかけての台風発生数増加などが挙げられる。これらの現象はどのようなメカニズムで引き起こされたのか。また、その予測はどこまで可能であるか。本講演では、上記の現象を契機に研究を行った成果の統合化を通して「気候変動(異常気象)」を再考したい。

### 2a. 気候ハイエイタス期の降水量変動

<東アジアの降水減少>

21 世紀に入って世間の耳目を集めた全球年平均地上気温の上昇率鈍化(通称気候ハイエイタス)においては、太平洋で継続して見られたラ・ニーニャ型の冷水偏差の影響が注目されている(e.g., Kosaka and Xie 2013; Nature)。統計的には、ラ・ニーニャ現象が発現した際には、インド洋の海面水温は、負偏差になることが知られている。しかしながら、気候ハイエイタス期間のインド洋は、継続して正の水温偏差となっていた。熱帯インド洋の水温上昇は、Kelvin wave wedge 応答を介して、フィリピン付近の高気圧偏差を作り出す(Xie et al. 2009; JC)。この結果、西太平洋における対流活動は、ラ・ニーニャに伴うローカルな海面水温の上昇によって活発化する一方で、インド洋の昇温に起因した下降流偏差によって、その一部が弱められていた。インド洋と西太平洋の相殺効果の比率は、おおよそ 1 : 2 であったため、結果として西太平洋上での対流活動は継続的に活発な傾向にあった。このことが、PJ パターンを介した日本を含む夏の東アジア域での降水量の減少の要因と考えられる(Ueda et al. 2015a)。

<常総洪水の背景場>

エル・ニーニョ現象が発現すると、インド洋は半年遅れで昇温することが知られている(キャパシタ効果)。気候ハイエイタスが終焉した場合の西太平洋の対流活動は、ローカルな冷水偏差と、インド洋起源の下降流強化の相乗効果によって、著しく不活発になると考えられる。実際、2014 年 8 月後半から 9 月に出現した日本付近の低圧偏差(PJ パターンの弱化)は、ENSO の遷移とも整合的であり、常総洪水を誘発した背景場に関する物理的解釈を与える。

### 2b. ラ・ニーニャに関係した日本海側の豪雪

日本の豪雪に関しては、極域からの寒気の吹き

出しが注目されているが、北極振動との相関は必ずしも有意ではなく(川村・小笠原 2007; 気象研究ノート)、間欠的な寒気の流入の寄与(Mori et al. 2014; Nature Geosci.)も含めて別の解釈を必要としていた。日本海側の気象官署における積雪深データを基に、多雪年の循環場の合成解析を行ったところ、日本付近の低圧偏差とそれに伴う北西モンスーン気流の強化が確認された。この低圧偏差を作り出す要因は、ラ・ニーニャに起因した熱帯起源の Winter-PJ パターンであることが LBM を用いた熱源応答実験でも確認されており(Ueda et al. 2015b, 植田ほか 2017b)、夏と冬のテレコネクションの違いは、ロスビー波の伝播に関する背景風の差異によって説明される。

### 2c. 南岸低気圧と ENSO の関係

エル・ニーニョ時には、太平洋側に降雪をもたらす南岸低気圧が有意に増加することが明らかになった。これらの年では、中国東部の対流圏中上層のトラフの深まりが低気圧の発生を促進させるとともに、日本付近のジェット気流の弱化とそれに起因する鉛直方向の渦カップリングが強化していた。一方、下層ではキャパシタ効果に伴うフィリピン高気圧の強化によって、熱帯からの暖気移流が強められていた。このようにエル・ニーニョに起因した循環の変化が、中高緯度の低気圧発達過程にも影響を及ぼしたことが、南岸低気圧増加の一要因になったと考えられる(Ueda et al. 2017)。

### 2d. 台風発生数とインド洋全域昇温の関係

2015 年は 1 月から 6 月の間に、9 つの台風が発生していたが、2016 年は 6 月まで一つも発生していなかった。2016 年の 1 月から 6 月の期間は、エル・ニーニョが終息し、ラ・ニーニャに転換するタイミングであった。実際に観測データは、西太平洋上では高気圧性循環(下降気流の強化)の強化を示しており、インド洋のキャパシタ効果や台風の発生の抑制とも矛盾しない。

### 参考文献(講演者関係論文)

- Ueda, H., Y. Kamae, M. Hayasaki, A. Kitoh, S. Watanabe, Y. Miki and A. Kumai, 2015a: Combined effects of recent Pacific cooling and Indian Ocean warming on the Asian monsoon. *Nature Comm.*, 6, 8854. (Open access)
- Ueda, H., A. Kibe and M. Saitoh and T. Inoue, 2015b: Snowfall variations in Japan and its linkage with tropical forcing. *Int. J. Climatol.*, 35, 991-998 DOI: 10.1002/joc.4032. (Open access)
- Ueda, H., Y. Amagai, and M. Hayasaki, 2017: South-coast cyclone in Japan during El Niño-caused warm winters. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, 53 (accepted)
- 植田宏昭・木部亜有美・齋藤美香・井上知栄, 2017, 冬季日本の降雪変動における熱帯からの遠隔強制, 気象研究ノート「南岸低気圧による大雪」(印刷中)

## 2016年の世界の異常高温事例の多発に関する要因分析

今田 由紀子<sup>1</sup>・塩竈 秀夫<sup>2</sup>・高橋 千陽<sup>3</sup>・釜江 陽一<sup>4,5</sup>・前田 修平<sup>1</sup>・森 正人<sup>6</sup>・  
 廣田 渚郎<sup>2</sup>・小倉 知夫<sup>2</sup>・渡部 雅浩<sup>3</sup>

(1: 気象研、2: 環境研、3: 東大・大気海洋研、4: 筑波大、5: Scripps 海洋研究所、6: 東大・先端研)

### はじめに

2016年は年間を通して世界各地で異常高温イベントが多発した。過去58年の統計で月毎の地表気温が2標準偏差を超える異常値を示した地点数は過去最多であった(図1、2)。その背景には、地球温暖化の影響に加えて2015年に発生した史上最大規模のエルニーニョの影響が寄与していたと考えられる。本研究では、全球大気モデルMIROC5(水平解像度約150km、鉛直40層)を用いて実施された100メンバーのタイムスライス実験の過去再現実験(観測ベースの境界条件)、非温暖化実験(境界条件から2通りの方法で人為起源の影響を除去)、およびENSO影響除去実験(NINO3.4領域[170°-120°W, 5°S-5°N]の海面水温を氣候値に緩和、それ以外は過去再現実験と同じ)を用いて、地球温暖化及び2015~2016年のENSOの動向が、それぞれどの程度世界の異常高温事例の発生に影響を与えていたかを定量化する試みを行った。

### 結果

図3に、2016年9月までに地表気温が2標準偏差を超えた地点数の積算値の頻度分布を実験別に表示。1958~2015年までの長期ランから得られた頻度分布(黒細実線)に比べて、2016年の高温事例発生数(赤太実線)は異常値であったことが分かる。これに対し、人為起源の温暖化の影響を除いた2つの実験(青破線・点線)では、高温事例の回数が大

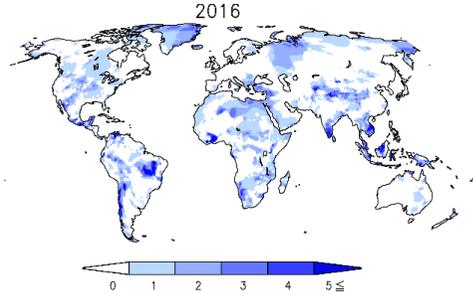


図2. 2016年に月平均気温が2標準偏差を超えた回数

幅に減少しており、2016年の高温事例多発の主要因は人為起源の温暖化であったと言える。一方、前年のエルニーニョの影響が含まれない実験(緑一点鎖線)においても世界の高温事例数は減少傾向を示しており、地球温暖化に前年のエルニーニョの影響が重なったことで、2016年の世界各地の高温事例の異常多発がもたらされたと考えられる。

発表では、各実験を2016年末まで延長した結果を示すとともに、各要素が高温事例発生空間分布に与える影響についても議論する予定である。

### 謝辞

本研究は文部科学省の気候変動リスク情報創生プログラムの協力を得た。

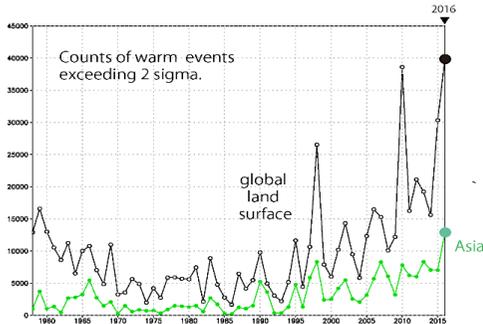


図1. 月平均地表気温が2標準偏差を超えた地点数の年毎の積算値(JRA55)。黒線: 全球、薄緑: アジア域のみ。

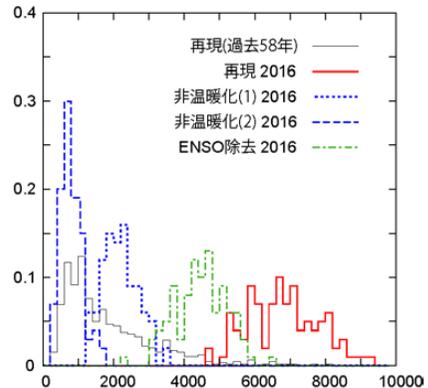


図3. 閾値を超える地点数の年間積算値の頻度分布。黒細実線: 1958-2015年の再現実験、赤太実線: 2016年再現実験、青点線および青破線: 2016年非温暖化実験(2通り)、緑一点鎖線: 2016年ENSO除去実験。

## 北太平洋 atmospheric rivers 発生頻度の気候学的分布とその変動

\*釜江陽一<sup>1,2</sup>, Wei Mei<sup>3,2</sup>, Shang-Ping Xie<sup>2</sup>, 直井萌香<sup>4</sup>, 植田宏昭<sup>1</sup><sup>1</sup>筑波大学生命環境系 <sup>2</sup>UCSD スクリプス海洋研究所 <sup>3</sup>ノースカロライナ大学 <sup>4</sup>筑波大学地球学類

## はじめに

中緯度における南北に細長く伸びた強い水蒸気輸送帯はAtmospheric Rivers (ARs)と呼ばれる。ARsは通常、移動性の温帯低気圧に伴う寒冷前線前面のwarm conveyor beltに沿って形成され、冬季の北米・欧州西岸に上陸した際に、地形性上昇することで甚大な豪雨・土砂災害をもたらす。ARsはその社会的影響力から、これまで大陸西岸での上陸事例が注目されてきた。一方で、日本を含むユーラシア大陸極東域、ニュージーランド、北米東岸を始め、海洋西部に上陸して豪雨災害をもたらすことがある。Hirota et al. (2016)は2014年8月の広島豪雨の事例を解析し、背景場としてのインドシナ半島から伸びた水蒸気輸送帯 (AR) の重要性を指摘している。

ARsの上陸頻度やその強度の変動には、ENSOやAO、NAOを始めとした気候変動モードが影響する。また、長期的な温暖化の進行により、AR一事例当たりの降水量の増加や、亜熱帯ジェットのスフトに伴い上陸位置が南北へ移動する可能性が指摘されている。一方で、従来の気候学的研究にはサンプル数と解像度の限界があり、衛星などの限られた観測期間では、ENSOなどの自然変動に伴うARsの振る舞いの変動を、また解像度が粗く、ARsを十分に解像できない気候モデル実験の結果からは、その長期変化を、それぞれ十分に検証することができない。

本研究では、高解像度大気大循環モデルを用いた、巨大アンサンブル長期気候再現実験の結果を用いて、北太平洋ARsの気候学的分布と、その年々変動、将来変化を明らかにする。

## 方法

気象研究所60km解像度大気大循環モデルMRI-AGCM3.2を用いた巨大アンサンブル実験d4PDF (Mizuta et al. 2017) の過去実験と温暖化実験の結果を使用した。過去実験はAGCMに歴史的な海面水温 (SST)、海水、放射強制を与えた60年間(1951-2010年)のAMIP型実験であり、初期値と境界条件に摂動を加えたアンサンブルを構築することで、ENSOを始めとしたSST変動に対する中緯度大気の応答を十分に抽出することができる (Kamae et al. 2017a)。温暖化実験は、6種類の地理分布を仮定したSST偏差 (全球平均で4度) を境界条件に加え、21世紀末期の放射強制を与えて60年間積分している。6種類応答パターンを比較することで、①上昇パターンによらない堅牢な変化傾向、②SST上昇パターンに起因する不確実性、を検証することができる。

ARsの検出には、鉛直積算水蒸気輸送 (IVT) をもとに判別するMundhenk et al. (2016)の方法を用いた。6時間平均の水蒸気量と風からIVTを算出し、気候値からの偏差が一定値より大きい水蒸気輸送帯が、

形状や規模の条件を満たしたときにARと判別される。それぞれの格子でARsが存在する頻度を計算し、その気候値と変動を調査した。

## 結果

検出されたARsの気候学的分布は先行研究とよく一致し、北半球では北太平洋と北大西洋の中緯度を中心に東西に広く分布する (図a)。ARsの分布は季節的に東西にシフトし、日本を含む極東域では、夏季に頻度が最大を迎える。夏季の北西太平洋域のAR頻度は大きな年々変動を伴い、冬にEl Niñoが発達した半年後の夏に増加する (Kamae et al. 2017b)。El Niñoは春季に急速に衰退し、夏季の赤道太平洋にはSSTシグナルが残らない一方で、インド洋・西太平洋キャバシタ効果 (Xie et al. 2016) を介して北西太平洋の循環場とAR頻度分布に強く影響する。

温暖化時には大気中水蒸気量の増加によってARsの頻度は全体的に増加する (図b)。一方で、その地域性はSST上昇パターンに大きく依存する。当日は堅牢な長期変化傾向とSST上昇パターンに依存する変化について詳しく報告する。

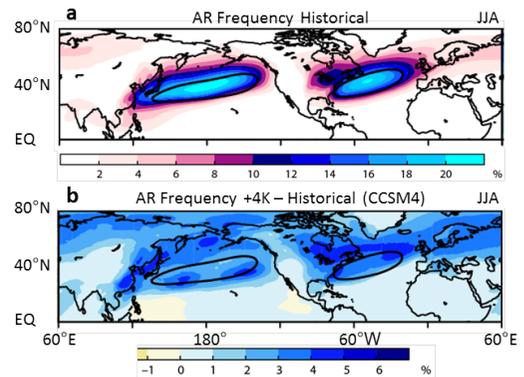


図. (a) d4PDF 過去実験で再現された夏季の AR 発生頻度(%). (b)温暖化実験 (CCSM4 の SST 上昇パターンを仮定) で再現された AR 発生頻度の過去再現実験からの偏差 (%). 等値線は過去実験における AR 頻度の年平均値 (14%) を示す。

謝辞: 本研究は文部科学省気候変動リスク情報創生プログラムの支援を受けた。本研究では、創生プログラムのもので作成された、地球温暖化施策決定に資する気候再現・予測実験データベース (d4PDF) を使用した。ARs 検出プログラムは B. D. Mundhenk 氏から提供された。

## 参考文献

- Hirota, N., et al. 2016. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 1145–1160.  
 Kamae, Y., et al. 2017a. *Clim. Dyn.*, doi: 10.1007/s00382-016-3350-x.  
 Kamae, Y., et al. 2017b. *J. Climate*, submitted.  
 Mizuta, R., et al. 2017. *BAMS*, doi: 10.1175/BAMS-D-16-0099.1.  
 Mundhenk, B. D., et al., 2016: *J. Climate*, **29**, 4885–4903.  
 Xie, S.-P., et al. 2016. *Adv. Atmos. Sci.*, **33**, 411–432.

## 2.0°C安定化から1.5°C安定化への追加緩和努力によって、極端現象の将来変化をどの程度低減できるのか？

塩竈秀夫<sup>1\*</sup>, 藤森真一郎<sup>1</sup>, 長谷川知子<sup>1</sup>, 高橋潔<sup>1</sup>, 久保田泉<sup>1</sup>, 田中克政<sup>1</sup>, 江守正多<sup>1</sup>, 今田由紀子<sup>2</sup>, 渡部雅浩<sup>3</sup>, 木本昌秀<sup>3</sup>, 阿部学<sup>4</sup>, Daniel Mitchell<sup>6</sup>, Daithi Stone<sup>6</sup>, Myles R. Allen<sup>7</sup>

<sup>1</sup>国立環境研究所, <sup>2</sup>気象研究所, <sup>3</sup>東京大学大気海洋研究所, <sup>4</sup>JAMSTEC, <sup>5</sup>School of Geographical Sciences, University of Bristol, <sup>6</sup>Lawrence Berkeley National Laboratory, <sup>7</sup>Environmental Change Institute, University of Oxford

### はじめに

産業革命以降、全球平均気温は約 0.8°C 上昇し、それにともない多くの極端現象（異常気象）の発生頻度・強度に変化が生じている。国際社会は、将来の気候変動をできるだけ低減すべく、2015年12月に新たな枠組み「パリ協定」を採択した（2016年11月発効）。パリ協定は、「気温上昇を2°Cより十分低く抑えた上で、1.5°Cを目指す」ことを目標として掲げた。ただ、これまでの国際交渉では「1.5°C目標」はほとんど注目されてこなかったため、研究は十分に行われてこなかった。IPCCは、1.5°C安定化と2.0°C安定化の影響、緩和コストなどを比較する特別報告書を2018年に出版することを決定したが、研究コミュニティはそれに向けて研究を加速する必要がある（Mitchell et al. 2016, Nature Climate Change）。

### HAPPI プロジェクト

1.5°Cと2.0°C温暖化時の極端現象の変化や影響の差を調べるためには、多くのサンプル（アンサンブル）が必要になるが、これまでのモデル相互比較計画では、そのようなGCM実験は行われてこなかった。このような状況を踏まえて、我々は、新たな大気GCM相互比較計画HAPPI（Half a degree Additional warming, Prognosis and Projected Impacts）を提唱した（Mitchell et al. 2017, GMD）。HAPPIでは、現在気候条件、1.5°C温暖化条件、2.0°C温暖化条件で、それぞれ10年×100メンバの積分を行う。我々はMIROC5 AGCMを用いて、実験を行った。この膨大なアンサンブルデータを分析することで、極端現象の変化の差に関して、ロバストな結論を導くことができる。

### HAPPI+EA

HAPPIの将来予測実験は、我々がこれまでやってきたイベントアトリビューション（EA）実験と対になるように設計している。EAでは、過去の温暖化がない仮想的な条件で大量のアンサンブル実験（非温暖化実験）を行うことで、

最近の極端現象イベントに対する人間活動の寄与を定量化している（Shiogama et al. 2014, SOLA）。EA実験とHAPPI実験を組み合わせることで、「目の前の極端現象イベントに、過去の人間活動の寄与がどれだけあるのか」を“見える化”したうえで、さらに「将来、1.5°C安定化や2.0°C安定化の緩和策が成功したとしても、どれだけの変化は避けることができず、適応策で対処すべきなのか」に関する情報を提示することができる。

### 結果

図1に「MIROC5のHAPPI実験において、2006年-2015年で100年に1回の暑い日の頻度が、1.5°C安定化と2.0°C安定化で何倍になるか」を示す。2.0°C安定化では、多くの場所で、「暑い日」の頻度が40倍以上になっている。一方、1.5°C安定化では、2.0°C安定化に比べて、「暑い日」の頻度増加が小さく、2.0°C安定化から1.5°C安定化への追加緩和努力の有意な効果が見られる。

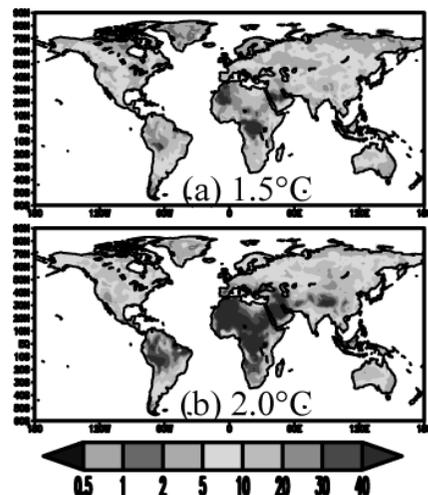


図1: MIROC5のHAPPI実験において、2006年-2015年で100年に1回の暑い日の頻度が、(a)1.5°C安定化と(b)2.0°C安定化で何倍になるか。

## ジェット・渦位分布と降水分布

堀之内武・館野愛実（北海道大学・地球環境科学研究所／環境科学院）

### はじめに

本講演では異常気象そのものは扱わないが、それとしばしば関連する上空の渦位分布、ジェットと降水帯の関係について論じたい。対象は主に夏季のユーラシア東岸から北西太平洋にかけてであるが、他の季節・地域にも触れる。

### 総観規模の降水と水蒸気輸送への対流圏界面付近の渦位擾乱の影響

Horinouchi (2014) では、TRMM (TMPA) 3B42 降水データと NCEP/NCAR 再解析データを用いて研究を行った。

夏季のユーラシア東岸から北西太平洋にかけての日々の降水帯は、350 K の等温位面における 2 PVU 程度の等渦位線の南縁にそって見られることが多い(コンポジット解析で定量的に確認できる)。なお、この線は概ね 200 hPa のジェットに対応する。

上層の渦位擾乱は主に西から伝播する(ブロッキング等によって比較的長時間構造が持続することもある)。準地衡の部分的 PV インバージョン(PPVI)を用いたポテンシャルエンストロフィー収支解析によって、上下の関係性は主に上層駆動であることが示された。また、上層擾乱に対応した降水強化は二次循環で誘起されていることが示され、PPVI も交えたトラジェクトリ解析より、上層に誘起される水平流が上層の等 PV 線に沿う下層の比湿勾配の形成に貢献していることが示された。

### 降水分布の上層擾乱の位相依存性

Horinouchi and Hayashi (2017) では、TMPA 3B42 と JRA-55 データを用いて上記の降水強化における上層擾乱依存性を調べた。

図に示すように、上層擾乱のどの位相においても 350 K の 2PVU 線の南側に降水強化がみられる(図は略すが等温位等渦位線が比較的フラットな場合も同様)。上層のトラフの東側だけでなく、西側などでも弱いながらもこのような関係がみられる原因について、理想化・無次元化した準地衡のモデル計算で調べた。その結果、南風成分をもつ下層ジェットが存在することで(あるいは太平洋高気圧的な温度コントラストが存在することで)、水平の暖気移流とな

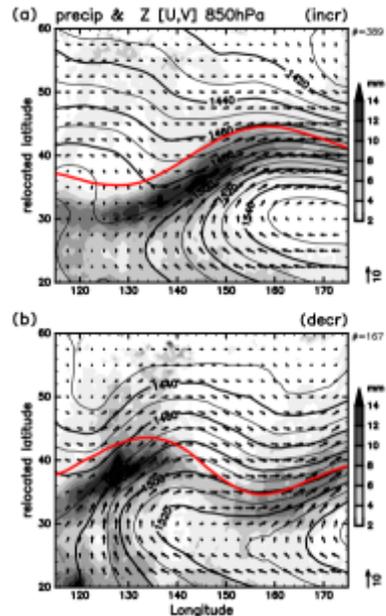


図 等温位(350K)等渦位(2PV)線の擾乱の位相を特定して、日降水量(陰影)、850hPa 水平風速(矢印)を南北にずらして重ね合わせたコンポジット。太線(電子版では赤)で示した、同線の各経度での平均緯度に相対的な緯度にプロット。

るジェットにそって合流・分流等が生じ上昇流が誘起されることが示された。

### グローバルな統計、季節変化

GSMaP と JRA-55 データを用いて、領域を全球に、季節は寒候期にも広げてコンポジット解析等を行った。等温位等渦位線と日々の降水帯の関連は他の季節・地域(両半球の太平洋、大西洋。寒候期は南半球で顕著)でもみられる。ケースを見ると、寒候期でも夏季と同様に高気圧の西端に降水帯ができる場合は特に対応が良いが、それ以外でも対応がみらる。今後さらに解析を進めたい。

### 文献

- Horinouchi, T., 2014: *J. Meteor. Soc. Japan*, 92, 519-541.  
 Horinouchi, T. and A. Hayashi, 2017: *J. Atmos. Sci.*, in press.

# メキシコ湾流がヨーロッパ・ブロッキングにもたらす影響

Christopher H. O'Reilly<sup>1,2</sup>, 〇見延 庄士郎<sup>1</sup>, 吉田 聡<sup>3</sup>

(1 北大・院・理, 2 オックスフォード大学, 3 海洋研究開発機構・アプリケーションラボ)

## はじめに

メキシコ湾流および黒潮の存在が、日周期から平均場にいる様々な時間スケールの大気変動に重要な影響を与えていることが、最近の高解像度の数値実験および観測データ解析から相次いで報告されている。異常気象をもたらすブロッキングについても、黒潮統流の蛇行が太平洋ブロッキングに影響することを、Czaja and O'Reilly (2014)が観測データ解析から示唆しており、またヨーロッパ・ブロッキングを現実的に再現するには、北大西洋を正しく再現することが重要であることを、結合モデルを用いて Scaife et al. (2011)が示している。本研究では、現実的なメキシコ湾流がヨーロッパ・ブロッキングと、そしてブロッキングと密接に関係するヨーロッパの寒波(cold spell)にどのように影響するかを、大気循環モデル実験で評価する。本研究は Climate Dynamics に出版された(O'Reilly et al. 2016)。

## 数値モデル実験

AGCM for Earth Simulator version 3 (AFES) (T239, 48 シグマレベル) を用いて、二つの実験を行った。標準実験(CONTROL)では、1981年9月から2001年8月までの観測された SST (0.25° NOAA OI-SST)を境界条件として AFES を駆動し、対照実験(SMOOTH)ではメキシコ湾流域(85°-30°W, 25°-50°N)で平滑化した SST を境界条件とした。解析には冬季(12月~2月)の、6時間ごとの緯度経度 0.5°格子でのデータを用いた。また、数値モデル結果と比較するために、再解析データである NCEP-CFSR を用いた。

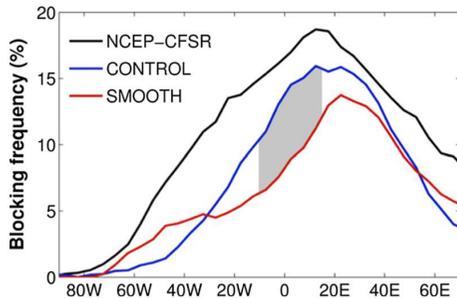


図1. NCEP-CFSR(黒線), CONTROL(青線), SMOOTH(赤線)における冬季のブロッキング頻度。陰影は有意水準10%で、頻度分布の差が有意な経度範囲。

## 結果

両実験ともNCEP-CFSRと比べてブロッキング頻度を過小評価しているものの、CONTROLの方がSMOOTHよりも全体としてより現実に近い高い頻度を示す(図1)。また、頻度の東西分布がSMOOTHではNCEP-CFSRに比べて東に寄るバイアスも、CONTROLでは改善される。これらの結果は、現実的なメキシコ湾流が大気モデルにおけるブロッキングの再現に重要であることを示している。

ブロッキングの変化と関係する物理過程を、コンポジッ

ト解析で調査した。その結果、ブロッキングに伴う対流圏下層の南北渦熱輸送と上層での渦運動エネルギーが、CONTROLではSMOOTHよりも強く、その上層での渦活動がブロッキングを強めることが示された(図2)。また同時に、メキシコ湾流に沿った降水も強まるため、非断熱加熱も一定の役割を果たしている可能性がある。これらの短期現象が、SSTがブロッキングに影響を与える上で重要な役割を果たすという本研究の結果は、北大西洋のSSTの違いが大気平均場に違いを作り、その結果ブロッキングに影響するとしたScaife et al. (2011)とは異なる点である。

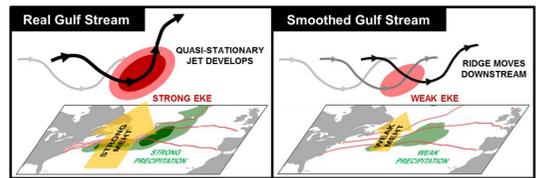


図2. ヨーロッパブロッキングと関係する物理過程のまとめ。左が現実的なメキシコ湾流の場合、右が平滑化されたメキシコ湾流の場合。

また両実験のブロッキングの違いは、寒波の違いとも密接に関係する。NCEP-CFSRにおける寒波出現日数は、北フランス・北ドイツ・ポーランドで多く、CONTROLではこの分布をよくとらえている。一方SMOOTHでは北ドイツからポーランドにかけて大きく過小評価する一方、西ロシアで過大評価している。図3に両実験の寒波出現日数の差を示す。

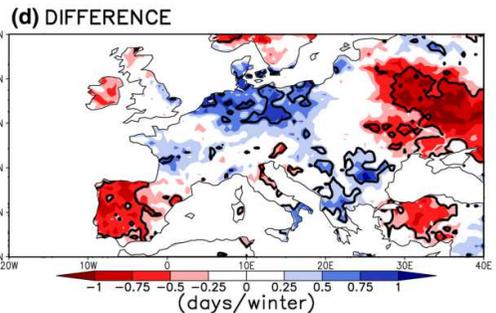


図3. 一冬あたりの寒波出現日数の、CONTROLとSMOOTHの差。等値線は有意水準10%で差が有意な領域を示す。

## 結論と議論

AFESにおいては、現実的なメキシコ湾流が、ヨーロッパ・ブロッキングとそれに密接に関わる寒波の再現に重要であることが明らかになった。これらの結果が異なる数値モデルでも再現されるのかどうかを明らかにするために、今後他の数値モデルでの実験が望まれる。

# 大会 第 2 日



# 永久凍土不可逆融解による温室効果ガス放出量の現状評価と将来予測

○横島徳太<sup>1</sup>, 斉藤和之<sup>2</sup>, 大野浩<sup>3</sup>, 岩花剛<sup>4</sup>, 伊藤昭彦<sup>1</sup>, 高田久美子<sup>1</sup>

1 環境研, 2 JAMSTEC, 3 北見工大, 4 アラスカ大

## 1 はじめに

永久凍土は、寒冷な高緯度域に広く分布している。高緯度域は特に地球温暖化の影響を受けやすく、凍土層の温度が上昇し、夏に解ける上部の層（活動層）が深くなるという現象が、すでに観測されている。また近年「エドマ層」と呼ばれる非常に高い割合で氷を含んでいる永久凍土が、急激に融解し、大規模な地盤陥没が起こっていることなども報告されている。永久凍土には、氷河期の頃から分解せずに堆積された多くの有機物が含まれており、その炭素総量は、不確実性が大きいものの、大気中炭素の2倍程度、陸域土壌炭素と同程度の量であると推定されている（IPCC 第5次評価報告書）。永久凍土の融解は、土壌中の有機炭素を大気に放出し、大気の温室効果ガス濃度を上昇させる。これにより地上気温が上昇することで、永久凍土の融解がさらに加速するという、正のフィードバックがある（Shaefer et al. 2014）。しかし、その実態解明は不十分であり、特に近年観測されているエドマ層の不可逆的な融解がもたらす影響については、これまで十分に研究がなされていない。

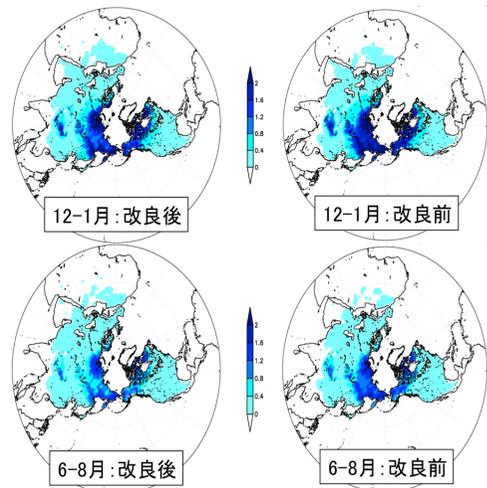
そこで本研究（環境省「環境研究総合推進費」2-1605, H28-30）では、エドマ層のような高含水な永久凍土の不可逆的な融解による温室効果ガス放出量の現状評価と将来予測を行う。アラスカやシベリアにおける現地調査、衛星データ解析、全球陸面過程モデル・陸域生態系モデルの改良を有機的に組み合わせることで、永久凍土の融解過程に関する脆弱性分布や、気候変動に対する相対的な寄与を解明することを目標とする。

## 2 手法・結果と議論

H28年度は、地下水と有機炭素を大量に含む永久凍土が広く分布するアラスカと北東シベリアにおいて、永久凍土融解過程の現状を把握するための現地調査を行い、衛星画像解析を行った。また、現地で採取した氷および土壌のコア分析を行い、融解前の永久凍土が含有する有機炭素（メタン）量とその分布について解析した。その結果、試料100g中のガス含有量は数ccで、永久凍土を採取した地域間での差異は少ない一方で、地下水気泡中のメタン濃度は大気中濃度（約2ppm）と同程度から、その数万倍のものま

で大きな幅があった。

全球モデル開発に関しては、陸面過程モデルMATSIROおよび陸域生態系モデルVISITの改良を行っている。陸面過程モデルの開発に関しては、土壌の熱物理過程を評価する際に、凍結土壌水分・土壌有機層・不凍結水を考慮すること、また土壌の鉛直解像度を増やすことにより、凍土融解過程の高度化を行った。土壌物理の改良前後の結果を、下図に示す。土壌物理を高度化することにより、地下水の量が減少すること、また凍土の季節進行に関して、より現実的な分布が得られる傾向にあることが分かった。また、陸域生態系モデルの開発に関しては、永久凍土融解による温室効果ガス放出過程の定式化の検討を行った。二酸化炭素の放出に関しては、凍土融解によって生じた有機物を、土壌微生物が従属栄養呼吸することによって放出される項を追加する。またメタンに関しては、永久凍土の融解による湿原の拡大によって、追加的に放出されるメタンの量を評価する。発表では、現地調査で得られた成果の概要と、全球モデル開発によって得られた知見を報告する。



図：地下水の鉛直積算値 [m]。土壌の熱物理過程を評価する際に、凍結土壌水分・土壌有機層・不凍結水を考慮した場合（左列：改良後）および考慮しない場合（右列）の結果。上段は12, 1, 2月の平均値、下段は6, 7, 8月の平均値を示す。

# 巨大火山噴火寒冷化による低緯度植物生産の増加

小畑淳 (気象研)

1. はじめに

火山噴火(二酸化硫黄放出)による成層圏硫酸エアロゾル粒子増加、地表面日射減少、寒冷化、土壌呼吸減少、大気二酸化炭素(増加率)減少といった一連の現象は過去の大規模噴火(1991年ピナツポなど)について認められる。植生の純一次生産(光合成量-植物維持呼吸量)も日射減少や寒冷化で減ると思われるが、その正否を地球システムモデルの巨大火山噴火実験結果[10世紀中頃の白頭山又はエルトギャウの噴火(過去二千年で最大級)を考慮した実験]を用いて考察する。

2. 実験と解析結果

気象研地球システムモデル(Adachi et al. 2013 Pap Meteor Geophys, 陸域生態系炭素循環モデルは Obata and Shibata 2012 J.Climate)の白頭山(中朝国境 42N, 128E)又はエルトギャウ(Eldgjá, アイスランド 64N, 19W)上空の成層圏に二酸化硫黄を与えた結果(それぞれ白頭山実験とエルトギャウ実験)を解析する。硫酸エアロゾル粒子の生成とその振る舞いは全球エアロゾルモデル MASINGAR (Tanaka and Chiba 2005 JMSJ) 改良型 mk-2 により計算される。与える二酸化硫黄放出量は、1883年クラカタウ火山噴火の3倍(1991年ピナツポ噴火の4.5倍)とする。(実験の詳細と結果の概略は2015春大会 C469) これらに加え参考として、産業革命以後人為炭素排出歴史実験におけるクラカタウ噴火(1883年)についても解析する。

右に、各噴火実験における各緯度帯、陸域の表面気温と純一次生産の変動を示す(0年に噴火)。熱帯(23S-23N)の純一次生産は日射減少と寒冷化にもかかわらず1-4年の平均で正偏差である。日射は最大3%減少した(白頭山実験)が、これは元々日射の充分な熱帯で不足にはならず、

右図 横軸: 時間(年)  
 白丸: 陸域 表面気温偏差(°C, 10倍で表示)  
 黒丸: 純一次生産偏差(%)  
 灰色太線は 13ヶ月移動平均

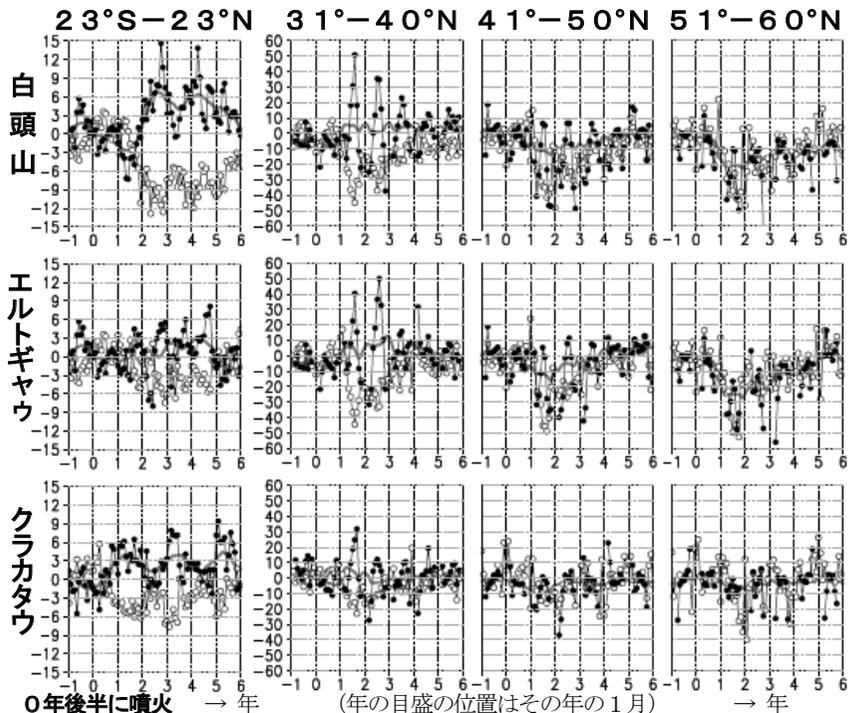
謝辞: 本研究は  
 科研費 25400472 の  
 助成を受けています

①酵素と電子伝達の特性による光合成生化学の温度依存性(極大 30°C付近, Farquhar et al. 1980 Planta)  
 ②葉の気孔 conductance(外気から葉内部への二酸化炭素供給)の温度依存性(温度上昇に対し線形減少, Woodward et al. 1995 Global Biogeochem Cycles)  
 ①②により C3 植物(熱帯の樹木を含む)の光合成が 20~24°Cで極大になるため、実験における 0.5~1°Cの寒冷化は熱帯の高温(25~27°C)を適度に抑え、熱帯の樹木の光合成は強まる。これに寒冷化による植物維持呼吸の減少も加わり、純一次生産が増加する(寒冷化の激しい白頭山実験は、噴火2年後、年総量6%増)。

低緯度から中緯度にかけても夏には、寒冷化により高温が抑えられるため熱帯と同様に純一次生産は増加する。しかし、春と秋は元々低温であるところへ寒冷化が加わるため純一次生産は激減し、年総量としては夏に比べ僅かな増加に止まる(31-40N)、又は減少する(41-50N)。それより高緯度では通年の低温へ寒冷化が加わるため純一次生産は激減する(51-60N)。

白頭山とエルトギャウに比べ 1/3 の噴火規模のクラカタウの場合も、変動は噴火規模に応じて小さくなるが、定性的に同様である。

以上、モデルに含まれていない降灰による被害を別とすれば、高温への途上に極大を持つ光合成特性のため、低緯度では火山噴火寒冷化により純一次生産が増加する。従って、農作物の収穫量増加も考えられる。



# 非線型 ENSO 温暖化抑制 (NEWS) 仮説

\* 神山 翼<sup>1</sup>・Dennis L. Hartmann<sup>1</sup>

(1: ワシントン大・大気科学科)

## 1. はじめに

大多数の研究機関が開発した気候モデルは、地球温暖化下における熱帯太平洋の海面水温の応答が「エルニーニョ的（東太平洋が西太平洋よりも速く暖まる）」であると予想する。しかし、米国地球流体力学研究所が開発した GFDL-ESM2M の温暖化は、それに反して「ラニーニャ的（西太平洋が速く暖まる）」である。現実世界では、過去 30 年余りの海面水温トレンドが極めて「ラニーニャ的」であることを考えると、いわゆる「仲間はずれ」である GFDL-ESM2M の「ラニーニャ的」な温暖化がどの程度現実的なものかを調べるのは面白そうである。もし現実的だとすると、過去 30 年余りの熱帯太平洋における「ラニーニャ的」なトレンドや貿易風の強化は、単なる自然変動の表れではなく、人為起源の温暖化に一部強制されたものとして理解出来るかもしれない (図 1)。

## 2. 温暖化下における ENSO 非線型性の喪失

GFDL-ESM2M を温暖化させると、鉛直温度勾配の増大によって赤道湧昇の効率が高まり、温度躍層が気候値から大きくずれにくくなることが分かった。一般に ENSO は、その非線型性によって、エルニーニョがラニーニャよりも成長しやすいことが知られているが、GFDL-ESM2M の温暖化下では ENSO がほぼ線型に近くなるゆえ、強いエルニーニョが発生しづらくなる。

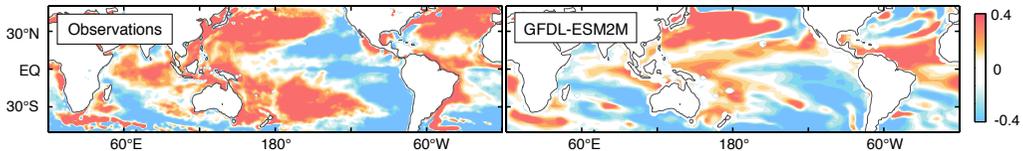
## 3. 非線型 ENSO 温暖化抑制 (NEWS)

東太平洋を暖めるエルニーニョは、それを冷やすラニーニャより大きな振幅を持つゆえ、海面水温の平均場は非線型な ENSO の存在により「修正」されて暖かくなっていることが知られている。しかし温暖化により非線型性とその修正効果が失われると、東太平洋の温暖化は西太平洋に比べて抑制されるはずである。つまり、強いエルニーニョが起きなくなる一方、ラニーニャはほぼ変化しないので、平均場は「ラニーニャ的」になるのである。この機構を、非線型 ENSO 温暖化抑制 (Nonlinear ENSO Warming Suppression; NEWS) と名付けた。NEWS は、観測や GFDL-ESM2M の解析結果と整合する一方で、ENSO の非線型性がよく再現されない多くの気候モデルでは、NEWS の効果は現れない。

## 4. 本研究で示したこと

温暖化が「エルニーニョ的」という言説は広く知られるが、それは ENSO の非線型性を再現しない気候モデルによる「多数決」で得られた結論にすぎない。その証拠に GFDL-ESM2M は、ENSO の弱化和平均場の修正効果を合わせた NEWS の効果によって、物理的に整合性のある「ラニーニャ的」温暖化を再現する。もし GFDL-ESM2M が現実的ならば、すでに NEWS の効果は過去 30 年余りの海面水温に表れている可能性がある。

a) SST trends in the Late Historical period (1979-2005)



b) Global warming projection by GFDL-ESM2M

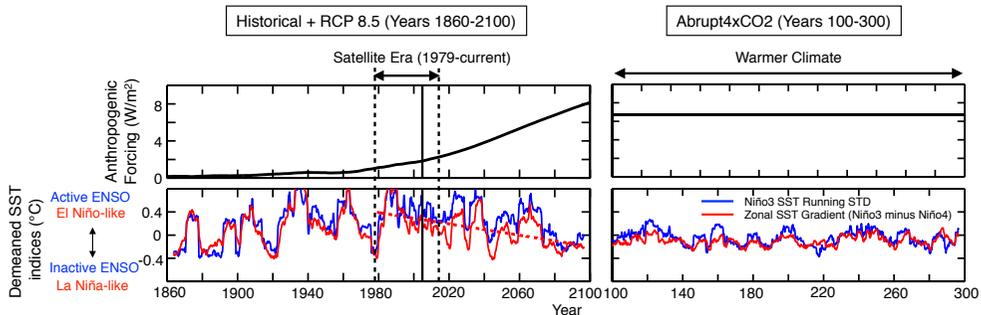


図 1 (a): 観測と GFDL-ESM2M (historical 実験) における海面水温トレンド。熱帯太平洋平均 (30S-30N, 90E-60W) からの差で示している。負値は熱帯太平洋平均よりも緩やかな温暖化を意味し、必ずしも冷却ではない。単位は  $^{\circ}\text{C}/100$  年。(b): 上段、人為的強制の大きさ (historical, RCP8.5, Abrupt4xCO2 実験)。下段、上段に示された強制下における、Niño3 海域における 7 年移動標準偏差 (「ENSO の活発度」と)、海面水温の差 (Niño3-Niño4) の 7 年移動平均で定義される東西勾配指数 (「平均場がエルニーニョのかラニーニャのか」)。

## 温暖化時の降水応答に対する循環場の寄与

戸田賢希・渡部雅浩（東大大気海洋研）

### 1. はじめに

地球温暖化時の全球的な降水分布の変化は、主に海面水温(以下、SST)の上昇によってもたらされると言われている。特に、熱帯域の降水変化には、熱力学的ないわゆる‘Wetgets-wetter’メカニズムに加えて、大気循環の変化による力学的な成分が効いており、それはSSTが空間的に非一様な上昇パターンを持つことに起因すると議論される(Ma et al. 2012; Xie et al. 2015)。従って、温暖化時の降水変化を系統的に理解するためには、SSTの一樣あるいは非一様な上昇がどのように大気循環を変化させるのか、そして循環場の変化が降水応答にどれほど寄与するのか定量的に調べる必要がある。そこで、本研究では大気大循環モデル(以下、AGCM)を用いて一連の数値実験を行った。

### 2. 数値実験

用いたモデルは、東大/JAMSTEC/環境研で共同開発された MIROC5.2 (T85L40, Watanabe et al. 2010)の大気部分である。1979~2008年までのSST・海氷の観測値および放射強制を与えるAMIP実験を行うが、基準となる実験(CTL)に加え、温暖化を想定した一樣あるいは非一様な昇温(後者の全球平均は0)をSSTに加えて15通りの実験を行った。SSTの摂動は1、2、4Kの3つを設定し、SSTパターンは仮想的にエルニーニョ・ラニーニャ時の分布で定義した。各実験とCTLの差を温暖化時の応答( $\delta$ )と定義した。

### 3. 結果

全球一様な2KのSST昇温実験から得られる降水応答を図1に示す。(a)は降水・蒸発変化( $\delta P$ と $\delta E$ )の差を全球地表気温変化( $\delta T$ )で割った水循環感度 $\delta(P-E)/\delta T$ である。(b)はこの水循環感度のうち大気循環の変化によって説明できる力学的成分を取り出したものである。図1は、SSTの変化が一樣な場合であっても、大気循環の変化による力学的なプロセスが地域的な水循環変化を決定する際に重要であることを示している。発表では、さらにSST昇温に対する循環の変化の詳細と降水の応答を他の実験結果とともに紹介する。

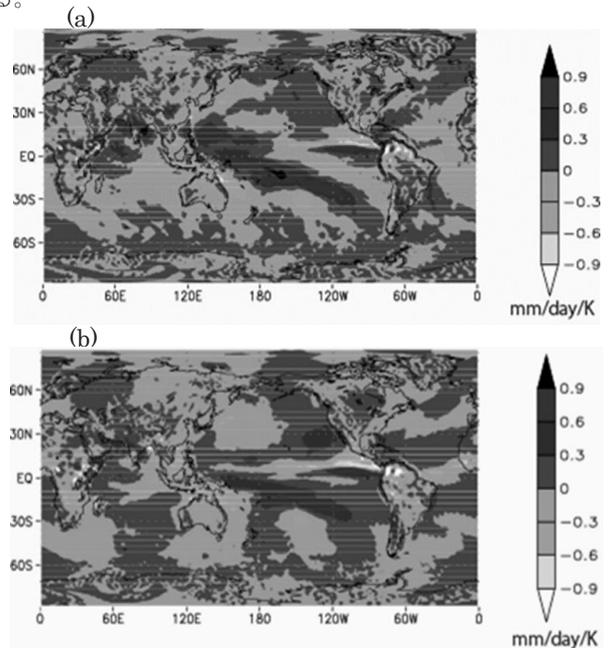


図1 SST一様2K昇温実験における水循環感度。(a)  $\delta(P-E)/\delta T$  (b) (a)のうち大気循環の変化で説明できる成分。

## 気象研究所気候モデルにおける雲表現の改善

\*川合秀明、行本誠史、神代剛、大島長、田中泰宙（気象研究所）

### 1. はじめに

気象研究所は、気候モデル MRI-CGCM3 (Yukimoto et al. 2012) を用いて CMIP5 に参加したが、このモデルは、雲表現に関して問題も多かった。雲は、気候シミュレーションにとって非常に大きな影響を及ぼすため、これを改善することは重要な課題であった。その後の努力により、CMIP6 に参加予定である気候モデル MRI-ESM2 においては、雲表現やエアロゾルの間接効果に関わる多くの点が改善されたため、主要な改善点を報告する。

### 2. 改善した点

- (1) 世界の多くの気候モデルと同様に、我々の気候モデルにおいても、南大洋で短波放射の入射がかなり過大であるという欠陥があった。これは、南大洋の海面水温の正バイアスを引き起こす。この放射バイアスは、新しい層積雲スキーム (Kawai 2013) の導入により南大洋における下層雲が増加したことなどによって著しく改善した。
- (2) 旧モデルでは、南大洋などにおいて、CALIPSO 衛星観測に比べて、氷相の雲が過剰で過冷却水滴の雲はかなり少なかった。新モデルでは、雲微物理過程における BF 効果の取り扱いの改良等により、過冷却水滴の割合が大きくなり、衛星観測と近くなった (図 1)。液体の雲水と

固体の雲水では、液体の雲水の方が粒が小さく光学的に厚いため、この変更は、南大洋の短波放射入射過剰のバイアスの軽減にも寄与している。

- (3) ペルー沖の下層雲の鉛直構造は、旧モデルでは不自然に不連続的なものとなっていたが、層積雲と浅い積雲対流を、層積雲の発生条件を用いて排他的に扱うようにしたことにより、この構造は大きく改善した (図 2)。
- (4) 旧モデルでは鉛直層が粗かったために下層雲の厚みは過大で、そのため下層雲の光学的厚さも過大傾向にあった。新モデルでは鉛直層数を 48 層から 80 層に増強したため、これがより適切に表現されるようになった。
- (5) 雲水及び雲氷数密度の予報方程式にあったバグを修正したことにより、極端に大きすぎる下層雲の雲氷数密度の問題が解決した。
- (6) 有機炭素や黒色炭素等のエアロゾルのモード半径を最近の観測的知見に基づいて修正した結果、雲水の数密度も適切なものとなった。
- (7) 旧モデルにおいては、雲氷の落下スキームにおいて非物理的な計算方法となってしまう部分があったため、Kawai (2005) に基づいて、この取り扱いを改良した。

こうした雲表現の改善により、MRI-ESM2 は、MRI-CGCM3 に比べ、より信頼性の高い気候シミュレーション結果を提供できると考えている。また、これらの改善は、多くのモデル間相互比較実験・プロジェクト等からの知見を参考に達成されたものであり、そうした貴重な情報に感謝します。

### 謝辞

本研究の一部は、文部科学省の気候変動リスク情報創生プログラム、及び、気候変動適応技術社会実装プログラムの支援により実施された。

### 参考文献

- Kawai, H., 2005: Improvement of a Cloud Ice Fall Scheme in GCM. *WGNE Blue Book*, **35**, 4.11-4.12.
- Kawai, H., 2013: Improvement of a Stratocumulus Scheme for Mid-latitude Marine Low Clouds. *WGNE Blue Book*, **43**, 4.03-4.04.
- Yukimoto, S., et al. 2012: A new global climate model of Meteorological Research Institute: MRI-CGCM3 -- model description and basic performance --. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90A**, 23-64.

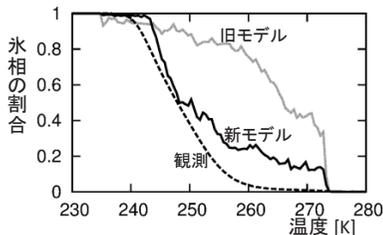


図 1：氷相の雲の割合。1月の全球の 700 hPa のデータ。  
黒実線：新モデル、灰色実線：旧モデル、破線：  
CALIPSO 衛星観測 (Hu et al. 2010)。

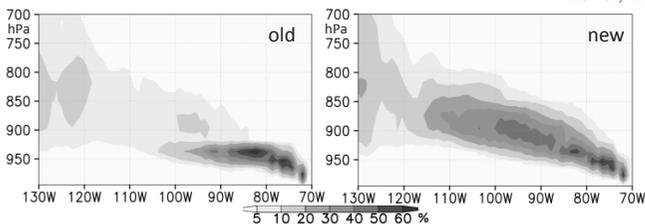


図 2：南緯 20 度線に沿った亜熱帯層積雲の鉛直断面の雲量。7 月の (左)  
旧モデル、(右) 新モデルの結果。

# “ウォーカー循環”再考: 水惑星熱源応答実験からの示唆

\* 中島健介 (九大・理), 神田雅浩 (九大・理), 高谷康太郎 (京産大・理),  
石渡正樹 (北大・理), 高橋芳幸 (神戸大・理), 林祥介 (神戸大・理)

## 1. はじめに

「ウォーカー循環」は、海水面や陸面条件の大規模な東西非一様に強制されて形成される大規模な風系であり、しばしば、赤道面上の東西鉛直循環としてイメージされる (図1上)。しかし実際には、赤道上に局在したケルビン波的成分に重なって、亜熱帯まで広がったロスビー波的成分を伴っている (図1中)。現在の地球気候では、ロスビー応答は加熱域から西側に形成されるために、ケルビン応答とロスビー応答に伴う東西風は赤道上では同符号で重なり合うため、ロスビー応答の存在はあまり意識されない。

国際水惑星大循環モデル比較プロジェクト (APE) では、東西一様な SST 分布の上に、赤道上に局在した、或いは東西波数1の SST アノマリを置く実験を行い、ある程度、ウォーカー循環に似た応答が得られることが期待されたが、その期待は外れた (Nakajima et al 2013 JMSJ APE 特別号)。本発表では、この結果を念頭におき、ウォーカー循環の概念の見直しを行う。

**2. 数値実験** 地球流体電脳倶楽部の大気大循環モデル DCPAM を用いて (水平解像度 T84)、地球全体が海洋に覆われた条件での実験 (水惑星実験) を行った。ここでは、東西一様な基本場 SST に、国際水惑星比較実験 APE (Neale and Hoskins 2000) の 3KW1 に準拠した東西波数1, 振幅 3 K の海水温アノマリを与えた実験について、東西平均からの偏差をみる。基本場 SST 南北分布については、APE の control を用いた場合 (Case C), 南北に一樣とした場合 (Case U) を計算した。

**3. 応答の構造** Case U では (図2上)、熱帯の降水偏差に対して、Matsuno (1966), Gill (1980) により議論されたように東に Kelvin, 西に Rossby 応答が生じる。一方、Case C では (図2下)、Rossby 応答が加熱の東側に形成され、東側の Kelvin 応答成分も全く目立たず、赤道上の東西風偏差は、Matsuno-Gill 応答とほとんど逆符号になってしまう。この違いは Rossby 波の励起機構 (e.g. Sardeshmukh and Hoskins 1988) と基本場西風構造の違いに基づいて理解できる。Case U では Rossby 波は Matsuno-Gill 応答で想定されたように stretching で生じた後、西側に広がる。これに対して Case C では降水がもっぱら  $f = 0$  である赤道上で起こるために stretching の寄与が小さく、Rossby 波は移流により比較的高緯度で生じる。そこでは、大きい SST 南北勾配

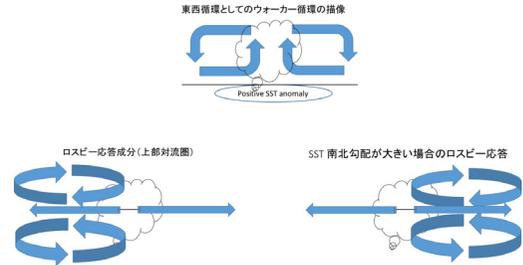


図1: (上) ウォーカー循環の東西鉛直セル描像 (赤道断面図)。(中) 南北勾配 SST が小さい場合のロスビー応答 (平面図)。(下) 南北勾配 SST が大きい場合のロスビー応答 (平面図)。

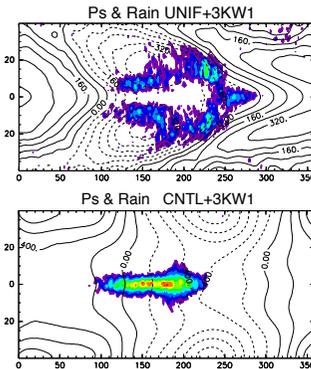


図2: 赤道上の波数1の SST 分布がある場合の降水量偏差 (トーン) と地面気圧偏差 (等値線): (上) 基本場 SST 一様な場合。(下) 基本場 SST は APE CNTL。

に伴い低緯度まで鉛直シアーが強いことと相まって、上部対流圏の西風の風速が Rossby 波の intrinsic phase velocity を超えており、Rossby 応答は東側に広がることになる (図1右下)。Kelvin 応答, Rossby 応答に伴う赤道上の東西風の符号を考慮すると、Kelvin 応答の寄与と Rossby 応答の寄与がキャンセルする。従って赤道上の東西循環は弱くなり、通常イメージされる Walker 循環は形成されない。

**4. 議論** 現在の気候状態においては、Case C のような構造は例外的と考えられるかもしれない。しかし、氷期など地球史を視野に入れば、現在のような Walker 循環の構造は自明のものではないかもしれない。

## 大気の極向きエネルギー輸送の評価における質量フラックス問題に関する一考察

\*春山 哲範<sup>1</sup>、浮田 甚郎<sup>2</sup>、本田 明治<sup>2</sup>

1：新潟大学大学院自然科学研究科 2：新潟大学理学部

## 1、はじめに

大気により極向きエネルギー輸送は南北風と Dry Static Energy (以下 DSE: 顕熱+位置エネルギー)、潜熱、運動エネルギーの積の和として定義され、更にそれぞれの項は Transient Eddy (以下、TE)、Stationary Eddy (以下、SE)、Mean Meridional Circulation (以下、MMC)、Net Mass Flow (以下、NMF) の4成分に線形分解出来る。これら4成分は緯度毎に求まり、TEは日々の擾乱に、SEは月平均の長周期擾乱に、MMCは平均子午面循環に、NMFは正味の質量輸送に伴うエネルギー輸送をそれぞれ表わす(Oort 1971)。Trenberth and Stapaniak (2003a, b)は NCEP-NCAR Reanalysis (Kalnay et al. 1996)のモデル面データを用いて全球の極向きエネルギー輸送の季節変動を示した。SE、MMC、NMFについてOortはTEとこれら3成分全てを分解し、その際各緯度における月スケールの質量輸送を補正しNMFを除いた。一方、Trenberth等は上記の分解は行わなかったが、タイムステップ毎に南北風に関して束縛条件を課し、正味の質量輸送を補正した上で、NMFを除いた計算を行った。ここでTrenberth等が上記3成分について分解を行わなかったのは、再解析データにおける高層のデータ不足と緯度毎の地形変化による経度-高度断面の変化及び境界層の取り扱いについて困難があったからだと考えられる。またOort及びTrenberth等は極向きエネルギー輸送の数十年規模の長期変動は議論していない。しかし、極向きエネルギー輸送の長期変動を考える際、南北風の束縛条件により本来含まれるべき数値が極向きエネルギー輸送から除かれている可能性が考えられる。そのためNMFについて改めて評価する必要がある。そこで本研究では、再解析データの月平均気圧面データを用いて上記3成分のうちSEとMMCの和及びNMFについて地形及び境界層を考慮した新たな分解手法を用いて評価を行ったので、その結果を報告する。

## 2、データと分解手法

使用データとしてERA-Interim (Dee et al. 2011)の月平均気圧面データを用いた。また境界層のデータとして南北風は10mでの風速、気温は2mでの気温を用いた。ここで極向きエネルギー輸送は顕熱フラックスを例にとると

$$F_{SH} = C_p \oint_0^{p_s} vT \frac{dp}{g} dx \quad (1)$$

で定義される。ここで $F_{SH}$  [W]は顕熱フラックス、 $C_p$  [JK<sup>-1</sup>kg<sup>-1</sup>]は定圧比熱、 $p_s$  [Pa]は表面気圧、 $v$

[ms<sup>-1</sup>]は南北風、 $T$  [K]は気温、 $g$  [ms<sup>-2</sup>]は重力加速度、 $x$  [m]は経度を表している。ここで問題になるのは、(1)式右辺の積分内をSEとMMCの和及びNMFに線形分解する際、地形による経度-高度断面の欠損により東西平均、鉛直重み付き平均を単純に用いることができないことである。そこで下記のような分解を考える

$$\langle v^{\wedge} T^{\wedge} \rangle + \langle v \rangle \langle T \rangle \quad (2)$$

ここで $\langle \rangle$ は経度-高度断面における地形から上の断面積の面積平均を表しており、 $\wedge$ はこの面積平均からの偏差を表しており、 $\langle v^{\wedge} T^{\wedge} \rangle$ をSEとMMCの和、 $\langle v \rangle \langle T \rangle$ をNMFとそれぞれ定義できる。またこの時算出される $\langle v \rangle$ は各緯度における正味の質量輸送、すなわち質量フラックスとみなせる。

## 3、結果

図1は本研究で定義されたSEとMMCの和の各緯度における年間平均値を示した。上記のSEとMMCの和は、図2のTrenberth等の計算したStationary成分と定性的に一致した。しかし今回分離されたNMF成分は質量フラックスに大きく影響されることがわかり、この分解手法でNMFの長期変動について論じることは難しいことがわかった。しかしながら、SEとMMCの和がTrenberth等の計算ステップごとに補正をかけて算出したStationary成分とほぼ一致したことにより、月平均の気圧面データから質量フラックスの誤差を取り除いて、極向きエネルギー輸送の長期変動を議論できる可能性が示された。今後の課題としてはSEとMMCをどのように精度良く分解できるかが考えられる。

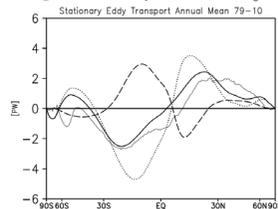


図1. 1979年～2010年間に於けるSE+MMCの年間平均値、正が北向き、実線が全輸送量、点線がDSE輸送量、破線が潜熱輸送量、細実線がNMFも含めた全輸送量

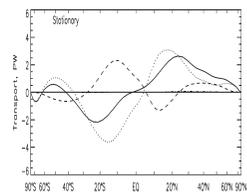


図2. 1979年～2001年間に於けるStationary成分の年間平均値、以下は図1と同様(Trenberth and Stapaniak 2003a)

# SINTEX-F2 decadal climate prediction in the southern Indian Ocean

○ Yushi Morioka<sup>1</sup> · Takeshi Doi<sup>1</sup> · Swadhin K. Behera<sup>1</sup>

(1:JAMSTEC/APL)

Key words: Decadal variability · Southern Indian Ocean · Sea surface temperature

## 1. Introduction

Decadal climate variability in the southern Indian Ocean is a key factor for decadal rainfall variability over southern Africa through changes in moisture transport (Allan et al. 1995). The rainfall increase over southern Africa is associated with warm sea surface temperature (SST) and high sea level pressure (SLP) anomalies in the Southwest Indian Ocean (Malherbe et al. 2014; Morioka et al. 2015).

Efforts have been devoted to understanding the physical mechanisms, but there are few studies describing decadal climate prediction in the southern Indian Ocean (Doblas-Reyes et al. 2013). Therefore, this study aims at investigating decadal climate predictability in the southern Indian Ocean using a coupled general circulation model (CGCM).

## 2. Data and Model experiments

We used monthly mean SST from the NOAA OISST v2 (Reynolds et al. 2002) and SLP from the ERA-Interim reanalysis (Dee et al. 2011). We calculated monthly anomalies during 1982-2015 after removing the monthly climatology and the linear trend.

On the other hand, we performed decadal hindcast experiments using a CGCM, called SINTEX-F2 (Doi et al. 2016). For each year from 1982 to 2006, we initialized the ocean and atmosphere via SST-nudging scheme from Mar 1<sup>st</sup>, then integrated over 10 years. Here we conducted 12 ensemble members using different initial conditions. Monthly anomalies are calculated after removing the observed climatology and the model drift, which is defined as the difference between the model and observed climatologies.

## 3. Results and Discussion

To highlight decadal climate variability in the southern Indian Ocean, we calculated yearly mean SWIO index during 1982-2015 (Fig. 1), which is defined as the SST anomalies averaged over the Southwest Indian Ocean (40-60°E, 40-50°S; see the box in Fig. 2) following Morioka et al. (2015). The observation clearly shows positive peak in late 1990s, then it negatively peaks in late 2000s. The SINTEX-F2 decadal hindcast runs from 1994 reasonably simulate the positive peak, and the other runs from 1999 successfully reproduce a sign change from the positive to the negative peak.

To further examine decadal climate anomalies during the positive and negative peaks, we calculated 5-yr mean of SST and SLP anomalies.

The observation shows the warm SST anomalies in the southwestern Indian Ocean during the positive peak of late 1990s, but it turns to the cold SST anomalies during the negative peak of late 2000s (Fig. 2). The SINTEX-F2 decadal hindcast runs from 1999 successfully simulate the observed cold SST anomalies during 2004-2008. Also, the model reasonably reproduces the low SLP anomalies above the cold SST anomalies (Figure not shown).

Similar but opposite results are also obtained for the positive peak of late 1990s. These analyses suggest that the SINTEX-F2 model has reasonable prediction skill in decadal climate variability of the southern Indian Ocean, which is important for the southern African climate.

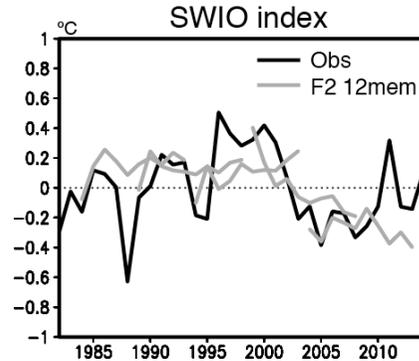


Figure 1: Time series of yearly mean SWIO index (in °C). The observation (black) and ensemble mean of SINTEX-F2 decadal hindcast runs from 1984, 1989, 1994, 1999, and 2004 (grey) are shown.

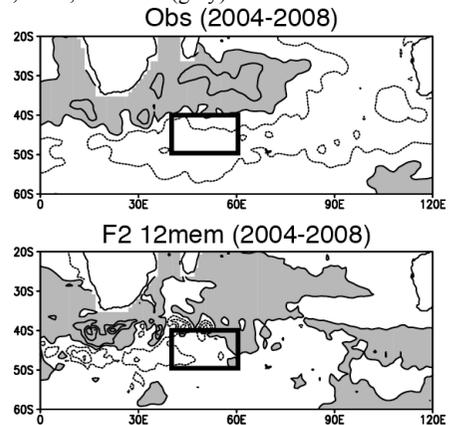


Figure 2: 5-yr mean (2004-2008) SST anomalies from the observation (left, C.I. 0.2 °C) and the ensemble mean of SINTEX-F2 decadal hindcast runs from 1999 (right). The box indicates the region where the SWIO index is calculated.

# 南半球冬季亜熱帯ジェットの維持機構

黒田友二(気象研究所)

## 1、はじめに

対流圏の亜熱帯域に存在する亜熱帯ジェットとよばれる風速が極大になる構造は南北両半球に共通して存在しており、中緯度の天候形成に大きな役割を果たしている。前回までの発表で、北半球のジェットに対しての波動の重要性について述べてきた。しかし、南北両半球では卓越する波動が大きく異なっていることから維持機構も大きく異なるのが考えられる。そこで今回は南半球ジェットがどのように維持されているかその気候学的なバランスを調べ北半球と比較した。

## 2、データと解析方法

解析するデータは今までと同じ再解析データ ERA-Interim の 1989~2009 年の 6 時間ごとのデータであり、これより摩擦や非断熱加熱を残渣として求めている。他方、各種の波動は時間フィルターにより抽出している。解析手法は、Kuroda (2016) による各種強制を線形分解する方法であり、一日毎に各種強制による子午面循環と加速の寄与についての分解を行い、それらの気候学的平均値を比較した。冬季の代表として、北半球の 1 月を調べたのに対応して、南半球の 7 月の各種気候値を調

べそれを北半球 1 月と比較した (Kuroda, 2017)。

## 3、結果

下図は南半球冬季 7 月の各種の気候値を表示したものである。まずは風速そのものであるが、ピークは 30S, 200hPa にあり、43m/s となっている。また、循環との関係を見るとちょうどハドレー、フェレル循環の間の上端に位置しており、北半球ジェットと位置強度ともうり二つである。但し、ハドレーの強度は北より 1 割以上強い。次に各強制による加速項 (b-d) を比較すると、北半球と同様に主にジェットの極側は波動と摩擦で、赤道側は加熱と波動で概ねバランスしており、北と類似である。但し、各加速は概ね北の 7 割程度と小さい。ところで波動による加速の中身 (e-h) を見てみると、主も大きなジェット加速は低周波波動が担い、停滞性波動の役割は小さい。総観規模波動はジェット軸上で減速の点は北と同じだが、60 度付近で大きな加速を作っている点は大きく異なる。また、主に停滞性波動と低周波波動の干渉項による加速 (h) も大きな寄与をしていることが分かった。

参考：Kuroda (2016) JGR, 121, doi:10.1002/2015JD024592.

Kuroda (2017) JGR, 122, doi:10.1002/2016JD025814.

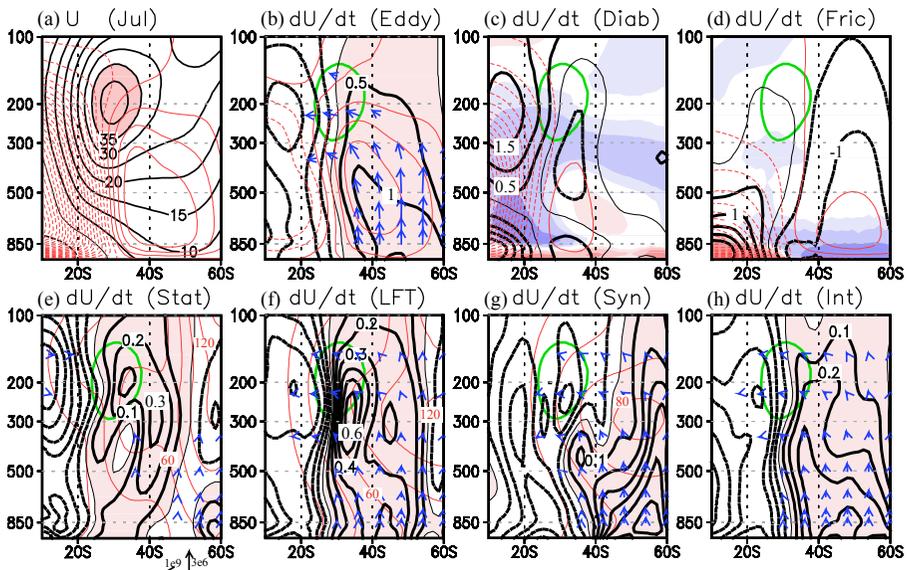


図. 南半球 7 月の亜熱帯ジェットの風速、加速等の気候値。a が風速、b-h はそれぞれ全波動、加熱、摩擦、停滞性波動、低周波波動、総観規模波動、干渉項による加速度と EP フラックス、赤線は a-d でそれぞれが駆動するオイラー子午面循環を、e-g では波動振幅を表す。コンター間隔は速度は 5m/s、b-d (e-h) の加速度 0.5 (0.1) m/s/day で破線は負値を表し、青い矢は気圧の逆数でスケールした EP フラックスを表す (参照矢は 1000hPa の値)。赤線の a-d のコンター間隔は  $10^{10}$ kg/s、e-g は 20m。緑線は 35m/s の等値線で c-d の影は非断熱加熱、摩擦力を表している (濃いほど大きい)。

# 市民科学による超高密度広域雪結晶観測 –2016年11月24日関東降雪事例–

荒木健太郎（気象庁気象研究所）

## 1. はじめに

2016年11月24日、関東南海上で南岸低気圧の発生に伴って関東で降雪が発生した(荒木 2017, 本大会)。南岸低気圧による関東降雪現象は、低気圧の発達度合や位置、雲・降水過程、境界層・地表面過程など複雑な要因が関係しており、正確な予測が難しい。この中でも雲物理過程は観測研究の不足から未知な点が多く、関東降雪現象の高精度予測のためには降雪雲の物理特性の実態把握が必要不可欠である。そこで本研究では、関東甲信地方で市民科学(Citizen Science)による超高密度広域雪結晶観測を行い、数値予報モデルによる実験結果や各種降水観測結果とともに関東に降雪をもたらした雲の実態把握を試みた。

## 2. データと解析手法

気象研究所では、重点研究「メソスケール気象予測の改善と防災気象情報の高度化に関する研究」の一環として、関東甲信地方の市民から雪結晶画像を募集する「#関東雪結晶 プロジェクト」(~H30年度)を実施している(<http://www.mri-jma.go.jp/Dep/fo/fo3/araki/snowcrystals.html>)。本プロジェクトでは、市民によりスマートフォン等で撮影された雪結晶画像をTwitter上の投稿やメールで収集し、市民科学を通して関東降雪現象の実態を解明することを目的としている。11月24日の降雪事例では関東甲信地方の広い範囲から合計5,100枚以上の雪結晶画像が集まった(2017年2月時点、観測地点は図を参照)。市民科学による降水種別観測例はアメリカでも例はあるが(Chen *et al.* 2016)、関東甲信地方の広域における超高密度な雪結晶観測は世界で初めての試みである。寄せられた雪結晶画像の撮影時刻・場所から雪結晶の時空間変動

の解析を行った。また気象庁非静力学モデル(NHM)による数値実験を行い、雪結晶観測結果を踏まえて関東に降雪をもたらした雲の物理特性について調査した。NHMの設定は荒木(2017)と同様とした。

## 3. 雪結晶の時空間変動と降雪雲の特性

11月24日8~9時には、関東甲信地方の広い範囲で雲粒付着のない樹枝状六花(グローバル分類 P2, 図中①~⑤)による雪片が観測された。一方、11~12時では関東北部を中心に同様な雪結晶が観測されたが(①②)、埼玉県や東京、千葉、神奈川では濃密雲粒付着結晶(R2, ⑥)や霰状雪(R3, ③⑥⑦)のほか針状結晶(C1, ③⑦)も観測された。これらの雪結晶から、本事例での降雪雲は比較的高温・高湿な雲であるといえる。また、雪結晶の地域特性の時間変化から、昼頃にかけて関東南部中心に降雪雲内が昇温しており、雲内に過冷却の水雲が存在するようになったことが明らかになった。

NHMの結果から、高度約10kmの上層ジェットに伴う雲の他に、高度約8km以下の雲が関東上空に存在し、後者が地上降雪をもたらしていた(図略)。雪混合比が増大した高さの気温と氷過飽和を超える水蒸気密度を地域毎に調査したところ、観測された雪結晶の地域特性の時間変化と整合的な環境場だった。関東南部等における降雪雲の特性変化は、低気圧発達に伴う環境場の変化によるものであることがわかった。今後も観測事例を蓄積し、関東降雪現象の実態解明を行う予定である。

**謝辞** 気象研究所「#関東雪結晶 プロジェクト」は非常に多くの方に支えていただきました。雪結晶観測への参加やプロジェクトの広報・普及等にご協力いただいた全ての方に、心から感謝いたします。

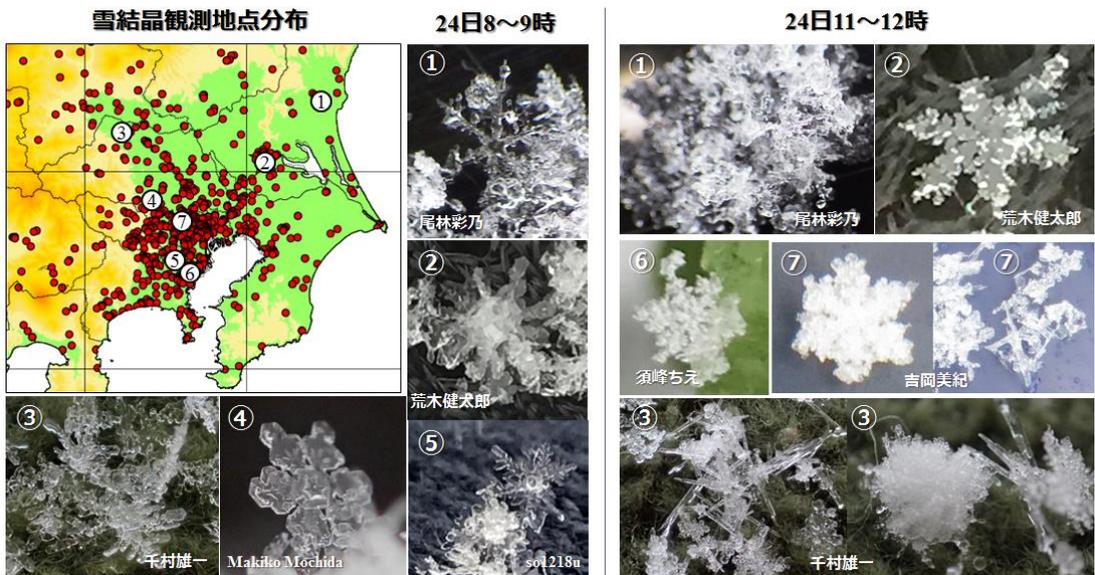


図 雪結晶観測地点分布と、11月24日8~9時(左)、11~12時(右)の代表的な雪結晶。撮影者名は図中に記載した。

## 樹枝状雪結晶に形態多様性をもたらす成長条件を解明する風洞実験—成長時間の効果

高橋庸哉（北教大）

## 1. はじめに

樹枝状と呼ばれる雪結晶の形は羊歯六花や樹枝六花、星六花など主枝の形態や副枝の密度により多様である。故中谷宇吉郎北大教授の先駆的な研究以来、多くの人工雪実験が行われてきたが、これらの実験では結晶形を樹枝状雪結晶の下位まで分類できておらず、多様性の成因は不明のまま残されてきた。また、兔の毛等の支持物の上に雪結晶を成長させたもので、天然雲内で自由落下しながら成長する雪結晶とは成長環境条件（温度場及び水蒸気場）を異にする。

雪結晶は雲の中を落下しているため、雪結晶回りの流れや雲粒の存在で水蒸気と熱の輸送が促進される。大気中での雪結晶の成長を調べるためには、自由落下させながら雪結晶を成長させることが不可欠である。発表者等はこれに沿った風洞を開発し、実験を行ってきた。しかし、これまでの実験は実験温度間隔が広く、実験中の気温変化も大きかった。また、雪結晶の成長への雲粒の影響も考慮されていない。

そこで、Takahashi(2014)では気温と雲水量を変えながらより詳細な実験を行い、次の新発見を得た：1)樹枝状結晶の多様性は気温に主に依存し、 $-12.4^{\circ}\text{C}\sim-16.3^{\circ}\text{C}$ では気温の低下につれて、扇六花、広幅六花、星六花、樹枝六花、羊歯六花、樹枝六花、星六花、扇六花と変わる、2)雲水量の増加によって、 $-13.3^{\circ}\text{C}$ から $-14.5^{\circ}\text{C}$ では星六花→樹枝六花や樹枝六花→羊歯六花へと遷移、3)近接雲粒により結晶質量の増加がもたらされる（所謂 Fog effect）。これにより、樹枝状雪結晶の多様性は雲の中でどのようにして生まれるかを探る糸口が見出された

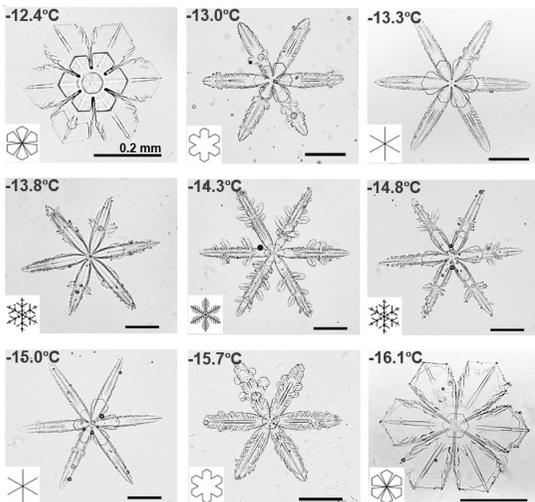


Fig. 1. 気温に依る樹枝状雪結晶の形態変化（成長時間 5 分）

が、実験条件は成長時間 10 分・水飽和条件に限られていた。

本発表では、成長時間 5 分及び 20 分でも実験を行い、樹枝状雪結晶の多様性への成長時間（結晶直径）の与える効果を明らかにする。

## 2. 実験

雪結晶を空中の一点で浮遊させ、成長させることができる鉛直過冷却雲風洞を用いた。実験は等温及び水飽和、等雲水量条件で、成長時間 5 及び 20 分、成長温度  $-12^{\circ}\text{C}\sim-16.5^{\circ}\text{C}$ 、雲水量  $0\sim 0.72\text{ g m}^{-3}$  で行った。

## 3. 結果

- Fig. 1 に成長時間 5 分の実験での樹枝状雪結晶の形態変化を示す。成長時間 10 分の場合と同様に、樹枝状雪結晶の形態多様性は第一義的に気温に依る。気温の低下とともに、結晶形は扇六花、広幅六花、星六花、樹枝六花と変化する。さらに低下すると逆順となり、扇六花に至る。
- 雲水量の増加につれて、 $-14.3^{\circ}\text{C}$ 付近では樹枝六花→羊歯六花、 $-14.6^{\circ}\text{C}$ 付近では星六花→樹枝六花に変化する。
- 成長時間が 5 分から 10 分、20 分と伸びると、扇六花と広幅六花及び広幅六花と星六花の境界は外側に広がる。また、雲水量が低い時にも羊歯六花が成長するようになる。
- 結晶直径の気温依存性は成長時間 10 分の場合と同様の傾向を示す。即ち、気温の低下とともに結晶直径は増加し、この間に結晶形は扇六花から広幅六花、星六花へと変化する。その変化は  $-13.5^{\circ}\text{C}$  以下でゆっくりとなり、副枝が成長する。 $-14.8^{\circ}\text{C}$  で成長がピークとなり、さらに気温が低下すると直径は減少する。
- 成長時間 20 分でも同様な傾向を示すが、 $-13.1^{\circ}\text{C}$  以上では雲粒捕捉、 $-15^{\circ}\text{C}$  以下では立体の成長が顕著であった。
- それぞれ羊歯六花及び星六花の成長する  $-14.3^{\circ}\text{C}$  及び  $-14.9^{\circ}\text{C}$  で雲水量の増加と結晶質量や結晶直径との関係を成長時間 5 分でみた。結晶質量は雲水量とともに増加する。結晶に近接する雲粒によって水蒸気・気温勾配が急となるためと考えられる。結晶直径は雲水量に依存しないので、雲水量増は結晶の厚さ増加をもたらしている。

## 引用文献

Takahashi, T., 2014: Influence of liquid water content and temperature on the form and growth of branched planar snow crystals in a cloud. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 4127-4142.

※本研究は科研費基盤研究(16K05551)の助成を受けて行った。

つくばでの地上モニタリング観測によるエアロゾル・雲核・氷晶核数濃度の変動

\*折笠成宏<sup>1</sup>・斎藤篤思<sup>2</sup>・山下克也<sup>3</sup>・田尻拓也<sup>1</sup>・財前祐二<sup>1</sup>・Tzu-Hsien Kuo<sup>1</sup>・村上正隆<sup>4</sup>

<sup>1</sup>気象研究所, <sup>2</sup>仙台管区気象台, <sup>3</sup>防災科学技術研究所, <sup>4</sup>名古屋大学

1. はじめに

気象研究所では、大気エアロゾル粒子の地上モニタリング観測をつくばにて 2012 年より連続して実施している。この連続観測では、エアロゾルの粒径分布のほか、雲核計と氷晶核計による活性化スペクトルを同時測定していることが大きな特徴である。

これまで、春季におけるエアロゾル濃度の変動(山下 2012 秋)、氷晶核活性化特性の変動等(斎藤 2013 秋・2014 春・2014 秋)が報告された。季節変化に関してより詳細な議論を可能にするため、データ蓄積を図っている。今回は、2016 年まで得られたデータを基に、季節変化・日変化からみたエアロゾル・CCN・IN 数濃度の変動の特徴を主に報告する。

2. 観測方法

大気エアロゾル粒子の地上モニタリング観測は、茨城県つくば市にある気象研究所の低温実験棟別棟で実施している。屋根からの高さ 2m (地上高 11m) に位置する配管先端に取り付けられた直径 10 μm 粒子カットインレットを通して、建物内の小型ブローアで外気を吸引する。試料空気は配管途中を分岐し各測器に接続される。測定機器は過去報告と同様、RION 社 OPC (KC01E)、DMT 社雲核計 (CCN200)、TSI 社 SMPS (Model3936)・APS (Model3321)、CFDC 型氷晶核計 (Saito et al., 2011) である。なお、氷晶核計は、2016 年 4 月から通常時と濃縮器を用いたサンプリングの比較測定を実施している (折笠 2016 秋)。

3. 解析結果

各測定機器から得られた粒子数濃度について月別平均、時間平均の統計処理を行った。雲核計では設定水過飽和度毎の CCN 数濃度、氷晶核計では設定温度 (ここでは水過飽和度 SS<sub>w</sub>=0~5%範囲のみ) 毎の IN 数濃度で平均処理を行った。

日変化の傾向として概ね季節を問わず、SMPS による 0.4 μm 以下 (OPC による 0.3 μm 以上) の数濃度は 12-14 時 (6-9 時) に極大、2-5 時 (14-17 時) に極小となった。一方、SS<sub>w</sub>=0.5%で活性化する CCN 数濃度は 7-9 時に極大、12-15 時に極小となった (図略)。

季節変化として、CCN・IN 数濃度の各年における月別平均値を図 1 に示す。CCN 数濃度は冬季 (11-3 月) に極大、夏季 (8-9 月) に極小となる傾向がみられ、特に高過飽和度 (0.5%以上) で顕著である。一方、IN 数濃度は年々変動が大きいことが特徴的であり、そのなかで 5-6 月が比較的高い傾向がみられる。

各粒径範囲のエアロゾル数濃度と CCN・IN 数濃度の相関を調べた結果が表 1 である。高過飽和度での CCN 数濃度は 0.01 μm 以上、IN 数濃度は 5 μm 以上のエアロゾル数濃度と相関が比較的高いことが分かる。

得られたデータより、大気エアロゾルの雲核能・氷晶核能を定式化するため、κ (吸湿度) 及び INAS (乾燥粒子総表面積当たりの IN active site 数) からみた解析結果についても発表する予定である。

謝辞：本研究は JSPS 科研費 23244095, 16K05558 の助成を受けたものである。

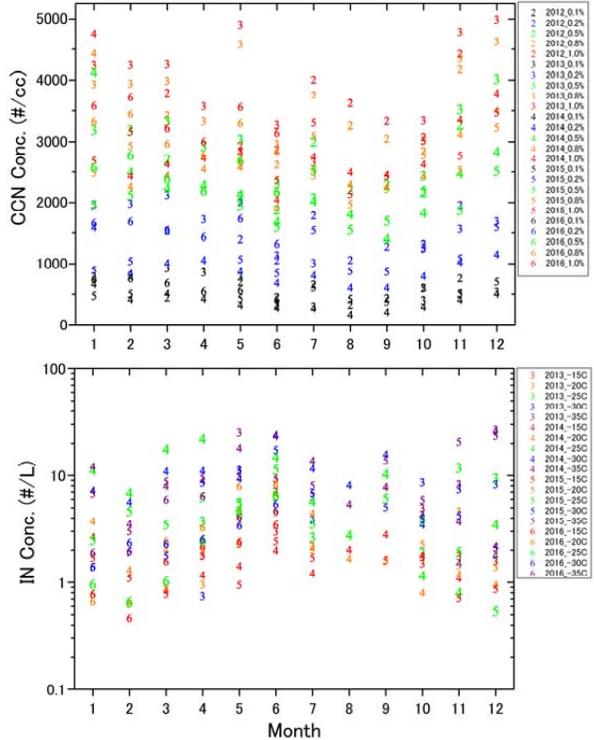


図1 つくばで観測された SS<sub>w</sub>=0.1% (黒), 0.2% (青), 0.5% (緑), 0.8% (橙), 1.0% (赤) で活性化する CCN 数濃度 [上]、及び -15C (赤), -20C (橙), -25C (緑), -30C (青), -35C (紫) で活性化する IN 数濃度 (SS<sub>w</sub>=0~5%) [下] の季節変化。各数字のプロットは西暦年末尾を表す。

	D>0.01um	D>0.3um	D>0.5um	D>1um	D>2um	D>5um
CCN@0.1%SS <sub>w</sub>	0.092	0.257	0.028	-0.014	-0.058	0.073
CCN@0.2%SS <sub>w</sub>	0.193	0.293	0.056	0.023	-0.045	0.098
CCN@0.5%SS <sub>w</sub>	0.393	0.477	0.310	0.199	-0.006	0.273
CCN@0.8%SS <sub>w</sub>	0.344	0.333	0.153	0.099	-0.060	0.167
CCN@1.0%SS <sub>w</sub>	0.346	0.327	0.147	0.096	-0.059	0.177

	D>0.01um	D>0.3um	D>0.5um	D>1um	D>2um	D>5um
IN@-15C,0-5%SS <sub>w</sub>	0.001	-0.145	-0.056	0.026	0.091	0.167
IN@-20C,0-5%SS <sub>w</sub>	-0.086	-0.143	-0.081	-0.044	0.064	0.011
IN@-25C,0-5%SS <sub>w</sub>	-0.201	0.282	0.169	0.127	0.174	0.411
IN@-30C,0-5%SS <sub>w</sub>	-0.109	0.001	0.106	0.063	0.167	0.230
IN@-35C,0-5%SS <sub>w</sub>	-0.012	0.110	0.080	0.014	-0.081	0.171

表1 各粒径範囲のエアロゾル数濃度に対する設定 SS<sub>w</sub> 毎の CCN 数濃度 [上]、及び設定温度毎の IN 数濃度 (SS<sub>w</sub>=0~5%) [下] との相関係数。

Study of CCN and IN abilities of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  using MRI dynamic cloud chamber and MRI IN counter

Tzu-Hsien KUO (MRI), Masataka MURAKAMI (ISEE, Nagoya University; MRI), Takuya TAJIRI (MRI), and Narihiro ORIKASA (MRI)

$\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  have been observed in the natural environment and nearby industrial area. The latter, such anthropogenic emission may influence aerosol-cloud interaction; however, previous studies have not investigated this aspect deeply. In this study, physical and chemical properties of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  particles, such as size distribution, cloud condensation nuclei (CCN) and ice nuclei (IN) abilities have been investigated by using CCN counter, MRI dynamic cloud chamber, MRI continuous flow diffusion chamber-type IN counter (CFDC INc), and several types of aerosol instruments. Two types of  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  and one type of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  commercially available (TETSUGEN and APPIE respectively) were investigated in this study. Based on manufacturer information, the purity (wt %) are 99.24% and 99.05% for two types  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  and more than 99% for  $\text{Al}_2\text{O}_3$  respectively. The mean diameters ( $\mu\text{m}$ ) of two types of  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  particles and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  particles were 0.45, 0.3 and 0.5, respectively. The measured mean surface areas ( $\text{m}^2$ ) of these particles were  $1.2\text{E-}12$ ,  $3.9\text{E-}13$  and  $1.6\text{E-}12$ , respectively. Figure 1 shows the size distribution of particles.

The results indicated that the hygroscopicity ( $\kappa$ -value) were around 0.01, which are comparable to that of surrogates of mineral dust particles, and less than the average  $\kappa$ -value of atmospheric aerosols. On the other hand, these materials may play as good ice nuclei in terms of ice nucleation active surface site (INAS) density. In sets of dynamic chamber experiments, ice crystal formation was

observed continuously at temperatures above  $-20^\circ\text{C}$  and above  $-25^\circ\text{C}$  in three  $\text{Al}_2\text{O}_3$  cases and two types of  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  cases.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  seemed to have better IN ability than  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  and its maximum INASs are around  $2.6\text{E}10 \text{ m}^{-2}$ . The temperature dependency of its INAS density is relatively similar to that of illite particles, a better surrogate of natural atmospheric dust, which have been investigated so far

From CFDC INc experiments ( $1\mu\text{m}$  cut-off), INAS density of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  was  $2.9\text{E}9 \text{ m}^{-2}$  at  $-34^\circ\text{C}$  and at water supersaturation (SSw) of approximately 12%. However, it seemed that two types of  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  could not be a good IN above  $-35^\circ\text{C}$ .

For detailed discussion on aerosol-cloud interaction, numerical modeling approach is needed as well as laboratory experiment. In the future work, by applying hygroscopic parameter  $\kappa$  and INAS densities into the numerical model, we can have better relation between laboratory experiments and model simulations, and further, better understanding in the microphysical processes.

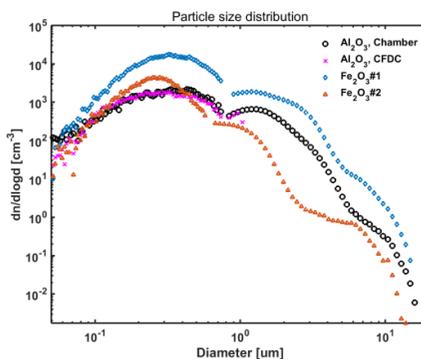


Fig 1. Particle size distribution

# シーディング物質の吸湿度と雲粒生成に関する実験

\*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 政府による「降雨強化科学プログラム」のもとで 2016 年から開始した研究プロジェクト「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。

最新の人工降雨技術から期待されるシーディング効果を数値モデルにより高精度に評価するため、実用的なシーディング物質の雲核 (CCN) 能および氷晶核 (IN) 能を室内実験により計測し、媒介変数として詳細雲微物理モデル (リファレンスモデル) に取り入れ、発生初期の雲粒子の特性 (粒径分布・数濃度・温度依存性) に関して雲生成チェンバー実験との比較検証を計画している。これにより、雲シーディングスキームの更なる信頼性の向上を目指している。

本稿では、暖かい雲へのシーディングに用いる物質の CCN 能の評価実験について報告する。

## 2. 試料粒子

吸湿性粒子シーディングにおけるマイクロパウダー (MP) 法の主たる物質は、NaCl 粒子であるが、野外散布ではその凝集を防ぐため、固結防止剤を含む試料が用いられる。先行研究では、MP 法の試料としてイスラエル製の MP と日本製の MP を使用した。それぞれ、重量比として 95% の NaCl に対し、合計 5% の固結防止剤を含んでおり、イスラエル製では  $\text{SiO}_2$  と  $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$  を、日本製では  $\text{SiO}_2$  と  $\text{Ca}(\text{CO}_3)$  を用いている (図 1)。ただし、先行研究におけるシーディング効果の評価では、固結防止剤の雲粒生成への関与は僅少だとし、NaCl 粒子の効果と見做して扱い、個別に CCN 能の評価は行っていない。

本研究では、室内実験とリファレンスモデルとの相互比較を通じた実用的な雲シーディングスキームの構築が鍵となるため、2016 年の取り組みとして、各々の固結防止剤について、物理化学特性 (粒径分布・CCN 能) を調査し、固結防止剤を含まない純粋な NaCl 粒子と比較した。

## 3. 吸湿度計測および雲生成実験

各エアロゾル種の CCN 能の表現として、リファレンスモデルでは、吸湿度カッパー ( $\kappa$ ) を用いる。単一物質の  $\kappa$  値は一定であり、臨界乾燥粒径 (横軸) - 水過飽和度 (縦軸) 空間では等吸湿度線に沿う。図 2 に、上記 3 種の固結防止剤の  $\kappa$  計測結果を示す。比較のため、純粋な NaCl 粒子や雲生成チェンバー実験で背景エアロゾルとして用いる  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  粒子、ダスト粒子のデータも併せて表示している。固結防止剤の  $\kappa$  値はおおよそ 0.01 であり、IN の代表であるダスト粒子と同等で、典型的な大気エアロゾルに比べると小さい。従って、各々の粒径分布にも依るが、吸湿度の高い NaCl

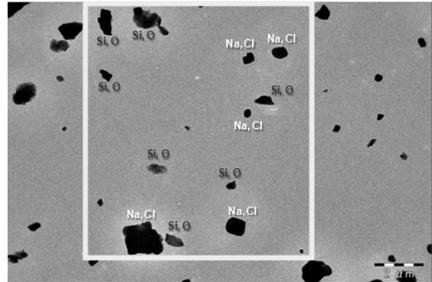


図 1 固結防止剤を含む MP 粒子 (電子顕微鏡画像)

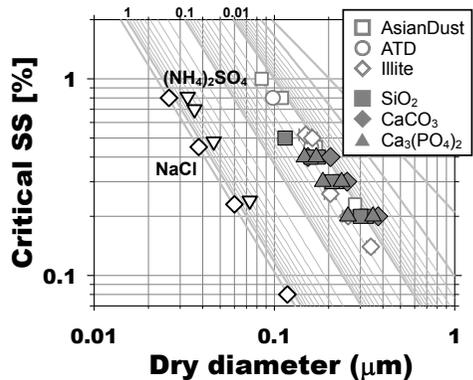


図 2 固結防止剤の吸湿度

や  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  に比べて、低過飽和度で雲粒生成が競合的な環境下では有効な CCN として然程働かないと推測される。一方、比較的大きなダスト粒子は、実際に CCN として働くことがチェンバー実験から分かっており、過飽和度が高い場合には、固結防止剤の CCN としての働きも無視できないと考えられる。野外散布用の MP 粒子は、NaCl と固結防止剤の外部混合粒子であるため、その  $\kappa$  については、今後サイズごとに評価することが必要である。

純粋な NaCl 粒子のみの場合と固結防止剤ありの場合に、同一の雲生成環境下で如何に雲粒発生過程への関与が異なるか調べるためチェンバー実験を行った。上昇速度 5m/s の断熱膨張実験の結果、NaCl 粒子のみの場合に粒径分布の広がりが見られ、特に 20  $\mu\text{m}$  超の雲粒の数濃度の差異が大きかった。このことから、固結防止剤も CCN として活性化したことが示唆された。

## 4. 今後の予定

広範な大気環境下での雲シーディングによる雲粒生成への影響評価については、数値実験に依ることになるが、リファレンスモデルの精度を高めるため、室内実験との相互比較を進め、特に  $\kappa$  の異なる外部混合にある粒子の雲粒生成への寄与に関する知見を蓄積して行きたい。

## レーダー・降雪粒子同時観測に基づく降雪種ごとのZh-R

\*<sup>1</sup>中井専人・<sup>1</sup>本吉弘岐・<sup>2</sup>熊倉俊郎・<sup>1</sup>石坂雅昭・<sup>1</sup>山下克也・<sup>3</sup>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

水平偏波のレーダー反射強度因子 (equivalent radar reflectivity factor, Zh in  $\text{mm}^3\text{m}^{-6}$ ) と降水強度 (R in  $\text{mm hour}^{-1}$ ) との関係は  $Zh=BR^\beta$  (B,  $\beta$  は定数) で表され、観測による実験式が多くあるが、極めて多様な固体降水粒子形状との関係は明確ではない。このような固体降水粒子についての定量的降水推定 (quantitative precipitation estimation: QPE) のため、Zh、R、降雪粒子の同時観測を行っている。

## 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X-POL (Iwanami et al. 1996) による仰角1.3度データを用いた。これ以下の仰角はクラッターとビーム遮蔽のため使わなかった。降水強度はSR-2A (Tamura 1993)、降雪粒子種別(降雪種)はParsivel 1 (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) 十日町サイト(森林総合研究所十日町試験地)の観測値を用いた。解析の時間分解能はレーダー観測スケジュールに合わせて10分とした。

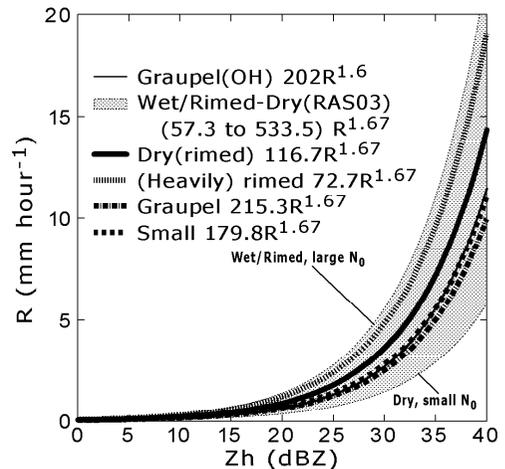
## 2.2 データ処理と事例選択

Zhはクラッターとビーム遮蔽を方位角とマスクで除いた後、サイト風上側約 $10\text{km}^2$ の解析域について  $Zh^{1/1.67}$  (近似的にRに線形とみなした) の平均値を求め、その値に(降水域/解析域)比を乗じたのち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 1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、濃密雲粒付き雪片、霰、小粒子)分類を行った。以上の処理を2010/2011冬季(2010年12月7日15時-2011年3月28日12時)及び2011/2012冬季(2011年12月1日0時-2012年4月23日9時40分まで)の観測データに対して行い、10分毎36762組のデータセットを得た。

このデータセットについて、手作業による事例抽出を行った。事例の基準は、十日町アメダス気温が零下で単一の降雪種がほぼ継続する期間であること、かつ、その期間について1分毎の粒径-落下速度の分布が安定していること、とした。その結果、2冬季のデータセットから49事例を抽出することができた。CMFで乾雪とされた期間は1分毎の分布図によるとほとんど雲粒付き雪片の特徴を示したので、以後、乾雪は雲粒付き雪片として扱う。

## 3. 結果

49事例のそれぞれについて10分毎に求めた  $A=10\log_{10}B$  の平均値を求めた。各事例の平均Aについて、各事例の降雪種ごとに平均と標準偏差を求めたところ、霰と小粒子は非常に近く、雲粒付き、濃密雲粒付き雪片がそれよりも小さい値を示した。今回得られたBの値は既存文献の値と整合的であった。今後、データを増やして雲粒なし事例も含めたBを求めるとともに、Bのばらつきについても注意を払って解析を進める予定である。



第1図 SPOS1十日町サイトにおける降雪種別に事例平均したZh-R関係。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)、RAS03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。

## 参考文献

- Battaglia et al., 2010. JAOT, 27, 333-344.  
Ishizaka et al. 2013. JMSJ, 91, 747-762.  
Iwanami et al., 1996. 12th ICCP, 190-192.  
中井ほか, 2011. 降雪WS, 長岡, 18-19.  
Ohtake and Henmi, 1970. 14th Radar Meteor.  
Rasmussen et al., 2003. JAM, 42, 20-36.  
Tamura, 1993. Ann. Claciol., 18, 113-116.

## 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

篠田太郎\*<sup>1</sup>・大東忠保<sup>1</sup>・民田晴也<sup>1</sup>・久島萌人<sup>1</sup>・久保 守<sup>2</sup>・  
皆巳幸也<sup>3</sup>・鈴木賢士<sup>4</sup>・高橋暢宏<sup>1</sup>・坪木和久<sup>1</sup>

(1 名古屋大学宇宙地球環境研究所, 2 金沢大学電子情報学系,  
3 石川県立大学生物資源環境学部, 4 山口大学大学院創成科学研究科)

### 1. はじめに

名古屋大学宇宙地球環境研究所は、2014 年 9 月より可搬式の走査型 Ka 帯偏波レーダを導入し、観測を行っている(篠田ほか 2015 年度春季大会 D158)。Ka 帯偏波レーダで観測される偏波パラメータと固体降水粒子(氷晶・雪片など)の特徴を明らかにするために、2016-2017 年冬季に石川県において連続観測を実施した。本報告では、この観測の概要と初期解析結果について報告する。

### 2. 使用データと解析手法

Ka 帯偏波レーダは石川県立大学に設置した。2016 年 12 月 19 日より 10 分毎に 12 仰角の PPI ボリュームスキャン観測と金沢大学方向(方位角 68.3 度)の RHI 観測を連続して行っている。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に 2DVD、PARSIVEL、LPM、山口大学の G-PIMMS を設置し、固体降雪粒子の形状・粒径・落下速度などを観測している(図 1)。

### 3. 結果

Ka 帯レーダ設置後、石川県内では顕著な降雪が 2017 年 1 月 14 日～15 日と 1 月 22 日～25 日に観測された。特に、1 月 24 日の寒気の吹き出しに伴う事例では降雪量が多かった(金沢地方気象台で 12 cm の日降雪量)。気温も一日中 2℃以下であったことから、地上では乾いた降雪(氷晶・雪片・霰)が観測されていた。そこで、同日の 12 時～13 時にかけての降雪事例について、偏波パラメータと降雪粒子の比較を行った。

同日 12 時 29 分の金沢大学方向の RHI 画像では、降雪雲のエコー頂高度はおおよそ 3 km、金沢大学付近の  $Z_h$  の値は 20 dBZ 程度、 $Z_{dr}$  は地表面付近で 0 dB に近い値、 $\rho_{hv}$  は 1.0 に近い値、そして  $K_{dp}$  (図 2) は 0.0～0.6 deg./km の正の値を取っている。12 時 21 分～30 分の G-PIMMS により取得された粒子画像では、粒径が 0.5 mm 程度の多数の氷晶粒子(樹枝状や針状の結晶を確認)や霰粒子の embryo、1～2 mm 程度の球形の霰粒子、粒径が 2～4 mm 程度の雪片が観測された。偏波パラメータのうち、 $Z_h$  や  $Z_{dr}$  は雪片や球形の霰粒子の特徴を、 $K_{dp}$  は数の多い氷晶粒子の特徴を反映していると考えられる。

一方、同日 12 時 59 分の RHI 画像では、 $Z_h$  の値は 10 dBZ と弱くなり、 $K_{dp}$  も 0 deg./km に近い値を取っている(図略)。12 時 51 分～13 時 00 分の G-PIMMS では、雪片の観測数が前述の時刻より増加しているものの、霰粒子はほとんど観測されてい

ない。偏波パラメータの値は、雪片の特徴を反映していると考えられる。

### 4. まとめと今後の課題

2016-2017 年冬季に石川県に Ka 帯偏波レーダを設置し、固体降雪粒子の特徴(形状・粒径など)を観測できる機器との比較観測を実施した。雪片と球形の霰が混在していた事例と雪片が卓越していた事例に対して、Ka 帯偏波レーダで取得される偏波パラメータの値を確認した。今後、弱い降雪(氷晶粒子が降っている)事例についても、偏波パラメータと粒子情報の比較を行う予定である。

**謝辞** 本研究は科学研究費補助金基盤研究(B)「Ka 帯雲レーダと地上観測を用いた氷晶-雪片変化過程の解析(16H04049)」および「地球気候系の診断に関わるパーティクルラボラトリーの形成(VL)」の援助を受けて実施している。

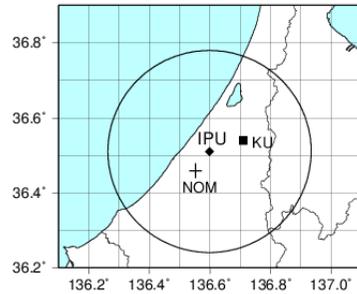


図 1: 2016-2017 年の石川県における観測の概要。石川県立大学 (IPU) に Ka 帯偏波レーダを設置し、金沢大学 (KU) に降水粒子の観測機器を設置している。いずれも国土交通省 XRAIN の能美 (NOM) の観測範囲内である。

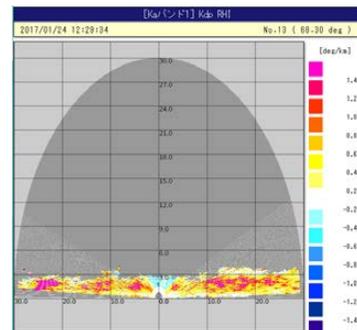


図 2: 2017 年 1 月 24 日 12 時 29 分に Ka 帯偏波レーダにより取得された方位角 68.3 度方向の  $K_{dp}$  の RHI 画像。金沢大学は左側のおよそ 11 km 付近に位置している。

## 暖かい雨に対する雲物理スキーム比較実験 —衛星シミュレータを用いたバルク法とビン法の比較—

\*久芳奈遠美<sup>1</sup>・鈴木健太郎<sup>1</sup>・佐藤正樹<sup>1,2</sup>・清木達也<sup>2</sup>・Woosub Roh<sup>1</sup>  
(<sup>1</sup> 東京大学大気海洋研究所、<sup>2</sup> 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用いて衛星データと比較できるダイアグラムを作成し両者を比較した。

### 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) が改良したものをを用いる。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、300、800、1000cm<sup>-3</sup> になる 4 ケースをバルク法とビン法のそれぞれから選んだ (Bulk100, Bulk300, Bulk800, Bulk1000 および Bin100, Bin300, Bin800, Bin1000 とする)。地表面降水開始以降の時間帯の層平均したレーダ反射因子と雲頂からの光学的深さの関係を表したものが下図である。バルク法とビン法で形状はおおよそ同じであることがわかるが、雲頂付近の変化率はビン法 (e, f, g, h) の方が大きいことがわかる。差は雲粒数密度が少ないケース (a と e) で顕著である。この差をもたらす要因を探った。

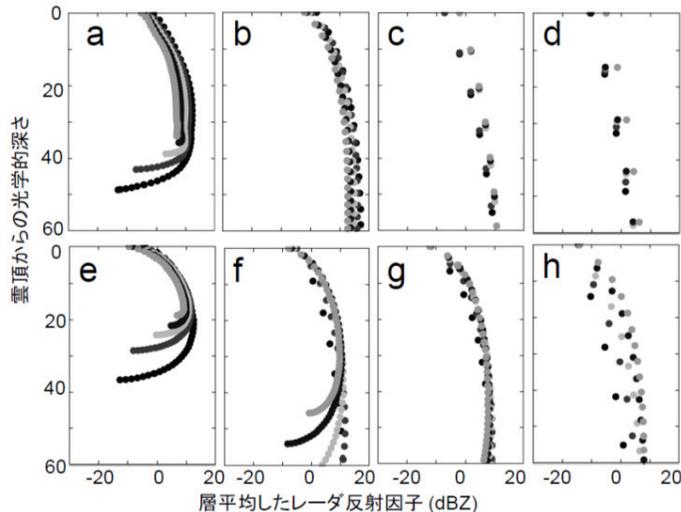


図 層平均したレーダ反射因子と雲頂からの光学的深さの関係。(a)Bulk100, (b)Bulk300, (c)Bulk800, (d)Bulk1000, (e)Bin100, (f)Bin300, (g)Bin800, (h)Bin1000。a, b, e, f: 35 分から 45 分まで 2.5 分毎。c, d, g, h: 47.5 分から 57.5 分まで 2.5 分毎。

## 全球モデルにおける第2種間接効果の精緻な表現に必要な要素 ～全球雲解像モデルと GCM の比較から～

○佐藤陽祐<sup>1</sup>、五藤大輔<sup>2</sup>、道端拓朗<sup>3</sup>、鈴木健太郎<sup>4</sup>、富田浩文<sup>1</sup>、中島映至<sup>5</sup>

(1 : 理研計算科学、2 : 環境研、3 : 九大応力研、4 : 東大 AORI、5 : JAXA/EORC)

### 背景

気候予測において、雲・エアロゾル相互作用に関する予測の不確定性は依然として高い。IPCC 第4次報告書から6年を経て発効された IPCC 第5次報告書においても、雲・エアロゾルに関する予測の不確定性の幅は第4次報告書と大きく変わっていない(1)。近年、様々な物理プロセスを、複数のプロセスに分離して評価する試みが行われており(2)、第2種間接効果は  $d[\text{Log}_{10}(\text{LWP})]/d[\text{Log}_{10}(\text{Na})](=\lambda)$  によって見積もられている。最新の先行研究により A-train 衛星群から得られた  $\lambda$  は正と負の明確な領域分布を持っているのに対し、GCM(General Circulation Model)から見積もられた  $\lambda$  は全球で正となり、従来の GCM は第2種間接効果を過大評価していることがわかってきた(3)。この傾向は世界中にある他の GCM でも同様の傾向を示しており、LES(Large-Eddy Simulation)モデルや領域モデルによる実験から、雲を解像しないことによる雲の蒸発や降水効果が十分に取込まれていないことが原因とされている。

そこで、本研究では全球で雲を陽に解像する全球雲解像モデル(NICAM)を用いて実験を行い、第2種間接効果に雲物理プロセスが与える影響を評価する。

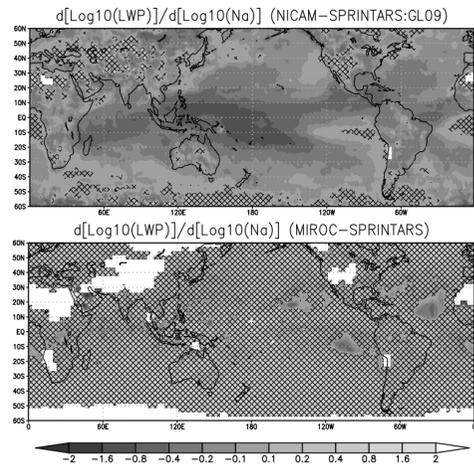
### 実験設定と結果

実験に用いたモデルはエアロゾル輸送モデル SPRINTARS と NICAM を結合させた NICAM-SPRINTARS(以下 NICAM と表記)と、これまで様々な GCM のモデル間比較に参加してきた MIROC-SPRINTARS(以下 MIROC と表記)である。エアロゾルの Emission inventory は HTAP v2.2、GFED3.1 などを用い、エアロゾルに関する条件を NICAM、MIROC で可能な限り揃えて実験を行った。空間解像度は NICAM/MIROC で GL09(14km 相当)/T42(2.8° 相当)とし、

それぞれ1年/5年の積分を行った。

図は NICAM、MIROC より算出された  $\lambda$  の全球分布である。先行研究でも指摘されているように、GCM はほぼ全球で  $\lambda$  が正の値を示すのに対し、NICAM は正の領域は安定度の高いカリフォルニア沖、ペルー沖、ナミビア沖(4)に限定されており、衛星から得られる  $\lambda$  の空間分布(3)を NICAM は再現している。

この結果は第2種間接効果を表現するには全球スケールで雲を解像することが必要であり、既存の GCM の雲による物理プロセスをさらに改良する必要があることを示唆している。



図：(上)NICAM、(下)MIROCにより見積もられた  $\lambda$  の全球分布。ハッチがかかった部分は  $\lambda$  が正の値を示した領域を示す。

### 参考文献

1. IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*.
2. S. Ghan et al., *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 201514036 (2016).
3. T. Michibata et al., *Atmos. Chem. Phys.* **16**, 15413–15424 (2016).
4. T. Matsui, *Geophys. Res. Lett.* **31**, L06109 (2004).

謝辞：本論文の結果は、理化学研究所のスーパーコンピュータ「京」を利用して得られたものです（課題番号：hp150156, hp160004）

# 気象庁非静力学モデルの系統的な サブキロメートル水平解像度実験

\*伊藤純至<sup>1</sup>・林修吾<sup>1</sup>・橋本明弘<sup>1</sup>・大竹秀明<sup>2,1</sup>・宇野史睦<sup>2,1</sup>

・吉村裕正<sup>1</sup>・加藤輝之<sup>1</sup>・山田善則<sup>1</sup>

1 気象研究所・2 産業総合研究所

## 1. はじめに

計算機性能の向上により、領域気象予報モデルの水平解像度をサブキロメートルスケールとし、現実事例の再現を行うことは容易になってきた。高解像度化に伴う予報精度の向上が期待される一方、鉛直1次元の輸送のみを考慮する従来のサブグリッドスケールのパラメタリゼーションは水平一様な場を仮定しているが、高解像度化により、そのような仮定が不適切になるという指摘もある(グレーズーン問題)。

本研究では、現実事例に対し、サブキロメートルまで水平解像度を向上させた場合の影響を系統的に調査した。領域気象予報モデルのひとつである気象庁非静力学モデル(JMANHM; Saito et al., 2006)を用い、現実事例に対し夏季・冬季それぞれの期間に対して実験を実施した。その際に、ひまわり8号で得られた輝度温度や解析雨量といった観測データも参照しながら水平解像度依存性を評価した。

## 2. 実験設定

2015年夏季(7/1-8/31)と2016年冬季(1/12-2/18)の各日の3JSTと9JSTを初期値とし、18時間と12時間の時間積分を行う系統的な実験を実施した。初期値・境界値は3時間毎の気象庁メソ解析によって与えた。

計算領域のサイズは1100 km×900 km、鉛直60層とし、その他水平解像度以外のモデルの設定はすべて同一である。水平解像度を5 km、2 km、1 km、500 mと4種類変化させた実験を行った。夏季の関東と関西域と、冬季の北陸域について解析した。

## 3. 結果と考察

モデルで再現された地上降水量評価を、解析雨量との比較によって評価した。高解像度モデル

の評価のため、近年利用されているFraction Skill Score (FSS; Roberts and Lean, 2008; 斎藤・鈴木, 2016)を解像度ごとに求め、各差分を評価した(図)。FSSはある範囲において、閾値以上の降水量の分布の一致を0-1の範囲で示すスコアである。なお解析領域、各日12JSTから17JSTにわたって時空間平均している。

水平解像度の5 kmから2 kmへのスコア向上と比較し、水平解像度のサブキロメートルへの向上は、夏季の関東域ではあまり違いがない。夏季関西域と冬季の北陸域では向上がみられる。これはモデル内での地形の表現やひょうの分布が変化した影響が大きかった。

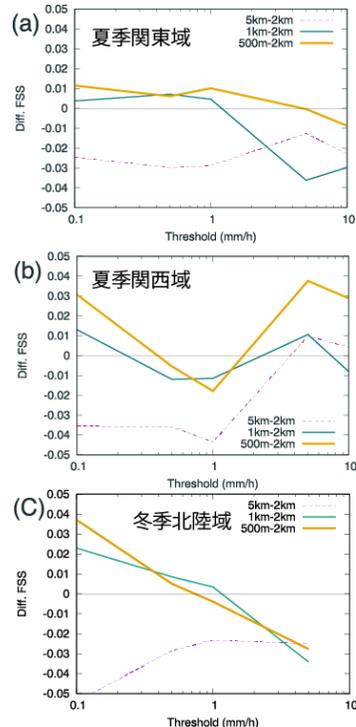


図 FSSの各地域(a-c)、各閾値(横軸)に対して、水平解像度2kmと比較した場合、水平解像度ごとの差分。

## フィリピン・パンパンガ川流域におけるアンサンブル降水予報実験

\*牛山朋来、宮本守、岩見洋一

(土木研究所 水災害・リスクマネジメント国際センター(ICHARM))

## 1. はじめに

フィリピン・パンパンガ川流域は、この国最大の米作地帯であり、さらに上流部のアンガットダムはマニラ都市域の水源でもある。この地域では、毎年台風またはモンスーンによる大雨で洪水が発生し、河川や湿地帯の氾濫により多大な農業被害が発生している。このような災害脆弱地域において、あらかじめ洪水を予測し、対策を行うことは被害軽減に役立つ。そこで、各予報センターにおけるアンサンブル予報と、それをダウンスケーリングすることにより領域アンサンブル予報を行ない、その有効性を調べた。

## 2. 実験設定

実験領域は図1の通り、フィリピン共和国のルソン島中部を南下するパンパンガ川流域である。ダウンスケーリングを行う領域モデルは WRF ver.3.4.1 を用いた。解像度は 15km/3km、鉛直 40 層である。外側領域のみ、Grell 3D 対流パラメタリゼーション+Shallow convection option を用いた。アンサンブル予報の境界条件は、日本の気象庁(JMA)、欧州中期予報センター(ECMWF)、米国環境予報センター(NCEP)の 12UTC の週間アンサンブル予報値を、TIGGE サイトから入手して用いた。データに含まれない 200hPa より上層の値は、NCEP GFS4 の決定論的予報で代用した。

JMA と ECMWF は 51 メンバーである。時間短縮のため、その中からクラスター解析によって抽出した 16 メンバーをダウンスケーリングした。NCEP は 21 メンバーすべてを対象とした。計算対象は、近年の 3 つの洪水イベントの、(1)2009 年 9 月、(2)2011 年 6 月、(3)2011 年 9 月である。

## 3. 結果

図 2 に、領域アンサンブル予報の結果を示す。境界条件は ECMWF を使い、対象は 2011 年 9 月のイベントである。これは、台風がルソン島を直撃したイベントであった。図 2a の 9/26 を初期値とする予報では、アンサンブル予報の分布は観測値とよく一致し、精度が高かった。一方、図 2b ~ d では初期値が古くなる(リードタイムが長くなる)につれて、降水のピーク時刻が遅れたり、降水量が小さくなるなど、精度低下があった。また、図には示さないが、JMA、NCEP よりも ECMWF の方が精度が高い場合が多かった。

続いて図 3 に、スレットスコア (20mm/6h 以上)を示す。ここでは、流域内に 17 点ある雨量計の各地点のスレットスコアの平均値を示している。一点鎖線で示した 9/26 の予報は、全球アンサンブル・領域アンサンブルともに大きなスコアを示した。また、短破線で示した 9/25 の予報は、領域アンサンブルでは大きいのに対し、全球アンサンブルではスコアが小さかった。9/24 以前の予報ではスコアは大幅に低下した。

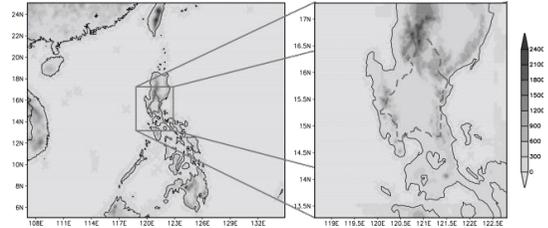


図 1. 実験領域。左が外側領域、右側が内側領域、破線がパンパンガ川流域を示す。影は標高(m)を表す。

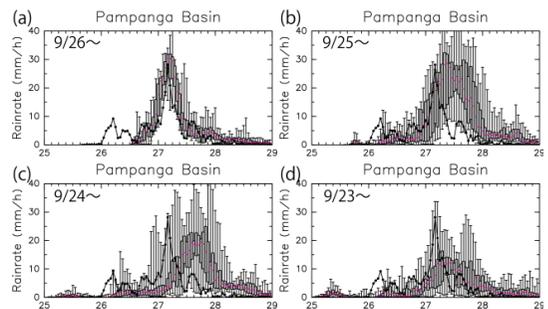


図 2. 洪水イベント(1)の領域アンサンブル予報結果。値は流域平均値である。灰色領域はアンサンブル予報の 25~75 パーセンタイル値。境界条件は ECMWF、予報開始時刻は (a) 9/26, (b) 9/25, (c) 9/24, (d) 9/23 のそれぞれ 12UTC である。太い実線+黒丸は、地上雨量計による観測値である。

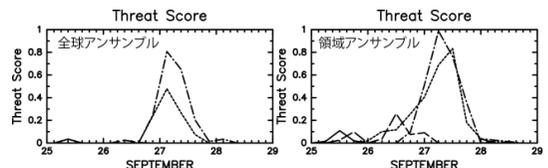


図 3. 洪水イベント(1)の 20mm/6h 以上の降水のスレットスコア。左は全球アンサンブル予報、右は領域アンサンブル予報によるもの。一点鎖線: 9/26, 短破線: 9/25, 長破線: 9/24, 実線: 9/23 をそれぞれ初期値とする予報。

## 4. まとめ

フィリピン・パンパンガ川流域における降水量のアンサンブル予報を行った。全球アンサンブル予報に比べて、それをダウンスケーリングした領域アンサンブル予報には、精度向上がみられた。これにより、洪水予測を行う上で、精度改善効果が期待できる。今後は、降水予報値を水文流出モデルに導入して洪水予測実験を行ない、精度評価を行う予定である。

Terrain-following 座標系における thin-wall 近似を用いた Hybrid 地形表現スキーム

\*西川雄輝、佐藤正樹 (東京大学 大気海洋研究所)

1. はじめに

Terrain-following 座標系は多くの数値モデルで再読されている地形表現スキームである。急勾配のない地形においては十分に地形効果を表現できる一方で、急峻な地形では大きな数値誤差を生むことがよく知られている。そのため、現状では地形の平滑化を行なうことでその数値誤差を軽減している。本研究では、平滑化によって表現されていない地形を Thin-wall 近似を用いた Hybrid 地形表現スキームを提案する。これにより急峻な地形を精密に表現した効果を数値モデルに取り入れることが可能になる。

2. Hybrid 地形表現スキーム

図1はモデル内での地形表現を示している。破線の実地形に対して、モデル内では滑らかな部分を Terrain-following 座標系を用いて、急峻な地形をセル境界でフラックスの制限を行なうこと (Thin-wall 法) で地形効果を表現する。その制限は次のように定義される。

$$F_z = \frac{dz'}{dz}, \quad F_x = \frac{dx'}{dx},$$

これを Terrain-following 座標系に座標変換された方程式系に実装する。例として2次元の水平運動量の予報方程式に Thin-wall 近似を実装すると

$$\left( \frac{\partial G^{1/2} \rho u}{\partial t} \right)_{i+1/2,k} = -\delta_x (G^{1/2} \overline{\rho u' u'})_{i+1/2,k} - \delta_z (J_{13} \overline{\rho u' u'} + J_{33} \overline{\rho u' w'})_{i+1/2,k} - \delta_x (G^{1/2} p')_{i+1/2,k} - \delta_z (J_{13} \overline{P'})_{i,k+1/2}$$

と書かれる。G<sup>1/2</sup>、J<sub>13</sub>、J<sub>33</sub>は Terrain-following 座標系への座標変換に関する係数である。

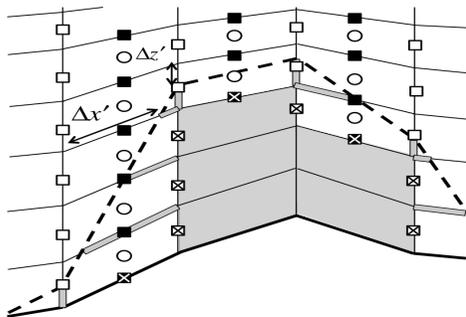


図1: Terrain-following 座標系での Thin-wall 法のイメージ図。○は密度、エネルギー、△は水運動量、▲は鉛直運動量の定義点。灰色の領域は Thin-wall 近似部分。

3. Hybrid 地形表現スキームの閾値の決定法

以下のような手順を地形に Thin-wall 法を適用する条件とする：1) ある範囲で高さが極小値となる点を固定点とする。2) 固定点以外の部分を勾配が決められた値よりも小さくなるまで、平滑化を行なう。平滑化された地形が Terrain-following 座標系の地形となる。3) 実際の地形と Terrain-following 座標系の地形の差が、Thin-wall 近似の地形となる。ここで、Thin-wall 近似の地形勾配が格子のアスペクト比よりも小さい場合、格子面と地表面一致するように Thin-wall 近似の地形を切り取る。4) 切り取った地形を Terrain-following 座標系の地形に加えることで、実際の地形を表現する。

4. 検証実験

1000m のベル型山岳 (半値幅 10km) を用いた検証実験を行った。Brunt-Väisälä を 0.01 [s<sup>-1</sup>] とし、水平風を領域全体に様に 10 [m s<sup>-1</sup>] と与える。図2から Terrain-following 座標系による結果と整合的な結果が得られた。Terrain-following 座標系における Thin-wall 法は滑らかな地形において十分に地形の効果を表現できている。

5. まとめ

Terrain-following 座標系においても Thin-wall 近似を用いた地形表現スキームを用いることが可能であることがわかった。講演では terrain-following 座標系だけでは表現できない地形での実験を用いて Hybrid スキームの考察を行なう。

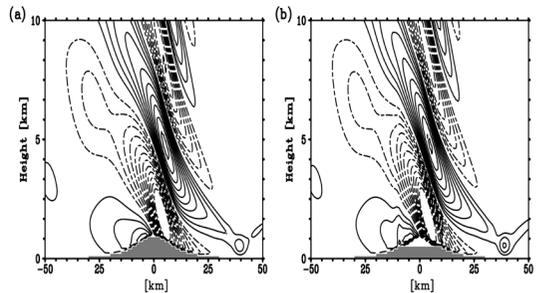


図2: ベル型山岳を用いた検証実験の1時間後の結果 (鉛直風)。等値線間隔 0.1 [m s<sup>-1</sup>]。 (a) Terrain following 座標系。 (b) Terrain-following 座標系における Thin-wall 近似による地形表現スキーム。灰色の部分は Terrain-following 座標系で表現される部分を示している。 (b) 山頂部分の白い領域は Thin-wall 法によって表現している。

# 北極海のラジオゾンデ観測データが 冬の中緯度で生じる寒波の予報精度に与える影響

\*佐藤 和敏<sup>1</sup> 猪上 淳<sup>1,2,3</sup> 山崎 哲<sup>2</sup>

(1: 極地研, 2: JAMSTEC, 3: 総研大)

## 1. はじめに

観測点の少ない北極圏では、予報モデルに用いる初期値の不確実性が大きく、冬季は対流圏上部の極寒気団の肥大によりその不確実性が北半球中高緯度の予報に影響している可能性がある。これまでの研究では、夏の北極域での観測が極域大気循環の不確実性の減少（予報精度の向上）に重要であると指摘しているが（Inoue et al., 2015; Yamazaki et al., 2015）、冬の観測の影響を明らかにしていない。そこで本研究では、北極圏に常設の観測所や海氷上の船上で取得されたラジオゾンデ観測が北半球の中緯度の予報精度に与える影響を調べた。

## 2. データと解析方法

ラジオゾンデ観測が予報精度に与える影響を調べるため、大気大循環モデル AFES 及びアンサンブル Kalman フィルタの LETKF から構成される同化システムを用いた。具体的には、このシステムを用いて、陸上の観測所（通常観測 2 回と追加観測 2 回：図 1）やノルウェーの砕氷船ランス号（N-ICE2015 プロジェクト：追加観測 2 回）で 2015 年の冬期に実施された追加観測を含んだ再解析データ（CTL）と取り除いた再解析データ（OSE）を作成し、それぞれを初期値として予報実験（CTLf, OSEf）を行い、その差を調べた。

## 3. 日本での寒波の予報精度の差

観測データの影響を調べるため、特別観測が実施された 2015 年 2 月に日本や北東アメリカで生じた記録的な低温や大雪の事例に着目した。これらの事例では、上空の偏西風が南へ蛇行し、北極圏の寒気が中緯度へ南下していた。2015 年 2 月上旬には、発達した低気圧が日本海を東進して北海道の北側に位置しており、北風に伴い大陸から強い寒気が日本へ到達していた。極域の観測データを含む CTLf（2 月 3 日 12UTC 初期値）のほとんどのメンバーは、東進する低気圧や寒気の南下を予報できていた。低気圧の発達や位置に影響を与える上空のトラフも実況と同様に日本海に位置していた。しかし、OSEf のほとんどのメンバーは、低気圧経路を予報できておらず、大陸からの寒気の南下も弱い予報となっていた（図 2）。OSEf では、上空のトラフが実況より東側へ延びており、低気圧の東進を早めたと考えられる。

## 4. 上空の誤差伝播と地上への影響

OSEf は上空のトラフを再現できておらず、地上低気圧の予報精度に影響していることがわかった。そこで、上空の誤差の起源を調べるため、300K 温位面の渦位の追跡を行った。予報初期に北極海に位置

していた高渦位領域は、時間経過とともに南下し、2 月 9 日に東アジアへ到達していた（図 1）。300hPa 高度場のアンサンブルブレッドの誤差も似た経路を取っていることから、北極海上空の不確実性の大きい領域が中緯度へ到達し、地上低気圧の予報精度に影響していたと考えられる。

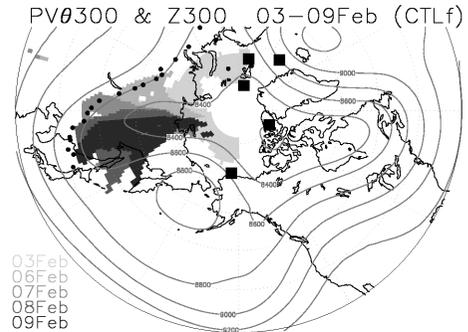


図 1 CTLf で予報された開始 12 時間後から 1 日毎の渦位（300K 面）が 4PVU 以上の領域（色）と予報期間（2 月 3～9 日）で平均した 300hPa の高度場（Z300: コンター）。黒四角は追加観測が実施されていた北極海の観測点。黒線は、CTLf と OSEf の Z300 のアンサンブルブレッド差の極大域の軌跡。

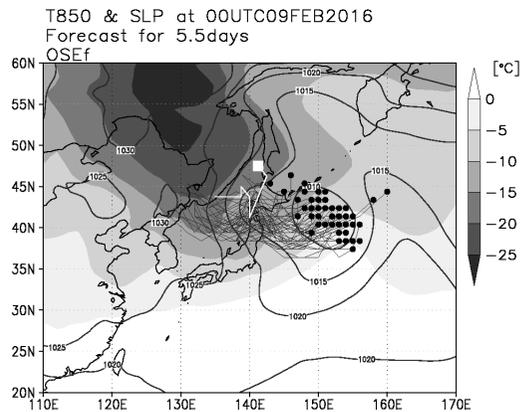


図 2 OSEf により予報された 2016 年 2 月 9 日 00UTC の海面気圧（コンター）と 850hPa（色）の気温（5.5 日予報）。白線は、実際の低気圧の経路、灰線は各メンバーで予報された低気圧の経路。

### Reference

- Inoue, Yamazaki, Ono, Dethloff, Maturilli, Neuber, Edwards, and Yamaguchi (2015). Additional Arctic observations improve weather and sea-ice forecasts for the Northern Sea Route. *Sci. Rep.*, 5, 16868, doi:10.1038/srep16868.
- Yamazaki, Inoue, Dethloff, Maturilli, and König-Langlo (2015). Impact of radiosonde observations on forecasting summertime Arctic cyclone formation. *J. Geophys. Res.*, 120, 3249–3273, doi:10.1002/2014JD022925.
- Sato, Inoue, Yamazaki, Kim, Maturilli, Dethloff, Hudson and Granskog (2017). Improved forecasts of winter weather extremes over midlatitudes with extra Arctic observations. *J. Geophys. Res. Oceans*, 122, doi:10.1002/2016JC012197.

## FSS計算における許容可能な位置ずれスケールの上限を決定する方法の提案 —局地的大雨への適用—

\*加藤亮平, 清水慎吾, 下瀬健一, 前坂剛, 岩波越 (防災科学技術研究所), 中垣壽 (日本気象協会)

### 1. はじめに

防災科学技術研究所では戦略的イノベーション創造プログラム(SIP)の一環として局地的大雨の予測手法を開発している。これまでの発表(加藤ら, 2015秋; 2016春)では, 局地的大雨の予測可能性に関する調査結果を報告してきた。暖侯期の局地的大雨23事例に対して位置ずれを考慮した評価が可能なFractions Skill Score (FSS)を用いた解析から, 局地的大雨の強雨域(≥20 mm h<sup>-1</sup>)に対する気象庁高解像度降水ナウキャストの有用な予測時間は, グリッドスケール(1 km)では約10分であるが, 約10 kmの位置ずれを許容することで約30分まで延びることを示した(Kato et al. 2017, QJRMS)。

このように, 位置ずれを許容すればするほど有用な予測時間を延ばすことができるが, 許容可能な位置ずれスケールの上限を決めることは一般的には難しい(Mittermaier and Roberts 2010, WAF)。なぜなら, 許容可能な位置ずれスケールの上限は予測を利用するユーザーによって異なるためである。しかしながら, もし許容可能な位置ずれスケールの上限を決める指針があれば, 解析の際に注目すべきスケールが明確になると思われる。Kato et al. (2017) ではFSS計算における許容可能な位置ずれスケールの上限を, ユーザーが必要とする予測確率に着目することで決定する手法を提案したため, 本発表でその報告を行う。

### 2. 許容可能な位置ずれスケールの上限を決定する方法

FSSはneighbourhood verificationによる予測精度指標の1つであり, 観測に対する予測の見た目の近さを様々なスケールに対して検証することができる。具体的にFSSは以下のように定義される

$$FSS(n) = 1 - \frac{\frac{1}{N} \sum_i \sum_j |O_{(n)}(i, j) - M_{(n)}(i, j)|^2}{\frac{1}{N} \sum_i \sum_j O_{(n)}(i, j)^2 + \frac{1}{N} \sum_i \sum_j M_{(n)}(i, j)^2}$$

ここで,  $N$ はFSSの評価領域に対する全格子数である。また,  $O(i, j)$ と $M(i, j)$ はFSS計算において鍵となるfractionsであり, それぞれ観測と予測に対して, ある格子 $(i, j)$ を中心とする格子数 $n \times n$ の領域(neighbourhood)に対して降水が閾値以上となる格子の割合(fraction)を意味する。言い換えれば, fractionはneighbourhood内で降水が閾値以上となる確率であり, FSSは確率分布の予測精度と解釈することができる。位置ずれを許容するneighbourhoodの正方形の1辺の長さを $L(\text{km})$ とすると, 本研究では格子間隔1 kmで解析を行ったため,  $L = n$ である。

上述したFractions分布(確率分布)とユーザーが必要とする予測確率を利用して許容可能な位置ずれスケールの上限を決定する方法を説明する。ある典型的な局地的大雨の降水強度の分布(図1a)に対して, 20 mm h<sup>-1</sup>の閾値で様々な $L$ に対して計算したfractionsの分布(図1b-h)を示す。先ほど説明したように, これらのfractionsの分布は位置ずれを許容する $L(\text{km}) \times L(\text{km})$ のneighbourhood内で降水強度が20 mm h<sup>-1</sup>以上となる確率分布と解釈できる。この図から明らかなように, 許容可能な位置ずれのスケール $L$ を大きくするほど確率分布は平滑化され, 最大確率(fractionsの最大値:  $f_{\max}$ )の値は小さくなる。ここで少なくとも $F_{\text{user}}(\%)$ の予測確率が必要なユーザーを考えると, 「 $f_{\max} \geq F_{\text{user}}$ を満たす $L$ の上限」を求めることで, 許容可能な位置ずれスケールの上限を決めることが可能となる。例えば, 20 mm h<sup>-1</sup>以上の強雨域に対して少なくとも50%以上の確率が必要なユーザーにとっては, fractionsの最大値が50%以上となるのは $L \leq 15 \text{ km}$ であるので(図1), 許容可能な位置ずれスケールの上限は15 kmとなる。

ここまではスナップショットに対する議論であったが, 統計的な評価においては, 最大確率として各スナップショットのfractionの最大値を時間・事例平均した値(平均最大確率:  $F_{\max}$ )を用いるのがよいだろう。本研究では, 各位置ずれ許容スケール $L$ ・各予測時間に対して,  $1^\circ \times 1^\circ$ の評価領域におけるfractionsの最大値を各事例に対して評価時間で平均を行い, それをさらに23事例で平均することで $F_{\max}$ を求めた。

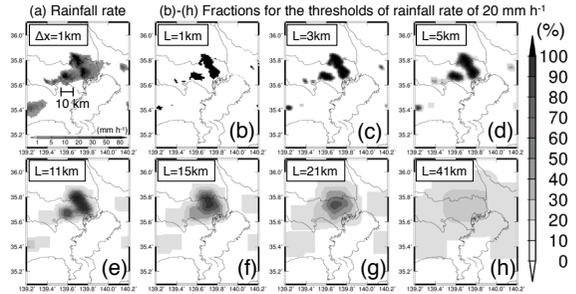


図1.(a)ある局地的大雨の降水強度(2014/9/10 16:30JST), (b-h)(a)の様々な位置ずれ許容スケール $L$ に対するfraction(閾値20 mm h<sup>-1</sup>)。

### 3. 局地的大雨への適用結果

図2に $M_{\text{user}}$ スケールの局地的大雨23事例に対して平均した高解像度降水ナウキャストの解析値と予測値に対する平均最大確率( $F_{\max}$ )と予測時間の関係を様々な位置ずれ許容スケール $L$ に対して示す。全ての予測時間に対して $L$ を大きくするとほど $F_{\max}$ は小さくなり, 図1のスナップショットで示した結果と整合的である。ここで, 許容可能な最大の位置ずれスケール( $L_{\max}$ )を「**全ての予測時間に対して $F_{\max} \geq F_{\text{user}}$ を満たす $L$ の上限**」と定義することにする。例えば, 閾値20 mm h<sup>-1</sup>に対して80%以上の高い確率が必要なユーザー( $F_{\text{user}}=80\%$ )に対しては $L_{\max}=5 \text{ km}$ となり, 許容可能な位置ずれのスケールの上限は小さいことがわかる。一方,  $F_{\text{user}}=20\%$ と低い確率でも十分なユーザーに対しては,  $L_{\max}=21 \text{ km}$ となり許容可能な位置ずれスケールの上限は比較的大きいことがわかる。

このように,  $F_{\max} \geq F_{\text{user}}$ という条件を課すことで, 許容可能な位置ずれスケールの上限( $L_{\max}$ )を決めることができた。ユーザーはこの $L_{\max}$ に対して有用な予測時間の上限も知ることができる。

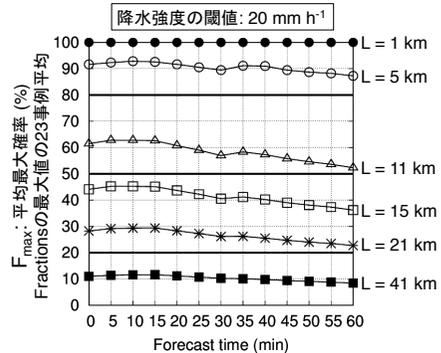


図2. 様々な位置ずれ許容スケール $L$ に対して, 局地的大雨23事例に対して平均した閾値20mmh<sup>-1</sup>に対するfractionsの最大値( $F_{\max}$ :平均最大確率)と予測時間の関係。FT=0は解析値(観測), FT>0は予測値を示す。

### 4. まとめ

FSS計算における許容可能な位置ずれスケール $L$ の上限を決定する方法を提案した。この方法では, ユーザーの要求する最小予測確率を満足するように許容可能な位置ずれスケールの上限を決定する。この手法を用いることで, 様々な予測確率が必要なユーザーに対して, 許容可能な位置ずれスケールの上限を知ることができるため, 解析の際に注目すべきスケールが明確になることが期待される。

謝辞: 本研究は, 総合科学技術・イノベーション会議の戦略的イノベーション創造プログラム(SIP)「レジリエントな防災・減災機能の強化」(管理法人:JST)によって実施されました。

## 降水領域の形状特徴による降水予測の検証手法

\*粟津妙華, 大塚成徳, 三好建正 (理研計算科学)

### 1. はじめに

本研究は、降水予測において降水領域の位置ずれや形状を評価することを目的とした研究である。一般的に用いられるスレットスコアや Root Mean Squared Error (RMSE) は、グリッドごとに比較を行うため、降水領域の形状や位置ずれを評価することは難しい。また、小領域の評価は非常に難しく、わずかでも位置がずれていれば、たとえ形状を正しく予測できたとしても、評価が著しく下がる。しかし、降水予測において、降水領域の形状や位置ずれは、重要な要素である。

従来手法の問題点を改善するために、様々な手法が開発されてきた。例えば、Fraction Skill Score は、位置ずれを評価するが、領域の形状を評価することはできない。SAL (Wernli et al. 2008, MWR) は、位置や構造、降水量を個別に評価するが、形状や小領域の評価には向いていない。その他、MODE (Davis et al. 2006, MWR) が形状を評価する手法として開発されているが、降水領域を大きく平滑化しており、領域の形状をそのまま評価することは難しい。また、これらの手法では、いずれも小領域を評価することが困難であるという問題点がある。

本研究は、2016年の秋季学会において発表した画像処理技術を用いた検証手法を発展させたものである。形状特徴量の算出方法などはそのままに、本報告では、降水を定義する値を複数に増やした場合の結果を示す。この閾値を変えることで、降水領域の形状が変わってくるため、雨の強さを領域の形状特徴として考慮することができる。

### 2. 降水強度に応じた降水領域の形状特徴

指標の計算における形状特徴などは、前回の秋季大会で発表したものと同一である。概要を以下に説明する。

降水領域の統合を行い、統合領域の形状特徴量を求める。統合方法は、重複や近接の場合など複数ある。形状特徴量は、領域の傾き、形状パターン、面積、重心位置などである。

例えば、形状パターンの特徴量は、統合領域の重心を中心とし8区画に分け、各区画内の降水面積から算出する。特徴量は最小面積/最大面積で表現され、円形であれば1に近づき、細長い線状であれば0に近づく。

前回の報告では、降水量 0.5 mm/hr 以下を 0 としていたが、本報告では閾値を 0.5, 1.0, 5.0

mm/hr と変化させ、異なる閾値ごとに独立して降水領域を求め特徴量を算出し、最後にこれらを統合する。これにより、雨の強弱に応じた降水領域の形状特徴が表現され、降水強度の影響をより直感的に考慮できる。また、本報告では前回に比べ、統合時やマッチング時のパラメータを大幅に減らし、簡略化した。

### 3. 実験と結果

実験に使用したデータは Global Satellite Mapping of Precipitation の時空間補外データ (Otsuka et al. 2016, WAF) である。提案手法とスレットスコア、RMSE の時系列における比較実験を行った。実験期間は 2016 年 5 月前半の 2 週間である。

結果を図 1 に示す。時系列が進むにつれ、提案手法は直線的に評価が悪くなり、スレットスコアは時系列の後半に変化の度合いが鈍くなる。また、RMSE は途中から変化がなくなる。これらは、前大会で報告した結果と同じ傾向を示す。統合アルゴリズムを簡略化したことにより、評価できる面積は減少したが、パラメータの主観的なチューニングを減らすことで、より客観的な評価ができるようになった。

### 4. まとめ

本報告では、前大会で報告した降水領域の形状や位置ずれ、面積、降水量を総合的に評価する手法を改良し、アルゴリズムを簡略化した。結果、評価できる面積は減少したものの、時系列における傾向は変化せず、位置ずれや形状なども評価できている。本手法は、より客観的かつ機能的に、位置ずれや形状を含む総合評価を行える。

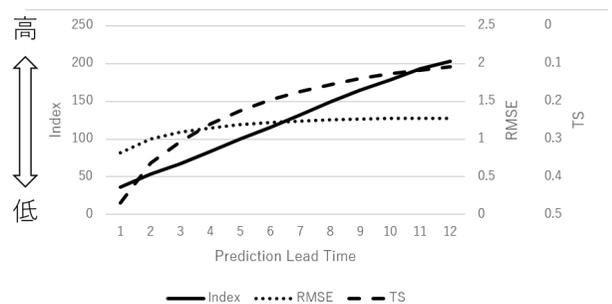


図 1. 提案手法とスレットスコア、RMSE の時系列における評価値。2016 年 5 月前半 2 週間の平均スコア。

## 保存則に基づく竜巻等突風の予測指数の開発

### - 竜巻注意情報の精度向上の技術的基礎 -

\*中里 真久、西村 建志 (気象庁予報部予報課)

#### 1. はじめに

2006年に北海道佐呂間町で発生した竜巻被害を契機に、気象庁では2008年より竜巻等の激しい突風が発生しやすい大気状態になったときは竜巻注意情報を発表して注意を呼びかけている。2010年には竜巻発生確度ナウキャストの提供を開始した。しかし、竜巻注意情報は府県単位での発表であり発表対象地域が広すぎることで、予測精度が捕捉率約30%、適中率約3%と低いことが課題であった。予測精度が低い原因の1つとして、竜巻等の突風が発生しやすい大気状態を特定し、狭い範囲に絞り込むことが難しかったことが挙げられる。この絞り込みには、主に数値予報資料から計算されるCAPE、SREH、EHIなどの予測指数を用いていたが、これらが示す突風の危険性が高い領域は、実際に突風が発生した場所に比べて格段に広く、また、値の大小と突風の発生との関係ははっきりしたものでなかった。この事実は、竜巻等の突風が発生する条件を従来の予測指数で十分に表現できていないことを表している。

本研究では、竜巻注意情報の予測対象である竜巻、ダウンバースト、ガストフロントが発生する条件を、他の物理現象と同じく保存則(又は選択規則)に求め、突風現象ごとに発生条件を考慮した予測指数を開発した。この結果、従来に比べて、竜巻が発生する可能性がある場所を狭い範囲に限定できるようになり、予測精度を大幅に向上させることができた。この成果を元に、2016年12月に新しい竜巻発生確度ナウキャストの運用を開始し、竜巻注意情報を天気予報と同じ発表単位である一次細分区域単位に絞り込んで発表できるようになった。

#### 2. エネルギー保存則に基づく竜巻の発生場所の特定

著者は、竜巻が発生した時の予想風速を表す竜巻風速パラメータ(TVP)を2007年に開発した。TVPは角運動量保存則と連続の方程式から計算でき、その分布はEHIと似た特性を示す一方で、EHIと同様に値が大きい時でも竜巻が発生しないことがあった。本研究では米国での研究を参考に、下層の水平渦が立ち上がる際に、渦としての形態を保ったまま対流抑制(CIN)を越える必要があると考え、これまで考慮されていなかったエネルギー保存則を考慮することで発生場所の絞り込みが可能となった。これと似た状況は、化学反応(例えば燃焼)や核反応など、自然界に多数存在する。竜巻の発生でも、すべてのプロセスにわたりエネルギー保存則を満たしている必要があり、条件を満たす場所で竜巻が発生可能と考えられる。また、竜巻の発生確率について化学反応におけるArrheniusの式に相当する式が得られる。

#### 3. 根拠

本研究では、竜巻発生に関わるエネルギーの物理的側面に踏み込んで予測技術の向上を目指した。その根拠又は傍証としては、次のようなものがある。

- ・強度分布と最大強度：狭い範囲に多数の竜巻が発生する際には、個々の竜巻の強度は Boltzmann 分布で表される分布関数に従い、最大強度が重要な意味を持つ。

この事実は、竜巻が生じる前に、予め最大強度に相当するエネルギーが場の中に蓄えられていると考えることで説明できる。

- ・竜巻が発生しないスーパーセルの存在：積乱雲が回転しても、エネルギーの条件を満たさない場合は、竜巻は発生できないと考えると説明できる。条件を満たすスーパーセルは、積乱雲全体の中の一部である。
- ・竜巻の大きさには一定の傾向があること：竜巻の大きさは、初期渦の原因となる地上付近の大気構造のサイズでほとんど決まると考えると説明できる。このサイズはエネルギーと密接な関係がある。
- ・類似現象が同じような物理法則で説明されていること：支配する物理法則は、化学反応の他に、核反応、物質の相転移(例えば、結晶化や強磁性体における磁区の生成)などと同じである。竜巻の発生は、大気の相転移の1つと考えられる。
- ・竜巻の予測精度の向上：竜巻に比べて大きな格子の数値予報モデルを使用しても、竜巻の発生場所と時刻を限定でき、高い精度で強さの予測が可能である。

#### 4. 予測の実例と予測精度

図1に竜巻発生場所の絞り込みの例を挙げる。従来方法では、竜巻が発生しなかった紀伊半島の広い範囲で竜巻の可能性が見られるが(左図)、新しい予測指数では、竜巻が実際に発生した埼玉県付近を10km四方程度の広さまで限定しており、予想される最大強度も同時に表示している(中央)。このような場所で、ドップラーレーダー観測から、メソサイクロンが検出されたり、積乱雲の発達が見られたりした場合に竜巻注意情報を発表する(右図)。30か月のデータを用いた検証では、一次細分区域単位に絞り込んで発表した場合、捕捉率約70%、適中率約14%と自動判定であるにもかかわらず、熟練者が判断する米国の竜巻警報に迫る高い予測精度が得られた。

#### 5. ダウンバーストの強さと発生場所の予想

新しい竜巻発生確度ナウキャストでは、竜巻と同様に、ダウンバーストについても予想風速を計算している。ダウンバーストの予想風速の計算では、降水の相変化で開放されるエネルギーを計算している。現地調査による強さの評定結果との比較では、藤田スケール換算での強さの適中精度は90%以上を得ている。ダウンバーストの発生場所の予想でも、竜巻の場合と同様に数値予報資料とレーダー観測を合わせて解析して精度を高めている。

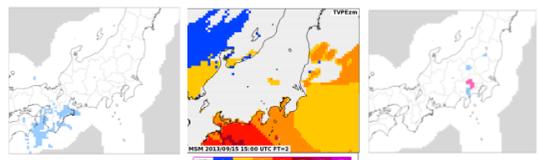


図1 竜巻発生場所の絞り込みの例(2013.09.16 埼玉県)  
左：従来の竜巻発生確度ナウキャスト、中央：竜巻の予想風速の分布、右：新しい竜巻発生確度ナウキャスト

## 硫酸塩の大気中濃度と沈着量の発生源寄与の統合評価

\*板橋秀一（電力中央研究所）

2013年1月の中国のPM<sub>2.5</sub>激甚大気汚染を契機に、東アジア諸国の問題対応への協働と、国内における各発生源への対策が進められようとしている[1]. PM<sub>2.5</sub>については、粒径の小ささから呼吸器や循環器への健康影響などが示唆されていることから、大気中濃度の低減に向けた適切な方針がとられることが望まれる。一方、酸性雨問題に端を発した沈着過程についても、生態系への影響などから勘案されるべきであり、これは物質収支の視点からも重要である。以上のことから、本研究では大気中濃度と乾性・湿性沈着量の発生源寄与の統合評価を目指した。

大気汚染物質の時空間的な変動を把握するため、大気質モデルCAMxを用いた[2]. 発生源寄与の評価手法としては、計算コストが小さい利点を活かしてトレーサー法を用いた[3]. トレーサー法では、二次生成粒子の寄与の計算過程に線形性を仮定するため、本研究では線形性を仮定できる硫酸塩(SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>)を対象とした。大気質モデルの計算領域は東アジア全域で、水平解像度は36 kmである。大気質モデルの計算にはアジア域排出量インベントリ(REAS) [4]などを用い、2008年を対象とした。

モデル計算値は東アジア酸性雨モニタリングネットワーク(EANET)による大気中濃度、湿性沈着量と比較し、妥当な再現性を有することを確認した。モデル計算値について、図1には年平均大気中濃度、年積算乾性・湿性沈着量を空間分布で示す。大気中濃度は中国に高濃度が見られ、風下の韓国・日本に向かうにつれて濃度が低下する様子がわかる。大気中濃度に土地利用区分に応じた乾性沈着速度を乗じて算出する乾性沈着量についてもほぼ同様である。一方で、湿性沈着量については、降水量にも対応し、日本の沿岸域でも沈着量が大きい。図2には、日本で領域平均した大気中濃度、乾性沈着量、湿性沈着量についての発生源寄与と評価結果を相対比で示す。

ここでは発生源区分としては中国、韓国、日本、それ以外の領域の人為起源排出量、船舶、火山の6つに分けた。いずれについても日本に対しては中国の寄与が最大であり、大気中濃度、乾性沈着量、湿性沈着量に対する寄与率はそれぞれ37.5%、43.7%、42.6%であった。一方で日本の寄与率は24.3%、19.1%、11.1%であった。本研究では越境汚染の影響が大気中濃度と沈着量のいずれについても示唆される結果を得たが、わが国に対する国外の発生源寄与については研究者間で大きく異なる結果も報告されている[5]. 本発表においては、その原因についての考察等を交えて、議論を行いたい。

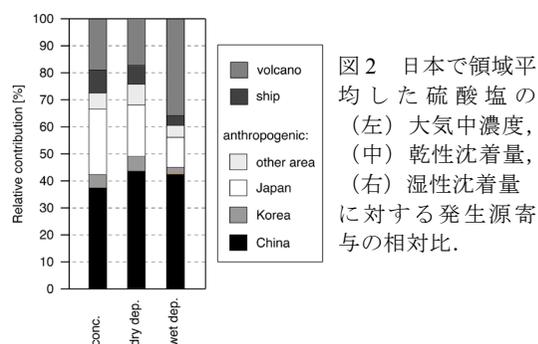


図2 日本で領域平均した硫酸塩の(左)大気中濃度、(中)乾性沈着量、(右)湿性沈着量に対する発生源寄与の相対比。

謝辞)

本研究は JSPS 科研費 JP16K21690 の助成を受けたものです。ここに記して感謝申し上げます。

参考文献)

- [1] 環境省, 微小粒子状物質の国内における排出抑制対策の在り方について, 中間とりまとめ案(2015)
- [2] ENVIRON Int'l Corp., CAMx User's Guide (2014)
- [3] Itahashi et al., *Environmental Pollution* (2017)
- [4] Kurokawa et al., *Atmos. Chem. Phys.* (2013)
- [5] Ge et al., *Environmental Pollution* (2014)

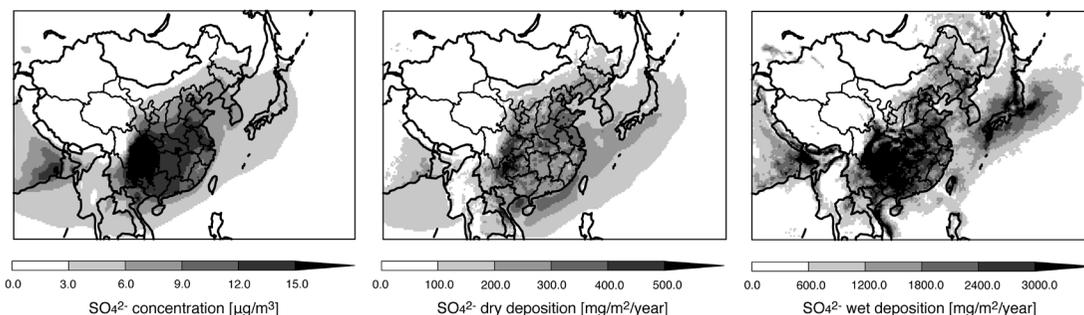


図1 硫酸塩の(左)大気中濃度、(中)乾性沈着量、(右)湿性沈着量のモデル計算値。

## ゴビ砂漠におけるエアロゾルの粒子数密度と減衰後方散乱係数の関係

小原一真<sup>1</sup>、牧輝弥<sup>2</sup>、能田淳<sup>3</sup>、E. DAVAANYAM<sup>4</sup>、源祐輝<sup>1</sup>、河合慶<sup>1</sup>、甲斐憲次<sup>1</sup>

1:名大院環境、2:金沢大学、3:酪農学園大学、4:モンゴル気象水文環境情報研究所

**1. はじめに** アジアダストは、発生源地域のみならず、日本を含む風下の東アジア地域にも視程悪化や健康被害などの影響を与えている。発生源における局地気象は、アジアダストの発生と輸送に大きく関わっている。本報では、ゴビ砂漠におけるエアロゾルの粒子数密度とシーロメーターによる減衰後方散乱係数との関係を報告する。

**2. 観測方法** 2016年4月26日午前8時、モンゴル南部のダランザドガド気象台で気球に光散乱式粒子計(OPC: Airy Technology P611)を搭載し、地表から上空500 mまでのエアロゾルの粒子数密度を測定した。またシーロメーター(Vaisala CL51)を使用し、減衰後方散乱係数の鉛直分布を測定した。

**3. 結果** 2016年4月29日午前8時(LST)、モンゴル南部ダランザドガド気象台における気象条件は、ほぼ無風で快晴であった。気球にOPCを搭載して、エアロゾルの鉛直分布を観測した。同時

に、シーロメーターで減衰後方散乱係数の鉛直分布を観測した。図1に示すように、エアロゾルの全粒子数密度と減衰後方散乱係数との相関係数Rは、0.8623と高い。また、粒径が増加すると(小粒子から大粒子にかけて)、エアロゾルの粒子数密度と減衰後方散乱係数との相関係数が高くなる傾向が見られた。特に2.0 $\mu\text{m}$ から5.0 $\mu\text{m}$ のエアロゾルの粒子数密度と減衰後方散乱係数との相関係数Rは、0.9460と非常に高い。

**4. まとめ** ゴビ砂漠で実施したダスト係留気球とシーロメーターによる観測から、次のことがわかった。エアロゾルの粒子数密度と減衰後方散乱係数の間には指数的な関係がある。また、粒径が大きくなると(粗大粒子ほど)、エアロゾル粒子数密度と減衰後方散乱係数の相関が強い。

本研究は、JSPS 研究拠点形成事業と科研費16H02703の助成を受けた。

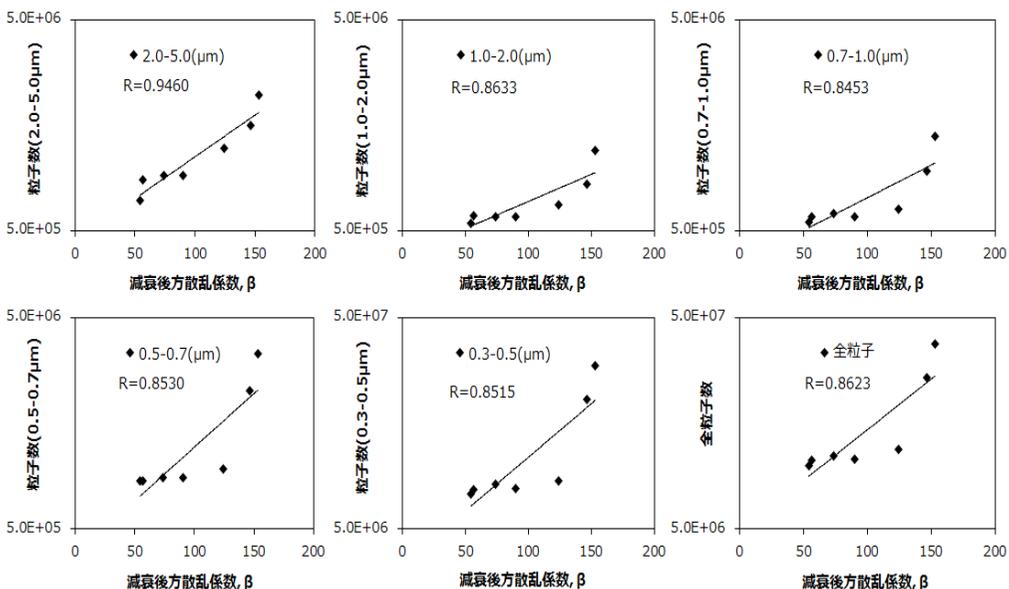


図1 エアロゾルの粒子数密度と減衰後方散乱係数。2016年4月29日8:00LST。

# 火山灰の大気輸送に及ぼす地形効果：桜島噴火の事例解析

Alexandros P. Poulidis, \*竹見 哲也, 井口 正人 (京大防災研)

## 1. はじめに

2014年9月に発生した御嶽山噴火による火山災害は、日本が火山国であり、火山噴火のリスクに適切に備える必要があることを強く認識させた。火山活動の実態や物理化学過程は主として固体地球物理の問題であるが、火山噴火による火山灰の大気中の拡散・沈着の問題は大気科学の視点からの研究も必要不可欠である。しかし、これまでの研究では、顕著な噴火イベントの事例解析はいくつかなされてきたものの、火山灰輸送の物理過程を詳細に調べた研究は数が少ない。

そこで本研究では、火山活動が活発で噴煙高度が数kmに及ぶ噴火も頻繁に発生する桜島を対象とし、領域気象モデルを用いて火山灰の大気輸送の数値解析をした。特に、火山灰輸送に及ぼす地形により励起される気流や波動の影響に着目して解析した。

## 2. 数値シミュレーションの設定

数値シミュレーションには気象モデルと化学過程・エアロゾル過程モデルとの結合モデルであるWRF-Chem (version 3.6.1)を用いた。西日本・南日本をカバーする領域を第1領域 (12.5 km 格子) とし、九州をカバーする第2領域 (2.5 km 格子)、鹿児島県をカバーする第3領域 (500 m 格子) を設定した。モデル上端高度は50 hPaとして、鉛直に90層を取り、下層ほど細かい格子間隔とした。初期値・境界値にはERA-Interimを用いた。

対象とした噴火イベントは、2013年8月18日に発生した事象である。このときの噴煙の到達高度は火口から5 km ないし7 km と見積もられている。降灰は桜島から西・北西方向の広域に観測された。降灰の測定値として鹿児島県による62箇所の観測点でのデータを、火山噴火状況は気象庁によるデータを利用した。

噴火による火山灰の排出を模擬するため、火口上空にトップヘビーな傘型の火山灰プルームのプロファイルを噴火時刻に与えた。プルームの初期高度  $H_p$  は明確ではないため、ここでは、3 km, 4 km, 5 km の3通りの設定をした感度実験をすることで、プルーム高度の違いによる火山灰の拡散・沈着への影響も調べた。さらに地形の影響を明示するため、対照実験として第3領域の標高を仮想的にゼロとした実験も行った。

## 3. 結果

図1には、異なる  $H_p$  の場合の実地形実験と平坦地形実験とで得られた降灰量の結果を示す。卓越風向が東・東南であったため、降灰は桜島から西・北西に広がっていることが分かる。降灰観測地点の結果と比べて計算は良好な結果を示している。

実地形と平坦地形の場合を比べると、平坦地形の場合には降灰量が距離に応じて減少して分布パターンもスムーズである一方、実地形の場合には離れた地点でも降灰量の多い地域があり卓越風向に直交方向の分布の広がりも顕著である。距離に応じた降灰量分布や鉛直断面など他の角度から調べたところ、平坦地形の場合には  $H_p$  が高いほどより遠くまで降灰が生じるが、実地形の場合には  $H_p$  によらずに降灰は遠方まで達することが分かった。

このような違いは、桜島や下流側の薩摩半島の地形と大気成層の効果により励起された流れパターンの違いや重力波の生成の影響を受けていることが分かった。

## 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。

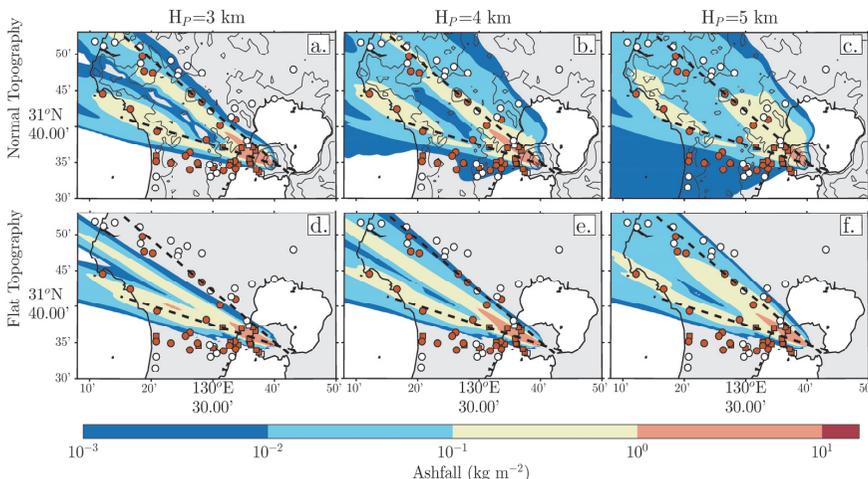


図1:  $H_p$  が 3 km, 4 km, 5 km の場合に計算された降灰量。実地形の場合 (Normal Topography) と標高ゼロの平坦地形 (Flat Topography) の結果を示す。色つきの丸印は降灰が観測された地点を示す。

## 粒径分布と混合状態を解像した二次元ビン法を用いた全球エアロゾルモデルの開発

\*松井 仁志 (名古屋大学大学院環境学研究科)

エアロゾルの直接・間接効果による気候影響の不確定性幅は非常に大きく、依然として気候変動予測において大きな不確定要因の1つとなっている。エアロゾルの気候影響を精度良く推定するためには、エアロゾルの質量濃度だけではなく、従来のモデルでは十分に表現されてこなかった数濃度・粒径分布や個々の粒子の化学組成(混合状態)といった情報も必要になる。これまでの私のグループの研究では、これらの情報を直接表現できる2次元ビン法を用いたエアロゾルモデル ATRAS (Aerosol Two-dimensional bin module for foRmation and Aging Simulation) を開発し、領域3次元モデル WRF-chem (Weather Research and Forecasting model with chemistry) への導入・検証・適用を行ってきた。そして、これまでのモデルでは十分に推定できなかったエアロゾルの微物理・化学特性の様々なパラメータを計算することで、このような詳細なエアロゾルモデルの重要性・必要性を示してきた [Matsui et al., 2014; Matsui, 2016a, 2016b]。本研究では、この2次元ビン法を用いたエアロゾルモデルを大幅に改良し、全球気候モデル CAM5 (Community Atmospheric Model version 5) への導入・計算・検証を行った。

2次元ビン表現を用いた全球エアロゾルモデルの開発にあたっては、モデルの計算コストという観点から非常に重要になる。領域モデルでは限られた領域(例えば東アジア域)について短期間(数週間~数年程度)の計算を行う一方、全球モデルでは地球全体について長期間(数年~数千年程度)の計算が必要になる。そこで、ATRASモデルの精度を維持しつつ表現を簡略化した新たなボックスモデル ATRAS2 の開発を行った。エアロゾルの微物理・化学過程に関する全てのプロセスのソースコードを全面的に見直すとともに、2次元

ビン表現で必要となるエアロゾルの変数の数を減らすことで計算コストを大幅に削減した。これらの変更によって、エアロゾルの数濃度・粒径分布・混合状態の計算精度を維持しつつ、領域モデルで使用している ATRAS モデルに比べてエアロゾルプロセスの計算コストが1/10以下となるボックスモデルを開発した。

このボックスモデルを全球モデル CAM5へ導入し、二次元ビン法を用いた全球エアロゾルモデル CAM5-chem/ATRAS2 を開発した。そして、このモデルを用いた5年間のテスト計算を行った。CAM5に導入されている既存のエアロゾルモデル MAM (Modal Aerosol Module) との比較やエアロゾル観測との比較を行い、導入したエアロゾルモデルが概ね良好なパフォーマンスを示すことを確認した。また、詳細なエアロゾルモデルを用いることによって初めて表現できるエアロゾルのパラメータを計算し、その空間分布などを調べた。

発表では、まず、ボックスモデルの概要・結果について示す。そして、全球エアロゾルモデル計算について、観測との比較や混合状態・粒子生成過程などに着目した感度実験の結果を紹介する。

### 参考文献

- Matsui et al. (2014), *Atmos. Chem. Phys.*, *14*, 10315-10331.
- Matsui (2016a), *J. Geophys. Res. Atmos.*, *121*, doi:10.1002/2015JD023998.
- Matsui (2016b), *J. Geophys. Res. Atmos.*, *121*, doi:10.1002/2015JD023999.

## 気象研究所地球システムモデルの開発とブラックカーボンの空間分布と放射効果の評価

\*大島 長<sup>1</sup>、田中泰宙<sup>1</sup>、神代 剛<sup>1</sup>、吉村裕正<sup>1</sup>、川合秀明<sup>1</sup>、工藤 玲<sup>1</sup>、行本誠史<sup>1</sup>、  
出牛 真<sup>2</sup>、小池 真<sup>3</sup>

(1. 気象研究所、2. 気象庁・地球環境・海洋部、3. 東大・院理)

### 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、大気を加熱し、また氷床等の融解を促進することにより、地球の放射収支に大きな影響を及ぼす可能性がある。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。

### 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、従来は一定値の時定数 (1.2 日) を用いた表現であるのに対し、本研究で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を導入することで、大気環境に応じた変換速度を表現できるようにした (Oshima and Koike, 2013)。第二に、エアロゾルの湿性沈着過程については、従来はエアロゾルの積雲対流による鉛直輸送と降水による除去過程を独立して扱うのに対し、本研究で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統合的に扱う表現にした。第三に、エアロゾルの放射過程については、従来はブラックカーボンと他エアロゾル成分の内部混合を考慮しないのに対し、本研究では親水性ブラックカーボンについては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) を扱うようにした。

### ブラックカーボンの空間分布と放射効果の評価

MRI-ESM2 を用いて、2008-2015 年の期間について、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 (海洋モデルを結合した計算は実施しない)。

モデル計算結果と地上・航空機観測との比較を行った。北極域の地上においては、従来の変質過程を用いた計算では、観測された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、従来の湿性沈着過程を用いた計算では、上部・中部対流圏中でブラックカーボン濃度を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。これらのモデル感度実験を組み合わせた結果から、北極域でのブラックカーボンの季節変化を決める上では、変質過程が重要であるのに対し、上部・中部対流圏中のブラックカーボン濃度を定める上では、積雲対流に伴うエアロゾルの湿性沈着過程が重要な役割を果たすことが示唆された。

大気上端における全球平均のブラックカーボンの直接放射強制力を推定したところ、本研究では、約  $0.2 \text{ W m}^{-2}$  と推定された。また、従来の手法を用いたモデル計算結果との比較から、ブラックカーボンの直接放射強制力は、内部混合に伴うレンズ効果により約 40% 増大し、変質過程の改良により約 20% 増大することが示唆された。

### 参考文献

- Oshima, N., and M. Koike, *Geosci. Model Dev.*, 6, 263-282, 2013.  
Yoshimura, H., et al., *Mon. Wea. Rev.*, 143, 597-621, 2015.  
Yukimoto, S., et al., *J. Meteor. Soc. Japan*, 90A, 23-64, 2012.

## MAX-DOAS 法による大気中二酸化窒素ガスの 10 年観測と衛星観測評価： 衛星データを地表付近濃度に結び付け、利用を促進する

金谷有剛<sup>1\*</sup>、宮崎和幸<sup>1</sup>、野津雅人<sup>1</sup>、入江仁士<sup>2</sup>、高島久洋<sup>1,3</sup>

1 海洋研究開発機構, 2 千葉大学, 3 福岡大学

二酸化窒素( $\text{NO}_2$ )は、自動車・発電所などの人為発生源や、森林火災・雷放電から大気中へ放出される窒素酸化物( $\text{NO}_x$ )の主要な成分であり、大気中での二次反応によって、大気汚染や気候に影響する対流圏オゾンや  $\text{PM}_{2.5}$  エアロゾル粒子等を生成する。差分吸収分光法の衛星観測への適用により、 $\text{NO}_2$ は、現在もっとも感度よく宇宙から観測できる大気汚染ガス分子として位置付けられ、濃度の空間分布や 10 年スケールの変動がとらえられるようになってきた。しかしながら、そのカラム濃度値の信頼性および正確な解釈にはまだ難がある。今後、新たな静止衛星や周回衛星が計画され、時空間分解能が向上し都市内部の観測まで実現される見込みとはいえ、衛星観測になじみのない環境気象や大気環境の専門家などが正確な解釈をもちつつ利用するのは難しく、依然としてギャップがある。

我々は、2007 年から、日本・中国・韓国・ロシアに小型の MAX-DOAS(Multi-Axis Differential Optical Absorption Spectroscopy)法による観測網を展開し、2012 年までのデータを真値とみなし、衛星センサ OMI による観測の検証を進めてきた(Kanaya et al., ACP, 2014)。そのなかで、衛星観測からのリトリバルで、高度分布の仮定が実際と乖離していることや、共存するエアロゾルの光攪乱効果が考慮されていないことが、対流圏カラム濃度にバイアスを与える可能性を指摘した。その後我々は、観測継続により 10 年間にわたり多くのデータを収集し、長期の変動傾向を明らかにするとともに、衛星観測のバイアス要因の解析を進展させ、 $\text{NO}_2$ 衛星計測データの利用拡大を意識して、衛星観測を地表付近の存在量に結び付けてゆく試みを進めている。

今回報告する解析に用いたのは横須賀(35.32°N, 139.65°E)での MAX-DOAS 観測データで、460-490nm の波長範囲において、天頂スペクトルを参照としたときに、低仰角(3,5,10,20,30 度)スペクトルでの  $\text{NO}_2$  差分吸収に基づき、対流圏鉛直カラム濃度と高度分布を導出したもので

ある。対流圏  $\text{NO}_2$ 鉛直カラム濃度には、排出抑制の効果で、図 1 に示すような低減傾向が見られ、そのトレンドは衛星観測や環境省のそらまめ君地上モニタリングデータとよく一致していることがわかった。

解析に使用した衛星データは OMI センサによる下方視スペクトルを KNMI のアルゴリズム DOMINOv2 で解析した level2 データで、観測地点から  $0.15^\circ$  以内、1 時間以内の時間差、cloud fraction<0.3 の条件で得られた、2007-2014 年のデータ組(n=583)を用いた。衛星観測でのアベレージングカーネル(AK)を MAX-DOAS から得られた高度プロファイルに適用してからカラム濃度を衛星データと比較したところ、適用しない場合と比較して一致度が高まった。このことから、衛星観測の感度や  $\text{NO}_2$ 濃度自身の高度分布が大きなバイアス要因となりえることがわかった。とくに DOMINOv2 では、粗い空間解像度の全球モデル TM4 に基づく  $\text{NO}_2$ 高度分布形状を利用した解析がされており、都市部などの発生源周辺で、地表付近に  $\text{NO}_2$ が偏在する場合には、より適切な高度分布を与える必要があることがわかった。Boersma et al. (GMD, 2016)に従い、高度分布の形状を MAX-DOAS から得られたものに置き換えて、衛星データから対流圏カラム濃度を再計算すると、元の値の約 2.2 倍となった。さらに、TM4, MAX-DOAS の高度分布形状をそれぞれ使用した際に、衛星観測から推定される地上濃度にも同程度の開きがあることも確かめられ、後者が地上濃度との一致度に優れていることが確かめられた。

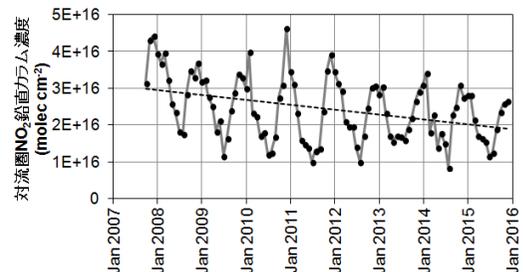


図 1. 横須賀上空において MAX-DOAS で測定された対流圏  $\text{NO}_2$ カラム濃度の月平均値の推移。

## 全球化学輸送モデル CHASER による高分解能対流圏 NO<sub>2</sub> シミュレーション

関谷 高志<sup>1</sup>、宮崎 和幸<sup>1,2</sup>、須藤 健悟<sup>3,1</sup>、滝川 雅之<sup>1</sup>

<sup>1</sup>海洋研究開発機構、<sup>2</sup>ジェット推進研究所/カリフォルニア工科大学、<sup>3</sup>名古屋大学・環境学研究所

### 1. はじめに

化石燃料・バイオマスの燃焼、土壌中の微生物活動から放出される窒素酸化物 (NO<sub>x</sub>=NO+NO<sub>2</sub>) は、オゾン、硝酸塩エアロゾルの前駆物質であるため、大気質・気候変動にとって重要な物質である。NO<sub>2</sub>の領域～全球規模の分布やその時間変化を明らかにするため、衛星観測、化学輸送モデル (CTM)、それらを統合するデータ同化を用いた研究が数多く行われてきた。CTMにより計算される NO<sub>2</sub>分布は、衛星観測リトリーバルおよびデータ同化におけるアプリアリ (先験情報) としても利用されているが、対流圏 NO<sub>2</sub>の再現性はモデルの水平分解能に大きく依存している (e.g., Valin et al., 2011)。典型的な分解能 (約 200~300 km) の全球 CTM によるアプリアリは、リトリーバルやデータ同化の誤差を大きくする可能性がある (e.g., Russell et al., 2011)。そこで、本研究では、高分解能の全球 CTM を用いて、対流圏 NO<sub>2</sub>分布におけるモデル水平分解能に対する依存性を調査した。

### 2. モデル概要と実験設定

本研究では、地球システムモデル MIROC-ESM の枠組みで開発されている、全球化学エアロゾル結合モデル CHASER を用いた。モデルの水平分解能は、T42 (約 2.8°)、T106 (約 1.1°)、T213 (約 0.56°) の 3 種類を用いた。全ての水平分解能において、鉛直方向には地表から高度約 40 km までを 32 層で離散化している。また、気体・エアロゾル成分の排出、輸送、オゾンを中心とした対流圏・成層圏の化学反応、乾性・湿性沈着を考慮している。

本研究では、2008 年を対象とした再現実験を行った。排出量データは、人為起源は HTAP\_v2.2 (0.1°)、森林火災起源は GFEDv4.1 (0.25°) を用いた。また、モデル内ではエミッションの日変化を考慮している (Miyazaki et al., 2012)。さらに、モデル内の気温、水平風を ERA-Interim 再解析データに緩和させた。

また、モデルの検証ため、Global Ozone Monitoring Experiment-2 (GOME-2)、Ozone Monitoring Instrument (OMI) より得られた対流圏 NO<sub>2</sub>カラムの衛星リトリーバル (Boersma et al., 2004, 2011) を用いた。

### 3. 対流圏 NO<sub>2</sub>カラム量分布

局所規模から全球規模の対流圏 NO<sub>2</sub>カラム量分布について、衛星観測を用いて評価した。その結果、モデル水平分解能の影響は、全球平均のバイアスでは小さいが、領域規模の空間分布の再現性に対しては大きかった。特に、2.8°分解能の実験と比べて、0.56°分解能の実験では、夏季の OMI に対する平均二乗誤差 (RMSE) が、中国東部で 8%、アメリカ西部で 18%、南アフリカで 34%減少するなど、汚染域で顕著な再現性向上がみられ、南アメリカや中央アフリカなどの森林火災領域においても 6-8%の減少が確認された。

さらに、モデル水平分解能の影響は、局所的に強い排出源の存在する領域で顕著であった。例えば東アジアでは、2.8°から 0.56°まで高分解能化することによって、北京、東京、ソウルといったメガシティにおいて、OMI に対する負バイアスが顕著に減少した (それぞれ、36%、66%、49%)。

### 4. 対流圏 NO<sub>2</sub>カラム量の日変化

GOME-2、OMI の対流圏 NO<sub>2</sub>カラム量リトリーバルの比を、GOME-2 (9:30LT)、OMI (13:40LT) の観測時間におけるモデル計算値の比と比較することにより、汚染域、森林火災領域の局所的な排出源における対流圏 NO<sub>2</sub>カラム量の日変化の検証を試みた。北京では、NO<sub>x</sub>排出量の日変化・光化学的な消失の結果、GOME-2/OMI の比は 1.66 と午前中の方が午後よりも高濃度であった。2.8°実験における比は 1.37、0.56°実験における比は 1.43 となり、高分解能モデルは観測された比に対してわずかに改善した。南アメリカの局所的な排出源 (51.75° W, 13.5° S) では、NO<sub>x</sub>放出量が日中に極大であるため、GOME-2/OMI の比は 0.82 となり、午後の観測の方が高濃度だった。2.8°実験における比は 1.58 と観測に対して過大評価であったが、0.56°実験の比は 0.86 と大きく改善した。

参考文献 : Boersma et al., JGR, 109, 2004., Boersma et al., AMT, 4, 1905-1928, 2011., Miyazaki et al., ACP, 12, 2263-2288, 2012., Russell et al., ACP., 11, 8543-8554, 2011., Valin et al., ACP., 11, 11647-11655, 2011.

# 南極上空成層圏において観測された大気重力分離と周辺域の気象場との関係

石戸谷重之<sup>1</sup>、菅原敏<sup>2</sup>、稲飯洋一<sup>3</sup>、森本真司<sup>3</sup>、本田秀之<sup>4</sup>、池田忠作<sup>4</sup>、富川喜弘<sup>5</sup>、  
豊田栄<sup>6</sup>、青木周司<sup>3</sup>、中澤高清<sup>3</sup>

<sup>1</sup>産業技術総合研究所、<sup>2</sup>宮城教育大学、<sup>3</sup>東北大学、<sup>4</sup>宇宙航空研究開発機構、<sup>5</sup>国立極地研究所、<sup>6</sup>東京工業大学

## 1. はじめに

成層圏大気の主成分 ( $O_2$ 、 $N_2$  および Ar) の濃度および同位体比の高精度観測によって、成層圏における大気重力分離が観測できることが明らかにされている (Ishidoya et al., 2006, 2008a, b, 2013)。観測される重力分離の強度は、重力場において大気中の分子がその質量数に応じて分子拡散により分離する傾向とそれを打ち消す乱流拡散のバランスによって決まるが、分子拡散については、対象分子の質量数、大気密度および温度に依存した分子拡散係数を指標として厳密に評価できる。そのため重力分離の観測は、成層圏大気における乱流拡散の評価に有用であると期待される。本報告では南極上空成層圏における重力分離の観測結果について、観測年による高度分布の違いと周辺域の気象場の状態との関係について考察する。

## 2. 観測

大気球観測による南極昭和基地 (69° S, 40° E) 上空の成層圏大気試料の採取は、1998年1月3日、2003年12月26日、2004年1月5日、2008年1月4日、2012年12月31日および2013年1月10日に行われた。大気採取には液体ヘリウムを用いたクライオジェニックサンプラー (Honda et al., 1996) もしくはジュールトムソン効果を利用した小型サンプラー (Morimoto et al., 2009) を用いた。重力分離関連成分 ( $Ar/N_2$  比、 $N_2 \cdot O_2 \cdot Ar$  安定同位体比) の分析は質量分析計を用いて行った (Ishidoya et al., 2003; Ishidoya & Murayama, 2014)。これらの成分を用いて、重力分離の指標である  $\delta$  値を導出した。 $\delta$  は分子と分母の質量数差が 1 である同位体比 (例:  $\delta^{15}N$ ) が重力で分離した量であり、値が小さいほど分離が強いことを示す (Ishidoya et al., 2013)。 $\delta$  の精度 (再現性) は 1998–2008 年および 2012–2013 年の試料についてそれぞれ約  $\pm 10$  および  $\pm 5$  per meg である (per meg は 100 万分率を示す)。

## 3. 結果と考察

図 1 に、昭和基地上空の成層圏で観測された  $\delta$  の高度分布を示す。 $\delta$  には高度上昇に伴う値の減少傾向が見られた。このことは、高度上昇に伴う大気密度の減少により分子拡散係数が増加し「分子拡散係数/乱流拡散係数」比が増加することに起因している。高高度ほど重力分離が強化されることを示している。しかしながら  $\delta$  の変動を詳しく見ると、高度上昇に対して単調な減少を示してはおらず、特に 25 km 以上の高度における値が観測年によって大きく異なることが見てとれる。図 1 には観測値に加えて、2次元大気化学輸送モデル (SOCRATES) を用いて再現した 70° S における  $\delta$  の高度分布を季節毎に示したが (Ishidoya et al., 2013)、25 km 以下の観測値がモデルによって比較的よく再現されるのに対して、25 km 以上では観測とモデルとの不一致が顕著である。これらの結果から、観測が行われた南半球夏季の南極上空において、特に高高度で2次元モデルの輸送場が現実と乖離しており、かつ当該高度における周辺域気象場の観測年による違いが、 $\delta$  の観測年による違いを引き起こしている可能性が考えられる。

このような  $\delta$  の観測年による違いと気象場との対応の可能性を検証するため、ERA-Interim の 3次元風を用いて、大気採取地点を中心とする半径 1° 円内の 317 点を起点とした 30 日間のクラスター後方流跡線 (Inai et al., 2013) を計算した。計算結果から、強い重力分離が観測された 1998–2004 年の高度 25 km 以上の領域においては、昭和基地より高緯度側の南極大陸上を経由して空気塊が輸送されており、また大陸上で 317 本の流跡線が散らばる様子が見られた。このような流跡線の分散は、その領域で空気塊の混合が生じ易かったことを示している。一方、相対的に弱い重力分離が観測された 2012–2013 年の高度 25 km 以上の領域では、後方流跡線は過去 30 日間においてほぼ同心円状にあり、分散も見られなかった。一般に重力分離は高緯度ほど強く、特に極渦内では高高度の空気塊の沈降によって極めて強い重力分離が観測されると考えられる (Ishidoya et al., 2008a, b)。従って、高度 25 km 以上の領域で、1998–2004 年において 2012–2013 年に比してより強い重力分離が観測されたことは、後方流跡線に基づいて評価される高緯度空気塊の影響の違いによって定性的に解釈できる。さらに、 $SF_6$  および  $CO_2$  濃度のようなクロック・トレーサーを用いて導出される成層圏大気年齢 (age) について (e.g. Waugh and Hall, 2002)、極渦内において中間圏空気塊の沈降の影響を受けた場合には、中間圏における  $SF_6$  の分解のため  $SF_6$  age が  $CO_2$  age より大きくなることが考えられるが、より強い重力分離が観測された 1998–2004 年には、2012–2013 年に比してより大きな  $SF_6$  age と  $CO_2$  age の差が見られている。この結果は、前者の期間の観測結果に極渦の影響がより強く残存していることを示唆しており、上述の後方流跡線解析から示唆される内容と整合的である。

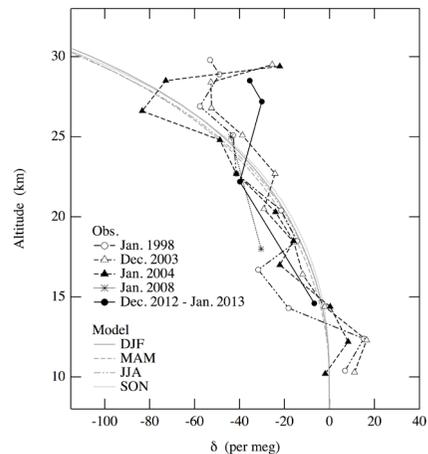


図 1: 南極昭和基地上空成層圏で観測された、重力分離の指標である  $\delta$  値の高度分布。2次元モデルによる 70° S における計算結果も併せて示す。

# オゾンゾンデの応答時間に起因する系統誤差について

塩谷 雅人<sup>1</sup>・眞子 直弘<sup>2</sup>・藤原正智<sup>3</sup>・Herman G.J. Smit<sup>4</sup>

(1:京都大学, 2:千葉大学, 3:北海道大学, 4: Research Centre Juelich)

## 1. はじめに

地球大気放射バランスを考える上でオゾンは重要な役割を果たしており、気候変動要素としてオゾンの変化傾向を把握するためには、過去に長期間のデータを蓄積しているオゾンゾンデ観測は欠かせない手段となっている。一方でオゾンゾンデ観測は衛星観測に対して検証データとして用いられるが、Imai et al. (2013)では高精度の衛星観測(SMILES)から、オゾンゾンデの応答時間の問題に起因するバイアスが下部成層圏で検出されることを指摘した。この講演では、オゾンゾンデ相互比較のための室内チャンバー実験データにもとづき、オゾンゾンデの応答時間について吟味した結果を示し、さらにその応答時間が生み出す系統誤差について論議する。

## 2. 用いた実験データ

1996年以降、JOSIE(Juelich Ozone Sonde Intercomparison Experiment)と呼ばれるオゾンゾンデ相互比較のための室内チャンバー実験がおこなわれており、オゾンゾンデのモデル(SPC-6A and ENSCI-Z)による差、あるいは使うヨウ化カリウム溶液のレシピによる差について明らかになっている(Smit et al., 2007)。ここでは、オゾン量を瞬時にゼロにしたり、正弦波動的な振動をさせたりした実験が含まれており(図1)、測器の応答時間の見積りに利用することができる。本講演では特に2000年におこなわれた実験にもとづく結果を示す。

## 3. 結果

気象ゾンデ用の水蒸気センサーの応答時間について考察したMiloshevich et al. (2004)の定式化にもとづいて真値(チャンバー内オゾン量のUV吸光法による測定値)

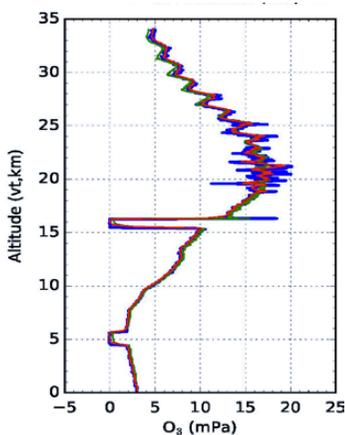


図1: 実験結果の一例。

をずらし、それがオゾンゾンデの測定値とよく一致する時間を求めてそれがオゾンゾンデの応答時間であると考えた。図2にはいくつかのオゾンゾンデモデルと溶液のレシピの組み合わせによる測器ごとに求めた応答時間を示す。正弦波動的な振動実験と階段状の変化をさせたいくつかの実験に対して応答時間を見積もった。測器および実験ごとによるばらつきはあるが、それらは(1つを除いて)おおそ20秒程度の値を示している。

## 4. 考察

JOSIE 実験から求められたオゾンゾンデの応答時間は20秒程度であり、測器を飛揚する前にチェックされる応答時間よりやや短い。これは、飛揚前のオペレーションでは短時間でオゾン量をゼロにすることが難しいことに起因していると考えられる。一方で応答時間は飛揚中も20秒近くはあることが確認され、この時間スケールは気球の上昇速度を5m/sとすればおおそ100mの高度差に対応する。これは熱帯下部成層圏のようにオゾン量が急速に増加する領域では無視できない値であり、Imai et al. (2013)の結果を支持する。

## 5. まとめ

JOSIEの実験データを用いてオゾンゾンデの応答時間の見積りをおこなった。その値は20秒程度で、高度のオフセットとして100m程度となり無視できない。今後は、飛揚前におこなわれる応答時間のチェックから得られる値を利用した補正手法の確立が望まれる。

## 参考文献

- Imai et al., (2013), JGR, DOI: 10.1002/2013JD021094  
 Miloshevich et al. (2004), JAOT, DOI: 10.1175/1520-0426(2004)021<1305:DAVOAT>2.0.CO;2  
 Smit et al., (2007), JGR, DOI: 10.1029/2006JD007308

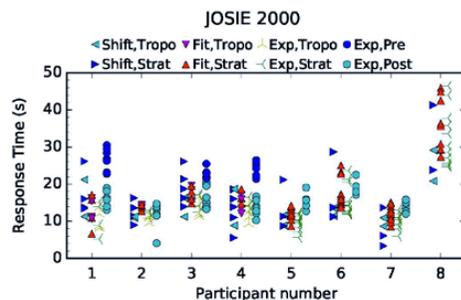


図2: いくつかの測器ごとの応答時間。正弦波動的な振動実験から求めたもの(Shift)と階段状の変化をさせたときの e-folding time からの見積り(FitとExp)の2種類を示している。Expについては実験前(Pre)と後(Post)の測定値も含まれている。

## 人工降雨の手法を用いた降水量軽減シミュレーション

\*島田正樹、宇河拓未、林浩平、田代優美、星孝洋（航空自衛隊）

## 1 はじめに

先行研究<sup>(1)</sup>では、雲に対するヨウ化銀の散布（シーディング）を行う人工降雨実験により、ある地点の降水量を軽減させることができると指摘されている。これまで日本国内では、主に降水量を増加させるためのシーディングの数値実験が行われてきたが、降水量の軽減を目的としたシーディングの数値実験をした研究例は少ない。そこで今回、航空自衛隊三沢基地の降水量軽減の可否を明らかにするため、人工降雨の数値実験を行った。

## 2 原理

シーディングにより氷晶の増加した領域では昇華拡散成長が進み、氷晶の成長が促進される。そして、成長した氷晶が雪となり、さらに霰を形成する。霰は他の降水粒子よりも落下速度が速いため、シーディングによって霰の数を増加させることができれば、シーディング直後に降水量は増加し、その後風下側で降水量が減少する。Stewart(1986)では、降水粒子の成長を早め、降水時期を早めさせる現象を“premature rain out”と呼称している。数値モデルにおいても上記の雲物理過程が扱われている。

## 3 数値実験概要

領域気象モデル WRF ver3.6 を用いて数値実験を行った。表 1 に実験設定、図 1 に実験領域を示す。雲微物理過程には過冷却水と氷晶の飽和水蒸気圧の関係を取り扱う Thompson scheme<sup>(2)</sup>を使用している。シーディングを表現するため、領域内の雲に対し、氷晶の混合比と数濃度を増加させた。そして、シーディングした数値計算結果とシーディングしていない数値計算結果を比較した。

## 4 今後の展望

本発表で詳細な結果を示す。降水量の軽減が明らかになった場合は、シーディング方法を変化させ、より効果のある方法を調査する。

表 1：実験設定

初期値/境界値	気象庁MSM	海面水温	NCEP RTG_SST
積分期間	2011.1.5.1800~2011.1.7.1800		
使用ドメイン	Domain1	Domain2	Domain3
積分間隔	20	10	4
水平解像度	4.5km	1.5km	0.5km
水平格子数	300*280	409*355	268*313
鉛直層	60 層		
雲微物理過程	Thompson		
境界層過程	MYNN 3scheme		
接地層	MYN scheme		
計算方法	1way-nesting		

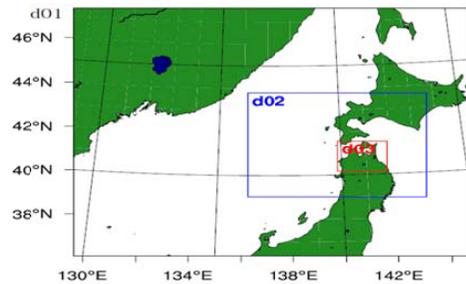


図 1：実験領域

## 参考文献

- (1) Stewart, R.W., 1986: Weather modification in Alberta. Summary report and recommendations.
- (2) Thompson et al., 2008: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization. Mon. Wea. Rev., 136, 5095-5115.

## WPR を用いた乱気流予測と航空機運航への活用

\*島田正樹、宇河拓未、田代優美、星孝洋（航空自衛隊）

### 1 はじめに

気象庁の測器であるウィンドプロファイラ (WPR) を用いて大気ドップラー速度を求める過程において、補正スペクトル幅 (RSW) と呼ばれる散乱体の運動のばらつきを表す量が得られる。この RSW は、乱流が大きいほど広がる特性があり、乱気流との相関があることが報告 (梶原ほか 2011) されている。また、先行研究 (宇河ほか、気象学会 2016 年春季大会) では、航空自衛隊の航空機が乱気流に遭遇した際の乱気流強度と RSW の相関を確認した。

本研究は、乱気流について確認できた強度と RSW の相関から発生を予測し、航空機に現象を回避させることで航空事故及び被害を未然に防止することを目的とする。本発表では、航空機における機種別の乱気流の影響と WPR を活用した乱気流予測の活用方法について述べる。

### 2 乱気流の発生予測における WPR の有効性

WPR は上空に向けて電波を放射し、大気中の風の乱れによって散乱されて反射する電波を受信、処理することで大気中の風向、風速、擾乱がわかる。WPR は半径 15 km 圏内で擾乱を捉えられ (梶原ほか 2011)、航空機の飛行経路だけでなく、滑走路の近傍に測器が設置されている場合は、離着陸における乱気流の検知にも有効である (図 1)。

2003 年から 2012 年までの 10 年間において、自衛隊の航空機が遭遇した乱気流の強度と WPR が観測した RSW を比較した結果、RSW が 2.0 m/s 以上で強度が並以上の乱気流の 60 % に対応していることが確認できた。この閾値を基準とすることで乱気流の発生を予測できると考える。

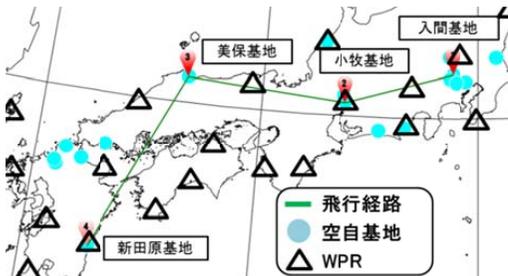


図 1 : WPR の設置箇所と飛行経路の例

### 3 航空機における機種別の乱気流の影響

航空自衛隊はジェット戦闘機、大型輸送機、ヘリコプター等の航空機を保有しており、機種毎に大きさ、形状、飛行速度等が異なる。航空機が乱気流から受ける影響の大きさは、これらの特徴によって変化すると考えられるため、機種毎の特徴と乱気流の遭遇数を示して影響の受けやすさを考察する。

### 4 WPR を用いた乱気流予測の活用

航空自衛隊の統合気象システムには飛行経路における雲、気温、風向風速を断面図に表示する機能がある。この機能に WPR が観測した RSW も表示させることで、乱気流の発生可能性を示すことができる。図 1 のような飛行経路を選択した場合の航空路予報断面図を図 2 に示す。飛行経路の WPR が 2.0 m/s 以上の RSW を観測した場合、飛行経路、または飛行高度を変更することで乱気流への遭遇を未然に防ぐことができる。

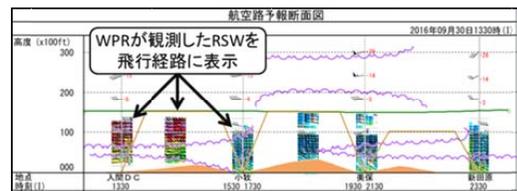


図 2 : 航空路予報断面図への RSW の追加

### 5 まとめ

WPR を用いることで、RSW と乱気流の強度の相関から並以上の強度の乱気流を予測することができる。この乱気流予測を影響の大きい機種別の航空機に対して通知することで、航空事故及び被害を未然に防止することができる。

※謝辞 本研究は気象庁から WPR の観測データを研究用として提供していただき実施しています。

#### 参考文献

宇河拓未ほか、WPR 及び数値シミュレーションを用いた乱気流遭遇事例の解析、2016 年春季大会予稿集 P327  
梶原佑介・橋口浩之・山本衛・東邦昭・川村誠治・足立アホロ・別所康太郎・黒須政信、2011:1.3GHz 帯ウィンドプロファイラによる航空路上の乱気流監視の可能性、第 5 回赤道大気レーダーシンポジウム、p46

船舶搭載 GNSS による可降水量解析 – 反射波影響除去の重要性 –

小司禎教\*1・佐藤一敏\*2・矢吹正教\*3・津田敏隆\*3

\*1：気象研究所，\*2：宇宙航空研究開発機構，\*3：京都大学生存圏研究所

1. はじめに

人工衛星測位システムである GNSS(Global Navigation Satellite System)は、全天候型の水蒸気センサーとしても利用されている。国土地理院の電子基準点網 GEONET(GNSS Earth Observation Network)から解析される可降水量(PWV)は、2009年10月より、気象庁の数値予報初期値解析等に利用されている。

一方、Shoji et al. (2009)が行ったデータ同化実験のように、豪雨の風上側の PWV データが、さらなる予測の改善をもたらす場合があり、船舶等を利用した海上での水蒸気解析の重要性が指摘されている。船舶等非固定の場合、地上固定点と異なり解析エポック(例えば毎秒)毎に各衛星からの電波の遅れと共に座標も推定するため、安定した解析には良質な観測データの増加が必要であった。近年の測位衛星の増加(米国の GPS に加え、ロシアの GLONASS, 日本の準天頂衛星等)や、即時解析による衛星軌道情報の高精度化等により課題がクリアされつつある。

Shoji et al. (2016)は、観測船や商用フェリーに GNSS アンテナを設置し、PWV 解析実験を行い、設置場所の限られる船上では反射波により大きな誤差が生じることを報告し、PWV の1分間変動量による品質管理(QC)手法を提案した。その結果、船舶から20km以内にある GEONET 点での PWV との比較で RMS3mm 程度の一致が得られるもの、反射波が卓越する環境では約60%の解析結果が棄却されることを報告した。

今回、気象庁海洋気象観測船の凌風丸の2箇所(反射波の影響の少ないマストトップと、影響の大きいデッキ)に GNSS アンテナを設置し、同時観測を行い、解析結果を比較した。

2. 観測と解析手法

2016年10月20日、凌風丸のレーダーマストに GNSS アンテナを設置し、以後デッキ上に設置したアンテナと共に、停泊中も含め連続観測を2017年3月まで実施した(図1)。

解析には JAXA の複数 GNSS 対応衛星軌道時刻推定ツール MADOCA (Multi-GNSS Advanced Demonstration Orbit and Clock Analysis) によるリアルタイム衛星軌道プロダクトを GNSS 解析ツール RTKLIB ver. 2.4.2 に適用し、1秒間隔でアンテナ座標と共に天頂大気遅延量(ZTD)を解析した。凌風丸の気象観測データを用いて ZTD を PWV に変換した。

3. 結果

停泊中の船上及び近傍の GEONET 点の PWV 時系列を図2に示す。デッキ上のアンテナの場合、1日に数回誤差が大きくなるが、マストト

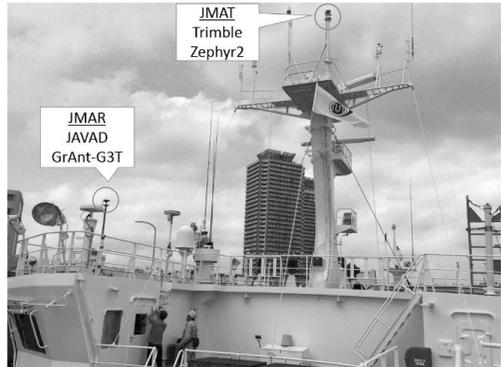


図1. 凌風丸のデッキ(JMAR)とマストトップ(JMAT)に設置された GNSS アンテナ。2016年10月19日(東京都港区お台場)

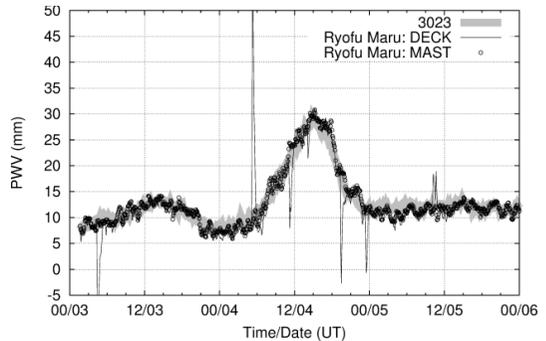


図2. お台場停泊中の PWV 時系列(O:マスト, 黒線:デッキ)と、GEONET3023(千葉市川)における PWV (灰太線)との比較。

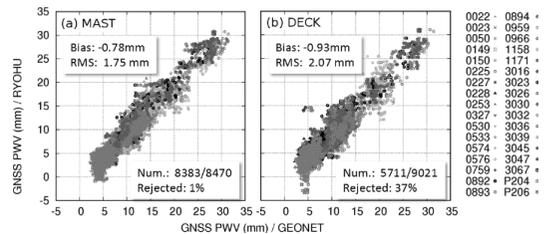


図3. 2016/10/20~12/26の期間、船上解析の PWV と、船から20km以内の GEONET 点における PWV との比較。(a)マスト, (b)デッキ。図右の4文字列は、比較用いた GEONET 点の4文字 id.

プではそうしたノイズは見られない。約2ヶ月間(10/20~12/26)の比較結果(図3)では、QC後は両者とも近傍の GEONET 点との比較で RMS 約2mmの一致を得るが、デッキのデータ棄却率が40%弱であるのに対し、マストトップの場合1%と、安定した解析が可能であることを示している。  
\*本研究は、2016年京都大学生存圏ミッション研究「船舶搭載 GNSS による水蒸気解析精度向上に関する研究」の支援を受けました。

MP-X の観測データを用いた HB 法による PAWR 観測の降雨減衰補正

佐野哲也・佐藤晋介・花土弘 (NICT)

1. はじめに

高時間分解能の 3 次元降水観測を実施するフェーズドアレイ気象レーダー(以下、PAWR)は、X 帯の電磁波を用いるため、降雨減衰の影響を強く受ける。このため、PAWR 観測に対応した降雨減衰の補正手法の開発が必要とされる。

佐野ほか(2016, 秋季大会)は、吹田 PAWR とその周囲の 4 台の国土交通省 XRAIN の X-バンド二重偏波ドップラーレーダー(以下、MP-X)で観測された大阪湾と大阪平野を通過した降水システムを例に降雨減衰の評価を行った。そこでは Park et al. (2005, JAOT) の方法により、MP-X の偏波間位相変化率( $KDP$ )の観測結果より吹田 PAWR のビーム方向の降雨減衰量を推定した。しかし、直接 PAWR 観測データから降雨減衰量を補正する方法については十分議論していない。

そこで本研究では、MP-X 観測データを終端条件として、観測された反射因子の降雨減衰量を推定する Hitschfeld and Bordan (1954) の方法(HB 法)を用いて、吹田 PAWR の等価レーダー反射因子( $Z_e$ )の補正を試みる。

2. 降雨減衰の補正量の推定方法

HB 法では、減衰係数をべき乗関数( $k(r) = aZ^b(r)$ )で仮定し、観測された反射因子から、

$$Z(r) = \frac{Z_m(r)}{\left[1 - 0.2\alpha \ln 10\beta \int_0^r Z_m^\beta(s) ds\right]^{\frac{1}{\beta}}} \quad (1)$$

より真の反射因子を推定する。ここで、 $Z(r)$ :真の反射因子( $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ )、 $Z_m(r)$ :観測された反射因子( $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ )、 $\alpha, \beta$ :係数、 $r$ :レーダーからの距離(km)である。また、4 台の MP-X 観測から吹田 PAWR のスキャンに対応する 3 次元極座標系に変換し作成した合成 MP-X の  $KDP$  で補正された反射因子( $Z_H$ )を真値と仮定し、降雨減衰量の推定に用いた。

本研究では、吹田 PAWR 観測で得られたある仰角及び方位角の  $Z_e$  について、減衰補正を必要とする最遠点( $re$ )の  $Z_e$  とそれに対応する  $Z_H$  を終端条件として、式(1)より、

$$\frac{Z_e(re)}{Z_H(re)} = \left[1 - 0.2\alpha \ln 10\beta \int_0^{re} Z_e^\beta(s) ds\right]^{\frac{1}{\beta}} \quad (2)$$

を満たす  $\alpha$  と  $\beta$  を選ぶ( $Z_e$  と  $Z_H$   $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ ,  $re$ : km)。  $\alpha$  と  $\beta$  の範囲は、Park et al. (2005)の結果を基に、それぞれ  $0.1 \times 10^{-4} \sim 2.0 \times 10^{-4}$ ,  $0.500 \sim 1.200$  とやや大きい幅とした。選択した  $\alpha$  と  $\beta$ , そして終端条件から HB 法より降雨減衰量を推定し、補正された反射因子( $Z_{e\_corr}$ )を推定した。

3. 結果

2016 年 6 月 25 日 01:25 JST から 01:30 JST まで、大阪湾と大阪平野上を通過した降水システムが、吹田 PAWR と 4 台の MP-X で観測された。以下、反射因子および減衰量をデシベル(dB)で表記する。01:26 JST の仰角  $5.3^\circ$  の PPI 図において、合成 MP-X では  $Z_H \geq 50 \text{ dBZ}$  の降水バンドを含む  $Z_H \geq 40 \text{ dBZ}$  のエ

コー域が広く見られた(図 1c)。吹田 PAWR では、 $Z_e \geq 40 \text{ dBZe}$  のいくつかの小さな領域が見られ、そこより吹田 PAWR から離れる方向に  $Z_e$  は急激に減少し、受信感度レベル以下となった(図 1a)。同じ仰角の  $Z_{e\_corr}$  の PPI 図では、 $Z_{e\_corr} \geq 40 \text{ dBZe}$  の広いエコー域とその中の  $Z_{e\_corr} \geq 50 \text{ dBZe}$  以上の降水バンドが見られた(図 1b)。これらの点で、 $Z_{e\_corr}$  は  $Z_H$  の PPI 図と似た分布を示した。

吹田 PAWR から仰角  $5.3^\circ$ 、方位角  $201.6^\circ$  の方向の、本研究の方法で推定された経路積算減衰量( $PIA(pw)$ )と、合成 MP-X のレンジ毎の  $KDP$  より推定された経路積算減衰量( $PIA(KDP)$ )を、計算式及び用いたパラメータとともに図 2 に示す。両者とも、吹田 PAWR から 12 km 付近まで緩やかに、20 km 付近まででは急激に増加し、それ以降では 28 dB 付近に収束する変動を示した。両者の正規化誤差( $NE$ )は 5.2% と非常に小さかった。PPI 図上で十分な補正がなされたと見られる、方位角  $150^\circ$  から  $240^\circ$  までの方位角毎の  $PIA(pw)$  ( $\alpha: 0.1 \times 10^{-4} \sim 2.0 \times 10^{-4}$  で広範囲にばらつき、 $\beta: 0.657 \sim 1.001$  に集中)と  $PIA(KDP)$ (図 2 中と同じ)の  $NE$  は、5.2~40% であった。

4. まとめ

MP-X の  $KDP$  で補正された  $Z_H$  を真値の終端条件として HB 法により吹田 PAWR の  $Z_e$  の補正を試みた。今回の結果を MP-X の  $KDP$  観測結果から推定した  $PIA$  を比較したところ、良い一致を示した。適切な終端条件が得られれば、HB 法を用いることで、PAWR の  $Z_e$  を高精度に降雨減衰補正できる可能性を示す。

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

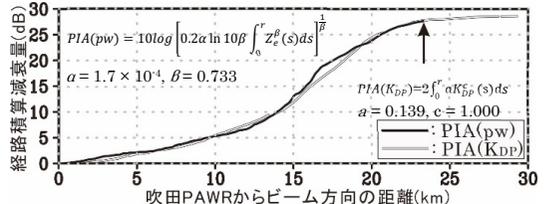


図 2 吹田 PAWR から方位角  $201.6^\circ$ (図 1 中の黒色の線分)、仰角  $5.3^\circ$  の方向の  $PIA(pw)$  と  $PIA(KDP)$  (いずれも dB 表記)。矢印は  $Z_e$  の減衰補正を必要とする最遠点を示す。距離解像度は 100 m である。

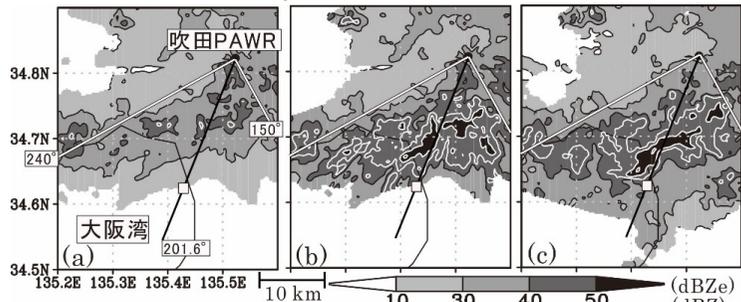


図 1 2016 年 6 月 25 日 01:26 JST の (a)吹田 PAWR の  $Z_e$ , (b)本研究の方法で補正された  $Z_{e\_corr}$ , (c)合成 MP-X の  $Z_H$  の仰角  $5.3^\circ$  の PPI 図(水平解像度:250 m)。すべて dB 表記である。白色の等値線は 45 dBZe 以上を示し、5 dBZe 毎に引かれている。●印は吹田 PAWR の位置を示す。□印は方位角  $201.6^\circ$  の  $Z_e$  における減衰補正を必要とする最遠点を示す。

GPM Ku帯レーダーとモンゴル空港レーダーで得られたエコー強度の比較

岩崎博之\* (群馬大学教育学部)・金子有紀 (EORC)・  
 飯島慈裕 (三重大)・D. Oyunbaatar (IRIMHE)

1. はじめに

2014年4月から運用が開始されたGPM主衛星の降水レーダ観測により、精度の高い高緯度地域の降水分布データが取得でき、高緯度地域における水循環の理解が深まると期待されている。その応用研究に先立ち、ここではKu帯 (13.6GHz) 降水レーダ (GPM\_Ku) の精度確認のために、モンゴル空港レーダー (MAR: 北緯47.83度/東経106.73度) データとの比較を行った。

2. データと解析方法

1) データ: 解析には、サイドロープの影響が軽減されたGPM\_Ku Ver. 4データを用いた。検証用データには、モンゴル水文気象研究所 (IRIMHE) から提供されたMARのCAPPIデータを用いた。高度1-10kmのCAPPIデータは、15仰角 (0-40度) データから約8分毎に計算されている。GPM\_KuとMAR\_CAPPIの概要を表1にまとめる。

表1: GPM\_Kuとモンゴル空港レーダーの概要

	GPM_Ku	MAR_CAPPI
波長	2.2cm (13.6GHz)	5cm
水平分解能	5.2km	2km
鉛直分解能	0.125km	1km
時間分解能	—	約8分
観測範囲	250km (走査幅)	半径180km
最小測定	0.5mm/h (18dBZ)	0.1mm/h (5dBZ)
降雨強度		

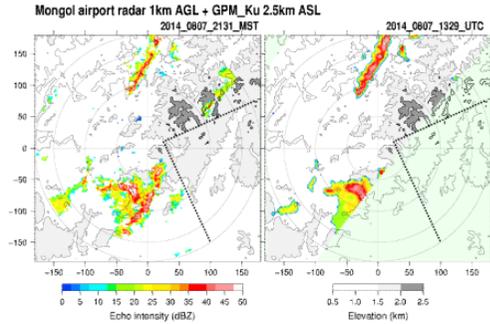
2) 解析方法: 2014-2016年の暖候期 (4-9月) を対象とした。この期間にMARの探査範囲は、GPM\_Kuにより250回にわたり観測されている。GPM観測時間に最も近いMAR\_CAPPIデータを選び出し、レーダーの影域がない標高2.5km (CAPPI高度1km) について (図略)、エコー強度の比較を行う。

図1は、2014年8月7日13.30Zにおける標高2.5kmのGPM\_KuとMAR\_CAPPIのレーダー反射強度分布である。2つの強度分布は良く対応しているが、観測時間や空間分解能などの違いにより、画素スケールでは分布の特徴が一致するとは限らない。そのため、GPM\_Ku画素のエコー強度と、それに対応するMAR\_CAPPI画素±1画素の計9画素 (6km×6km) の平均値との比較を行う。エコー強度の平均値は、9画素のレーダー反射因子 (Z) を基に計算を行った。

また、GPM\_KuとMAR\_CAPPIの、どちらか一方のみでエコーが観測されている画素は、バラツキが大きい傾向があるため、ノイズレベルが高い画素と判断し、比較対象としなかった。

GPM\_KuとKaデータには、地形Clutterの影響がなくなった高度 (binCFB) が画素毎に与えられて

いる。GPM\_Kuの走査領域の端ではClutterの影響が強くなるため、このbinCFB値に閾値を設定すれば、それらの品質が低いGPM\_Ku画素を排除できる可能性がある。

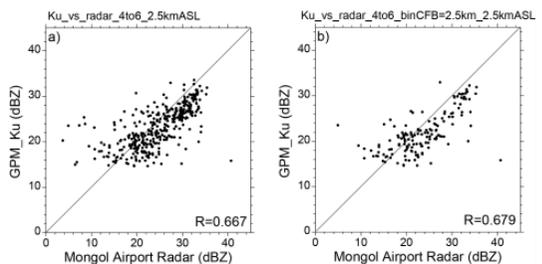


第1図: 2014年8月7日1329UTCのMAR\_CAPPI (左) とGPM\_Ku (右) の標高2.5kmのレーダー反射強度分布。

3. 結果

図2aに、4-6月についてのGPM\_KuとMAR\_CAPPIのエコー強度の比較結果を示す。MAR\_CAPPIに比べ、GPM\_Kuのエコー強度は2-4dBZ低い傾向にあるが、両者の対応は良く、相関係数は0.66を越えている。この期間は低気圧に伴う比較的一様な広域のエコーの占める事例が多く、高い相関係数の要因になっている。逆に、積乱雲が発達し、小規模のエコーが多い夏期 (7-8月) では、相関係数は0.44と低くなる (図略)。

高度2.5kmのデータに地形Clutterが残っている画素を解析対象から除くと、相関係数は0.679とやや大きくなる。しかし、サンプル数が360から149に大きく減少する割には、相関係数に大きな改善は見られない。ClutterFree高度の情報を利用しても精度向上の効果は小さいと考えられる。



第2図: GPM\_KuとMAR\_CAPPIのエコー強度の比較。解析期間は4月から6月である。

- a) ClutterFree高度を考慮しない場合の比較結果。
- b) GPM\_KuのClutterFree高度2.5km以下の画素についての比較結果。

## グライダー搭載 OPC によるエアロゾル鉛直分布の地上リモートセンシング手法の検証

\*工藤玲 (気象研)、藤吉康志 (北海道大学)、日口裕二 (滝川スカイスports 振興協会)、  
林政彦 (福岡大学)、清水厚 (環境研)、青木一真 (富山大学)

### 1. はじめに

ライダーとスカイラジオメータ (分光放射計) の地上観測データを複合解析することで、リモートセンシングによってエアロゾルの鉛直分布を推定する手法を開発してきた (Kudo et al. 2016)。本研究では、グライダーに搭載した OPC (Optical Particle Counter) によるエアロゾル鉛直分布の直接観測データを使って、開発したリモートセンシング手法を検証した。

### 2. 観測

本研究グループでは、大気境界層の組織的乱流の解明を目的に、2013~2016 年にかけて、北海道滝川市たきかわスカイパークにおいて、ライダーをはじめとする様々なリモートセンシング機器に加え、グライダーによる大気境界層の直接観測を行ってきた (代表者、藤吉)。

グライダーは、動力を持たない 1~2 人乗りの飛行機である。セスナ等の曳航によって離陸し、高度 3~4km に到達後、滑空する。グライダーを観測に用いる利点は、自身からの排気がないため、大気を汚さないこと、ある程度狙った空域を飛ぶことが出来ること、一人分くらいの重量の測器を搭載できることにある。何よりも、低コストで観測が行えることが大きな利点である。

リモートセンシングの検証には、全 21 フライト中、快晴時に行った 3 フライトの結果を用いた。

### 3. 方法

OPC が測定する粒径ごとのエアロゾル数濃度から、消散係数を導出し、リモートセンシングの結果と比較する。

OPC から消散係数を導出する手順は、1) 粒径分布の推定、2) 複素屈折率を仮定したミー散乱計算である。粒径分布を 2 山の対数正規分布で仮定する。各山の高さ、モード半径、標準偏差を、非線形最小二乗法によって OPC の観測値に最適化することで、粒径分布を得る。

消散係数を算出する際には、複素屈折率に、対流圏エアロゾルの一般的な範囲の値 (1.40-0.005i, 1.5-0.01i, 1.60-0.05i) を与えて計算し、532 と 1064nm の消散係数の最小・中間・最大値を求めた。

Kudo et al. 2016 のリモートセンシング手法では、まず、スカイラジオメータからエアロゾルの粒径分布の鉛直積分値と複素屈折率の気柱平均値を求める。次に、ライダーデータに対して、粒径分布と複素屈折率の鉛直分布を最適化し、消散係数を導出する。

### 3. 結果

図 1 は、2014 年 9 月 26 日の結果である。グライダーは、ライダー観測地点を中心に、概ね半径 10km の円内を飛行した。最大高度は約 2.5km で、大気境界層内のエアロゾルを十分にとらえていた。

OPC から導出された波長 532nm の消散係数の範囲は、0.01~0.04/1km。消散係数の鉛直積分値である光学の厚さは、0.03~0.07。リモートセンシングで得られた消散係数は、おおむね OPC の結果の範囲に収まっていた。また、光学の厚さは 0.07 で、整合的な結果であった。

上記は、最も整合性の良かった事例である。その他の 2 事例では、リモートセンシングの方が、全層に渡って大きな消散係数を推定していた。特に、1064nm の結果に、大きなバイアスがあった。この要因には、リモートセンシングで推定した粗大粒子が多すぎたか、または、OPC の観測が粗大粒子をとらえていなかった可能性が考えられる。

### 4. まとめ

グライダー搭載 OPC と、リモートセンシングによって推定した消散係数の鉛直分布を比較した。3 事例中 1 事例は、リモートセンシングと OPC の消散係数は、おおむね整合性のとれる結果であった。しかし、他の 2 事例では、大きなバイアスが見られた。

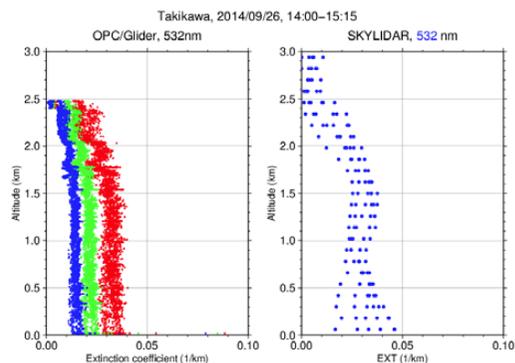


図 1 グライダー搭載 OPC から導出した波長 532nm の消散係数 (左)。最小、中間、最大値は、それぞれ、複素屈折率 1.40-0.005i, 1.5-0.01i, 1.60-0.05i から求めた。ライダーとスカイラジオメータの複合解析から得られた 532nm の消散係数 (右)。

### 謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP26287111 の助成を受けたものです。

## 船舶観測データ解析による雲の研究

\*久慈 誠、村崎あつみ (奈良女子大)、堀 雅裕 (JAXA/EORC)、武田真憲 (東北大学大学院)、松下隼士、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<sup>[1]</sup>。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、観測データが十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2015年10月07日から2016年04月18日、事例数は50244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<sup>[2]</sup>(以下SI-BI法と記す)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、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。

$$BI = e^{-k \times SI}, \quad (1)$$

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<sup>[3]</sup>。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2015年11月14日から2016年04月13日、事例数は405319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。

$$(\text{雲量}) = (\text{雲底観測回数}) / (\text{有効観測回数}) \times 100. \quad (2)$$

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、各データの雲量は概ね同様の変動をしていることが分かる。ただし、海氷域(2015年12月20日~2016年02月15日)では、全天カメラから推定された雲量が過小評価する傾向がみられた。

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0.74、目視データで0.70と、それぞれ強い正の相関を示した。これより、全天カメラによる雲量の推定は概ね整合的であると考えられる。

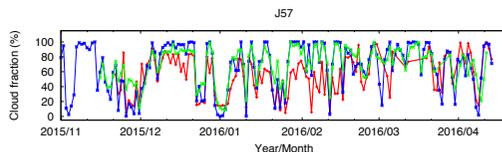


図1 第57次南極観測における日平均雲量の変動。縦軸は雲量(%),横軸は年/月を示す。赤は全天カメラ、青は雲底高度計、緑は目視をそれぞれ示す。

### 4. まとめと今後の課題

本研究では、第57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、海氷域では全天カメラが雲量を過小評価する傾向が見られた。今後は、海氷域における雲量推定の精度向上や、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57次南極地域観測隊の関係者の皆様に感謝致します。さらに、データ解析にあたり、奈良女子大学の藤本梨沙さんの協力を得ました。

### 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] 藤本梨沙, 奈良女子大学 卒業論文, 2015.

# 南極氷床上を拠点とした夏季 45 日間の観測

## — 第 58 次南極観測夏隊大気・雪氷チームの報告 —

平沢尚彦(極地研)、林政彦(福岡大)、小西啓之(大阪教育大)、小塩哲朗(名古屋市科学館)、Nuerasimuguli Alimasi (ゼノクロク航空宇宙システム)、中田浩毅(KKT イノベート)

### 1. はじめに

第 58 次南極地域観測隊の夏隊として昭和基地から約 20km 離れた南極氷床上の S17 拠点 (図 1) で 2016 年 12 月 22 日～2017 年 2 月 4 日までの 45 日間のキャンプ生活をしながら大気・雪氷に関連する観測を実施した。観測の目的は大きく 2 つある。一つは氷床縁辺域における夏季の物質輸送のメカニズムを明らかにすることである。このために無人飛行機を中心とした観測を組んだ。もう一つは夏季の氷床表面の変化と水収支を明らかにすることである。特に表面融解に関連して表面から射出されるマイクロ波の輝度の時間変化を知ること、及び昇華蒸発の量や時間変化を抑えることを目指した。本講演では南極氷床上でのキャンプ生活や観測の様子と結果について紹介する。

### 2. S17 拠点でのキャンプによる観測

図 2 はゾンデ観測に関連した写真である。ヘリウムボンベは橇の上に保管し、雪上車を風よけにして気球にヘリウムを充填する。受信機や PC は雪上車の中に設置し、電源は雪上車のバッテリーからインバーターを通して AC100V を供給する。

58 次隊では S17 拠点に配備されている発電機や食堂棟を使用しており、雪上車だけのキャンプに比べて大掛かりな観測を実施できた。

### 3. 観測の項目

#### (1) 無人飛行機観測

無人飛行機は福岡大学が中心に開発を進めてきたカイトプレーンを用いた (図 3)。これによって、往復約 30km の海岸域までのエアロゾル分布の観測を実施した。

#### (2) 高層気象ゾンデ観測

カタバ風や気温逆転層の日変化が物質輸送に与える影響を明らかにするために 1 日 2 回のゾンデ観測を実施した。

#### (3) ラドン、7Be 観測

広域の大気輸送を知るためにラドンの連続観測と 7Be のフィルタサンプリングを実施した。

#### (4) 氷床表面の水収支

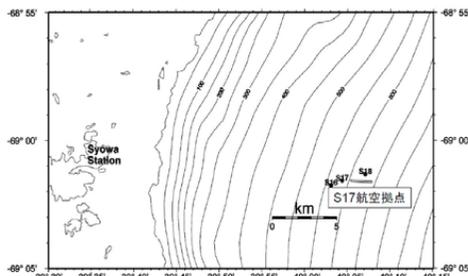
降水量、昇華蒸発量、水蒸気フラックスの計測を実施した (図 4)。昇華蒸発の計測では電子天秤を用いた連続観測を行った。

#### (5) マイクロ波観測

衛星観測のバリデーションとして、積雪表面から射出されるマイクロ波 (6GHz, 18GHz, 36GHz) の連続計測とスノーピットによる積雪層構造の観察を行った。マイクロ波観測は、S17 拠点における時系列観測に加えて、約 80km 内陸の H128 地点までの雪上車旅行によって空間プロファイルを取得した。

#### (6) AWS の設置

氷床上に設置した AWS の 10 年以上の運用を目指している。



第 1 図 S17 拠点の位置。



図 2 高層ゾンデ観測用のヘリウムボンベと雪上車。



図 3 無人飛行機：カイトプレーン。



図 4 水収支観測設備。

## ビデオゾンデ観測データを用いた雲物理スキームの精度評価

\*吉住蓉子・川野哲也・川村隆一（九大院理），鈴木賢士（山口大農），齊藤靖博（宇宙航空研究開発機構）

### 1. はじめに

数値モデルによって雲内の微物理的構造をより正確に表現することは，降水予測精度の向上だけでなく，対流雲に伴う雷活動の理解にもつながる．そのため，数値モデルの雲物理スキームの改良は非常に重要である．

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数値モデルの雲物理スキームを検証することである．数値モデル WRF の異なる雲物理スキームを用いた数値実験を行い，その結果をビデオゾンデ観測データと比較検証する．講演では，2013 年 1 月 22 日に種子島上空を通過した南岸低気圧に伴う降水雲の事例に関して紹介する．

### 2. ビデオゾンデ観測データ

本研究で用いるビデオゾンデ観測データは，2012–2014 年冬季に種子島において九州大学・山口大学・JAXA・アラバマ大学によって共同実施された RAIJIN (Rocket launch Atmospheric electricity Investigation by Jaxa IN cooperation with academia) プロジェクト期間中に得られた．ビデオゾンデで撮影された雲内の降水粒子の画像から粒径や質量濃度を導出し，降水雲の微物理的構造を解析した．

2013 年 1 月 22 日 0058JST に初期段階にある南岸低気圧の寒冷前線に伴う降水雲に対して飛揚されたビデオゾンデは，0°C 高度より下層において多数の雨滴を観測した．その中には 3 mm 以上の比較的大きな雨滴も存在していた．また，0°C 高度付近では雨滴と同程度の大きさの凍結水滴が観測された．0°C 高度より上方では氷晶や雪，霰が少数観測された．これらの特徴は Takahashi and Kuhara (1993) によって提唱された Warm Rain (+凍結プロセス) 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 数値モデル

ビデオゾンデで観測された南岸低気圧に伴う降水雲に対して，WRF (ver. 3.7.1) を用いた数値シミュレーションを行った．計算領域は種子島付近を中心にドメイン 1 を 1200 km 四方，ドメイン 2 を 200 km 四方に設定し，水平解像度はドメイン 1 が 2.5 km，ドメイン 2 が 0.5 km である．PBL スキームには YSU，地表面物理過程スキームには Unified Noah land-surface model を用いた．長波放射

過程と短波放射過程にはそれぞれ RRTM スキームと Dudhia スキームを用いた．2 つの 1 モーメントスキーム Lin と WSM6，および 3 つの 2 モーメントスキーム WDM6，Morrison (MOR)，Milbrandt-Yau (MY2) の計 5 つの異なる雲物理スキームを用いた実験を行った．なお，積雲対流スキームは用いていない．初期値・境界値作成の大気データには気象庁 MANAL，地表面気温には NCEP-FNL，海面水温には NOAA の OISST を用いた．積分時間は 2013 年 1 月 21 日 1500JST–22 日 0300JST の 12 時間である．

#### 3.2 結果

数値シミュレーション結果を気象庁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．図は 2013 年 1 月 22 日 0000–0200JST 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，上層の雪霰形成に比べて，下層の雨水形成が活発な傾向を示す WDM6 がビデオゾンデ観測データに最も整合的であると考えられる．また，WDM6 と WDM6 の 1 モーメント版である WSM6 と比較すると，上層の雪・霰の鉛直分布は類似しているが，下層の雨水の鉛直分布に大きな差が生じている．降水粒子間の変換を示す項を比較すると，雲水から雨水への autoconversion が WSM6 よりも WDM6 の方が特に大きな値を示した．

当日は，より詳細な解析結果について報告する予定である．

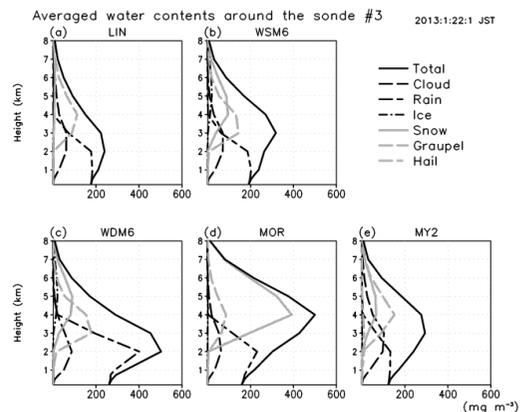


図. WRF 数値シミュレーションによる各降水粒子の平均質量濃度鉛直分布．

## Ka 帯レーダーを用いた台風 1618 号 (Chaba) の上層雲の観測

\* 大東忠保・坪木和久・民田晴也・久島萌人 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)  
山田広幸 (琉球大学理学部)・岩井宏徳 (情報通信研究機構)

## 1. はじめに

台風の上層雲は放射を通して、台風の強度と関係しているため、その雲微物理学的な特徴や生成・消失のプロセスを明らかにすることは重要である。その観測的な特徴の把握は、台風の数値シミュレーションの検証にとっても重要であり、より正確な台風強度を再現することに寄与する。本研究では、2016年にKa帯レーダーを用いて観測した台風1618号(Chaba)の上層雲について、雲微物理学的特徴や運動場を反映するレーダーパラメータの特徴を示す。

## 2. レーダー観測

名古屋大学のKa帯(35GHz帯)偏波レーダーを琉球大学熱帯生物圏研究センター瀬底研究施設(北緯26.64°、東経127.87°)に設置した。観測は11°仰角の水平走査、30秒間の鉛直方向観測、1方向(188°)の鉛直(RHI)走査を10分ごとに実施した。

## 3. レーダーパラメータの特徴

台風1618号は最低中心気圧905hPa(10月3日09~15UTC)まで発達しながら(図1)、久米島のすぐ西側を北上した。このため、台風の最発達時の上層雲を最接近時(15UTC)では距離135kmほどで観測した。レーダー上空の静止気象衛星の赤外線輝度温度は3日12UTCから21UTC頃までおよそ-70から-75°Cの間であった。

台風が最盛期で、かつ最接近した3日の鉛直観測によって得られたレーダー反射強度( $Z_h$ )の時系列を図2に示す。観測できる最も小さな $Z_h$ (~-25dBZ)で見ると、上層雲は高度10から17kmに分布している。上層雲の下端は、台風中心からの距離が大きくなると若干高くなっている。上層雲の上半分では-10dBZ以下と $Z_h$ が小さいが、下半分の層では0~-10dBZまで増加している。RHI観測によると、エコー上端はジェネレイティングセルが見られず平坦であったが、下端では鋸歯状を示す時間帯が存在した。

1340UTCの $Z_h$ を図3aに、鉛直ドップラー速度( $V_d$ )を図3bに示す。 $V_d$ は $Z_h$ で重みづけられた終端落下速度と大気鉛直速度の和である。この時間では、最大で $2\text{ m s}^{-1}$ の正の(上向き) $V_d$ が観測されている。粒子の終端落下速度は必ず下向きで負であるため、少なくとも $2\text{ m s}^{-1}$ 以上の上昇流が存在したことを示している。高度15km以上では $Z_h$ ~-20dBZでほぼ一定であるのに対して、 $V_d$ は $4\text{ m s}^{-1}$ ほどの変動を示し、最小で $-2\text{ m s}^{-1}$ に達している。粒子の終端落下速度の見積もりが必要であるが、反射強度が十分小さいことから1.5から $2\text{ m s}^{-1}$ の下降流が存在したと推定できる。

粒子の偏平度を示すレーダー反射因子差( $Z_{DR}$ )は、 $Z_h$ の大きな部分では0dB付近を示した。 $Z_h$ が小さい上層雲上部では1dB程度とやや大きくなる。しかしながら、 $-15^\circ\text{C}$ 付近で $Z_h$ が小さい時に頻りに観測される5dB程度の大きな $Z_{DR}$ と比

べるとかなり小さい。これは、この上層雲が存在する低温の温度帯で成長する粒子が立体的であることに起因していると考えられる。

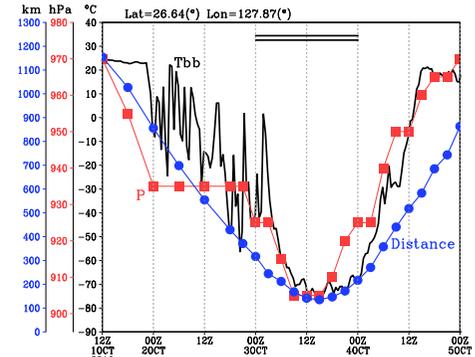


図1 台風の中心気圧 (hPa、四角)、Ka帯レーダーの台風中心からの距離 (km、丸印)、およびKa帯レーダーの位置における静止気象衛星赤外線輝度温度 (°C、線のみの)の時系列。二重の横線は図2で示される時間帯。

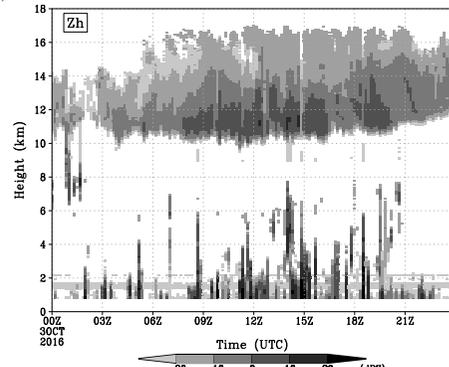


図2 鉛直観測により得られた2016年10月3日00UTCから4日00UTCまでのレーダー反射強度 (dBZ)。

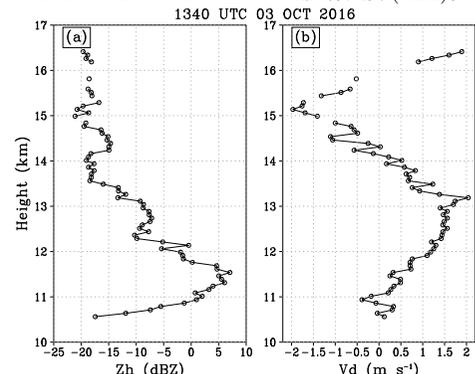


図3 2016年10月3日1340UTCにおける鉛直方向の(a)レーダー反射強度 (dBZ)と(b)ドップラー速度 ( $\text{m s}^{-1}$ 、鉛直上向きを正)。

## ひまわり 8 号雲水量同化に向けたデータ特性調査

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)

### 1. はじめに

静止気象衛星から得られる大気追跡風や輝度温度 (晴天域) のデータ同化は、現業の数値予報では欠かせないものとなっている。一方、雲の影響を受けた赤外域の輝度温度同化は、モデル内の雲の再現性や雲の効果を考慮した放射伝達モデルの計算などの課題がある。これに対して、雲域での衛星データ同化という観点では、リトリーブされた雲物理量の同化は、同化の過程ではそれほど計算資源がかからないこと、モデルの水物質変数との関係がわかりやすいことなどが利点と考えられるが、リトリーブの過程で加わる不確実性を考慮する必要がある。

ひまわり 8 号では、可視、近赤外・赤外域のバンド数が格段に増え、水平解像度は、赤外 2 km、可視 0.5~1 km に向上し、時間間隔も、全球は 10 分、日本付近では 2.5 分毎になった。ひまわり 8 号による最適雲解析 (Optimal Cloud Analysis : OCA) では、観測される放射量と高速放射伝達モデルより推定される放射量とを統計的な手法により整合させることで、雲頂高度、雲の光学的厚さや雲粒有効半径といった雲物理量を推定する。これらのプロダクトは、A-train の各種プロダクトとの比較では、良い精度が得られている (Hayashi 2016)。

本研究では、OCA プロダクトをメソスケールデータ同化に利用することを念頭に、そのデータ特性について調査を行う。

### 2. 手法

OCA による CWP (雲水量 [ $\text{g}/\text{m}^2$ ]) とモデル (NHM : 気象庁非静力学モデル,  $\Delta 5 \text{ km}/50$  層) より求めた CWP を比較し、誤差特性をみる。

OCA による CWP は、OCA で得られる雲の光学的厚さと雲粒有効半径より算出する。

NHM の CWP は、Jones et. al (2013) と同様に、モデル各層 (n) の全ての水物質の混合比 ( $q_n [\text{kg}/\text{kg}]$ ) から、以下の式により、雲底 (CBP) から雲頂 (CTP) まで積算して CWP へ変換する ( $g$  : 重力加速度,  $P$  : 気圧)。

$$\text{CWP} = \sum_{\text{CBP}}^{\text{CTP}} q_n \times (P_n - P_{n-1}) / g$$

### 3. OCA と NHM による雲水量の比較

2015 年 9 月 7 日 00 UTC での OCA と NHM の CWP を示す (図 1)。日本の南岸に延びる停滞前線上に伴う CWP が大きい地域については、NHM で全体的に過剰ながら、両者で似たような形状となっている。深い対流雲の場合、OCA の光学的厚さの推定値が頭打ちになって、OCA の CWP が実際より小さくなっている可能性がある。一方で、この後に台風 18 号になる熱帯低気圧周辺については、NHM で CWP がより小さくなっており、より詳細な調査が必要である。全領域における OCA と NHM の差のヒストグラムでは、NHM が全体的に過剰であることがわかる (図 2)。今後は、雲相や雲頂高度による場合分けや各層での比較、位置ずれの考慮など、さらに解析を進めていく。

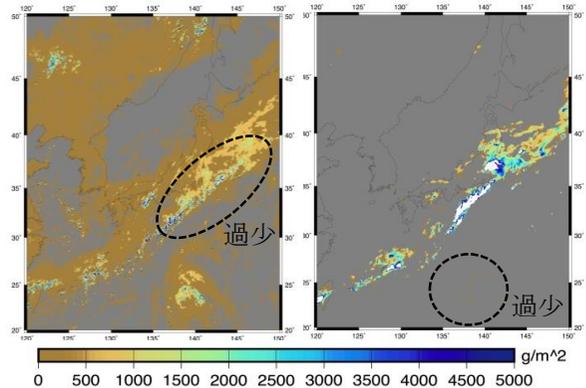


図 1. 2015 年 9 月 7 日 00 UTC の雲水量。OCA (左図), NHM (右図) による値。右図で白色の部分は、5000  $\text{g}/\text{m}^2$  を超えた値を表す。

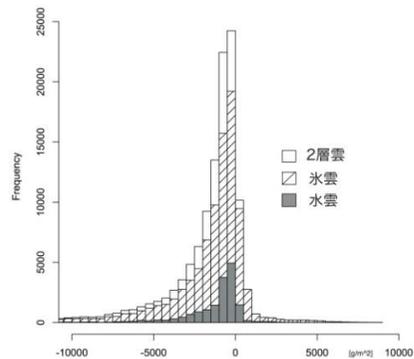


図 2. OCA と NHM による雲水量の差のヒストグラム。OCA と NHM の CWP がともに  $10 \text{ g}/\text{m}^2$  より大きい場合で、OCA から NHM を引いた。

## NICAM-LETKF を用いたマルチスケールデータ同化

\*近藤圭一 (理研 計算科学)、三好建正 (理研 計算科学)

### 1. はじめに

Multi-scale localization 法は、アンサンブルカルマンフィルタ (EnKF) において、異なる複数の局所化スケールを用いることで、誤差相関のマルチスケール構造を考慮する手法である (Miyoshi and Kondo 2013, SOLA; Kondo et al. 2013, SOLA)。中でも Dual localization 法は 2 つの局所化スケールを用いるシンプルな方法であり、従来の局所化手法と比較して解析誤差が大幅に改善することが確認されている。近藤・三好 (2015, 秋季大会) は、10240 メンバーによる SPEEDY-LETKF (Miyoshi et al. 2014, GRL; Kondo and Miyoshi 2016, MWR) の結果を用いて、Dual localization 法の推定する背景誤差相関が 10240 メンバーから推定された背景誤差相関を従来手法よりもよく近似できていることを示した。これらの結果をもとに本研究では、実際に Dual localization 法を NICAM-LETKF (Terasaki et al. 2015, SOLA) に実装し、背景誤差の空間構造や解析精度を検証する。

### 2. Dual localization 法

Dual localization 法は、少ないアンサンブル数によるサンプリング誤差のため従来の局所化手法では考慮できなかった遠方の観測を同化するため、大スケールと小スケールに分けて解析を行う。大スケールでは、遠方のサンプリング誤差を低減するために平滑化されたアンサンブル予報摂動と大きな局所化スケールを用いて大規模現象を捕捉する。小スケールでは従来通り高解像度の摂動をそのまま用い小さな局所化スケールを適用し、小スケールの現象を詳細に捉える。これによ

り観測の影響範囲を広げつつ、観測近傍の詳細な情報を維持することが可能となる。

### 3. 実験設定

本研究では、水平解像度 112 km の NICAM に LETKF (Hunt et al. 2007, Physica D) を適用した NICAM-LETKF システムを用いて、NCEP 全球解析に使われている PREPBUFR データおよび AMSU-A を観測データとして 6 時間毎に同化する。背景場の放射輝度温度の計算には RTTOV を用いている。

### 3. 結果

Miyoshi et al. (2015, Computer) の 10240 メンバー EnKF の結果から、80 メンバーをランダムに抽出し、従来の局所化手法及び Dual localization 法を適用した誤差相関の空間分布を下図に示す。また比較のため、10240 メンバーを用いた誤差相関の空間分布も同時に示している。80 メンバーでも Dual Localization 法によりサンプリング誤差の悪影響を抑えつつ、より広範囲の誤差相関がよく推定されていることがわかる。

### 4. まとめ

上記により、Dual Localization 法は現実大気の実験を用いた実験でより精度の高い背景誤差構造を推定可能であることが示された。これをもとに今大会発表時には、最新の結果を発表する予定である。

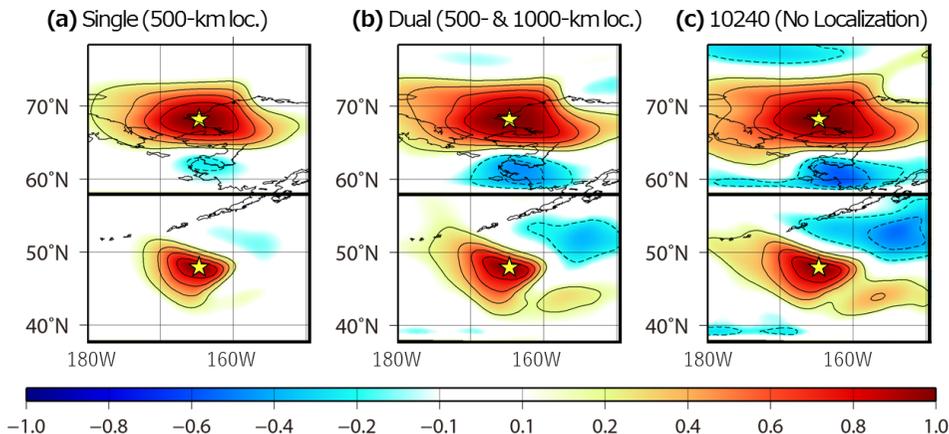


図 2011 年 11 月 8 日 00 UTC におけるモデル 19 層目 (~500 hPa) の黄色い星を基準とした気温の自己相関の水平分布。(a) 80 メンバー Single localization: 局所化スケール 500 km, (b) 80 メンバー Dual localization 法: 局所化スケール 500 km, 1000 km, (c) 10240 メンバーによる局所化なし。

## WRF を用いた平成 28 年度 6 月 20 日からの熊本豪雨の再現実験

金子 凌\*(東京理科大学理工学研究科), 仲吉 信人(東京理科大学理工学研究科)

## 1. はじめに

2016 年 6 月 20 日に熊本を中心として発生した西日本の豪雨は、同年 4 月の熊本での震災で被害を受けた地域に更なる被害をもたらした。降水量の多いところでは時間 150 ミリの降雨が発生し、死者 6 名、行方不明者 1 名という甚大な被害をもたらしたことは記憶に新しい。本豪雨の最たる原因は線状降水帯の発生によるものだと言われており、一つの範囲に長時間にわたり強い降雨が発生したことが被害を増大させた。著者らはメソスケールモデル WRF を用いた本豪雨の再現計算を実施した。本報告では、地形データの解像度や計算領域の違いが計算結果にどのような影響を及ぼすか検討する。

## 2. 計算手法

米国大気海洋局等が開発したメソスケールモデル WRF を使用し計算を行った。計算領域は 2way の 3 重ネスティングを用いており、第 1 ドメインがおよそ北海道から台湾までの領域、第 2 ドメインが関西、九州を覆うような領域、そして第 3 ドメインに図-1 に示す領域を設定した。初期条件、境界条件には NCEP の再解析データ(空間解像度 1°, 時間解像度 6 時間)を用いた。計算ケースは以下の 3 ケースである。CNT ケースとして WRF のデフォルトである地形データ(解像度 30 秒)を与えたもの、CASE-Topo として日本領域の地形データを国土地理院の 100 m 土地利用、50 m 標高データに変更したもの、CASE-Topo\_1 として CASE-Topo の第 3 ドメインの領域を対馬海峡側に拡大したものを設定した。

## 3. 計算結果と考察

実況と CNT, CASE-Topo\_1 の降水量に関して図-1 に示す。ここでは降水量が高かった 21 日午前 0 時 20 分のデータを用いている。CNT では熊本で雨が降らず強い降水帯が福岡付近で発生した。しかしそれは線上降水帯ではなく 1 時間ほどしか 100 mm/h ほどの強い降雨の時間は存在しなかった(図略)。CASE-Topo\_1 は、CNT より降水帯がやや南下し、実況に近づいている。但し強降雨域は対馬海峡付近にあり実況とのズレは看過できない。更に、CASE-Topo\_1, CASE-Topo ともに雲仙以北の山間部では雨雲がトラップされ強い降雨が確認できることから地形の影響は小さくない(図略)。

図-2 は CASE-Topo\_1 の第一層の風速ベクトル図である。対馬海峡付近で収束場が出来ていることが確認される。降雨の原因となったのではないかと考えられる。

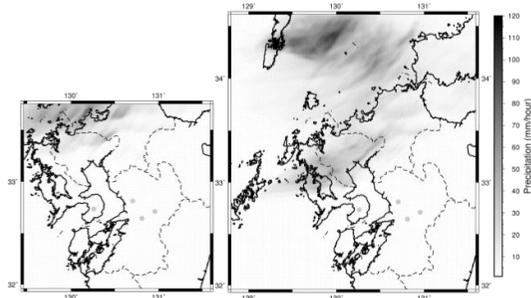
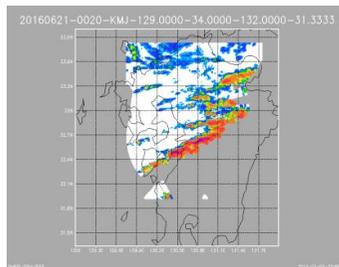


図-1 21日0時20分の実況(XRAIN, 上), CNT(左下), CASE-Topo\_1(右)

下)CNT

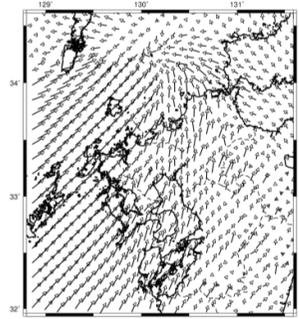


図-2 風速ベクトル

## 4. 今後の展望

豪雨計算における地形データの改良、領域拡大の影響が高いことが確認された。豪雨の数値計算は特にカオス性が強く現れるため適切な計算設定について注意が必要である。図-2の収束場より、気圧配置に改善が必要であり、高次空間分解能の海面温度の導入の効果を検討する必要がある。

## 謝辞

「利用したデータセットは、国家基幹技術「海洋地球観測探査システム」: データ統合・解析システム(DIAS), 地球環境情報統合プログラム(DIAS-P), 並びに地球環境情報プラットフォーム構築推進プログラムの枠組みの下で収集・提供されたものである。」謝意を表したい。

## モデル高解像度化による夏季不安定性降水の再現性の調査

林 修吾, 山田芳則, 橋本明弘, 伊藤純至 (気象研究所)

### 1. はじめに (目的)

夏季熱雷のような不安定性降水の発生位置・時刻・発達度合いを数値モデル内で正確に再現することは難しいとされている。そこで、数値モデルの水平解像度及び鉛直解像度を変えた場合の再現性への影響を調査するために、夏季静穏・熱雷日を対象に複数の設定でモデルを実行し、その結果を解析した。

### 2. 対象期間と解析方法

対象とした日は、2015年7、8月から主観的に夏季熱雷日を複数選択した。モデルドメインおよび解析領域は関東平野およびその周辺山岳部を含む約300km四方とした (図1)。

用いたモデルは、気象庁非静力学モデル (NHM) で、モデル水平解像度は、1km, 500m, 250m, 125m, の4種類、鉛直層はモデル下端及び上端は変更せずに層数のみ60, 90, 120, 180層の4種類 (125mモデルは60層のみ)、物理過程は全て同一のものを利用した。初期値・境界値には各日の03JSTを初期値とする水平解像度1kmの広領域NHMを10分毎に与え、その3時間後の06JSTからの12時間の再現実験を行った。

### 3. 結果

図2に2015年8月2日の事例における領域平均降水量の時間変化を示す。上段は水平解像度を変化させた実験結果で、下段は水平解像度250mで鉛直層数を変化させた結果である。おおよそ10JSTころから初期の降水雲が形成され、14JST以降に活発な対流雲からの降水がもたらされていた。このタイミングは観測ともほぼ一致している (ただし場所や規模は異なる)。モデル水平解像度による違いは、降水の形成時刻や発達時刻への影響はほとんど見られず、15JST以降の発達度合いに違いが見られる程度であった。ただし、その結果地上の降水分布は水平解像度によって異なった結果となった (図略)。鉛直層数の実験ではさらに違いが少なく、3倍に層数を増加させた場合でもほぼ同じ結果となった。図には示さないが、地表降水分布もほぼ同じであった。

また、別の日の事例でも水平解像度または鉛直層数に応じた系統的な変化は見られなかった。

以上から、夏季熱雷の再現実験に対して、鉛直層数の増強は影響がほとんどなかった。水平解像度の変更は結果に影響を及ぼしているが、その効果については、今後、レーダやひまわりの観測データと比較検証しながら、再現性の改善につながる要素を検討していく。

表 1. モデル水平解像度と水平・鉛直格子数

(水平解像度 125m 実験は鉛直層数変更実験を行っていない)

水平解像度	コントロール 実験	鉛直層 1.5 倍	鉛直層 2 倍	鉛直層 3 倍
dx01km	281x331x60	x90	x120	x180
dx500m	561x661x60	x90	x120	x180
dx250m	1121x1321x60	x90	x120	x180
dx125m	2241x2641x60	-	-	-

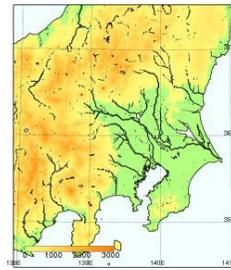


図 1. モデルドメインおよび解析対象領域

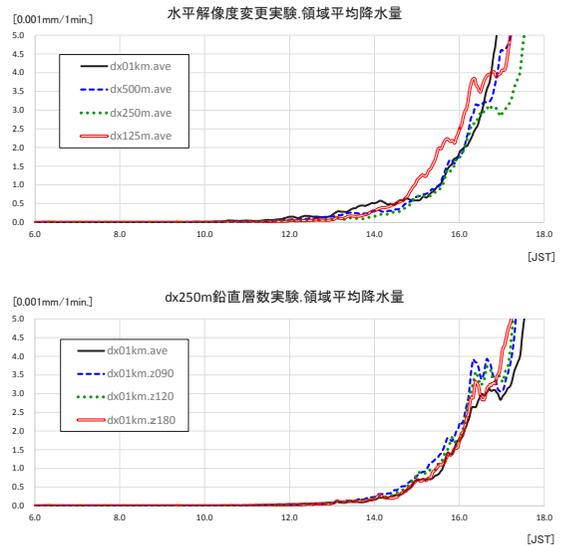


図 2. 各解像度における降水量ピーク値の時系列

2015年8月2日の例

上段: 水平解像度による違い

下段: 鉛直層数による違い

## 降水分布を考慮した石狩川流域における出水の再現

野澤千菜美<sup>1</sup>, 馬場賢治<sup>1</sup>, 上田博<sup>2</sup>, 加藤雅也<sup>3</sup>

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

### 1. 背景と目的

気候変動の影響により、将来、豪雨の頻度や降水量の増加が示唆されている。そのため、今後の出水の発生について予測し、災害発生の予防に努めることが必要となっている。石狩川のように国内の流域の大きな河川では降水分布により出水の仕方が異なると考えられる。この場合、将来予測を行うためには、過去の事例を用いたモデル計算流量と降水分布の整合性を確認しなければならない。そこで本研究では、分布型流出モデルを用いて降水分布に着目しながら石狩川流域の出水の再現を行った。

### 2. 方法

石狩川は流域面積約 14,330 km<sup>2</sup>、幹線流路延長は約 268 km の河川であり、多くの支流を合流して石狩湾へと注ぐ<sup>[1]</sup>。本研究では、その石狩川流域を対象とし、レーダー・アメダス解析雨量を用いて、京都大学水文・水資源研究室により開発された「1K-DHM<sup>[2]</sup>」により流出計算を行った。降水データと流出データはともに 1km 格子で 1 時間毎である。モデル係数は位相に着目し、層厚や透水係数により調節した。観測流量は水文水質データベース<sup>[3]</sup>より下流域の石狩大橋地点の流量を参照した。流出計算は、3000m<sup>3</sup>/s を超えた 2010 年 8 月 21 日～30 日 (事例 1) と 2011 年 9 月 2 日～11 日 (事例 2) の 2 事例行った。その精度評価は、Nash-Sutcliffe 係数 (NS 係数) により行った。

### 3. 結果

事例 1 の石狩大橋地点における毎時の観測流量とモデル計算流量、及び流域総降水量を図 1 に示した。寒冷前線を伴う低気圧通過の影響により最大で流域総降水量約 130,000 mm/h、流量約 3,000 m<sup>3</sup>/s が観測された。特に 8 月 23 日～24 日にかけて、石狩川中流～下流域にかけて前線に沿って 30～50mm 程度の激しい雨が降った。モデル計算流量と観測流量は、ピークまでの NS 係数は 0.84 でよく一致していた。だが、全期間では 0.16 と小さい値となっていた。

事例 2 の石狩大橋地点における毎時の観測流量とモデル計算流量、及び流域総降水量を図 2 に示した。北海道に東西に延びる停滞前線に向かって台風からの

湿った空気塊が流入した影響により、最大で流域総降水量約 200,000 mm/h、流量約 5,700 m<sup>3</sup>/s が観測された。特に 2 日～4 日にかけて流域全体に断続的に 20～30mm 程度の強い雨が降った。モデル計算流量と観測流量は、ピークまでの NS 係数は 0.73 で比較的よく一致していた。全期間でも NS 係数は 0.67 であった。

### 4. まとめ

事例 1 のように流域内で偏った降水がある場合、支流において社会基盤等による流量制御の影響を受けやすいと推測される。モデル流量は降水分布に大きく影響を受けていることが示唆された。今後、観測流量とモデル計算流量との比較地点を増やすことでより降水分布と流出の関係について把握でき、また実流量に近いモデル出力結果が得られると考えられる。今後の課題として、このモデルを用いた流出計算方法を用いて将来予測を行う予定である。

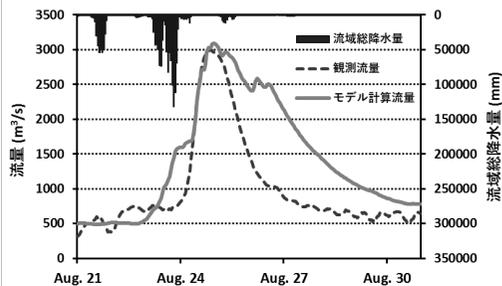


図 1. 石狩大橋地点における事例 1 の流出計算結果

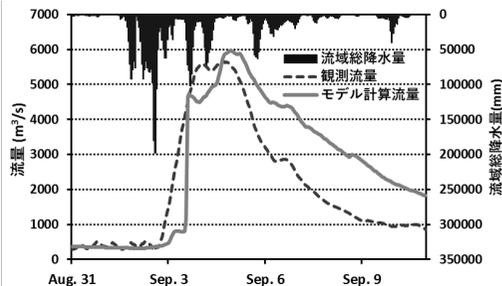


図 2. 石狩大橋地点における事例 2 の流出計算結果

### 参考文献

- [1] [http://www.hkd.mlit.go.jp/zigyoka/z\\_kasen/kawa/pro\\_isikari.html](http://www.hkd.mlit.go.jp/zigyoka/z_kasen/kawa/pro_isikari.html)
- [2] <http://hywr.kuciv.kyoto-u.ac.jp/products/1K-DHM/1K-DHM.html>
- [3] <http://www1.river.go.jp/>

## ヒマラヤ山岳域の landslide 災害への

## 局地的降水影響の評価(続報)

谷田貝 亜紀代・安藤 千晶・鈴木 隆太郎 (弘前大理工)・  
David Petley・Melanie Froude (英国・シェフィールド大学)

## 1. はじめに

地球温暖化により、アジアの湿潤地域は、豪雨の発生頻度の増加が指摘されており、洪水・土砂災害と局地降水およびその背景の気候要因の対応づけを行うことは、温暖化によるリスク評価、被害緩和のために意義がある。Petley et al. (2007)はインド総降水量や南アジアモンスーンインデックス (SASMI) とネパールの landslide 発生数および死者数に、負の相関を指摘したが、今後現地の降水と landslide を比較する必要がある。そこで本研究は、地形を考慮した日降水量データ APHRODITE(Yatagai et al.,2012)の 0.05 度グリッドデータと、ネパールの landslide 災害記録と比較したので報告する。

## 2. データと解析手法

Landslide database は、インターネットニュースなどに基づく landslide 発生位置情報から、2004-2015 年 6-9 月について降水が引き金となったもの (294 例) を使用した。ニュースによるため日付は現地時間である。

一方 APHRODITE は、ネパール水文気象局 (DHM) が毎朝地方時 8:45 に雨量計にたまった水を計測した日付を使用している。すなわちネパール域の APHRODITE は前日の朝から日付の日の朝までの 24 時間の積算降水量である。

このため本研究では、APHRODITE 日降水量から 2 日間連続降水量を定義し統計解析した。Landslide 発生位置情報は行政界情報に基づくため東西 5 つの開発区域と南北標高差による 3 区分 (山岳・丘陵・タライ) から図 2 に示す 15 地域での領域平均降水量を計算した。これらを降水強度でランクわけし、それぞれの地域で降水強度ごとの landslide 発生割合を調べた。

さらに landslide, 降水量, モンスーン循環との因果関係を調べるために、月ごとに降水量とモンスーン指標との関係を調べ、半月平均降水量値に主成分分析 (EOF) を適用し、主要モードとモンスーン循環, landslide 数との関係を調査した。

## 3. 結果

図 1 に landslide が主に発生する夏季モンスーン

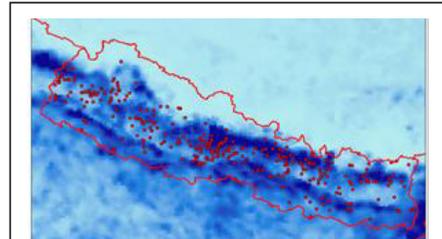


図 1 6-9 月の降水量分布 (背景) と landslide 発生位置分布図

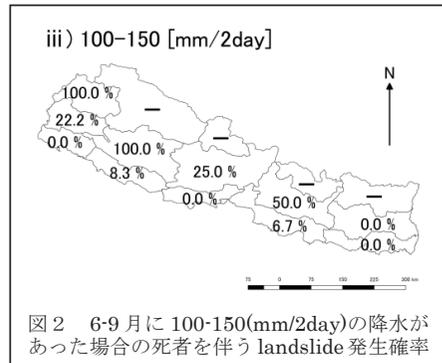


図 2 6-9 月に 100-150(mm/2day)の降水があった場合の死者を伴う landslide 発生確率

期の降水と landslide 発生位置を示した。強い降水帯と災害頻発発生地域には対応関係が見られるが、南側の降水帯 (Mhabarat 前面) よりも、ヒマラヤの南側斜面に発生しやすい。統計的にも丘陵地域で発生確率が高く、特に①極西部開発区域の山岳地域と丘陵地域とタライ平野、②中西部開発区域の丘陵地域、③西部開発区域の丘陵地域、④中部開発区域の丘陵地域で降水量と landslide の対応が良かった。多くの地域では、降水量が多いほど landslide 発生確率が高かった。

SASMI と降水を比較した結果、7 月の SASMI とネパール降水量には有意な負相関があった。災害発生件数も 7, 8 月に多いこと、EOF 空間分布の特徴から、Petley et al.(2007)が指摘した SASMI と landslide による死者数の負相関は、主に Nepal7 月の降水量と landslide 死者数の正の相関から導かれたことがわかった。

## 4. 謝辞

本研究には地球環境研究総合推進費 (2-1602 APHRODITE-2, 代表: 谷田貝) および京大防災研一般共同研究 (28G-05) を使用した。

## 領域気象モデルによる夏季の再現実験に対する土壌水分と人工排熱の影響

\* 鈴木智恵子, 渡辺真吾 (JAMSTEC), 丸山篤志, 清水麻美, 大野宏之 (農業環境変動研究センター)

### 1. はじめに

農業分野では、気候変動に対応した品種ごとの生育予測モデルや病害虫発生予測モデルの開発と並んで、空間解像度の高い気象情報の提供が気象災害リスクの低減に対しても重要な役割を持っている。一方で、領域気象モデルの境界条件として与える土地利用情報は、水田など農耕地の分類が必ずしも十分ではない。このため実際の陸面状態とは空気力学的にも熱収率的にも特性の異なる地表パラメータを割り当てた数値実験が行われる例も少なくない。モデルの再現精度を把握するためにも、陸面状態に対する地上気温の感度を見積もることは重要である(秋本・日下, 2010)。本発表では夏季の地上気象の再現精度の向上を目的として、関東域における領域気象モデルを用いた再現実験ならびに土壌水分と人工排熱の変化に対する感度実験を通した再現性の検証を行う。

### 2. 方法

領域気象モデルとして WRF-ARW V3.6.1 を使用し、2010年8月の関東域を対象とした数値実験を行った。地上観測として気象庁 AMeDAS の気温、降水量、風向、風速のデータを使用した。三重ネスティングを行い、解析対象とした第3領域は水平格子間隔 1 km である。降水過程の計算は第1領域で積雲対流パラメタリゼーションと雲微物理スキームを併用し、第2, 第3領域は雲微物理スキームのみを使用した。下部境界条件として土壌水分の感度を調べるため、陸面スキームで水田の土壌水分を最大値に固定し、灌漑効果を仮定した。また市街地

における都市パラメータの感度を調べるため、都市キャンピースキームに都市の形状パラメータと別に人工排熱を追加し、4通りの実験を実施した。

### 3. 結果と考察

図1に14時の気温分布を示す。都市キャンピースキームに人工排熱を追加した結果、市街地の気温は日中夜間ともわずかに上昇した。人工排熱ありと人工排熱なしの気温差は、月平均で見ると最大 1°C未満であったが、相対的に気温差が大きい場所は、東京都北部から埼玉県東部、群馬県南部にかけて地上観測での高温域とほぼ一致することがわかった。一方、土地利用カテゴリが水田の場合に陸面スキームの土壌水分を最大値に固定して水田の灌漑効果を調べた結果、水田では無降水継続期間に土壌水分が最大約  $0.25\text{m}^3$  増加し(図2)、広範囲で日中夜間ともに気温が低下した。とくに市街地近傍の農地では月平均で約 2°C 低下し(図3)、市街地との気温差がより明瞭になった。

### 4. まとめ

夏季の関東域を対象とした領域気象モデルによる再現実験で都市の人工排熱と水田の灌漑効果を与え、それぞれの感度を確認した。その結果、夏季は人工排熱と比較して灌漑効果に対する感度の方が大きいことがわかった。これらの感度は季節による違いも大きいことが予想されるため、今後都市の形状パラメータの与え方とあわせて季節による誤差の変化も調査する予定である。

謝辞：本研究は、戦略的イノベーション創造プログラム (SIP) の支援により実施されました。

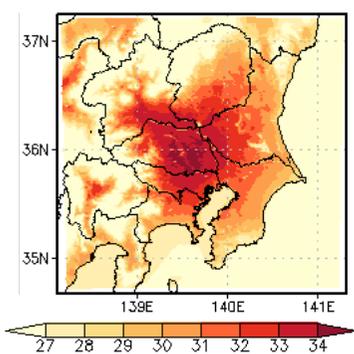


図1 8月の14時の月平均気温分布 [°C]

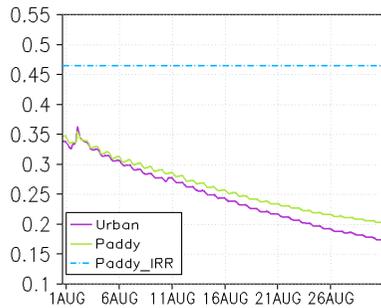


図2 土壌水分の時間変化 [ $\text{m}^3/\text{m}^3$ ]

Urban, Paddy はそれぞれ市街地、水田。  
Paddy-IRR は水田で最大値に固定。

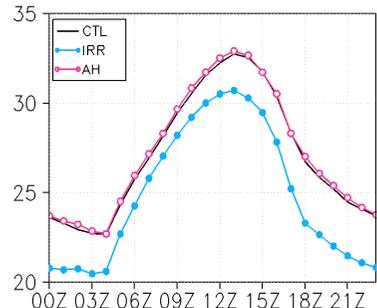


図3 水田における月平均気温の日変化 [°C]

CTL は人工排熱なし、灌漑効果なし。  
IRR は灌漑効果あり、AH は人工排熱あり。

## 東京都市街地における WBGT 移動観測

\*河野恭佑・植田弥月・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

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)が熱中症対策の一つの指標として一般的に広く用いられている<sup>1)</sup>。しかしながら, 都市では地表面性状や構造物幾何の多様性により, 街区環境に応じて熱ストレスが大きく異なると考えられる。そこで本研究では, 実都市の生活空間における暑熱環境把握を目的とした, 都内の市街地において移動気象観測を実施し, 街区環境の違いによる WBGT の相違について検討した。

### 2. 観測概要

2016年8月25日14:07~14:52に, 東京都大田区市街地の住宅街(図-1 黒線)及び中原街道(図-1 白線)にて屋外暑熱環境の移動観測を実施した。本研究では, これらをそれぞれ「住宅街」「街道」と呼ぶこととする。2台の台車に測器を載せた移動観測で, 図-1に示すルートを示す矢印の方向に約 $1.3\text{m s}^{-1}$ の速度で, 台車間は約5mを保ちながら走行した。1台目の台車では天空写真・長短波放射量・前方写真・位置情報, 2台目では気温・相対湿度・大気圧・黒球温度・日射量・風向風速を測定した。なお, 観測時は日向を概ね通るように走行した。

### 3. 「住宅街」と「街道」の比較

当日の気温は $30^{\circ}\text{C}$ を超える真夏日で, 相対湿度は約50%であった。WBGTのルート内平均は“嚴重警戒”<sup>2)</sup>に当たる $28.4^{\circ}\text{C}$ であったが, ルート内ではWBGTの変動があり, 約 $5^{\circ}\text{C}$ の差異が生じた。WBGTを含む各気象要素を「住宅街」-「街道」の値にして比較した結果を図-2に示す。WBGTは「住宅街」の方が $0.2^{\circ}\text{C}$ 高い傾向にあった。各気象要素を見ると, 黒球温度は建物の密集度合の低い「街道」の方が $0.3^{\circ}\text{C}$ 高かったのに対し, 気温と比湿は「住宅街」でそれぞれ $0.2^{\circ}\text{C}$ ,  $0.4\text{g kg}^{-1}$ 高かった。WBGTは入力放射量に依存する傾向があるが<sup>3)</sup>, 観測時の風速は平均して $1.6\text{m s}^{-1}$ と弱く, 日中に家庭で放出された熱や水蒸気が建物の密集した住宅街に滞留していたことが考えられる。このように「住宅街」では「街道」に比べて周囲からの入力放射の影響が小さくても, 熱や水蒸気が滞留することでWBGTが高くなる可能性が示唆された。



図-1 観測場所及び観測ルート

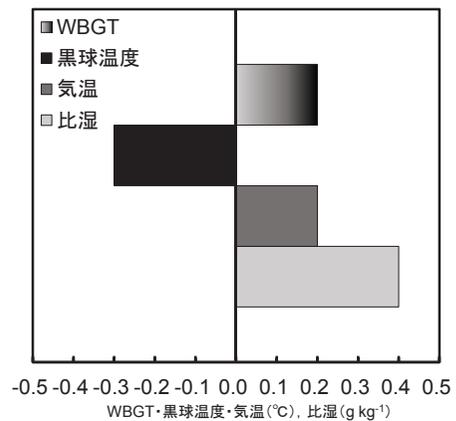


図-2 WBGT 及び各気象要素の比較  
(「住宅街」値-「街道」値)

### 4. まとめ

東京都市街地の「街道」と「住宅街」において日中に暑熱環境の移動観測をした結果, ルート内のWBGTは最大で約 $5^{\circ}\text{C}$ の違いがあった。また, WBGTは黒球温度が高かった「街道」よりも「住宅街」の方が $0.2^{\circ}\text{C}$ 高く, これは「住宅街」において熱や水蒸気が滞留していたためと考えられる。都市街区スケールの狭い領域でも, 建物の密集度合の違いなどにより暑熱環境は細かく変化することが示唆された。

### 謝辞

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

### 引用文献

- 1) 環境省: 熱中症予防情報サイト  
<http://www.wbgt.env.go.jp/>
- 2) 日本生気象学会: 日常生活における熱中症予防指針 Ver.3, 2013.
- 3) 大橋ら: 都市域のさまざまな活動空間での WBGT の比較, 日本生気象学会誌, 2009, 46(2), pp.59-68.

## 先進技術を用いた暑熱対策設備の効果検証

山森賢也\* (東京理科大学理工学研究科), 三科博 (浜松市役所), 仲吉信人 (東京理科大学理工学部)

### 1. はじめに

現在、都市のヒートアイランド現象が問題になっている。これの原因の一つに、都市の劣悪な熱・放射環境により都市部の表面温度の上昇が挙げられる。

これに対して東京都では、熱環境の向上を図るために様々なヒートアイランド対策を推進している。ヒートアイランド対策として、屋外空間の快適性を向上させる技術としてミスト噴霧やフラクタル日除け<sup>1)</sup>などが知られている。東京都と事業提携している企業はこれらの先進技術を有する対策設備を提案している。しかしながら、これらの設備が作り出す熱環境や放射環境、人体へ与える影響評価の優劣の実空間における検証は事例が少ないかなされていなのが現状であり、定量的な評価が求められている。そこで本研究では企業が提案している先進技術を用いた暑熱を緩和する対策設備を実空間内において、被験者実験による人体への影響評価と固定観測による環境評価を実施した。

### 2. 研究方法

上野恩賜公園ではオリンピックのパブリックビューイングのための会場が設置され、熱環境の向上を図るために先進技術を導入した暑熱対策設備が置かれた。本研究では上野恩賜公園に設置された暑熱対策設備を対象とした。被験者は健康な20代男性12名である。観測実施日は2016年8月10日と12日である。10日の観測時間は15:06~15:38である。12日の観測時間は12:30~15:00である。10日の観測では被験者を4グループに分け、日射環境下を歩行移動した後、各暑熱対策設備にて5分間待機することで日射環境下からの熱ストレス緩和を検証した。12日の観測は各暑熱対策設備下で固定観測を行い、その場の熱環境を観測した。

気象測定項目は気温、湿度、風速、短波・長波放射とし、熱環境計測システム<sup>2)</sup>にて測定した。また、生体量として被験者の皮膚温度をボタン型センサ(サーモクロンSL, KNラボラトリーズ)にて観測し、深部体温は耳栓型温度センサ(ITPO010-27, 日機装サーモ)を自作の小型データロガー<sup>3)</sup>にて観測し、被験者の体感申告(温熱感, 快適感)の時間変化をアンケートにて収集した。被験者着衣は全員緑色のTシャツと長ズボン(clo値は0.43)に統一した。

### 3. 結果と考察

図1のREFは基準点(日射環境), Fはフラクタル日除け, F+Vは緑化フラクタル日除け, Mはボール型ミスト, M+Oはミストオーニングである。これを見ると、フラクタル日除けとミストオーニング下では総合的な温熱指標であるSET\*が低いことがわかる。これの原因として平均放射温度が低いことが挙げられる。(紙面の都合上、10日の移動観測のデータのSET\*のみ。12日の固定観測でも同様のことが言えた。)

図2の緑色はフラクタル日除け, 灰色は緑化フラクタル日除け, 黄色はボール型ミスト, 青色はミストオーニング, 色分けしていないのは日射環境を歩行中のときである。これを見ると、フラクタル日除け下とミストオーニング下のときは皮膚温度が低下している。それと比較すると、他の暑熱対策設備は変化が無いか上昇してい

る。この原因として、上述のようにフラクタル日除け下とミストオーニング下では総合的な温熱指標であるSET\*や平均放射温度が低いことが挙げられる。フラクタル日除けでSET\*が低くなるため、人体への熱負荷を小さくし、平均皮膚温度を下げることにつながるのではないかと考えられる。

図3を見るとフラクタル日除け下とミストオーニング下では平均快適感が高い傾向にある。これの原因は図2より平均皮膚温度を下げるので人体が快適と感じるのではないかと考えられる。

### 4. まとめ

観測の結果よりフラクタル日除けとミストオーニングは総合的な快適感指標のSET\*を低下させる。また、熱負荷の低下により、フラクタル日除け下では他の場所よりも平均皮膚温度が低いことを確認できる。平均皮膚温度が低下するので、フラクタル日除け下では快適感が上がると考えられる。以上のことからフラクタル日除けが人体に与える熱負荷を低下させ、快適感が上昇することが分かる。

謝辞: 本研究はJSPS科研費26241029の助成を受けたものである。ここに謝意を表す。

### Reference

1. 中村美紀, 酒井敏, 大西特徳, 古屋姫美愛 (2011) フラクタル日除けによる放射環境改善効果, 日本ヒートアイランド学会論文集, vol.6, 8-15
2. 仲吉信人(2012) 人の動線に沿った熱環境・温熱生理評価のための人体装着型計測システムの開発と応用, 東京工業大学国際工学専攻博士論文
3. 鈴木智之, 仲吉信人, 長期連続計測を可能とする小型・低消費電力・装着型の高い体温センサの開発, 土木学会論文集B1(水工学), Vol.72 (2016), No.4, I\_67-I\_72

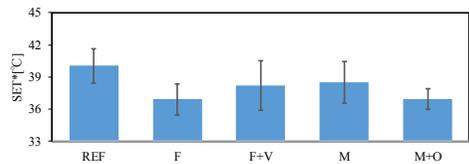


図1 各設備の平均SET\*

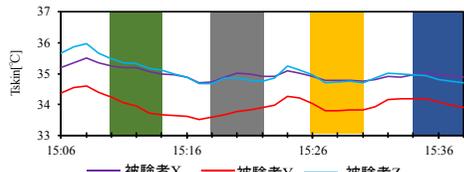


図2 各設備の皮膚温度

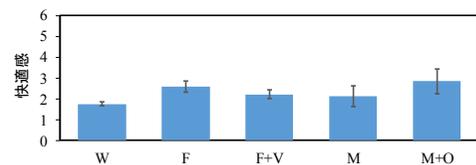


図3 各設備の平均快適感

# 日本における日降水グリッドデータの風による捕捉損失の補正

増田 南波(弘前大), 谷田貝 亜紀代(弘前大), 上口 賢治(気象庁), 田中 賢治(京大防災研)

## 1. はじめに

本研究では北日本の降水量定量評価を目的として、雨量計観測値に基づく  $0.05^\circ$  日降水グリッドデータである APHRO\_JP の日捕捉率補正を行った。北日本の降水は、冬季季節風の影響により日本海側における降雪が特徴である。よって北日本の降雪はこの地域の水資源にとって極めて重要であることから、特に冬季降水量の正確な把握が求められている。また、降水観測において雨量計は直接観測のため定量性に優れているが、風の影響で特に雪の場合に捕捉率が低下するために捕捉率補正が必要とされる。本研究では 2009 年から 2014 年の日本気象庁提供 AMeDAS の降水量、風速、気温、積雪深を日別値として使用し、先行研究により求められている AMeDAS 捕捉率補正の式を使用した。

## 2. 降水グリッドの補正方法

まず、風を観測している 900 地点のデータで捕捉率に関する  $0.05^\circ$  格子の日グリッドデータを作成した。また、APHRO\_JP と同じ手法で未補正の雨量計データを使って  $0.05^\circ$  格子の日降水量グリッドデータを作成した。この 2 つのグリッドから捕捉率補正をした降水量グリッドデータを作成した。

## 3. 結果

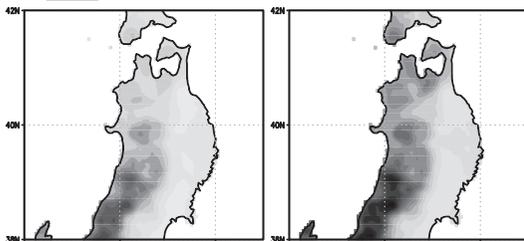


図1 補正による日降水量分布の変化。補正前(左),補正後(右)(12-2月 2009-2014 平均)カラーバーは降水量[mm]を表す。

捕捉率補正を与えることで、東北地方における降水の分布は時間・空間的に大きく変化し、2009-2014 年での東北域での平均陸地総

降水量は 12-2 月平均で未補正降水グリッドから 44.4%増加した。

この補正効果を検証するため、東北地方を中心に 9 箇所ダムへの流入量 ( $R$ ) と、未補正グリッド降水量 ( $P$ ) および補正降水量 ( $P_c$ ) を比較した。

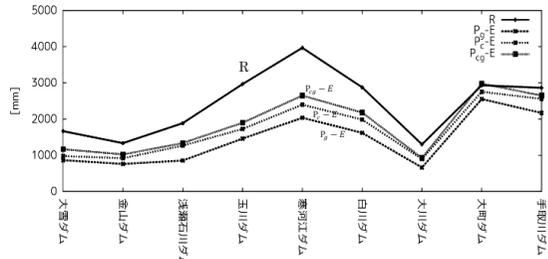


図2 各ダムにおける 1 水文年の流入量(S)と降水量と蒸発散量の差(P-E)

未補正グリッドから求めた 1 水文年(9 月-8 月)間の降水量  $P$  を集水域の 1 水文年間の流入量  $R$  は大きく上回るが、捕捉率グリッドをかけると  $P < R$  ではあるが水収支誤差は小さくなった。ERA-interim による蒸発散量( $E$ )を用い、 $R$  と  $P-E$  を比較したところ、補正前は  $P-E$  は  $R$  の 58%であったが、補正降水量を用いた  $P_c-E$  は  $R$  の 76%となった。先行研究同様に月単位の捕捉率補正も行ったところ、それと比べて、日単位で補正係数を計算した本研究手法は、冬季北日本での降雪降水量をより多く補正する結果となり、より真値に近づいたと考えられる。

## 4. まとめ

本研究の方法によって APHRO\_JP に日捕捉率補正を適用した結果、定量性に優れた日降水量グリッドデータを作成することが出来た。

## 5. 参考文献

- [1] Adam, J. C., and D. P. Lettenmaier, Adjustment of global gridded precipitation for systematic bias, *J. Geophys. Res.*, 108(D9), 4257, doi: 10.1029/2002JD002499, 2003.
- [2] Kamiguchi, K., O. Arakawa, A. Kitoh, A. Yatagai, A. Hamada, and N. Yasutomi (2010): Development of APHRO\_JP, the first Japanese high-resolution daily precipitation product for more than 100 years, *Hydrological Research Letters*, 4, 60-64
- [3] 横山宏太郎, 大野宏之, 小南靖弘, 井上聡, 川方俊和, 2003: 冬期における降水量計の捕捉特性. 雪氷, 65, 303-316

## 偏西風ジェットの出現位置の経年変化と運動量・エネルギー輸送との関係 高見真和 村上茂教 (気象大学校)

### 1 はじめに

中緯度偏西風帯の対流圏界面付近に形成される亜熱帯ジェット (STJ) と寒帯前線ジェット (PFJ) は、対流圏の気団の境界となっており、これらのジェットの出現位置の変動は気候変動の重要な指標となり得る。ただし、PFJ は時間平均すると明瞭ではなくなることから、ジェットの変動に関する先行研究では STJ、PFJ を区別していないものも多い。そこで、本研究では、JRA-55 の再解析データを使用して、各時刻における STJ と PFJ の軸の位置を Strong and Davis (2007) が提唱した最大風速面 (SMW) の概念を用いて個別に決定した上で、それらの出現頻度分布を求め、それを基にジェットの出現位置の変動を調べ、運動量輸送などとの関連性を調べた。

SMW は、上部対流圏と下部成層圏に広がる対流圏ジェットコアの中で、最も風速が速い高度を結んで得られる曲面であり、各時刻において STJ と PFJ の軸は SMW 上を通過する。

### 2 ジェットの出現位置の経年変化

図 1 に、調査期間全体の 1959 年～2015 年における STJ (下段) と PFJ (上段) の軸の平均位置を期間後半と前半の出現頻度の差の分布と共に示す。図からは、ジェット軸の変化が必ずしも全経度で一様に現れているのではないことが見て取れる。また、期間の取り方を変えると別のシフトの特徴が見える可能性もある。そこで、STJ、PFJ それぞれに地域と期間をいくつかに区切って、その地域と期間でのジェット軸の有意な位置の変化を検定を行った上で抽出したものが、それぞれの地図の周囲に書き加えられている。

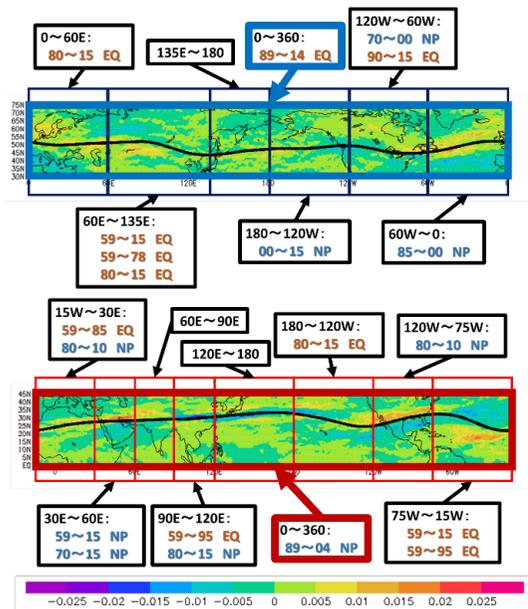


図 1 期間全体におけるジェットの平均位置と後半と前半の出現頻度の差及び検出された有意な地域的トレンド (黒枠: 各地域、色枠: 全経度、青字: NP シフト、赤字: EQ シフト)

全経度については、STJ の 1989 年～2004 年における極側シフト (NP シフト) と、PFJ の 1989 年～2014 年における赤道側シフト (EQ シフト) が検出された。地域的には、中東での全期間における STJ の NP シフト、21 世紀における太平洋東部での PFJ の NP シフト等が検出された。

### 3 運動量輸送・熱輸送の変動との関連性

STJ は、ハドレー循環による角運動量輸送がその維持・形成に強く関わっており、PFJ は中緯度傾圧帯の南北温度傾度と温度風バランスするように形成される。そこで、ジェットの出現位置の変動と大気循環による運動量・エネルギー輸送の関連性を調べた。

STJ については、全経度で STJ の NP シフトが有意であった 1989 年～2004 年の期間で輸送量の変動との間に有意な相関は見られなかったが、地域的には、中東で NP シフトが有意であった調査期間全体で、STJ の位置の変動と発散風による乾燥静的エネルギー (DSE) 輸送の収束位置の変動との間に有意な相関が認められた。一方で、PFJ の変動は、全経度で EQ シフトが有意であった 1989 年～2014 年の期間に、擾乱による輸送の変動との間に有意な相関が認められた。図 2 に、その期間における PFJ の平均位置と EP フラックスの期間後半の平均と期間前半の平均、及びその差を示す。

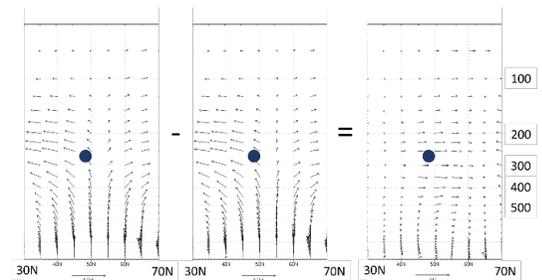


図 2 1989 年～2014 年における PFJ の平均位置 (黒丸) と後半 (左) と前半 (中) の EP フラックス及びその差 (右)

EP フラックスの南北成分は擾乱による運動量輸送に対応しており、その発散位置は前半では北緯 52° 付近、後半では北緯 50° 付近に見られる。このことは、期間の前半から後半にかけて運動量収束位置が赤道方向へシフトしていることを示し、PFJ の軸の変動と整合的である。

### 4 今後の課題

本研究では、出現頻度分布に基づいて STJ と PFJ の出現位置の有意な変化を抽出し、特に PFJ の帯状平均位置と擾乱による運動量収束位置の変動との間に有意な相関を見出した。今後は、ジェットの変動の地域的な特性を輸送量との関連で明確に示したい。また、本研究では、ジェットの速度に関する変動は調べていない他、北極振動や ENSO 等との関連や、地球温暖化との関連性についても、まだ十分に調べていない。さらなる研究の余地がある。

# 山岳波の初期値問題の解析解

小林 大輝（気象庁予報部数値予報課）

金久 博忠（気象大学校）

## 1 はじめに

本研究のテーマである「山岳波」とは、気流が山を越えるときに発生する重力波のことである。線形化方程式の初期値問題から得られる解析解と、よく知られている定常解を比べ、BV-thinking (e.g., Harnik et al. 2008) を用いて、山岳波の発達メカニズムを明確にすることを旨とする。

## 2 支配方程式

水平方向に  $x$  軸、鉛直方向上向きに  $z$  軸をとった 2 次元系で、安定成層・静力学平衡の状態にある、一様シアをもつ水平基本流  $\bar{u}(z)$  を考える。

$$\frac{d\bar{u}}{dz} = \Lambda(\text{一定}), \bar{w} = 0, \frac{d\bar{\phi}(z)}{dz} = \bar{b}(z), \frac{d\bar{b}(z)}{dz} > 0.$$

$b$  は浮力、 $\phi$  はジオポテンシャルを表す。過度擾乱  $q'$ 、流線関数 (擾乱)  $\psi'$ 、浮力擾乱  $b'$  として、基本場周りの線形化方程式を支配方程式とする。

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x}\right) q' + \frac{\partial b'}{\partial x} = 0,$$

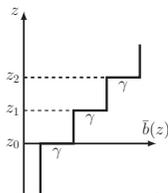
$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x}\right) b' - \frac{\partial \psi'}{\partial x} \frac{d\bar{b}}{dz} = 0,$$

## 3 基本場 (離散モデル) と境界条件

区間一様の基本浮力場  $\bar{b} = \bar{b}(z)$  を考える。

$$\frac{d\bar{b}}{dz} = \gamma \sum_{n=0}^N \delta(z - z_n)$$

$$(z_n - z_{n-1} = Z(\text{一定}))$$



浮力不連続面上の擾乱に着目し、 $z \neq z_n$  で初期擾乱がないと仮定すれば、擾乱場は次の式で書くことができる。

$$\hat{q}(z, t) = \sum_{n=0}^N \hat{q}_n(t) \delta(z - z_n),$$

$$\hat{b}(z, t) = \sum_{n=0}^N \hat{b}_n(t) \delta(z - z_n).$$

フーリエ変換した支配方程式を  $z = z_n$  まわりで積分すると、離散モデルの方程式が得られる。

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + ikU_n\right) \hat{q}_n(t) + ik\hat{b}_n = 0,$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + ikU_n\right) \hat{b}_n(t) - ik\gamma\hat{\psi}_n = 0.$$

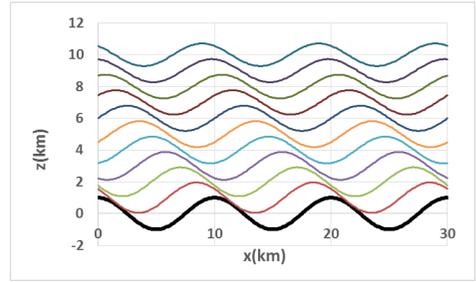
地形として  $h(x) = H \cos(Kx)$  を考え、線形近似 ( $w(z_0 + h(x), x) \cong w(z_0, x)$ ) のもと、地形にすべり条件  $w(z_0, x) = U_0 dh/dx$  を課す。

## 4 山岳波の定常解

基本場の水平風に、正のシアがある場合、擾乱場に静力学平衡を仮定し、浮力擾乱が求まる。

$$b(z, x) = -N^2 H \sqrt{\frac{\bar{u}(0)}{\bar{u}(z)}} \cos\left(Kx + \sqrt{4R_i - 1} \log \sqrt{\frac{\bar{u}(z)}{\bar{u}(0)}}\right)$$

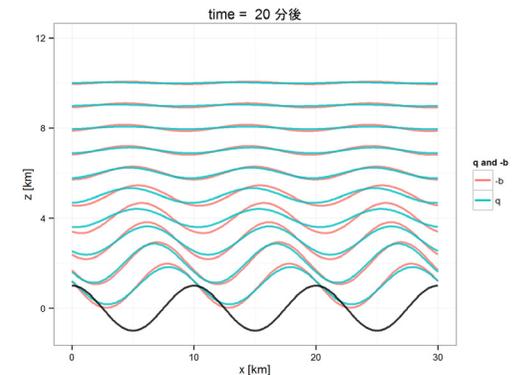
ここで、 $R_i = N^2/\Lambda^2$  はリチャードソン数。



上の図は、 $-N^2 b$  を図示した。ただし、地形の振幅  $H = 1$  km、プラントパイサラ振動数  $N = 0.01$  /s、地上での基本流  $\bar{u}(0) = 10$  m/s、基本流の鉛直勾配  $\Lambda = 0.001$  /s、地形の波長  $L = 10$  km。

## 5 山岳波の解析解

初期擾乱がなく、層の数  $N = 10$ 、地形の波長  $L = 10$  km、不連続面間の距離  $Z = 1$  km、基本場の浮力のとび  $\gamma = 0.1$  m/s<sup>2</sup> (プラントパイサラ振動数  $N = 0.01$  /s に相当)、地形の振幅  $H = 1$  km とし、正のシア ( $\Lambda$  は  $z = 6$  km で  $\bar{u} = \sqrt{\gamma/Z/K}$  となるようにとる) の場合、定常解に近づく様子が見られた。青線は過度  $q$  を、赤線は等温位線の変位 ( $\propto -b$ ) に相当する。



## 6 今後の課題

負のシアについて、基本流が 0 になる高さ (critical level) の挙動について、BVthinking で明確化することを目的とする。

## 熱帯域東インド洋における地域による水蒸気変動特性の違い

\*飯田大晴<sup>1</sup>・安永数明<sup>2</sup>

1)富山大学大学院 理工学教育部, 2)富山大学理工学研究部/海洋研究開発機構

**1. 研究概要**

熱帯海洋上において、「降水量は大気中の水蒸気量の増加に伴って指数関数的に増大する」事が明らかになっている (Bretherton et al. 2004). しかし、この降水量と大気中の水蒸気量の関係における地域の違いについては、よく分かっていない. 本研究では、熱帯域東インド洋を対象に、水蒸気と降水の関係の緯度による違いについて調べた.

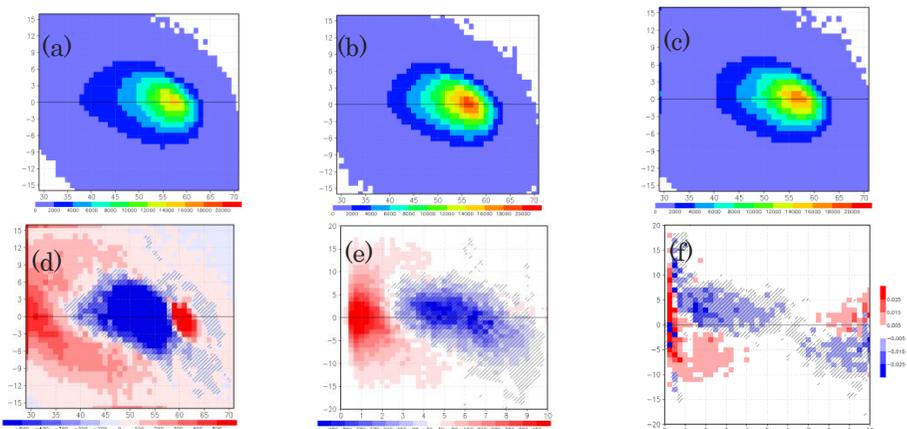
**2. 解析手法・解析結果**

本研究では、可降水量、比湿、気圧、風、のデータとして ERA-Interim を使用した. 解析期間は、1998年1月—2013年8月とした.

スマトラ島西岸、東経 84~90 度、において、南緯 9 度~南緯 3 度(S 領域)、南緯 3 度~北緯 3 度(E 領域)、北緯 3 度~北緯 9 度(N 領域)の 3 つの緯度に分けて、可降水量の二次元頻度分布を計算した. 下図(a)~(c)は、それぞれ S, E, N 領域に関して得られた可降水量とその時間変化量に関する二次元頻度分布図である. この図(a)~(c)に示されるよ

うに、どの緯度においても、可降水量は 56mm で、その時間変化量は±0 付近で頻度極大となっている. また、可降水量が増加するほど時間変化量が負となる割合は増える. この緯度による分布の違いを調べると、赤道上(E 領域)では N・S 領域と比べて観測可降水量が 45~60mm により集中し、時間変化量もより小さいことが分かった(例えば下図 d).

次に全層の可降水量ではなく、上層の可降水量に注目して頻度分布を調べると、赤道上(E 領域)のほうが、高可降水量(上層可降水量が 7mm 以上)の頻度が高かった. (例えば下図 e). 更に上層の可降水量のビン毎に正規化して緯度による違いを比べると、全層の可降水量の時間変化量は、赤道上(E 領域)でより負になる割合が大きくなっていった(下図 f). さらに、この可降水量の時間変化量を各項に分解して調べると、水平移流が下図 f のような違いの原因であることが分かった(図略).



図：(a)~(c)それぞれ S 領域、E 領域、N 領域について可降水量(mm)と可降水量の時間変化量(mm/day)に関する二次元頻度分布図. (d)二次元頻度分布図の緯度による違い(N 領域-E 領域の頻度の差). (e)上層の可降水量(550hPa より上層)と全層の可降水量の時間変化量に関する二次元頻度分布の N 領域と E 領域の差. (f)(e)と同じ. ただしに可降水量の時間変化量を各可降水量のビン毎に正規化してから差をとったもの. (d)~(f)において、負の箇所にはハッチが施されている.

# 西部北太平洋暖水域における水温勾配と台風発達との関係

\*中山尋斗(東京学芸大), 佐藤尚毅(東京学芸大/JAMSTEC)

## 1. はじめに

Sato et al. (2008)では衛星観測データを用いて、夏季の西部北太平洋暖水域で台風が発達する際、南方では強い南西季節風による鉛直混合で海面水温が著しく低下する一方、北方では相対的に海上風が弱く、海面水温の低下が少ないため、南北で海面水温の勾配が大きくなることを示した。またこの時、海面水温が高い北方に海面熱フラックスや水蒸気量が偏ることから、水温勾配と台風発達過程の非対称構造との関係性を示唆した。

本研究では数値シミュレーションを行い、当該海域の水温勾配が台風の発達過程に対してどのような影響を及ぼしているのかについて調べる。

## 2. 方法

領域気象モデル WRFver3.1.1 を用いて、シミュレーションを行った。領域 1 は水平格子間隔 90km で計算領域は 6660km×7830km、領域 2 は水平格子間隔 30km で計算領域は 4080km×4530km としてネスティングした。計算初期時刻は気象庁発表の台風発生日から 2 日前として、台風発生日までの 48 時間積分を行った。事例は水温勾配の大きい海域で発生した台風の中でも比較的再現性が良かった 2005 年 7 月 31 日に発生したものを選択した。本研究では水温勾配の影響を調べるために、台風発生時に海面水温の勾配が顕著に大きくなった事例の SST をコンポジットしたものに差し替えた COMPOSITE\_RUN と、SST をその水温勾配のおおよそ中間値である 29.2°C の一様とした SMOOTH\_RUN の二つの結果を比較する感度実験を行った。

## 3. 結果

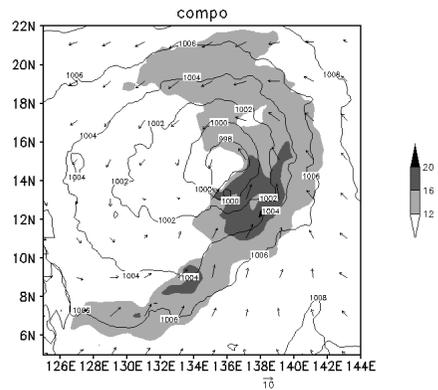
図は 2005 年 7 月 31 日 12 時(UTC)の様子である。海面更正気圧を見ると中心気圧は SMOOTH\_RUN の方が低くなった。しかし、低圧部の領域は COMPOSITE\_RUN の方が西側に広がりを見せ、海上風速 12m/s 以上の領域も北西方向に伸びているのが見てとれる。また、950hPa での相当温位は SMOOTH\_RUN で台風中心付近に極大値があり同心円状に分布しているのに対して、COMPOSITE\_RUN では北西方向に広がっていた(図は省略)。

## 4. 考察

COMPOSITE\_RUN では SMOOTH\_RUN に比べると、SST の南北勾配の影響で台風の構造が非対称になり、発達の効率が悪くなったと考えられる。つまり、本研究の結果は、水温勾配が小さい時の方が台風は発達しやすいということを示している。

また、当該海域の海洋内部での水温勾配(混合層深度の傾斜)は太平洋十年規模振動(PDO)や数年規模振動(ENSO)の影響を受けて変動しているため、何か関係があるのかもしれない。

(a)COMPOSITE\_RUN



(b)SMOOTH\_RUN

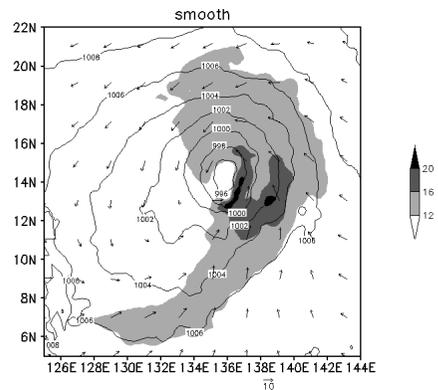


図 2005 年 7 月 31 日 12 時(UTC)における (a)COMPOSITE\_RUN と(b) SMOOTH\_RUN の計算結果(領域 2)。陰影は海上風速(m/s)、コンターは海面更正気圧(hPa)で間隔は 2hPa。

## 北太平洋の爆弾低気圧が海洋深層に及ぼす影響

\*吉田 聡<sup>1</sup>、佐々木英治<sup>1</sup>、笹井義一<sup>2</sup>、細田滋毅<sup>2</sup>

(1 : JAMSTEC APL、2 : JAMSTEC RCGC)

### 1. はじめに

爆弾低気圧は冬季に海上で急発達する低気圧であり、暴風、波浪、高潮などの海洋災害の要因となる。しかし、冬季は海洋混合層が厚く、台風のように衛星による海面水温観測から海洋の変化を見出すのは困難である。そこで我々は高解像度海洋モデルによるシミュレーションと高頻度自動海洋観測を用いて、爆弾低気圧が海洋に及ぼす影響の実態解明を進めている。本稿では海洋長期シミュレーションデータの解析 (Kuwano-Yoshida et al. 2017) と高頻度海洋観測の概要について報告する。

### 2. データ解析と観測概要

データ解析では、地球シミュレータ用海洋大循環モデル OFES の 0.1 度解像度準全球長期過去再現実験の 1980 年～2013 年冬季の 3 日毎瞬間値出力を用いた。実験の強制力である NCEP/NCAR 再解析の 1 日平均地表気圧の 24 時間変化率を緯度 60 度で規格化した LDR24 (Kuwano-Yoshida 2014) を利用し、前 1 日で  $LDR24 \geq 1$  の事例を爆弾低気圧とした。月平均の爆弾低気圧活動度は  $LDR24 \geq 1$  の月積算を月の日数で割った LDR24P1 を指標とした。

観測では、アルゴフロートを 2015/16 に 4 機、2016/17 に 2 機、北西太平洋に投入し、冬季通常時は 1 日毎 2000m 深まで、爆弾低気圧通過時は 6 時間毎 650m 深までのプロファイル観測を実施した。

### 3. 結果

OFES の解析から、個々の爆弾低気圧の海洋応答は海洋深層まで達し、爆弾低気圧活動度の年々変動に伴って、海洋深層の月平均鉛直流振幅及び水温変化率振幅が変動することがわかった (図 1)。一方、2 冬季の集中観測では、延べ 859 本のプロファイル観測が得られ、うち 65 本が爆弾低気圧の急発達下にあった (図 2)。

### 謝辞

本研究は文部科学省科研費基盤研究 A 25242038、

16H01846、若手研究 A 26707025、挑戦的萌芽研究 16K12591 の支援を受けた。

### 参考文献:

Kuwano-Yoshida, 2014, *SOLA*, **10**, 199–203, doi: 10.2151/sola.2014-042.

Kuwano-Yoshida et al. 2017, *GRL*, **44**, 320–329, doi: 10.1002/2016GL071367.

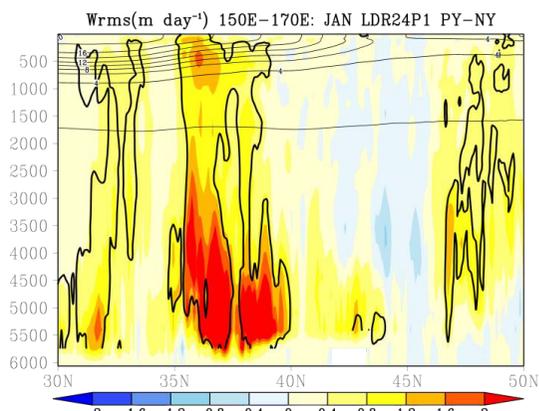


図 1. 1 月の爆弾低気圧活動度の活発な年と不活発な年の 150° E～170° E 平均の鉛直流振幅の差の南北鉛直断面 (m/day, 陰影). 太実線は 95% 有意な領域. 細実線は海水温の 1 月気候値 (°C).

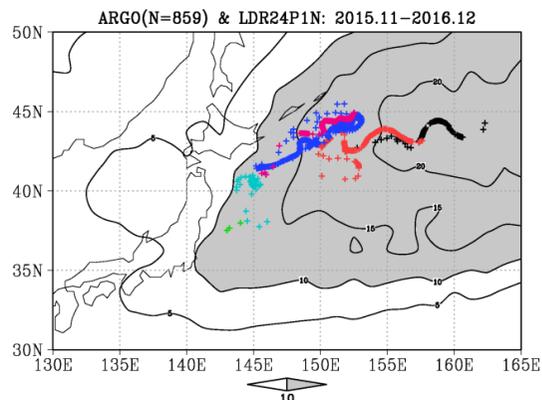


図 2. 2015 年 11 月から 2016 年 12 月までのアルゴフロート観測点 (+) と JRA-55 での  $LDR24 \geq 1$  の頻度 (コンター, 陰影は 10 回以上の領域).

# WRF-Fireによる火災延焼シミュレーション

山下 晃平, Alvin C.G. Varquez, 神田 学  
東京工業大学

## 1. はじめに

日本で予測されている巨大地震時には都市部における大規模火災の発生が想定されており、これまでさまざまな都市火災モデルが提案されてきた(濱田 1951 ら)。しかし、それら都市火災モデルでは周囲の風環境による変化を考慮することが難しい。そのため、気象場を考慮した詳細な火災延焼シナリオの提案が求められている。気象場を計算するために広く使用されている領域気象モデル WRF(Weather Research and Forecasting) は、ネスティング手法により、局所・広域の相互接続技術が可能である。特に、この WRF の研究分野の一つに火災を取り扱う WRF-Fire がある。WRF-Fire は、大気環境場を計算する WRF と燃焼速度・熱流量 (Rothermal 1972, Andrews 2007) を計算する火災モジュール SFIRE により構成されている。これら2つを相互作用させることによりオンラインでの延焼シミュレーションを可能とする。現在、WRF-Fire を使用した既往研究では山火事を対象としており、都市域の火災を対象とした研究は類を見ない。そこで本研究では、日本の都市環境において WRF-Fire の適用可能性を検討し、現行の都市火災モデルと WRF-Fire を組み合わせた新しい都市火災延焼シミュレーション方法の開発を目的としている。

## 2. 山火事への適用検討

都市火災への適用検討の前段階として、日本で発生した山火事について WRF-Fire を適用し解析を行った。図 1 に兵庫県高砂市に位置する高御位山を示す。2011 年 1 月 24 日早朝に火災が発生し、およそ 117ha が焼失。この山火事では西風の影響が見られ、主に東方向へ延焼した。図 2 は実際の焼損範囲図である。本研究では、WRF-Fire の試験適用としてこの高御位山林野火災を対象にシミュレーションを行った。焼損範囲をおよそ中心として WRF のネスティングをし、領域・日時・植生を設定。植生設定では 13 種燃料モデル (Anderson 1982) を使用した。さらに計算の初期値・境界値として国立環境予報センター(NCEP)の客観解析データを使用した。

## 3. 結果

図 3 にシミュレーションによる延焼範囲を示す。出火地点から風向に影響され東方向へ延焼する様子が再現された。図 4 は炎から発生した熱による温度差を示している。これにより、火災と気象の相互作用を再現したりリアルタイム延焼シミュレーションを可能としたことが確認できる。

## 謝辞

本研究は、消防防災科学技術研究推進制度の助成を受けた。



図 1 : 高御位山

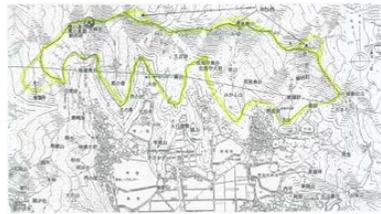


図 2 : 高御位山林野火災焼損範囲

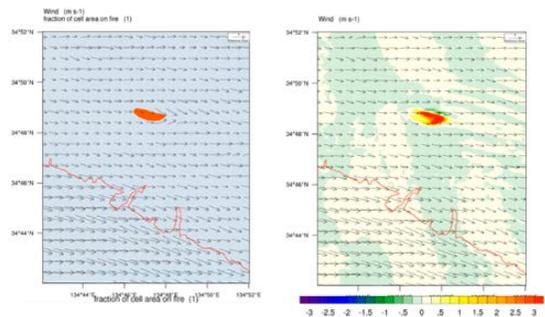


図 3 : WRF-Fire シミュレーション結果 (延焼範囲)

図 4 : WRF-Fire シミュレーション結果 (炎による温度変化)

## エアロゾルの吸湿膨張による視程低下

財前祐二、梶野瑞王、足立光司、五十嵐康人、折笠成宏、田尻拓也（気象研究所）

## 1. はじめに

視程は、交通などの社会生活に影響する。視程低下の要因としては、降水や霧など空気中の水滴の他、霧、黄砂、煙霧などエアロゾル粒子の影響によるものがある。近年、越境汚染などによるエアロゾル濃度の増加により、特に西日本で、エアロゾルによると思われる視程低下現象が増加している。

非降水時のエアロゾルによる視程低下は、硫酸塩など、エアロゾル中の水溶性成分の吸湿膨張の影響が強く、可視光の消散係数と相対湿度には、明瞭な関係があることが知られており、Iwakura and Okada(1999)などにより経験式が提唱されている。エアロゾルの吸湿特性や光学特性については、近年多くの実験、観測によりデータが蓄積されており、原理的には、視程は、エアロゾルの精緻な観測データから再現されるはずである。

偏光OPC(POPC)は、散乱パルス高と偏光度から、個々のエアロゾル粒子を人為汚染粒子(AP)、海塩粒子(SS)および鉱物ダスト(MD)に区別してサイズ分布を測定することが可能である。ここでは、POPCの観測データから、AP, SS, MDによる消散係数を求め、視程の観測値と比較を行った。

## 2. 方法

観測期間は、2016年8月から2017年1月までの6か月間とした。POPCの観測は、気象研究所(茨城県つくば市)の屋上階でPM10インレットを用いて吸引した後、拡散ドライヤで相対湿度30%以下の乾燥した上で、0.5-10 $\mu$ mの5サイズビンをAP, SS, MDの3種に分類した。視程、相対湿度、および天気(霧、降水など)は、隣接する気象庁観測点(たての)のデータを用いた。また、SMPS、APSによるサイズ分布、CCN計による $\kappa$ の推定値、サルフェートモニタによる硫酸塩質量濃度なども同時に測定された。

Tentativeな結果を得るため、AP, SS, MDの $\kappa$ は、それぞれ、0.3、1.28および0.01を仮定した(サブミクロンの $\kappa$ は、0.1-0.5の範囲で変化しており、その中間を用いた)。また、それぞれの複素屈折率を1.38-0i、1.38-0i、1.50-0.003iとして、球形を仮定し、波長550nmに対する各成分の消散係数をMie散乱理論により求めた。

## 3. 結果

図1は、1h毎の観測値から求めた各成分別の消散係数である。相対湿度90%以上および、降水、霧の期間は除いてある。全体に、APの影響が最も大きい、RHが高くなるにつれて、吸湿性が高い海塩の影響も強くなっている。今のところ、黄砂は観測されていないので、鉱物ダストの影響は小さい。図2に視程の観測値から求めた消散係数とエアロゾルから求めた消散係数の比を示す。1になるべきところが、約0.2を中

心に分布しており、エアロゾルから求めた消散係数は約1/5に過小評価されている。この理由は、主にPOPCによる個数濃度の測定誤差で説明される。RHが大きくなるにつれて、視程観測値との誤差が大きくなるが、これは、 $\kappa$ の値の誤差に起因すると考えられる。また、80%以上で大きく下にずれた点が多いのは、薄い霧などが原因と考えている。

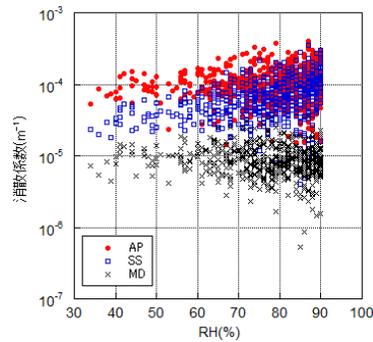


図1. エアロゾルの各成分の消散係数の寄与

## 4. まとめと今後

近い将来、エアロゾルモデルを用いた視程予測の実用化を目指す、非降水時の視程を精度よく予測するためには、エアロゾル濃度と共に、その吸湿特性の予測精度が本質的である。

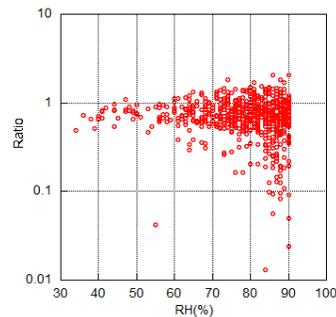


図2 エアロゾルから求めた消散係数と視程の観測値から求めた消散係数の比

## 参考文献

Iwakura, S., and Okada, K., Papers in Met. and Geophys., 50,81-90, 1999

## 南関東における大気エアロゾルの湿度特性

\*関根広貴<sup>1</sup>, 岩本洋子<sup>1</sup>, 三浦和彦<sup>1</sup>, 西川雅高<sup>1</sup>,  
長田和雄<sup>2</sup>, 松見豊<sup>2</sup>, 齋藤伸治<sup>3</sup>

1.東京理科大学, 2.名古屋大学, 3.東京都環境科学研究所

### 1. はじめに

今現在、健康の適切な保護を図るために維持されることが望ましいPM<sub>2.5</sub>質量濃度として環境基準が「1年平均値15 $\mu\text{g m}^{-3}$ 以下かつ1日平均値35 $\mu\text{g m}^{-3}$ 以下」と定められており、PM<sub>2.5</sub>質量濃度が高くなると予想される日にはPM<sub>2.5</sub>質量濃度の1時間値をもとに注意喚起が行われている。しかし、PM<sub>2.5</sub>注意喚起情報を提供する際の大気環境常時監視局における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、その信憑性が問題となっている。これらの問題がある中で、本研究では、PM<sub>2.5</sub>の特別値の信憑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、PM<sub>2.5</sub>質量に占める水分の割合を調べることで、PM<sub>2.5</sub>の吸湿特性を捉えることを目的とした。

### 2. 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。野田では10月24日から12月18日、都環研では12月5日から12月18日の間に行った。図1のような配管でOPC(KC-01E:RION社製、0.3 $\mu\text{m}$ 以上の粒子を測定可能)を物置小屋に設置し、未乾燥状態、乾燥状態における粒子数濃度を測定した。また、PM<sub>2.5</sub>センサ(松見が開発した小型PM<sub>2.5</sub>センサとPM712)も設置した。KC-01Eで得られた粒子数濃度のデータから体積濃度を計算し、それぞれの状態における体積濃度(未乾燥状態: $dV_1$  乾燥状態: $dV_2$ )を求めた。その得られた体積濃度の差 $dV_1 - dV_2 = \Delta dV$ (水分や易揮発成分に相当)、もしくは質量変化率(質量変化率 $\equiv dV_1/dV_2$ )を求め、PM<sub>2.5</sub>センサや気象データと比較し、検討した。

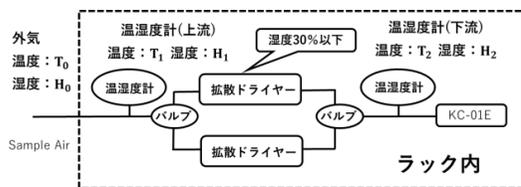


図1 測定システム

### 3. 結果、考察

11月7日~13日の1週間分のグラフを以下に載せる。

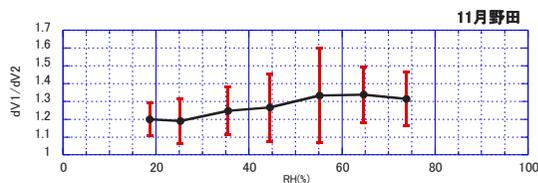


図2 質量変化率を平均したときの相対湿度との関係

未乾燥と乾燥状態の体積濃度の比と湿度の関係を表した図2を見てみると、湿度が高くなるにつれて比も大きくなっていくことがわかる。吸湿性粒子は湿度を上げた時と下げた時でヒステリシスを示す性質がある。

つまり、図2は完全に乾燥し小さくなっている粒子と、一度潮解湿度を超え徐々に粒子の直径が小さくなっていく粒子とを比べていることになるので、このように湿度が高くなるにつれて乾燥と未乾燥の比が大きくなると考えられる。また、測定しているのは大気であるので様々な粒子が混合している。そのため、湿度が上下する度に粒子が大きくなったり小さくなったりしている。しかし、外気の湿度  $H_0$  と内部の湿度  $H_1$  を比較すると数十%の差が生じてしまっていた。つまり、未乾燥ラインを通る段階ですでに乾燥されてしまい粒子が小さくなってしまいう可能性がある。

今後の課題として、未乾燥ラインの湿度が外気湿度より小さい値を示しているのが加湿ラインを設けることである程度湿度が下がっても粒子が小さくならないようにする必要がある。

### 4. まとめ

湿度が上がるにつれ質量変化率も増加するのが確認できた。しかし、外気の湿度と内部の湿度に差があるため加湿ラインを設ける必要がある。

### 謝辞

本研究は環境省の2016年度環境研究総合推進費(代表長田和雄)の助成を受けて行われた。

### 参考文献

- (1) Tang, I.N. and Munkelwitz, H.R., J. Geophys. Res., 99, 801-808, 1994
- (2) 徳竹美穂: 東京理科大学卒業論文, 2009

## 北海道地方の爆弾低気圧ノモグラム

\*玉井健太郎<sup>1</sup>・筆保弘徳<sup>1,2</sup>・山崎聖太<sup>2</sup>・有光直子<sup>1,2</sup> (1: 横浜国立大学、2: 横浜国立大学院)

### 1. はじめに

毎年、冬から春にかけて急速に発達する温帯低気圧(本研究では「爆弾低気圧」と呼ぶ)が発生し、北海道地方や東北地方に甚大な被害をもたらしている。本研究は、山崎他(2016; Y16)の台風に関する強風リスク評価の研究にならない、爆弾低気圧が通る経路を変えた経路アンサンブル実験を用いて北海道地方における強風リスクを算出して、地形の影響を調べた。そして、Y16が開発した「台風ノモグラム」を参考に、爆弾低気圧におきかえた「爆弾低気圧ノモグラム」の作成も行った。

### 2. 実験手法

本研究は、非静力学気象モデルWRFを用いて経路アンサンブル実験を行った。九州大学爆弾低気圧データベース風速1位の2012年4月2日に発生した爆弾低気圧を対象にし、水平解像度は5km、計算期間は4月2日15UTCから48時間に設定した。初期値・境界値にはNCEP FNLを用いるが、初期値で大気場を0.2度間隔で南北にずらした51ケースの実験を行った。解析に用いる風速の出力間隔は10分とした。低気圧中心は300km半径の領域平均した海面気圧の最小値をとる手法で求めた。各経路アンサンブル実験で得られたデータから、37ヶ所の地点で爆弾低気圧ノモグラムを作成した。

### 3. 結果

図1(左)は、経路アンサンブル実験による爆弾低気圧の経路を示す。爆弾低気圧の経路をみると、計算期間の前半ではほぼ平行移動しているが、後半にかけて計算領域の境界を避けるように収束した。この点は今後の課題とする。

図2上は、本研究で作成した留萌と岩見沢(図1右)の爆弾低気圧ノモグラムを示す。爆弾低気圧が日本海側を通過する時は両地点とも南風が吹くが、標高1491m(数値実験では約1000mの高度)の暑寒別岳を含む増毛山地一帯の南に位置する岩見沢では強風となる一方で、留萌はその増毛山地の風下となり、風は弱められる。逆に、太平洋側を爆弾低気圧が通過する時には両地点で北風が吹くが、留萌では強く岩見沢では弱い。つまり、岩見沢では日本海側、留萌では太平洋側を爆弾低気圧が通過した時に強風リスクが高まる。このように、同じ日本海側でわずか約70km離れた地点でも、周りの山岳地形の影響を受けて、強風リスクが高まる爆弾低気圧の経路は異なる。

Y16は、北海道地方の台風ノモグラムも算出している。そこで、本研究で作成した爆弾低気圧ノモグラムと同地点の台風ノモグラム(強風率ではなく絶対値を用いる)を比較した(図2)。すると、二つのノモグラムとも強風となる方位は良く類似していたため、地形による強風強化の影響は共通していることが分かった。しかし、台風ノモグラムはその地点に接近した場所(ノモグラムの図では中央付近)が強いが、爆弾低気圧ノモグラムは比較的遠方まで強風となる領域が広がっている。爆弾低気圧と台風の構造の違いを反映していると考えられる。

### 4. まとめ

経路アンサンブル実験を用いて、北海道地方各地における強風リスクを調べ、爆弾低気圧ノモグラムを作成した。各地域の地形の影響を受けて、爆弾低気圧の強風リスクが高まる経路が異なることが分かった。

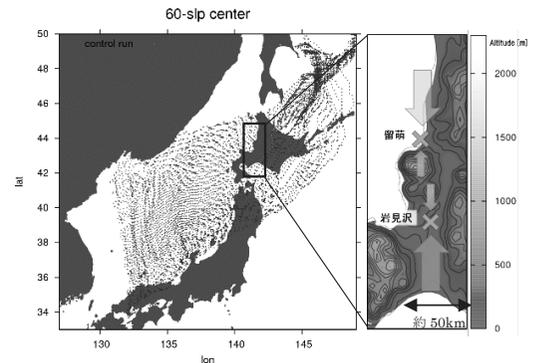


図1 本の爆弾低気圧の経路(左)と留萌と岩見沢の地形図(右)。

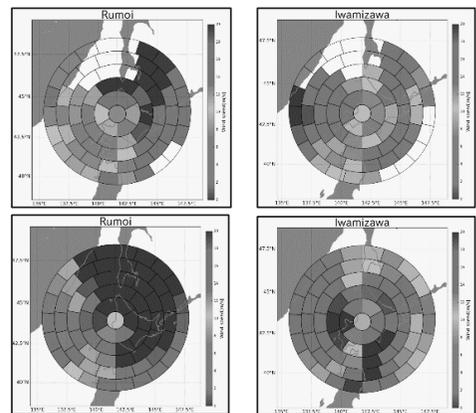


図2 留萌(左)と岩見沢(右)の爆弾低気圧ノモグラム(上)と台風ノモグラム(下)。風速絶対値を示す。

# 2016年1月の東アジアにおける寒気の形成と流出

\*山口純平・菅野湧貴・岩崎俊樹（東北大院理）

## 1. はじめに

2016年1月23日から25日にかけて日本付近では冬型の気圧配置が強まり、日本をはじめとした東アジアの各国には40年ぶりの大寒波とも呼ばれた強い寒気が流れ込んだ。この寒波の影響により24日に沖縄県の久米島と名瀬でみぞれを観測。奄美大島では115年ぶりとなる降雪が観測された。この記録的な大寒波はIwasaki et al. (2014, 以下I14)で提案された寒気質量(DP)、寒気質量フラックス(MF)によってよくとらえられていた。Oikawa et al. (2016)によれば、今回の寒気流出における図枠内5で領域平均したMFの南向き成分は1981/82年冬から2015/16年冬の間で最大であった。本研究では、DP、MFの解析から、今回の寒気流出イベントにおける寒気の形成と流出の特徴を明らかにする。

## 2. 原理と解析方法

本研究では、特定温位( $\theta_T$ )280K面以下の大気を寒気と定義する。DP, MFはそれぞれ次式で定義される(I14)。

$$DP \equiv p_s - p(\theta_T) \quad (1)$$

$$MF \equiv \int_{p(\theta_T)}^{p_s} v dp \quad (2)$$

本研究では寒気の移動に対する風の場の寄与を明らかにするために、新たに寒気平均速度( $v_m$ )を導入する。

$$v_m = DP^{-1}MF \quad (3)$$

解析には気象庁55年長期再解析(Kobayashi et al. 2015)を用いた。統計解析は1966/67年から2015/16年の50年間の冬季(DJF)を気候値として行った。

## 3. 寒気流出のシナリオ

2016年1月17~23日のDPとMFを右図に示す。流出の過程は寒気塊の経路により次の2段階に分けることができる。

- (1) オホーツク海上の寒気塊が17日にユーラシア大陸に上陸、中央シベリアを西進し、20日にバイカル湖に達し一旦停止する。
- (2) 寒気塊は南向きに進行方向を変える。21日頃には日本海、東シナ海方面に進行する寒気と、チベット高原の東斜面に沿って華南へ向かう寒気とに分かれはじめる。前者は24日に西日本や南西諸島、台湾に到達したのち太平洋沿岸で消滅、後者は同時期に香港まで達する。

## 4. 寒気質量とそのフラックスに見られる特徴

DP, MFの分布には以下に示す特徴がみられる。

- (1)でのDPは中央シベリア高原上で大きく、それを取り囲む山脈上では比較的小さい(図 a, b)
- DPが400hPa以上と多い領域と、寒冷渦(切離低気圧)の領域が対応する(図 e)
- 寒冷渦の西側の循環と南向きMFの強化がおよそ一致する(図 c, e)
- 寒気塊はシベリア高気圧の東部の等圧線密集域

で南下する(図 f)

- 寒気塊の北西、シベリア高気圧後面には寒気質量が少ない(240hPa以下)領域が広がる(図 f)

## 5. 今回の寒波の「異常性」

今回の寒波に相当する強度の、下図枠内1~5での領域平均DP, MF,  $v_m$ の発生頻度を表にまとめる。

表. 今回の寒波以上の強度の発生頻度 (1年に#度)

	枠内1	枠内2	枠内3	枠内4	枠内5
DP	5.8	6.2	0.90	0.18	0.02
MF	-	0.58	2.1	1.6	0.02
$v_m$	-	1.0	8.4	1.4	0.14

(50年間の冬季のうち2016/116-23の各物理量の最大値以上の値をとった日数(50年)により計算。ベクトル量については枠内2では西、3,4では南成分の大きさ)

Oikawa et al. (2016)の指摘した特異に強力な南向きMFのほか、中央シベリアでの西向きMF,  $v_m$ 、バイカル湖でのDPも稀な大きさであった。枠内1にあたるオホーツク海付近のDP気候値は400hPaに達し、DPの蓄積域となっている。一方バイカル湖上でのそれは300hPa以下である(Shoji et al. 2014)。このオホーツク海上の大規模な寒気塊が西進し、その強さを維持したまま東アジアの低緯度域まで南下したことが大寒波をもたらした原因であったと考えられる。

## 引用文献

- Iwasaki et al., *J. Atmos. Sci.*, **71**, 2230-2243 (2014)  
 Kobayashi et al., *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48 (2015)  
 Oikawa and Kamiguchi, *TCC News*, **44**, 6-13 (2016)  
 Shoji et al., *Journal of Climate*, **27**, 9337-9348 (2014)

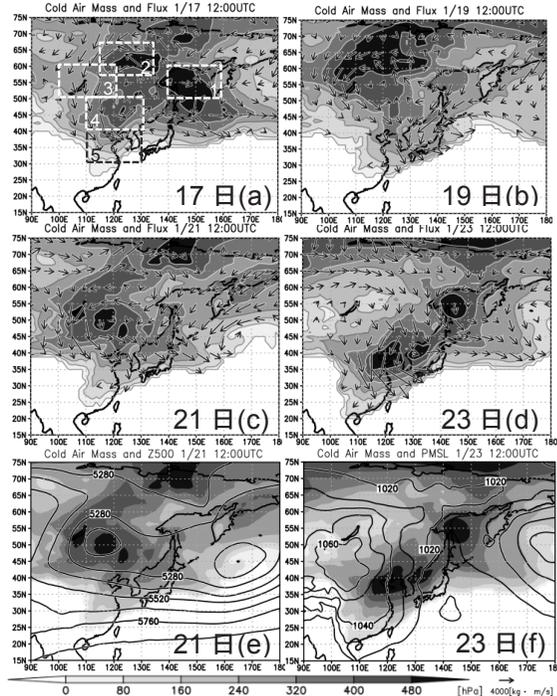


図 2016年1月17日から23日の寒気質量・寒気質量フラックス  
 時刻は21:00JST。影が寒気質量、矢印が寒気質量フラックス(a-d)、  
 等値線は500hPaジオポテンシャル高度[m](e)、海面更正気圧[hPa](f)。

# 化学-気候モデルの上部成層圏・中間圏の鉛直解像度増加 が及ぼす影響：熱帯成層圏半年振動

柴田清孝（高知工科大学）

## 1. はじめに

上部成層圏・中間圏の鉛直分解能を増加させてその大気大循環に及ぼす影響を調べたところ、有意な変化の一つとして、熱帯成層圏半年振動（SAO）、特に西風位相、に顕著な影響が現われた。本稿はその報告である。

## 2. モデル・シミュレーション

コントロールランは気象研究所の化学-気候モデルの旧版で行った（水平分解能は T42、鉛直分解能は 68 層（L68））。このモデルは QBO の再現を主なターゲットの一つにしたものであり、100-10hPa の鉛直分解能は約 500m と細かいがその上は 18 層で構成され急激に厚くなっている。これに対し、今回 10hPa より上層にさらに 13 層加え 31 層にした L81 をつくった。これら L68 と L81 の層厚比較（図 1）に示すように、L81 では 10hPa から緩やかに層厚が増加しており、上部成層圏から下部中間圏では 2km 以下を保持している。

シミュレーションは CCMVal の火山噴火など含まない 2100 年までの将来予測用の REF-B2 シナリオを使い、1970 年からの約 20 年の積分結果を示す。

## 3. 結果

10hPa より下の熱帯成層圏では両モデルとも観測値に近い周期を有する QBO が再現されており、QBO そのものは両モデル間で良く似ている。一方、QBO 域の上層の SAO は大きな違いが見られる。熱帯（10N~10S）平均の上部成層圏から中間圏での各月平均の帯状東西風の分布を図 2 に示す。東西風の位相は 1hPa で東風が冬と夏、西風が春と秋であることは L68（図 2 の上図）で再現されているが、西風のピークは上部中間圏モデルの 0.1hPa 付近であり、観測の成層圏界面付近であるピーク高度よりはるかに高くなっている。ところが、L81（図 2 の下図）で観測のピーク高度よりいくぶん高いものの、かなり改善されている。また、東風の値も小さくなっており、東風バイアスが小さくなっている。

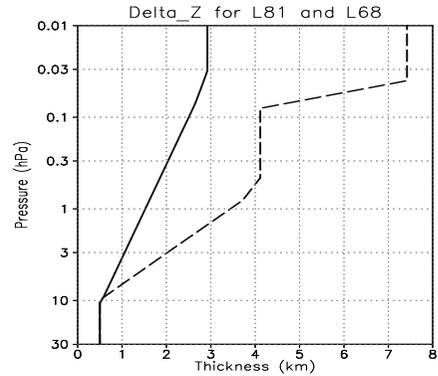


図1. 層厚の鉛直プロファイル(30-0.01hPa)。実線は L81、破線は L68。10hPa 以下は両モデルで同じ。

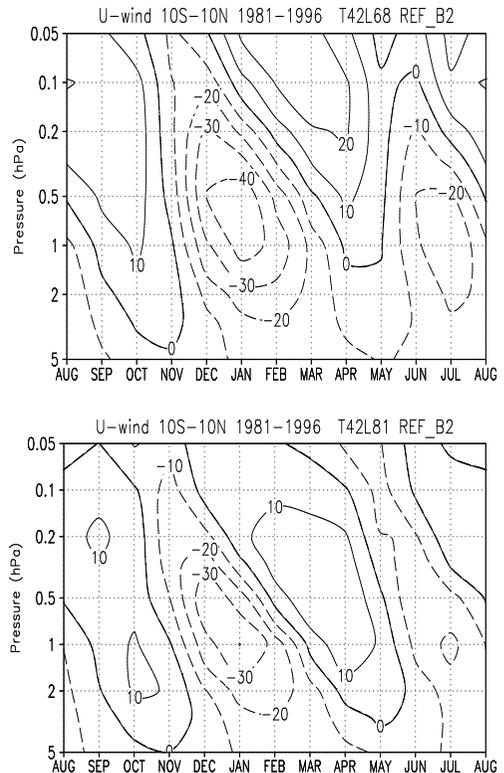


図2. 熱帯平均の東西風の月-高度断面。実線は西風、東風は破線、等値線間隔は 10 (m/s)。(上)L68、(下)L81。

## 東北地方北部における風速の急変動現象の気象学的要因

\* 永野良紀, 加藤央之 (日本大学・文理学部)

## 1. はじめに

再生可能エネルギーである風力発電は現在、北海道や東北地方で盛んに行われている。しかし、風力発電は風速が急激に変動することにより電力の安定供給に影響を及ぼすことが知られている。そこで、風速が急激に変動するタイミングを予測することが非常に重要であるが、予測精度は気象学的な要因に大きく依存する。そこで、風速の急変動の予測を向上させるためには急変動の原因を明らかにする必要があり、これまで北海道では地点によってその要因が異なることが示されている(永野, 加藤; 2015)。本報告では、風力発電所が多く存在する東北地方北部について風速の急変動要因を明らかにし、特に風速の急減少の結果について述べる。

## 2. 解析方法

まず、東北地方北部にある風力発電所と距離の近い気象官署 5 地点(青森, 深浦, むつ, 八戸, 秋田)の風速データより、各地点における変動値の  $2\sigma$  を超えて風速が減少したときをランプダウンと定義した。続いて、東北地方を中心とした領域 ( $20-52.5^{\circ}$  N/ $115-165^{\circ}$  E) において海面補正気圧場 (以下, SLP) の主成分分析を行い、ランプダウン発生日の SLP 場が主成分空間内のどの領域に位置しているか地点別に特徴を明らかにした。そして、その結果をもとに気象学的にランプダウンが発生する要因を分析した。

## 3. 結果

東北地方を中心とした領域における SLP 場の主成分分析の結果、第 1 主成分 (寄与率: 42%) の因子負荷量分布は東側が正の値、西側は負の値をもち東西方向の変動を表している。また、第 2 主成分 (寄与率: 20%) の因子負荷量分布は、北海道の東側に正の値の中心を持ち、オホーツク海を中心とした変動パターンを表す。

日本海側に位置する深浦と秋田では、第 1 主成分スコア (以下, Z1) と第 2 主成分スコア (以下, Z2) で張った 2 次元空間において、Z1, Z2 とともに負となる第 3 象限で高い頻度で出現している。第 3 象限の空間パターンでは、ユーラシア大陸上に高気圧、太平洋北

部に低気圧がみられ、西高東低の冬型気圧配置となっている (図 1=左)。一方で、青森, 八戸の 2 地点では第 4 象限で出現頻度が高くなっている。このパターンは、太平洋上が高圧部、高緯度側が低圧部となっている (図 1=右)。このように、地点によってランプダウンが発生しやすい SLP 場は異なっている。地上天気図からも日本海側の 2 地点では、西高東低の冬型気圧配置が緩むことにより生じ、また青森と八戸では低気圧が遠ざかるケースや移動性高気圧に覆われている時にランプダウンが発生しやすいことが確認できた。

移動性高気圧に覆われた時にランプダウンが発生しやすい八戸では明瞭な日変化がみられ、夕方から夜間にかけてランプダウンが発生しやすい。八戸のランプダウン発生日に対して、SLP 場の主成分分析によって得られた第 1~第 6 主成分スコアに対する 6 次元空間内でクラスター分析を行ったところ、移動性高気圧型や低気圧の移動型など 9 グループに分類できた。このうち、動性高気圧の張り出しを示す 2 つのグループでは夜間にランプダウンが発生する割合がほかのグループと比べ高かった。

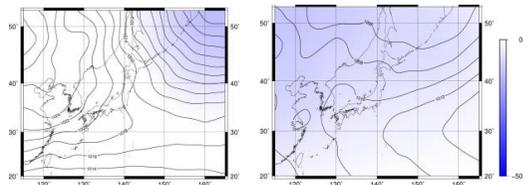


図 1: SLP・Z1・Z2 平面の代表点における SLP パターン。左は Z1, Z2 とともに  $-1\sigma$  のとき、右は Z1 が  $1\sigma$ , Z2 が  $-1\sigma$  のときのパターン。陰影部は平年より気圧が低いことを示す。

謝辞: この成果は、国立研究開発法人新エネルギー・産業技術総合開発機構 (NEDO) の委託業務の結果得られたものです。

# 近年の北海道地方の暴風雪の頻発と爆弾低気圧活動

\* 築地原匠・川村隆一・川野哲也（九大院・理）

## 1. はじめに

北海道は近年道東地方を中心に暴風雪が頻発傾向にある。例えば釧路では12月の日最大風速(日最大瞬間風速)について、観測史上10位以内のうち9回(8回)が2000年以降に記録されている。他の地点でも日最大風速20 m/s以上の日数を見ると、およそ2000年を境に近年の増加傾向が確認される。この強風頻度の増加傾向は大気再解析データでも確認され、爆弾低気圧起源の被害の増加が示唆される。本研究では、北海道周辺の爆弾低気圧活動の長期変化傾向との関連性を確認し、その要因を調査する。

## 2. データと解析方法

爆弾低気圧の解析には、長期再解析データ JRA-55(水平解像度:1.25°)と ERA-Interim(水平解像度:1.125°)を使用する。本予稿では主に JRA-55の結果について示す。低気圧の抽出は、Iwao et al. (2012)で用いられている低気圧トラッキング手法を一部改良して使用する。爆弾低気圧の定義は Sanders and Gyakum (1980)に従い、

$$\text{発達率} = -\frac{\text{SLP}(t+12) - \text{SLP}(t-12)}{24} \frac{\sin 60^\circ}{\sin \Phi(t)} \quad (\text{Bergeron})$$

が1 Bergeronを超えた事例とする。ここで $\Phi$ は低気圧中心緯度を表す。北西太平洋域(100E°-180°, 20°-60°N)で発生・最大発達した冬季12-2月の爆弾低気圧を対象とし、過去(1980/81-1997/98年)と近年(1998/99-2015/16年)の各18冬季を比較した。

## 3. 結果

図1は爆弾低気圧経路の頻度分布を示す。近年では四角枠で囲んだ北海道北方域(137.5°-155°E, 42.5°-50°N)を通過する爆弾低気圧の増加が示される。これに関連して、低気圧活動の指標の一つである局所発達率(LDR, Kuwano-Yoshida 2014)でも、近年の明瞭な強化傾向が確認される。

北海道北方域を通過する爆弾低気圧は1980年以降の36冬季において312個抽出され、そのうち南岸低気圧は92個、その他(主に日本海低気圧)は220個であった。その他は過去112個、近年108個でほとんど変化していないが、南岸低気圧は過去36個、近年56個で20個増加している(図2a,b)。ERA-Interimでも過去34個、近年56個で同様の増加傾向が示され、南岸低気圧の発生地域は東シナ海や日本東方で増加している。

特に2 Bergeron以上の強い南岸低気圧は、過去7個、近年14個(ERA-Interimでは過去6個、近

年13個)であり、約2倍に増加している。

近年では北進して北海道地方に接近する南岸低気圧が増加しており、特に強い低気圧の顕著な増加が示された。その要因について、東アジア・北太平洋域の背景場の長期変動(十年規模変動や温暖化)や黒潮・親潮混合水域などの海水温上昇の影響の可能性を当日の発表で紹介する。

## 謝辞

本研究はJSPS科研費16H01846の助成を受けた。

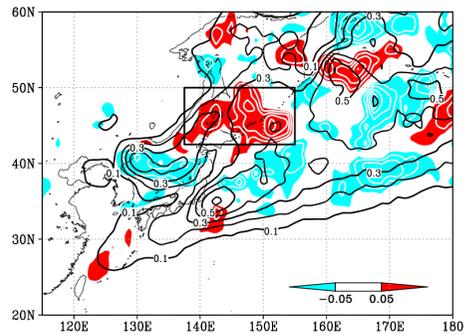
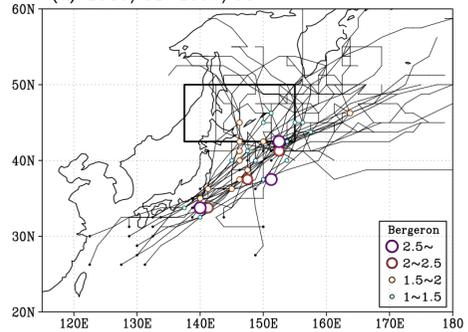


図1 爆弾低気圧経路の頻度分布の気候場(等値線)と近年から過去を引いた差(陰影) [数/冬季/10,000 km<sup>2</sup>].

(a) 1980/81-1997/98



(b) 1998/99-2015/16

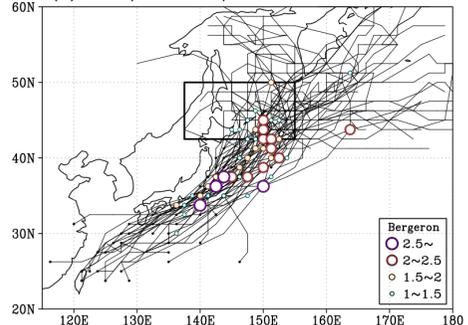


図2 北海道北方域を通過する南岸低気圧の経路。(a)過去、(b)近年。○は最大発達率を記録した位置を示す。

## 線形傾圧モデルを用いた SAM の地形依存性の解明

遠藤 あずさ\* (筑波大学地球科学専攻)、田中 博 (筑波大学 CCS)

### 1. はじめに

SAM (Southern Hemisphere annular mode) は南半球環状モードのことで、南半球の気圧が高緯度と中緯度で逆相関を保ちながら変動する現象である。Thompson and Wallace (2000) での定義は、南半球 850 hPa 海面更正気圧場の EOF (Empirical Orthogonal Function analysis) 解析の第一主成分である。

地形の振幅が環状モードに与える影響について、地形の振幅を 0.0~1.0 倍に変化させながら大気大循環モデルを実行した西澤・余田(2004)の実験では、地形の振幅を 0.4 倍、0.45 倍にすると波数 1 成分が卓越し環状変動は消えて、それ以外の場合には環状モードが卓越した。NAM (Northern Hemisphere annular mode) の理論解を求める研究は Tanaka and Matsueda (2005) や Tanaka and Seki (2013) で行われており、EOF 解析と比較しても再現性が高いことが明らかになっている。先行研究では地形の振幅を変化させた時の SAM の様子について統計的に解析しており固有解を求めた研究はない。本研究では SAM が固有解として説明できるか検証し、地形の振幅を変化させながら SAM を理論的に解くことによって地形依存性について考察する。

### 2. モデルとデータ

本実験で使用するモデルは Tanaka and Seki (2013) で示された 3 次元ノーマルモード関数を基底とした線形傾圧モデル (Linear Baroclinic Model: LBM) である。この方法では基礎方程式系のスペクトルモデルを線形化することによって、環状モードを固有値問題の形で解くことができる。ただし、今回は順圧成分のみで方程式を閉じ、固有解を求めた。

データは NCEP/NCAR 再解析データより 1971~2000 年の JJA 平均した東西風、南北風、ジオポテンシャル偏差を使用する。地形の振幅についてはモデルのプラネタリー波成分を 0.0~1.0 倍にして実験を行い SAM の表れる振幅を検討する。

### 3. SAM の理論解と地形依存性

南半球の順圧高度は北半球と比べてほとんどグローバルであるが、順圧不安定解析を行うと特異固有解が求められた。特異固有モードとして得られた SAM の順圧高度偏差が図 1 左である。極域に低圧部、中緯度に高圧部が存在し波数 3 成分が見られる点は、SAM の定義である南半球 850 hPa 高度の月偏差 EOF 第一主成分とも一致する。このため SAM を固有解として説明できたといえる。

地形依存性については、地形の振幅を小さくしながら順圧不安定解析を行ったところ振幅 0.0 倍に至るまで特異固有解は連続しており、すべて環状モードを示すことが分かった。西澤・余田で波数 1 成分が卓越すると述べられた振幅 0.4~0.45 倍においても、理論解では環状モードであった (図 1 中)。本研究では先行研究で現れた波数 1 成分は周期 18.5 日の西進波として検出されることが分かった (図 1 右)。

### 4. まとめ

SAM の理論解を求めた研究はこれまでになかった。本研究では 3 次元ノーマルモード関数を基底とした線形傾圧モデルを用い固有値問題を解くことで SAM が理論解で表されることを明らかにした。基本場の擾乱成分の振幅を小さくした場合には、特異固有解は擾乱成分の振幅が 0.0 倍から 1.0 倍に至るまで連続して存在していた。

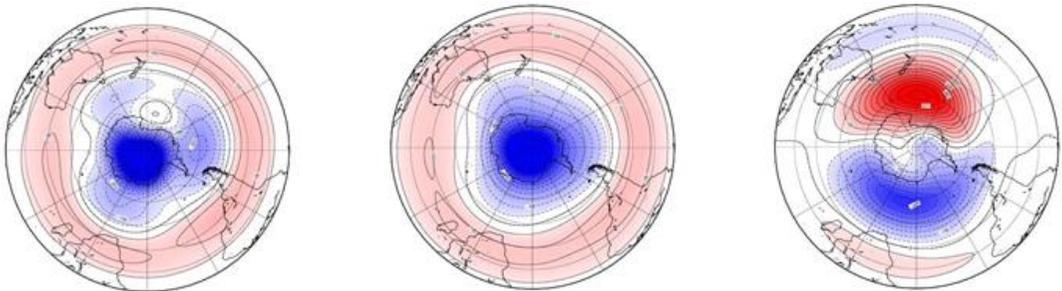


図 1 特異固有モードとして得られた SAM の順圧高度偏差。左が基本場の振幅 1.0 倍、中が振幅 0.45 倍、右は振幅 0.45 倍の時の移動解の一つ。実線は正偏差、破線は負偏差を表す。

# 大会 第 3 日



# 北米寒気流の年々変動と対応する総観場

\*菅野 湧貴 (東北大院・理)、John. E. Walsh(アラスカ大学)、岩崎 俊樹 (東北大院・理)

## 1 はじめに

特定温位  $\theta_T$  面以下の寒気質量フラックスは東アジアと北米の2か所に気候学的な寒気流を形成する。東アジア寒気流の年々変動と季節内変動についての理解は進んでいるが (Shoji et al., 2014; Abdillah et al., 2017)、北米寒気流についての研究は十分にされていない。そこで本研究は、北米寒気流の年々変動とそれに関する総観場を明らかにする。

## 2 解析手法

先行研究と同様に、特定温位 280 K 面以下の大気を寒気と定義する (Iwasaki et al., 2014)。各地点の寒気質量フラックスは次式で定義される。

$$\mathbf{MF} \equiv \int_{p(\theta_T)}^{p_s} \mathbf{v} dp \quad (1)$$

ここで  $p_s$  は地上気圧、 $\mathbf{v}$  は水平風ベクトルである。

北米寒気流の年々変動を寒気質量フラックスの EOF 解析によって調べる。北米の寒気流はロッキー山脈 (130°W) とグリーンランド (50°W) の間を通って南下し、この領域で平均した寒気質量フラックスの南向き成分は 60°N で最大となる。そのため 60°N、50°W から 130°W における寒気質量フラックスの南北成分を EOF 解析することで、北米寒気流の主要な変動モードを取り出す。

解析には JRA-55 大気再解析データを 1959–2016 年の期間使用した。寒気質量フラックスが最大となる真冬 (1月) を解析の対象とした。

## 3 北米寒気流の年々変動

北米寒気流の EOF 第 1 モードは 80°W を中心とした東西のダイポールである。このモードは全分散の 44% を説明する。図 1a に EOF 第 1 モードの主成分 (PC) が 1.0 を超える 8 年の寒気質量フラックスの偏差合成図を示す。90°W 以南で寒気の南下が平年よりも強く、40°N から 60°N において東向き偏差が見られる。これらの特徴は、気候学的な北米寒気流の強化を意味する。

EOF 第 2 モードは 90°W にピークを持ち、105°W 以西では弱い負偏差となる。このモードは全分散の 26% を説明し、第 3 モードとは明瞭に区別される。第 2 モードの PC が 1.0 を超える 9 年 (-1.0 を下回る 10 年) の寒気質量フラックスの偏差合成図を図 1b(1c) に示す。第 2 モードの PC が 1.0 を超える時には寒気流はグリーンランド側にシフトしており、寒気の南下は弱い。一方、第 2 モードの PC が -1.0 を下回る時には寒気はロッキー山脈の東縁を南下する。寒気流の経路の変化が北米冬季の気候に大きく影響する。

大会では総観場の合成図解析を示し、また東アジアの寒気流との比較についても議論する。

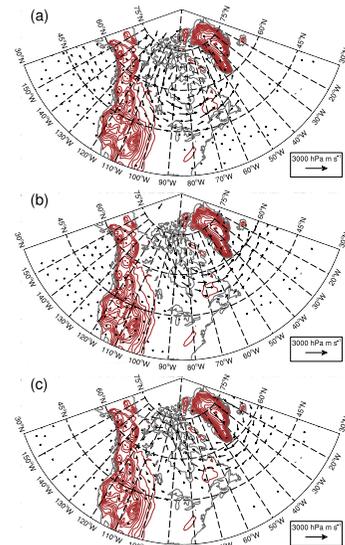


図 1 寒気質量フラックス偏差合成図。(a)PC1>1.0、(b)PC2>1.0、(c)PC2<-1.0。等値線は地形を表し、間隔は 500 m である。

## 引用文献

- Abdillah et al., 2017, *JCLI*, in press.  
 Iwasaki et al., 2014, *JAS*, 67, 293-312.  
 Shoji et al., 2014, *JCLI*, 27, 9337-9348.

## インド亜大陸で日中に発生する MCS と モンスーンの季節内変動

上野健一（筑波大学生命環境系）・横山土実（筑波大学生命環境科学研究科）、  
金子峻也（日本気象協会）、杉本志織（JAMSTEC シームレス環境予測研究分野）

### 1. はじめに

インド亜大陸上の降水変動は大気の非断熱加熱やインドモンスーンの強弱を決める重要な指標となる。古くから西ガーツ山脈に沿った地形性降水の寄与が指摘されがちだが、日中の陸面加熱に応じたメソ対流の発現過程に関する研究は少ない。昨年春の大会では、中東部でモンスーンブレイク期に発生するメソ対流系（MCS）の事例を紹介し、南部乾燥域で発達する熱的低気圧の遠隔影響を論じた（上野ほか、2016）。今回の発表では、亜大陸内（70-88E, 10-25N）での MCS 発現特性を見直し、下層の水蒸気輸送、衛星降水量、および衛星土壌水分量に見られる季節内変動との関係を明らかにした。解析期間は2008年～2010年の6-9月で、MCSの発生はNCEP/CPC 4 km Global merged IR データを用いて客観抽出している。

### 2. MCS の発現域と下層主蒸気の合流

MCS 発生頻度には、現地時間で日中（13-19時）および夜間（23-3時）にピークを持つ日変化がみられる。日中に発現する MCS は A) 北東部で東西に延びるチョータナプール高原と B) 東岸に面した東ガーツ山脈周辺に集中した。B) 域の MCS はモンスーン期を通じて発現し、比較的夜半も発生する傾向があるのに対し、A) の MCS は年により発現が集中する期間があり、午後の比較的早い時間帯から出現する傾向が見られた。2009年 はインドが干ばつで MCS 数も減少した。

前回の解析で、同領域で MCS が発生する日には、対流圏下層 850hPa でアラビア海から亜大陸北部を經由して東進する水蒸気輸送と、西ベンガル湾上を亜大陸に沿って北上する 900hPa 以下での水蒸気輸送の合流が検出された。今回は、任意の領域で平均した東西・南北  $qV$  フラックス ( $qV-u$ ,  $qV-v$ ) を指標として、両輸送量の季節内変動を分析した。 $qV-u$  は 4 日、16-17 日、25 日の周期をもち、後者 2 つは従来から指摘されてきた南アジアモンスーンに内在する季節内変動周期と一致する。4 日周期は西進するモンスーン低気圧の影響が考えられる。さらに、 $qV-v$  が数日遅れて  $qV-u$  と同調する期間 (①) と、両者が大きく相反する期間 (②) が混在した (図 1)。

### 3. 衛星降水量・土壌水分量の変動

GSMP-MVK データを使い、陸上にける日降水量の

季節内変動を主成分分析により検出した。第一成分のパターンは南アジアスケールでのモンスーン季節内変動に伴う降水量偏差 (Goswami, 2004) と一致し、第 3 成分に今回注目する中北東域の MCS 発現域が作用中心となるパターンが検出された。第 3 成分が卓越する週に第一成分は負に転移し、 $qV-u$ ,  $qV-v$  フラックスともに増加期間であった (図 1)。これは、対象領域で降水が生じる期間に広域モンスーンのブレイク期間に相当し、その時にはアラビア海北部からの水蒸気輸送とベンガル湾西部を北上する水蒸気輸送が同時に卓越する傾向を示している。

一方、日単位で推定された AMSR-E 土壌水分の暖候期における平均分布は、15N 以南で乾燥し、中部から北東に向けて増加する傾向を示した。西ガーツ山脈に沿った顕著な増加傾向はみられない。南部および北東の任意の領域で平均した土壌水分の季節内変動を 3 年間比較したところ、南部は季節を通じて乾燥状態であった。一方、北東部はモンスーン後半にかけて土壌水分が増加する傾向と共に、数週間スケールで大きな季節内変動を示した。この変動傾向は年により異なり、インド亜大陸が干ばつであった 2009 年も、7 月中旬および 8 月下旬に増加期間が見られた。すなわち、北東域の土壌水分増減は必ずしもアジアモンスーンの強弱に依存しない可能性がある。

以上を踏まえ、領域気候モデルによる MCS の再現実験を行ったところ、計算設定の変更により MCS の再現に改善が見られた。土壌水分の初期値依存性に関する検討を行う予定である。

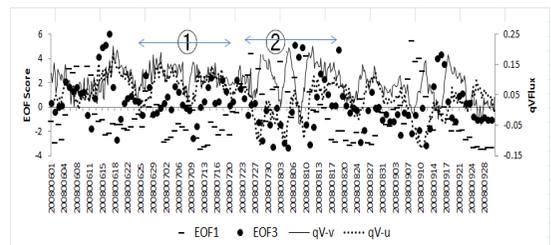


図 1 2008 年 6-9 月の  $qV-u$  (実践)、 $qV-v$  (破線) および降水量第一主成分 (●) および第 3 主成分 (-)

参考：上野ほか、2016：インド亜大陸・中東部での MCS 発生に対する季節内変動に応じた陸面過程、気象学会春季予稿集、C105、p61.

# アジア大陸気温のモデル再現性バイアスおよび関連する将来変化の要因

尾瀬 智昭（気象研究所）

## 1. はじめに

環境省環境総合研究推進費「地球温暖化に伴う気候変動と日本・東アジア域の降水現象の変化に関する研究」(2-1503)において、CMIP5 モデルの夏季アジア大陸地表気温の現在気候再現性バイアスおよびこれに関連する将来変化傾向の要因を調査した。

## 2. 解析内容

解析したモデル実験は、CMIP5 の現在気候(1975-1999年)実験とRCP8.5シナリオの21世紀末(2075-2099年)実験であり、6-8月25年平均値を解析した。地上気温を2.5度×2.5度上に内挿し、さらに同一の標高値に換算して解析を行った。各モデルの将来変化値は、マルチモデル平均の全球平均地上気温の将来変化値で規格化している。

## 3. 結果

図1は、24個のCMIP5モデルによるアジア大陸(東経30-150度、北緯25-75度の陸上)の現在気候地上気温のEOF第1モードであり、中央アジアを中心に高温の分布を示す。多数のCMIP5モデルやCMIP5平均はこのモードが正符号のバイアスを示す。その要因を統計的に調べたところ、図2で示すように、地表面下向き短波入射量(および上向き顕熱量)と比較的高い相関分布が見られた。これは、アジアモンスーンの下降域で雲が少ないモデルが、系統的に高温バイアス傾向を示すことを暗示する。

図1のEOF第一モードを正のバイアスに持つモデルは、CMIP5モデル平均に比べて、図3のような将来気温変化分布を強調して升温予測する傾向がある。これは、将来、乾燥化が強まる地域で高温化がより強い予測になっている。

このような系統的な気温変化傾向の要因は、ヨーロッパ域では地表面の下向き短波入射量の増加によるものであることがわかる(図4)。夏季アジアの下降域での雲の過少バイアスと同じ要因で、より高温の将来変化予測になる。しかし、図4の短波入射減少域である北アフリカでも、将来気温は高温強調傾向である。要因としては、地表面への長波入射量変化や循環の変化に伴う暖気移流が関係している。

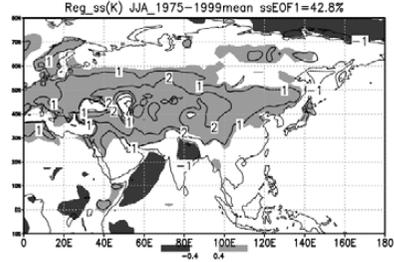


図1 24個のCMIP5モデル現在気候実験における地上気温再現値のモデル間EOFの第1モード。影は自己相関係数を、等値線は線形自己回帰値(K)を表す。

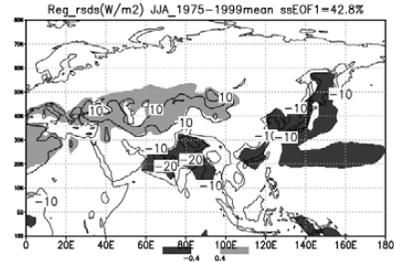


図2 地表面下向き短波入射量と図1の地上気温第1モードとの相関(影)および回帰値(等値線:W/m²)。

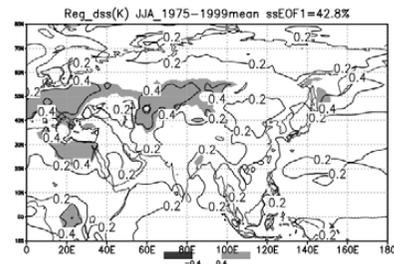


図3 地表面気温(K)の将来変化であることを除いて、図2と同じ。

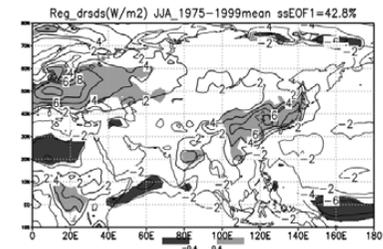


図4 地表面下向き短波入射量(W/m²)の将来変化であることを除いて、図2と同じ。

# 高解像度全球大気モデルによるアンサンブル実験を用いた予測可能性の調査

\*千葉丈太郎<sup>1</sup> 木本昌秀<sup>1</sup> 今田由紀子<sup>2</sup> 前田修平<sup>2</sup>

(<sup>1</sup> 東京大学大気海洋研究所 <sup>2</sup> 気象研究所)

## 1. はじめに

中・高緯度地域は、内部変動はもちろんのこと、熱帯や極域起源の外部変動の影響も複雑に組み合わさるため、長期予報が難しいとされているが、エルニーニョなどによって励起されるテレコネクションパターンは周辺地域に特徴的な気圧配置として現れるため、天候を予測するうえで重要である。本研究では、冬季の主に日本域の天候に注目し、高解像度な全球大気モデルによる100メンバーのアンサンブル実験から得られたデータを用いて、テレコネクションパターンの形成にみられる内的・外的要因、さらには予測可能性について調査する。

## 2. 使用したデータ

解析に用いたデータは、気候変動リスク情報創生プログラムで作成された「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」である。このデータのうち、水平格子間隔 60km、鉛直層数 64 層の全球大気モデルに 1951～2011 年の観測の海面水温 (SST) と海氷を外部条件として与え、100 メンバーのアンサンブル実験を行った結果を本稿では使用する。世界でも類を見ない多数のアンサンブルを活用することで、観測ではサンプルが少ない中・高緯度の現象も議論できる可能性がある。また、d4PDF (以後：モデル) と比較する観測データとして、大気は JRA55、海面水温は COBE-SST2 を用いた。

## 3. 初期解析結果

図 1 は 1958～2010 年の冬季 (DJF) 平均の 500hPa 高度 (Z500) 偏差についての、観測とモデル (100 メンバーのアンサンブル平均) の相関係数の分布である。北半球中・高緯度をみると、北アメリカと東シベリアに相関の高い (0.5 以上) 地域がある。前者は太平洋・北米

(PNA) パターンに起因するものである。また、後者について、東経 130 - 170 度、北緯 50 - 70 度を領域平均した Z500 偏差の年々変動に全球の Z500 偏差場を回帰させると、北緯 45 度付近を境とした西太平洋 (WP) パターンのような南北双極子構造が、観測とモデル両方にみられた。これは WP パターンの境界条件への応答成分の予測可能性を示唆している。

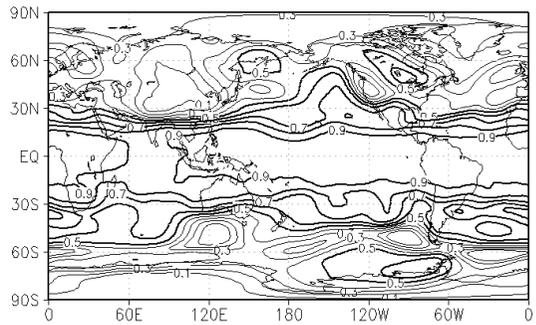


図 1. 観測とモデルの相関係数分布。0.5 以上の地域を太線で示した。

図 2 は上で述べた領域平均の Z500 偏差と Nino3.4 海域の SST 偏差の時系列である。Z500 偏差の観測とモデルは高い相関 (0.57) がある。一方で、Z500 偏差と SST 偏差には強い負の相関 (-0.69) があり、WP パターンがエルニーニョと密接に関わっていることと整合的である。しかしながら、WP パターンの形成には内部要因的な影響も含まれているので、それらを含め、中・高緯度地域の予測可能性について調査した結果を報告する。

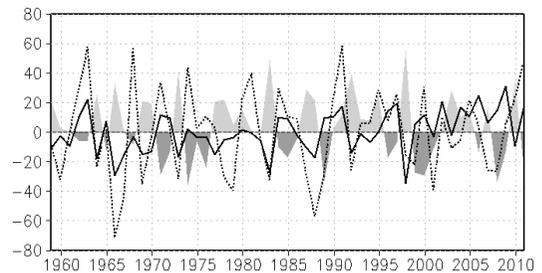


図 2. 領域平均 Z500 偏差の時系列 (m)。実線はモデル、破線は観測。色塗りはモデルの NDJF 平均の Nino3.4 の SST 偏差 (K) を 20 倍したものを。

## 大西洋を発端とした近年のグローバルモンスーン強化傾向

\*釜江陽一<sup>1,2</sup>, Xichen Li<sup>3,2</sup>, Shang-Ping Xie<sup>2</sup>, 植田宏昭<sup>1</sup>

<sup>1</sup>筑波大学生命環境系 <sup>2</sup>UCSD スクリプス海洋研究所 <sup>3</sup>IAP, Chinese Academy of Sciences

### はじめに

モンスーンは熱帯から亜熱帯にかけて広く世界的に発達し(北米、南米、北アフリカ、南アフリカ、南アジア、東アジア、オーストラリア)、それらを総称してグローバルモンスーンと呼ぶことがある(Zhou et al. 2016)。過去のグローバルモンスーンは軌道要素を始めとした外部強制因子に対する応答として長期的に変動し、温暖化時の応答には、大気中水蒸気量の増加と熱帯大気循環の弱화가重要な役割を果たすことが指摘されている。人為的なエアロゾル強制力により、20世紀半ばからグローバルモンスーンは長期的な弱化傾向を示している。一方で、衛星観測が開始された1979年以降のグローバルモンスーンは強化傾向にある。歴史的な自然・人為放射強制力で駆動したCMIP5マルチモデル実験はこのトレンドを再現しない。一方でこの期間は太平洋、大西洋を始めとした数十年規模の海洋変動が顕著な期間に相当する。熱帯太平洋では負のPDO傾向に伴う東部の降温、西部の昇温が顕著であり、近年の地球温暖化停滞傾向に寄与していた。インド洋は継続的な昇温傾向にあり、大西洋ではAMOが正位相に転換し、北半球側で広く昇温している。

本研究では、南アジアモンスーンの強度の指標として用いられる大陸・海洋間の対流圏温度勾配(MTG)を、海洋水温同化実験で再現されたグローバルモンスーンに適用し、過去34年間のトレンドに対する特定の海洋の数十年変動を発端とした海洋間をまたぐ相互作用の寄与度を評価した。

### 方法

NCAR CESM1を用いて海洋水温restore実験を実施した。コントロールランとしてモデル気候値の海洋混合層水温をrestoreして15年間積分した。感度実験として、1979-2012年の34年間の混合層水温トレンドをrestore水温に上乗せして積分後、後半10年平均値をコントロールランと比較することで、restoreした水温トレンドの寄与を評価した。水温は特定の海洋(大西洋、インド洋、太平洋)のみrestoreし、それぞれAtl、IO、Pac実験と呼ぶ。初期値を変えた12アンサンブル実験の平均により、①大西洋の昇温②インド洋の昇温③太平洋の東西水温コントラスト、それぞれの寄与を評価した。SSTを固定するAMIP型の実験と異なり、海洋間の相互作用(例えばエルニーニョはインド洋の昇温をもたらす)を介した遠隔影響を加味することができる。

### 結果

過去34年間の北大西洋の昇温トレンド(AMO位相の負から正への転換)をrestoreすると、主に熱帯大西洋の昇温を発端とする西向きロスビー、東向き

ケルビン応答を介したWESフィードバックにより、熱帯インド洋の昇温、熱帯西部(東部)太平洋の昇温(降温)傾向を含む全球的なSSTトレンドが再現される(Li et al. 2016)。一方でインド洋、太平洋の水温をrestoreした実験は、他の海域の水温トレンドを再現しない。

陸上のモンスーン域を降水量の年較差から定義し、陸上モンスーン降水量トレンドを観測データと比較すると、過去34年間のグローバルモンスーン降水量の増加傾向は、Atl実験のみが再現する。領域ごとに評価すると、Atl実験では北米、南米、北アフリカモンスーン降水の顕著な増加傾向をよく再現し、結果的にグローバルモンスーン降水の増加をよく再現する(Kamae et al. 2017)。

熱帯大西洋の昇温トレンドは、ケルビン応答とWESフィードバックを介した熱帯インド洋の昇温と、それに付随するロスビー応答として亜熱帯北米・北大西洋・北アフリカ上に高気圧偏差(図)を生み出す(南半球も同様)。この高気圧はモンスーン循環の強まりに相当する熱帯下層(上層)の西風(東風)を伴う。この亜熱帯高気圧と対応する循環場・陸上降水のトレンドは、観測されたトレンドとよく一致し、大西洋の水温上昇を発端とする海洋間相互作用の重要性を示している。一方でインド洋、太平洋の水温トレンドは、グローバルモンスーンの強化を駆動しない。なお、オーストラリアモンスーンのように、近年のトレンドが海水温restoreだけでは再現できない場合もあり、エアロゾルを始めとした他の要因も重要である。

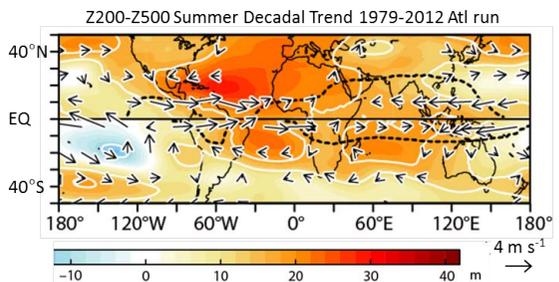


図. 対流圏気温に対する大西洋の水温トレンドの効果。200hPaと500hPa間の層厚(m; 陰影)と850hPaと200hPa間の風シアー( $m s^{-1}$ ; ベクトル)の大西洋水温 restore 実験からコントロール実験の差をとったもの。北半球は5-9月、南半球は11-3月の平均。点線は気候値の層厚が極大となる緯度を示す。

### 参考文献

- Kamae, Y., et al. 2017. *Clim. Dyn.*, doi: 10.1007/s00382-017-3522-3.  
 Li, X., et al. 2016. *Nat. Clim. Change*, **6**, 275–279.  
 Zhou, T., et al., 2016. *Geosci. Model Dev.*, **9**, 3589–3604.

# 格子点で解析した梅雨期の将来変化

楠 昌司 (気象研究所)

## 1. 序

20 km, 60 km格子の全球大気モデル MRI-AGCM3.2 による積雲対流・海面水温アンサンブル温暖化実験では、日本の梅雨入りが遅れる (Kusunoki 2016, Clim. Dyn.)。本研究では、モデルの格子点ごとに雨期を定義し、その将来変化を解析した。

## 2. 雨期の定義

格子点ごとに雨期を定義する方法は Wang and Ho (2002) を参考にしたが、全く同じ手法で計算すると日本の関東・東北地方で梅雨が定義できない。そこで、独自の方法を開発した。

### (1) 夏のアジアモンスーン

夏 (6~8月) の降水量が 4.0 mm/day 以上で、夏の降水量が冬 (12~2月) の降水量より多い格子点を夏のアジアモンスーン Asia Summer Monsoon (ASM) の定義域とした。

### (2) 梅雨の入り明け

ASM の定義域内の各格子点における半月平均降水量を用いたが、時間変動が激しいので平滑化した。時間方向にフーリエ分解し、平均値とフーリエ級数の第 1 項から第 N 項で再合成した。平滑化した時系列の極大値が第 25 半月 (5月 1-5日) から第 54 半月 (9月 23-27日) の期間にある格子点を選んだ。降水量の閾値を初めて越える半月を梅雨入り、その後閾値を初めて下回る半月を梅雨明けとした。気象庁による梅雨入り明けの定義 (1981-2010 年の 30 年気候値) を、日本付近の格子点に与えた。フーリエ級数の第 N 項および閾値を変えながら、GPCP 1ddv1.2 による入り明けの定義と気象庁による定義との二乗誤差を計算した。入りと明けの両方の誤差の和が最少となる  $N=12$ 、閾値 6.5mm/day を採用した。なお、ASM の定義域内であっても入りや明けが定義できない場合があり、その時は欠測とした。

## 3. 結果

図 1 は東京付近の格子点における梅雨の入り明けを定義した例である。関東地方では梅雨入りが 6 月初旬、明けが 7 月下旬なので、概ね梅雨の入り明けが適切に定義できている。生の値だと梅雨期間が不自然に短くなる。図 2 は 20 km, 60 kmモデルのすべての実験を用いた梅雨の入りの変化を示している。実験設定の詳細は Kusunoki (2016) を参照。梅雨入りが西日本の一部で遅れ

るが (正)、その他の地域では早まる (負)。温暖化予測では信頼度情報を付加する必要がある。ここでは複数の実験を解析することにより 2 種類の信頼度情報 (縦、横線) を得ることができた。

謝辞：本研究は、文科省の気候変動リスク情報創生プログラム・テーマCにより実施された。

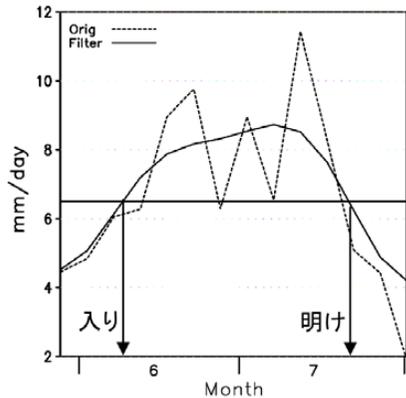


図1 GPCP 1ddv1.2 の半月降水量の時系列。1997-2013年の気候値。場所は東京付近 (139.5E, 35.5N)。点線は生の値。実線は平滑化したもの。水平線は梅雨期を判定する閾値 6.5mm/day。

Var=ons Change(pentad) kx=12 thresh=6.5  
SPA\* HPA\* : Present-day 1983-2003 21 years  
SFA\* HFA\* : Future rcp8.5 2079-2099 21 years  
Ensemble average of all members: W20km=3  
Hatch: Vertical; num > 90% Horizontal; sign > 90%

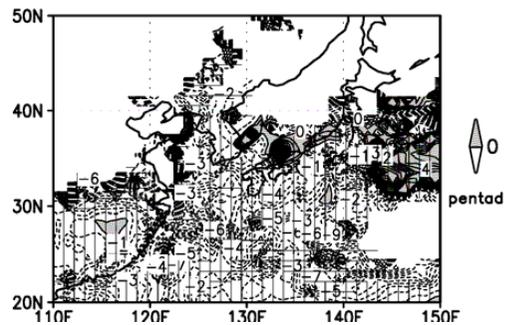


図2 梅雨入りの将来変化。等値線間隔は1半月。影は正。縦線は入りと明けが定義できた実験数が全体の90%以上を示す。横線は変化の符号一致率が90%以上を示す。

## 日本の梅雨後半期（7月）における温暖化時の降水量変化の地域的特徴 （地域気候モデル・アンサンブル実験による）

\*栗原和夫、野坂真也、川瀬宏明、佐々木秀孝、村田昭彦（気象研究所 環境・応用）

### 1 はじめに

梅雨期の降水量の温暖化時における変化は災害や水資源を検討する際に重要である。これまでの研究では日本列島スケールの変化を示してきたが、日本は地形が複雑で、梅雨期の降水にも地形が大きな影響を与える。今回は、梅雨後半期の7月を対象として、降水量の将来変化が、地形によりどのような地域的特徴を持つかを示す。

### 2 地域気候アンサンブル実験

使用した地域気候モデルは格子間隔20kmの日本周辺を領域とする非静力学地域気候モデル(NHRCM)で、境界条件として格子間隔60kmの全球モデルを用いた。現在気候実験は1950年9月から2010年8月、将来気候実験は2050年9月から2110年8月のそれぞれ60年間で、アンサンブル実験を行った(d4PDF)。現在実験では全50メンバー、将来実験は6種類の海面水温を与え、それぞれの海面水温について15メンバー全90メンバーのアンサンブル計算を行っている。

### 3 地域的な降水の再現

図1は現在気候における7月の月降水量のアンサンブル実験の全メンバー平均の再現結果である。降水量に著しい地域差があり、特に太平洋側で値が大きく、400mm以上も見られる。一方日本海側や瀬戸内海では全般に少ない。降水量の大きい領域と少ない領域は、山岳をはさんで隣接している。このような地域的な傾向は観測された降水の気候値と一致する。図2に降水量の多い地点と少ない地点を3点ずつ選んで気候値を示す。多い地点と少ない地点の分布は図1とほぼ対応し、多い地点と小さな地点ではその値に2~3倍程度の違いがある。このことは、モデルが降水気候値の、山岳による地域的な特性をある程度再現できていることを示している。

### 4 7月の月降水量の将来変化の地域的特徴

図3は将来と現在の月降水量の差を示す。海面水温は6種のうちの1つの結果である。山岳の西側で降水量の増加が大きく、東側で小さい。特に九州西部での増加は顕著である。九州西部などの山岳の効果によると考えられる降水量の増加は、地形効果のない日本周辺の海上の変化に比べると大きい。九州西部の降水の増加を $\times 2$ 乗検定で調べると1%の有意水準で有意である。このことは、日本付近の7月の月降水量では、日本列島上では、大きな場の変化そのものよりも、これと地形効果との相互作用の方が値が大きく、確実性も高いことを示唆している。

謝辞:本研究は国立研究開発法人海洋研究開発機構が実施する「地球シミュレータ特別推進課題」の一つとして実施し、文部科学省の気候変動リスク情報創生プログラムならびに地球情報統融合プログラムの協力を得た。

図1 現在気候実験による7月の月降水量

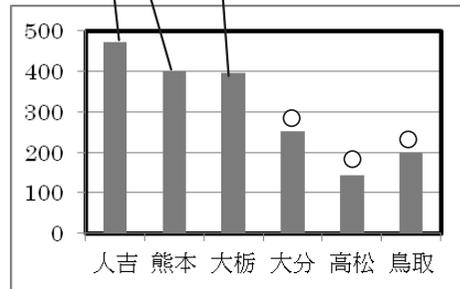
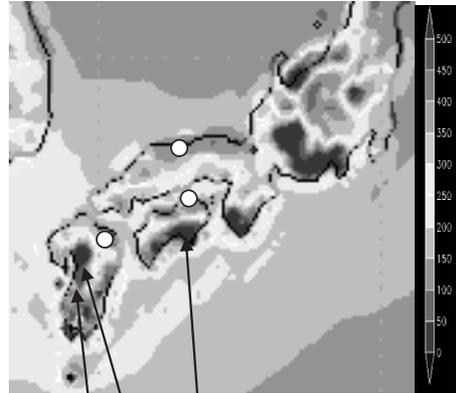


図2 AMeDASによる7月降水量の気候値

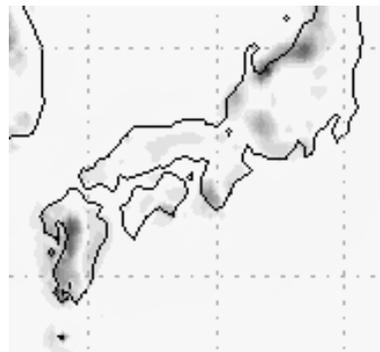


図3 将来の7月降水量の変化(濃い陰影で大きい)  
: 1海面水温の15メンバー平均

# 雲解像アンサンブル地域気候シミュレーションによる日本の極端な降水量の将来予測

村田昭彦<sup>1</sup>, 佐々木秀孝<sup>1</sup>, 川瀬宏明<sup>1</sup>, 野坂真也<sup>1</sup>, 青柳暁典<sup>2</sup>, 大泉三津夫<sup>3</sup>

1: 気象研究所, 2: 気象庁, 3: 気象大学校

## 1. はじめに

気候変動リスク情報創生プログラム（創生プログラム）において、雲解像地域気候モデルによる日本付近を対象とした気候実験が実施された。これに関連して、前回（2016年度秋季大会 P182）現在気候実験の結果における降水量の再現性について調べ、雲解像モデルを使用すると極端な降水量の再現性が向上することが統計的に示された。

今回は、創生プログラムで実施された 21 世紀末を対象とするアンサンブルシミュレーションの結果を利用し、不確実性を考慮した上で日本付近の極端な降水量の将来変化を解析する。

## 2. 数値実験の設定

格子間隔 2km の非静力学地域気候モデル（NHRCM02）を用いて、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）が実施された。メンバー間で境界条件に違いがあるが、親モデル（格子間隔 5km の非静力学地域気候モデル；NHRCM05）は同じである。同様に NHRCM05 による実験も 4 つのメンバーで構成されており、メンバー間で境界条件が異なるが、親モデル（水平解像度約 20km の気象庁全球気候モデル；AGCM20）は同じである。AGCM20 による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 SOLA）。

## 3. 月別の極端降水量の将来変化

極端降水量の指標は多々あるが、ここでは各アメダス地点近傍格子点における 1 時間降水量の月間の 99 パーセンタイルを、積分期間（20 年間）に渡って平均したものを指標（以下、月間 R99 と表記）とする。なお、パーセンタイルを決めるときの元データには無降水データが含まれている。

全国平均した月間 R99 の将来変化率を図 1 に示す。統計的に有意な変化を示しているのは、8,9,12 月のそれぞれ 1 メンバーのみであり、どの月も全国的に見ると月間 R99 に大きな変化がないと言える。なお、統計的検定法としてブートストラップ法を用いている。

## 4. 地域別の極端降水量の将来変化

一方、地域別の極端降水量については、統計的に有意な増加率を示す地域が見られる。日本全国を 7 つの地域（図 2）に分けた上で、図 1 と同様な指標の将来変化率を計算したものが図 3 である。但し、パーセンタイルを計算する期間を年間としている（以下、年間 R99 と表記）。

図 3 によると、北日本（NJ 地域及び NP 地域）と EJ 地域では、年間 R99 が統計的に有意な増加率を示すメンバーが過半数を占めている。これらの地域において図 1 と同様に月間 R99 を計算すると、それぞれの地域で特徴的な将来変化を示していることが分かっ

た（図は省略）。例えば、NJ 地域では年間に渡って、EJ 地域では冬季に増加率が大きくなる傾向にある。これらの原因については今後調べていく予定である。

謝辞：本研究は文部科学省「気候変動リスク情報創生プログラム（テーマ C）」のもと、地球シミュレータを用いて実施された。

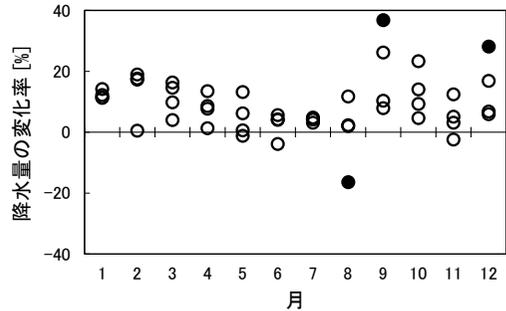


図 1 全国平均した月間 R99 の将来変化(変化率)。変化率 [%] は、 $100 \times (\text{将来} / \text{現在} - 1)$  で定義。塗りつぶされた点は統計的に有意な変化(有意水準 5%)を示すメンバーである。



図 2 日本全国を地域に分割する方法。分けられた地域は、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 つである。なお、NHRCM02 の全体の計算領域は、ここで示した範囲よりもかなり広く設定している。

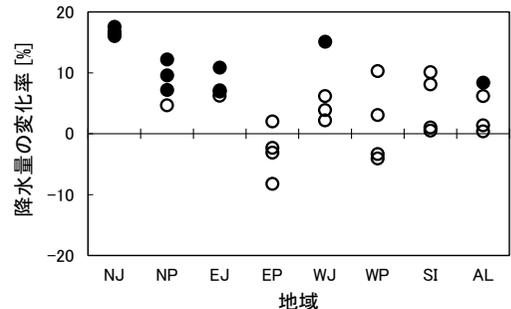


図 3 各地域(図 2 参照)における領域平均した年間 R99 の将来変化(変化率)。変化率 [%] は、 $100 \times (\text{将来} / \text{現在} - 1)$  で定義。塗りつぶされた点は統計的に有意な変化(有意水準 5%)を示すメンバーである。AL は日本全国を表す。

# 日本における台風降水量の分布

\*釜堀弘隆<sup>1</sup>, 荒川理<sup>2</sup>,  
1 気象研究所 2 筑波大学

## 1. はじめに

台風は日本各地に大雨をもたらすと同時に、水資源の供給の役割を果たしている。従って、どの地域に台風による雨がどの程度降るのか、そのポテンシャルを評価しておくことは防災上も水資源管理上も重要である。ここでは、台風による降水量を観測データから評価した。

## 2. 用いたデータと方法論

降水量データとしては、APHRODITE プロジェクトの日本域版である APHRO\_JP を用いた。APHRO\_JP は水平解像度 0.05 度の日降水量格子点データであり、日本全国を稠密にカバーしている。台風データとしては、気象庁のベストトラックを用いる。APHRO\_JP の各格子点に台風が接近した場合の降水量をコンポジットし (全降水量)、当月の平均降水量との差を台風による降水量を台風降水量と定義する。ここでは 1981-2010 年の 30 年平均の台風降水量を議論する。また、地形と台風降水量の関係を調べるため、GTOPO30 を使用する。

## 3. 結果

図 1 に台風中心からの APHRO\_JP の各格子点の距離と台風降水量との関係を示す。全降水量は中心から 10 度以上の遠方でも有限の値を示すが、月降水量との差である台風降水量は中心から 8 度付近でゼロとなる。従って、ここでは中心から 8 度以内の台風降水量をコンポジットする。図 2 に台風年降水量の分布を示す。400mm/yr 以上の台風降水量を示すのは、九州東部・四国南部・紀伊半島の 3 地域である。これらの地域は、すべて南東あるいは南向きの斜面を持つ地域である。また、静岡付近にも 250mm/yr をこえる地域が広がっているが、これもまた南向き斜面である。一方、南西諸島の年平均降水量は 200-300mm/yr 程度であり、これら 3 地域より少ない。このことは、台風降水量は地形の影響を強く受けていることを示している。台風年降水量の多い地域は太平洋側に集中しており、日本海側では少ない。これもまた、太平洋側が南東～南向き、日本海側が北東～西向きの地形となっていることと関係していると考えられる。日本海側では、ほとんどの地域で台風年降水量は 50mm/yr 以下となっている。図 3 に台風日降水量の年最大値を示す。九州東部・四国南部・紀伊半島の 3 地域では 200mm/day に達する台風日降水量を示している。これに対して、南西諸島では 150mm/day 程度であり、3 地域に比べて小さい値となっている。一方、100mm/day 以上の地域は太平洋側では東北南部まで広がっており、台風の接近確率は低いものの、いったん接近すれば 100mm/day 以上の大雨をもたらす可能性がある地域が太平洋側には多く存在することを示している。

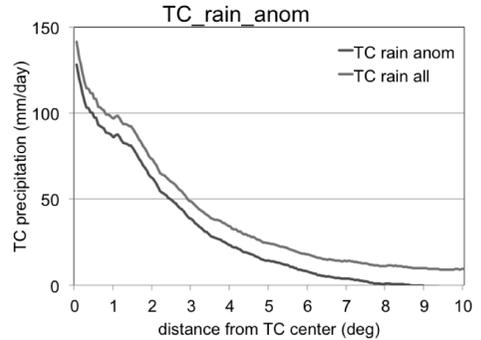


図 1 台風中心からの距離と台風降水量との関係

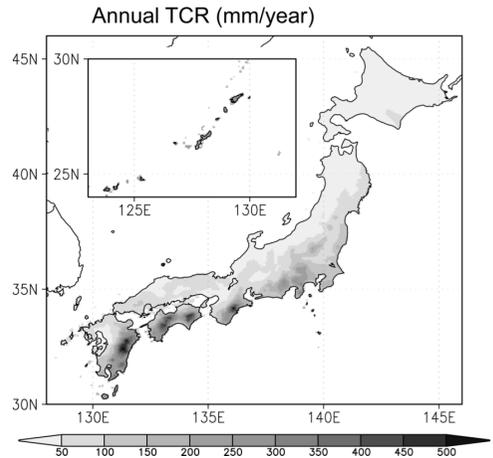


図 2 台風年降水量の分布 (単位: mm/yr)

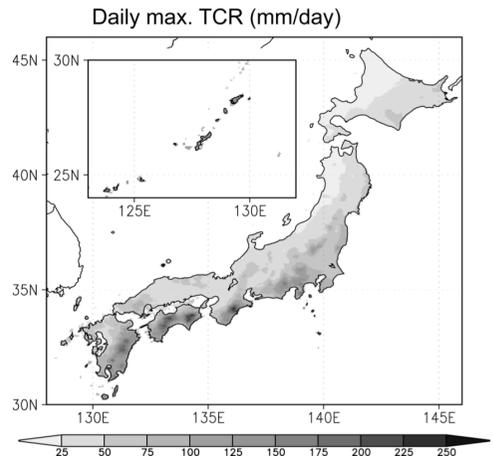


図 3 年最大台風日降水量の分布 (単位: mm/day)

2015年9月1日対馬海峡で突風を生じたメソ $\beta$ スケール渦の発生・発達機構\* 栃本英伍<sup>1</sup>・横田祥<sup>2</sup>・新野宏<sup>1</sup>・柳瀬亘<sup>1</sup>

(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0300~0400 JST頃にかけて、対馬海峡で強い突風が生じ、漁船の転覆6隻、死者5名、行方不明1名の甚大な被害が起きた。この突風は水平スケール1000 km程度のメソ $\alpha$ スケール低気圧の北東象限で形成された直径数十 km程度のメソ $\beta$ スケールの渦の中で生じた直径数100mの渦に伴うものであったと考えられる(栃本ほか、2016年秋季大会)。本研究では、数値シミュレーションにより、このメソ $\beta$ 渦の形成・発達機構を調べた。

## 2. 使用データと数値モデル

使用した数値モデルは気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)で、初期値・境界値には3時間毎の気象庁のメソ解析値(水平格子間隔は5km)を用いた。水平解像度は2kmで格子点数は750x750である。鉛直層数は50層で地表面付近は40m間隔、モデル上端付近は900m間隔のストレッチ格子を用いている。雲物理過程には水相を含むバルクモデルを用いており、積雲パラメタリゼーションは用いていない。乱流クロージャーマodelにはMYNNのLevel-3を用いている。積分開始時刻は8月31日0900 UTCである。

## 3. 結果

## a. 渦度の時間発展

渦の時間発展を調べるために、各時刻において水平10kmで平滑化された渦度が、高度0.5kmで最大の地点を渦中心と定義した。このように定義した渦の中心まわり60kmで領域平均した渦度は、まず高度1.0-1.5km付近で強化され、その後高度0.5 km付近で強化される様子が見られた(図1左)。一方、渦度の最大値は、1700-1730 UTC頃に高度1.0kmよりも上空で強化された後、地表面近くで急速に増加し、1920UTC頃には $1 \times 10^{-2} \text{s}^{-1}$ 程度まで発達した(図1右)。

## b. 渦度収支解析

渦度の時間発展に対する物理的な要因を明らかにするために、渦の中心まわり60km領域における渦度収支解析を行った。渦度方程式の各項の和は、実際の渦度の時間変化とよく対応していた(図省略)。そこで、渦度の時間変化に対する各項の寄与を調べた。tilting(立ち上げ)項は高度1km付近で大きな正の寄与を持ち、1800UTC頃まで持続していたが、その後小さくなった(図2左)。stretching(引き伸ばし)項も1700UTC頃までは高度1km付近で正の寄与が最も大きかったが、その後、さらに下層で徐々に寄与が大きくなり、1810頃からは地表面近くで急速に大きくなった(図2右)。一方、鉛直移流と水平移流は、高度2kmよりも下層ではほとんど負の寄与であった。また、ソレノイド項は他の項と比較して寄与が非常に小さかった。これらのことから、メソ $\beta$ 渦の形成~発達初期においては、環境場の鉛直シアに起因する水平渦度の立ち上げおよび引き伸ばしにより高度1km付近で渦が強化され、発達期においては、さらに下層の地表面近くにおいて、南から流入して来た鉛直渦度が引き伸ばされることにより渦が急速に強化されたことがわかった。

## c. 水蒸気の起源

本事例の渦の発達には、活発な対流が重要な役割を果たしていたと考えられる。そこで、強い対流の源となる水蒸気の起源を調べるために、後方流跡線解析を行った。渦の発達期である1840 UTCにおいて、高度6kmの上昇域に25個の空気塊を設置し、その気塊の起源を調べた。その結果、350 K程度の高相当温位を持つ多くの気塊が、九州と本州の間の関門海峡の間を通して流入していることがわかった。この暖湿気塊の流入が、対流の活発化に寄与していたと考えられる。

## 4. 考察

今回の解析結果から、メソ $\beta$ 渦の発生・発達機構を考察する。まず、メソ $\alpha$ 低気圧の北東象限において、関門海峡を通して南東から流入して来た高相当温位の気塊が北東よりの風との間で収束し、活発な対流が生じる。この対流に伴い、メソ $\alpha$ 低気圧に伴う鉛直シアに起因する渦度が立ち上げられる効果、および収束により鉛直渦度が引き伸ばされる効果によって高度1-1.5kmで渦が強化された。この渦の発達によって、さらに下層の収束および鉛直流が強化され、地表面近くで南から流入して来た鉛直渦度が引き伸ばされて急速に強化したと考えられる。

謝辞 本研究は、文部科学省推進課題「フラッグシップ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」の委託を受けたものである。

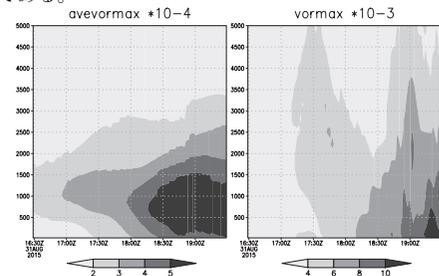


図1. 渦の中心周り60kmで平均した渦度(左図;  $\times 10^{-4}$ )と渦度の最大値(右図;  $\times 10^{-3}$ )の高度—時間断面。

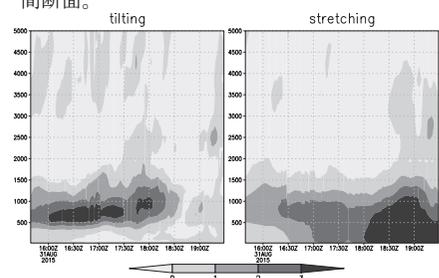


図2. 渦度方程式の立ち上げ項(左図;  $\times 10^{-7}$ )と引き伸ばし項(右図;  $\times 10^{-7}$ )の高度—時間断面。

スーパーセルに伴う竜巻の発達・維持における地表面摩擦の効果に関する数値的研究

森 祐貴 (東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

スーパーセルに伴う竜巻の回転の源については、環境風の鉛直シア (Mashiko et al. 2009)、地表面の摩擦 (Schenkman et al. 2014)、水平温度差 (Mashiko 2016) などに起因する水平渦度が提案されているが、様々な場合があり (Yokota et al. 2017 準備中)、その理解は現在も十分ではない。中でも、地表面摩擦の効果については、最近、Roberts et al. (2016) は米国の古典的スーパーセルに伴って生ずる竜巻について、地表面摩擦が水平一様な基本場だけに働く場合とすべてに働く場合の数値実験を行い、後者のみで竜巻が発生することを示したものの、その理解が遅れている。本研究の目的は、水平一様な基本場で発達するスーパーセルに伴って生じる竜巻の発達・維持過程における地表面摩擦の効果を明らかにすることである。

2. 実験設定

本研究では準圧縮非静力学モデル ARPS (Xue et al. 2003) を用いて、ストームの振舞をみるための低解像度実験 (水平格子間隔 500m) と、竜巻渦を解像し、渦周辺の場や渦構造の違いをみる高解像度実験 (同 70m) を行った。基本場は、愛知県豊橋市で F3 スケールの竜巻が生じた 1999 年 9 月 24 日 00UTC の潮岬での高層気象観測データを元に、1次元の計算で「摩擦の存在の下でもほぼ定常な」鉛直分布を求め水平一様に与えた。実験は摩擦なし実験 (ND10) と摩擦あり実験 (D10) に加えて、ND10 で竜巻発生直前から摩擦を加えた実験 (AD10) の 3 つを行った。

表 1. 実験名と設定

実験名	低解像度	高解像度	摩擦の有無	摩擦係数 $\alpha$
ND10	○	○	×	0.001 (※)
D10	○	○	○	0.001中
AD10	×	○	△ $\square$ 差から	0.001

※基本場の調整の時のみ、本実験では 0

3. 低解像度での理想化実験

ND10 と D10 の時間・高度断面 (図 1) からストーム発達の様子を比較すると、(1) 計算開始から 3600 秒ごろまでは両者の差はほとんどみられない、(2) ND10 では地表近くの強い渦 (地表渦) が複数回発生したのに対し、D10 では地表渦が発生しない、(3) 上昇流・気圧偏差の発達は共に D10 の方が定常性が高い、などの特徴がみられた。

各実験の水平断面をみると、3600 秒以降ではコールドプールの冷気の吹き出しに摩擦が効いて Rear Flank Gust front (RFG) の構造が徐々に変化し、その影響が下層から中層へと伝わっていた。D10 では地表面付近およびメソサイクロン付近の構造に顕著な時間変化が起きておら

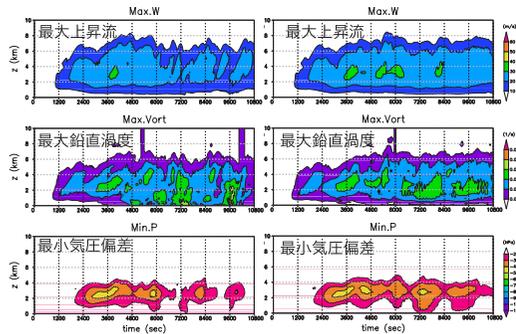


図 1. ND10 (左) と D10 (右) の時間・高度断面図。上から最大上昇流 (m/s)、最大鉛直渦度 ( $s^{-1}$ )、最小気圧偏差 (hPa) を表す。

ず、定常に近い状態になっていた。

4. 高解像度での理想化実験

高解像度実験では ND10 と D10 共に竜巻が発生したため、それぞれの竜巻発生時間付近での環境場の違いを比較した。その結果、RFG での張り出しや吹き出しの強さと向き、気圧偏差や上昇流、降水の分布などに大きな違いが確認された。竜巻に対する摩擦の効果を直接比較するため、AD10 と ND10 の計算結果の差分をとると RFG への吹き出しに対応する領域で減速が起きており、地表面摩擦の影響は竜巻近くの RFG 付近に集中していることが分かった。

続いて、渦近傍での温位や鉛直流の時間変化をみると、AD10 では渦の近くの RFG が摩擦によって地表面では進行が遅れており、不安定な鉛直構造となっていた (ND10 では逆に地表面近くの冷気が先行)。この構造はその後強い下降流を伴って崩れ、地表面で強い発散と下降流が生じていた。これに伴い、渦の中心付近では東～北側で特に収束が強まり、強い上昇流が生じていた (図 2)。

また、各実験のそれぞれの竜巻を構成する流体粒子の後方流跡線の経路を調べたところ、AD10 と D10 では暖気側から流れて RFG に沿って流れ込むものが多かった一方、ND10 ではほぼ全てがコールドプール側から流れ込んできていた。この他に、渦の最下層での吹き込みの構造をみるため、竜巻渦の中心を原点とした動径風や鉛直流の周方向分布を調べたところ、AD10 と D10 とでは暖気側からの吹き込みが強まる傾向が見られており、流跡線の経路が示す傾向と整合的な結果が得られた。

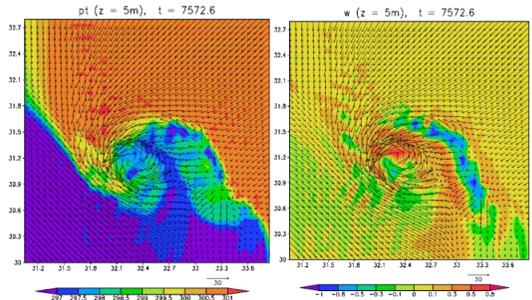


図 2. AD10 の竜巻が発生する直前における地表面付近 (5m) の水平断面図。それぞれ温位 (K、左図) または上昇流 (m/s、右図) と、水平風 (ベクトル) を表している。渦の東側付近で RFG が崩れたことにより強い下降流・発散が生じており、これに伴って渦中心付近で収束が強まり、強い上昇流が生じていることが分かる。

5. まとめと結論

摩擦の効果はストームスケールでは、RFG への冷気の吹き出しに働くことで RFG の構造を変え、その後メソサイクロン付近の構造にも変化をもたらした。また、Adlerman and Drogemeier (2001) が示唆したように、摩擦があるストームの発達は定常的になり、地表渦は発生しにくい傾向にあった。竜巻スケールでは、ストームの構造が同じであれば、摩擦があった方が RFG の鉛直構造の変化に伴い、下層での収束が強化されることが分かった。また、流跡線の経路や竜巻渦への吹き込みの分布の特徴を調べたところ、環境場が大きく異なる AD10 と D10 に共通して暖気側からの吹き込みの強化を示唆する結果が得られた。以上のことから、摩擦の効果は竜巻発生に適した環境場の形成には必ずしも好ましくは働かないが、一度発生環境が整ったときには渦の発達を強化する方向に働く可能性があることが示唆された。

2016年10月5日に高知で発生した竜巻親雲の構造

\*湯浅惣一郎(高知大院理, 現:日本気象), 佐々浩司(高知大理)

1. はじめに

2016年10月5日14:20 JST頃、高知市から南国市にかけて竜巻による突風被害が発生した<sup>(1)</sup>。これは対馬海峡付近を東進する温低化しつつある台風18号の暖域内に形成されたミニスーパーセルによるものであった。メソサイクロン (MC) は、13:35 JST頃に発生し被害域上空を通過する様子がレーダーにより捕捉されている。

ここでは、竜巻親雲とその内部のMCの変化に着目して、レーダー解析および、地上観測データ解析を行った結果を報告する。

2. 解析データ

レーダー解析は、気象庁室戸ドップラーレーダーと、高知大学物部MPドップラーレーダーのデータを使用した。地上観測のデータは、AMeDASと高知大学設置のPOTEKAおよびAWSの1分値のデータを用いた。観測点の場所については図1に示す。

3. 解析結果

図1に室戸レーダーによる仰角0.4deg.のレーダー反射強度と地上観測点の風向風速を示す。14:01 JST(図1a)に直径約3km、渦度 $2.4 \times 10^{-2} 1/s$ のMCはA地点の西に位置していた。その15分後の14:15 JSTにはB地点の高知市アメダスのすぐ南東側に位置していた。このときのMCは直径約2.5km、渦度 $2.7 \times 10^{-2} 1/s$ と15分前に比べ渦径が小さく、渦度が大きな値を示していた。地上風向については14:01 JSTに全域で南よりの風であったが、14:15 JSTにMC北西側はMCの回転に対応して北東の風に変化していた。MCの接近に対応して、図2に示すように気圧が地点Aで2.1hPa、地点Bで2.8hPa低下した。これらの低下量と気圧低下の幅は観測地点BのMCからの距離に依存していると思われる。地点BではMCの低気圧性気流場により、最低気圧観測後に北東から西風へと風向が変化していた。

図3に図1中の実線abおよびcd上の室戸レー

ダーの反射強度とドップラー速度の鉛直断面図を示す。MCが位置する下層のドップラー速度分布には、気流が収束している様子がうかがえる。一方、レーダー反射強度が40 dBZ以上の強エコーは、14:01 JST(図3a)に東にやや傾いた構造で高度7kmまで確認できるが、14:15 JST(図3b)では3kmと低くなっていた。その後も強エコーの高さは3~4kmと発達する様子が見られず、親雲は竜巻形成時にすでに減衰期であったことがわかった。

謝辞

本研究は、科研費(15H02994)及び総務省受託研究SCOPE(受付番号165009001)の補助により進められました。AMeDAS1分値データは高知地方気象台より提供を受けました。ここに謝意を表します。

参考文献

- 1) 湯浅, 佐々 2016: 2016年10月5日に発生した高知竜巻親雲のレーダー解析. 日本気象学会関西支部例会, 講演要旨集140, 17-20.

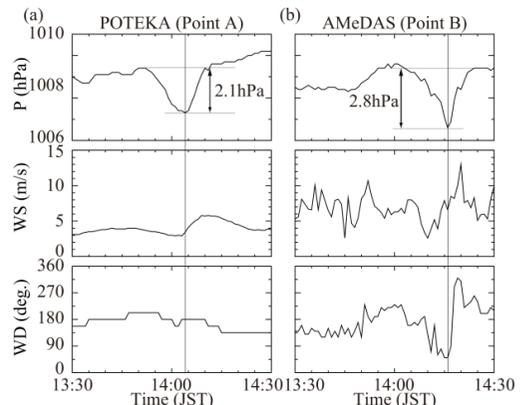


図2 地上観測データの時系列分布。(a), (b) 各々は図1地点A, Bに対応する。上より気圧(P), 風速 (WS), 風向(WD)

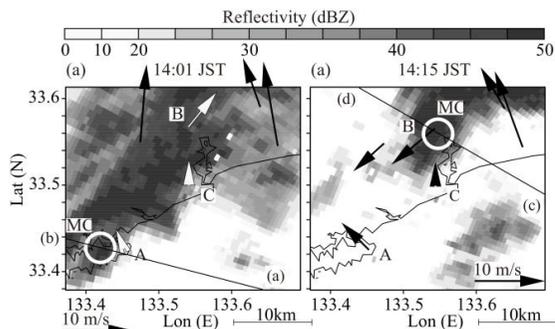


図1 仰角0.4deg.の室戸レーダーのレーダー反射強度 (a) 14:01 JST, (b) 14:15 JST 図中実線○はMCの位置。A:ヴィラサントリーニ, B:高知市アメダス, C:長浜小学校

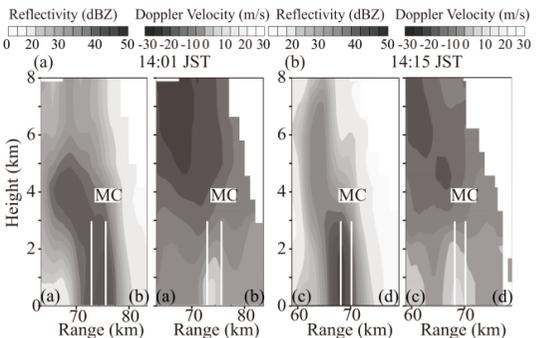


図3 室戸レーダー反射強度とドップラー速度の鉛直断面図。(a) 図1aの実線ab上, (b) 図1bの実線cd上

# 庄内平野で観測された竜巻渦の地上と上空の比較

小野村史穂<sup>1</sup>、楠研一<sup>2</sup>、猪上華子<sup>2</sup>、石津尚喜<sup>1</sup>、新井健一郎<sup>1</sup>、藤原忠誠<sup>3</sup>  
 (1: アルファ電子/気象研究所、2: 気象研究所、3: 東日本旅客鉄道)

## 1. はじめに

気象研究所と JR 東日本は、鉄道用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、2007 年 10 月より山形県庄内平野で突風の高密度観測を行っている。本観測から、地上で発生する突風の多くが、上空に渦を伴うことが分かり (楠ほか 10 秋 D212)、レーダーを用いた渦の探知・追跡のアルゴリズムを開発している。

しかし、突風被害と結びつく地表面付近の気流の構造は未だほとんど解明されておらず、上空の渦と地表面付近の気流構造との関係性を明らかにすることは、突風探知システムを実用化していく上で、重要な課題である。そのためには、既存研究のように突風事例をわずかに 1、2 点の観測データに基づいて解析するのではなく、高解像度で地上付近の構造を捉え、上空との比較及び統計的な解析していく必要がある。

本稿では、その研究の初期段階として、2016 年 10 月 29 日に観測された渦を、地上と上空で解析し、比較した結果を報告する。

## 2. 観測システムと解析手法

当プロジェクトでは、2012 年より、山形県庄内平野の海岸線沿い 1.2 km に渡り、風速計 12 台 (100 m 間隔、5 m a.g.l.) と気圧計 25 台 (50 m 間隔) を直線的に配置し、0.1 秒間隔で、通過する渦の稠密観測している。また、この地上観測システムから、南東約 1.5 km に位置する庄内空港に、気象研ドップラーレーダーを設置し、上空の渦の観測を行っている。

地上観測システムで捉えた渦の水平分布を調べるため、各風速計・気圧計のデータを、全風速計の平均

風速を用いて時空間変換し、各格子点に挿入した。気圧偏差は突風の前 5 分から 1 分前の平均からのずれとして計算した。また、上空のドップラー速度と比較するため、各格子点の風速のレーダー方向成分を求めた。渦の特徴を定量的に比較するため、ここでは軸対象な渦の構造を仮定して、渦を特定している。

## 3. 結果

渦の中心は地上観測システムを 05:02:17 に通過し、その 6 秒後に東に約 0.2 km、高度 0.08 km の上空で、レーダーにより渦が観測された (図 1)。地上では、低気圧部に向かって、風が反時計回りに吹き込む渦が観測され (図 2a)、レーダーの反射強度には、渦の存在を示す明瞭なドーナツ状のエコーが見られた (図 3a)。地上の渦は半径 80 m の大きさであり、上空の約半分であった (表 1)。一方、最大接線速度は、地上がわずかに下回っていた。ドップラー速度場を比較すると (図 2b と 3b)、地上では極大値の位置が、極小値よりレーダーに近く、収束を示している。それに比べ、上空では極大・極小値がレーダーからほぼ等距離に並んでいる。地上の収束の値は、上空より 1.7 倍大きくなっていった (表 1)。

## 4. まとめと今後の取り組み

地上で観測された渦は、レーダーで捉えられた上空の渦に比べ、半分の大きさで、収束が強くなっていった。しかし、最大接線速度は小さくなっており、地面摩擦の影響が推測される。

今後は、2012 年より継続的に観測してきたデータベースを用い、本結果のような地上と上空の関係性を統計的に導き出していく。

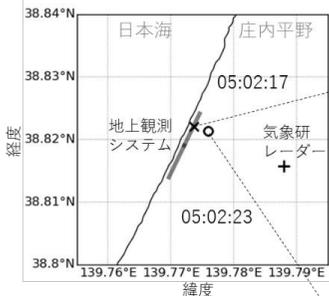


図1: 観測領域と観測システム

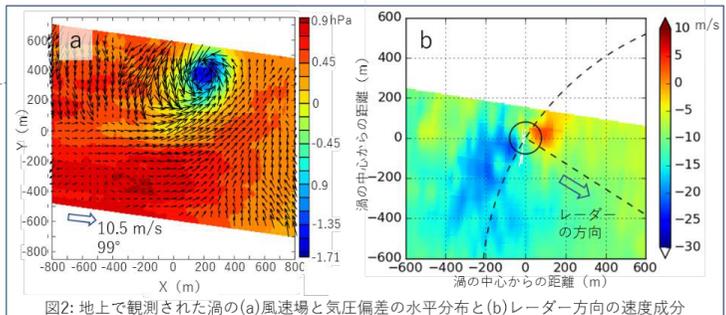


図2: 地上で観測された渦の (a) 風速場と気圧偏差の水平分布と (b) レーダー方向の速度成分

表1 地上と上空の渦の特徴

	地上	上空
半径 (m)	80	167
最大接線速度 (m s <sup>-1</sup> )	10.2	14.4
発散/収束 (s <sup>-1</sup> )	-0.072	-0.042

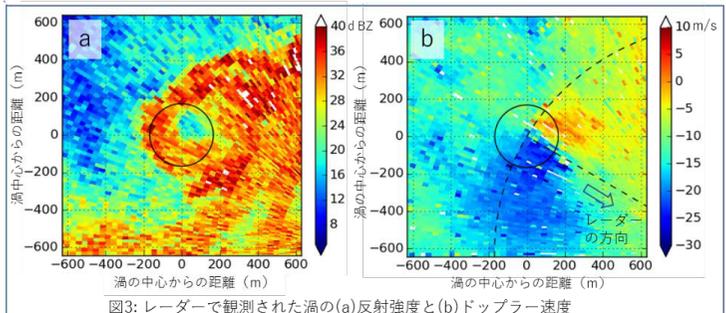


図3: レーダーで観測された渦の (a) 反射強度と (b) ドップラー速度

## 地上稠密気象観測によるダウンバースト発生時の気圧変化と突風予測可能性

岩下久人\*1・佐藤香枝\*1・矢田拓也\*1・呉宏堯\*1・小林文明\*2 \*1: 明星電気株式会社 \*2: 防衛大学校

### 1. はじめに

小型気象計 (POTEKA) を用いた地上稠密気象観測により、竜巻やダウンバーストを捉えてその微細構造を議論することができる<sup>1)</sup>。また、稠密観測気温データの低下率を利用することで、ダウンバースト/ガストフロントの突風予測が可能であることを示した<sup>2)</sup>。本稿では、ダウンバースト時の気圧変化と気圧データを利用した場合の突風予測の可能性について言及する。

### 2. 突風予測システムの概要

ダウンバーストによる地上気温の急低下は、気圧上昇開始よりも2-3分程度早く生じることが多い<sup>1)</sup>。突風予測は、冷気プールを観測して一様に降下する気温の低下率を設定して、各観測点の1分間の気温低下率の大きさを識別(閾値 $-2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$ )することで、発生可能性が高い領域(突風発生予測領域)と低い領域(安全領域)を区別することができた。

2015年6月15日に群馬県伊勢崎市で発生したダウンバーストでは、16時05分~16時15分に突風による被害が発生したが、この突風予測では実被害発生地域に対して、その被害発生の約30分前には突風発生可能性を示すことができ、 $-2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$ という閾値の妥当性が示された(図1)。

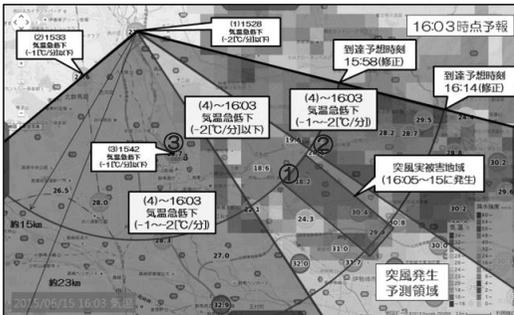


図1 2015年6月15日16時03分の突風予測図。扇型(影)が観測域内の突風発生予測領域を、長方形が被害域を示す。

### 3. 各観測点における気圧の詳細変化

観測域内の3地点(図1の地点①~③)における気圧変化を図2に示す。地点①は、実被害が発生し、気温低下率が最大 $-3.9\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$ が観測され、気温による突風発生予測領域。地点②は、実被害地域に近いが、気温低下率が閾値を下回り( $-1.7\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$ )、突風発生予測領域と安全領域の境界線上、地点③は、気温低下率が $-1.8\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$ で安全領域であった。

地点①では約4hPaの気圧上昇が観測され、気圧の高いピーク状態が約10分間続いた。この傾向は地点②でも観測されたが、地点③では明瞭な気圧変化は認められなかった。16時03分の気圧場(メソ天気図)を描くと、被害域を中心に水平スケールが10km程度の高圧部が解析された。これはダウンバース

トによる冷気プールの領域を表していると考えられる。

なお、地点①②の気圧急上昇は、その気温急低下より遅れたが、気圧上昇値の大きさを識別(閾値を10分以内で2hPa)による突風予測は、気温低下率利用と同等の結果を得られた。

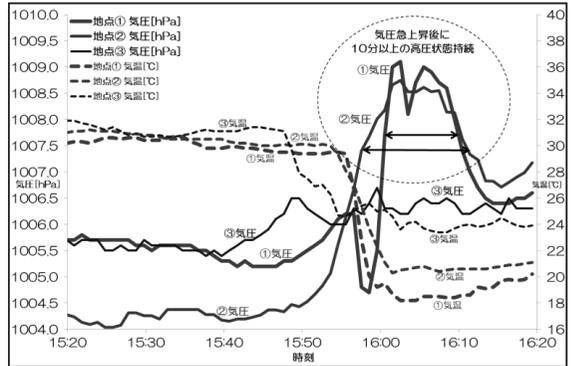


図2 観測点①~③における気圧及び気温の変化

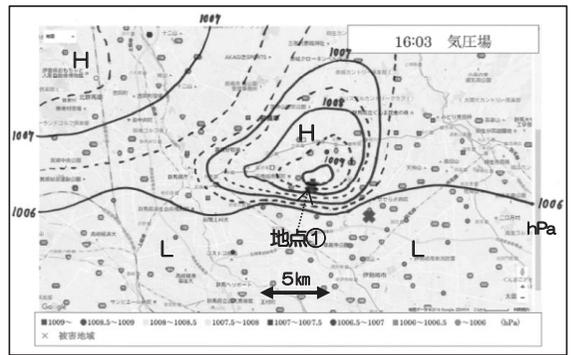


図3 16時03分の気圧場

### 4. 考察と今後の課題

ダウンバーストによる実被害発生地域やその近傍地域では、気圧急上昇とその後に10分以上の高圧状態が持続することが認められた。また、高圧部は実被害地域近傍の局地的な領域のみ発生していた。気温急低下の観測領域(気温低下率 $-2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 以下)と高圧部はほぼ一致しており、地上稠密観測による突風予測は気圧観測情報を併用することで、精度の向上が期待できる。今後は、本事例に加えて、気温低下率を用いた予測が可能であった他のダウンバースト突風事例の検証を行う予定である。

#### 参考文献

- (1)Norose,K. et al, 2016-J. Atmos. Electr., 35, 31-41.
- (2) 岩下ほか, 2016: 日本気象学会春季大会講演予稿集(106), B152.
- (3) 岩下ほか, 2016: 日本気象学会秋季大会講演予稿集(110), A106.

# 二重偏波レーダーとドップラーライダーを組合わせた非降水ガストフロント探知 — アルゴリズムの概念 —

楠 研一<sup>1</sup>

(1: 気象研究所)

## 1. はじめに

ガストフロントは、積乱雲の下で形成された冷たい空気塊が温かい空気の側に流れ出すことによって発生する小規模な前線である。この現象は離着陸する航空機の安全運航に支障をあたえる低層ウインドシアをもたらしことから、主要空港周辺で探知の対象とされ、その情報はパイロットヘリアルタイムに伝えられる等に利用されている。

ガストフロントのうち、降水を伴うものは空港気象ドップラーレーダーが、伴わない(非降水)ものは空港気象ドップラーライダーがそれぞれ探知している(赤枝 2000; 山本 2009)。降水・非降水どちらの場合も基本原理は同じで、この現象に伴って形成される気流の線状収束域(シアライン)に着目し、ドップラー速度から算出したシアの強さが基準値を超えるものを探知する。

今回は非降水ガストフロントに着目する。大気中に充満するエロゾルからの反射を用いる空港気象ドップラーライダーは、非降水時のドップラー速度を高精度で得ることができる一方、測定のコスト上、探知範囲は最大でも10km程度、探知頻度は約2分で、空港気象ドップラーレーダーに比べ範囲は1/6以下、頻度は1/2である。非降水ガストフロントの、より広い高頻度な探知が実現できれば、低層ウインドシアに対する情報のリードタイムや精度が向上すると考えられる。

本発表では、上記の実現を念頭に、2016年に始まった空港気象ドップラーレーダーの二重偏波化を背景とした、二重偏波レーダーとドップラーライダーを組合わせた将来型の非降水ガストフロント探知アルゴリズムの概念を提案する。

## 2. 二重偏波レーダーによる探知技術の現状

アメリカでは、2013年夏までに行われたSバンド現業ドップラーレーダー網 (WSR-88D) の二重偏波化を契機に、偏波パラメータを利用した新たなガストフロント探知アルゴリズムが提案され、複数の観測事例を用いた試験が行われている (Hwang and Yu 2013; Liggett and Yu 2015; Hwang et al. 2016)。ガストフロントに伴うエコーの反射体は昆虫と雨滴の混合体と考えられている。この反射体の持つ、雨滴と異なる偏波特性に着目しているという特徴がある。降水に比べて反射強度が弱い非降水エコーをこれら偏波パラメータで際立たせることを意図している。

## 3. 提案するアルゴリズムの概念

図1に、アルゴリズムの概念を示す。

### アルゴリズム前半(a)

**二重偏波レーダー:** 過去の研究から、空港気象ドップラーレーダーの非降水の反射体は昆虫と考えられている (Kusunoki and Matsumura 1998 ; Kusunoki 2002; Kusunoki et al. 2008)。そのため用いる偏波パラメータは米国 (§ 2) と同じものに注目する。非降水エコーはエコー自体がまばらな上に、ガストフロントの上昇域周辺に集中し、ドップラー速度場が部分的に欠落することが多い。そのため、ガストフロントの位置

(領域)の探知と、伝播速度の算出を主眼とする。また上記の先行研究から、非降水エコーの出現には、昆虫に起因する独特の日変化や季節変化があり、周辺の地上風速と境界層の気温の鉛直分布に影響を受けることがわかっている。ガストフロント探知のトレーサーである非降水エコーの出現予測をアルゴリズムに搭載し、品質管理に用いる。

**ドップラーライダー:** 探知範囲が狭い反面、ドップラー速度パターンが高精度で得られる。二重偏波レーダーから得られたガストフロントの領域のうち、ドップラーライダーの観測範囲内のシアの強さを算出する。

### アルゴリズム後半(b)

アルゴリズム前半の二重偏波レーダー・ドップラーライダーから得られた情報を組合せ、ガストフロントの位置、伝播速度、予測されるシアの強さを算出する。

当日は、このアルゴリズムの概念について説明するとともに、実データを用いた研究計画について紹介する予定である。

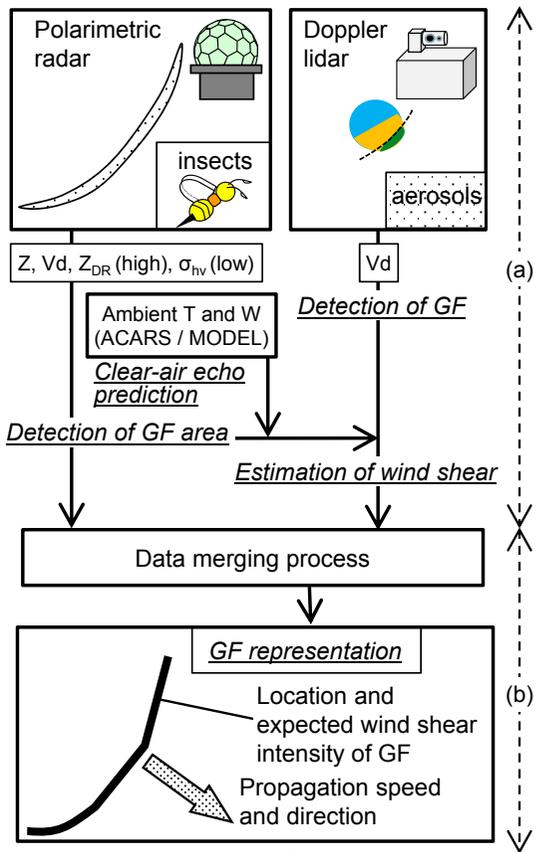


図1 アルゴリズムの概念 (GF: Gust front)

# 地上気象データを用いた突風の統計解析

益子 渉（気象研）

## 1. はじめに

突風の発生頻度や発生分布は未だ十分に明らかにされていない。気象庁では1961年以降の竜巻やダウンバースト等の突風事例について「竜巻等の突風データベース」として公表しているが、これは突風の確認数であって、人間活動や気象庁の調査体制の強化などによる影響を受けたものである。一方、地上観測データを用いた突風の全国的な調査はこれまで行われていない。発生頻度が極めて低く、時空間的なスケールが小さいと思われる突風現象に対して、意味のある結果を得るのは難しいと考えられているのが一因であると思われる。しかし、限られた領域と期間ではあるが、地上観測データをもとに統計解析を行い、冬季日本海沿岸では突風が高頻度で発生していることを示す結果がある（小林他2008, 2012, 楠他2008）。本研究では全国の気象官署の地上データを用いて、突風の統計的な調査を行い、突風の発生頻度や発生分布を明らかにすることを目的とする。これは気象学的に重要であるだけでなく、気象庁突風データベースを補完するものとして突風予測の検証データとして利用できたり、鉄道や航空機などの運輸分野における防災対策などにも役立てられることが期待される。

## 2. 使用データ

全国の気象庁の気象官署（特別地域観測所を含む）151地点の2002年から2016年までの1分値データを用いた。1分値データには前1分間最大瞬間風速や前10分平均風速などが記録されている。尚、最大瞬間風速の定義が2007年12月に0.25秒平均から3秒平均値に変更になったが、本解析では2007年以前のデータに0.9倍することで3秒平均値に統一している。

## 3. 突風の定義

突風について気象学的に定義されたものではなく、これまでの先行研究ではそれぞれが独自の基準を用いている。本研究では以下のようなかなり厳しめの条件を課して行った。1) 瞬間風速（3秒平均風速）が前10分平均風速より15m/s以上増加、かつ突風率（瞬間風速/前10分平均風速）が2以上。2) 瞬間風速が、前3分平均最大瞬間風速よりも10m/s以上増加。3) 後10分平均風速が瞬間風速より10m/s以上減少。これらの条件を満たすものを突風と定義し、1)と2)は満たすが3)を満たさないものを「ステップ型強風」として抽出した（図1）。抽出された突風の最大瞬間風速の値に対して、日本版改良藤田スケールの風速に対応させてランク付け（R0～R5）を行い、JEF0未満のものはRmとした（表1）。

## 4. 結果

抽出された突風は3163事例で（表1）、ステップ型強風は176事例であった。以後突風についてのみ結果を示す。突風の発生数は1地点当り平均1.40回/年となるが、1日に複数

の突風発生の場合があるため突風発生日数でみると、0.82日/年となる。R0以上の強いものに限定すると、0.93回/年、0.51日/年となる。これらの値は、竜巻のある1地点でみた遭遇率が数万年に1度程度と言われているのに対して極めて大きいといえる。発生した突風のうち、台風に伴うもの（中心から800km以内）が1634事例で全体の51.7%とほぼ半数となっていた。そして、月別発生数でみると、9月をピークに8-10月が多くなっているが、これは台風に伴うものがほとんどであることが分かる（図2）。対照的に、台風以外の突風の発生数は12月が最も多く、冬季と早春に多く夏季に少ないといった特徴がある。発生分布でみると、突風は全国的に発生しているが、特に沿岸部や島嶼部で多いことが分かる（図3）。また、台風に伴う突風は、台風進行方向右前方で多く発生しており（図4）、熱帯低気圧に伴う竜巻の発生分布と共通する特徴がみられることが分かった。

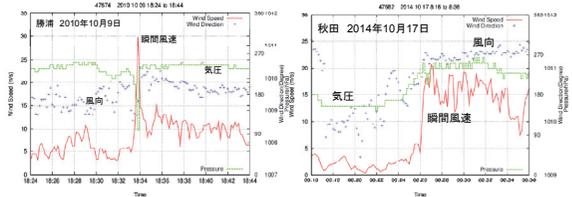


図1. 突風（左：勝浦）とステップ型強風（右：秋田）の抽出例。但し、描画には10秒値データを使用している。

表1. JEF スケールに対応させた突風の発生数

Rating (m/s)	Rm	R0	R1	R2	R3	R4	R5	Total
	$W_{3s} < 25$	$25 \leq W_{3s} < 39$	$39 \leq W_{3s} < 53$	$53 \leq W_{3s} < 67$	$67 \leq W_{3s} < 81$	$81 \leq W_{3s} < 95$	$95 \leq W_{3s}$	
ALL	1062	1988	109	4	0	0	0	3163
With TY	336	1188	106	4	0	0	0	1634

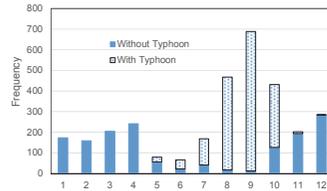


図2. 突風の月別発生数

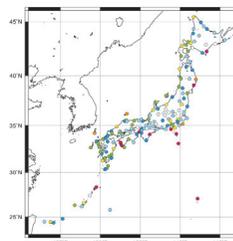


図3. 1年当りの突風発生頻度の分布

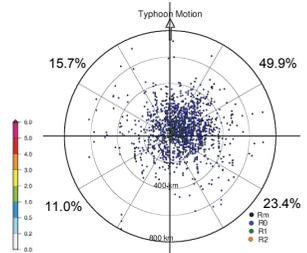


図4. 台風中心に対する突風の発生位置。上向きが台風の進行方向。

謝辞：気象官署1分値データは気象庁情報管理室から提供していただいた。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。

## 冬季雷雲の発達過程と雷ガンマ線の関係性について

高橋周作 (学芸大), Gregory Bowers, David Smith (UC Santa Cruz), 鴨川仁 (学芸大)

## 1. はじめに

雷活動及び雷雲に伴う高エネルギー放射線(ガンマ線エネルギー領域の制動X線)が発生していることが近年わかってきた<sup>(1)</sup>。落雷時に発生する数ミリ秒オーダーのショートバーストは、雷放電路の強電場での制動放射が原因と言われている<sup>(2)</sup>。一方、雷放電を伴わない雷雲の通過時においても高エネルギー放射線が観測されている。冬季雷雲<sup>(3)(4)</sup>、夏季雷雲<sup>(5)</sup>いずれもが地上ないしは山岳で高エネルギー放射線が観測されている。高エネルギー放射線の継続時間は10秒程-数分で雷雲の通過とは同期しているが、雷放電とは同期していないためショートバーストと異なるロングバーストという。本研究は雷雲の発達過程とロングバーストの関係性に注目して解析を行った。

## 2. 観測方法

2015年11月から2016年2月に石川県内灘町にて放射線と大気電場の同時観測を行った。日本海側は世界的にも珍しく冬季の雷が発生する地域である。大気圧下で発生した高エネルギー放射線は伝搬時に急激に減衰するが、冬季雷雲は夏季雷雲と比較して雲底が低いいため雷雲起源の高エネルギー放射線の観測が地上で行いやすいと考えられる。町内4か所に大気電場測定器(フィールドミル)を、1か所に放射線測定器(NaIおよびプラスチックシンチレーター; Gamma-ray Observations During Overhead Thunderstorms; GODOT)<sup>(6)</sup>をそれぞれ設置している。すべての電場測定器の強度地表面地として校正されている。

また解析にはDIASが提供するX-band MPレーダと気象庁提供の高層気象のデータを用いた。

## 3. 観測結果

本観測では5例のロングバーストと2例のショートバーストを検知することが出来た。(表1)今回は雷雲の発達過程と雷雲由来の放射線に注目するため、5例のロングバーストを中心に解析した。解析結果については講演時に提示する。図1、図2はロングバースト発生時の電場変動と放射線のカウント数変化、とX-band MPレーダのZe強度の分布を示している。

表1 観測結果一覧

No.	Date	Time [UT]	Burst type
1	2015/11/26	20:20	Long Burst
2	2015/12/03	15:08	Long Burst
3	2015/12/03	16:19	Long Burst
4	2015/12/03	17:06:03	Short Burst (TGFs)
5	2015/12/03	20:20:29	Short Burst (TGF)
6	2016/01/08	06:38	Long Burst
7	2016/01/08	08:59	Long Burst

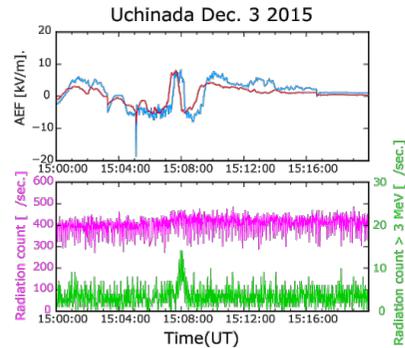


図3. 2015年12月3日15:00-15:20 UTの2地点の大気電場(上段)、放射線カウント数(下段)。紫は全エネルギー、緑は3 MeV以上の高エネルギー成分を抽出している。

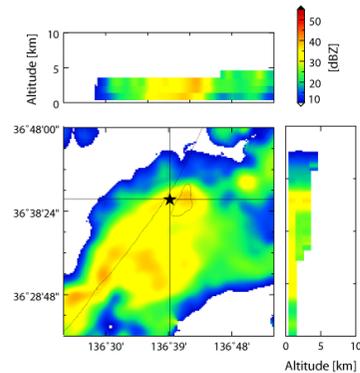


図2. 2015年12月3日15:10におけるX-band MPレーダのZe強度の分布図。

## 参考文献

- (1) J. R. Dwyer et al., High-Energy Atmospheric Physics: Terrestrial Gamma-Ray Flashes and Related Phenomena, Space Sci. Rev., 173, 133-196, 2012.
- (2) Leonid P. Babich et al., Analysis of the experiment on registration of X-rays from the stepped leader of a cloud-to-ground lightning discharge, J. Geophys. Res., 118, 2573-2582, 2013.
- (3) T. Torii et al., Observation of gamma-ray dose increase associated with winter thunderstorm and lightning activity, J. Geophys. Res. 107, 4324-4332, 2002.
- (4) T. Torii et al., Migrating source of energetic radiation generated by thunderstorm activity, Geophys. Res. Lett., 38, L24801, 2011.
- (5) T. Torii et al., Gradual increase of energetic radiation associated with thunderstorm activity at the top of Mt. Fuji, Geophys. Res. Lett., 36, L13804, 2009.
- (6) <http://godot.jp/about/>

## Relationship between Meteorological Variables/Dust and the Number of Meningitis Cases in Burkina Faso

Tetsuo Nakazawa\* (Scientific Advisor at NIMS/KMA), Mio Matsueda (Univ. of Tsukuba/Univ. of Oxford)

### 1. Introduction

*Meningococcal meningitis* (referred to hereafter as meningitis) is an infectious disease of the meninges, the thin layers that cover the brain and spinal cord. The highest rates of the disease have been observed along an extended zonally oriented belt, the “Meningitis Belt” that stretches from Senegal to Ethiopia and experiences frequent epidemics every 7–14 years (WHO, 1998). Meningitis is caused not only bacteria but also viruses and some other micro-organisms. *Neisseria meningitidis* is the primary cause of large epidemics.

Several studies have shown a correlation between outbreaks and climatic/weather factors in the Meningitis Belt (Collier, 1992; Sultan *et al.*, 2005; Thomson *et al.*, 2006; Yaka *et al.*, 2008; Dukic *et al.*, 2012; Broman, 2013; Abdussalam *et al.*, 2014; Pérez Garcia-Pando *et al.*, 2014a, 2014b).

In this paper, the seasonal cycles in both the meningitis cases and the meteorological variables and the dust information in Burkina Faso are investigated, and then a differential equation that adequately models the meningitis cases from the beginning of 2006 to May 2014 is proposed, using the multivariate log-linear regression analysis.

### 2. Methodology and Climatology

Using four meteorological variables (northeasterly surface wind (WS), relative humidity (RH), rainfall (Rain) and temperature ( $T_{2m}$ )) and one of four dust products (dust surface mass concentration or aerosol optical depth, D1-D4) over Burkina Faso, a differential equation for meningitis incidence ( $N$ ) is applied to the multivariate log-linear regression analysis to get each contribution from the variables (WS, RH, Rain,  $T_{2m}$  and one of four dust products) to  $N$ . The climatological data show that dust and temperature are synchronized with meningitis incidence, but the meningitis incidence reaches a peak several months after the northeasterly wind becomes maximum and the relative humidity becomes

minimum during the no-rain period. That is, the meningitis incidence increases when the northeasterly wind prevails under dry and no-rain conditions, and decreases when the southwesterly wind prevails under wet and rain conditions and it has a peak under dusty and hot conditions.

### 3. Result

After performing all possible combinations of the regression analysis (but choosing only one dust data set for each combination) using models with one to five parameters, the time derivative of the weekly meningitis incidence from 2006 to 2014 is estimated and compared with that observed. The more parameters that are included, the higher are the correlation coefficients between the estimated and observed tendency. However, the northeasterly wind has a major contribution to the rate of change of the number of cases. The highest correlation coefficient was for the models with all four meteorological variables plus the dust surface mass concentration data. Even in one- or two-parameter models, a maximum correlation coefficient of 0.666 is obtained for the WS model, and the WS+RH model gives a maximum of 0.754, which indicates some forecast skill using surface wind and relative humidity data.

### 4. Conclusion

Although the modelled derivative underestimated the outbreaks in 2006 and 2007, it correctly simulated the timing of the zero crossing of the weekly rate of change of  $N$ . Thus this approach may be useful to identify the timing of the peak season of the meningitis in Burkina Faso.

### Acknowledgement

This research is supported by a project 'NIMS-2016-3100 (Research and Development for KMA Weather, Climate, and Earth system Services)'.

## 日本の熱中症死亡率の地域的・季節的特性

\*藤部文昭・松本 淳 (首都大・都市環境), 鈴木秀人 (東京都監察医務院)

【はじめに】 熱中症による死亡率の地域的・季節的な特性は、手近な資料が乏しいこともあってよく把握されていない。本研究ではこれを、人口動態統計の個票データを使って調べた。

【資料と解析方法】 厚生労働省の人口動態統計で収録された「自然の過度の高温への曝露」による死亡の個票データを利用した。対象期間は1999～2014年(16年間)、対象総数は9280人である。死亡率の計算に当たっては、2010年の全国の年齢構成に基づく規準化を行った。

【結果】 各地域に共通して、熱中症による死亡率は①高齢者ほど高く、男性>女性であり、②盛夏に集中し、年々変動においては夏季気温と正相関する。また、③経年上昇傾向がある。

これらに加え、以下の地域特性が認められる。

(1) 空間分布 都道府県ごとの熱中症死亡率は北海道では低く、東北～中部の日本海側と、近畿以西の太平洋側の府県で高い傾向がある(図1)。死亡率と緯度の関係を見ると、60歳未満の死亡率は緯度と負相関があるが(図2の×)、80歳以上の死亡率は北海道と沖縄を除けば正相関がある(図2の●)。北海道と沖縄を除く45都道府県についての相関係数は、それぞれ-0.36、0.51である。全年齢の死亡率と緯度との相関係

数は弱い正值である(図2の○、 $r=0.30$ )。緯度の代わりに夏季気温(7,8月の16年平均値)を使っても同様の結果になる。これは、北日本では南日本に比べ、高齢者を中心としてより低い気温のもとで被害が起きることを意味する。なお、緯度と夏季気温の相関係数は-0.88で、北海道と沖縄を入れても除いても同じである。

(2) 季節変化 死亡率は多くの地域で8月に最高となるが、九州南部～沖縄では7月に最高となる(図3)。死亡率のピーク時期の地域差は、気温のピーク時期の地域差とよく対応する(図4、 $r=0.72$ )。ただし、気温が同じなら死亡率は7月のほうが8月よりも高く、その比は約1.5倍と見積もられる。

謝辞：本研究は、首都大学東京の新大都市リーディングプロジェクト基金による「極端気象災害軽減にむけた都市気候学研究プロジェクト」(平成27～28年度)、および東京都監察医務院と首都大学東京の共同研究「気候モデルによる熱中症発現リスクの将来予測」の成果である。

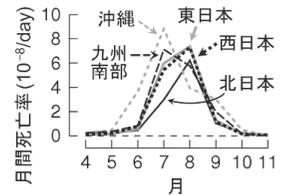


図3 各地域の月別の熱中症死亡率。

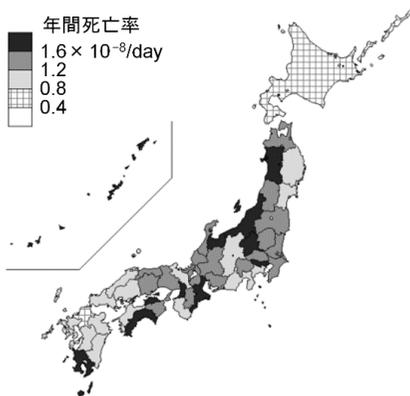


図1 都道府県別の年間死亡率。

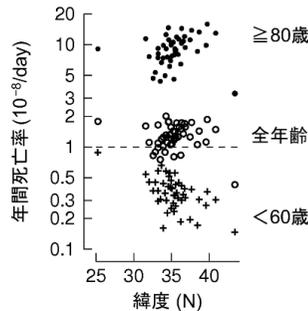


図2 各都道府県の夏季気温(7,8月の16年平均値)と熱中症死亡率の関係。

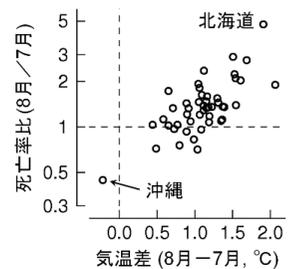


図4 各都道府県の7,8月の気温差(16年平均値)と熱中症死亡率比の関係。

## フラクタル日除けによるクールアイランド実験

酒井敏(京大人環)・菅原広史(防衛大)・三坂育正・成田健一(日工大)  
本條毅(千葉大)・清田誠良(広島工大)・仲吉信人(東京理科大)

### 1. はじめに

フラクタル日除けの熱特性は樹木の葉群に近い。これに対して、都市を構成するコンクリートやアスファルト等は熱慣性が大きく、夜のヒートアイランドの原因となる。しかし、コンクリートに直射日光を当てなければ、昼間は逆に熱を吸収する冷源として機能するはずである。

そこで、熱慣性の大きなコンクリート構造物の上に、フラクタル日除けを設置して直射日光を遮り、局所的なクールアイランドを創り出す実験を行った。

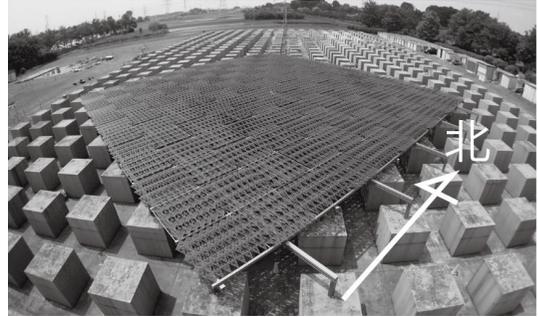


図1 都市模型 COSMO に設置した  
フラクタル日除け

### 2. 実験

実験は日本工業大学の都市スケールモデル COSMO を使って行った。これは 100m×50m のコンクリート路盤の上に、1.5m 角の都市のビルに見立てたサイコロ状のコンクリートブロックを 3m ピッチで 512 個並べたものである(図1)。ブロックと床面を含めたコンクリートの表面積は地表面積の 2 倍あるため、水平面積あたりの熱慣性は平板コンクリートに比べて 2 倍となる。この上に約 20m×20m の大きさのフラクタル日除けを図1のように設置し、南東部半分をフラクタル区、北西部をコンクリート区とし、その中心部に測定器を設置した。さらに、比較のためにコンクリート区の南西の草地にも測定器を設置して草地区とした。

フラクタル日除けは南中時に遮光率最大になる層に加えて、午前中の東日と、午後の西日を遮る層をそれぞれ加えて 3 層構造となっており、全体の遮光率は約 90% である。

### 3. 結果

晴天日の日中の表面温度の熱画像を図2に示す。フラクタル日除けの表面温度は、コンクリート表面に比べて 20℃ 近く低い。

気温の日変化の典型例として、それぞれの測定区における 2016 年 7 月の 1 か月間の気温の特別平均を図3に示す。コンクリート区は一日中、最も気温が高く、草地区は夜間に最も低い。フラクタル区は、日較差が最も小さく、日中に草地よりも気温が低くなっている。特にコンクリート区に対しては 2℃ 程度低く、明らかに日中のクールアイランドが形成されていることがわかる。

日中、フラクタル日除けの下ではコンクリートにほとんど日が当たらないため、コンクリートの

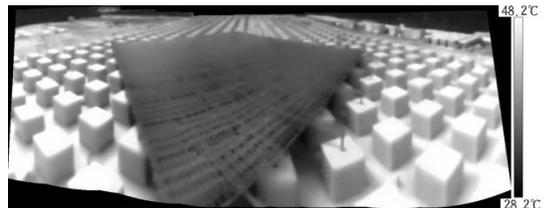


図2 フラクタル日除けの熱画像  
2016年5月29日14時

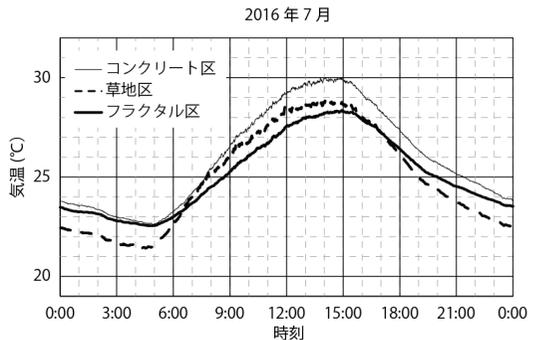


図3 フラクタル日除け区と、コンクリート区、  
草地区の気温の日変化。7月の特別平均。

温度が気温よりも低く、コンクリートによって空気が冷却され、安定成層状態となっている。これは、当初の予想通りコンクリートが冷源として働いていることを示す。

## 暖候期に観測される高梁盆地の高温化

\*大橋 唯太（岡山理科大学 生物地球学部）・小川 晃生（岡山理科大学大学院 総合情報）

### 1. はじめに

岡山県高梁市にある高梁アメダスは、岡山県内でも暖候期に高い気温が頻繁に観測される。事実、過去7年間のうち5年でアメダス全国の上位5%以内に入る猛暑日日数を記録していた。特に2013年は、全国929地点のなかで5番目に猛暑日日数が多かった。そこで本研究では、高梁アメダスと周辺地域の高温化メカニズムを調べてみた。

### 2. 方法

(1) 統計的な特徴を検出するために、高梁アメダスで観測された2010～2015年の気象要素10分値を解析した。

(2) 瀬戸内海沿岸域から高梁アメダスまで約30kmの水平移流をとらえるため、2016年の暖候期に移動型気象観測を実施した。

### 3. 結果と考察

高梁アメダスの日最高気温が全国で最も高くなった日を調べると、日本への太平洋高気圧が発達する前の5・6月の季節に集中していた。

これらの日を含めた5・6月の高温日16事例をコンポジットしたアメダス気温と風の分布を図1aに示す。この図からは、高梁アメダスの局所的な高温化がよくわかる。特に瀬戸内海沿岸部のアメダス気温は高梁アメダスに比べて4.0～5.7℃も低く、同様に中国山地部でも3.1～6.3℃低くなっていた。

一方、太平洋高気圧影響下の8月高温日15事例をコンポジットした結果を図1bに示す。いずれの日も高梁アメダスは猛暑日を記録していた。5・6月初夏の季節に比べて瀬戸内海沿岸部と高梁の気温差は、かなり小さくなっていった(1.5～2.6℃差)。中国山地部では初夏と変わらず、高梁アメダスよりも顕著に低い気温(4.9～5.7℃差)が形成されている。

以上の事例は、いずれも一般風が弱い気象条件( $U_{850hPa}$  中央値が6m/s)であった。中国山地部のアメダスは、標高が400～500mと高い影響で、季節によらず日中の気温が上昇しにくい地理的条件だとわかる。一方の瀬戸内海沿岸部は、図1の風ベクトルからもわかるように南からの海風の影響を強く受けているが、気温上昇の抑制は5・6月初夏の季節のほうで確認できる。これは、この時期の海水温が8月に比べてまだ低く(2m水深の記録ではあるが、10℃

近くの水温差)、陸上にとっては「冷たい」海風が流入することを意味している。

したがって、5・6月初夏に記録する高梁アメダスの高温は、みかけ上の出現傾向が強いと考えられる。しかし、標高が同程度で地理的に近い福渡アメダスよりも高梁のほうが高温を観測しやすく、同じ盆地でも地形の違いによって大気加熱量が異なるのかもしれない。

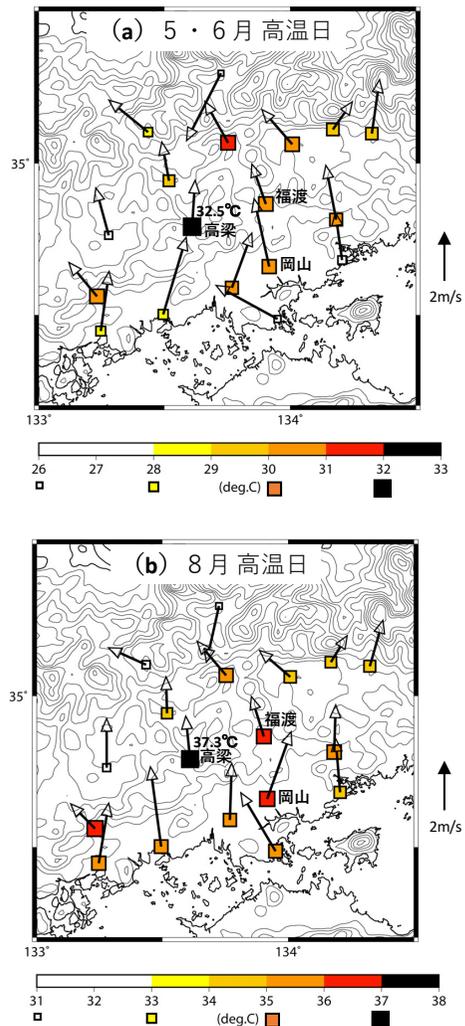


図1 高梁が高温を記録した(a)5・6月と(b)8月事例のコンポジット。シンボルが日最高気温、矢印が日最高気温時刻までの日中の風ベクトルを示す。破線で囲まれた範囲で気温が高くなりやすい。

## 露場地面付近の気温鉛直分布観測

山本哲 志藤文武 清野直子 新藤永樹 川端康弘 (気象研究所)

稲垣厚至 (東京工業大学) 高根雄也 (産業技術総合研究所) 青柳暁典 (気象庁/気象研究所)

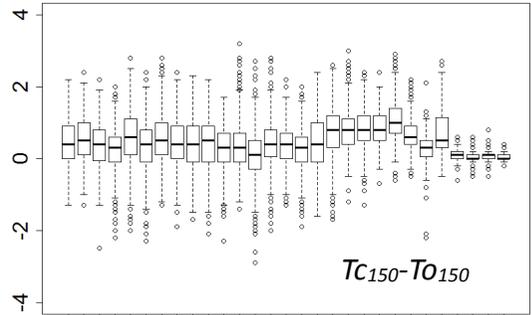
温度計設置環境が気温観測値に及ぼす影響を評価するため、東京・大手町露場内2地点で微気候観測(気温、風向風速)を実施した結果、温度計周囲の植栽・構造物が観測値に影響していることが示唆された(志藤ほか, 2016)。こうした露場内における気温の非一様性と地上風の面的分布・時間変動特性との関連を解析するため、サーモカメラを用いた熱画像風速測定法(TIV)による観測を実施し、風向風速の面的分布データを取得した。観測は2016年夏季日中2回行った。これにあわせ、露場内における気温の時空間変動をより詳細に把握するため、極細熱電対(山本, 2016)により地面付近の気温鉛直分布と地表面温度を観測した。微気候観測を実施している露場内2地点の近傍に長さ2mのポールを仮設し、高さ2, 1.5, 0.5, 0.1, 0.05mに太さ13 $\mu$ m、葉面と地面にそれぞれ太さ200 $\mu$ mの熱電対を設置して1秒毎のデータを取得した。

これまでの4年に渡る現業用通風筒による気温観測で、開けた場所の気温 $T_0$ と植栽・構造物で囲まれた場所の気温 $T_c$ は、暖候期の日中に1.5m高さで平均的に $T_0 < T_c$ となり、月平均で最大0.5 $^{\circ}$ C程度の差になることがわかっている(志藤ほか, 2016)。今回の熱電対による観測でも時間的変動はあるが、

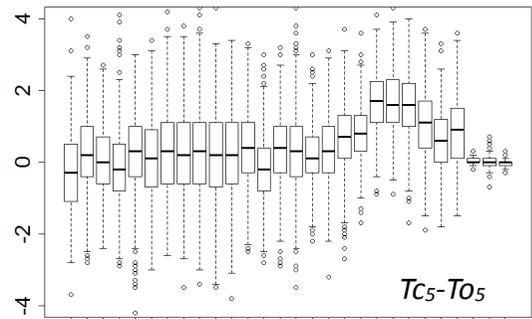
$T_0 < T_c$ となる傾向が認められた(第1図)。同様の差は高さ0.05mでも認められた(第2図)。地表面温度は逆に開けた場所の方が高い場合もあった。気温鉛直分布は日中の直達日射が届く時間では高さが低いほど気温の高い不安定な成層になっていた。気温差は高さが低いほど小さくなる傾向がある(第3図)。

本観測にあわせて高さ0.5mでの日射・長波放射の観測も行っており、風速計やTIVによる観測値とも合わせ、今後、熱収支・熱輸送の見積もりなどを行い、気温の非一様性の形成要因を考察していく。

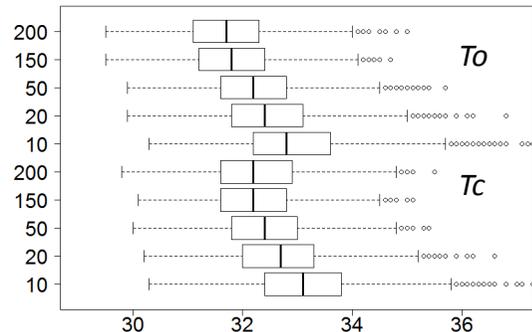
**謝辞** 大手町露場での観測実施については気象庁観測部観測課および東京管区気象台の多大な協力を得た。ここに記して深く感謝する。本研究の一部は気象研究所・東京工業大学・産業技術総合研究所の共同研究「サーモカメラを用いた熱画像風速測定法(TIV)による大手町露場内の面的風向風速分布観測」により実施されている。



第1図 13 $\mu$ m径の熱電対で測定した地上高1.5m気温差。2016年8月26日10時54分から15時34分までの1秒毎の気温差データを10分毎に箱ひげ図で示す。



第2図 地上高0.05m気温差。他は第1図と同じ。14時半前後の気温差の増大は $T_0$ 観測地点が先に露場西方にあるビルの日陰に入ったことによる。



第3図 2016年8月26日10時30分から13時30分までの各高さ(cm)の気温出現頻度。1秒毎気温データの分布を箱ひげ図で示す。

## 参考文献

志藤文武ほか 2016. 風工学シンポジウム論文集 24, 91-96  
山本哲, 日本気象学会 2016年度秋季大会, C311

# 都市キャノピースキームを用いた冬型事例の数値シミュレーション

\*川端 康弘、清野 直子 (気象研究所)

## 1. はじめに

気象研究所ではヒートアイランド等の都市気象に関する基礎的研究を行っており、現象の実態解明に向けては都市域の地表面過程を表現するための数値モデルが必要となる。Aoyagi and Seino (2011) は単層都市キャノピースキーム (Square Prism Urban Canopy scheme : SPUC) を開発し、更なる高度化に向けた調査を行っている。モデルの再現性を把握するためには、気温や風速だけでなく、都市境界層過程に踏み込んだ理解が必要である。本研究では SPUC が導入されている気象庁非静力学モデル JMA-NHM (Saito et al., 2006) を用いて、ヒートアイランドが顕著となる冬季 (藤部, 2012) における都市モデルの振る舞いを調査する。事例解析としては強い冬型の気圧配置で冷え込みの厳しかった 2017 年 1 月 14 日から 15 日を対象とした。

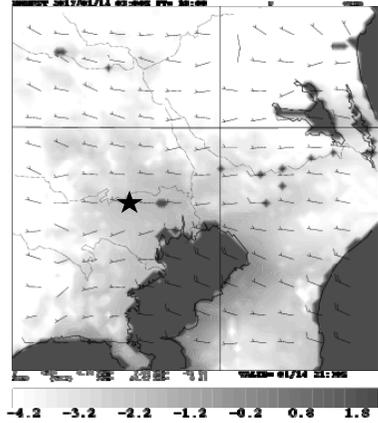


図 1: SPUC 実験の地上気温・風向風速予測 (2017 年 1 月 15 日 6 時 JST、星印: アメダス練馬)

## 2. 実験設定

対象領域は関東甲信越地方とし、初期値・境界値として気象庁メソ解析を用いた。初期時刻は 2017 年 1 月 14 日 12 時 (JST) であり、格子間隔は 2km とした。都市の効果を調べるため、陸面過程として、都市キャノピースキームを適用した実験 (SPUC 実験) と、適用しない平板スキーム実験 (SLAB 実験) を行った。SPUC 実験においては、都市グリッド (土地利用で「建物用地」「幹線交通用地」「その他の用地」の占める割合が 80% 以上) に都市スキームを適用した。人口排熱は付加していない。

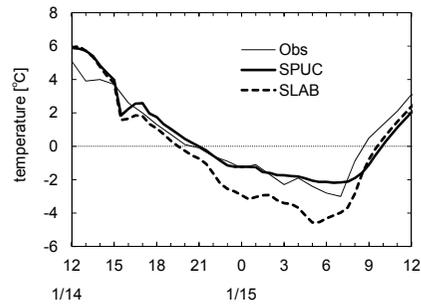


図 2: アメダス練馬における気温時系列 (細線: 観測値、太線: SPUC 実験、破線: SLAB 実験)

## 3. 結果

ヒートアイランドは晴れた夜間に顕著に現れる (日下, 2004)。解析期間、関東の平野部では北西風場となり概ね晴れていた。図 1 に夜間の地上気温と風向風速の予測図を示す。都心部では周辺部より気温が高くなっている。気温の再現性を見るため、都市グリッドである練馬の地上気温の観測と予測時系列を図 2 に示す。SPUC 実験は観測値に近い値となっている。しかし、SLAB 実験は観測と比べて夜間に低く、最低気温を SPUC 実験と比較すると 2°C 程度低い。実験によって差が出た原因を調べるため、地表面フラックスを比較する。図 3 に練馬の顕熱フラックス予測時系列を示す。夜間では SPUC 実験の方が SLAB 実験よりも顕熱フラックスが大きい。今後、感度実験や実験事例を増やし、詳細に解析する予定である。

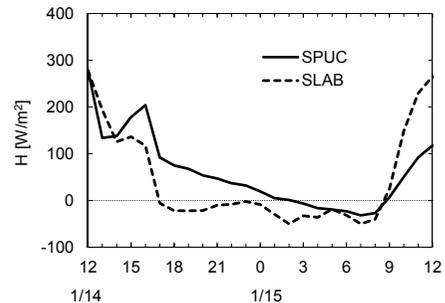


図 3: アメダス練馬における顕熱フラックス予測時系列 (実線: SPUC 実験、破線: SLAB 実験)

### 参考文献:

- Aoyagi T., and N. Seino (2011), JAMC, 50, 1476-1496.
- 日下博幸 (2004), 局地気象学, 196-204.
- 藤部文昭 (2012), 気象研究ノート, 224, 1-24.
- Saito, K. et al. (2006), MWR, 134, 1266-1298.

## 空撮地表面熱画像に基づく広域地表面近傍風速分布計測

稲垣厚至\*・土方基由・神田学・山下幸彦（東京工業大学）

### 1. はじめに

地表面熱画像に含まれる風の揺らぎを空間的に追跡することで地表面近傍風速を推定する手法があるが (Thermal Image Velocimetry, Inagaki et al. 2013), 本研究はこれを空撮熱画像に適用することで, より広範囲 (約 1 km 四方) の地表面近傍風速分布を測定することを試みた. 上記の通り, これにより広範な領域をカバーできる他, 建物で分断された都市街区内の流れを同時かつ面的に観測できるなどの応用が期待される.

今回, 新宿御苑及び多摩川河川敷上空においてヘリコプターからの地表面熱画像計測を実施し, 地上観測との比較を行った.

### 2. 手法

風による地表面温度の揺らぎの大きさは地表面の熱物性の違いに起因した空間的な偏差に比べて小さいことが多く (約 0.5 度程度), 生熱画像のみから風を追跡することは難しい. そこで定点での時系列情報にハイパスフィルタを掛けることで背景として含まれる温度の空間分布を均す操作が不可欠である. さらに今回その前処理として, 定点時系列情報を得るためには空撮による画像の物理的な揺らぎを補正する必要がある. これについて本研究では機械的な特徴点抽出アルゴリズムを使い, その中の任意の 4 点の座標から画像補正の変換行列を算出し, その行列群からさらに最小二乗法に基づく最適な変換行列を算出することを行い画像の補正を行った. これによりピクセル単位での画像の補正が可能となった.

### 3. 結果

図 1 はヘリコプターから撮影された熱画像である. 撮影開始 0 秒の画像に合わせるように後の時刻の画像の位置補正を施した. これらの画像を用いてハイパスフィルターを施し, 風の揺らぎに対応した地表面温度を追跡した. 図 2 はその結果であり, 地表面に平行な水平ベクトルの分布が得られた. 風速分布は時間・空間的に一様ではなく, 複雑に変化している様子が見られる. この期間に測定された大手町アメダスの 10 分平均風向と比較したところ, 両者概ね一致していた.

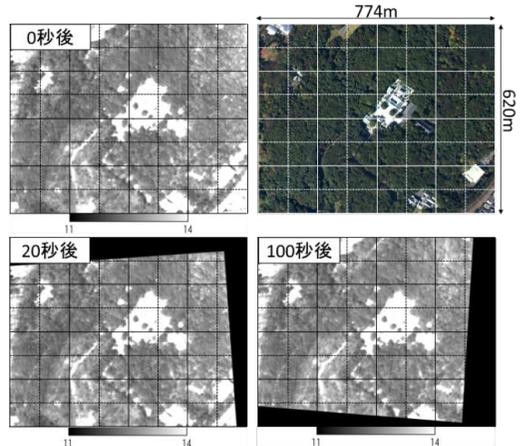


図 1 新宿御苑の熱画像

左上: 観測開始直後の熱画像

左下: 観測開始 20 秒後の熱画像 (画像補正後)

右下: 観測開始 100 秒後の熱画像 (画像補正後)

右上: 新宿御苑の写真

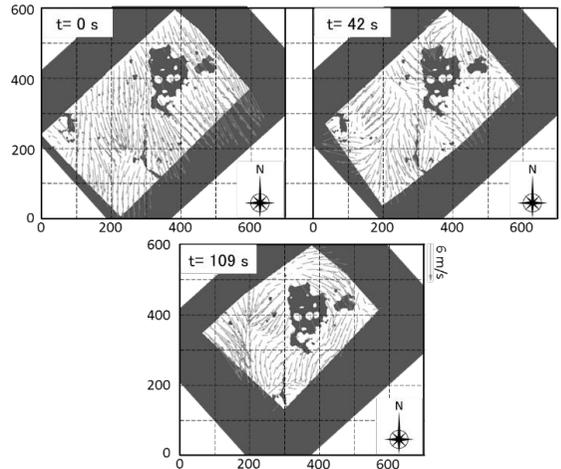


図 2 新宿御苑における水平速度ベクトル分布

左上: 観測開始直後の水平速度ベクトル

右上: 観測開始 42 秒後の水平速度ベクトル

左下: ; 観測開始 109 秒後の水平速度ベクトル

### 謝辞

本研究は, JSPS 科研費基盤研究(A) (課題番号 25249066), 基盤研究(C) (課題番号 26420492) の助成を受けた

# 気象庁非静力学モデルを用いた台風 9119 号(リンゴ台風)の 青森県に発生したおろし風

\*高咲良規・田中洋祐・吉崎正憲(立正大)

## 1. はじめに

台風は気象災害の中で多くの被害を与える。1991 年 8 月から 9 月は台風の接近や上陸が多く、その中で、1991 年 9 月 25 日から 28 日にかけて起きた台風 9119 号は長崎県に上陸し、日本列島に甚大な被害を与えた。台風 9119 号では非常に強い勢力で上陸したことで全国的に大きな被害となり、青森県内では、収穫前のリンゴの落果の被害を受けた。また、死亡者が出たのは昭和 52 年 8 月 5 の集中豪雨以来のことであった。このことから、通称この台風はリンゴ台風とも呼ばれている。

そこで本研究では、台風 9119 号の接近と通過に伴う青森県の強風の要因について調べた。

## 2. 計算の設定

本研究では、気象庁非静力学モデルを用いて解析を行った。計算領域は Domain1 に 10km とし、Domain2 に 2km とし、Domain3 に 500m とした 3 段階の計算を行った。初期値・境界値については 1991 年 9 月 26 日 12UTC の JRA-55 のデータを用いた。

## 3. 結果・考察

図 1 はモデル計算結果における台風 9119 号の進路と地形分布を示す。台風が青森県に最接近する前の 2721UTC の青森県付近ではほとんど無風であった。2800UTC になると風速は急に強まり、平均風速は  $15\text{m s}^{-1}$  で南西または南風となり最大瞬間風速は  $20\text{m s}^{-1}$  の値であった。2803 UTC は 00UTC の風速よりもさらに強くなり、 $20\text{m s}^{-1}$  以上の西から西南西の風が持続した。そのため、台風最接近(2803UTC)から通過する間の強風について、詳細な解析を行った。

図 2 は 1991 年 9 月 28 日 00UTC の風速の水平面図および水平風を示す。台風接近時の 2800UTC では北緯 40.65 度付近に風速  $50\text{m s}^{-1}$  以上の強風域があり、北緯 41 度付近では  $35\text{m s}^{-1}$  程度の弱風域の領域が見られ、北にゆくほど風速は弱まっていた。また、この時の風向は南~南南西の風が卓越していた。そのため、南側にある白神山地の地形が強風に寄与していた可能性があった。

図 3 は 1991 年 9 月 28 日 00UTC の測線 A-A' における鉛直断面図を示す。等温位線に着目すると、風下斜面側の高度 2km 付近で下側に大きく変位して、間隔は密になっていた。また、白神山地斜面付近では  $45\text{m s}^{-1}$  以上の風速が見られるが、平地では  $20\text{m s}^{-1}$  程度まで弱くなった。青森県内で山岳に強風域と平野に弱風域が発生した原因として、山越え気流によるおろし風が発生していたと考えられる。また、白神山地からの下降流が吹くことで気温が高かった。

さらに、台風が接近した 28 日 00UTC に、山脈では風下側の風向と同じ方向に風速が強くなっていた場所では、図 2 の水平図で見られるように風速の強弱が波状になっていた。しかし、どのように形成されたのかについて詳細は不明である。

今後は、WRF モデルを用いて同様の再現計算を行うとともに、山岳付近にできた波状の風の構造の解析を行う。

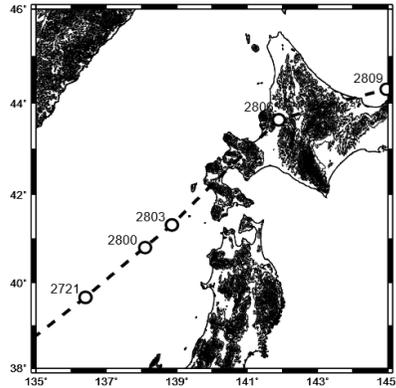


図 1 モデル計算結果における台風 9119 号の進路と地形分布。○は 3 時間ごとの台風中心位置を示す。

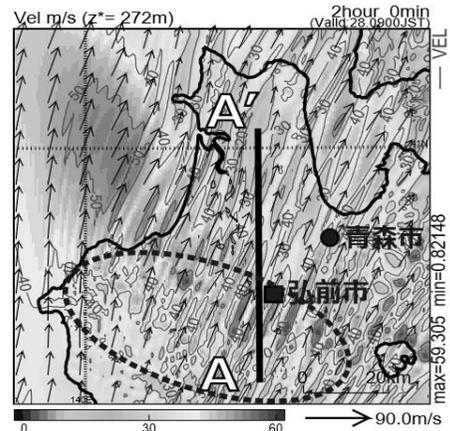


図 2 Domain3 の解像 500m における 1991 年 9 月 28 日 00UTC の風速(カラー)の水平面図および水平風の分布。点線の地域は白神山地を示す。

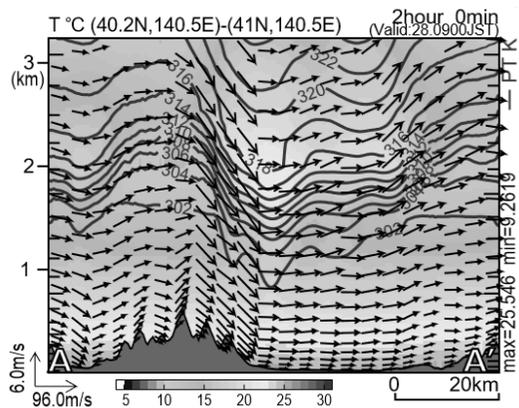


図 3 1991 年 9 月 28 日 00UTC の測線 A-A'(図 3 参照)における気温(カラー)と風(ベクトル)の鉛直断面図。等値線は温度を示す。

# 2016年6月28日に函館沖津軽海峡で発生した低層波状雲の事例解析

村松貴有（新千歳航空測候所）

## 1. はじめに

2016年6月28日13~19時頃、北海道函館市沖の津軽海峡上に明瞭な波状雲が現れた（第1図）。函館空港から見ると、雲頂が函館山（334m）より低いことを確認できた。これほど低層の波状雲が明瞭に観測できるのは珍しい。また、波状雲の発生原因によっては函館空港を離発着する航空機の運航安全性に影響した可能性もある。この波状雲の発生・発達メカニズムについて調べた結果を発表する。

## 2. 使用データ・解析手法

著者が函館空港から撮影した写真・動画、衛星可視画像、航空機自動観測データ、気象庁 LFM 予報資料等を用いて当時の大気状態とそこで発生し得る大気現象を調べた。

## 3. 気象状況

北日本は高気圧圏内、渡島半島東の太平洋上には海面で冷やされた冷気があり、津軽海峡に東から流入していた。流入する冷気の上端は975hPa以下であった（第2図）。また、大間崎の西で等温位線が降下していることから、津軽海峡最狭部（汐首岬-大間崎）を通過した冷気は下降しながら函館沖に達し、その後再び上昇したことが分かる。

函館空港付近の航空機自動観測データによると、海面付近の安定層におけるプラントバイサラ振動数（ $N$ ）は、

$N = 4.1 \times 10^{-2} [s^{-1}]$ であった。スコラー数（ $l^2$ ）は海面付近で最も大きく、海面から高度約200mにかけて急に小さくなっていった（第3図）。よって高度200m以下の低層で内部重力波（風下波）が発達しやすい環境場であった。

## 4. 波状雲の構造

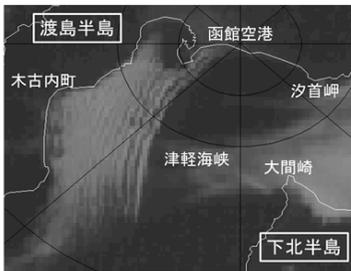
第4図は波状雲東端の雲を撮影した動画から作成したスナップ写真である。楕円で囲った雲の模様が時間とともに上昇していることから、雲は北から見て右回りに回転していたことが分かる。周期は約4分と推定した。

写真や衛星可視画像から推定できた波状雲の構造に関する情報（波長や雲底高度等）を第5図にまとめた。

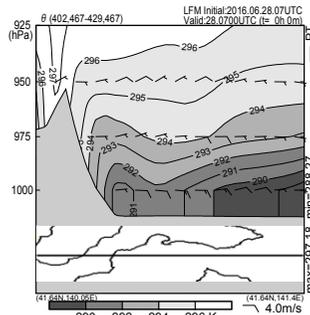
## 5. 発生プロセスの検討結果

本事例の波状雲発生プロセスを以下のように推定した。

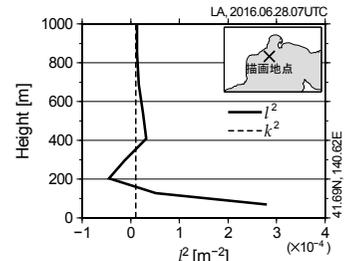
1. 津軽海峡東の太平洋の海面付近に冷気が溜まる。津軽海峡最狭部の西と東で冷気層の厚さに差が生じ、静水圧の関係から西向き気圧傾度力が生じて最狭部の西で東風が強化（地峡風）。
2. 冷気が函館沖で収束し、上昇流が発生。
3. 上記の上昇流を波源として安定層内に風下波が発生。空気が適度に湿っていたため明瞭な波状雲として可視化された。



第1図 当日16:00JSTの衛星可視画像（ひまわり8号のバンド3）。同心円は内側より函館空港から10km、20km、50km。



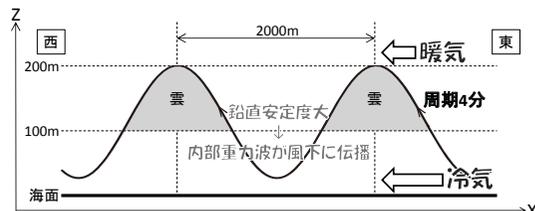
第2図 当日16JSTの津軽海峡における温位断面図。描画位置は下の平面図に実線で示す。LFM28日07UTCのFTOで作成



第3図 当日16JSTの津軽海峡におけるスコラー数の高度分布。破線で水平波長2000mを仮定した時の水平波数の2乗（ $k^2$ ）も示す。当日07UTCの局地解析のモデル面データで作成



第4図 2016年6月28日15:08JSTに函館空港から波状雲を撮影した動画から抜き出した写真。右下の秒数は一番左の写真からの経過時間。ほぼ西向き（260°）に撮影。



第5図 本事例における波状雲の構造。波状雲は内部重力波（風下波）と推定した。また、雲頂は約200m、雲底は約100m、周期は約4分と推定した。

# スカイラジオメーター(POM02)の特性 (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(ブリード製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 $1.6\mu\text{m}$ 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、ブリード製スカイラジオメーターの特性、現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、新たな940nmチャンネルの校正法について述べる。ここで示すことを考慮することで、精度の改善、可降水量の推定、 $1.6\mu\text{m}$ の光学的厚さの推定が可能になる。

## 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 Langley法と通常Langley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)

今回は、(1)~(5)について報告する。

## 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) POM-02のセンサー出力の温度依存
  - ・POM-01, -02の温度制御は、十分に行われているわけではなく、環境温度とともに機器内の温

度は変化する。特に、温調設定温度を超えると注意が必要。

- ・温度特性は機器ごとに違う可能性大。
- ・380nm以下、2200nmは温度依存が大きい。
- ・他の波長は、つくばの環境条件では0.5%程度以下の影響である。

- (2) ML0での観測値を用いたLangley法の精度

- ・可視センサー域では、バラツキ0.5%以下、近赤外域では、1%以下で検定定数が決まる。

- ・940nmは、ガス吸収の考慮が必要。

- (3) 直達比較で転写した場合の精度

- ・波長により違うが、0.1~0.5%で転写可能

- (4) Improved Langley法と通常Langley法の比較

温度特性が測定されていない場合、Improved Langley(IML)法に頼らざるをえない。

- ・IML法で決めた検定値は季節変化している(夏に小、冬に大)(図1参照)。

- ・転写した値を内挿し、温度特性を考慮したものを正しいとすれば、誤差は約±2%である。

- ・IML法で決めた検定値は、長期の変化傾向は表している。

- (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。

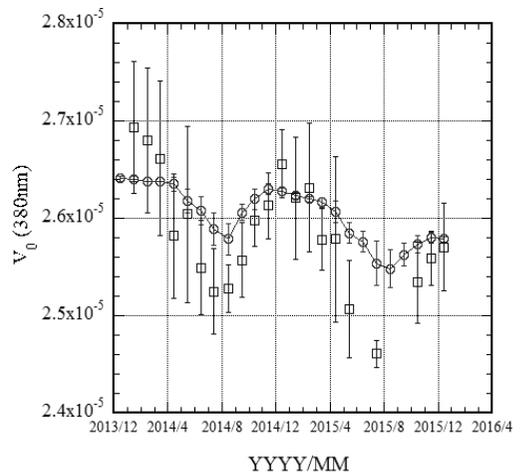


図1 Improved Langley法(□)と通常Langley法(○)の比較例。2013/12~2015/12の気象研の観測用POM-02を使用。通常Langley法の値は、2013/12, 2014/12, 2015/12に準器より転写して内挿し、温度補正なしへ変換。両者とも月平均値。

# 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

内山明博(環境研), 塩原匡貴(極地研), 小林拓, 菱田晃介(山梨大),  
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とした観測、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、観測者の位置関係が変わり、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NASA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。

本研究では月を観測できるように装置の改良、月の自動追尾、月を光源としたときの校正法の確立等の要素技術を開発し、スカイラジオメーターの利用者であれば、誰でも利用できるようにする。

## 2. 方法

・増幅器の調整: POM-02を手動で月の方向に向け、POM-02で測定可能であることを確認した。その結果に基づき、増幅器の抵抗の調整を行った。ただし、近赤外域の測定が可視域に影響を及ぼす可能性があったので、近赤外域の測定は中断した。

・月の計算追尾: 装置に組み込み計算負荷を小さくするため、長沢工「天体の位置計算」(地人書館)に記載の月の位置の簡略式(海上保安庁水路部による)を使用した。

・追尾調整: 測器の設置具合等が原因で簡易計算の精度以上にずれが生じ、正確に追尾できなくなるため、月位置センサーを山梨大で開発した。これは、太陽位置センサーとしての機能も持つ。

・月反射率: ROLOのIrradianceモデルを用いて計算した。ROLOモデルでは、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)のデータが必要であるが、NASA SPICE

toolkitを用いて計算した。

・校正法: Langley法によって行った。

## 3. 結果

図1にLangley Plotの図を示した。一晩に10%程度の反射率の変化があるが、それを考慮することで、airmassの変化に対して出力が線形に変化する。airmassが、5~6の間で直線からずれるが、夜明けが近づき背景の空が明るくなったためである。

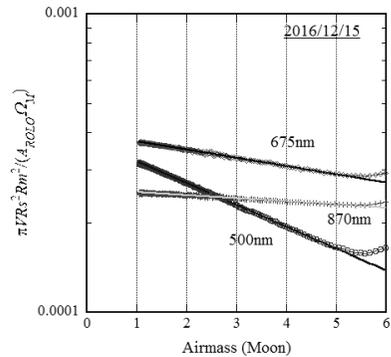


図1 Langley plotの例(2016年12月15日午前)

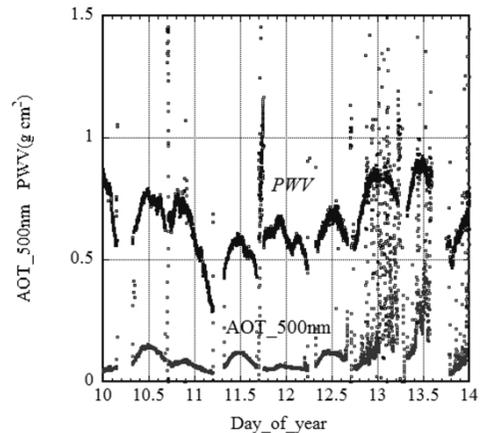


図2 光学的厚さ(500nm)、可降水量の推定例  
(2017年1月10日~13日、山梨大)

図2に光学的厚さ(AOT500nm)、可降水量(PWV)の推定例を示した。推定したものは、連続に変化しているのが分かる。

## 4. 今後の課題

AOT, PWVの推定値が妥当であることを検証するため、他の手法と比較する実証観測を行う。近赤外域を測定できるようにする。改造前POMの評価を行う。質の良い検証用データを取り、ROLOモデルとSPデータの差を検討する。

# 主成分分析による日射スペクトル変動特性の評価

\*宇都宮健志、佐々木潤、板垣昭彦（日本気象協会）

## 1. はじめに

近年、太陽光発電施設の普及に伴い、様々な種類の太陽電池が開発されている。太陽電池は種類ごとに異なる分光感度特性を有しており、出力性能の評価にあたっては、波長別の日射強度（日射スペクトル）が重要となる。しかし、日射スペクトルは、地域、季節、時刻、大気の状態等、様々な要因で変化するため、正確な性能評価を行うには、スペクトルの変動特性を把握する必要がある<sup>1</sup>。また、変動特性が分かれば、観測を行っていない地点の日射スペクトルを推定することも可能となる<sup>2</sup>。

我々は、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）からの委託研究の中で、全国 5 地点（図 1）において、2011 年から日射スペクトルなどの常時観測を行い、観測データをデータベースとして整備した<sup>3</sup>。観測は、分光放射計（英弘精機社製 MS-710, MS-712）を用いて、350nm~1700nm の波長帯に対して 5 分間隔で行った。このようなデータベースは、国内では前例がなく、長期間に渡る観測データの蓄積により、様々な気象条件と日射スペクトルの対応関係を統計的に分析することが初めて可能となった。本発表では、全国 5 地点における 2016 年の観測データに主成分分析を適用することで、天候と日射スペクトルの対応関係を明らかにする。

## 2. 解析手法

日射スペクトルデータの波長間隔は 1nm であるが、全ての波長が独立に変動するわけではない。スペクトルの変動を概観するためには、変動を特徴づける波長の選別が有効である。350nm~1700nm の波長域において、水蒸気やその他のガスによる吸収帯の幅は狭く、スペクトルの全体的な変動への影響は小さい。そこで、吸収が弱く、散乱の影響が強い 25 個の波長を特徴量として選択した。さらに、25 波長における規格化スペクトル（日射スペクトルを波長積分値で割ったもの）に、主成分分析を適用することで、主要な変動成分を抽出した。

## 3. 解析結果と今後の方針

主成分分析の結果、第 3 成分までの累積寄与率が地点や季節によらず 97% 程度となった。2016 年 7 月について、第 1 主成分から第 3 主成分までの 3 次元散佈図を図 2 に示した。

図 2 から、スペクトルの変動には 3 つの特徴的なモードがあることがわかる。モード 1 は、晴天時で直達日射が雲により遮られていない場合のものである（図 3 上）。エアマスの増加により短波長側の強度が相対的に減少する傾向にあり、大気によるレイリー散乱の効果を表していると考えられる。モード 2 は晴天時または部分的な曇天で直達日射が雲により遮られている場合、モード 3 は広域的な曇天に対応する（図 3 下）。どちらも、雲の厚さや太陽周辺の雲量によって、可視域と近赤外域の強度比が変動する。また、モード 3 では、800nm 付近に地表面アルベドの影響が現れ、スペクトルの地域差を生み出す要因となっている。

このように、雲の分布などにより、スペクトルの概形が特徴づけられることが分かった。本発表では、ひまわり 8 号の輝度画像などを用いて、モードごとの変動傾向を定量的に示す予定である。



図 1: 日射スペクトル観測地点

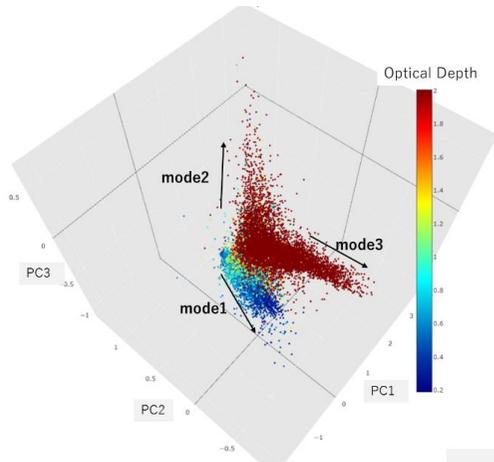


図 2: 規格化スペクトル主成分スコアの散佈図（2016 年 7 月）

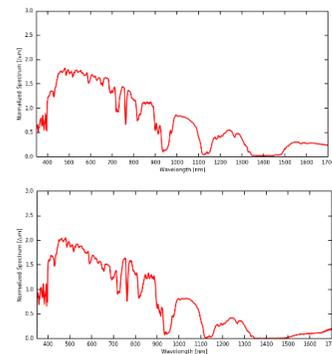


図 3: モード 1(上図)とモード 3(下図)の代表的な規格化スペクトル

### 参考文献

1. NEDO, 太陽光発電システム次世代高性能技術の開発「発電量評価技術等の開発」平成 26 年度成果報告書
2. 板垣昭彦, 宇都宮健志, 佐々木潤, 地上観測データを用いた日射スペクトル推定モデルの作成, 平成 28 年度日本太陽エネルギー学会/日本風力エネルギー学会合同研究発表会講演論文集, 2016
3. 宇都宮健志, 板垣昭彦, 日射スペクトルデータベースの公開について, 平成 25 年度日本太陽エネルギー学会/日本風力エネルギー学会合同研究発表会講演論文集, 2014

謝辞: 本研究は、NEDO からの委託研究の中で実施したものです。関係各位に感謝いたします。

## エアロゾルによる雲の調整効果の地域特性について

\*関口 美保<sup>1</sup>、中島 孝<sup>2</sup>、永尾 隆<sup>3</sup>

(1: 東京海洋大学、2: 東海大学、3: 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適用に適している。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、Sekiguchi et al., 2016]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ることで手法の有効性を確認した。先行研究は主に海上の傾向について議論を行ったが、本研究では、同様の手法を用いて、エアロゾルの特性がある程度推定できる地域、すなわち『森林火災』、『黄砂』、『PM2.5』、『火山噴火』が頻発する地域のエアロゾルの雲への影響を調べた。

## 2. 使用データと解析手法

本研究では、長期間安定した観測が続けられているアメリカ航空宇宙局(National Aeronautics and Space Administration, NASA)の地球観測衛星 Terra に搭載されているセンサ MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer)によって観測されたデータを用いる。解析期間は 2001 年 1 月から 2013 年 6 月までとした。

雲物理量は、MODIS 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 MODIS エアロゾルプロダクト MOD04 level 2[Levy et al., 2009,

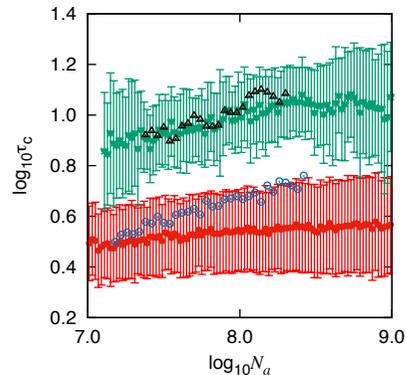
2010] のエアロゾル光学的厚さ、大粒子と小粒子の比率、エアロゾルの種類などを用いて導出した。

## 3. 調整効果の地域特性

先行研究の海上の特性として、エアロゾル数密度が  $10^9$  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、どちらもエアロゾルによる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  $10^9$  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。また、鉛直積算雲水量が  $60\text{g/m}^2$  付近を境に傾向が変わることが明らかとなったため、鉛直積算雲水量が  $20 - 60\text{g/m}^2$  の範囲の雲を『薄い雲』、 $60 - 200\text{g/m}^2$  の範囲の雲を『濃い雲』として分類し、研究を行った。

どの地域においても、エアロゾル数密度が  $10^7 - 10^9$  の範囲ではエアロゾル数密度が大きくなると、雲粒有効半径が小さくなり、光学的厚さが大きくなる傾向がみられ、雲の調整効果が現れた。また、これらの傾向は地域や季節によって違いが現れた。大気状態の違いにもよるが、エアロゾルの特性によっても違いが現れたのではないかと考えられる。また、噴火直後や PM2.5、黄砂の飛散量が多い時期には、通常の時よりもエアロゾルの雲への影響が強くなるなど、変化が現れた(下図)。

発表では AH1 の解析データを用いた結果も示す予定である。



中国都市域におけるエアロゾル数密度と雲の光学的厚さの相関。ポイントのみは飛散量が多い時期(2013年3~5月)と誤差棒とポイントは同年4月を示す。

## 衛星観測データを用いた3次元雲場の放射伝達効果に関する研究

\*大方 めぐみ(東京大学, 大気海洋研究所), 中島 映至 (宇宙航空研究開発機構, JAXA/EORC),

鈴木 健太郎(東京大学, 大気海洋研究所), 井上 豊志郎 (東京大学, 大気海洋研究所),

中島 孝(東海大学), 岡本 創 (九州大学)

### 1. 背景

雲の放射強制力は地球のエネルギー収支に大きく影響するが、その定量的評価には不確定性が大きい。これは、空間的に不均質な雲の放射場への影響評価が難しいことが一因である。3次元(3D)雲場に対する放射伝達効果に関する多くの先行研究は理想化されたモデル雲や数学的なランダム雲にもとづいており、実観測データに基づいて太陽、赤外の広帯域放射フラックスを定量的に評価した研究は非常に少ない。しかしながら、2006年に打ち上げられた雲レーダー(CPR)搭載のCloudSat衛星により雲の鉛直断面情報が得られるようになり、3D雲場の実観測データを利用できる時代になった。そこで本研究では、実観測された3D雲場の情報を利用して、その放射影響を定量化することを目的とする。

### 2. 手法

上の目的のために、広波長域の太陽放射と赤外放射フラックス計算を取り扱える3Dモンテカルロ放射伝達コード(MCStar)を自身で開発した。MCStarはBackward型とForward型の光線追跡機能を有し、衛星輝度を高速計算するTMS法や非線形相関 $k$ 分布法によるガス吸収パラメータも実装されている。また、赤外放射伝達を高速かつ精度よく計算できる新たな摂動アルゴリズムを開発した。開発したコードは、3D放射伝達コード相互比較(I3RC)と比較検証し、世界のコードと整合のとれたコード開発に成功した。

MCStarを適用するための3D実観測雲場を得るために、NASA/A-Train衛星群に含まれるCloudSat衛星搭載のCPRとAqua衛星搭載のMODISイメージの雲プロダクトを組み合わせた新しいアルゴリズム(MIDPM)を考案した。これはCloudSat衛星軌道直下で得られる1次元の鉛直プロファイル、水平2次元的に得られるMODIS雲プロダクトを用いて軌道の外側に外挿する手法である。具体的には、CloudSat軌道に沿って同期して存在する雲レーダエコーの鉛直分布とMODIS雲物理量(光学的厚さ、有効粒子半径、雲頂温度)からライブラリを作成し、それを参照することでCloudSat軌道外のMODIS観測領域に雲場の消散係数の3D分布を構築する。本研究では、水雲である下層雲を対象とした。

### 3. 結果

このようにして構築された3D雲場について、開発したMCStarにより大気上下端での太陽放射と地球放射の広波長域積分計算を行った。この計算値をAqua搭載の広波長域放射計CERESの観測フラックス値と比較したところ、誤差幅は大気上端での上向き太陽放射フラックス $7\sim 50\text{Wm}^{-2}$ 以下であった。これらの誤差の特徴として、雲量が多く薄い雲が多

く混在する雲場での誤差が大きい傾向にあった。しかし、CERES自体の大気上端放射フラックスの瞬時誤差は $9\text{Wm}^{-2}$ 程度と報告されており、本研究手法が妥当な放射フラックスを算定していると考えられる。誤差要因としては、1) 雲レーダーやイメージャのリトリバル誤差、2) 気圧・温度プロファイルの誤差、3) MIDPMの誤差などが考えられるので、それらの定量化のために今後さらに解析事例数を増やし検証を続ける予定である。

次に、これまで提案されてきた種々の平行平板近似法であるPPA近似、IPA近似、TIPA近似で得られる放射フラックスを、3D放射計算から得られるものと比較し、各近似の誤差を算出した。本研究ではさらに、これらの誤差を雲の3D効果を理解するための指標として利用する方法を考えた。

解析した実観測雲場に関して、平行平板近似誤差の太陽天頂角依存性に注目すると、これらの雲場は3つのタイプの3D効果に分類できることが明らかになった。すなわち、1) 雲量が少なく、孤立した雲が支配的な場(タイプA)、2) 雲量が比較的多く、雲頂の不均質性が支配的な場(タイプB)、3) 雲量が非常に多く、雲頂が比較的平坦な場(タイプC)に分類できた。このような分類を定量化するために平行平板近似誤差の太陽天頂角依存性の2つのインデックスを定義したところ、15例の実観測雲場を分類できた。

この分類をさらに雲の形状と結びつけるために、鉛直各層の光学的厚さのばらつきを考慮した放射に対して有効な雲量CF<sub>e</sub>を求めた。この有効雲量CF<sub>e</sub>をタイプA,B,Cの雲場について調べたところ、CF<sub>e</sub>の鉛直プロファイルがそれぞれの雲の構造の特徴を反映していることがわかった。この雲構造の特徴はまた、MODISの3チャンネル(0.6, 2.1, 11 $\mu\text{m}$ )のRGB合成図にも反映されていることが確認できた。

### 4. 結論

本研究では、実観測雲データを用いて3D雲場を構築し、太陽放射フラックスの算定量における平行平板近似の定量的な誤差評価を行った。さらに、その結果を理想化された3つの雲タイプによって初めて特徴づけた。これらの結果は実観測された雲場の3D効果のイメージ的な理解を可能とし、先行研究におけるタイル雲、フラクタル雲やモデル雲にもとづく理解と比較してより実用的である。今後はさらに事例数を増やした解析を通して、全球の様々な雲についても分類を試みる。

# モンテカルロ 3次元放射伝達モデルによる多波長同時計算手法

\*岩渕弘信・岡村凜太郎（東北大院理）

## 1. 研究背景と目的

大気や地表面のリモートセンシングにおいては、多波長またはハイパースペクトル観測によって雲やエアロゾル、水蒸気や微量気体の量、または地表面の状態を推定することが多い。特に、ENVISAT 衛星に搭載された SCIAMACHY (Gottwald *et al.*, 2006) や GOSAT 衛星に搭載された TANSO-FTS (Kuze *et al.*, 2009), OCO-2 衛星 (Crisp *et al.*, 2004) など、波長分解能の高い分光観測データは、大気中の H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub> などの気体濃度の推定に用いられている。このような推定では、多数の波長の放射輝度をフォワードモデルによって再現し、観測値と比較することで推定値を決めているが、放射伝達計算の計算負荷が大きいこともある。このため、フォワードモデルによる計算は高速であることが求められる。

一般に大気の散乱特性は波長に対して緩やかに変化する傾向がある一方、特に気体による吸収は狭い波長帯の中でも激しく変化する。よって、第一次近似としては、狭い波長帯の中では散乱特性は一定とみなし、吸収係数だけが変化すると考えてもよい。また、同様の考え方は気体吸収を相関  $k$  分布法によって扱う場合にも使われている。よって、吸収係数の異なる多数の波長について同時に計算できると便利なこともあると考えられる。

モンテカルロ法に基づく放射伝達モデルは、3次元大気中での放射伝達計算が可能であるため、近年応用範囲が広がりつつある。この種のモデルで狭帯域におけるハイパースペクトル計算や相関  $k$  分布法による計算を高効率にできると便利である。そこで本研究では、モンテカルロ法に基づく大気放射伝達モデルのための多波長同時計算手法を開発した (Iwabuchi and Okamura, 2017)。この手法を3次元大気放射伝達モデル MCARaTS (Monte Carlo Atmospheric Radiative Transfer Simulator; Iwabuchi, 2006) に組みこみ、その性能を評価した。

## 2. 最大消散係数法の拡張

モンテカルロ放射伝達モデルでは、モデル光子の軌跡をシミュレートして放射量を推定する。この際、最大消散係数法 (Marchuk *et al.*, 1980) を用いると、3次元的に不均質な大気を消散係数が一定の均質な大気とみなして計算することができるため、不均質大気中の伝達計算が大幅に簡単になる。従来は空間に対して最大消散係数を考えていたが、これを波長についても拡張し、空間と波長についての最大消散係数を考え、多波長同時計算アルゴリズムを作った。波長毎の重み関数を変数としてモデル光子に持たせ、大気中の吸収による重み関数の変化を計算することで、散乱特性を共通とする複数波長についての推定値を1回の計算で効率的に得るようにした。また、放射輝度の計算においても最大消散係数法を用いることで高速化した。

## 3. 検証と性能テスト

多波長同時手法の精度を検証したところ、放射輝度、放射フラックスいずれの計算においても相対誤差の最大値はモンテカルロ計算ノイズと同じオーダーであり、0.01%未満であることが確認された。

また、3次元不均質な雲の事例について計算効率を評価した。同時に計算する波長の数を増やすほど計算効率が高くなり、1000 波長を同時に計算した場合には1波長のみで計算した場合に比べて約70倍の効率が得られた。同時に計算した場合、モンテカルロ法による計算ノイズが波長間で強い相関をもつようになるため、スペクトル形状や波長間の比は高精度に計算される。そのような計算を必要とする推定手法において利用価値があると考えられる。

## References

- Iwabuchi, H. and R. Okamura (2017). Multispectral Monte Carlo radiative transfer simulation by the maximal cross-section method. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* (in press).

## CALIPSO 衛星観測から巻雲の光学・微物理特性と氷粒子形状を推定する手法の開発と検証

\*齊藤 雅典, 岩渕 弘信 (東北大院理), Ping Yang, Guanglin Tang (テキサス A&M 大学), Michael D. King (コロラド大学), 関口 美保 (東京海洋大学)

### 1. はじめに

巻雲は全球のおよそ 20% を覆っており、地球の放射収支に対して影響をもたらす。雲の温度が低く光学的に薄いため太陽放射を透過し、また地表からの熱放射を吸収するため、地球を暖めうる雲である。しかしながらその放射効果は巻雲の光学・微物理特性（光学的厚さ、氷粒子サイズ）や氷粒子形状などによって大きく変化する。それゆえ、これらの特性を衛星観測によって全球スケールで調べることは重要である。これまでに様々な巻雲の微物理特性の観測手法が開発されてきたが、観測波長や手法に特有な誤差要因が推定パラメータに影響を及ぼすため、それぞれの観測手法から得られた微物理特性はあまり整合的ではなかった (Holz et al., 2016)。加えて、巻雲の氷粒子形状を推定する手法はきわめて限られている。

本研究では、様々な誤差要因を考慮して、巻雲の光学的厚さ、有効半径、六角板状粒子混合率、氷粒子粗度と地表面温度を推定するアルゴリズムを開発した。

### 2. データ・原理

CALIPSO 衛星に搭載された Imaging Infrared Radiometer (IIR) level-2 軌道プロダクトの熱赤外 3 波長の輝度温度と、Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) level-2 1-km 雲層プロダクトの積算減衰後方散乱と偏光消滅度を用いた。熱赤外輝度温度は、光学的厚さと有効半径に対して感度を持ち、CALIOP から得られるシグナルはそれらに加えて氷粒子形状に感度を持つ。フォワードモデルは二流法近似を用いた放射伝達モデル (IIR) とモンテカルロ放射伝達モデル (CALIOP) を用いた。大気プロファイルや地表面特性は MERRA 再解析データや MODIS level-3 陸域・海域プロダクトを用いた。氷粒子モデルは、六角平板粒子と六角柱集合粒子の混合と仮定した。最大直径 100 $\mu$ m 以上の六角平板粒子を水平配向、それ以外の粒子をランダム配向状態とし、六角柱集合粒子は表面の粗度を変数とした。これによって、氷粒子に含まれ

る水平配向板状粒子の混合率 (HOP fraction) も算出できる。これらの氷粒子の散乱特性のライブラリを最新版の光散乱計算手法を用いて作成した。逆問題解法には最適推定法を用いた。

誤差共分散行列は地表面射出率、大気プロファイル、フォワードモデル、観測ノイズ及び雲の不均質性の誤差を推定し、解析システムに組み込んだ。CALIOP level-2 雲層プロダクトによって診断された単層の氷雲、雲頂高度 6 km 以上、且つ半透明な雲について、本アルゴリズムを用いた巻雲の解析を行った。

### 3. 検証結果

2007 年 4 月 1 日から 7 日までの全球データを用いて本研究から推定された巻雲の微物理特性・粒子形状を CALIOP, IIR, Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) 及び raDAR/lidar (DARDAR) 雲プロダクトと比較した。その結果、光学的厚さは CALIOP や MODIS と整合的であり (相関係数 0.75–0.85) DARDAR との比較では、光学的に薄い部分でバイアスが見られた。この原因として、DARDAR で求められた消散・後方散乱比 (ライダー比) が本研究と比べて 2 倍程度大きいことが挙げられる。一方、有効半径の比較では、IIR, MODIS, DARDAR 共に低い相関が見られた (相関係数 0.2–0.3)。氷粒子形状を比較するために CALIOP 雲粒子タイプ判定結果 (Hu et al., 2009) と本研究の推定結果から得られる HOP fraction 比較した。CALIOP で "Oriented crystals" と判定された場合の HOP fraction は "Ice" と判定された場合と比べて中央値で約 4 倍大きい値を示した。

### 4. 参考文献

- Holz et al., (2016), *Atmos. Chem. Phys.*, **16**, 5075–5090.  
Hu et al. (2009), *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **26**, 2293–2309.

## CALIOP-IIR 複合観測から得られた巻雲の氷粒子形状及びライダー比の地域・温度依存性

\*齊藤 雅典, 岩渕 弘信 (東北大院理), Ping Yang (テキサス A&M 大学)

### 1. はじめに

巻雲の放射効果は微物理特性や氷粒子形状に依存しており, これによって地球に対して温室効果にも冷却効果にも働く。それゆえ, これらの特性の全球分布を捉えることで巻雲の放射効果の不確実性定減に寄与するといえる。

光学的に薄い巻雲の有効な観測手法として衛星や地上におけるライダー観測が挙げられる。レーザーを射出し氷粒子の後方散乱を取得することで, 巻雲の鉛直構造を推定できる。また, ライダー観測から推定される巻雲の光学的厚さは, 他の受動型観測と比べて雲の不均質性による影響が小さいことが特徴である。

ライダー観測を用いた巻雲の光学的厚さの推定方法は "Constrained method" と "Unconstrained method" の 2 種類がある。前者は, 雲境界上部・下部のレイリー散乱強度の比から算出し, 後者は雲内の後方散乱強度の鉛直分布からライダー比 (消散・後方散乱比) を仮定してライダー方程式を用いて算出する。"Constrained method" は精度よく巻雲の光学的厚さが導出できるが, 観測ノイズが算出過程に大きく影響を及ぼすことから, ほとんどの場合, 光学的厚さ 0.3 以上で夜間のデータに限られる。一方で, "Unconstrained method" はどの場合でも解析が可能であり現在幅広く用いられているが, 仮定したライダー比 (25 sr) による不確実性が問題である。

氷粒子は形によって固有の散乱特性を持っている。温度や氷の過飽和度によって, 巻雲の氷粒子形状は異なる傾向がいくつかの実験や航空機観測によって明らかになっている。特に, 水平配向板状粒子 (HOP) は強い後方散乱特性を持つため, 巻雲に含

まれる HOP の多寡でライダー比も変動する事が予想される。

そこで本研究では, CALIOP-IIR 複合利用による巻雲の微物理特性や粒子形状を推定するアルゴリズムを用いて, 巻雲の氷粒子形状やライダー比の地域・温度依存性を調べた。

### 2. 解析結果

2007 年 4 月 (1 ヶ月間) の全球データを用いて巻雲の光学的厚さ, 有効半径, 六角板状粒子混合比, 氷粒子表面粗度を解析し, 水平配向板状粒子混合比とライダー比を算出した。解析では, 光学的厚さ 3 以下, 雲頂温度  $-40^{\circ}\text{C}$  以下, 且つ幾何学的厚さが 3 km 以下のデータを用いた。HOP はこれまでの観測で  $-20^{\circ}\text{C}$  付近に比較的多く,  $-40^{\circ}\text{C}$  以下では非常に少ないことが先行研究から示唆されていた (Yoshida et al., 2010; Zhou et al., 2012)。本研究の解析からも巻雲に含まれる HOPs の割合が非常に小さいという先行研究を支持する結果が得られ, また HOP fraction が  $-40^{\circ}\text{C}$  から  $-80^{\circ}\text{C}$  にかけて減少する事を示した。また, 巻雲のライダー比の温度依存性について調べた結果,  $-40^{\circ}\text{C}$  より温かい場合に負の相関が示された。当日は氷粒子の粗度についても言及する予定である。

### 3. 参考文献

Yoshida et al., (2010), *J. Geophys. Res.*, **115**, doi:10.1029/2009JD012334.  
Zhou et al. (2012), *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **51**, 1426–1439.

## グリーンランド氷床の MODIS 衛星抽出積雪粒径 - Terra と Aqua の違い -

青木輝夫 (岡山大, 気象研), 島田利元 (JAXA/EORC), 谷川朋範・庭野匡思・石元裕史 (気象研), 堀雅裕 (JAXA/EORC), Knut Stamnes, Wei Li, and Nan Chen (スティーブンス工科大)

### はじめに

グリーンランド氷床表面の積雪粒径は近年の顕著な氷床表面融解やアルベド低下との関連が指摘されている (Tedesco et al., 2013)。このため衛星リモートセンシングによって積雪粒径の年々変動を精度良く監視する必要がある。しかし、MODIS センサー感度の経年劣化が明らかとなり (Polashenski et al., 2015)、その補正を施したデータの影響が調べられている (青木ほか, 2016)。一方、Terra と Aqua ではセンサー感度劣化の程度が異なるため、本研究では両衛星データから独立で抽出したグリーンランド氷床表面粒径の長期変動を調べた。

### リトリvable・アルゴリズム

表面粒径の抽出には、太陽-雪面-衛星間の幾何学条件を関数として変化する波長1.24  $\mu\text{m}$  (MODISのバンド5) の双方向反射率関数をルックアップテーブル化したアルゴリズムを用いた (Stamnes et al., 2007)。雲検知はGCOM-C/SGLI用に開発された波長1.6と2.2  $\mu\text{m}$  (MODISのバンド6と7) の反射率を用いたdynamic threshold法 (Chen et al., 2014) を用いた。ただし、Aquaはバンド6が使用できないため、代わりにバンド5と7を用いた雲検知アルゴリズムを用いた。

### 結果と考察

グリーンランド氷床上全域における、Terra 及び Aqua MODIS データから抽出した月平均表層積雪粒径の経年変化を図1に示す。Terra と Aqua による抽出結果に大きな違いは見られないが、絶対値は Aquaの方がやや大きい。両者共に7月に増加傾向が最も顕著で、2012年に積雪粒径 300  $\mu\text{m}$  前後の最大値を記録した。4-5月と9月は積雪粒径 100  $\mu\text{m}$  前後の値が観測されている。一次回帰式 (破線) を求め、その傾きを経年変化のトレンドと定義し、Terra (2000-2016年) と Aqua (2003-2016年) を比較すると、5-6月にやや大きな違いが生じた。そこで、Aquaの観測期間 (2003-2016年) に合わせてトレンドを示したのが図2である。Terra、Aqua共に、7月に顕著な増加トレンドが見られ、5月と9月は減少トレンドとなった。両者の違いは小さく、年々変動を見るためには、両データはほぼ同等に利用可能と言えそうだが、トレンドそのものを議論するためには観測期間がまだ十分とは言えない。

### 参考文献

- 青木ほか, 2016: 気象学会 2016年春季大会, B407.  
 Chen et al., 2014: JGR, 119, doi:10.1002/2014JD022017.  
 Polashenski et al., 2015: GRL, 42, doi:10.1002/2015GL065912.  
 Stamnes et al., 2007: RSE, 111, 274-290.

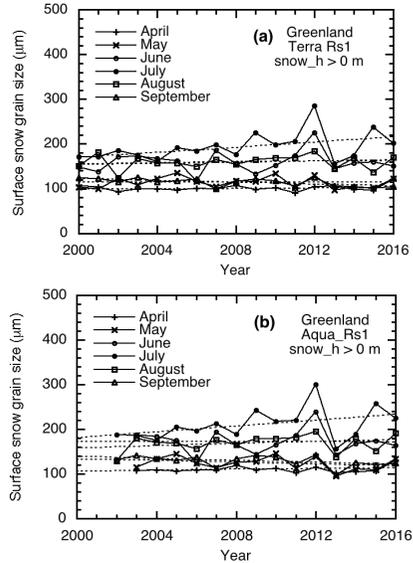


図1 グリーンランド氷床における、(a) Terra、(b) Aqua MODIS データから抽出した月平均表層積雪粒径の経年変化。破線は一次回帰式。

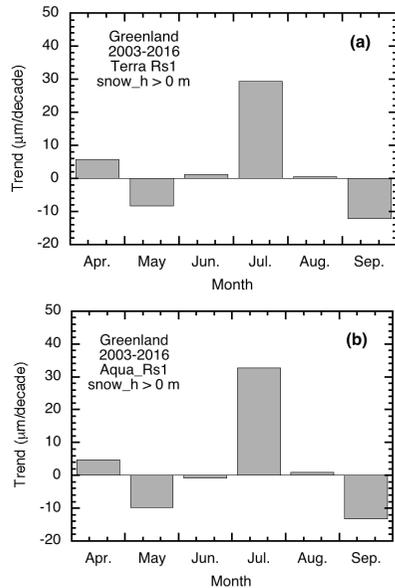


図2 (a) Terra、(b) Aqua MODIS データから抽出した月平均表層積雪粒径の経年トレンド (一次回帰式の傾き)。



# 衛星観測データを用いた降水プロダクト間の比較II

\* 古澤 (秋元) 文江・増永浩彦 (名古屋大学 宇宙地球環境研究所)

## 1 はじめに

1997年に熱帯降雨観測衛星 (TRMM) と 2014年に全球降水観測計画 (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た。ここで、改めて、現在広く使用されている衛星による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ものである。昨年秋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<sup>a</sup>-MVK/GAUGE/MWR, IMERG<sup>b</sup>-uncal/cal/HQ, TRMM3B42<sup>c</sup>, CMORPH<sup>d</sup>/CMORPH-MW, GPCP<sup>e</sup>, CMAP<sup>f</sup>/CMAP-no-numeric の 6 個 12 種である。雨量計データ CPC<sup>i</sup> や GPCC<sup>j</sup> 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。今回、ニューラルネットワークに基いた統計リトリバルを行なって雨量を導出している PERSIANN<sup>g</sup> と HOAPS<sup>h</sup> も比較プロダクトに加えた。

比較する際、海、陸、沿岸に分け、時空間分解能を合わせた。また、GSMaP と IMERG については、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などをそれぞれ比較した。2015年8月の月平均降水量の頻度分布を比較した結果、IMERGの北半球海上の 0.4 mm/hr を越える降水の過小評価、GSMaP-GAUGE は強い雨量が少なく、ベトナムなど補正元の雨量計データ CPC に由来する過小評価があることなどが明らかになった。今回、他の期間の比較結果に加え、季節変化や年々変動などの比較結果を報告する。さらに、1月に GSNaP のアルゴリズムが改善されたので調べる必要がある。また、GPCP も V2.3 に上がり、IMERG も改善されたプロダクトが公開されると期待されており、改善されている所、されていない所を明かにする。

Tab. 1: 使用データ

プロダクト	空間分解像度 [°]	時間分解像度	バージョン
GSMaP <sup>a</sup>	0.1	1 時間	V03-V6.4133(201504~)
IMERG <sup>b</sup>	0.1	30 分	V03D
TRMM3B42 <sup>c</sup>	0.25	3 時間	V7
CMORPH <sup>d</sup>	0.25	3 時間	RT の V1.0
GPCP <sup>e</sup>	月:2.5/日:1.0	月/日	月:V2.3/日:V1.2
CMAP <sup>f</sup>	2.5	月	V1604
HOAPS <sup>g</sup>	0.5	6 時間	V3.2
PERSIANN <sup>h</sup>	0.25	3 時間	m6s4
CPC <sup>i</sup>	0.5	Daily	V1.0/V1.0RT(2006~)
GPCC <sup>j</sup>	0.5/1.0(2014~)	月	full-V7/monitor-V4(2014~)

<sup>a</sup>Global Satellite Mapping of Precipitation <sup>b</sup>Integrated Multi-satellitE

Retrievals for GPM <sup>c</sup>TRMM-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 <sup>d</sup> 海洋大気庁 (NOAA) 気候予測センター (CPC) の MORPHing technique で放射線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 <sup>e</sup> 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 <sup>f</sup> CPC Merged Analysis of Precipitation, 数値モデル予報を組み込んだデータ <sup>g</sup> Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks <sup>h</sup> Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data, 海上のみ <sup>i</sup> CPC が提供する雨量計データ <sup>j</sup> ドイツ気象庁 (DWD) 内の Global Precipitation Climatology Centre の雨量計データ

## 2 DATA

使用したデータを表1に示す。PERSIANNに対しては異常値が入っているケースがあるため様々な閾値を設けた。

## 3 結果

新しく追加したデータを加えて、2015年8月と2008年8月について0.5度格子月平均にした海上の降水量の頻度分布を比較した結果を図1に示す。2015年8月のIMERGの過小評価に加え、今回PERSIANNが0.3 mm/hr以下の降水に対して他のプロダクトより低いことがわかった。また、2008年8月の海上ではPERSIANNがすべての大きさの雨で過少であることがわかった。HOAPSは0.7 mm/hrを越える降水に対し過大であることもわかった。2008年と2015年を比べると、2008年の方が滑かな分布をしていて、0.4-0.9 mm/hrの範囲では2015年の方が多く、それより少し小さい雨では逆になっているという傾向が見られた。月平均ではなく、3時間毎の頻度分布の和を比較した結果を図2に示す。秋学会で示したようにGSMaP-GAUGEはCPC雨量計データに基いているため空間分解能の問題で、大きい雨量の頻度が小さくなっていることがわかる。しかしIMERGとGSMaPはMWRのデータ、IRのデータだけを見ればそれほど差はないことから、このバージョンの問題は雨量計組み込み方法であると帰結できる。PERSIANNの弱い雨の過少評価は3時間毎ではTRMMと同程度であることがわかる。

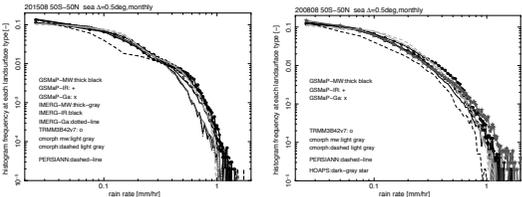


Fig. 1: histogram of monthly-averaged rain rate over the ocean with 0.5° resolution during Aug. 2015 (left) and 2008 (right). IMERG is only from March 2014 and HOAPS is only until Dec. 2008.

## 4 おわりに

プロダクト間の比較を降水量の頻度分布やZonal meanに対して行なった。今後、さらに様々な視点で精査する計画である。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 improvement 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。

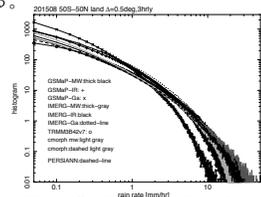


Fig. 2: Same as Fig. 1 but over land with 3 hourly resolution and Aug. 2015 only.

## ひまわり 8 号のデータを用いた積雪域識別の高精度化

余郷友祐 (気象大学校), 深堀正志 (気象大学校), 谷川朋範 (気象研究所),  
保坂征宏 (気象研究所), 井岡佑介 (気象衛星センター), 青木輝夫 (岡山大学)

### 1 はじめに

積雪の有無は、気候システムや数値予報に於いて熱的境界条件や放射収支に影響を及ぼす重要な要素であるため、面的なモニタリングが必要とされている。しかし、現在気象衛星センターで運用されている積雪域プロダクト (以下、現行プロダクト) は、観測バンド数の増加、空間・時間分解能の向上といったひまわり 8 号の利点を十分には活かしきれておらず、また積雪域を過小評価する傾向にあることが判明した。本研究では、現行プロダクトの改善を目的として、その問題点を解消し、且つひまわり 8 号の特長を活用した積雪域判定アルゴリズムを新たに作成した。

### 2 現行の積雪域プロダクト

図 1(a) に、現行プロダクトに準ずる積雪域判定結果を示す。現行プロダクトでは、積雪域判定を行うための条件式の多くが過剰にシビアな条件を課しているために、積雪域を過小評価している。その中でも特に、植生内積雪域を捉えるための手立てが用意されておらず、積雪域として判定できていない。

複数時間の判定を結合する処理では、1 時間毎の単一時間の積雪域判定結果を用いており、ひまわり 8 号の高時間分解能 (2.5 分または 10 分毎) を活かしていない。更に、現行プロダクト内で用いられている手法を用いると、一度発生した誤判定が数日間に亘って継続して影響を与えることがある。

### 3 新判定アルゴリズム

図 1(b) に、新たに実装した積雪域判定アルゴリズムによる積雪域判定結果を示す。本研究では、雲域の反射・放射特性を考慮して、無積雪域と雲域の区別を新たに実装し、最初に行うように構築した。また、植生内積雪を適切に判定するために、正規化植生指数 (NDVI) を考慮した積雪域判定アルゴリズムを実装した。その結果、現行プロダクトで発生している植生内積雪をはじめとした積雪域の過小評価

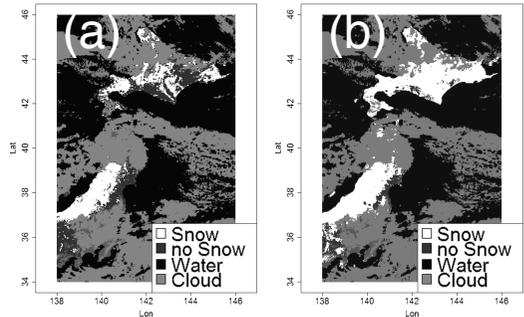


図 1 2016 年 2 月 8 日 02:30UTC の (a) 現行プロダクトに準ずる積雪域判定結果, (b) 新アルゴリズムによる積雪域判定結果。

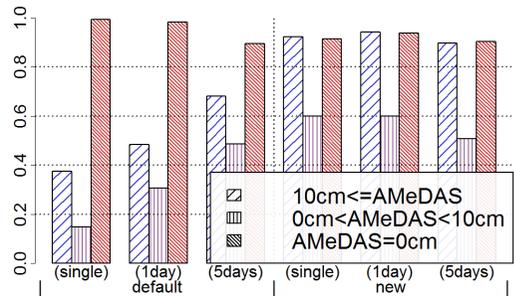


図 2 現行プロダクトに準ずる積雪域判定と新アルゴリズムによる積雪域判定の AMeDAS 積雪深毎の正答率。左から現行プロダクト単一時間, 同 1 日間結合, 同 5 日間結合, 新アルゴリズム単一時間, 同 1 日間結合, 同 5 日間結合。

を抑えた積雪域判定を実現した。更に、2.5 分毎の観測を用いた単一時間の積雪域判定を適切な手法で結合することで、判定精度向上と判定可能範囲の拡大を両立した。これらの処理を、現行プロダクトと同じく約 2 km 格子の高空間分解能で行った。

図 2 に、現行プロダクトに準ずる積雪域判定結果と新たに実装した積雪域判定アルゴリズムの積雪域判定の正答率を示す。新たに実装したアルゴリズムは、積雪域 (積雪深 10 cm 以上)・無積雪域 (積雪深 0 cm) とともに正答率 90 % 以上を達成し、現行プロダクトと比較して積雪域判定精度の向上を実現した。

## CloudSat-CALIPSO 併用データを用いた ユーラシア大陸広域の雲層内氷相割合の変化について

山内晃<sup>1</sup>、河本和明<sup>1</sup>、岡本創<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>長崎大水産・環境科学総合研究所、<sup>2</sup>九州大学応用力学研究所)

### 1. はじめに

雲は地球のエネルギー収支や水循環に大きな影響を与えており、気候変動を理解・予測する上での不確実性を含む重要な要素の一つとして認識されている (e.g. Stephens 2005, Dufresne and Bony 2008)。その上、雲が気候変動に与える影響は雲の微物理・巨視物理特性に強く依存している。

しかしながら、氷雲の形成過程や成長過程についてはまだ詳しくわかっていない。なぜなら氷粒子の形成・成長過程には複数のバリエーションが存在しており、形成過程には均質形成と不均質形成(接触凍結、内部凍結、凝結凍結、昇華凍結)が存在するためである。気温が $-38^{\circ}\text{C}$ 以下で氷粒子は均質形成によって形成され、一方 $-38^{\circ}\text{C}$ 以上で氷粒子は不均質形成によって形成される (Hoose and Möhler 2010) ことがわかっている。また、清浄大気の下条件下に比べ、雲頂温度が $-10\sim-20^{\circ}\text{C}$ の汚染大気の下条件下ではより多くの氷を含む雲が観測されている (Seifert et al. 2010)。本研究では、 $-40^{\circ}\text{C}$ 以上の雲層内の氷粒子の形成過程に着目し、2007年1月から12月の2つの領域(東・西ユーラシア大陸)について比較を行った。その結果、領域間の差は夏季には小さく、冬季に大きくなることを明らかにした。

### 2. 使用データ

雲粒子判別(KU-type)は Yoshida et al. (2010) が開発した CALIPSO 衛星に搭載されている能動型センサー CALIOP から得られる、後方散乱係数と偏光解消度を使用した判別手法が用いられている。また、氷相は雲粒子判別が水平状氷粒子(2D-plate)、三次元ランダム配向氷粒子(3D-ice)、3Dと2Dの混合層(mixture of 2D-plate and 3D-ice)の場合を定義し、水相は $0^{\circ}\text{C}$ 以上の水粒子(warm water)、過冷却水粒子(supercooled water)の場合を定義した。雲量は Hagihara et al. (2010) が開発した CloudSat/CALIPSO 併用雲マスク(KU-mask)を使用した。雲内部の鉛直気温データは CloudSat の ECMWF-AUX プロダクト (Partain 2007) を使用し、地上2m気温、短波・長波放射量は JRA-55 再解析データ (Kobayashi et al. 2015, Harada et al. 2016) を使用した。

### 3. 結果と考察

前大会では $-25\sim 0^{\circ}\text{C}$ 温度域におけるユーラシア大陸の東西間で氷相割合の違いがあり、ユーラシア東部では氷相割合が増加しており、一方で水相割合は減少していることを示した。また温度毎の氷相割合は $-20\sim-5^{\circ}\text{C}$ 域、高度毎では下層 3km 以下において東西間の差が大きいことを示した。このことはユーラシア西部に比べて、ユーラシア東部の下層で氷粒子の形成が促進していることを示している。

図1は CloudSat/CALIPSO 雲マスクより得られた平均雲量をユーラシア東部( $40\sim 80^{\circ}\text{N}$ ,  $60\sim 120^{\circ}\text{E}$ )とユーラシア西部( $40\sim 80^{\circ}\text{N}$ ,  $0\sim 60^{\circ}\text{E}$ )で比較している。冬季ではユーラシア東部に比べて西部の雲量が大きくなっており、夏季では逆に東部の雲量が大きくなっている。図2は $-20\sim-5^{\circ}\text{C}$ 温度域でのユーラシア東西間の氷相発生割合の差(東部-西部)を示している。氷相発生割合の差は西部で雲量が大きくなる冬季で広がり、夏季ではその差はほとんどなくなってしまふ。

このように氷相割合が増加した原因としては、冬季のユーラシア東部が西部に比べて雲量が少ないことによって放射冷却が進み、氷晶形成高度が地面に近くなったことにより、地表面からの氷晶核が氷粒子形成過程に与える影響を受ける可能性があることが示唆される。

大会当日は、CloudSat の 2B-CLDCLASS-Lidar プロダクトから得られるユーラシア東西間の雲形の違いや、rstar7 と Fu-liou コードを用いて、東西間の氷相発生割合の違いが短波・長波放射フラックスに与える影響についても議論を行いたい。

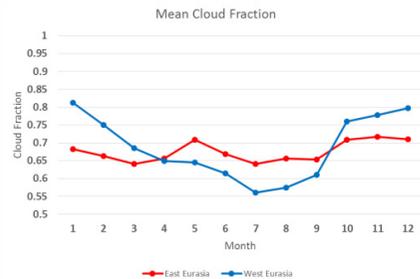


図1. CloudSat/CALIPSO 併用雲マスクより得られた、ユーラシア東西部の平均雲量

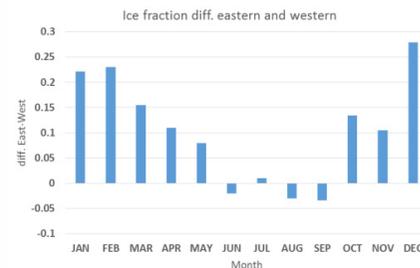


図2.  $-20\sim-5^{\circ}\text{C}$ 温度域に発生する氷相割合のユーラシア東西間の差(東部-西部)

## 短時間降雨予測精度向上のための近距離レーダーネットワークを用いた 三次元風速場解析に関する研究

\*大川弘佑（神戸大学），大石哲（神戸大学）

### 1. 背景・目的

台風などの大雨による土砂災害や洪水などの自然災害を防ぐためにも気象予測は必要不可欠であり、現在でも気象観測技術の開発や気象予測に関する研究が多く行われている。本研究では気象予測精度向上のための3台の近距離レーダーネットワークを用いた三次元変分法による三次元風速場推定を目的とする。

### 2. データ

本解析では、2016年7月13日の降雨事例を解析に用いた。このとき、南西から北東に移動する帯状の降雨を観測した。

福井市に設置してある、森田中学校、足羽第一中学校、グリーンハイツ5号公園の3台のレーダーによる同時観測から得られるドップラー速度を線形内挿し、CAPPIデータとして用いた。格子サイズは水平格子間隔100m、鉛直格子間隔500mで算出した。

### 3. 方法

三次元変分法を用いた風の三成分の推定方法は最小にすべき評価関数を $J$ と表記し、 $J$ を最小にする全領域の $(u, v, w)$ の組み合わせを求める事が目的である。式(5.1)が示すように $J$ は式(5.2)から式(5.5)でそれぞれ表される。4つ評価関数の総和として示される。

$$J = J_0 + J_d + J_s + J_b \quad (5.1)$$

$$J_0 = \frac{1}{2} \sum_{i,j,k} \lambda_0 (V_{rm} - (ux + vy + (w + w_t)z)/r)^2 \quad (5.2)$$

$$J_d = \frac{1}{2} \sum_{i,j,k} \lambda_d D^2 \quad (5.3)$$

$$J_s = \frac{1}{2} [\sum_{i,j,k} \lambda_s (\nabla^2 u)^2 + \sum_{i,j,k} \lambda_s (\nabla^2 v)^2 + \sum_{i,j,k} \lambda_s (\nabla^2 w)^2] \quad (5.4)$$

$$J_b = \frac{1}{2} [\sum_{i,j,k} \lambda_b (u - u_b)^2 + \sum_{i,j,k} \lambda_b (v - v_b)^2 + \sum_{i,j,k} \lambda_b (w - w_b)^2] \quad (5.5)$$

$$D = \frac{\partial \bar{p}u}{\partial x} + \frac{\partial \bar{p}v}{\partial y} + \frac{\partial \bar{p}w}{\partial z} \quad (5.6)$$

ここで4つの評価関数は観測誤差( $J_0$ )、連続の式の誤差( $J_d$ )、平滑化フィルター( $J_s$ )、および背景風と解析される風の差( $J_b$ )である。式(5.2)の $V_{rm}$ を動径風、 $r$ は観測点との距離を示す。 $m$ はレーダーの台数を、 $w_t$ は降水粒子の落下速度を示す。式(5.3)の $D$ は式(5.6)で表される非弾性系の発散量を示す。式(5.6)の $\rho$ は大気密度を示す。式(5.1)と式(5.2)の $\lambda_0$ 、 $\lambda_d$ は代表的な観測の誤差分散および連続の式の誤差分散のそれぞれの逆数である。

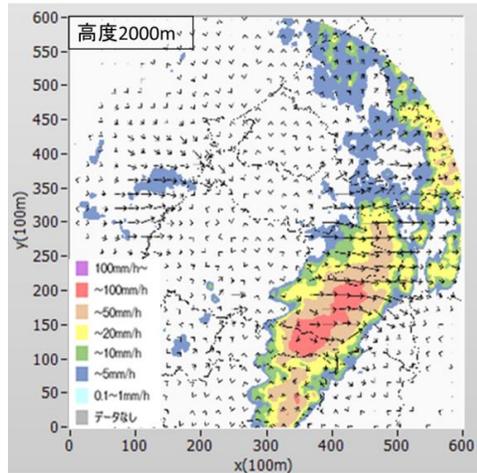
### 4. 結果

2台で $J_0$ 、 $J_d$ を検討した結果、観測値のない場所にも連続式誤差によって突出した値などをなだらかにすることで風速を算出することができた。(図I)

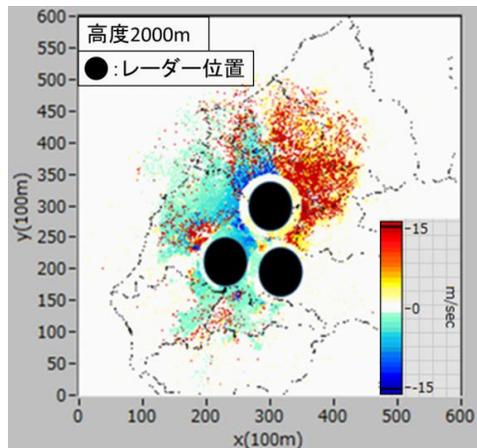
3台で $J_0$ のみを検討した結果、鉛直流二次元分布では観測値 $V_{rm}$ の符号が大きく作用していることが考えられる。(図II)

### 5. 結論

本研究では、3台のレーダー間が10km程度である近距離レーダーネットワークを用いて三次元変分法を用いて三次元風速場推定を検討した。観測誤差による鉛直流では、動径風 $V_{rm}$ の符号によって鉛直流の符号も変わると考える。したがって鉛直流はレーダー間のみ算出可能である。連続式誤差では、突出した値が小さくなり、観測値がない場所でも風速場の計算が可能になる。



図I 2台のレーダーによる $J_0, J_d$ を用いた水平風速場



図II 3台のレーダーによる $J_0$ を用いた鉛直流二次元分布

# 二重偏波 DRAW による降水強度推定・種別判別技術の開発

\*梅原章仁・坂梨貴紀・小池哲司・梶原佑介・山内洋・塚本尚樹（気象庁観測部）

## 1. はじめに

気象庁は、2016 年、関西・羽田及び成田の空港気象ドップラーレーダー（DRAW）を、固体素子を用いた二重偏波レーダー（二重偏波 DRAW）へと更新整備した。これに合わせ二重偏波情報を用いた高精度の降水強度推定と降水種別判別の現業化に向けた開発を行っている。

## 2. 降水強度推定

二重偏波を用いた降水強度推定として、様々な手法（例えば Bringi and Chandrasekar 2001）が提案されているが、得意とする降水強度の範囲が違うなどそれぞれ特徴がある。複数の手法を組合せることで安定して高精度を得ることが期待できる。

二重偏波 DRAW は、二重偏波情報を利用したシンプルな  $R(K_{dp}, Z_{hh})$  による降水強度推定機能を実装している。この機能の精度を検証したところ、強雨の推定精度が向上するものの、事例によっては従前の  $Z-R$  関係からあまり改善しないものもあった（図略）。

そこで算出手法の改善による  $K_{dp}$  の品質向上や、 $Z_{dr}$  の利用によって雨滴の粒径分布の変化に対応した推定手法及び高度な減衰補正手法の導入による複合的な推定手法の確立に取り組んでいる。図 1 に地上雨量一時間値と二重偏波情報を利用した降水強度推定の統計を示す。これにより手法毎の基本的な性能とともに、 $R(Z_{dr}, Z_{hh})$  の低い RMSE や  $R(K_{dp}, Z_{dr})$  の 1 に近い傾き等、精度向上に繋がる特徴が確認できた。

今回雨量の多い夏期の観測を中心に調査したが、今後、長期間・広範囲のデータを用いた精度検証により各手法の得意とする条件を見極めて、事例によらず安定して高精度な推定手法の実現に取り組む。

## 3. 降水種別判別

ロバストな降水種別判別を行うために、バイズ分類を用いた手法を開発している。必要となる教師データ（降水種別と各二重偏波データの関係）の作成には、データのばらつきの影響を抑えるため、混合ガウス分布によるクラスター分析を用いた。

クラスター分析に用いるデータは  $Z_{hh}$ ,  $Z_{dr}$ ,  $\rho_{hv}$ , 及び各種テクスチャ ( $S(Z_{dr})$ ,  $S(\rho_{hv})$ ,  $S(\psi_{dp})$ ) ならびに  $\Delta Z_0$  (MSM 数値予報値の 0°C 面からの偏差) である。混合ガウス分布によるクラスター分析により代表抽出し、k-means 法でさらに小クラスターに分け

た偏波データの組を、先行研究を利用して各種降水種別と紐付けることにより教師データを作成した。教師データからカーネル密度推定によって確率分布を求めた。図 2 は上記確率分布を元にバイズ分類で降水種別を判別した結果である。一般的なファジィ判別より安定した判別結果が得られている。判別結果の信頼性の確認や向上のためにディストロメータなどの地上観測値との比較調査が今後必要である。

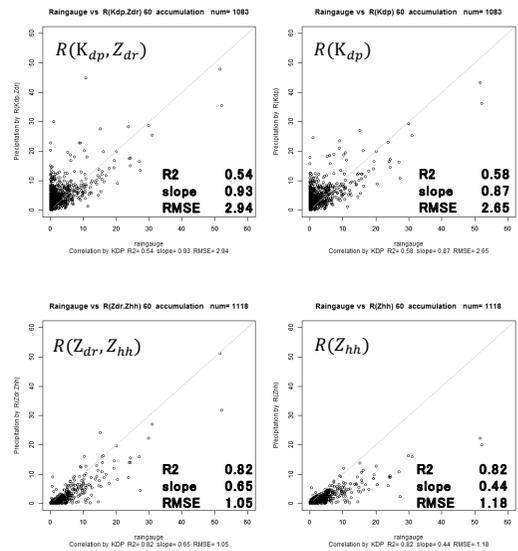


図 1 2016/7/1-2016/10/31 の地上雨量（1 時間値）と偏波情報を利用した各種降水強度推定手法の散布図

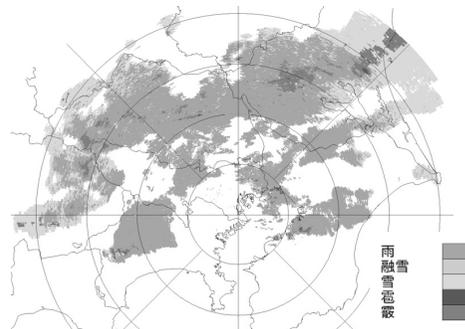


図 2 バイズ分類による羽田 DRAW の降水種別判別例 (2016/7/1416:55JST 仰角 2.8°)

### 参考文献

Bringi and Chandrasekar, Polarimetric Doppler weather radar: principles and applications, CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, 2001.

可搬型 MRT 計測に向けた Globe anemo-radiometer のパラメータ同定手法の検討

中島健\* (東京理科大学理工学研究科), 仲吉信人 (東京理科大学理工学部)

1. はじめに

平均放射温度(MRT)は暑さのリスクを定量的に把握するものであり、熱環境を考える上では非常に重要な意味を持つ。特に、都市の複雑な熱環境を考える上では MRT をマクロスケールで把握することが肝要である。

現在に至るまでいくつかの MRT 評価手法が提案されてきた。その中で Nakayoshi et al(2015)により開発された Globe anemo-radiometer は非常に軽量でコンパクトな MRT 計測システムとなっており可搬型 MRT 計測に向けて高いポテンシャルを示している。しかし、全てのセンサパラメータを高精度同定できていないという問題点があり、毎回キャリブレーションを行わなければならない。

2. 研究方法

センサパラメータにはアルベド、射出率、加熱量があるが、射出率に関しては Nakayoshi et al(2011)によって高精度同定がなされており、本研究で高精度同定を行うのはアルベドと加熱量である。

東京理科大学野田キャンパス 5 号館 (北緯 35 度 55 分 7.6 秒, 東経 139 度 54 分 31.7 秒) にて観測を行った。

アルベドの高精度同定は長短波放射計を十分に大きい塗装されたアルミシートの上に設置し、得られた上向き、下向きの短波放射の比から求めることができる。

加熱量の高精度同定は球の風速に対して消費される熱量の関係 (Nu-Re 関係) を求めることで行う。

最後に新たに得られたセンサパラメータを用いて MRT の再計算を行う。真値として Thorsson(2007)によって示された放射計を3つ用いて上下、東西、南北の6方向の長短波放射から得られる MRT 測定手法を用いる。

また、今回用いた全ての手法で人体のアルベドと射出率はそれぞれ 0.3, 0.97 と設定し、球に入る放射を想定している。

3. 結果と考察

アルベドの高精度同定結果を図1に示す。アルベドには角度依存性があるため、図1のような曲線を描くが、45度付近からは値がほぼ一緒になっている。そのため高角度領域に関してはその傾向が90度まで続くことと仮定し補間している。一方、10度までの低角度の値に関しては放射計の限界により測定不可能であったために、無視して角度ごとの平均をとった。低角度領域の補間方法に関しては今後さらなる吟味をしていく必要がある。

球の Nu-Re 関係を図2に示す。回帰式がずれていたのを修正している

以上の結果をもとに計算した2017年1月26日の MRT 観測結果を図3に示す。日中に顕著であった過大評価は大幅に改善されている。

高精度同定前後のセンサパラメータを表1に示す。

4. まとめ

センサパラメータの高精度同定により、Globe anemo-radiometer を用いた MRT 計測の精度を向上することができた。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 26889057 の助成を受けたものである。ここに謝意を表す。

参考文献

1. Nakayoshi, M., Kanda, M. & de Dear, R. Boundary-Layer Meteorol (2015) 155: 209. doi:10.1007/s10546-014-0003-7  
 2. 仲吉 信人, 石 蕊, 神田 学: 3 球の小型グローブ温度計を用いた放射・風速センサの開発, 水工学論文集, Vol. 55, pp. 349-354, 2011  
 3. S Thorsson, F Lindberg, I Eliasson B Holmer: Different methods for estimating the mean radiant temperature in an outdoor urban setting, InterScience, volume 27, issue 14, p.1983-1993, 2007

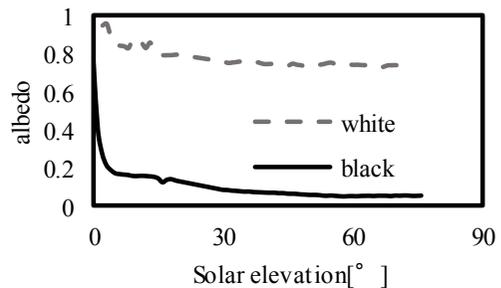


図1 アルベド

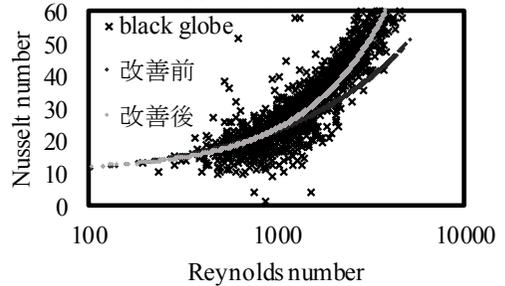


図2 Nu-Re 関係

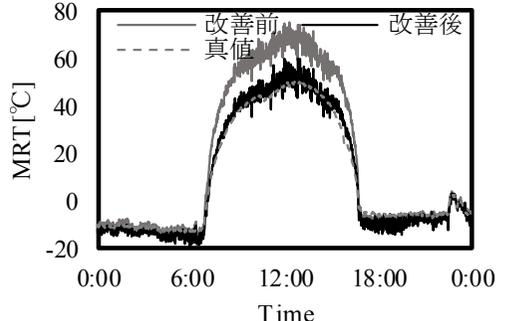


図3 MRT

表1 センサパラメータ

		同定前	同定後
albedo	white	0.88	0.76
	black	0.32	0.078
加熱量		462.4	449.0

# 水雲の偏光解消度と有効ライダー比を用いたシーロメーター／ライダー信号の校正手法

\*神慶孝、杉本伸夫、清水厚、西澤智明(環境研)

## 1. はじめに

近年、欧米を中心としてシーロメーターによるエアロゾル観測への期待が高まっている。シーロメーターはライダーと同じ測定原理であるが、ライダーと比べて安価で簡易的な装置であることから、エアロゾルの鉛直プロファイルを空間的に密に観測できるネットワークになり得る。しかし、シーロメーターの信号校正にはまだ課題がある。光学的に厚い水雲信号の積分値から有効ライダー比(ライダー比に多重散乱因子をかけたもの)が得られることを利用した校正手法が過去に提案されている[1]。この手法は有用であるが、雲の多重散乱因子は高度や密度に依存するため、有効ライダー比を使った校正は単純ではない。本研究では、環境研のライダーデータを解析し、雲の偏光解消度を利用した有効ライダー比のパラメーター化について検討した。

## 2. 解析方法

解析では 1064nm の減衰後方散乱係数と 532nm の偏光解消度を用いた(時間分解能は 30 秒)。光学的に厚い水雲を選定するため、以下の手順で雲データを抽出した。まず、1064nm の減衰後方散乱係数から雲底高度を検出した。雲底高度が 300m 以下の場合、雨もしくは霧の可能性があるため、ここでは除いた。また、5000m 以上の雲は氷雲を含む可能性があるため除いた。残った雲について、1064nm の減衰後方散乱係数を層積分して有効ライダー比を導出した。また、各偏光成分も積分し、層積分偏光解消度を計算した。

## 3. 結果

図 1 に偏光解消度と有効ライダー比の発生頻度を示す。また、Hu (2007)[2]による近似曲線をプロットしている。この近似曲線は衛星ライダー(CALIPSO)に対して経験的に決められたものであるが、特に偏光解消度が高いほど良い一致を示す。有効ライダー比が 20 以上の大きいものは、完全に減衰していない雲である。高高度であるほど有効ライダー比は小さくなっているが(図 2)、これは高高度で多重散乱がより効いているためであり、妥当な結果と言える。

## 4. 結論

本研究では、ライダーの偏光解消度が雲の有効

ライダー比を決定するのに有効的な手法であることを示した。偏光解消度を測定できるシーロメーター(<http://www.alice-net.eu>)の信号校正について、本研究の手法が応用可能であると考えられる。

**[謝辞]**本研究は JST・JICA 地球規模課題対応国際科学技術協力プログラムの助成を受けたものである。

### [参考文献]

- [1] O'connor et al., 2004, JAOT, 21, 777-786
- [2] Hu Yongxiang, 2007, GRL, 34, L11812

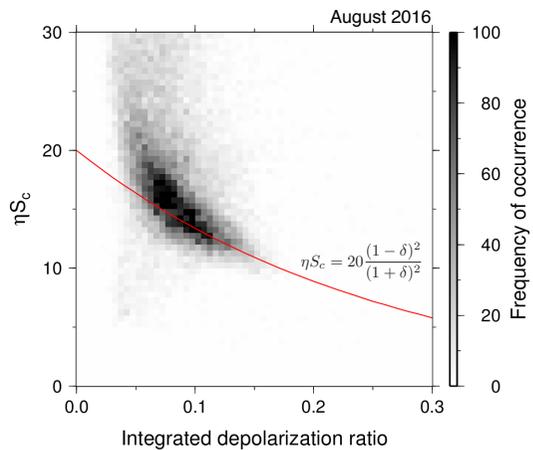


図 1 雲の偏光解消度と有効ライダー比の発生頻度。

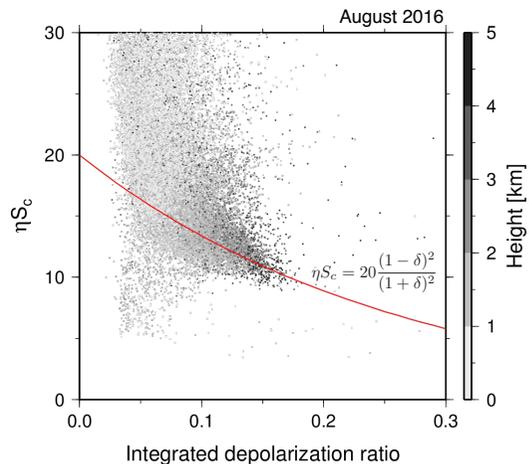


図 2 雲の偏光解消度と有効ライダー比の散布図。濃淡は雲底高度を示す。

## 黒い百葉箱と白い百葉箱の温度差 ～百葉箱が白でなければならない理由～

\*加瀬紘熙<sup>1</sup>・筆保弘徳<sup>1,2</sup>・小林大介<sup>1,2</sup>・清原康友<sup>3</sup>

(1: 横浜国立大学、2: 横浜国立大学院、3: 気象予報士)

### 1. はじめに

百葉箱は、小学校理科の学習において児童が定点気象観測の重要性を知るために、長年使用されてきた教具でもある。正しく気温を測るために比較的熱伝導率の低い木材を使用し、放射熱を吸収しにくい白色に塗装が施されている。しかし、児童が疑問に思う白色以外での影響の大きさについては、実際に測定しなければわからない(酒井 2013)。そこで本研究では、黒色と白色の同規格の百葉箱を全く同じ素材で製作し、2台を並べて設置して同じ観測条件で長期観測を行い、白色でない百葉箱が観測結果にどのように影響を及ぼすのかを調べた。

### 2. 実験手法

気象庁が発行している気象観測の手引きや従来の百葉箱を参考に、百葉箱内の温度計の感部が地上から 1.5 m になるように 2 台の百葉箱を設計した。外壁の塗装には、木材水性アクリル塗料を使用した。百葉箱内側の温度計は T&D 社製 おんどとり TR-52s を使用し、1 分間隔で連続的に観測を行った。横浜国立大学教育 8 号館裏の広い芝の上に 2 台並べて設置し(図 1)、2016 年 7 月 12 日から現在まで観測している。また、第 2 研究棟屋上の AWS で観測した結果も解析に用いた。この連続観測に加えて、8 月 11 日の 5 時～19 時にかけて集中観測 (IOP) も行った。IOP では、黒球温度計を百葉箱の横に設置し、さらに赤外線サーモグラフィ(testo 社製 testo-885)を使用して 1 分間隔の観測を行うことで、百葉箱の表面温度を測定した。

### 3. 結果と考察

図 2 は、IOP で観測した 1 時間移動平均のそれぞれの温度である。IOP の天気は朝から曇っていたが、11 時過ぎから夕方まで晴天であった。日射が強くなるのに従い温度は上昇し、気温(白色百葉箱の内側)は 14 時ごろに 30.4℃で最大値を示した。それぞれの最大値は、黒球温度(44.1℃、12:30)、黒色百葉箱の表面温度(39.3℃、12:30)、白色百葉箱の表面温度(34.6℃、14:30)、黒色百葉箱の内側(33.1℃、12:15)、白色百葉箱の内側という順番だった。表面温度とその内側の温度の差は、白色よりも黒色の方が大きい値を示した。また、観測期間中の多くの晴天日で黒色

百葉箱の内側の温度が 12 時頃に最大値を示した。

白色と黒色百葉箱の内側の温度の差は 10 時で 1.9℃であったが、11 時頃から急激に温度差が大きくなり、12 時に最大値 3.1℃に達した(図 2)。その後、温度差が縮まり最高気温の 14 時頃で 2.5 度前後の温度差を示しており、15 時頃から温度差は急激に小さくなった。白色と黒色の内側の温度差が気温の最大時や下降時(午後)よりも上昇時(午前)に大きくなることは、IOP に限らず晴天日に見られた特徴(IOP では朝方は曇っていたため温度差が最大値を示したのは 12 時であったが、朝から晴れている日では 9～10 時頃に最大値を示す傾向がある)である。観測期間中の晴天日の日射と白色と黒色百葉箱の温度差を時間ごとに区分して関係性を調べると(図略)、全ての時刻において日射と温度差には正の相関関係が認められたが、9 時や 10 時の近似線の傾きは他の時刻と比べて 2～4 倍になっていた。この理由は、太陽高度の高い正午よりも太陽高度が低い時間の方が百葉箱側面に日射がよく当たり、日射の影響を強く受けたことが考えられる。午後も同様の太陽高度になるが、地面から暖められる影響が強くなり、百葉箱側面の影響が相対的に小さくなったと考察した。



(左)黒色百葉箱

(右)白色百葉箱

図 1 設計及び製作した百葉箱

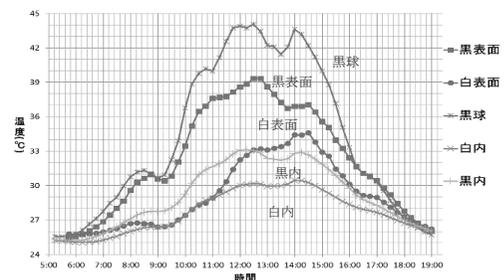


図 2 IOP で観測した 1 時間移動平均の温度(15 分間隔)

## 降水粒子地上直接観測による融解層内の鉛直構造の考察

\*横矢成美・鈴木賢士(山口大院) 中川勝広(情報通信研究機構) 金子有紀(宇宙航空研究開発機構)

### 1. はじめに

降水雲内にみられる融解層はレーダ観測ではブライツバンドとして現れることはよく知られており、融解層内では降水粒子の相変化とともに密度鉛直分布は大きく変化している。リモートセンシングによる降水量推定の精度向上には降水のフェーズ(相)の知見とともに、降水粒子の粒径分布、密度の鉛直分布を知ることが必要不可欠である。これまで我々はビデオゾンデを用いた降水雲内の直接観測を行ってきたが、降水粒子の密度を直接観測することは難しく、融解層内の密度の鉛直構造を明らかにするには至っていない。そこで我々は、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) を開発し、地上におけるみぞれの連続観測を実施した (図 1)。みぞれとは、雨、雪および融解粒子が混在して降る気象現象のことである。言い換えれば、みぞれは雲内の融解層が地表に現れた状態である。そこで本研究では、みぞれを地上直接観測することで、雲内の融解層内の鉛直微物理構造を考察することを目的としている。

### 2. 観測

冬季の集中観測は 2014 年度の山形蔵王での実施に続き、2015 年度には西日本の日本海沿岸に位置する鳥取大山で実施した。蔵王に比べ比較的温暖であるため、みぞれの観測事例を増やすのも狙いの一つである。G-PIMMS を伯耆町総合スポーツ公園 (標高 250m)、大山まきばみるくの里 (標高 650m) の標高の異なる2か所に設置し、降水粒子の連続直接観測を行うと同時に、マイクロレインレーダ (MRR) を伯耆町立岸本小学校 (標高 40m) に設置し、直上のレーダ反射強度の連続観測から融解層の検出を行った。G-PIMMS からは降水粒子の画像や降水粒子の重量、温湿度の情報を得られ、そこから粒径や相ごとの存在比、降水の密度を算出した。

### 3. 結果

本研究では、2016 年 1 月 12 日、2016 年 1 月 23 日、2016 年 2 月 2 日の 3 事例を解析し、降水の密度と湿球温度との関係に着目して、融解層内の鉛直微物理構造を考察するとともに、この 3 事例と先行研究で得られた山形蔵王の 2014 年 11 月 26 日と 2015 年 3 月 4 日のデータとの比較を行った。その結果、湿球温度の上昇に伴い密度が増加する傾向がみられた (図 2)。図の Y 軸は雲内の高度とみなすことができると仮定すると、これは高い湿球温度 (= 融解層の下方) ほど融解粒子の割合が増え、密度が 1 に近づく雲内

の構造を示しており、湿球温度と密度に関係性があることが降水粒子の直接観測から確認することができた。しかし、事例ごとに密度の変化率や変動範囲は異なっていた。つまり、融解層内の相変化の鉛直傾度や融解層の厚さが異なっていたことを意味している。観測された事例は典型的な冬型の降雪だけでなく、層状性の降雪も含まれ、異なる降水システムを観測していたことに加え、MRR から得られたブライツバンドの構造も異なっていたことから、融解層内の密度鉛直分布の定量的評価には、湿球温度ではなく、融解層の厚さや強さといった融解層の構造を表す指標が必要であるのではないかと考えている。

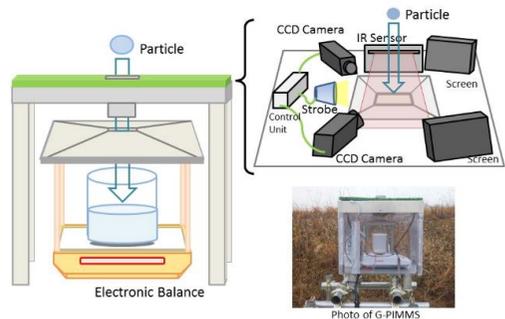


図 1. 地上設置型降水粒子撮像重量計測システム (G-PIMMS) の概念図と写真。

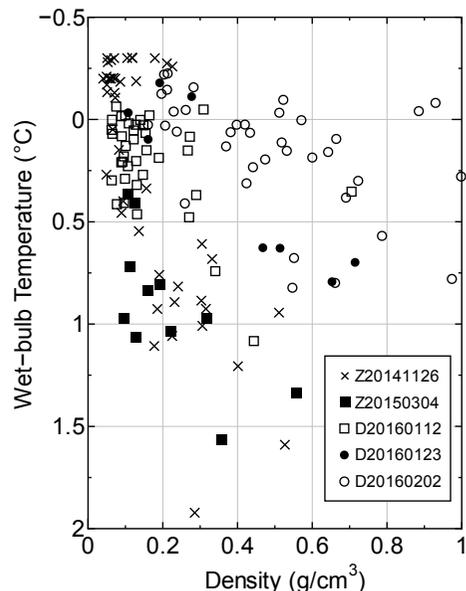


図 2. 各事例で観測された 10 分間平均の密度 ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ) と湿球温度 ( $^{\circ}\text{C}$ ) の関係。Z は蔵王, D は大山, 数字は年月日を示す。

## 積乱雲の雲頂から飛び上がる雲の撮影

岩崎杉紀（防衛大）、瀬口貴文（防衛大）、鴨川仁（学芸大）  
久保田尚之（東大）、岡本創（九大）、石元裕史（気象研）、牛山朋來（土木研）

### 1. はじめに

成層圏の水蒸気量は地球の温暖化計算の精密化には不可欠であることは知られている。しかし、成層圏の水蒸気量がどのように供給されているか、定量的には分かっていない。Setvák et al. (2008, AR)は、活発な積乱雲の上の成層圏が湿っていることを観測から示した。この現象はFujita (1983, JMSJ)が飛行機観測で撮影した「積乱雲のかなとこ雲から1-2km ジャンプする雲（jumping cirrusと命名）」の雲粒が昇華して加湿したのではないかと推測した。Wang (2004, GRL)でjumping cirrusが実在できることを数値実験で確認したとはいえ、定量的な観測がないため、jumping cirrusはどのような条件でどの程度ジャンプするのかといった基本的なことさえ分かっていない雲である。

本研究では、富士山特別地域気象観測所（旧富士山測候所）にカメラを設置し、jumping cirrusの形態からその特徴を理解することを目的とする。ただし、jumping cirrusは、対流圏界面でなくても逆転層があれば発生する。本研究では成層圏への物質輸送に興味があるので、そのようなjumping cirrusは研究対象としない。

### 2. 観測方法

2016年7月11日から8月11日の1か月間、1,000万画素のカメラ3台並べてパノラマ撮影を旧富士山測候所で行った。カメラ一台の水平視野角は25度なので、およそ70度の視野のあるパノラマ写真となる。カメラの設定を、日中は15秒ごとに1枚撮影、夜間は1分に1枚撮影とした。夜間の撮影は雲観測用ではなく、星撮影用である。星を撮影することで、1ピクセルごとに方位角と仰角を導出することが出来る。その方向にある積乱雲とカメラの距離から、積乱雲やjumping cirrusの大きさやを見積もることが出来る。

同様のカメラは防衛大学の屋上（横須賀市、標高100m程度）にも設置した。

### 3. 結果

2016年は、山頂のカメラに7個のjumping cirrus候補が撮影出来た（それらが対流圏界面まで達したか否かの判定はまだ出来ていないので、あくまで候補である）。例として、図1に2016年7月31日12時30分頃に発生したjumping cirrus候補を載せる。ここでjumping cirrus候補の定義は次のようにした。積乱雲の雲頂は平らになっている（図1黒点線）。ただし、積乱雲の

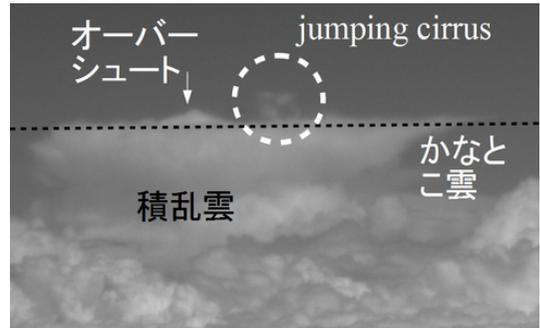


図 1. 2016年7月31日の12時30分頃に富士山から見て都心方向に現れたjumping cirrus。

中でひととき強い上昇流があるところは、そこから盛り上がる（図1のオーバーシュート）。jumping cirrusは、オーバーシュートが下がった直後にその横から上方に雲が飛び出す（図1の点丸）。盛り上がりから飛び出すまでの時間は5-10分である。この一連の動作をして飛び出した雲をjumping cirrus候補とした。図1の場合、jumping cirrusを誘発したオーバーシュートはすでに消えている。図にあるオーバーシュートはそれとは別のものである。この時、都心から東京湾では、レーダ観測で1時間に50mm前後の雨が観測された。

この観測期間でjumping cirrus候補が撮影されたのは、すべて7月29日以降である。東海から関東にかけての梅雨明けは7月28-29日なので、梅雨明け以降に観測されていた。梅雨の間は、対流がないか山頂に雲がかかるといって何も見えないかのどちらかであった。

北向きカメラ（北関東から南福島）が5個と最も多く撮影できた。一方、防大に設置したカメラは、この1か月間はjumping cirrus候補は一つも撮影できなかった。これは下層雲に視界が遮られることが多かったためである。

少なくとも2016年夏では、通常の地表面（横須賀）より富士山山頂のほうがjumping cirrusを観測しやすかったことが分かる。

### 4. おわりに

大会当日では、観測されたjumping cirrusの特徴を定量的に報告する。

### 謝辞

本研究の一部は、九州大学応用力学研究所の共同利用研究の助成を受けた。

# 気象庁非静力学モデルによる雨水やみぞれの予測可能性

山田芳則（気象研）、川島正行（北大低温研）

## 1. はじめに

雨水は、過冷却の雨や霧が物体に衝突して氷になる着氷現象であり、着氷災害をもたらす場合がある。たとえば、2016年1月29日には長野県で雨水による倒木のために集落が一時的に孤立状態となるような被害が発生している。松下と権頭(2000)の統計解析によれば、長野県での年間の雨水発生日数は3日~16日となっている。雨水が数値モデルで予測可能かどうかを気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)を用いて調べた。予測可能性の有無については、過冷却の雨が表現されるかどうかを調べればよい。

雨水とは別に、JMA-NHMによるみぞれの表現可能性を調べる実験、及び雪やあられの融解を湿球温度で判断するようにした実験も行った。湿球温度で融解を判別すると、積もるみぞれと積もらない場合を予測できる可能性があるためである。みぞれについては会場で紹介する。

## 2. 数値実験と結果

JMA-NHMを水平解像度1km、鉛直層数60として1.の長野県での事例について実行した。モデル領域は、長野県松本市を中心とする1000km x 1000kmの広さである。初期時刻は2016年1月28日15UTC、初期値と境界値はメソ解析を用いて9時間予報を行った。雨は1-momnet、氷粒子は2-momentのモデルを用いた。図1は、予報時間7時間目(Valid: 29日午前7時)の地上気温の水平分布である(図の中心は松本市)。領域の南部を除くと、ほとんどの領域で氷点下となっている。図2と3は、それぞれ予報時間7時間目での雨と雪による前1時間積算降水量である。図2の実線で囲んだ領域では、地上気温はおおむね-5~0℃であり、降水は雨であって、雪はほとんど降っていない。つまり、過冷却の雨が予測されている。この事例について5-km解像度のJMA-NHMによる実験でも過冷却の雨は表現されていた。以上の結果は、JMA-NHMによって雨水の予測ができる可能性を示唆している。

謝辞：本研究は、平成28年度北海道大学低温科学研究所共同研究「落下中の降雪粒子の融解過程を表現可能なバルク微物理モデルの開発」による。

### 参考文献

松下と権頭, 2000: 雨水発生日数の地域分布に関する統計解析. 雪氷, 62, 355-365.

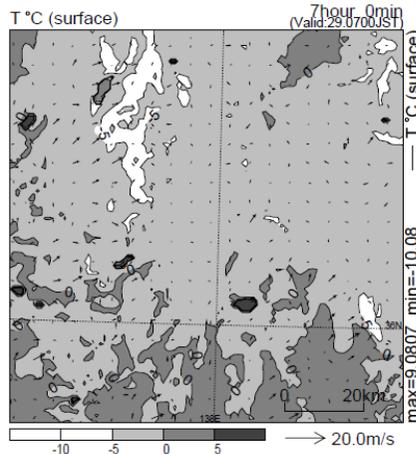


図1 地上気温(°C)。最も淡い灰色の領域は、-5~0°Cの領域を示す。図の中心は松本市。

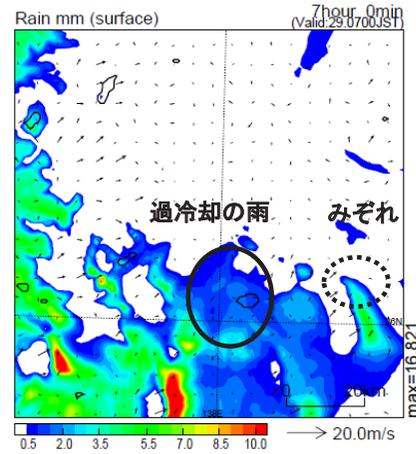


図2 図1と同じ。ただし雨による前1時間降水量(影をつけた領域)。

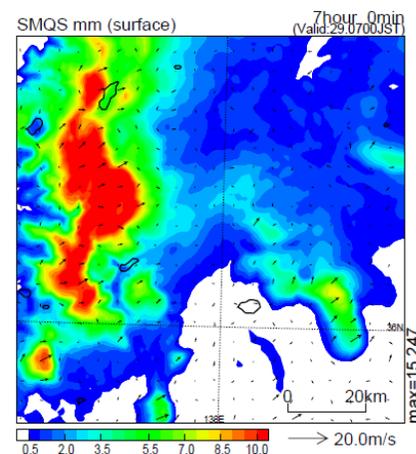


図3 図2と同じ。ただし雪による前1時間降水量。

## 全球モデル用アンサンブルに基づく変分法同化法のための相関構造の調査

### 1. はじめに

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

### 2. 実験

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

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

$$\Delta D_U \equiv \Delta D - P \Delta \phi_B$$

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

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

### 3. 結果

降水 1mm/h 以上の地点について鉛直相関構造を調べた。これと全球 (640×320 地点) の鉛直相関を帯状平均した図と比較した。

○仮温度  $T_v$  と非バランス気温  $T_U$  について、降水 1mm/h 以上の地点も平均した図も共に  $T_v$  に比べ、 $T_U$  のほうが他の変数との相関が小さく、自己相関

気象研究所 台風研究部第一研究室 小田真祐子

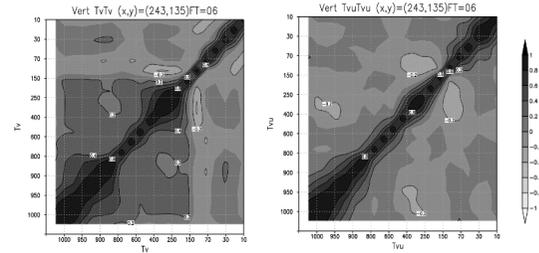


図1: 降水 1mm/h 以上の東経 136.125 度、北緯 14.321 度の (左)  $T_v$ 、(右)  $T_U$  の鉛直自己相関。左下が下層 (1000hPa)、右、上が上層 (10hPa) を表す。

も他の層との相関が小さいことがわかった (図 1)。○ 降水 1mm/h 以上の地点も平均した図も共に RH と他の変数との相関が 100hPa より上層で大きいことがわかった。また、降水 1mm/h 以上の地点では  $D_u$  と RH 間では下層に負の鉛直相関構造が見られることがわかった (図 2)。

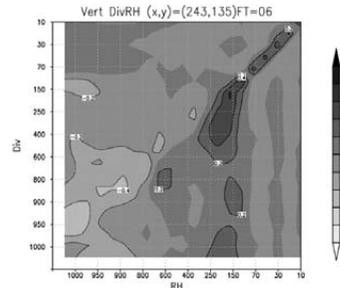


図2: 降水 1mm/h 以上の東経 136.125 度、北緯 14.321 度の  $D_u$  と RH の鉛直相関の図。下線が RH、縦線が  $D_u$  の高度を表す。

### 4. 最後に

アンサンブルを用いた変分法同化法の開発のために気象庁 4 DVAR の制御変数の相関構造を調査した。予報値の TQUV より、 $\zeta D_u T_U RH$  のほうが等方的で同質な変数であることがわかった。また、一方で特に RH について降水地点と晴天地点との相関構造の違いがあることがわかった。相関構造についてさらに解析を進め、これらの結果をもとにどのような局所化がいいかを考えていく。

## 2016年阿蘇山爆発的噴火に伴う降灰予報の検証

\*新堀敏基・石井憲介・佐藤英一・福井敬一・森 健彦（気象研究所）・

菅井 明（福岡管区気象台）・林 勇太（気象衛星センター）・

林 洋介（気象庁東京航空路火山灰情報センター）・藤原善明・松田康平（気象庁火山課）

### 1. はじめに

阿蘇山の中岳第一火口（標高：1506 m）では、2016年10月8日01時46分に爆発的噴火が発生し、02時10～20分に海拔11 kmに達する噴煙が気象衛星ひまわり8号で観測された。この噴火に伴う降下火山礫（降礫、粒径2～64 mm）は火口の東北東約20 km（大分県竹田市）まで確認、降下火山灰（降灰、粒径 $\leq 2$  mm）は02時30分に大分、05時00分に松山、08時00分に高松の各地方気象台で発見され、少なくとも熊本、大分、愛媛、香川、岡山の5県で確認されている。

この噴火に対して気象庁は、当日の03時15分に降灰予報（詳細）を発表した。本発表では、この予報について検証する。なお当日は、予報時間を延長して、本予稿を精査した結果を発表する予定である。

### 2. 新しい降灰予報の概要

気象庁の降灰予報は、2012年度春季大会（P226）の発表後、有識者と関係機関から成る検討会および桜島での試験提供を経て、2015年3月に更新された。この新しい降灰予報（Hasegawa *et al.*, 2015）では、定時・速報・詳細の3種類が発表されること、定時・速報では降礫の予想範囲が示されること、速報・詳細では多量・やや多量・少量の3階級の降灰量が予想されることが主な特徴である。また火山灰・火山礫の移流拡散モデルは、非静力学モデル（asuca）である気象庁局地モデル（LFM、水平格子間隔2 km、鉛直層数58）のモデル面予報値も入力可能な領域移流拡散モデル（JMA-RATM）に拡張され、降灰予報（詳細）は現在トレーサー数250,000で計算している。

阿蘇山の降灰予報（詳細）では、初期値（供給源）として噴煙の高さ11000 m、噴火の継続時間10分を仮定し、総噴出量はモートンの式より $1.7 \times 10^9$  kgと推定した。大気場は初期時刻7日16 UTCのLFMの9時間予報値を利用し、噴火開始から08時（23 UTC）までの予想降灰量（積算）を計算して発表した。

### 3. 阿蘇山の降灰予報の検証

気象庁機動調査班（JMA-MOT）の現地調査および聞取り調査による降灰分布と降灰予報（詳細）との比較結果を図に示す。火口の北東～東北東方向にある降灰の分布主軸に対して予報はやや北に偏っており、遠地の予想降灰量は過多の傾向であった。

予想主軸が北偏した原因として、仮定した供給源の噴煙高度が低かった可能性がある。噴火直後の01時50分～02時10分に福岡、広島、種子島、室戸岬、

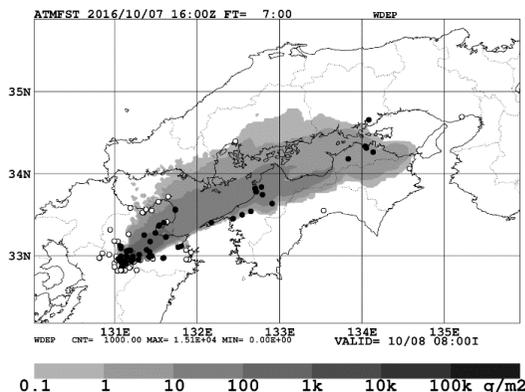


図 阿蘇山噴火に伴う降灰予報（詳細）の予想降灰量（2016年10月8日01時46分～08時00分）と降灰分布（●：降灰が観測された地点、○：観測されなかった地点）。

松江の一般気象レーダーで観測された噴煙エコーの確率的推定からは海拔約12 km、衛星画像で推定されたSO<sub>2</sub>分布と輸送計算の比較からは13～14 km付近の雲頂高度が推定された。そこで噴煙高度を海拔11 kmから14 kmまで変えた供給源からRATMによる08時までの再計算を行い、降灰の観測あり／なしに対するカテゴリ検証した予備的結果では、噴煙高度13 km付近がもっとも高いスコアとなった。

また予想降灰量が遠地で多くなった原因として、仮定した総噴出量が過多であったこととRATMでは現在、火山灰の凝集が入ってないことが挙げられる。噴煙高度13 km、爆発地震波形から推定された継続時間160～220秒程度として再推定した総噴出量 $5.4 \sim 7.4 \times 10^8$  kgは、熊本大学・他の現地調査に基づく値とほぼ同程度であり、降灰予報で当初仮定した値は2～3倍多かった。さらに今事例は、気象レーダーでは火口から200 km以上離れた土佐湾付近まで噴火後3時間近く噴煙エコーが検知されたこと、衛星の赤外差分画像では火山灰雲が不明瞭であったことなどからも水物質が主体の“湿った”噴煙・火山灰雲であったことが示唆される。火口湖（湯だまり）での火山噴火に伴う凝集火山灰（火山豆石）のモデル導入は、火山灰データ同化とともに今後の課題である。

### 参考文献

Hasegawa, Y., A. Sugai, Yo. Hayashi, Yu. Hayashi, S. Saito and T. Shimbori, 2015: Improvements of volcanic ash fall forecasts issued by the Japan Meteorological Agency. *J. Appl. Volcanol.*, 4: 2.

## 日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) の理想化実験: Part II 渦状擾乱の形成過程

\*渡邊 俊一・新野 宏 (東大・大気海洋研)・Thomas Spengler (University of Bergen)

## 1. はじめに

冬季の日本海上ではユーラシア大陸からの寒気が吹き出す際に、日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) と呼ばれる収束帯が形成される (浅井 1988)。JPCZ の中ではしばしばメソスケールの渦状擾乱が形成される。渦状擾乱の形成には JPCZ の大きな水平シアに伴う準圧不安定や、積雲対流の効果、上層擾乱の影響などが指摘されている。本研究ではこのような渦状擾乱の形成過程を理想化実験により調べた。なお、実験設定の詳細等は Part I に示した。また、ここでは水平解像度 5km の実験結果のみを示す。

## 2. 結果

図 1 に 560m 高度の渦度の時系列を示す。寒気の吹き出しに伴い、大きな水平シアを伴う収束線が形成されていく。その収束線が S 字に湾曲した部分の周囲で、水平スケールが 20km 程度の小スケールの渦が形成される (図 1a)。これらの渦は、アップシア側に傾いており、順圧不安定によって生成されたと考えられる。その後これらの渦は対流の上昇流によるストレッチングによって強化され、複数の渦が併合することで、水平スケール約 200km の渦状擾乱となる (図 1b)。この渦状擾乱は発達を続けながら、軸対称な構造へと変化していく (図 1c, d)。一方、計算開始 60 時間後には  $x=1500\text{km}$  付近で、収束線がわずかに S 字に湾曲し、その周囲に小スケールの渦が形成されている (図 1c)。最初の渦と同様に、これらの渦が併合していくことで水平スケール 200km 程度の渦状擾乱が新たに形成される (図 1d)。

## 3. 考察

本実験で形成されるシア層は、大きな水平収束を伴い、それによって圧縮を受けている。このようなシア層では渦の傾きが抑制されるため、順圧不安定による渦の発達は抑制される (Bishop and Thorpe 1994)。図 2 にそれぞれの渦状擾乱について、小スケールの渦が形成され始めた時刻のシア層を圧縮する変形場 ( $\partial u/\partial x - \partial v/\partial y$ ) を示す。収束線が S 字に湾曲し、小スケールの渦が形成されている部分では、シア層の圧縮が弱まっている。このため、この領域では順圧不安定によって小スケールの渦が形成されやすくなったと考えられる。

次に収束線の湾曲の原因を考察する。山岳を取り除いた感度実験 (Part I の Straight) では、収束線は形成されるが、収束線の湾曲は見られなかったことから、収束線の湾曲は山岳の力学的効果によると考えられる。本実験に用いた山岳の無次元の高さ  $NH/U$  ( $N$ : 浮力振動数、 $H$ : 山岳の高さ、 $U$ : 風速) はおよそ 3.4 であることから、山岳による渦列形成の条件 (Schär and Durran 1997) を満たしており、実際に山岳の後面で渦列の形成が確認できた。この渦列に伴う南北風により、収束線が南北に変位することで収束線の湾曲が起り、変形場も変動していた。

## 4. まとめ

本実験では収束線上に周期的に渦状擾乱が発生した。その発達過程はまず、収束線が山岳の影響で形成された渦列によって変形され、局所的に圧縮が小さい領域ができる。この領域では順圧不安定による小スケールの渦が形成され、それらが対流によって強化されながら併合することで、渦状擾乱が発達していた。

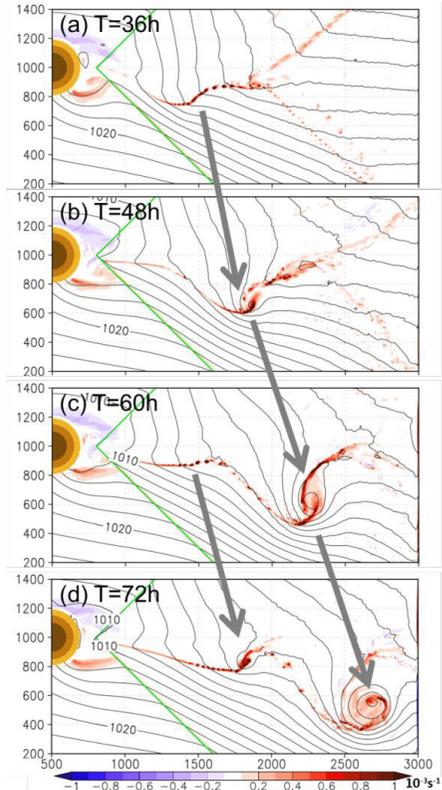
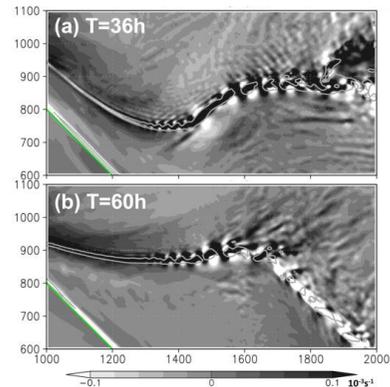


図 1 560m 高度の渦度 (シェード) と海面気圧 (コンター)。

図 2 560m 高度の変形場 (シェード) と渦度  $0.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  のコンター (灰色)。

## 冬季日本海における日本海寒帯気団収束帯の変動に関する研究

\*紀平 旭範<sup>1</sup> , 安永 数明<sup>2</sup>

1: 富山大学大学院 理工学教育部 2: 富山大学 理工学研究所

## 1. 研究概要

冬季日本海上では、大陸からの北西の寒気流が朝鮮半島北部にそびえる山脈により強制的に二分され、山脈風下で再び合流することにより、収束帯が形成される。これを日本海寒帯気団収束帯 (Japan Sea Polar air mass Convergence Zone ; JPCZ) と総称する。JPCZ は定性的なものではなく、南北方向に伸びて山陰地方に達する場合や、東西方向に伸びて北陸地方に達する場合がある。このような JPCZ の変動に関して、基本的には季節風の風向・風速といった大きなスケールの現象が重要と考えられている。しかし、その内部で発生するメソスケール以下の擾乱も JPCZ の変動に影響を及ぼすことが知られている。この JPCZ の細かな変動により、局所的に大雪をもたらすことがあるため、その変動メカニズムを解明することは防災上重要である。しかし、変動の指標となり得るものは存在していない。そのため、本研究では、EOF 解析を用いて卓越パターンを抽出し、その組み合わせが JPCZ の細かな変動を表す良い指標となるかを調べた。

## 2. 解析手法・解析結果

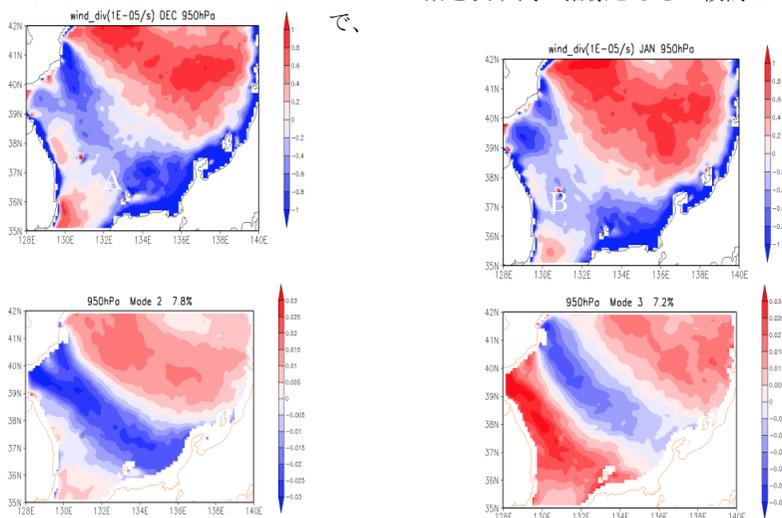
本研究では、気象庁メソ客観解析データを用いた。空間解像度は  $0.1^\circ \times 0.125^\circ$  で、時間解像度は 3 時間である。解析範囲は、日本海中部・日本海西部海域

解析期間は 2006～2015 年の冬期(12月～2月)とした。解析結果を下図に示す。

950hPa の水平風発散の気候値について、12 月は日本海西部海域の北東域(A 領域)、1 月は A 領域よりやや南西側である日本海西部海域の南西域(B 領域)で水平収束していた。950hPa の水平風発散について EOF 解析を行ったところ、第 1 モード(寄与率 10.5%)は朝鮮半島の東に負領域がある他は、正領域というパターンを示した(図略)。第 2 モード(寄与率 7.8%)は、北側が正であり、南側が負であるパターンが抽出され、第 3 モード(寄与率 7.2%)は北側と南側が正であり、その間が負であるパターンが抽出された。

第 2 モードと第 3 モードを、そのままの符号で合わせると 12 月の気候値と似た分布となり、第 2 モードと第 3 モードの符号の逆パターンを合わせると 1 月の気候値と似た分布となることが分かる。実際に第 2 モードの 12 月～2 月の係数を計算したところ、平均値は 12 月と 1 月が正、2 月は負であった。第 3 モードの 12 月～2 月の係数を計算したところ、平均値は 12 月が正、1 月と 2 月は負であった。

今後は、抽出された第 2 モードと第 3 モードの組み合わせが、JPCZ の細かな時間スケールの変動を表す良い指標となるか検討していく。



図：950hPa の高度における水平風発散の気候値(左上図：12 月、右上図：1 月)と、EOF 解析による発散・収束の卓越パターン(左下図：第 2 モード、右下図：第 3 モード)。なお第 2 モード・第 3 モードの寄与率は、それぞれ 7.8%、7.2%である。

## 数分～数十分スケールの地上気温変動の気候学的特性

\*藤部文昭 (首都大・都市環境)

【はじめに】 地上気温には、しばしば数分から数十分スケールの変動が現れる。図1は、昼間に現れた短周期の変動と、夜間の比較的長周期の変動の例である。このような変動の気候学的な特性を、アメダスの1分値データを使って調べた。

【資料と解析方法】 全国のアメダス 917 地点における 2011 年 3 月～2015 年 2 月の 1 分値を使った。地点ごとに以下の処理をした。(1) 長周期成分 (=60 分で  $1/e$  になるガウス関数型の重みつき移動平均; 図1の破線) からの偏差を取る。(2) 1 日を 2 時間ごとに区切り、FFT でパワースペクトルを求める。(3) 周期 64 分以下のパワーの積分値 (以後  $V_{64}$ ) を求める。(4)  $V_{64}$  を時間帯・季節・あるいは地域ごとに統計する。

【結果】 図2は、夏(6～8月)と冬(12～2月)の時間帯別の  $V_{64}$  (地点ごとの季節別・時間帯別の平均値) を箱ひげ図で示す。夏は夜間よりも昼間に  $V_{64}$  が大きい。冬は、平均的には昼夜ほぼ等しいが、夜間は地点間のばらつきが大きく、一部の地点で大きな気温変動が現れる。図は省くが、スペクトルを比較すると、夏季昼間に比べて冬季夜間は長周期の成分が相対的に大きい。

図3は、夏の昼間(10～16時)と冬の夜間(22～04時)について、地域ごとの  $V_{64}$  の箱ひげ図を示す。夏季昼間の  $V_{64}$  は地域差が小さいのに対し、冬季夜間の  $V_{64}$  は北日本で大きい。個別に見ると、冬季夜間の変動が大きい地点の大半は北海道、特にその中～東部に位置し、それらは扇状地や鞍部など「夜間の冷気がたまりにくい」と思われる場所にある(図1の大樹は扇状地)。また、気象条件別に調べると、夏季昼間の  $V_{64}$  は日照時・高温時に大きく、風速にはあまり依存しないのに対し、冬季夜間の  $V_{64}$  は低温・弱風時に大きく、高温・強風・降水時には小さい。

以上の特徴から判断すると、夏季昼間の気温変動は晴れた日に普遍的に現れるものであり、その成因として混合層内の対流が考えられる。一方、冬季夜間の変動は著しい冷却によってできる強い、しかし地形的条件のため脆弱な接地逆転層に何らかの変動が生ずることによって

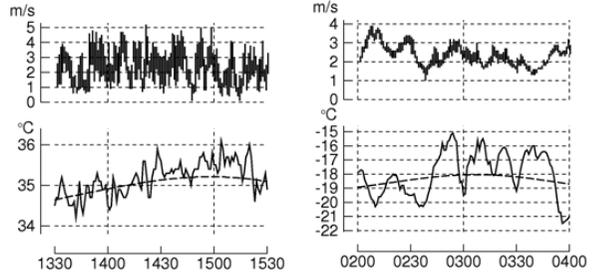


図1 気温変動の例。(左) つくば, 2014年8月2日, 風向は南。(右) 大樹(十勝支庁), 2015年1月29日, 風向は北西。時刻は日本時間。

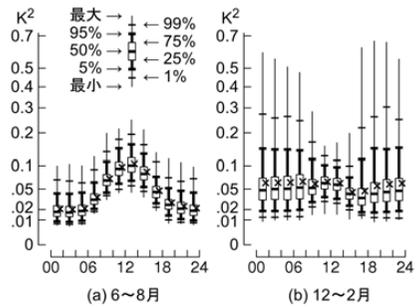


図2 時間帯別の  $V_{64}$  の箱ひげ図(全 917 地点の値のパーセンタイル値を表示したもの)。

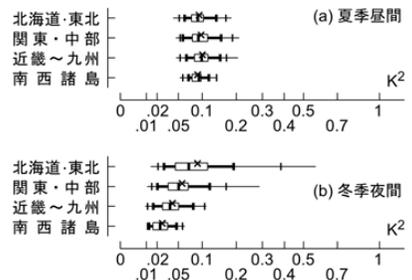


図3 地域別の  $V_{64}$  の箱ひげ図。表示方法は図2と同じ。

現れることが推測される。

謝辞: 研究費の一部として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)を使用した。

# エネルギー需要予測モデルのための入力気象データに関する検討

\*渡邊 武志 (東海大TRIC)、 松岡 綾子 (大阪大学)

## 1. はじめに

近年、再生可能エネルギーの導入が急速に進んでおり、将来はその傾向はますます増大していくと考えられている。再生可能エネルギーは、風力、太陽光などの気象現象に依存をしているために、出力の変動性が大きいという特徴がある。

電力システムを安定して運用するためには、電力の供給量と需要量を均衡させる必要がある。このために、エネルギー需要量の予測は電力システムの安定運用には不可欠な技術である。将来に再生可能エネルギーが大量に導入された場合には、供給量にも大きい変動性が生じることが予想される。このため、再生可能エネルギーの供給量の推計とともに、より精度が高く、高解像度のエネルギー需要量の推計が必要になると考えられる。

このような目的のためにエネルギー需要量の推計のための数値モデルの開発が進められている。エネルギー需要は、様々な要因により影響を受けるが、その一つに気象による影響があげられる。本研究は、エネルギー需要モデルの開発のために、どのような気象データを準備し、どのように使用するかを検討することが目的である。本発表では、エネルギー需要モデルの入力データとして、観測を基にしたデータと気象モデルを基にしたものを用いた場合の結果について議論をする。

## 2. エネルギー需要モデル

本研究では、特に気象条件の影響を受けやすい家庭部門のエネルギー需要に着目し、都市単位でエネルギー需要を推計するモデルを検討対象とする。本モデルでは、対象都市に存在する世帯を家族構成、住宅の条件の異なる約 900 類型に分類し、各類型の代表世帯におけるエネルギー消費シミュレーションの結果を積み上げることで都市単位のエネルギー需要を推計する。各代表世帯では、居住者の行動に基づき個々の機器の稼働を決定し、エネルギー消費を算出する。暖冷房エネルギー消費は、気象条件や住宅の断熱性能等の情報に基づき熱負荷計算を実施して算出する。

入力データのうち気象に関する変数は、地上付近の気温、風速、湿度、下向き短波および長波放射量である。入力データの時間間隔は 5 分である。

## 3. 需要モデルへの入力気象データ

2 つのデータセットを用いた。データ期間は 2013 年の 1 年間である。

### (1) 観測をもとにしたデータセット

神戸地方気象台での地上観測値から地上気温、風速、湿度を用いた。日射量は、衛星観測を基にした推定日射量を使用した。雲量は気象庁 GPV/MSM の初期値を使用し、経験式から長波放射量を推定した。

### (2) 気象モデルをもとにしたデータセット

領域気象モデル WRF を使用し、入力気象データを作成する。3 段階の 2 方向ネスティングを行い、それぞれの空間解像度は、15km、5km、約 1.5km である。最小領域は、兵庫県全域を含んだ領域とした。初期値、境界値としては、JRA55 および NCEP/CFSR を用いた。

## 4. 結果と考察

2 つの気象データそれぞれを使用した場合のエネルギー需要モデルの出力値を比較すると、気象モデルのデータを使用した場合の方が小さくなる期間があり、差は最大で約 107MW である (図 1)。この期間中は、気象モデルでの気温が観測値より低くなっており、この違いが需要量の推定に影響をしている原因の 1 つであると考えられる。

エネルギー需要モデルの開発では、社会実装を目標として要求される性能、精度が決定される。これらの要求に答えるためにも、入力気象データのあり方を検討することが必要である。

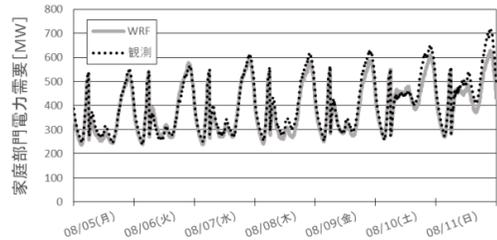


図 1 2013年8月5日から11日の間のそれぞれの気象データを用いた場合の需要モデルの出力値

謝辞 本研究の一部はJST/CREST/EMSの支援を受けて行った。

# 関東平野内陸部における大気境界層高度のドップラーライダー観測

\*中村祐輔(立正大院)・渡来 靖・中川清隆(立正大)

## 1.はじめに

地表面から高度約 1~2km までの大気最下層は大気境界層(以降 PBL)と呼ばれ,地表面からの摩擦や熱的な影響を直接的に受けるため,上層の自由大気とは大きく異なる性質を有する.一般に PBL 内で発生した汚染物質は PBL 内に捕捉され続けるため,大気境界層高度(以降  $h$ )は汚染物質が拡散する容積を決定し,大気汚染濃度に大きく影響する.そのため, $h$ の時間変化を把握することは大気汚染物質の輸送予測などに非常に重要である.しかしながら, $h$ の時系列やその季節変化にまで踏み込んだ研究例は未だに少なく,特に日本国内を対象とした例は非常に限られる.

そこで本研究では,関東平野内陸部に位置する立正大学熊谷キャンパスにおいて,3次元コヒーレントドップラーライダー(三菱電機製 LR-S1D2GA,以降 DL)を用いた PBL 観測を 2016 年 8 月および 11 月に各 3 日間実施し, $h$ の算出を試みた.さらに,その結果を熊谷地方気象台に設置されているウィンドプロファイラー(以降 WP)のデータと比較することで, $h$ 算出における両データの有効性についても検討した.

## 2.研究概要

2016 年 8 月 4~6 日および 11 月 16~18 日の期間において, $h$ の算出を目的とした DL 観測を実施した.本研究では,DLの観測範囲を地上高 3000m,高度分解能,時間分解能をそれぞれ 150m,1 分と設定した.また,観測を実施した各 3 日間は,概ね晴天日であった.

本研究では,DL 観測で得られた信号対雑音比(Signal-to-noise ratio,以降 SNR)に対して「勾配法」(Hayden et al.,1997)により $h$ を算出した(以降  $h_{DL}$ ).一方,WP の SNR は混合層上端で最大となることが知られているため(Angevine et al.,1994),その特性を利用して $h$ の算出を行なった(以降  $h_{WP}$ ).

## 3.結果および考察

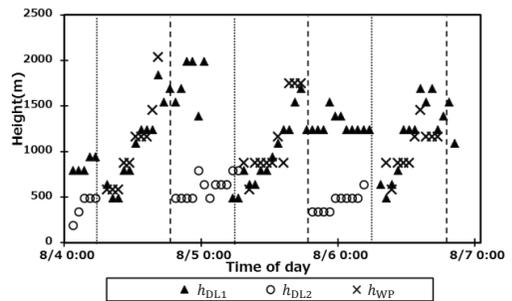
本稿では,2016 年 8 月の観測結果について示す.第 1 図には,8 月 4~6 日における  $h_{DL}$ および  $h_{WP}$ の時系列を示す.ただし,WP は DL と比較して夜間のデータ検出率が非常に低く  $h$ の算出が困難であったため,日中の結果のみを示している.また,DL による SNR の観測結果では 16 時以降における SNR の鉛直勾配に 2 つの負の極大値が示されたため,日出から徐々に発達した高度を  $h_{DL1}$ ,16 時頃から下層に出現した高度を  $h_{DL2}$  と区別して示している.

日中における  $h$ は,日出時刻から徐々に高度が増加し 16 時頃に最高高度(1800~2000m)に達している.この特徴は, $h_{DL1}$ および  $h_{WP}$ に共通して示されており,両者に大きな位相差は認められない.さらに,8 月の 3 日間における両者の平均高度は  $h_{DL1}$ よりも  $h_{WP}$ の方が高いが,その差は平均 31.5m(最大差 383m)に留まっている.以上の結果より,両装置によって日中の PBL 発達過程を捉えることが可能であることが示唆された.

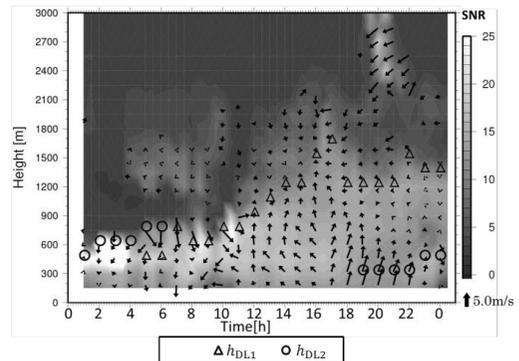
一方,16 時以降の  $h_{DL}$ は,下層(500m 程度)と上層(1500m 程度)の 2 層に SNR 鉛直勾配の負の極大値が認められた.この点に関する移流の効果を検討するため,DL によって得られる水平風の時間-高度断面図(第 2 図)を作成した.負の SNR 鉛直勾配のダブルピークが見られる 18 時前後には,大気下層部に風速が大きく風向が南寄りではぼ一定の領域が見られる.この強い南風は 16~22 時頃のおよそ 200~600m までの層のみで示され,それより上層の風は風向が東寄りで風速も非常に小さい.また,8 月 5 日における関東地方のアメダスによる水平風分布より,日出以降海風が時間経過とともに内陸へ吹走し,15~18 時頃に熊谷周辺へ到達していることが確認された(図省略).

これらの結果より,関東平野内陸部の熊谷における 8 月 5 日の PBL 発達過程においては,地表面からの熱的混合によって形成された混合層の下層部に,16 時以降は海風が侵入することによって新たな境界層が形成されたため,500m 前後および 1500m 前後の 2 高度に SNR 鉛直勾配の負の極大値が示されたものと推測される.

今後は,ゾンデ観測や数値モデルとの比較を実施し, $h_{DL}$ の定量的な精度検証を行なう予定である.



第 1 図 2016 年 8 月 4~6 日における DL および WP を用いて算出された  $h$  の時系列. 図中の点線は日出時刻, 破線は日入り時刻を示す



第 2 図 2016 年 8 月 5 日における DL の SNR,  $h$  の時系列および水平風の時間-高度断面図

都市オアシスの暑熱緩和効果に関する実験的検討

菊池悠馬\* (東京理科大学理工学研究科), 仲吉信人 (東京理科大学理工学研究科),

1. 序論

これまでの暑熱対策事業は、ヒートアイランドの緩和や都市全体の平均気温の低減を目的とされているが、熱中症リスク低減の観点からは、都市平均気温の低下は必ずしも必要でない。人は自身の活動を能動的に制御することが可能であり、歩行者が必要に応じて経由できるクールスポットを適所に配置することで、歩行者の体温上昇が抑制され熱中症リスクを下げることが可能と考えられる。クールスポットの適材配置は、都市全体をクールダウンさせるよりもイニシャル/ランニングコストが下げられる可能性が高く、十分な資金の無い自治体でも適応が可能となり得る。

本研究では、都市の中のクールスポットを都市オアシスと定義し、熱中症リスクの緩和効果について検討する。

2. 観測概要

(1) 体温上昇に及ぼす都市オアシスへのアクセス頻度・冷涼度の検討

2016年8月31日, 9月2日, 9月9日にそれぞれ, (11:00 - 11:40), (15:00 - 15:40)に東京理科大学野田キャンパス(北緯: 35.9181°, 東経: 139.9072°)にて夏季観測を行った。被験者は健康な20代男性4名である。屋外のコースの周回と、空調機器を用い都市オアシスと見立てた室内での待機を繰り返す観測を行った。空調機器の設定温度と都市オアシスへの待機回数を可変条件とした。気象値の観測項目は気温, 風速, 湿度, 放射とし, 評価指標として, 新標準有効温度( $SET^*$ )を用いる。生理量では深部体温( $T_{core}$ )と皮膚温度( $T_{skin}$ )を測定した。これらは熱環境・人体生理計測システムを用い連続的に測定した。

(2) 都市オアシスの現地観測

2016年8月26日(14:30 - 15:30)に東京駅周辺で, 実在する都市オアシスが人体への熱負荷低減, 体温上昇抑制に及ぼす影響評価を行った。観測ではクールスポットとして, 高反射舗装, 噴水, 大手の森を設定し, これらを通する2.(1)と同様である。

3. 結果と考察

(1) 体温上昇に及ぼす都市オアシスへのアクセス頻度・冷涼度の検討

8月31日の(11:00 - 11:40)の結果に着目する。図2に観測時の気象値と被験者1, 2の生理量を示す。1分という短時間の滞在にも関わらず, 23°Cの部屋を経由することで被験者1, 2共に深部体温の上昇は抑えられている。図は省略するが皮膚温度にはより顕著な低減効果が確認されている。滞在時間, 室内温度を変えたケースについては, 効果が確認されたもの, 確認されなかったものがあり, 包括的な議論のためには実験データを増やす必要がある。

(2) 都市オアシスの現地観測

2016年8月26日(14:30 - 15:30)に各都市オアシスを通する移動観測を行った。観測ルートは図1に示し, 観測時の気象値と生理量の時系列データを図3に示す。皮膚温度と深部体温に着目すると, 高反射舗装では上昇傾向を示している。高反射舗装部は路面温度の低下, 気温の低減効果を狙ったものであるが, 路面部からの照り返しが強いために $SET^*$ の低減には繋がらないと言える。一方, 噴水部ではやや低下し, 木々により日射遮蔽効果が高い大手の森では最も大きく低下した。大手の森通過後の皮膚温度の低下は, ビル群による日陰を歩行時のものであり, 生理量へ放

射影響は大きいといえる。

4. まとめ

都市オアシスについての観測を2つ実施したが, 都市オアシスの効果を確認できる結果となるが, 包括的な議論となるためには実験データを増やす必要がある。

Reference

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



図1 都市オアシスの現地観測ルート (Google map より)

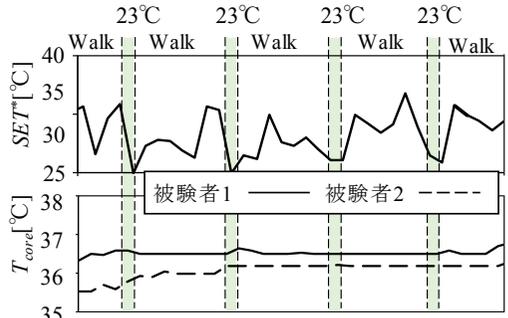


図2 体温上昇に及ぼす都市オアシスへのアクセス頻度・冷涼度の検討の時系列データ

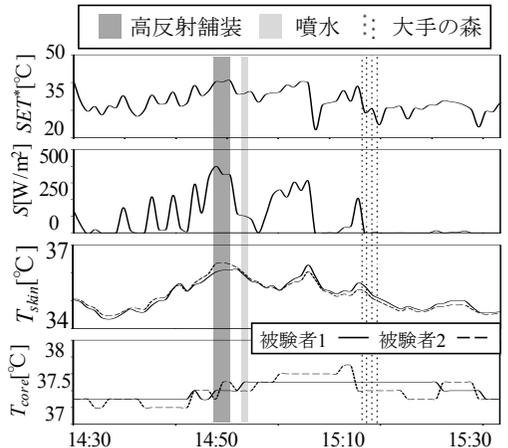


図3 都市オアシスの現地観測の時系列データ

## 四国における降雪分布の地域特性に関する解析

\*福田崇文・村田文絵（高知大院理）

### 1. はじめに

西日本最高峰の石鎚山や剣山を擁する四国では山間部を中心に大雪に見舞われることもある。日下部(1968)によると、平野部においても降雪は見られ、交通障害や農作物への被害など社会生活に影響をもたらしている。しかし、世界的な豪雪地帯として知られる北海道や本州日本海側地域に比べ、四国の雪に関連する研究はかなり少ない。

本報告では、沿岸部から山間部にかけてより詳細な四国の降雪の地域特性を調べた結果を報告する。

### 2. 使用データと解析方法

四国4県の気象台に所蔵されている気象月報に各地の毎日午前9時の積雪量が記録されている。その積雪量が前日より増加した日において、前日との差を求め日降雪量とみなし本研究の解析に用いた。1951年から積雪観測が終了する2002年までの52年間のデータが得られた55地点(愛媛県18地点、香川県6地点、徳島県10地点、高知県21地点)について解析を行った。

気圧配置別の分類は、気象庁地上天気図から、降雪時に最も近い時間帯の気圧配置を判断し、降雪の要因を冬型、南岸低気圧、日本海低気圧、南岸前線、その他と分類した。なお、冬型は、おおむね24時間以内に次の降雪がみられた時、低気圧や前線の降雪は、同一の低気圧または前線による時は同一1回のイベントとした。

次に、四国の降雪域をクラスター分析を用いて地域区分することを試みた。草薙(2016)を参考に、ユークリッド距離を指標として各1個のサンプルを含むクラスターから既形成クラスターのペアを探して集団化する作業を繰り返し、順次新たなクラスターを作ってゆく手法である階層的クラスタリングを用いた。クラスター分析に用いたデータ量は、55地点の日毎の降雪の有無であり、「無」を0、「有」を1とした。

本研究においてはWard法を用いた。55地点の降雪の有無の時系列の類似度を数値化して樹形図を描き、各クラスターの降雪の特徴について調査する。

### 3. 解析結果

降雪回数・降雪量が四国で最も多い地域は、愛媛県の久万や高知県の梶原を中心とする四国山地中西部山間部や徳島県の京上を中心とする四国山地中東部山間部となる。平均年降雪回数(平均年降雪量)は久万9.8回(70.0cm)、京上7.9回(74.3cm)、梶原6.7回(65.6cm)が続く。次いで、四国山地中部にあたる愛媛県の富郷5.5回(32.6cm)や高知県の本川5.7回(31.1cm)や船戸5.6回(37.3cm)、徳島県の池田5.1回(28.1cm)、四国山地西部の平野部にある愛媛県の宇和3.7回(25.1cm)や大洲3.1回(19.4cm)が続く。

一方で、最も降雪回数・降雪量の少ない地域は、徳島県の宍喰や日和佐、高知県の田野、安芸、室戸などの四国南東沿岸部となった。52年間の総降雪回

数(総降雪量)でも宍喰と田野は0回(0cm)、安芸は1回(1cm)、日和佐は2回(4cm)、日和佐は6回(11cm)、室戸は8回(19cm)のみの観測となっており、この地域では社会生活に影響が出るほどの降雪はまれであるとみてよい。次いで、瀬戸内中西部沿岸部の今治15回(55cm)や大三島23回(91cm)、太平洋側中部沿岸の後免14回(26cm)、高知25回(67cm)が続く。

図1に、クラスター分析を行い9群に分けた場合の結果を示す。瀬戸内沿岸東部型は降雪は少ないが、冬型に加え南岸低気圧の影響が大きい。瀬戸内沿岸西部型は瀬戸内東部型と降雪要因は似ているが、東部型より降雪がやや少ない。太平洋沿岸型は9地域の中で最も降雪が少なく、冬型による降雪が支配的である。徳島内陸型は降雪は多く、冬型が降雪全体の70%、南岸低気圧が30%程度を占める。高知西部内陸型は降雪は多く、冬型による降雪が支配的である。愛媛南予沿岸型は徳島・高知西部内陸型に比べると降雪がやや少なく、冬型による降雪が支配的である。愛媛南予内陸型は降雪が中央高地型に次いで多く、冬型が支配的である。中央高地山間部は北部型、南部型ともに降雪が四国で最も多い地域であり、南部型に比べ、北部型の方がより降雪が多い傾向にある。どちらも冬型による降雪が全体の80%、南岸低気圧が20%を占める。

このような地域特性は降雪時の風向や地形などの要因が関連していると考えられるため、これらの詳細な解析を行う予定である。

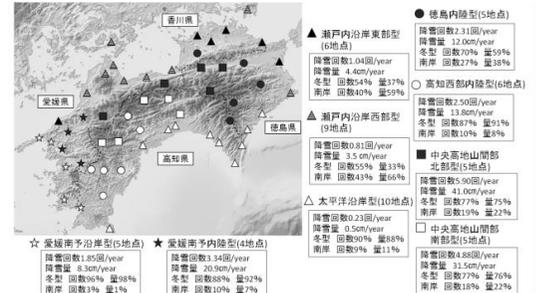


図1 クラスター解析による降雪特性の9群分類区分ごとに名称を付け、その特徴を示す。上から平均年降雪回数、平均年降雪量、降雪回数・量のうち冬型が占める割合、降雪回数・量のうち南岸低気圧が占める割合。55地点名は気象庁アメダス地点参照。

### 参考文献

- 1) 日下部 正雄, 1968, 四国の雪, 雪氷学会誌 30巻1号, 7-18
- 2) 草薙 浩, 2016, 平年日降水量時系列のクラスター分析による日本の9気候地域区分の提案, 日本気象学会 2016

# JRA-55 で見られるジェット気流の長期傾向

\*渡来 靖 (立正大・地球環境科学)

## 1. はじめに

渡来・山田 (2015) や渡来 (2015) では, JRA-55 (Kobayashi *et al.* 2015) を用いて北半球ジェット気流の長期傾向を調べ, 最近約 50 年間における北半球ジェットは有意ではないが若干強化傾向であることなどを示した. しかし, JRA-55 に同化された人工衛星データ数は時間的偏りが大きいため, それが長期傾向に大きく影響している可能性がある. そこで, 人工衛星データを同化していない JRA-55C プロダクト (Kobayashi *et al.* 2014) を用いて再計算し, ジェット気流の長期傾向について改めて調査した. また, 南半球ジェットについても同様に調べ, 既存研究との比較を行った.

## 2. 解析方法

本研究では JRA-55 および JRA-55C の 6-hourly, 水平 1.25° 格子の気圧面データを用いた. 解析期間は 1958 - 2012 年の 55 年間, 使用した気象要素は水平風 ( $u, v$ ) である. ジェット気流の風速および中心気圧の指標として, Archer and Caldeira (2008) の手法にならない次の WS および P を求めた.

$$WS = \frac{1}{p_2 - p_1} \int_{p_2}^{p_1} \sqrt{u^2 + v^2} dp$$

$$P = \int_{p_2}^{p_1} p \sqrt{u^2 + v^2} dp / \int_{p_2}^{p_1} \sqrt{u^2 + v^2} dp$$

ここで,  $p$  は気圧であり,  $p_1 = 100$  hPa,  $p_2 = 400$  hPa とした. 北半球ジェット (以降 NH) の領域を 15°N~70°N, 南半球亜熱帯ジェット (SHT) を 15°S~40°S, 南半球極ジェット (SHP) を 40°S~70°S として, それぞれの領域平均の WS や P について長期傾向を調べた.

## 3. 結果

図 1 は, 帯状平均 WS に関する年平均値の時系列である. NH については, JRA-55 が JRA-55C に比べてやや過大な傾向にあり, 1972-2012 年の平均バイアス (JRA-55 - JRA-55C) は +0.049 m/s, RMSE は 0.073 m/s であった. JRA-55C による 55 年間の NH のトレンドは +0.013 m/s/decade でありわずかに強化傾向を示すが有意ではない (危険率 5%). SHT では, 1970 年代に JRA-55 は JRA-55C に比べて過小傾向, それ以降は過大傾向であり, 平均バイアスは -0.007 m/s, RMSE は 0.165 m/s であった.トレンドは -0.019 m/s/decade であり有意ではない. 一方, SHP では JRA-55 が JRA-55C に比べて過大であり, 平均バイアスは +0.561 m/s, RMSE は 0.602 m/s を示し NH や SHT に比べ両者の差が 4~8 倍大きい. 55 年データによる SHP のトレンドは +0.393 m/s/decade であり, バイアスを差し引いても有意な強い上昇傾向を示した. この結果は, 1979-2001 年のトレンドについて ERA-40 や NCEP/NCAR 再解析で調べた Archer and Caldeira (2008) や, NCEP/NCAR 再解析や 20 世紀再解析を用いて 1958-2008 年間で調べた Pena-Ortiz *et al.* (2013) の結果と類似している. 図 2 は帯状平均 P に関する年平均の時系列を示すが, NH, SHT, SHP の全てで有意な負トレンドを示し, NH が -0.166 hPa/decade, SHT が -0.194 hPa/decade, SHP

が -0.302 hPa/decade となった. 南北両半球でジェット中心高度の上昇傾向が見られる.

## 参考文献

- Archer and Caldeira, 2008: *GRL*, **35**, L08803.  
 Kobayashi *et al.*, 2014: *SOLA*, **10**, 78-82.  
 Kobayashi *et al.*, 2015: *JMSJ*, **93**, doi:10.2151/jmsj.2015-001.  
 Pena-Ortiz *et al.*, 2013: *JGR*, **118**, doi:10.1002/jgrd.50305.  
 渡来, 2015: 日本気象学会講演予稿集, **108**, P180.  
 渡来・山田, 2015: 日本気象学会講演予稿集, **107**, P329.

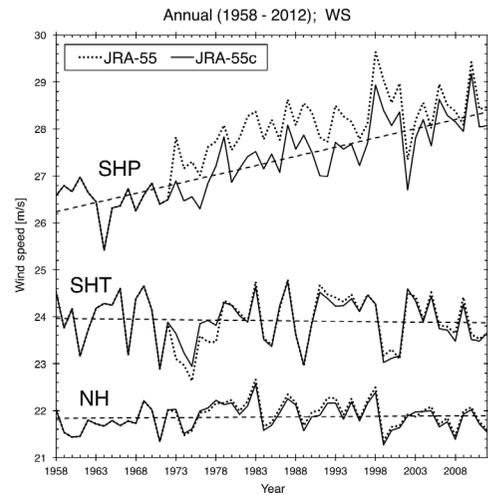


図 1 JRA-55 (点線) および JRA-55C (実線) における年平均帯状平均 WS の時系列. 破線は JRA-55C における線形回帰直線を示す

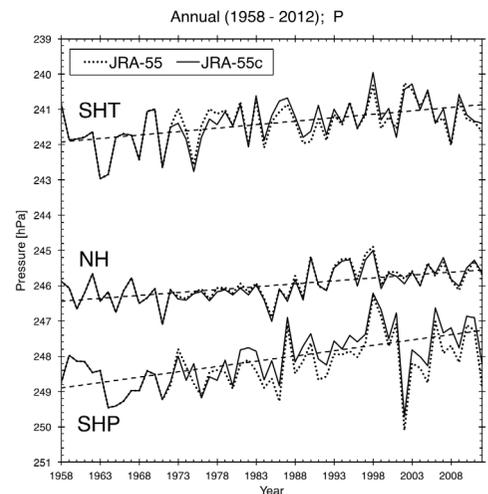


図 2 JRA-55 (点線) および JRA-55C (実線) における年平均帯状平均 P の時系列. 破線は JRA-55C における線形回帰直線を示す

## 西日本周辺域で報告された乱気流の発生環境場

\*西原佑亮, 川野哲也, 川村隆一 (九大・理)

### 1. はじめに

航空機の乱気流への遭遇は、機体破損や燃料損失などの経済的な影響だけでなく、人的被害も引き起こすため、その正確な発生予測は安全な航空機運航に大変重要である。

Kim and Chun (2010) が韓国上空で発生した乱気流の半数近くがジェット気流に関連したものであることを示したように、ジェット気流が存在する日本を含めた東アジア地域は乱気流の発生しやすい地域の1つである。しかしながら、乱気流の発生要因はジェット気流以外にも対流活動によるものや山岳波によるものなど事例によっても大きく異なる。

そこで本研究では、西日本周辺域を運航中の航空機が実際に乱気流に遭遇した情報をもとに、その発生環境場を調査した。

### 2. 使用データ・解析手法

乱気流の情報は、運航中の航空機パイロットからの報告 (Pilot Report ; PIREP) から収集した。PIREPには乱気流に遭遇した位置、高度、航空機の種類、乱気流の程度 (弱い方から順に smooth, light, moderate, severe の4段階) が含まれている。対象期間は2015年10月から2016年6月である。乱気流の発生環境場を示す指数の計算には気象庁メソ客観解析データ (MANAL) を用いた。解析に用いた指数は風の鉛直シア (VWS), Ellrod and Kanpp (1992) によって提案された Turbulence Index (TI), 宮腰 (2003) によって提案された Turbulence Source (あるいは Stability) Index (TSI) である。

### 3. 結果

季節別に見ると、moderate 以上の乱気流は10月で少ないが、その他の月では大きな差はない。severe 乱気流に着目すると、1月と2月で発生数が特に多く、その数は moderate 以上の乱気流の3%を超えていた。

ここから severe 乱気流の発生環境場に焦点を絞る。報告された乱気流の程度は航空機の大きさに関連していることを考慮して、大型の航空機が遭遇した10日分の severe な乱気流を調査対象とした。全事例のうち4事例はVWSが大きな位置で発生していた。1月30日の事例はTSI, 3月24日の事例はTIが乱気流発生の大きなポテンシャルを示した。これらの4

事例はジェット気流直下で発生しており、強い鉛直シア領域で発生した Kelvin-Helmholtz (KH) 波による乱気流と考えられる。

TSIが大きくなっていたケースは4事例あった。これらは主に上層のトラフやリッジの近傍で発生しており、鉛直温度移流差による成層の不安定化が乱気流発生の原因であると考えられる。その他2事例はTIが大きな場所で発生していた。

11月4日の事例は、どの指数でも乱気流発生の小さなポテンシャルしか示していないが、乱気流発生地点の周辺に存在する対流雲が乱気流発生に影響したと考えられる。どの指数の発生ポテンシャルも小さく、周辺に対流雲も存在しない2月19日の事例について、WRFシミュレーションによる再現実験を行い、その発生環境場を調査した。当日の発表ではこのシミュレーション結果についても報告する。

### 謝辞

本研究で使用したPIREPデータは福岡航空交通管制部より提供していただきました。

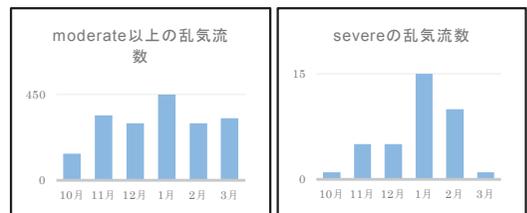


図1. moderate 以上の月別の件数(左), severe 事例の乱気流の月別の件数(右)。

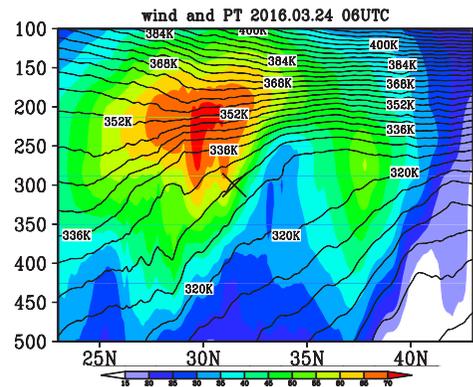


図2. 2016年3月24日6UTCの乱気流発生地点における風速 (陰影) と温位 (コンター) の緯度高度断面図。

## 熱帯太平洋における大気中の IO ラジカルの時空間変動 ～MAX-DOAS 法による船上観測～

\*加藤咲 (福岡大学)、高島久洋 (海洋研究開発機構/福岡大学)、  
金谷有剛・竹谷文一・宮川拓真・駒崎雄一 (海洋研究開発機構)

### 1. はじめに

一酸化ヨウ素ラジカル (IO) は、海洋大気酸化反応に重要な役割を果たし、オゾン(O<sub>3</sub>)破壊反応と密接に関連する成分と考えられる [Chameides and Davis, 1980; Solomon et al., 1994; Saiz-Lopez et al., 2012]。しかし、海洋大気における地上からの観測は少なく、衛星観測では低い検出感度で不確定性が大きいと、その分布や起源、反応過程等はよく知られていない [Saiz-Lopez et al., 2007; Schönhardt et al., 2008, 2012]。

そこで本研究は、海洋清浄大気中の IO の時空間変動を明らかにすることを目的とし、2014、2015 年に海洋地球研究船「みらい」にて、MAX-DOAS (Multi Axis Differential Optical Absorption Spectroscopy) 法と呼ばれるリモートセンシング観測手法により得られた熱帯太平洋での IO の変動について報告するとともにその要因について考察する。

### 2. 観測手法・データ

本研究では、熱帯・亜熱帯太平洋を縦断した航海 MR14-06 (leg1)(2014 年 11 月 8 日～2014 年 12 月 3 日)と MR15-04 (2015 年 11 月 6 日～2015 年 11 月 21 日)について解析を行った (航路を図 1 に示す)。

MAX-DOAS 法とは、複数の低い仰角での太陽散乱光スペクトルと天頂方向の参照スペクトルを連続的に分光観測し、低高度の大気微量成分やエアロゾル光学特性を導出するリモートセンシング観測手法である。本研究では船上で得られた太陽散乱光スペクトルデータから IO DSCD (differential slant column densities) [ $\text{molecule}/\text{cm}^2$ ] を導出した。

O<sub>3</sub>と一酸化炭素 (CO) の濃度は、「みらい」で直接観測した 1 時間値を用いた。また後方流跡線解析には、ECMWF-interim 再解析データの風、温度、ジオポテンシャルのデータ ( $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ ) を用いた。

### 3. 結果と考察

IO DSCD の航海全体の平均は、2014 年(MR14-06)では  $\sim 4 \times 10^{13} \text{ molecule}/\text{cm}^2$ 、2015 年 (MR15-04)では  $\sim 2 \times 10^{13} \text{ molecule}/\text{cm}^2$ であった (図 2)。また、同時に観測した海洋上の O<sub>3</sub>濃度と IO には 2014 年、2015 年どちらの年も逆相関の傾向が確認された。このことから、熱帯・亜熱帯太平洋において IO と大気中のオゾンの減少が密接に関連していることが示唆された。また、2014 年航海中の CO 濃度は低く (60 ppbv 程度)、後方流跡線解析により観測した熱帯・亜熱帯太平洋の大気は海起源であり (図 3)、清浄海洋大気中での IO の重要性が示唆された。

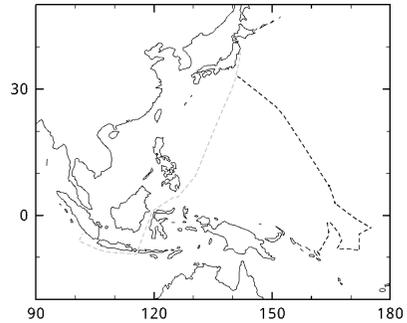


図 1. 黒点線：2014 年 MR14-06 (leg1) 航海、灰色点線：2015 年 MR15-04 航海の航路。

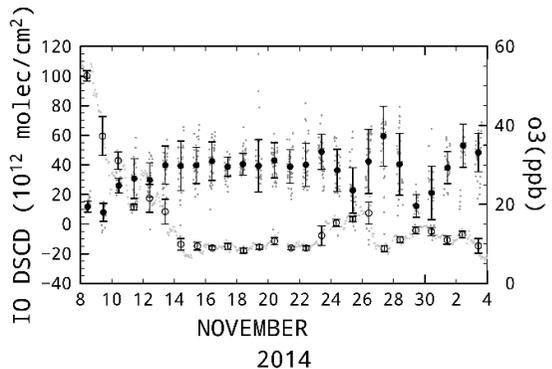


図 2. 2014 年における IO DSCD (●) とオゾン濃度 (○) の時系列 (1 日平均値 (バーは標準偏差))。

#### [2014110820141203] 5-day backward trajectories (ECMWF-Interim, kinematic)

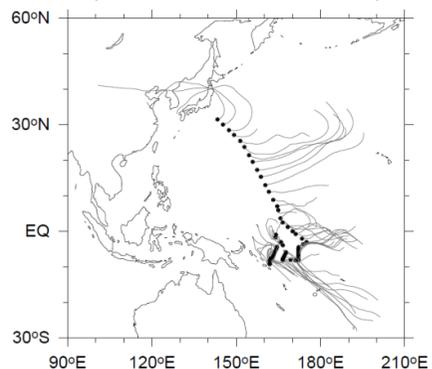


図 3. 2014 年 11 月 8 日～12 月 3 日の 5 日前からの後方流跡線解析。●印は基点 (船の航路) で 12 時間毎に示す。

# 台風の上下一体性維持のメカニズム

## – Vortex Resiliency –

西本秀祐 (気象大学校)

### 1 はじめに

台風は強い鉛直シア中でも、大きく傾くことなく上下の一体性を維持し続ける。本研究では、このメカニズムを解析解により確認する。

### 2 数値実験による先行研究

台風が傾くと、上層と下層の渦位は互いを反時計回りに移流する。台風は downshear-left の状態 (図 1) を振動中心に歳差運動を行い、上下一体性を保つ (Reasor (2004) など)。

### 3 支配方程式

風速が  $U(z) = -U_0 \cos(\frac{\pi z}{H})$  の東西風 (環境風) と、方位角速度が  $V(r)$  の基本渦 (台風) の下で線形化した準地衡風近似の渦位擾乱  $q'$  の方程式より解を求める。

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + \frac{V(r)}{r} \frac{\partial}{\partial \theta} \right) q' - \frac{1}{r} \frac{\partial \psi'}{\partial \theta} \frac{d\bar{q}}{dr} = -U(z) \frac{d\bar{q}}{dr} \cos \theta$$

$$q' = \left\{ \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} r \frac{\partial}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2}{\partial \theta^2} + \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right\} \psi'$$

ただし、 $(r, \theta, z)$  は基本渦の中心を原点とする円筒座標、 $\psi'$  は擾乱流線関数、 $H$  は圏界面高度、 $f$  はコリオリ因子、 $N$  は基本浮力振動数である。基本渦位  $\bar{q}(r)$  が区間一様な  $N+1$  領域離散モデルを考えた (図 2)。渦ロスビー波間の鉛直相互作用の大きさを決める  $l_R = \frac{NH}{f\pi}$  (変形半径) の値を変え、解を比較した。

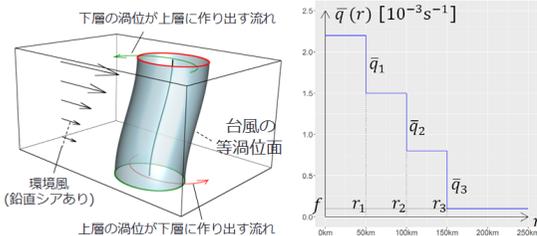


図 1 downshear-left 図 2 基本渦位 (N = 3)

### 4 結果

[1]  $l_R$  が台風の水平スケール  $l$  より大きい ( $l_R \gg l$ ) の場合、解は成長解となり台風は上下一体性を保てない。

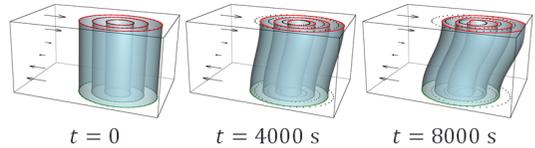


図 3  $l_R \rightarrow \infty$  の解 ( $U_0 = 5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )

[2]  $l_R \ll l$  の場合、各半径での擾乱が基本渦による移流のみで移動する (spiral wind-up)。

[3]  $l_R \sim l$  の場合、台風全体が一体となって歳差運動を行う (quasi-mode)。Critical Radius Damping が生じる場合には、台風は downshear-left の状態へ収束する。

[4] 台風の中心付近で  $l_R \ll l$ 、外側で  $l_R \gg l$  の場合、外側は成長解にはならない。歳差運動により、台風全体は上下一体性を保つ。

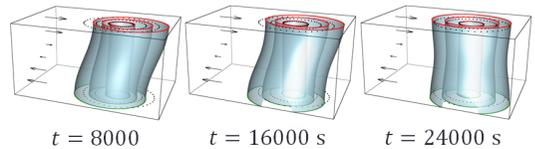


図 4  $l_R \rightarrow 0 (r \leq r_v), l_R \rightarrow \infty (r > r_v)$  の解 ( $U_0 = 5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}, r_v = 50\text{km}$ )

### 5 結論

$l_R$  が小さい程、台風の傾きも小さくなる。上下一体性維持には鉛直相互作用の存在が重要である。また中心付近の鉛直相互作用の強い領域は、外側の上下一体性維持にも貢献する。台風が全体として一体性を維持できるのはこの効果が影響していると考えられる。

### 6 今後の課題

今回求めた解析解が、現実の台風を表す解としてどの程度まで妥当か確認する必要がある。

# 日本東岸沖暖水渦が冬季大気場に及ぼす影響

○ 杉本周作（東北大学学際研）・青野憲史（東北大院理）・福井真（東北大院理）

## 1. はじめに

冬の間に黒潮親潮混合水域（以下、混合水域）では、海から大気に向けて膨大な量の熱が放出されている。この熱放出量は、混合水域の南縁を流れる黒潮主流から切離した直径 300km ほどの暖水渦により決定されることが明らかになりつつある (Sugimoto & Hanawa 2011 など)。そして、大気再解析データを用いた最近の研究により、この暖水渦分布を反映した混合水域海面水温が大気境界層に有意な影響を及ぼすことが指摘された (Masunaga et al. 2016)。しかしながら、上空大気場に果たす暖水渦の役割に迫るためには、再解析データなどの観測にもとづいたデータセットでは観測頻度および空間解像度の観点で十分ではない。そこで、本研究では、気象庁開発の領域大気モデル (JMA-NHM : Saito et al. 2007) を用いることで、冬季大気場に及ぼす混合水域暖水渦の影響の評価を試みた。

## 2. 実験設定

JMA-NHM モデルは、北緯 15 度から 70 度、東経 110 度から西経 40 度までを対象領域とし、水平解像度は 27km、鉛直層は 51 層（海面から 2km 以内に 20 層）で設定した。海面水温 (SST) には 2003 年の daily OISST (Reynolds et al. 2007) を使用した。これは、この期間に混合水域に暖水渦が分布しないためである。標準実験では OISST をそのまま与え、渦感度実験では混合水域に直径 300km の暖水渦（暖水偏差）を加えた SST を境界条件として与えた (図 1)。大気の初期条件および側面境界には JRA55 (Kobayashi et al. 2015) の 6 時間値を与えた。混合水域での乱流熱フラックスによる熱放出は 12 月に最も多い。そこで本実験では、12 月を対象とする。標準実験・感度実験ともに、2000 年から 2009 年までの各年で、11 月 16 日からモデルを駆動し、2 週間のスピニング後の 1 ヶ月間のデータを利用する。本発表では 10 年平均をした結果を主に紹介する。

## 3. 結果

図 2 は海面からの乱流熱フラックスの標準実験と渦感度実験の差を表す。暖水渦上で多くの熱が放出されている

ことは明白であり、約  $200 \text{ W m}^{-2}$  も多いことがわかる。そして、この熱放出に伴い渦上の 1.5m 気温は  $2^\circ\text{C}$  近くも上昇していた。さらに、暖水渦の影響を 3 次的に評価した結果、暖水渦に伴う気温上昇は、海面付近にとどまらず、大気境界層内、さらには対流圏中層付近にまで及ぶことがわかった。また、海上風に注目すると、暖水渦上で強い風が分布していた。そこで、渦上の風の鉛直プロファイル調べた結果、風は境界層を通して強いことがわかった。この結果は、海上風分布の決定に寄与する鉛直混合メカニズム (Wallace et al. 1989) の重要性を示唆する。また、暖水渦上の海上風強化は、渦東端での水平風収束をもたらし、その結果、鉛直風を生じることがわかった。そして、暖水渦分布に伴う一連の大気応答により、混合水域上で雲量および降水量が増加することを見いだした。発表時には、温帯低気圧の経路や発達率への暖水渦の影響についても言及する予定である。

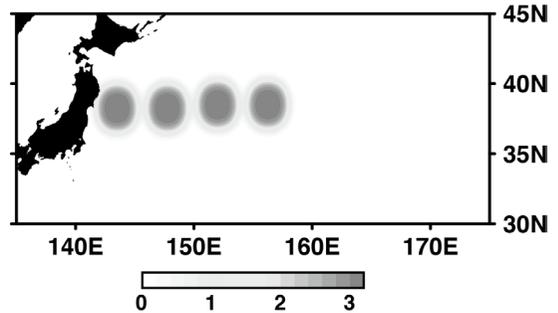


図 1. 渦感度実験で与えた暖水偏差 [ $^\circ\text{C}$ ].

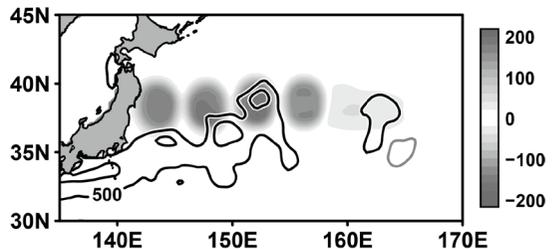


図 2. 12 月における海面からの乱流熱フラックス分布で、陰影は渦感度実験から標準実験を指し引いた結果を表す。太い実線は、標準実験結果を示す。

# ひまわり 8 号観測によるエアロゾル解析

日暮明子 (国立環境研究所)

橋本真喜子・竹中栄晶 (JAXA/EORC)

## 1. はじめに

気象静止衛星「ひまわり 8 号」(2015 年 7 月 7 日に正式運用開始)には、観測バンド数・水平解像度・観測頻度など観測機能を大幅に向上した可視赤外放射計(Advanced Himawari Imager: AHI)が搭載されている。衛星搭載センサの多波長・高分解能化は、MODIS など極軌道衛星で先行し、雲・エアロゾルのより詳細な光学特性の解析が進んでいるが、静止衛星に搭載されることで、観測頻度が 2.5 分毎あるいは 10 分毎と飛躍的に伸び、更に細かい現象把握に活用することが可能となった。これらの特性を有効に活用しうるエアロゾル解析手法の開発に取り組んでいる。

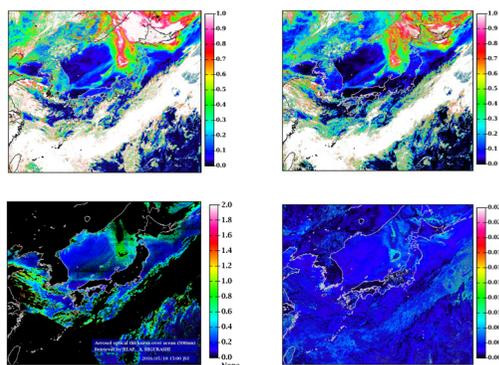
## 2. 解析方法

エアロゾル解析手法としては、多波長マルチピクセル (MWMP) 法 (Hashimoto, 2014) を基にしている。この手法では従来のようなルックアップテーブルを使用しないため、推定パラメータ数や推定範囲等への制約が少なく、拡張性も高い。また、この手法では都市域などの地表タイプが複雑に混合した領域でもエアロゾル特性の導出ができる特徴がある。しかし、これを広域で行うためには、膨大な放射計算の高速化が不可欠となる。そこで、ニューラルネットワークを用いた高速計算ルーチン (Takenaka et al., 2009) を取り込んだ。

## 3. 事例解析

解析には、0.47, 0.51, 0.64, 0.85, 1.6 $\mu$ m の 5 波長を用い、エアロゾルの光学的厚さ (fine, coarse), soot fraction, 1 次散乱アルベド(SSA), 地表面アルベドを推定する。

予備解析の一例として、2016 年 5 月 18 日 06UTC の結果を示す。この日は森林火災起源エアロゾルが大陸から北海道・東北地方に飛来した日であるが、小粒子が卓越している様子が捉えられた。



2016 年 5 月 18 日の解析結果

エアロゾルの光学的厚さ(total, fine) (左上、右上), REAP による光学的厚さ(total) (左下), soot fraction(右下)

## 参考文献

- Hashimoto : Development of remote sensing algorithm for atmospheric aerosol properties by multi-wavelength and multi-pixel method. Ph.D. Thesis, 2014
- Takenaka H., et al.: Estimation of Solar radiation using a Neural Network based on Radiative Transfer., J.Geophys.Res.116, D08215., doi:10.1029/2009JD013337.

# 天空放射輝度偏光測定から推定されるエアロゾルの光学特性

\*小野里早苗、深堀正志（気象大学校）

## 1. はじめに

大気中のエアロゾルは放射の散乱・吸収や雲の凝結核としての働きにより大気放射収支に大きく寄与しており、エアロゾルの全球的分布や光学特性の把握は気候変動予測にとって重要な課題である。

広域のエアロゾル観測には衛星からのリモートセンシングが有効である。POLDER等のセンサにより偏光情報を利用したエアロゾル光学特性の推定手法の開発が進んでいる。しかし地上での偏光観測は主に衛星データの検証用のため、地域や期間が限られていた（例えば、Masuda et al.,2000）。このため本研究では、長期間に渡り地上での偏光観測を行い、エアロゾル光学特性の推定に向けて偏光情報の有効性を検証し、解析手法を確立することを目的とする。

## 2. 観測・解析

本研究では携帯型分光放射計と偏光板からなる偏光観測装置を構築し、天空放射輝度及びその偏光観測を2015年3月から行った。図1に示す主平面上と等太陽高度面上で偏光板を0°から180°まで45°おきに手で回転させ、散乱光の輝度の最大値 $I_{max}$ と最小値 $I_{min}$ を求めた。これより次式を用いて直線偏光度LP (degree of Linear Polarization) を導出した。

$$LP = \frac{I_{max} - I_{min}}{I_{max} + I_{min}} \quad (1)$$

本解析はエアロゾル観測用の波長に気体吸収のある波長を加えた15波長(368, 412, 444, 500, 565, 600, 656, 675, 688, 732, 751, 762, 778, 823, 862 nm)について行った。なおLPは出力の相対値であることから、偏光観測には測器の厳密な校正を必要としないという利点がある。

さらにエアロゾル光学的厚さ観測のため、サンフォトメータによる波長別直達日射の観測も行った。直達日射観測からは4波長(368, 500, 675, 778 nm)のエアロゾル光学的厚さ(AOD; $\tau_M$ )を求め、オングストローム指数( $\alpha$ )とオングストローム混濁係数( $\beta$ )を計算した。波長( $\lambda$  (μm 単位))、 $\tau_M$ 、 $\alpha$ 及び $\beta$ の関係は $\tau_M(\lambda) = \beta\lambda^{-\alpha}$ で表される。

## 3. 結果・考察

図2に、晴天時に観測された波長500 nmにおける散乱角90°でのLPとAODの関係を示す。これにより、LPとAODには負の相関があり両者の関係は二次式で表現できることが分かった。また、主平面及び等太陽高度面の観測から得られたLPに差異は見出されなかった。この結果は、散乱角90°となる任意の方向のLPの観測のみからAODの推定が可能であることを示すものである。

図3に、 $\alpha$ の値で分類された、異なる2波長(444, 675 nm)におけるLPの分布を示す。広いLPの範囲で、 $\alpha = 1.3$ を境に $\alpha$ の大小によってLPの分布が明瞭に分かれている。AODについても同様の傾向が見られた。Masuda et al.(2000)で示されたように、理論計算と組み合わせて複数波長のLPからAODと $\alpha$ の同時推定が可能となる。

## 参考文献

Masuda et al., 2000, *Appl. Math. Comput.*, **116**, 103-114.

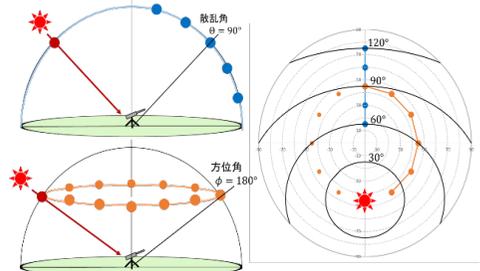


図1 主平面(左上)と等太陽高度面(左下)及びそれらの観測方向(右)。主平面では太陽からの離角60°から120°まで15°間隔、等太陽高度面では方位角30°から180°まで30°間隔で観測した。太陽高度角45°のときの等散乱角面を黒実線で示す(右図)。

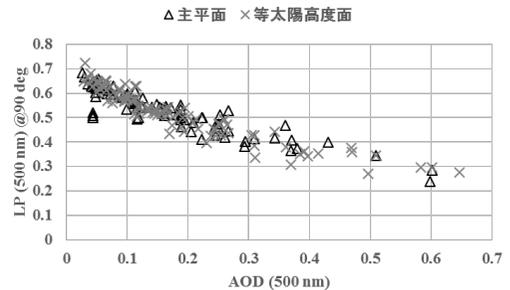


図2 500 nmにおける散乱角90°でのエアロゾル光学的厚さ(AOD)と直線偏光度(LP)の関係。△は主平面、×は等太陽高度面。

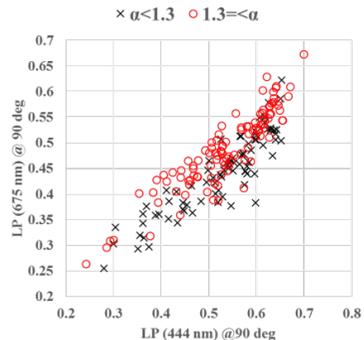


図3 散乱角90°における444 nmと675 nmのLPの関係。×は $\alpha < 1.3$ 、○は $\alpha \geq 1.3$ 。

## 東京スカイツリーで観測された新粒子生成

※佐藤丈徳<sup>1</sup>, 片岡良太<sup>1</sup>, 三浦和彦<sup>1</sup>, 岩本洋子<sup>2</sup>, 宇治靖<sup>3</sup>, 三隅良平<sup>3</sup>, 植竹淳<sup>4</sup>, 當房豊<sup>4</sup>

1.東京理科大学, 2.広島大学, 3.防災科研, 4.極地研

### 1. はじめに

エアロゾルの生成過程の一つに新粒子生成(NPF)があるが、これがどのような過程で起こっているかは詳しく理解されてはいない。また、都市観測の例が少ない。

### 2. 方法

2016/6/9~2016/6/30(期間1)と2016/10/26~2016/10/29(期間2)、2016/12/19~2017/1/10(現在測定中、期間3)の期間に東京スカイツリー(TST)458m地点にてSMPS(TSI社のモデル3034)を用いて粒径10~487[nm]の範囲で分級測定を行った。気象要素を測定する機材はTSTに設置していないため、東京理科大学1号館屋上(TSTから西南西に6.3km)で測定している気象データ及び西浅草のマンション(TSTから西北西に約2.0km)に設置されたライブカメラの画像データを用いてイベント時の気象状況を判断し、1時間以上モード径の成長を伴う粒子増加を新粒子生成(以下NPF)と定義した。NPFの挙動を研究するにあたり25nm以下の粒子濃度や濃度上昇時間によってイベントの分類をした。本研究では分類の一つであるバナナシェイプをもつbanana clear(BS)型について着目し、考察した。また、成長率はイベント期間中のモード径(MD)の中から成長が見えるものを選び、選ばれたMDを線形近似し、傾きを最小二乗法で導出した。また、NPFが起こりやすい大気状態を知るために新粒子生成に必要とされる前駆気体が既存粒子に凝縮され、どれくらい早く取り除かれるかを示す指標CSを求めた<sup>1),2)</sup>。

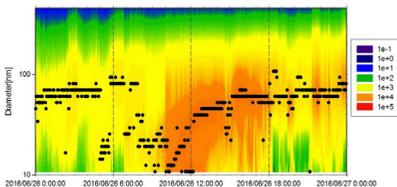


図1 BC型イベントの例(6/26)

色調は数濃度、黒いプロットはMDを示す

### 3. 結果・考察

全観測期間27日中にイベントがあったのは10日(37.0%)あり、その内BC型は7日、banana short(BS)型は2日、apple(A)型は1日であった。表1に各パラメータをまとめた。表1から日射が安定して供給されていた日に成長率が大きい傾向にあることがわかる。次に、最大日射量と成長率の関係(図2)を調べたところ、日射が安定して供給されていた日に成長率が大きい傾向にあった。6月10・11日のBS型がその例である。短い時間の内に急な成長が見られた。また6月12日のA型は十分な日射があったにもかかわらず、

粒子が成長しきらなかった。その原因の一つとして、CSが高かったことが考えられる。ここで、CSが低い13~14日午前・17・24・29日に着目してみた。13日は一日中降雨、17日は未明にわずかな降雨があったためCSが低く、24・29日にCSが小さい理由は不明である。また、24日曇りで日射が安定して供給されないにも関わらずイベントが生じたのはCSが小さいためでないかと考えた。また、成長率に関して今回測定したスカイツリーにおける成長率は3.9~19.8nm/hであり、富士山麓太郎坊における成長率は2.2~15.6nm/hとほぼ同じ値が測定された<sup>3)</sup>。

表1 イベントパラメータ

type	day	イベント時刻	成長率 [nm/h]	最大日射量 [MJ]
banana clear	6/14	7:15~12:03	11.2	1.97
banana clear	6/17	8:45~16:39	6.0	2.94
banana clear	6/18	8:00~15:27	6.4	3.05
banana clear	6/24	11:07~19:16	5.3	1.12
banana clear	6/26	10:04~15:10	8.9	2.49
banana clear	6/27	17:34~22:16	10.9	2.99
banana clear	10/29	9:54~14:06	6.2	0.68
banana short	6/10	10:00~13:48	9.1	2.44
banana short	6/11	10:27~13:12	19.8	2.92
apple	6/12	10:57~13:36	3.9	2.80
undefined	6/19	9:24~17:03	?	1.98
undefined	6/20	8:12~14:33	?	2.60

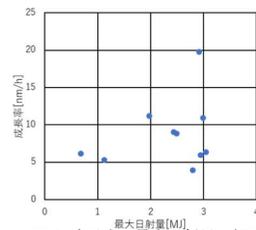


図2 成長率と最大日射量の相関

### 4. まとめ

観測期間27日中NPFイベントは10日あり、その内banana clear型は7日存在した。イベントが起こる条件として、日射が安定して供給されることとCSが小さいことがわかった。成長率に着目してみると、日射が安定して供給されている時の方が成長率は大きい傾向にあった。

### 謝辞

本研究の一部は東京理科大学共同研究助成金(代表 三浦和彦)の助成により行われた。

### 参考文献

- 1) Kulmala et al., On the formation growth and composition of nucleation mode particles, TELLUS, 53B, 479-490, 2011
- 2) 片岡良太 富士山頂におけるエアロゾルの粒径分布と小イオン濃度の測定、卒業論文、2014
- 3) 堀井憲一 富士山太郎坊における新粒子生成と成長について 卒業論文、2015

# 2017年1月上旬に発生した爆弾低気圧のメソスケール構造

\*平田英隆<sup>1</sup>, 川村隆一<sup>1</sup>, 坪木和久<sup>2</sup>, 吉岡真由美<sup>3, 2</sup>, 加藤雅也<sup>2</sup>, 篠田太郎<sup>2</sup>, 野中正見<sup>4</sup>

(1:九大院・理, 2:名大・宇地研, 3:NICT, 4:JAMSTEC)

## 1. はじめに

急発達する温帯低気圧(爆弾低気圧)の中心近傍ではしばしばメソスケール構造を持つ強い降水域や潜熱加熱域が現れる(e.g., Neiman et al. 1993; Hirata et al. 2016). このような降水・加熱域は、低気圧システム内部で発達するメソ対流システムによってもたらされていると考えられる. 対流システムはシビアストーム等の激しい大気現象の発生と関連する. また、潜熱加熱は低気圧発達を促進する働きがある(e.g., Kuwano-Yoshida and Asuma 2008). そのため、低気圧中心近傍のメソスケール構造の適切な理解は、低気圧と関連して発生するシビアストーム等の現象や低気圧発達過程の解明および予測精度向上へ貢献することが期待される.

本研究は2017年1月上旬に急発達した南岸低気圧に注目し、領域雲解像モデル CRESS (e.g., Tsuboki 2008) を用いて爆弾低気圧のメソスケール構造について調査した. 数値モデルの水平解像度がメソスケール構造の再現性に与える影響について評価するために、水平解像度を  $0.02^\circ$  および  $0.05^\circ$  に設定した実験 (Fine grid: FINE, Coarse grid: COAR ランと呼ぶ) を実施した. 加えて、黒潮/黒潮続流からの水蒸気・顕熱供給がメソスケール構造へ与える影響について明らかにするために、暖流域周辺からの潜熱・顕熱フラックスを除去する実験 (No sensible/latent heat fluxes: NSLH ランと呼ぶ) を水平解像度  $0.02^\circ$  の設定の下で行った.

## 2. 使用モデルの設定

計算領域は FINE, NSLH ランにおいて  $115^\circ\text{E}$ - $170^\circ\text{E}$ ,  $18^\circ\text{N}$ - $52^\circ\text{N}$ , COAR ランにおいて  $115^\circ\text{E}$ - $170^\circ\text{E}$ ,  $18^\circ\text{N}$ - $53.2^\circ\text{N}$  とした. すべての実験で鉛直層数は 57 層, モデルトップは 22,800 m である. 大気の初期値・境界値には気象庁 GSM データ, 海面水温データには海洋研究開発機構提供の JCOPE2 (Miyazawa et al. 2009) を使用した. 計算初期時刻は 2017 年 1 月 7 日 1200UTC, 計算期間は 2.5 日間とした.

## 3. FINE ランと COAR ランの比較

低気圧が関東地方の南岸を通過する際に、気象庁の気象レーダーが後屈前線周辺のメソスケールの特徴を持つ降水域を捉えていた(図 1a). FINE ランは、後屈前線付近で局所的に降水が強まる様子を再現している(図 1b). 一方、COAR ランにおいては、そのような降水域のメソ構造は不明瞭で、平滑化されたような線状分布になっている(図 1c).

低気圧の経路、強度にも FINE と COAR ランとの間で違いがある. FINE ランの低気圧中心の位置は気象庁 MSM データのものと比較的一致している(図 1a, b). それらと比べると、COAR ランの低気圧中心は南西偏している(図 1c). さらに、COAR ランに対して FINE ランでは低気圧中心気圧がより深まっている. このような 2 つの実験の低気圧の特徴の違いは、両実験間の低気圧中心近傍のメソスケール構造の再現性の差異に起因していることが示唆される.

## 4. FINE ランと NSLH ランの比較

FINE ランと NSLH ランを比較すると、NSLH ランでは後屈前線付近の降水が弱くかつ中心気圧の低下が抑制されている(図 1b, d). 暖流からの潜熱・顕熱供給が後屈前線近傍の潜熱加熱の強化を介して低気圧発達に寄与したと考えられる (Hirata et al. 2015, 2016).

千葉県の内陸から銚子沖に注目すると、FINE ランにおいてセル状の降水域が再現されていることが確認できる(図 1a, b). 一方、NSLH ランではそのような降水域はまったく見られない(図 1d). 暖流域からの水蒸気・顕熱供給が南岸低気圧に伴って関東地方で生じる局地的な降水や強風イベントの発生において重要な働きをしている可能性が高い.

## 謝辞

本研究は JSPS 科研費 14J04241, 16H01846 の助成を受けた. また、本研究の数値シミュレーションは海洋研究開発機構地球シミュレータ課題「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、地球シミュレータを利用して実施された.

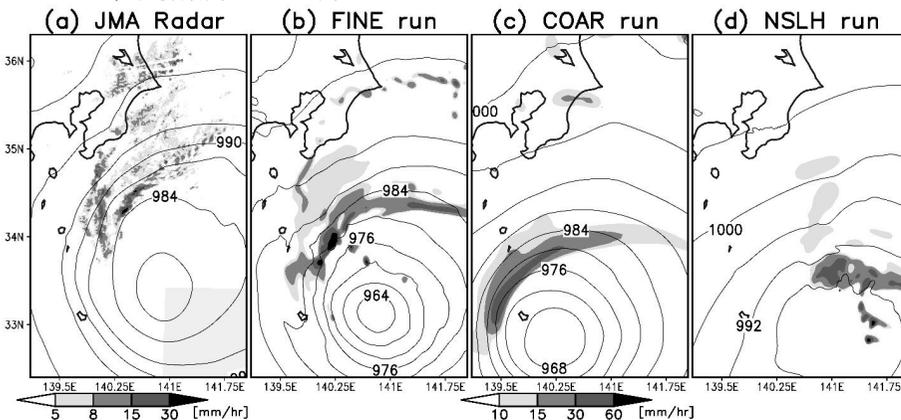


図 1. (a)2017 年 1 月 8 日 1700UTC における気象庁 1km メッシュ全国合成レーダーエコー強度 (mm/hr) と気象庁 MSM データの SLP (hPa) の水平分布. (b) FINE ラン, (c) COAR ラン, (d) NSLH ランにおける降水強度 (mm/hr) と SLP (hPa) の水平分布.

## 南米オゾン予測に向けたナudging気象場の検討

秋吉英治<sup>1</sup>、\*中村東奈<sup>1,2</sup>、杉田考史<sup>1</sup>、水野亮<sup>3</sup>(<sup>1</sup> 国立環境研究所、<sup>2</sup> 富士通 FIP、<sup>3</sup> 名古屋大学宇宙地球環境研究所)

## 1. 背景と目的

2009年11月にアルゼンチンのリオ・ガジェゴス(51.6S, 69.3W)において、約3週間にわたってオゾン全量が低い状態が続き、それに伴って紫外線の増加も確認された(de Laat et al., 2010; Wolfram et al., 2012)。国立環境研究所ではこのような紫外線リスクの高いイベントを事前に予測し、リスク情報として公開するため、化学輸送モデルの開発を行っている。

過去の南米のオゾン全量の再現として MIROC3.2 CTMにERA Interimの東西風、南北風、気温をナudgingした計算を行い、OMIの観測のオゾン全量とよく一致することを示した。

南米オゾン予測に向けて、予報値のナudgingを検討しているが、ERA Interimデータに対応する予報値は公開されておらず、数日~数週間の予測を行うためには他の気象機関から提供されている予報値を用いる必要がある。本報告ではその前段階として予報値が公開されている NCEP Reanalysis1 (予報値は NCEP GFS)と MERRA2(予報値は GEOS-5 FP)の各再解析データをナudgingした化学輸送モデル結果を示す。ERA Interimを用いた結果との比較を行い、再現されたオゾン全量の違いとその原因について考察を行う。

## 2. UVT ナudgingの MIROC3.2 CTM の結果

ERA Interim、NCEP、MERRAのそれぞれの再解析データの東西風、南北風、気温(UVT)をナudgingした MIROC3.2 CTM の計算結果を比較した。

NCEPのUVTナudgingは2009年7月~10月の南半球中高緯度でオゾン全量が高く、この時期のリオ・ガジェゴス上のオゾン全量は観測に比べかなり高かった。MERRAのUVTナudgingは南半球中高緯度のオゾン全量が低く、リオ・ガジェゴス上のオゾン全量は期間を通じて低かった。

循環場を確認したところ、NCEPおよびMERRAのUVTナudgingの下部成層圏の循環場が、ERA InterimのUVTナudgingとかなり異なっていた。

## 3. UV ナudgingの MIROC3.2 CTM の結果

ERA Interim、NCEP、MERRAのそれぞれの再解析データの東西風、南北風のみ(UV)をナudgingした MIROC3.2 CTM の計算結果を比較した(図1)。

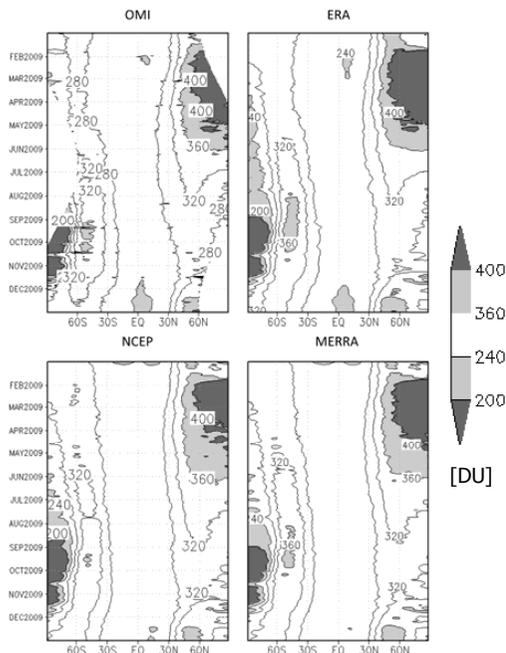
UVナudgingではNCEP、MERRAのオゾン全量、循環場ともにERA InterimのUVナudgingの結果と近い分布を示した。さらに、ERA InterimのUVナudgingのオゾン全量はERA InterimのUVTナudgingのオゾン全量の分布に近く、これらはOMIの観測とも近いことを確認した。

## 4. まとめ

3つの再解析データについて東西風、南北風、気温をナudgingした場合と東西風、南北風のみをナudgingした場合の計6パターンの結果を比較した。NCEPおよびMERRAのUVナudgingの結果が観測データのオゾン全量と比較的よく一致することから、南米のオゾン全量の数日予測は、NCEPまたはMERRAのUVナudgingで実施可能である。

図1 2009年のOMI観測データのオゾン全量(左上)とMIROC3.2 CTMによるUVナudgingのオゾン全量の帯状平均-緯度時間断面。ERA Interim(右上)、NCEP Reanalysis1(左下)、MERRA2(右下)。単位[DU]。

謝辞: 計算には国立環境研究所のスパコンを使用した。  
This research was supported by JST/JICA, SATREPS.



日本における気温の日別平滑平年値の変化について

水瀬 正雄（長岡市役所）

1 概要

近年、地球温暖化による気候変動が社会問題となっている。

温暖化の代表的な指標は気温である。

本稿は過去 125 年間の気象庁の観測データを基に気温の日別平滑平年値を算出し、その変化について考察したものである。

対象とした観測地点は、1891 年から 2015 年までの気温データの揃っている 網走、札幌、山形、東京、岐阜、和歌山、福岡、高知の 8 地点である。

2 データの算出方法

(1) 気温日別平滑平年値の定義

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、日別平均気温の西暦 1 位が 1 の年より 30 年間の平均値について 9 日間の移動平均を 3 回繰り返して平滑化した値である。

(2) 気温日別平滑平年値の拡張

気温の日別平滑平年値は定義に基づき 10 年毎に見直しが行われる。

本稿では 5 年毎の変化を考察するために、西暦 1 位が 6 の年からの 30 年間の平均値により算出した値を追加した。

あわせて比較対象とするため、1891 年から 2015 年の 125 年間の累年平年値を求めた。

3 解析方法

(1) 平年値の年平均

日別平滑平年値を単純平均して求めた年平均値について、累年平年値との差の変化を調べる。

(2) 日別値

日別平滑平年値について、日毎の標準偏差を算出し、変化の傾向について調べる。

4 解析結果

(1) 年平均値の変化について

日別平滑年値から求めた年平均気温は、各観測地点において上昇している。

網走、山形、東京、福岡の 4 地点における解析結果を表 1 に示す。

変動の傾向は観測地点によって異なり、統計期間 1986 年-2015 年(㉔)と 1891-1920 年(㉑)の差は最大で東京の 2.59K、最小で網走の 1.16K である。

表 1 年平均気温の累年値との差(単位:K)

統計期間	網走	山形	東京	福岡
①1891-1920	-0.43	-0.45	-1.17	-0.93
②1896-1925	-0.50	-0.43	-1.20	-0.92
③1901-1930	-0.38	-0.42	-1.12	-0.93
④1906-1935	-0.39	-0.46	-1.02	-0.92
⑤1911-1940	-0.20	-0.38	-0.82	-0.83
⑥1916-1945	-0.17	-0.41	-0.78	-0.79
⑦1921-1950	-0.15	-0.40	-0.65	-0.68
⑧1926-1955	-0.17	-0.37	-0.51	-0.53
⑨1931-1960	-0.14	-0.27	-0.35	-0.36
⑩1936-1965	-0.06	-0.14	-0.19	-0.21
⑪1941-1970	-0.10	-0.09	-0.03	-0.06
⑫1946-1975	-0.01	0.04	0.14	0.10
⑬1951-1980	-0.08	0.06	0.32	0.22
⑭1956-1985	-0.05	0.03	0.43	0.32
⑮1961-1990	0.02	0.10	0.57	0.44
⑯1966-1995	0.11	0.18	0.73	0.57
⑰1971-2000	0.21	0.35	0.91	0.76
⑱1976-2005	0.32	0.47	1.10	0.95
⑲1981-2010	0.52	0.62	1.24	1.15
㉔1986-2015	0.73	0.81	1.42	1.30
㉔-①	1.16	1.26	2.59	2.23

(2) 日別平滑平年値の変化について

日別平滑平年値は、各観測地点において上昇しており、変動の傾向が異なる。

網走と東京における日別平滑平年値の標準偏差の年変化を図 1 に示す。

東京の「標準偏差の標準偏差」は 0.2253 で、夏に比べて冬の変動が大きい傾向が見られる。

網走の「標準偏差の標準偏差」は 0.1218 で、季節による傾向は認められず変動も少ない。

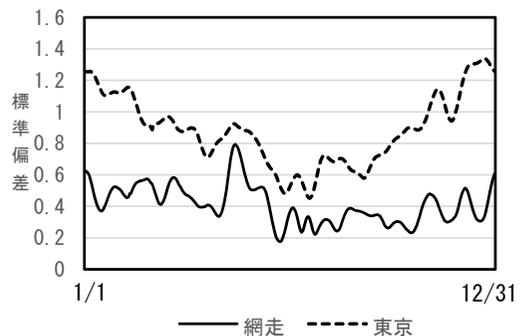


図 1 日別平滑平年値の標準偏差の年変化

# 領域モデルを用いた地上気圧潮汐の支配プロセスの研究

○坂崎貴俊<sup>1, 2</sup>, Kevin Hamilton<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ハワイ大, <sup>2</sup>JSPS 海外特別研究員

## 1. はじめに

大気潮汐は太陽放射加熱の日周期によって励起される全球規模の大気日変化である。特に熱帯においては、地上気圧が明瞭な半日周期変動を示すことが良く知られる。一日周期に比して半日周期が卓越することは長年の謎であったが、1960年代後半にいわゆる『古典潮汐論』が確立し、鉛直伝播特性の違いからこの違いが説明されるようになった(Chapman and Lindzen, 1970)。以後この理論を用いて、個別の大気加熱成分 (e. c., 放射加熱、潜熱過熱) や物理過程 (e. g., ニュートン冷却) の影響が見積もられてきた。

しかし、より現実的な力学・物理過程を考慮するには、三次元大気モデルを用いることが不可欠である。従来から GCM を用いた潮汐研究もなされてきたが(Hunt and Manabe, 1968; Covey et al., 2012; Sakazaki et al., 2015)、その多くは再現された潮汐の解析が目的であり、個別の支配プロセスを調べたものは少ない。

本研究では最新の領域大気モデルを用いて、以下の個々のプロセスが地上気圧潮汐に与える影響を明らかにする：(1) 大気の放射加熱、(2) 潜熱加熱、(3) 地上摩擦。また、モデル特有の問題として(4) 領域モデルの側面境界の影響、も併せて調べる。本稿では紙面の都合から、(2) (4)の結果のみ示す。

## 2. 数値モデル実験

ハワイ大 IPRC で開発された領域気候モデル(Wang et al., 2003)を使用する。鉛直座標は $\sigma$ レベルである。モデルの水平領域は(0°-360°E, 75°S-75°N)、鉛直領域は 1000 hPa-0.2 hPa。水平解像度は 1°、鉛直レベルは 41 層とした。初期値および側面境界値には ERA-Interim 再解析データ (6 hourly, 1000 hPa-0.1 hPa の 41 レベル) を用いた。

## 3. 実験設定と結果

### 3.1 潜熱加熱の役割

標準実験に加え、積分の途中で潜熱加熱を OFF にする感度実験を行った。図 1 は、地上気圧の半日潮汐 (太陽同期成分) の振幅と位相の日々変化を示す。潜熱加熱を OFF にすると、以後の期間で潮汐の振幅は 0.1 hPa 弱まり、位相は 15-20 min 早まるのが分かる。これは古典潮汐論による見積もり(Lindzen, 1978)と整合的だが、現実的な大気モ

デルを用いて潜熱の役割を示したのは初である。

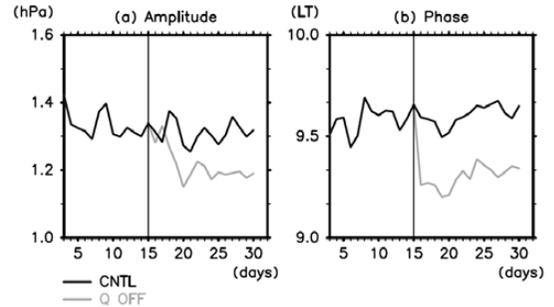


図 1 : 積分期間における地上気圧半日潮汐の (a) 振幅と (b) 位相の時系列。黒線は標準実験、灰色線は積分 15 日目 (細線) に潜熱加熱を OFF にした実験。

### 3.2 側面境界の影響

モデルの水平領域を以下のように様々に変化させて実験を行った (期間: 1999/12/01-2000/02/29) : (i) [0°-360°E, 75°S-75°N] (標準実験), (ii) [0°-360°E, 60°S-60°N], (iii) [0°-360°E, 45°S-45°N], (iv) [0°-360°E, 30°S-30°N], (v) [75°E-165°E, 20°S-20°N]。図 2 は海洋大陸上で平均した地上気圧 (太陽同期成分) の日変化を示す。(i)では現実的な変動を再現するが、領域の緯度巾が狭まるにつれ、半日周期成分の振幅が小さくなるのが分かった。緯度巾が狭いと、潮汐波の南北伝播が再現できないことが原因として考えられる。なお、熱帯降水の半日周期成分は半日潮汐の影響を受けている(Sakazaki et al., 2017, GRL; 坂崎ほか、本大会)。事実、緯度巾の縮小に伴い、再現された降水の半日周期成分も弱化した。以上の結果は、詳細な日変化の再現にはグローバルなモデルが不可欠であることを示唆する。

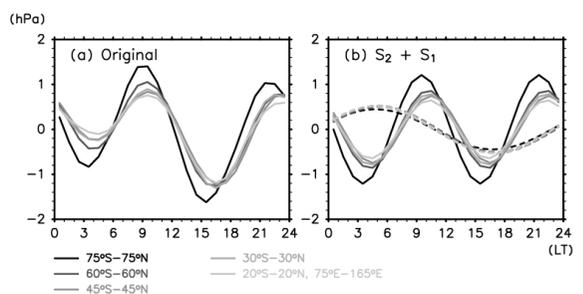


図 2 : 地上気圧 (90°-150°E, 10°S-10°N 平均) の (a) 日周期成分の時系列と (b) 半日 (実線) ・ 一日 (破線) 周期成分。濃い (薄い) 線は広い (狭い) 緯度巾の領域での結果を示す。

# 北半球における極夜ジェット振動の海面水温偏差に対する応答

\*野口 峻佑・水田 亮・黒田 友二 (気象研)・向川 均 (京大防災研)

## 1. はじめに

季節スケールでの、北半球対流圏中高緯度における予報スキルの源として、成層圏を介した熱帯域の海面水温 (SST) 変動の影響過程が、近年活発に研究されている (e.g. Ineson and Scaife 2009; Domeisen *et al.* 2015). その際、季節予報において着目する物理量は月平均や季節平均であることから、多くの研究において、成層圏の応答はカレンダー月に固定した観点から評価される。

しかし、季節依存性の強い南半球と比べて、季節内での内部変動の励起が重要となる北半球の成層圏循環 (Kuroda and Kodera 2001) では、内部変動に即した観点からの方が、外部強制の影響評価をより正確に行うことができる。また、熱帯域以外の SST 変動の成層圏への影響過程も、近年関心を集めるようになってきている (e.g. Hurwitz *et al.* 2012; Woo *et al.* 2015; Kren *et al.* 2016).

そこで本研究では、冬季成層圏の卓越変動である極夜ジェット振動 (PJO) の観点から、各種 SST 偏差に対する応答の評価を試みた。

## 2. 手法とデータ

本研究では、Kuroda and Kodera (2004) にならい、北極域 (北緯 70 度以北での領域平均) 温度の気候値からの偏差に対して、EOF 解析を行い、得られた上位 2 主成分 (PC1, PC2) で張られる位相空間 (以降、PJO 位相空間と呼ぶ) を導入する。EOF1 および EOF2 は上部および下部成層圏にピークを持つ構造のため、温度偏差の下方伝播は、この PJO 位相空間上での状態点の反時計周りの運動として表現される。おおまかには、PC2 が正および負に大の領域が、それぞれ成層圏突然昇温 (SSW: i.e. 極渦弱体化) および極渦強化 (VI) の最盛期に相当する。本研究では、SST 偏差に対する成層圏の応答を、PJO 位相空間上での確率密度関数 (PDF) の変化として記述する。

用いたデータは、「地球温暖化施策決定に資する気候再現・予測実験データベース (d4PDF)」の過去実験データである。本稿では、100 メンバーの SST 規定型シミュレーション結果の、1981-1982 年から 2010-2011 年までの 30 冬半期 (NDJFMA) 分を解析に用いた。

## 3. 結果

まず、太平洋熱帯域の SST 偏差に対する応答として、El Niño 冬季および La Niña 冬季における PDF が、中立的な冬季と比べ、どのように変化するかをみた (図 a, b)。ここで、El Niño / La Niña の PDF は NINO3.4 index に基づき抽出した 10 / 11 冬半期 (cf. Butler *et al.* 2014) からなる。その結果、El Niño 冬季には、PDF が PC2 正の方向へ明瞭にシフトする様子を見ることができ、これは、SSW の頻度増加および VI の頻度低下という、El Niño 時のよく知られた応答傾向を意味する。それに対し、La Niña 冬季には、PDF の、主に PC2 が負の領域のサブセットにおいて PC2 負の方向へのシフトが見られるが、PC1 が正の領域のサブセットではその変化が明瞭でない。これは、La Niña 時には、VI の頻度は増加するが、SSW の頻度低下が顕著になるわけではないことを

意味する。このように、熱帯域の SST 偏差に対して、成層圏循環は、若干非対称な応答をすることがわかる。

ついで、太平洋中緯度域の SST 偏差に対する応答として、太平洋十年規模振動 (PDO) の正のパターンおよび負のパターンが卓越した冬季とで、PDF がどのように変化するかをみた (図 c, d)。ここでは、PDO index (北太平洋域の SST 変動の PC1) に基づき、正 / 負それぞれ 12 / 7 冬半期を抽出した。その結果、先ほどの El Niño 時ほどの強い応答はみられないが、PDO の正 / 負で、それぞれ PDF が PC2 が正 / 負の方向へと、対称的にシフトしている様子を見ることができ、つまり、PDO の場合には、(そのアリューシャン低気圧との対応を反映し、) その符号と極渦の強弱との線形な対応関係が期待できる。

## 4. おわりに

El Niño / La Niña の場合には、その季節性を反映して、真冬から晩冬にかけて成層圏の応答とその対流圏への下方影響がみられるのに対して、PDO の場合には初冬からその応答がみられる。本稿は、内部変動の観点から、両者に対する応答の大きさ・特徴を対比的に提示した。

なお、PJO 位相空間上で PDF が外部強制に応じてどのように変化するかを整理することは、成層圏-対流圏結合の観点から、季節予報における先見情報を提供することに繋がる。これまでに、気象庁 1 か月予報を用いた週から月スケールでの予報成績評価 (野口・向川, 2015 年度春季大会 C104) が行われているが、それと本研究とを組み合わせることで、初期値問題から外部強制問題へのシームレスな予測特性の推察が可能となる。

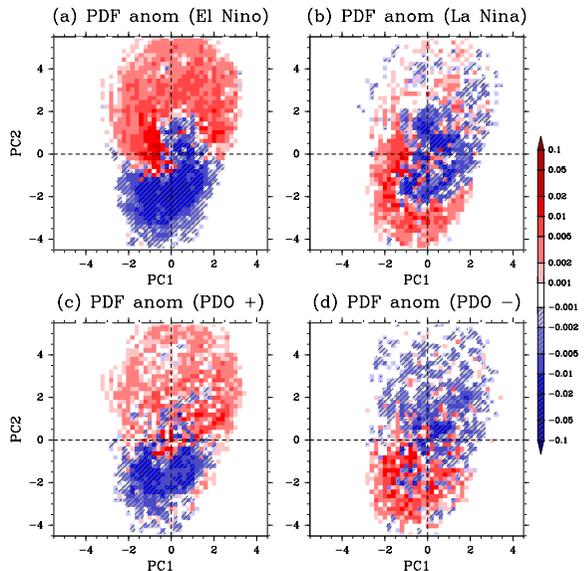


図: PJO 位相空間における (a) El Niño 冬季および (b) La Niña 冬季における PDF の中立な冬季からの偏差。同じく、(c) PDO が正の冬季および (d) 負の冬季における、中立な冬季からの偏差。格子サイズは全て 0.2×0.2。

大会第4日  
午前





## 長期データからみる梅雨と盛夏期における東西日本の降水の特徴に関する気候学（長崎と東京を例にする比較解析）

\*松本健吾（岡山大学大学院自然科学研究科），加藤内蔵進（岡山大学大学院教育学研究科），大谷和男（岡山大学大学院自然科学研究科 現 TSC テレビせとうち）

### 1. はじめに

梅雨最盛期の東日本では、50 mm/日を超えるような「大雨日」の出現頻度は西日本ほど高くないが、梅雨降水の将来予測などの際には、東日本のように大雨の少ない地域についても知見を整理する必要がある。そこで、東京を例とする東日本の大雨日について、解析を行ってきた（2016年秋の全国大会、他で報告）。東日本側でも、西日本側に比べると大雨日の頻度は少ないものの、東日本の大雨日には、10 mm/hを下回るような「普通の雨」による総降水量への寄与が大きいタイプが半数程度を占めていた。

本報では、梅雨期から盛夏期を中心とする降水について、降水特性の多様性や、西日本と東日本との違いの詳細についても注目して、1950年以前も含めた長期解析（日本の気象官署の日降水量や天気図などに基づき）にも着手した。長期的な気候変化・気候変動だけでなく、種々の現象を把握して気候学的平均像を長期的なパラメータレンジで把握することも狙う。その際に、限られた過去の地上データや天気図等から、どの程度、日々の現象の傾向を記述する気候学に迫れるかの検討も行う。

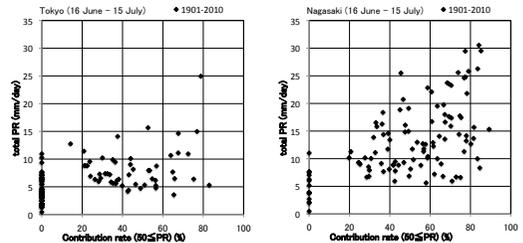
なお、気象庁が日原簿をスキャンしたPDFファイルも一部気象官署に関しては古い時期のものも気象業務支援センターを通して入手出来たので、そこに記載されたデータについても活用法を検討したい。

### 2. 日降水量データに基づく梅雨最盛期と盛夏期の降水量や降水特性の長期解析（長崎と東京都の比較を例に）

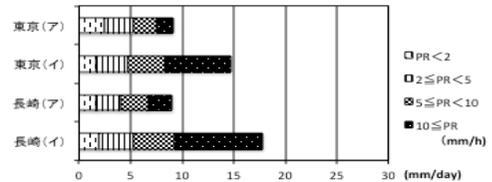
本研究ではまず、西日本（特に九州）の例として長崎、東日本の例として東京における長期間の日降水量データを中心に、比較解析した。1901年～2010年における梅雨最盛期（6月15日～7月15日）、盛夏期（8月1日～31日）について、総降水量やそれに対する大雨日の降水の寄与などの解析を行った。

従来知られているように、梅雨最盛期には長崎の方が東京よりも大雨日の寄与が大きく総降水量も大きかったが、110年間でみた年々の総降水量の変動も、長崎では大雨日の寄与の変動を大きく反映していた。しかし、東京では、基本的には大雨日で積算した降水量と総降水量の増減の対応も一応みられたが、大雨日の寄与は殆ど無いのに、総降水量は110年間の平均値を上回るような年もしばしば出現する等、降水特性の変動も大きいようであった。また、総降水量に対する大雨日の降水量の寄与率も、長崎では11年移動平均ではあまり年々の違いはなかったが、東京では数10年周期で比較的大きな変動がみられる等、降水特性の平均ばかりでなく年々の変動

にも東西の違いがみられた（図は略）。



第1図 1901～2010年の各年における梅雨最盛期の地点別日平均総降水量（縦軸）と大雨日降水量の寄与率（横軸）の散布図。（左）東京。（右）長崎。総降水量は、mm/日の単位に換算して示した。



第2図 1901年～2010年における梅雨最盛期の各パターン毎で平均した大雨日の日降水量に対する1時間雨量の階級別寄与（mm/日）。凡例参照（mm/h）。

第1図をみると、長崎では（ア）大雨日降水量の寄与率が小さい（25%以下）が総降水量はそこそこ大きい（7 mm/日以上）年は少なかったが、東京では少なくなかった。つまり東京では、大雨日の寄与が小さい年でも、総降水量はそれなりに大きくなる年も少なくないことになる。また、東京でも（イ）大雨日の寄与率が大きく（50%以上）総降水量も大きい（10 mm/日以上）の年はある程度みられるが、長崎の方が、このような年の頻度はかなり高かった。これらの特徴を持つ年の総降水量に対する1時間降水量の寄与をみると、（ア）の年では10 mm/h以上の寄与が両地点とも小さく、（イ）の年ではその強力の寄与が両地点でも大きかった（第2図）。つまり、関東と九州双方でそういった降水特性を持つ年は少なからず現れるが、そのような年の出現頻度が日本列島の東西で大きく違うことになる。110年間という長期間をみたことにより、こういった気候学的特徴と異なるパターンの年がある程度の年数現れていたことや、少なからず降水特性の傾向がみられたことは興味深い。発表では、1950年以前の特徴的な状況における1時間降水量や天気図等による事例の吟味を行う予定であるが、1時間降水量だけでは10 mm/h未満の降水がどのような降水システムで東京と長崎の降水特性を特徴づけているかは判断できず、検討課題である。

# 北陸地方における冬の雷日数の増加傾向について

吉村香・犬飼俊・菊入雅史（新潟地方気象台）

## 1. はじめに

北陸地方における冬季の雷日数に長期的な増加傾向があることは以前から知られているが、その要因についてはまだ明らかではない。今調査ではまず全国の気象官署における雷日数の長期変化傾向を算出し、雷日数の増加傾向の地理的分布について考察した。そして、北陸地方の冬の発雷に寄与するとされる上空の寒気や日本海の海面水温との関係性を調べ、要因を考察した。

## 2. 全国気象官署の雷日数の長期変化傾向

58の気象官署について、1931～2015年（冬は1932～2016寒候年）までの観測データを用いて、年及び春（3～5月）、夏（6～8月）、秋（9～11月）、冬（12～2月）の季節毎に雷日数の長期変化傾向を算出したところ、年としては全体の6割程度の気象官署で有意な増加傾向があった（第1表）。しかし、全般に各季節で均一に増加傾向がみられるわけではなく、また夏の長期変化傾向については増加傾向がみられる官署もあれば、北関東の官署のように減少傾向がみられるなど地域差があり、顕著な増加傾向は九州など西日本の官署に偏る。冬の雷日数の増加傾向は北陸地方だけでなく秋田や山陰地方でも顕著なため、日本海が影響している可能性がある。

## 3. 上空寒気や日本海の海面水温との関係

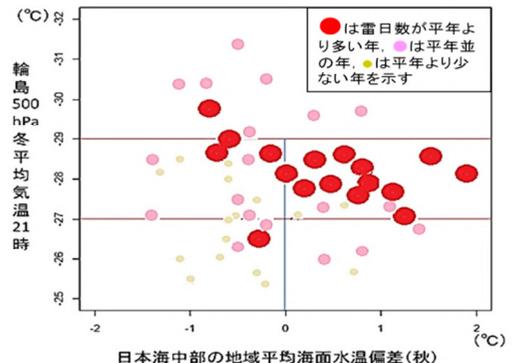
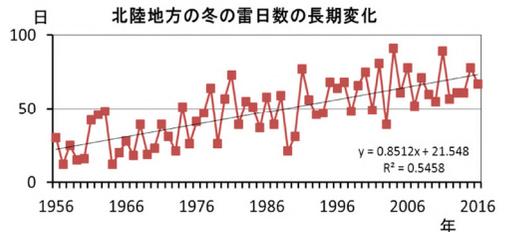
北陸地方の冬季雷は、大陸からの乾いた冷たい空気が相対的に暖かい日本海上で多量の熱や水蒸気の補給を受けて変質し、大気の状態が不安定となって発生することが知られている。上空寒気として輪島の500hPa冬平均気温(21時)を用い、日本海の海面水温としては冬の寒気の影響を受ける前の日本海中部の秋（10～12月）の海面水温偏差データを用いて、北陸地方の雷日数（北陸官署での冬のべ日数）との関係を調べたところ、海面水温偏差の高低により同程度の上空寒気でも雷日数に増減傾向がみられた（第1図）。輪島の500hPa冬平均気温に長期

変化傾向はなく、海面水温偏差には50年あたり約+0.8℃の有意な上昇傾向がみられることから、冬の雷日数の増加傾向には、日本海の海面水温の上昇傾向が関わっている可能性がある。

第1表 全国気象官署における雷日数の長期変化傾向（年・季節毎、顕著な傾向のある官署）

気象官署	資料数	年	春	夏	秋	冬
北海道	稚内	78	0.08	-	0.05	0.01
東北	青森	85	0.10	0.02	0.02	0.03
	秋田	85	0.25	0.05	-	0.06
	新潟	85	0.28	0.02	-	0.06
北陸	富山	77	0.30	0.05	0.05	0.06
	金沢	85	0.43	0.05	-	0.09
	福井	85	0.34	0.03	-	0.07
	水戸	85	-	0.02	-0.06	-
関東	前橋	85	-	-	-0.06	-
	熊谷	85	-	0.03	-0.05	-
	奈良	62	0.18	0.05	-	0.05
近畿	鳥取	73	0.26	0.06	-	0.04
	松江	75	0.23	0.04	0.04	0.04
	広島	85	0.09	0.02	0.05	0.02
中国	徳島	85	0.11	0.02	0.05	0.04
	下関	85	0.13	0.03	0.05	0.02
	福岡	85	0.17	0.03	0.06	0.04
九州北部	佐賀	85	0.11	-	0.06	0.03
	大分	85	0.17	0.02	0.12	0.03
	長崎	85	0.16	0.03	0.07	0.04
	熊本	85	0.17	0.03	0.09	0.04
九州南部	宮崎	85	0.12	-	0.07	0.03
	鹿児島	85	0.20	0.04	0.09	0.05
	沖縄	77	-	-	0.06	0.03

表中数値は年または季節毎の傾きで、「-」は長期変化傾向が有意（5%）ではないことを示す。■は顕著な傾き。



第1図 北陸地方の雷日数の長期変化傾向（上図）及び雷日数と輪島500hPa冬平均気温と日本海中部の秋の海面水温偏差との関係（下図）

## 中部山岳域で観測された2015/16年冬季の顕著な少雪の再現実験と要因分析

\*川瀬宏明 (気象研究所), 飯田肇 (立山カルデラ砂防博物館), 青木一真 (富山大学)  
佐々木孝孝, 村田昭彦, 野坂真也, 前田修平 (気象研究所), 山崎哲 (海洋研究開発機構)

### 1. はじめに

冬季, 日本の中部山岳域では多量の雪が降り, 10mを超える積雪となるところもある. 山岳域に積もった雪は, 春から初夏にかけて融けて河川に流れ込み, 下流域の農業用水等として役立っている. 北アルプスに位置する立山室堂平(標高2,450m)では, 立山カルデラ砂防博物館等の研究グループが3月半ばに, 富山大学を中心とした立山積雪研究会が4月半ばに積雪断面調査を実施している(青木・渡辺, 2009). これらの調査によると, 室堂平では毎年6mから多い時には9mの雪が積もることが分かっている. しかし, 2016年の4月半ばの調査では積雪が4mしかなく, 近年稀に見る少雪であった. 北陸地方の平野部でも少雪ではあったが, 室堂平ほど極端な少雪ではなかった.

北アルプスなどの標高の高い山岳域では, 冬季を通じた積雪観測が難しく, 積雪の季節変化やその年々変動がいまだによくわかっていない. そこで本研究では, 地域気候モデルを用いて中部山岳域の積雪を再現し, 過去15冬季の積雪の季節変化と2015/16冬季を比較することで, 山岳で極端な少雪となった要因を調査する. また, 背景となる大気場の挙動についても考察する.

### 2. モデルの設定と観測の概要

地域気候モデルとして, 気象庁気象研究所で開発された地域気候モデル(NHRCM) (Sasaki et al. 2008)を用いる. NHRCMには積雪を計算する陸面モデル(MJ-SiB)が実装されている. 研究対象は2000/01年冬季から2015/16年冬季とする. 初期値境界値には気象庁55年長期再解析(JRA-55)を用いた. JRA-55から20km, 5km, 2km格子間隔で3段ネスティングを行い, 第3ドメイン(2km格子間隔)の結果を解析に用いた. 積分は各年9月1日(2km格子では9月15日)から行い, 10月から翌年7月15日までを解析対象とした.

一方, 2013/14年冬季から富山県道路公社の協力を得て, 冬季封鎖される立山黒部アルペンルート沿いの3地点でタイムラプスカメラを用いた積雪の連続観測を実施している. 本研究ではこのデータも用いる.

### 3. 結果と考察

2014/15年冬季において, 2km格子間隔のNHRCMで再現された積雪深とカメラで観測された積雪深を比較すると, NHRCMは積雪の季節変化をよく再現していることが分かった. 一方, 5kmの格子間隔では標高1,500m~2,000mあたりで過大評価していた.

NHRCMで再現された室堂平の積雪深を見ると(図1), 2015/16年の積雪は2月末までは例年より少ないもの

の, 過去15年の年々変動内におさまっていた. しかし, 3月以降急速に積雪が減少し, 過去15年よりも大幅に少なくなった. この傾向は6月まで続き, 消雪時期は15年平均よりも1ヶ月近く早くなった.

2015年から2016年にかけてはエルニーニョ現象が最盛期を迎えた. エルニーニョ現象が発生すると日本は暖冬になりやすいことが分かっているが, 2015/16年も日本の冬季(12月~2月)平均気温が統計開始以降4番目に高い値となり, 日本海側の積雪も少なかった. 気温の高い状態はその後も続き, 春(3月~5月)の日本の平均気温は観測史上2位の値となった. また春は北日本や東日本で降水量が少なく, 東日本の日本海側の降水量は平年の60%~80%であった. 中部山岳の標高の高い地域では, 多少気温が高くとも3月以降の降水はほとんどが降雪であり, 積雪を増やす方向に働く. ただ, 2016年春は降水をもたらすイベントがかなり少なかったため, 降雪による涵養がなく, 圧密や融解, 昇華によって積雪深が減少したと考えられる.

降水量が少なかった要因としては, エルニーニョ現象による熱帯からの応答で冬季モンスーンが弱まったことと, 3月は極東地域で傾圧性が弱まり, 擾乱が発生・発達しにくい場となり, 日本の周辺をほとんど低気圧が通らなかつたことが考えられる.

### 謝辞

本研究は科研費補助金(若手B26750111)の助成を受けて実施しました.

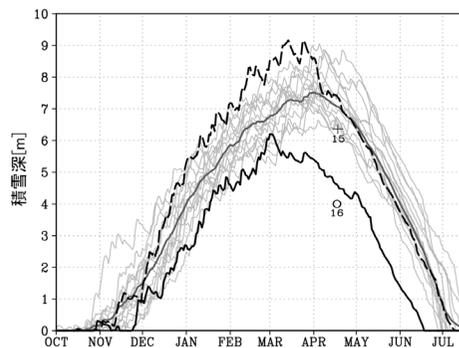


図1. モデルで再現された立山室堂平の積雪深の変化. 灰細線が各年, 灰太線が15年平均, 黒実線が2015/16, 黒破線が2014/15年冬季の積雪深を示す. +と○は立山積雪研究会による2015年と2016年の観測値.

### 引用文献

青木一真, 渡辺幸, 2009, エアロゾル研究, 24, 40-44.  
Sasaki et al., 2008, SOLA, 4, 25-28.

## 地球温暖化が影響する日本の冷夏と暑夏について (その9)

## —日本列島で増大する強い積雲対流活動について—

谷貝 勇 \*

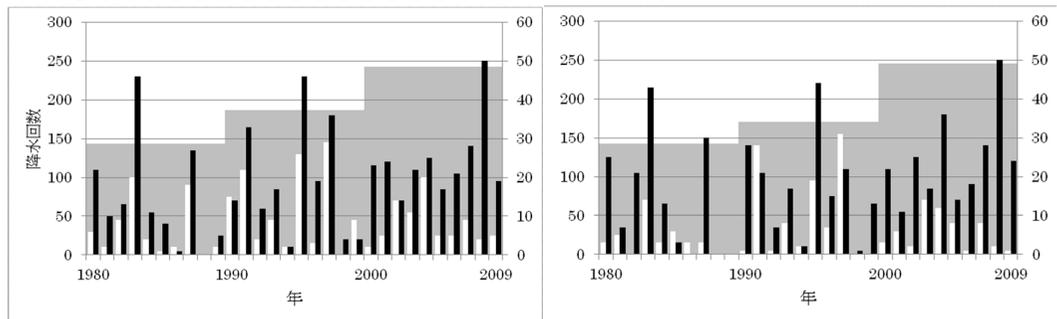
## 1 はじめに

2016年夏期は、集中豪雨や台風の異常な経路のような、偏西風の蛇行に起因する災害をもたらす異常気象が多発した。問題は、このような、近年増加してきた現象が地球温暖化の影響を受けているかどうかだが、日本列島は自然変動の大きな地域であるため、観測データや気候モデルの予測データを単純に平均して比較しただけでは、温暖化の影響を検出することができない。このため、考えている温暖化のメカニズムと無関係なデータを除く、filtering あるいは sampling が必要になる。手がかりは、温暖化と関連して顕在化してきた「北冷西暑」と言う現象である(谷貝, 2011)。また、地表気温の上昇は、Clausius-Clapeyron の式を通して温暖化と関連することが知られているが(Trenberth et al., 2005)、実際に、夏期日本列島で定量的に検出できるレベルかどうかは、重要な課題である。

## 2 解析と結果について

気象庁の daily の気象官署の地表気温データから北冷西暑指数を計算し、8月の上位3日を取り出し、この時に JRA25 (1980-2009年) のデータから、何が起こったかを調べた。500hPa の気温を見ると、上位日数の取り方で値は変化するが、東経 157.5° の経度線上で 45° N に大きな負偏差が現れ、その北 65-75° N に正偏差が現れた。このパターンは、偏西風が分流する時に起こる特徴なので、逆に、6時間毎の JRA25 データによるこのパターンを用いて、偏西風の分流を判定した。南下した上層寒気の影響を調べるために、その前面で、日本列島と同じ緯度帯(北緯 32.5° から 45°)、似た幅の(東経 157.5° から 162.5°) 長方形領域を調べた。この領域のメリットは、日本列島の「北冷西暑」をもたらした上層寒気の南下した日時を

特定できることであり、同じ寒気は数日前に日本列島で成層不安定による現象をもたらしていると考えられる。第1図(a)は、長方形領域で6時間間隔の積雲対流による降水を平均した結果、0.5mm/day (12mm/hour) 以上の強い対流性降水とそれより弱い降水の8月に起こった回数をプロットしたものである。強い対流の10年間ごとの積算を陰影で表している。JRA25の高度場や温度場を調べると、高緯度地域(東シベリア)で顕著な温暖化が進行し、それにより、偏西風の分流回数が増え、南下する上層寒気が増加している。ただし、寒気は温暖化で昇温していくために、成層不安定が一時的に進むことはなく、降水量が単純に増加することも見られない。しかし、強い対流の起こる回数は、図のように、年々変動はあるが、10年間ごとに積算すると増大が見える。第1図(b)は、同じ解析を日本列島で、ただし分流の3日前に、集計したものである。長方形領域に上層寒気が到達した2-4日前に、日本列島では寒気が来ていたが、3日前が最も対応が良かった。これによると、(a)、(b)図は、年々変動を含めて、良く対応していて、強い対流の回数の相関係数は0.88に達した。温暖化により、日本列島では、弱い対流については系統的な変化見られないが、強い対流の起こる6時間間隔での回数が増加した。太平洋上の長方形領域と日本列島と比較することで、海陸、地形の影響を調べることが可能になる。日本列島全体では、降水量が単調に増大することは起こらないが、8月の東北地方では、強い対流の起こる回数が増大するだけでなく、積雲対流による降水量、結果として降水量全体が、年々変動は大きい、10年間ごとに積算すると、増加した。このことは、気象庁の梅雨明けデータを解析して東北地方でのみ梅雨明けが遅れていた結果(谷貝, 2015)と、対応している。



第1図 偏西風の分流時太平洋長方形領域(左)と分流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(0.5mm/day以上、黒線)と弱い対流(白線)、および、強い対流を10年間積算した(灰色)降水回数。JRA25による期間は8月(1980-2009)。

\*元気象庁気象大学校

Email: iyagai@gmail.com

# 高層気温推移にみる気候変動

内山 常雄（日本気象予報士会）

## 1. はじめに

地球温暖化や気候変動が世界的な問題となる中で、それはでっち上げ (hoax) であるとの主張もある。世界の年平均気温が3年連続記録更新し、日本の年平均気温も昨年は過去最高となった。それでも、測定条件や測定手法が変化してきたことや都市化など測定環境の変化の影響が大きいことから真実を伝えていないとの批判がある。一方、高層の気温は地上の環境の影響は少なく、気候変動を説明する分かりやすい手段になりえる。そこで、気象庁がホームページで公開している高層の気温データの推移を調べた。

## 2. 気象庁の高層気象観測の変遷

気象庁の高層気象観測の変遷については詳しい解説がある<sup>1) 2)</sup>。気温の測定は、パイメタル式、サーミスタ温度計、静電容量ワイヤ温度計と変遷した。日射補正の方法の改良や吊紐の長さの7m、15m、30mへの変更もあった。

これらの変遷の影響を考慮するのは本論の範囲外で、公表データもすでに各種の補正が施された後のデータと考えられ、1988年以降のデータをそのまま集計した。

## 3. 地上から高層までの気温変動

地上の年平均気温は日平均気温を平均して得ている。日本の年平均気温は代表15地点の年平均気温を用いて計算されている。一方、高層気象観測は日本時間9時と21時の2回であり、1988年以降のそれぞれの時間について観測データと指定面気圧での観測データ、月平均値、日平年値、月平年値、年平年値が気象庁のホームページに公開されている。

1日2回の測定結果をまとめるだけではあるが、地上気温だけでなく高層にわたって気温変動が生じていることを説明する資料となろう。最初に月平均値の推移を調べ、その値から年平均値を求め、その推移を調べた。

## 4. 地上と高層の月平均気温の推移

高層の気温のデータは国内で20観測点のデータがあるが、そのうち稚内の9時の地上から20hPaまでの2月の気温の1998年から2016年の気温の推移を図1に示す。



図1 稚内9時 2月の平均気温の推移

対流圏の気温は地上気温と正の相関があり、線が重なっている成層圏の気温とは負の相関があることが読み取れる。相関係数からその関係は確認できるが、季節によって相関の程度は変化していた。

対流圏の気温は、都市化やヒートアイランドの影響が考えられない高層の方が地上より高温化が進行しているとの見解がある。一方、成層圏の気温は低下しているとされる。

成層圏の気温の低下は各観測点、季節で認められたが、対流圏の高層ほど気温上昇が大きいという傾向は、観測点や季節によって一定していなかった。

## 5. 地上から高層の年平均気温の推移

月平均気温を1月から12月にわたって平均し、年平均気温を求め、その推移を調べた。輪島の9時の結果を図2に示す。

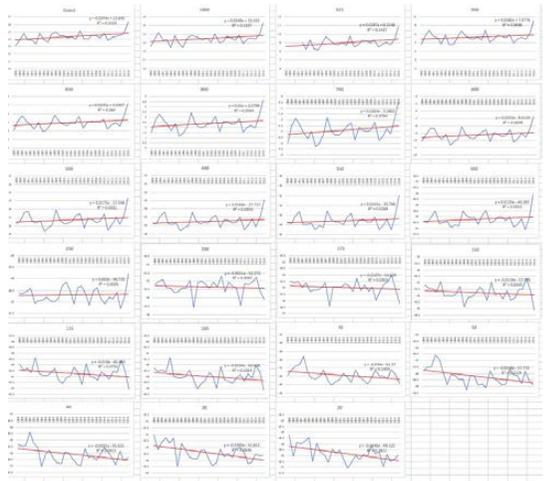


図2 輪島9時 年平均気温の推移

地上から対流圏高層まで同様な気温上昇が認められ、成層圏では気温低下が認められる。特に昨年の対流圏の高温と成層圏の低温が目立つ。国内の観測点では温暖化で想定される気温変動が継続していることが確認された。

## 5. 参考文献

- 1) 阿部豊雄, 2015: 気象庁における高層気象観測の変遷と観測値の特性 第1部 高層気象観測の変遷. 天気, 62,161-185.
- 2) 阿部豊雄, 2016: 気象庁における高層気象観測の変遷と観測値の特性 第2部 観測値の特性. 天気, 63,267-295.

## SORAKIDS 構想の実現に向けて ～幼児教育・防災情報統合システムへの展開～

\*奥村政佳・筆保弘徳（横浜国立大学大学院）・宇野沢達也・根来武志（(株)ウェザーニューズ）

### 1 本研究の背景

筆者らは2015年春より、幼児の自然観察の教材として、園庭を持たない保育所でも窓から容易に観察できる気象分野を取り上げ、子どもが気象現象をどのように認識し、成長・変化するのか、天気予報をどのように解釈し、利活用できるのかを調査してきた。そして、保育所保育指針に示されている教育に関わるねらい及び内容「ウ.環境」の目指す「身近な環境に親しみ、自然と触れ合う中で様々な事象に興味や関心を持つ。」「身近な環境に自分から関わり、発見を楽しんだり考えたりし、生活に取り入れようとする。」という目標に沿う活動を行うことができた。

この調査で得られた知見をもとに、幼児向けの教材として、時系列気象予報アプリケーション「SORAKIDS α」（図1）を開発し、実証実験も行った。その結果、子どもが表示される気象情報に興味や関心を持ち、さらにそれを利活用する姿が観察され、科学教材としてのアプリケーションの有効性が認められた。



図1 「SORAKIDS α」の表示画面  
(<http://weathernews.jp/s/child>)

### 2 問題の紹介 ～危険に曝される子どもたち～

待機児童問題などにより、大都市圏を中心に保育所が急増している。また、早朝・深夜における少人数の職員での保育や慢性的な保育士不足も加わり、女性や子どもが多い保育所は災害弱者となっている。園庭を持たない保育所が増え、園を離れた屋外活動の機会も多く、気象や地象災害に対して非常に脆弱な態勢である。加えて、ファクシミリなどの方法で発出・伝達される気象警報や防災情報は、現場への不達や遅延を招いており、また多岐にわたる情報を即座に取捨選択することは難しい。これらの保育所や保育士に対する迅速かつ正確な防災情報の伝達は喫緊の課題となっている。

### 3 SORAKIDS 構想

前項までの問題を解決するため、「SORAKIDS システム」の開発を計画中である(図2)。様々な機関か

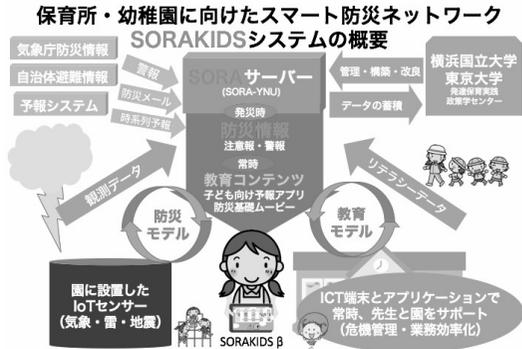


図2「SORAKIDS」構想の概要

ら発出される防災情報をサーバに集約し、防災情報表示機能を強化した「SORAKIDS β」を通じて一括して配信を行う。非常時には、保育所に設置するタブレット端末に加え、スマートフォンなどを利用することで、園外でも迅速に防災情報を受信し、拠点である保育所との連携ができるようにする。さらに拠点に設置したIoTセンサーにより気象・地象データを収集し、フィードバックを行う。(防災モデル)。これにより、①災害弱者である保育所への情報伝達の即時性向上②重要な防災情報の見落としの防止③データの適切な集約、伝達による保育業務の効率化④園外活動中の保育士や児童の安全の確保、を図る。通常時には、幼児向けの時系列予報表示や防災に関する映像を見ることのできる気象教材として運用するとともに、その利用の状況などのデータを収集する(教育モデル)。これにより、⑤児童の気象・防災リテラシーの向上⑥アプリケーションのGUIやコンテンツの改良、を図る。

なお、フィードバックで得られたデータに関しては適切なルールを策定した上で、ビッグデータとして防災や減災に活用する。

### 4 今後の展開

横浜国立大学に加えて、(株)ウェザーニューズ、逗子市、東京大学発達保育実践政策学センター、社会福祉法人あおい会の賛同を得てコンソーシアムを形成した。今後はSORAKIDS システムの実証実験として、関東地方約20ヶ所の保育所に「SORAKIDS β」の展開を図る予定である。(事業申請中)

## コリオリ力を「体感」できる実験

\* 中島健介 (九大・理)

### はじめに: コリオリ力は納得しにくい?

コリオリ力は気象学において極めて重要であり、これを、数式上にとどまらず実実験として認識することは、極めて望ましいと考えられる。しかし、教科書などに書かれている多くの実験、たとえば、回転台上のボールの運動からコリオリ力を見いだすことは、運動と力の関係(ニュートンの第二法則)が前提となっており、直感的に初学者が納得することは容易でない。この困難に、コリオリ力がかかけの力(慣性力)の一種であることが加わり、多くの混乱が生じているように思われる。

本発表では、教室や一般家庭でコリオリ力を体感することができるいくつかの実験設定があることに注意を喚起し、その理解の増進の一助としたい。

### 目標: 身近な実験で「体で感じる」

「力」は本来、物体の運動の観察以前に、自分の体で感じることができるはずのものである。実際、コリオリ力と同様に慣性力でありながら、加速度運動に伴う慣性力や遠心力は、加減速あるいは曲線運動する乗り物の中で自分に働く力(あるいは体を支えるのに必要な力)として、子供にも直感的に認識される。そこでコリオリ力についてもこれらの慣性力と同様に「体感」することを目指す。さらに、学校等の教室や一般家庭でも安価で容易かつ安全に行えることを条件にする。

### 実験その1: 回転椅子上で物を振り回す

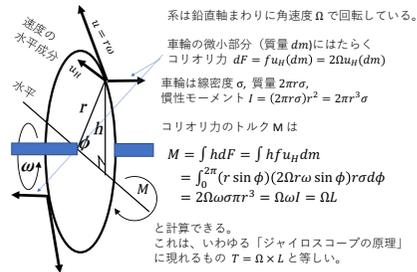
回転系に対して静止した実験者が、手に持った物体を直線運動させる。このとき、物体に働くコリオリ力を手で感じることができる。たとえば実験者が回転する椅子に座り、手に軽く持った杖を頭上で振ってみると、運動に伴って杖の速度に横向きに作用するコリオリ力を「手応え」として感じることができる。問題点は、回転酔いのために長時間は実験ができないことである。

### 実験その2: ジャイロスコープの実験の再解釈

「ジャイロスコープの実験」を回転しながら行い、得られるトルクをコリオリ力に基づいて解釈する。たとえば、車軸を延長した自転車の車輪を用意する。これを回転させて、回転椅子に座らせた実験者に持たせる。その車軸を固定する努力を命じておき(特に、傾けないように注意する)、椅子を回転させると、車軸を傾けるトルクを感じることができる。

このトルクは通常、慣性系上において、地球ごまの歳

差運動などを例として、いわゆる「ジャイロスコープの原理」として説明される。しかしこのトルクは、回転系から見ると、車輪の各部の回転系に対する相対運動(のうち椅子の回転軸に直交する成分)に関わるコリオリ力(車軸の上側と下側で逆向きになることに注意せよ)がもたらすものとしても説明できる(下図参照)。



問題点は、結果が必ずしも直接的でないので、多少の説明を要すること、および、装置の入手性や安全確保の点で、一般家庭での実験がやや難しいことである。しかし教室では十分に可能であり、また針金を巻く等、車輪の慣性モーメントを増す工夫をすれば、実験者は少しの回転(椅子無しに、自分で向きを変えるなど)でも大きなトルクが得られ、回転酔いすることなく明確に体感できるのは利点である。定量的測定も可能である。

### おわりに: 大きな回転台の必要性

実は、最も直感的かつ有効な設定は、大きな回転台(たとえば気象研究所の回転実験装置)の上で「直線的」に歩くことであり、これを回転台の「外」から観察すると、コリオリ力の起源(例えば Feynman ほか,1961; 山岸,2013)を正確に理解することもできる。しかし、そのような回転台は、各地の科学館等で散発的に作られつつも有効に活用されずに廃止されがちである。危険性のために学校や児童公園などの回転遊具がほぼ全廃され、子供が回転を体感する機会が激減していることを考えると、科学館や大学などで大型回転台を設置することは、フーコーの振り子と同程度に意義深いと考える。

### 参考文献

山岸(2013): コリオリ力の「ユリイカ」一つの試み, 天気, **60**, 85-88.

Feynman, Leighton, and, Sands (1961): The Feynman Lectures on Physics, Vol.1, Section 19.4.

## 光音響効果を用いた温室効果実験装置（その2）

関隆則（日本気象予報士会）

### 1. はじめに

温室効果を理解するためには、太陽からの可視光が地面を加熱、地面からの赤外線放射、大気中の温室効果気体の赤外線吸収と赤外線放射のエネルギーの流れを実感できる実験が有効である。2016年秋季大会(B207)で可視光から赤外線への変換と温室効果気体の赤外線吸収に関する実験を報告したが、気圧変化波形の再現性を改善することが課題であった。

実験装置は赤外線吸収・放射を光音響効果による微小な気圧変化として確認するものである。

### 2. 従来の実験装置の問題点

可視光をシャッタで断続し黒色テープに照射して赤外線を放射し、二酸化炭素を含む空気を加熱するが、黒色テープが光源からの赤外線を透過するため、「加熱された黒色テープからの赤外線」の条件を満たしていない。

### 3. 改良版実験装置

白熱電球の可視光で黒色テープ（両面カーボン紙）を加熱し赤外線を放射させ、シャッタにより断続して温室効果気体を入れた容器に照射する。回転シャッタはほぼ 45° 遮光、135° 照射、又は 45° 遮光、45° 照射する。シャッタの回転周期は約 2~4 秒。容器内の気圧変化をコンデンサマイクで検出する。感度は 0.07Pa/V である。実験項目は(1)乾燥空気について測定。(2)二酸化炭素を定量（10%体積）を注入して測定。

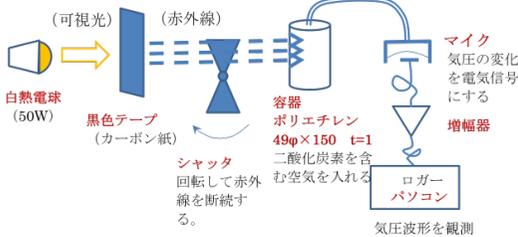


図1 実験装置の構成

### 4. 実験装置の詳細

図2に各部の配置を示す。図3に気圧変化を測定するコンデンサマイクと信号処理部を示す。

### 5. 実験結果

図4は乾燥空気に対する気圧変化である。図5は二酸化炭素(10%)を注入した時の気圧変化を示す。二酸化炭素が赤外線を吸収し空気をあたためる事が確認できた。容器の壁を通して測定した黒色テープの放射温度はシャッタ on/off で 21.8°C/26.8°C、シャッタ窓と容器断面の比率は約 0.6 であった。図5の気圧変化幅は 0.21Pa、温度変化に換算すると約  $0.6 \times 10^{-3}K$  であった。図5の波形の上部に傾斜はコンデンサマイクの低域遮断特性によるもので、エネルギーの蓄積を確認することはできなかった。

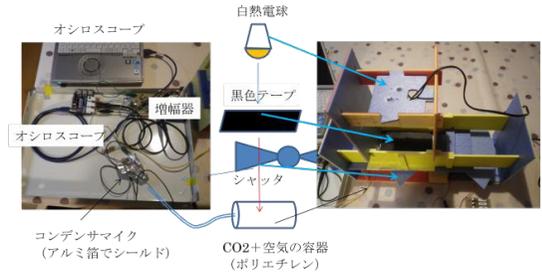


図2 容器、シャッタ、黒色テープ、白熱電球

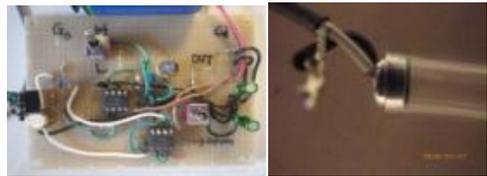


図3 差動増幅器とコンデンサマイク

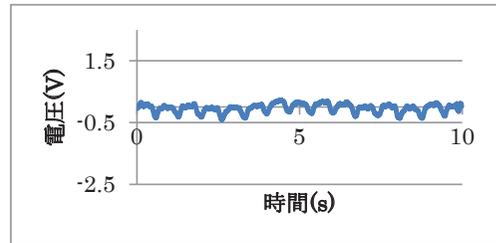


図4 乾燥空気の時系列気圧変化

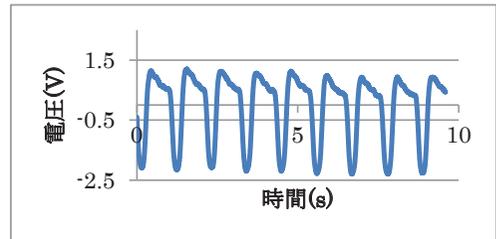


図5 二酸化炭素10%注入による気圧変化

### 6. まとめと今後の課題

太陽光を吸収する地表に黒色テープを対応させ、温室効果気体の加熱を説明する実験ができた。今後、教材化と温室効果気体が吸収したエネルギーの蓄積についての実験を検討したい。

### 7. 参考文献

- 木村龍治、2012：高速道路と温室効果、天気、59、957-961  
山本哲、2013：温室効果気体はどのようにして大気を暖めているのか—高速道路と温室効果—を読んで  
一、天気、60、385-389

## 日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) の理想化実験: Part I JPCZ の形成と構造

\*渡邊 俊一・新野 宏 (東大・大気海洋研)・Thomas Spengler (University of Bergen)

## 1. はじめに

冬季の日本海上ではユーラシア大陸からの寒気が吹き出す際に、日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) と呼ばれる収束帯が形成される (浅井 1988)。JPCZ の形成メカニズムとして、朝鮮半島の北方の山岳による寒気ブロック、朝鮮半島と日本海の間での海陸熱コントラスト、日本海の南北温度勾配などの効果が指摘されてきた (Nagata et al. 1986, Nagata 1991)。この結果は、JPCZ 形成に海面からの熱・水蒸気フラックスが重要であることを示唆しているが、海面フラックスそのものの効果はあまり調べられていない。また、JPCZ の北側と南側にはそれぞれ風向に直交する筋状雲 (T モード) と季節風に平行な筋状雲 (L モード) が見られ、いずれも鉛直シアに平行なロール状対流と考えられている (Eito et al. 2010)。しかし、南北非対称な鉛直シアの形成要因は明らかにされていない。そこで本研究では、理想化実験を行うことで、JPCZ の構造と形成メカニズムを調べた。

## 2. 実験設定

理想化実験に用いた数値モデルは気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) である。計算領域は東西 3000km、南北 2000km で水平解像度は 2.5km と 5km の 2 種類の実験を行った。東西の境界は開放条件、南北の境界は摩擦のない断熱壁とした。乱流クロージャモデルには MYNN モデル (Level3) を用い、水平解像度 5km の実験では積雲パラメタリゼーションとして KF スキームを用いた。

JPCZ 再現のため、日本海の北西の海岸線を V 字型に単純化し、西側の陸地に標高 2000m のベル型の山を置いた (図 1 左)。海面水温は一律に 10°C、コリオリパラメータは北緯 40 度の値を用いた。このような環境に、図 1 右に示すような成層をもつ、 $10\text{m s}^{-1}$  の鉛直一様な西風を与えた。以上のような実験設定で 120 時間の積分を行った。また、感度実験として山岳を取り除いた実験 (NoMt)、海岸線を図 1 中の II のように直線にした実験 (Straight)、山岳を取り除き、海岸線を直線にした実験 (NoMt\_Straight) 海面からの Flux を取り除いた実験 (NoFlux) を行った。

## 3. 結果

図 2 に水平解像度 2.5km の実験における計算開始 72 時間後の鉛直積算凝結水物質量を示す。山岳の風下側に明瞭な帯状雲が形成された。その北側では南西-北東方向の走向を持つ筋状雲が見られ、南側には東西方向の走向を持つ筋状雲がみられる。これらの特徴は現実の JPCZ とよく類似している。水平解像度 5km の実験では、解像度が不十分のため筋状雲は再現できなかったが、JPCZ そのものや、南北非対称な鉛直シアの構造は見られたため、以降では 5km 解像度実験の結果を示す。下層の温位分布 (図 3) をみると、海上の中央部に暖域が形成されており、その暖域が低圧部に対応している。この低圧部と基

本場の南北気圧勾配の重ね合わせにより、北側では南北方向、南側では東西方向の等圧線がみられ、その間に生ずるトラフが収束線に対応している。また、温度風平衡により、北側では南北風の、南側では東西風のシアが強まっている。

感度実験のうち NoMt、Straight では収束線が形成されたが、NoMt\_Straight、NoFlux では形成されなかった。このことから、JPCZ の形成には、地形と海面フラックスの両方が必要であることが分かる。後方流跡線解析を行ったところ、山岳や海岸線の形状によって吹走距離の差が生じ、それにより領域の中央に流入する粒子と外側の粒子の間で海面フラックスによる加熱の差が生じ、領域中央に暖域が形成されることで収束線が形成されることが分かった。

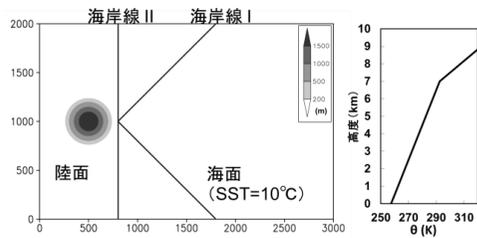


図 1 理想化実験に用いた地形 (左) と温位の鉛直分布 (右)

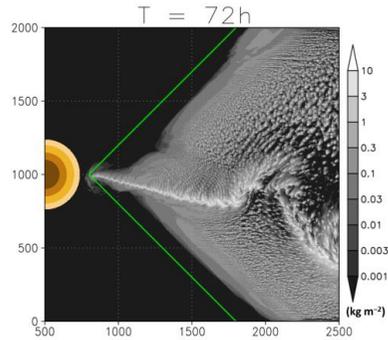
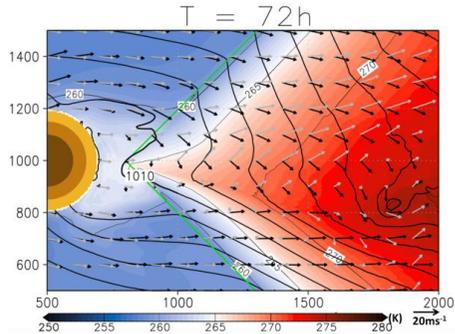
図 2 計算開始 72 時間後の鉛直積算凝結水物質量 ( $\text{kg m}^{-2}$ )。

図 3 計算開始 72 時間後の海面気圧 (黒線) 560m 高度の温位 (シェード)、水平風 (黒ベクトル)、3060m 高度水平風 (グレーベクトル)。

# 2016年11月24日関東降雪の発生環境場

荒木健太郎（気象庁気象研究所）

## 1. はじめに

2016年11月24日、関東で降雪現象が発生した。本事例は2016年寒候期の初雪を各地で観測し、東京の11月としての初雪は54年ぶり、11月の積雪は統計開始以来初めてだった。関東甲信で広く積雪したため、交通等への大きな影響があった。本研究では関東で降雪に至った要因の把握を目的に、各種観測・解析資料や数値実験結果から、大気循環場、総観・メソスケール環境場、関東の下層低温化メカニズムを調べた。

## 2. データと解析手法

関東降雪の発生環境場として、大気循環場は気象庁55年長期再解析(JRA-55)、総観・メソ環境場は気象庁メソ客観解析、地上・高層気象観測結果、レーダー観測結果等を用いて解析した。また、気象庁非静力学モデル(NHM)による数値実験を行い、下層低温化メカニズムを調査した。水平解像度は1.5km、計算領域は関東甲信地方を覆う1,425km四方とした。初期値に気象庁メソ客観解析、境界値に気象庁全球モデルの予報値を用い、11月23日3時(JST)から45時間積分した。NHMの結果から温位時間変化率を定圧の仮定のもと気温時間変化率に変換し、物理過程毎に調査した。気温時間変化率は、移流(水平・鉛直)、境界層過程による乱流に伴う熱輸送、雲物理過程による水物質の相変化(凝結・蒸発・昇華・融解)、放射過程(短波・長波)によるものの総和として扱える。これをもとに各過程の下層低温化への寄与の時空間変化を解析した。

## 3. 大気循環場、総観・メソスケール環境場の特徴

北半球の大気循環場として、10月からユーラシア大陸の地上で低温な状況が続いており、大陸上で発達したブロッキングに伴ってシベリア高気圧が発達していた(図略)。11月にかけて北日本に度々寒気が流入しており、本事例でも23日から上空の偏西風蛇行に伴ってオホーツク海で低気圧が発達し、北日本から関東付近まで下層寒気が流入した。このような状況で本州南岸には南北に温度勾配を持つ傾圧帯が形成され、24日に南岸低気圧が発生した(第1図)。24日に関東に降雪をもたらした雲はこの南岸低気圧に伴うものであった。

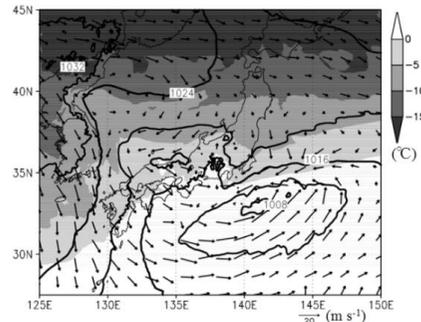
関東では23日夕方から地上の低温化が見られ、24日未明～明け方の降水開始と同時にさらに低温化し、これに伴い相対湿度も増大した。24日9時館野高層気象観測では850hPaで気温 $-4.4^{\circ}\text{C}$ と、地上降雪の十分起こりうる状況だった。本事例では降雪期間中は関東の地上で北寄りの風が卓越しており、冬季南岸低気圧接近時に関東甲信地方で発生するCold-Air Damming(CAD)のような特徴を持つ海面気圧分布の見られる時間もあった。しかし、その継続時間は短く、ウィンドプロファイラ観測から北寄りの風の層の高度は約2kmまでと、典型的なCADに伴う冷気層(1~1.5km)よりも厚かった。また、本事例では関東南海上も含めて沿岸前線は確認されなかった。

## 4. 降雪に至った下層低温化の要因

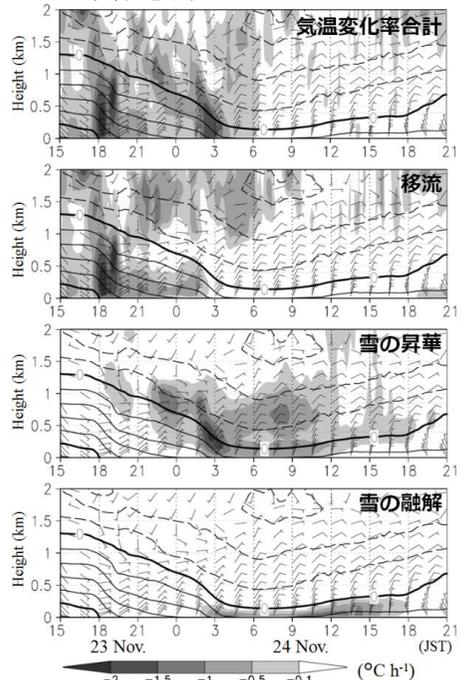
NHMによる数値実験では、実況より降水開始のタイミングはやや早いものの、観測に近い降水分布、地上環境場が再現された(図略)。気温時間変化率の解析から、23日夕方の関東の下層低温化は北からの移流による冷却が支配的で、総観スケールの下層寒気流入に伴うものであった。地上の気温変化

に着目すると、降水開始時には関東北部中心に雪の昇華、南部中心に雪の融解や一時的には雨の蒸発により低温化していた(図略)。つくばでは、前日から降水開始時にかけて移流による低温化が明瞭で、降水開始直前には上空から雪の昇華、それ以降は雪の昇華と融解による低温化が支配的だった(第2図)。

本事例ではCADや沿岸前線等のメソ環境場は伴わなかったが、総観スケールの下層寒気流入と南岸低気圧に伴う降水時の降水粒子の相変化に伴う非断熱冷却が関東で降雪に適した環境場を形成したと考えられる。



第1図 2016年11月24日9時の気象庁メソ客観解析による環境場。陰影は850 hPaの気温( $^{\circ}\text{C}$ )、等値線は海面気圧(4hPa毎)を表す。ベクトルは850 hPaの水平風を示す。



第2図 つくばにおける気温時間変化率(陰影;  $^{\circ}\text{C h}^{-1}$ )と気温(等値線:  $2^{\circ}\text{C}$ 毎、 $0^{\circ}\text{C}$ と $10^{\circ}\text{C}$ を太線)の高度時間断面図。矢羽は各高度における水平風を表す。

# 波動の分散関係は共振 (1) ?!

\*吉崎正憲・鈴木パーカー-明日香 (立正大学)

## 1. はじめに

固有振動数 ( $\omega_0$ ) をもつ振り子を強制振動数  $\omega_f$  で強制するとき,  $\omega_0 \neq \omega_f$  の解は  $\sin, \cos$  のモードで記述されるが,  $\omega_0 = \omega_f$  の解は上記の解のほかに時間とともに振幅が増加する強制解がある. 物理学では, これを共振という.

大気波動として, 内部重力波, ロスピー波, 赤道波などさまざまな波動がある. ここでは, コリオリパラメータ  $f=0$  で安定成層の流体中に発現する内部重力波について, 共振であることを示す. そのために, 数値モデルによる実験を試みる.

## 2. $f$ が0のときの成層流体中の運動—内部重力波

$f$  が0のときの安定成層した流体について, 水平方向  $x$ , 高さ方向  $z$  とした二次元の場合を考える. ここでは内部重力波が自由解として表れる. 大気安定度  $N$  を定数として,  $(x, z, t)$  の物理空間における内部重力波に関する微分方程式から,  $\exp \{ i(kx + mz - \omega t) \}$  (水平波数  $k$ , 鉛直波数  $m$ , 振動数  $\omega$ ) で記述すると,

$$\omega^2 = \frac{N^2 k^2}{k^2 + m^2} \Rightarrow \frac{k^2}{k^2 + m^2} = \cos^2 \alpha = \frac{\omega^2}{N^2}$$

が得られる. この関係式は分散関係と呼ばれる. これから, 波数ベクトル  $\mathbf{K} = (k, m)$  と群速度  $\mathbf{c}_g = (c_{gx}, c_{gz})$  は直交することが導かれる. また群速度と流体粒子の運動は平行であることから, 流体粒子の運動は波数ベクトルとは直交し波面と平行となることも分かる.

内部重力波の室内実験 (Mowbray・Rarity 1967) から, 励起される波面は強制域から発するような形で表れ, 時間とともに矢印方向に動く (図1). 例えば, 第1象限では波面は上から下へ右向きに動き, ほかの象限は第1象限の鏡像関係にある.

ここでは, 浮力を局所的に強制して, 内部重力波

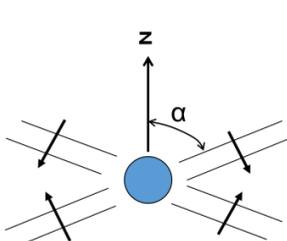


図1. 波面の時間変動. 矢印方向に波面が動く.

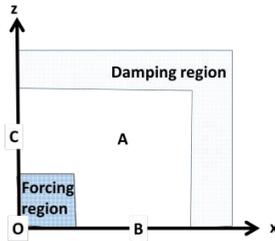


図2. 計算領域. 強制域とダンピング領域を含む.

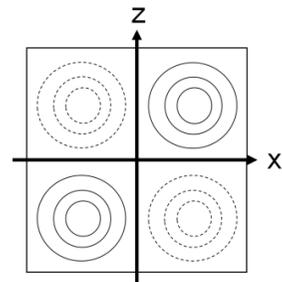


図3. 浮力で与えた強制域

の励起の様子を数値モデルで調べる (図2). 強制の関数形は原点の周りに  $\sin kx \cdot \sin mz \cdot \sin \omega_f t$  で与える (図3). 計算結果を図4に示す. 図から, 第1象限では, 励起された内部重力波の波面が右上から左下へ動くのがわかる. ここで,  $\omega_f^2 = N^2/2$  として  $\alpha = 45^\circ$  となるようにしたが, 実際励起された波面は約45度であり, 予想通り, 共振が起こることがわかる.

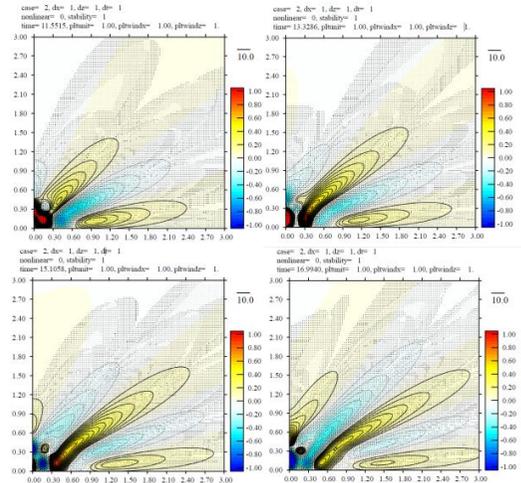


図4. 浮力 (線, 色) と  $(u, w)$  は流れのベクトル. (a)  $T=11.6$ , (b)  $T=13.3$ , (c)  $T=15.1$ , (d)  $T=17$ .

## 3. 議論・結論

内部重力波の分散関係は, 物理学でいう共振に相当する. こうした予想は, 大気波動すべてに適用できるはずである. 今後ほかの事例についても応用したい.

## 1982年7月23-24日の九州豪雨の環境場についての 観測データと再解析データの比較

二宮 洸三 (無所属, knino@cd.wakwak.com)

## 1. 目的

再解析データは大規模場やメソスケール擾乱の環境場の研究に広く活用されている。多くの事例では、発散、上昇流、水蒸気場では分解能への依存性が大きい、総観規模の気圧場・高度場・温度場については大きな差異は見られない。

著者は、その使用にあたって観測データとの比較検討を行ってきた。これまでの事例では本質的な差異は見られなかった。

しかし、この梅雨期の事例では、かなりの差異が観測データ、ERA40, JRA55 の相互間に見られたので報告し、ご意見を頂きたい。

## 2. 梅雨期の一事例

本事例は 1982年7月23-24日の九州豪雨に関係した「背の低い低気圧」である。この低気圧は黄海上で発達し九州近傍で停滞し、その後東進しつつ衰弱していた。

海面気圧、対流圏下層の高度場・気温場では、観測データ、ERA40, JRA55 相互間には大きな相違は見られなかった。しかし 500 hPa 高度場においてはかなりの差異が見られた。

Fig. 1 は 23日 12UTC における 500hPa 解析図(観測値も)であり、朝鮮半島上に明瞭なトラフがあり、中国東北部にはリッジがある。

Fig. 2 は ERA40 の 500hPa 高度解析図である。朝鮮半島上のトラフは解析されているが中国東北部のリッジは弱く、日本海上のリッジは過大。

Fig. 3 は JRA55 の 500hPa 高度解析図である。朝鮮半島上のトラフは解析されていない。全体としてゾーナルな高度場となっている。

24日においても類似した相違がみられた。

## 3. 考察

高層観測が比較的稠密な地域で大きな差異が見られたことに注意したい。データが多いが故に差異が検出されたのかも知れない。高度の差異は~30m であるが、高度傾度が小さいため等高線分布では差異が大きく見えたとも言える。

この程度の差異がある事実は注目に値する。同様な経験をお持ちの方々のコメントを頂きたい。

現象解釈においても、予測実験の初期値として使用する時にも、再解析データの妥当性を観測値と比較して確認することが必要である。特にデータの疎らの地域では。

Fig. 1

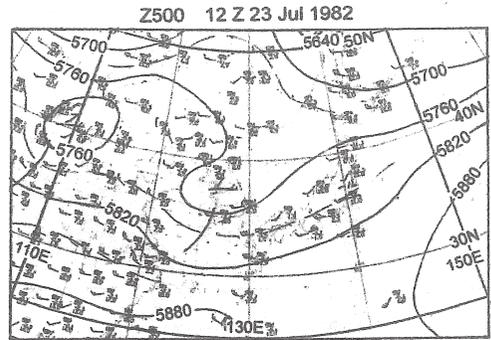


Fig. 2

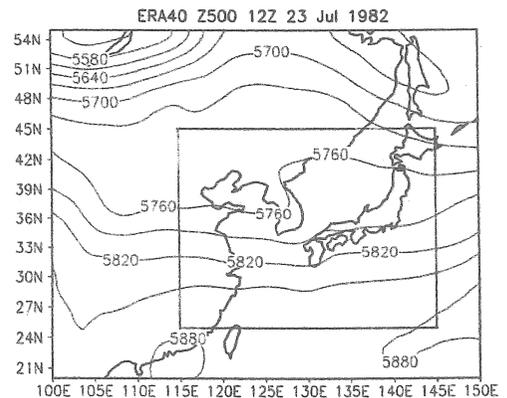
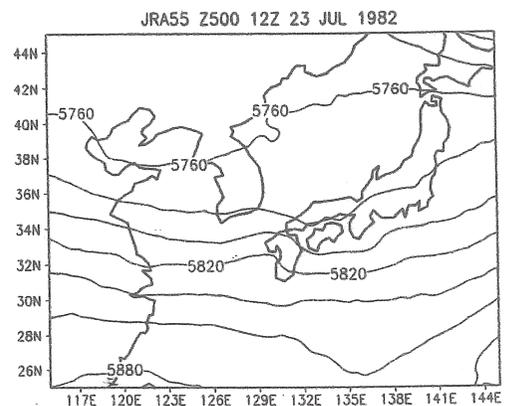


Fig. 3



# 夏季九州における力学的ダウンスケーリングの強降水継続時間のバイアスとそれに関する総観場

玉置雄大・稲津将（北大院理）・Dzung Nguyen-Le・山田朋人（北大院工）

## 1. はじめに

降水特性は強度，継続時間，頻度で特徴付けられ，水循環への影響評価をする上でこれらの特性を正確に推定することは重要である．shifting and scaling (Leander and Buishand 2007) や quantile mapping (Piani et al. 2009) に代表される従来のバイアス補正手法は降水強度の平均や分布の補正を可能にする．しかし降水継続時間のバイアスに注目した研究はなく，継続時間バイアスの気象場依存性も不明である．そこで本研究では夏季九州の陸上において領域モデルの降水継続時間のバイアスを気象場毎に推定した．

2006-2015 年の夏季(Jul-Aug)において解析雨量 (RA) を使用し九州陸上で日降水量 30mm 以上かつ同イベントが九州の 20%以上領域で発生した日を抽出し，それらの日に対応する日本の南西地域における JRA55 の海面気圧 (SLP), 850hPa 水平風(UV850), 相当温位( $\theta_{e850}$ )を入力値として自己組織化マップ (SOM) と *K*-means を行い気象場に分類した．降水継続時間は 0.4mm 以上の降水が連続した時間と定義し，力学的ダウンスケーリング (DDS) には JRA-55 の境界条件の下，気象研非静力学モデルを使用した．

## 2. 結果と考察

図 1 より降水継続時間のバイアスは，梅雨前線型の場合，九州西部で過大評価していた．台風型の場合，九州南東部で大きく過大評価していた．どちらの気象場においても日降水量が多い地域で降水継続時間が過大評価しており，日雨量が小さい地域ではバイアスはほとんどなかった(図略)．降水継続時間の過大

評価をもたらす降水イベントは”激しい雨(気象庁)”の継続時間の大きな過大評価が主な原因であった(図 2)．この結果は従来のバイアス補正だと降水特性(層状性・対流性降水)が意図せず変化しうる可能性を示唆する．

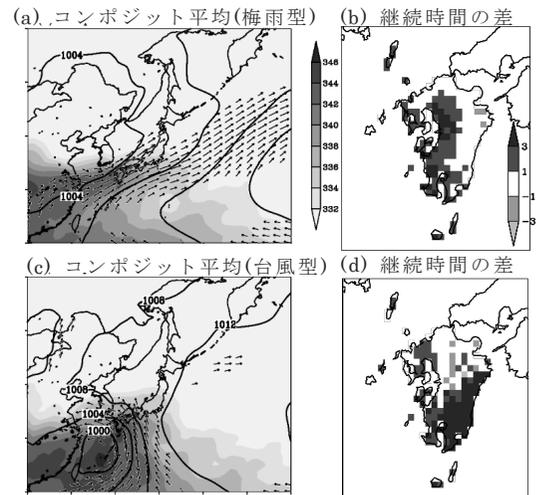


図 1:(a, c) SOM で分類された SLP (hPa;コンター), UV850 ( $m s^{-1}$ ;矢印),  $\theta_{e850}$  (K;陰影) のコンポジット平均．(b, d) NHM と解析雨量の降水継続時間の平均差(NHM-解析雨量)．単位は hour.

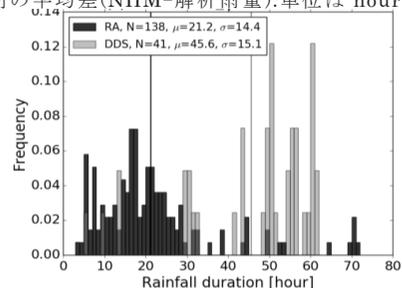


図 2:台風型(図 1c)における激しい雨(時間降水 30mm 以上 50mm 未満)の DDS (黒)と RA(灰色)の降水継続時間(hour)のヒストグラム．

謝辞：本研究は文部科学省気候変動適応技術社会実装プログラムの支援を受けています．

# 平成 28 年台風第 16 号にともなう宮崎県北部での大雨について

加藤輝之（気象研予報）

## 1. 大雨の概要

2016年9月19日夜遅くから翌日未明に台風第16号の接近にともない宮崎県北部で大雨となり、日向では24時間降水量が578mmに達した。降雨分布の特徴を20日03時までの12時間積算降水量(図1)で見ると、20日03時の時点でも宮崎県北部は台風中心から200km以上離れており、総降水量は台風中心付近(点線の楕円の領域)よりも多くなっている。本研究では、このように台風中心から少し離れた場所で大雨になった要因について調査した。

## 2. 大雨をもたらした降水システム

日向で特に大雨となったのは19日21時過ぎからで、3時間積算降水量は212.5mmに達した(図2b)。この期間、日向灘では、積乱雲群が繰り返し発生して北西に進み、宮崎県北部に大雨をもたらしていた。日向では図2aに示したA1~A4など5つの積乱雲群の通過によって大雨となった。

各積乱雲群の構造を調べると、移動方向(北西)とほぼ直行する北東方向に、3個程度の対流セル(積乱雲)で構成され、下流の層状性降水域も含めると50km程度の長さになっていた。もっとも発達した積乱雲の水平スケールは20km以上で、雲頂高度は最大15km程度であった。

積乱雲が発生した日向灘の高度2km以下の大気下層には、北側の東よりの相対的に冷たい風と20m/s以上の南南東~南東からの暖気流入により100km程度の前線面が存在し、その領域で積乱雲が発生していた。また上空では25m/sを超える南南西風場になっていた。発生した積乱雲は前線面上を移動しながら、発達するにしたがって西風成分を持つ風の影響を受けたために、積乱雲群は北東方向の走向を持つことになった。

## 3. 台風のアウターバンドの影響

上述した複数の積乱雲群の通過で日向での雨が強まった期間に、台風のアウターバンド(雲バンド)が通過していた。発生したひまわり8号の中層水蒸気画像(図3a)で見ると、19日18時頃に台風中心付近で発生した雲バンドが東北東進して、図2aで示した積乱雲群が発生したタイミングで、宮崎県北部に達していた。この移動速度(~70km/h)は台風の移動速度(~30km/h)よりもかなり速く、 $N^2 \sim 10/s$ ( $N$ : Brunt-Vaisala振動数)および波長~12kmとしたときの内部重力波の位相速度に対応する。

雲バンドが台風中心付近の対流活動で発生した内部重力波の可能性を確認してみる。鹿児島、油津、宮崎では雲バンドが通過時に、0.2~0.5hPaの気圧低下が観測されている。気圧低下時に鹿児島では降水が観測されおらず、油津(図3b)や宮崎では降水が観測されているが、非常に顕著な気圧低下をもたらすような強いものではなかったので、気圧低下は内部重力波にともなうものと考えられる。

以上から、内部重力波にともなう上昇流が少なからず宮崎県北部での大雨をもたらした積乱雲の発生・発達に寄与していたものと考えられる。

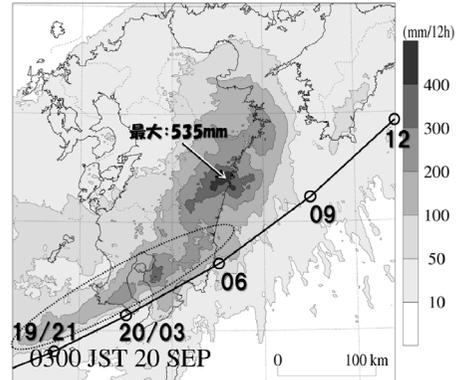


図1 9月20日03時までの12時間積算降水量分布(解析雨量)と台風第16号の中心位置の経路。

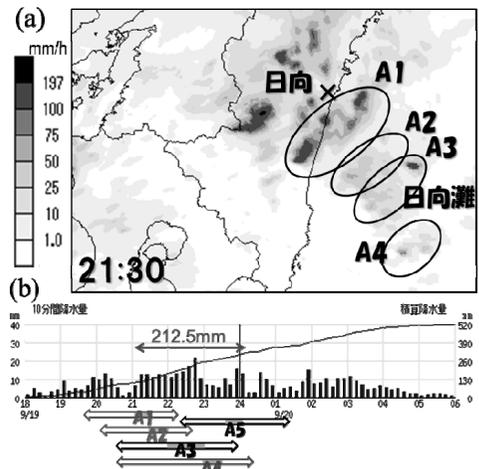


図2 (a) 19日21時30分の高解像度降水ナウキャスト(解析)による降水強度分布、(b) 日向での10分間降水量と積算降水量の時系列。白抜き矢印は(a)で示した積乱雲群の存在期間、その中の塗りつぶしは日向に降水をもたらした期間を示す。

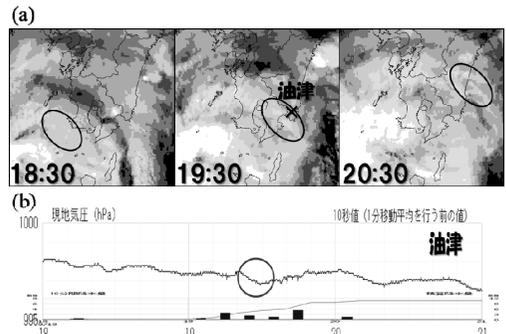


図3 (a) ひまわり8号の中層水蒸気画像の時系列。楕円は大雨に関与したと考えられるアウターバンド。(b) 油津の気圧と降水量の時系列。楕円はアウターバンドが通過した期間。

レーダ反射強度の鉛直構造から見た熱帯と中緯度における層状性降水過程の違い

小林和貴・\*重 尚一・山本宗尚（京都大院・理）

1 はじめに

GPM 主衛星の運用開始によって、衛星搭載降水レーダの観測範囲は TRMM/PR の熱帯・亜熱帯域 (N35°-S35°) から中・高緯度 (約 N65°-S65°) にまで広がった。熱帯のメソ対流系(MCS)層状域の上層における氷粒子の起源は対流域にある。対流域で生成・成長した氷粒子が水平風によって層状域に移流する(Houze 1989)。一方、温暖前線降雨帯の層状域では融解層より上層に浅い対流セル(generating cell)が存在し、そこで氷粒子が生成されることを示す観測結果がある(Houze et al. 1981)。従って、同じ層状性と分類される降水であっても熱帯・亜熱帯域の MCS による降雨と中・高緯度の温帯低気圧・前線に伴う降雨では降水過程が異なり、それによって降水の鉛直プロファイルに違いが生じると考えられる。本研究では、GPM 主衛星に搭載された Ku 帯降水レーダ(KuPR)の一周波アルゴリズムにより層状性と判定された降雨を対象とした。2016 春季大会の発表(小林他, 2016)では融解層より下層を調べたが、今回は上層に着目し、有効レーダ反射因子 Ze の鉛直プロファイルの降水システム・地域(熱帯域と中緯度)による特性を調べた。

2 事例解析

図 1a,b はそれぞれ、熱帯 MCS と温暖前線降雨帯から得られた Ze の鉛直プロファイルである。縦軸は高さ、横軸は dBZe を表す。ブライツバンドより上層に注目すると、MCS と比べて温暖前線降雨帯では、降雨頂付近まで強い反射強度が到達している。BB 上端を基準にした 15dBZ 到達高度付近まで、21dBZ が到達している。この特徴的な鉛直構造は、温暖前線事例に広く見られ、融解層より上層の浅い対流セル(generating cell)に対応すると考えられる。

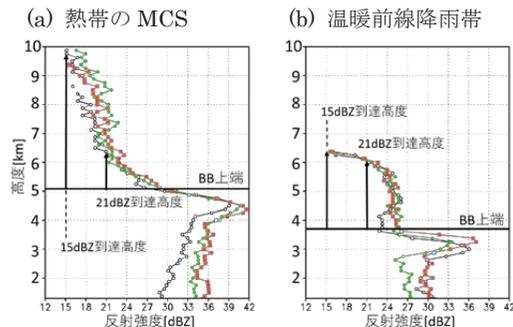


図 1 : 層状性降雨の KuPR/Ze 鉛直プロファイル。(a) 赤道上の MCS。(b) 日本の南海上の温暖前線。

3 15dBZ-21dBZ 到達高度の熱帯と中緯度の違い

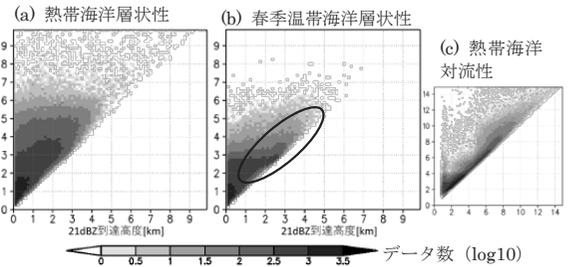


図 2 : 15dBZ 到達高度と 21dBZ 到達高度の散布図。(a),(b)は BB 上端を基準にした高度、(c)は地表面を基準にした高度。

熱帯海洋の層状性降雨と比較して、春季の温帯海洋の層状性降雨は、対角線付近にデータが分布していることがわかる(図 2a,b)。このような分布は対流性降雨から得られる分布(図 2c)と類似している。対流域では、対流に伴う強い上昇流によって多量の凝結物が降雨頂付近まで持ち上げられることで、このような分布を示すと考えられる。春季温帯海洋の層状性降雨は、対流性と類似した分布を示すことから、春季の温帯海洋上には融解層より上層に対流的な構造をもつ層状性降雨が広く分布していることが示唆される。温帯海洋では、層状性降雨に対する深い対流性降雨の割合が極めて低いことから、この地域における層状性降雨の氷粒子の起源は、融解層より上層に存在する対流セルにあると推測される(図 3)。

中高緯度の層状性降雨は融解層より下層では地表に向かって雨水量が増加する鉛直構造をもつことも分かった(小林他, 2016)。中高緯度には、融解層より上層で氷粒子を生成し、下層で雨水量が増加する“能動的な”層状性降雨が広がっていると考えられる(図 3)。

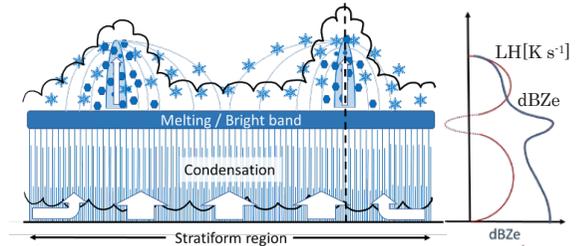


図 3 : 春季温帯海洋に広がる層状性降雨の模式図。

参考文献

Houze (1989), QJRMS, 115, 425-461.  
Houze et al. (1981), JAS, 38, 639-649.

GNSS による水蒸気の非一様性の度合いの推定と短時間強雨の関係について

小司 禎教(気象研究所)

1. はじめに

大気中の水蒸気は、平均的には水平一様で高度とともに指数関数的に減少する。対流活動の活発な積乱雲周辺では、強い上昇流・下降流の影響により、水蒸気は時・空間的に激しく変動する。

無指向性のアンテナを用いる GNSS は、受信機の上空に円錐状に広がる空間に存在する衛星からの電波を観測するため、個々の衛星から解析された水蒸気量の違いは、観測点上空の逆円錐空間内の水蒸気の空間変動を反映していると考えられる。Shoji (2013)は同時刻に得られた各視線水蒸気量の標準偏差を、WVI (Water Vapor Inhomogeneity: 水蒸気非一様性) 指数と名づけ、積乱雲活動との関連を考察し、Shoji et al (2014)は GNSS 受信機周囲数キロメートルの範囲の水蒸気分布を詳細に解析する手法を提案した。

今回、30 秒間隔で WVI を解析し、2016 年 7 月について、10 分間降水量との対応を調査した。

2. 距離 1km 以内の気象観測データとの比較

国土地理院の GEONET 観測点が 1km 以内の近距離にある気象庁の地上気象観測点 22 地点を選び、2016 年 7-10 月の間、直前 2 時間の総降水量が 10mm 未満で 10 分間降水量 10mm 以上を観測した時刻の前後各 2 時間の地上気象要素と GNSS PWV, WVI の時系列を調べた。地上気象は 1 分値、GNSS は 30 秒間隔で解析を行った。33 事例の平均(図 1)から、強雨発生 30 分程度前から WVI 指数の増加が顕著であることがわかる。

図 2 には 2016 年 7 月 14 日 18 時 55 分のレーダー降水強度と WVI の分布を示す。この日、寒気の影響で関東各地で雷雨となり、降雹や突風も観測された。横浜(47670)では 19 時 10 分と 20 分に、15.5mm と 22.0mm の 10 分間強雨を観測している。GEONET 横浜 (3032) は横浜地方気象台から 300m 程南東に位置している。強雨域進行方向(南東)前面の WVI が 3mm 以上の大きな値を示している。

図 3 は、GEONET 点と 1km 以内に位置する AMeDAS の 152 組の 10 分間降水量と WVI の頻度を示す。直前 2 時間の降水量 0mm の場合に限定している。WVI が 4mm を超えると、1%以上の頻度で、その後の 10 分間降水量が 5mm を越えている。全サンプルから計算した頻度は 0.004%であり、WVI が積乱雲に伴う水蒸気の非一様性の度合いを表現していることが示唆される。

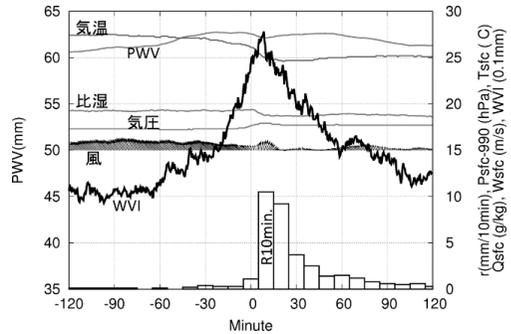


図 1. 10 分間 10mm 以上の降水を観測する前後各 2 時間の地上気象要素及び PWV, WVI の変化。2016 年 7-10 月の地上気象観測点と 1km 以内に位置する GNSS 観測点における 33 事例の平均。10 分後の 10 分間降水量が 10mm 以上となった時間を横軸の 0(ゼロ)とした。左縦軸は PWV, 右縦軸は気圧(-990 した値)、気温、比湿、WVI(10 倍した値)のスケール。

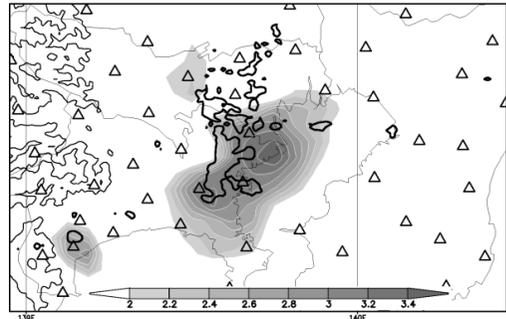


図 2. 2016 年 7 月 14 日 18 時 55 分の WVI の分布。Δ は各 GEONET 点、陰影は GEONET 点の WVI を内挿による WVI2mm 以上の領域。太線は、レーダー降水強度 50mm/h の等値線。

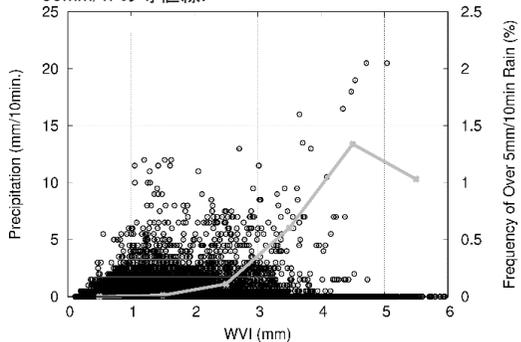


図 3. WVI の値と、その後 10 分間の降水量の関係。2016 年 7 月。GNSS 点と AMeDAS 点の距離が 1km 未満。直前の 2 時間降水量が 0mm の場合。灰線は 10 分間降水量 5mm を越える頻度(%)。

Shoji, Y. et al, 2014: Estimation of Local-scale Precipitable Water Vapor Distribution Around Each GNSS Station Using Slant Path Delay. SOLA, 10, 29-33.  
 Shoji, Y., 2013: Retrieval of Water Vapor Inhomogeneity Using the Japanese Nationwide GPS Array and its Potential for Prediction of Convective Precipitation. J. Meteor. Soc. Japan, 91, 43-62.

# GPM DPR 潜熱加熱スペクトル推定のための中緯度参照テーブルの作成： 気象庁 LFM データの解析

\*横山千恵・高藪縁・濱田篤（東京大学 AORI）・重尚一・山本宗尚（京都大学）・  
山地萌果（JAXA/EORC）・幾田泰醇（気象庁数値予報課）

## 1. はじめに

積雲対流に伴う非断熱加熱は、熱帯域では、地表面で得た太陽放射加熱を大気に再分配する役割を持つ。一方、中緯度でも、積雲対流の潜熱加熱は、温帯低気圧の急発達に重要な役割を果たす（例えば、Roebber and Schumann 2011）。そのため、観測データに基づく全球規模の潜熱加熱プロファイル推定は、大気現象の理解に不可欠である。本研究では、全球降水観測（GPM）衛星搭載の2周波降水レーダ（DPR）を用いた非断熱加熱プロファイルの推定を目的とする。

熱帯・亜熱帯域の降水に対しては、Shige et al. (2004, 2007, 2008, 2009) が、熱帯降雨観測（TRMM）衛星搭載の降雨レーダによる潜熱加熱プロファイルのスペクトル推定（SLH）アルゴリズムを開発した。SLH アルゴリズムでは、Goddard Cloud Ensemble Model を用いた TOGA-COARE 域の降水システムの数値シミュレーションデータから作成した、降水タイプ別の参照テーブルを用いる。対流性降水および浅い層状性降水には降水頂高度を参照し、深い層状性降水には融解層高度での降水強度を参照して非断熱加熱を推定する。

しかしながら、中緯度域については、降水システムの特性が熱帯域とは大きく異なるため、このアルゴリズムをそのまま適用できない。本研究では、気象庁の局地モデル（LFM）データを利用し、中緯度海上の非断熱加熱プロファイル推定用の参照テーブル作成のための解析を行う。

## 2. データと解析方法

2016年の02/29 12Z、03/14 06Z、04/16 21Zにおける気象庁 LFM による日本付近の温帯低気圧事例データを解析した。予報時間は3時間である。まず、雲凝結物の混合比、落下速度、大気密度から3次元降水フラックスを計算した。このとき、衛星観測と整合するよう鉛直流は考慮しない。次に、以下の2手順で、降水を対流性/層状性/その他に分類した。即ち、①地表降水強度による分類（Churchill and Houze 1984）の後、②雲水混合比と鉛直流により再分類（Tao et al., 1993）した。さらに、衛星全球降水マップ（GSMaP）アルゴリズムで用いられている月別の降水レジーム分類マップを用い、中緯度域と熱帯域とを分離した。

その後、中緯度海上の各降水タイプに対する降水・潜熱加熱プロファイル特性の解析を行った。データは、DPRの鉛直解像度と同じ125 m 間隔に内挿した。降水頂高度の閾値は  $0.2 \text{ mm h}^{-1}$  である。

## 3. 結果と考察

まず、対流性降水については、Shige et al. (2004) と同様、降水頂高度を参照値としたテーブルを作成した（図略）。5–6 km に降水頂を持つ降水が最も強く、潜熱加熱の振幅も大きいのに対し、より高い降水 (>7.5 km、全体の約 3.5%) は比較的弱い。これは、降水頂高度と共に降水強度が強まる GPM Ku 帯レーダ観測と異なっており、今後の検討課題である。

一方、層状性降水については、雲底高度（ZCB）と0度高度（ZOC）との位置関係により潜熱加熱プロファイルが異なることに着目した。基本的には、雲底の上（下）で凝結（蒸発）に伴う加熱（冷却）が起こる。これに融解・昇華に伴う冷却を加味すると、 $ZOC < ZCB$  の場合は、雲底の下で強い冷却が生じる。 $ZOC \geq ZCB$  の場合は、凝結加熱と融解に伴う冷却とにより、ZOC 以下でも雲内ではわずかな加熱もしくは冷却となる。

さらに解析・検討した結果、上述の層状性降水の潜熱加熱プロファイルの違いは、基本的には ZOC 以下の降水が下方減少（Downward decrease: DD）か、下方増加（Downward increase: DI）かによって判別できることが分かった。図1に、降水が最大となる高度（層状性降水では ZCB とほぼ対応）での降水強度を参照値とした層状性降水の潜熱加熱プロファイルを示す。DD、DI とも、雲底での降水強度と共に、雲底の上で加熱が強まっている。一方、雲底の下での冷却は DD で顕著に大きく、DD と DI の違いを良く表している。

今後は、低気圧以外の事例の解析も行い、参照テーブルを改良していく予定である。

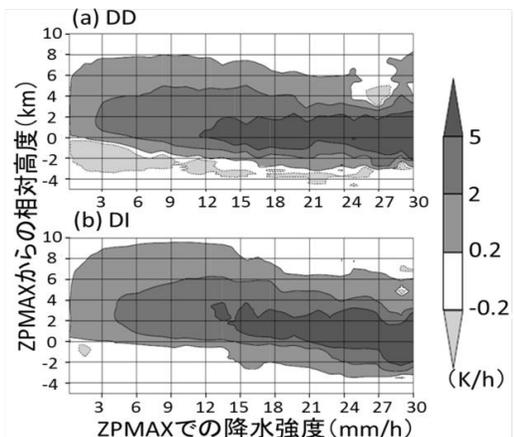


図1. (a) DD、(b) DI タイプの層状性降水の参照テーブル。色は潜熱加熱率 (K/h)。横軸：最大降水高度（ZPMAX）での降水強度、縦軸：ZPMAX からの相対高度。

謝辞：本研究は、JAXA PMM 8th JRAの支援により実施された。

## 放射性物質の大気拡散に関する福島の教訓と課題

\*渡邊 明 (福島大・理工)

### 1. はじめに

東日本大震災に伴う東京電力福島第一原子力発電事故が発生し6年が経過した。新規制基準の適応により、地震や津波対策が一定進められたり、原子力災害対策指針の見直しにより避難計画などが変更されたりしているものの、必ずしも福島の教訓が生かされたものにはなっていない。ここでは、避難計画など大気拡散モデルの利用に関わる福島の教訓について報告する。

### 2. 避難経路や場所の決定

避難指示は国から出されるものの、具体的な避難行動計画は自治体に委ねられている。今回の福島原発事故では、発生源の情報が公表されないまま、国から3月11日21時23分に半径3km圏内、12日5時44分に10km圏内、19時4分に20km圏内に避難指示が出されたが、12日早朝から原発で働いている人からの危険情報が出され、自主避難が始まっている。特に、浪江町では20km圏外避難に対して、同町内の北西方向28.5kmにある津島支所に8千人が避難した。この結果高線量率域に滞在することになり、原発から放射性物質が多量に放出された15日から二本松市への避難が始まったものの23日まで滞在し、他の自治体避難者の10倍以上の被ばくを受けた。避難場や避難ルートを選択には放射能汚染分布や発生源情報が重要である。現在の避難計画では「事故発生時に放出量を正確に知ることが不可能なため、避難体制は単純で機械的に行い、事故が発生したら5kmのPAZは直ちに避難、5-30kmのUPZは屋内退避と決めて数値予測などは必要ない」としているが、発生源情報は現場の線量率変動でも推計でき、その発生源情報を用いて大気モデルを使用することで、高濃度プルームの通過時の行動や、食物、飲料水に対する警戒が可能になり、被ばく低減に活用できる。

### 3. 屋内退避問題

福島原発事故では、国から3月15日9時40分に20kmから30km圏内に屋内退避指示が出されたが、4月22日に緊急時計画的避難区域(飯館村など)と緊急時避難準備区域に変更されるまで38日間屋内退避指示が継続した。この指示の下でどのように生活するのか、その生活支援体制も含めて明確にはなっていない。本来放射性物質が地表に沈着してしまえば、屋内退避は遮蔽効果のみで、屋内退避の主体は吸引被ばくを防ぐことである。それには放射性プルームの通過を避けることが課題になる。今回の事故ではいわき市平で3月15日4時に23.72 $\mu$ Sv/hを記録しているが、9時には2.59 $\mu$ Sv/hまで減少した。一方、福島市では同日

19時30分に24.08 $\mu$ Sv/hまで上昇し、そのまま高線量率が持続した。平のケースは高濃度放射性プルームの通過で、乾性沈着したためプルーム通過後線量率は減少したが、福島市では降水開始と一緒に高線量率が出現し、高濃度プルームの通過というより、拡散された放射性物質が、降水によって鉛直積算されて、地表に沈着して高線量率が出現したと考えられる。平の例は発生源情報とモデルによって吸引被ばくを大きく低減できることを示すものである。

### 4. 汚染実態の把握

福島原発事故で広域放射能汚染の実態を最も早く示したのは、3月23日に発表されたアメリカエネルギー省(US DOE&NNSI)の航空機観測結果である。その後福島大学では2km格子での観測を実施して分布状況を示したが、情報公開が自治体や住民に不安を及ぼすとの観点から、自治体の了解の下で公表する手続きを行ったため、一般公開は6月17日まで延期された。しかし、浪江町津島に避難していた人を避難させる大きな力になった。基本的には福島原発事故を受けて航空機計測が確立されているので、空間分布を知る方法としては航空機サーベヤーが大きな力になると考えられるが、常時モニタリングポストが20kmに1地点程度では福島原発事故の高線量域(幅4km、長さ40km)を認識することは出来ない。大気モデルの活用とその結果に基づく実測値による検証を組み合わせることによって、精度の良い汚染分布が作成できる。大気拡散モデルは福島原発事故でもその有用性が示され、その後進化もしてきたが、使用体制の確立に問題が残る。

### 5. 除染と再飛散問題

除染は放射性物質を物理的に取り除くことで確実に線量率が低下するが、低下率は必ずしも一律ではない。汚染の状況、除染の技術等によって大きく異なっている。今回の事故では最も高線量率を示す側溝等が後回しになり、ようやく2016年度から開始されている。その一方で、高線量率域では除染しても低下しない実態がある。その多くは除染しない森林域を含む地域で、その降下を明確にするには明確な汚染分布にあわせて、移行過程の理解が不可欠である。高線量率域での線量率低下はどの地点も約30年で0.04 $\mu$ Sv/hに戻るが、降水量は元の10mBq/m<sup>2</sup>・monthに戻るには1200ヶ月を要する観測結果がでている。Cherinobuiriの時は4ヶ月で元の戻り、それに比べて長期間低下しないのは高線量率域からの汚染の再飛散と原発事故現場から現在も続く放射性物質の放出であると考えられる。

福島原発事故直後における大気環境常時測定局のテープろ紙中の放射性核種分析データから明らかになったこと

\*鶴田治雄(RESTEC)、大浦泰嗣・海老原充(首都大)、大原利眞(環境研)、森口祐一(東大院工)、司馬 薫・草間優子・荒井俊昭(東大大気海洋研)、松本伸弘・山田裕子・中島映至(JAXA/EORC)

1. 目的：日本の各自治体が管理・運営する大気環境常時監視網のSPM（浮遊粒子状物質）測定局で使用されている、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Ge検出器で測定している。そのデータを用いて、東北地方南部と関東地方南部の99地点(図1)で、2011年3月12-23日の1時間毎のCs-137濃度の空間分布を作成した。その解析結果(Tsuruta et al., 2014)とデータ集(Oura et al., 2015)の論文は、UNSCEAR（原子放射線の影響に関する国連科学委員会）の2015年と2016年の白書で、「今後の大気中への放出・拡散・沈着の分野に必要な研究に大きな貢献をする出版物」と評価された。また、これらのデータは、放出率や大気輸送モデルのシミュレーション結果との比較検証データとして利用され始めた(Yumimoto et al., 2016; Nakajima et al., 2017)。今回は、これまでのデータ解析で何が明らかになったかをまとめた。

2. プルーム/汚染気塊：(1)Cs-137濃度のピークが、どの地点でいつ、どのくらいの時間継続したかが明らかになった。(2)それにより、Cs-137の高濃度のプルーム(P)が少なくとも9回観測された(表1)。(3)これらのピーク時間帯と、国・自治体のモニタリングポストで測定された空間線量率のピークの時間帯と比較して、よく一致していたことがわかった。

3. 時空間分布と輸送経路：(1)Cs-137濃度の時空間分布図に気象庁GPVデータの1000hPaの風向風速を重ねることにより、汚染気塊の輸送経路が明らかになった。(2)新たなプルーム(3月16日午前中に関東東部沿岸域を通過したP4と3月20日午後に関東中部に到達したP7)の存在が、初めて明らかになった。(3)これまでよくわからなかった原発から北方への輸送状況が、複数のプルーム(P1,P3,P5,P6,P8)の存在から明らかになった。

4. 土壌沈着量との対応：(1)関東地方の茨城県南部と千葉県東葛地域の相対的に沈着量の多い地域(図1のD1)は、降水が観測された2011年3月21日の大気積算Cs-137の高濃度地域と良く対応した。これはプルーム(P9)が到達したときにその地域を含む広範な地域で降水があったためである。(2)福島県での両者の対応はあまりみられなかった。(3)宮城県北部と岩手県南部の沈着量の多い地域(D2)付近の3月20日のSPM濃度は非常に低かった。これは、汚染気塊(P8)が南側から上空を輸送され、その後の降水によりその地域に沈着したためと推測される。

5. 気象場との関係：大気鉛直構造、特に逆転層の存在と、局地気象、特に浜通り沿岸域での海風とが、地上濃度へ大きな影響を与えていた。

6. 炉内/放出事象：3月12-13日のP1と3月15日のP2とP3は、各1,2号機由来である。一方3月16日のP4は、2号機と3号機の複合と推測されているが、まだよくわかっていない。

7. 今後の課題：(1)モデルのシミュレーション結果との比較検討を引き続き行う。(2)他で測定された放射性核種データなどを含めて総合的に解析して、炉内事象と大気中への放出過程をさらに考察する。(3)被ばく線量評価のために、テープろ紙中のI-129を測定してI-131を推定する。(4)、さらに多くのSPM地点でCs-137の分析を継続中で、事故直後の農作物被害との関係も解析する。

謝辞：事故後のSPM計使用済みテープろ紙を提供してくださったすべての自治体に、深く感謝します。この研究の一部は、環境省と原子力規制庁の委託事業で実施した。また現在、文科省科学研究費のISET-R、環境省総合推進費課題「5-1501」で実施中。

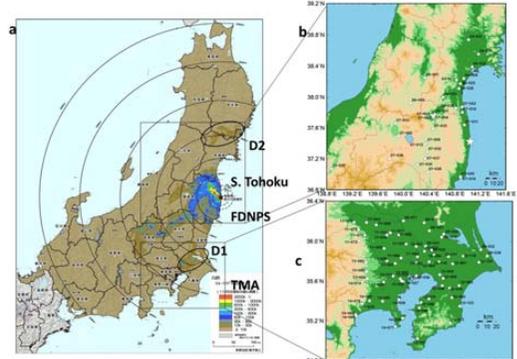


図1(左)MEXTによるCs-137土壌沈着量分布。(右)SPM計テープろ紙を分析した99地点(東北南部と関東南部)。

表1 福島第一原子力発電所の事故直後に放射性プルーム(P)が輸送された日と地域(2011年3月12-21日)

No.	日(2011年3月)										地域		
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	浜通り北部	中通り	首都圏
P1	●	→									●		
P2				●									●
P3				●									●
P4					●								●
P5									●				●
P6									●				●
P7										○			○
P8									●				●
P9										●			●

注：矢印はプルームが翌朝まで存在したことを示す

## 大気モデル相互比較に基づく福島原発事故起源の<sup>137</sup>Csの動態解析

\*森野悠<sup>1</sup>, 北山響<sup>1</sup>, 滝川雅之<sup>2</sup>, 中島映至<sup>3</sup>, 速水洋<sup>4</sup>, 永井晴康<sup>5</sup>, 寺田宏明<sup>5</sup>, 斉藤和雄<sup>6</sup>, 新堀敏基<sup>6</sup>, 梶野瑞王<sup>6</sup>, 関山剛<sup>6</sup>, Damien Didier<sup>7</sup>, Anne Mathieu<sup>7</sup>, 大原利真<sup>1</sup>, 鶴田治雄<sup>8,9</sup>, 海老原充<sup>10</sup>, 大浦泰嗣<sup>10</sup>, 柴田徳思<sup>11</sup> (<sup>1</sup>国立環境研究所, <sup>2</sup>海洋研究開発機構, <sup>3</sup>宇宙航空研究開発機構, <sup>4</sup>電力中央研究所, <sup>5</sup>日本原子力研究開発機構, <sup>6</sup>気象庁気象研究所, <sup>7</sup>Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire, <sup>8</sup>リモート・センシング技術センター, <sup>9</sup>東京大学, <sup>10</sup>首都大学東京, <sup>11</sup>日本アイソトープ協会)

### はじめに

福島第一原発事故以降、放射性物質による環境への影響を見積もるために、様々な機関によって大気シミュレーションが実施されて、放射性物質の動態把握・放出量推計・影響評価などに貢献してきた。一方、被ばく量推計などのセンシティブな問題に大気モデル結果を活用するうえでは、その不確実性を把握する必要がある。一般にモデルの再現性や不確実性を把握するうえでは複数モデルによる相互比較実験が有用であり、これまで気候モデルや大気汚染モデルなど様々な分野において実施されてきた。

本研究では、Tsurutaら(2014)によって得られた広域における1時間ごとの<sup>137</sup>Cs大気濃度の観測データを基にモデル相互比較を実施した。本相互比較実験によってモデルの点源放出プルームに対する再現性や不確実性を明らかとするとともに、アンサンブル平均の有用性や今後のモデル改良に資する知見を得ることを目的とする。

### 研究方法

日本学術会議(2014)で実施した領域大気モデル相互比較実験に提出された計算結果を基に、7機関のモデル計算結果を比較した。比較対象としてTsurutaら(2014)が取得した<sup>137</sup>Cs大気濃度データ、および航空機モニタリングにより得られた積算沈着量データを用いた。

### 結果と考察

福島第一原発事故起源の<sup>137</sup>Csプルームとして、

Tsurutaら(2014)及びNakajimaら(2017)らは大気濃度の時空間分布を基に9つの事例を特定した。本研究では、これらのプルームごとにモデル再現性を評価した(図)。これらは、2011年3月12日ー13日(プルーム1, 以下P1), 3月15日ー16日(P2, P3, P4), 3月18日ー19日(P5, P6), 3月20日ー21日(P7, P8, P9)に東北地方南部或いは関東地方に到達していた。

モデルによる実測再現性はP2で最も高く、FA5(モデルが実測値をfactor 5以内で再現した割合)が10–60%ほどで、続いてP1, P3, P8ではFA2が0–25%ほどだった。内陸部の広範囲を覆うP2, P3, P8に対しては、いずれのモデルも比較的再現性が良かったのに対して、沿岸部で局所的に通過するP4, P5, P6では全体的にモデルの再現性は悪かった。また、7モデルのアンサンブル平均は概ねいずれのプルームにおいても平均以上の実測再現性を示しており、点源放出プルームのシミュレーションにおいてもアンサンブル平均の有用性が示された。

なお、当日は大気濃度と沈着量の再現性の整合性についても示す予定である。

**謝辞:** 本研究の一部は環境省の環境研究総合推進費(5-1501)により実施された。

### 参考文献

Nakajima et al., PEPS, 4:2, 2017.

日本学術会議, 報告, 2014.

Tsuruta et al., Scientific Reports, 4:6717, 2014.

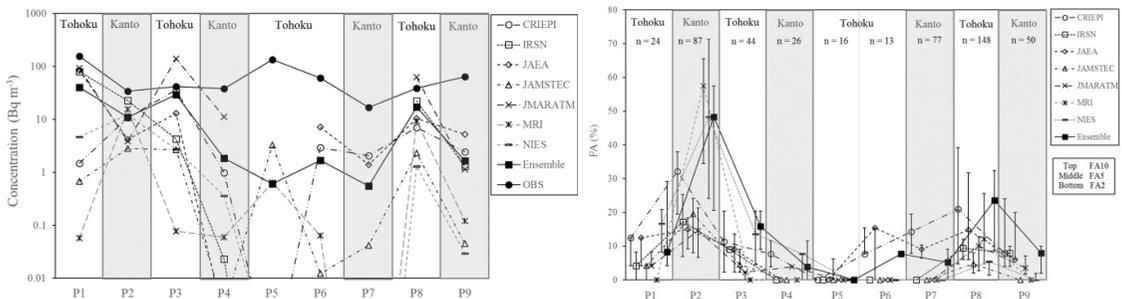


図. 放射性プルーム (<sup>137</sup>Cs 観測値が 10 Bq m<sup>-3</sup> 以上)の通過時における、<sup>137</sup>Cs 平均濃度の実測値とモデル計算値(左図)、及び各モデルが実測値を factor 2, 5, 10 で再現した割合(それぞれ FA2, FA5, FA10. 右図)。

## 数値モデルによる移流拡散予測の相互比較実験

\*岩崎俊樹（東北大）、中島映至（JAXA）、渡邊明（福島大）、鈴木靖（日本気象協会）、近藤裕昭（産総研・日本気象協会）、森野悠（国環研）、寺田宏明、永井晴康（JAEA）、滝川雅之（JAMSTEC）、関山剛（気象研）

### 1. はじめに

原子力災害等の緊急時における数値モデルの活用策を検討するために、移流拡散予測の相互比較実験を行った。比較の対象は放射性物質の**地上付近の濃度**および**気柱全体の鉛直積算値**とした。災害時、前者は吸引に伴う内部被ばくを、後者は湿性沈着に伴う内部・外部被ばくを、それぞれ軽減するための情報として活用が期待される。

検証期間は福島第1原子力発電所事故後に、最も深刻な地表汚染が発生したとされる、3月15日00時JSTからの39時間と3月20日06時JSTからの39時間を選んだ。検証には下層でブルームが通過したとみられるいわき市、および降水による湿性沈着が発生した福島市と柏市で得られた空間線量率の地上モニタリングデータを利用した。

### 2. モデルと検証方法

予測比較実験に参加した数値モデルは次の3つである：(1) 国立環境研究所NIESの計算によるWRF-CMAQ [Morino et al. 2011]、(2) 日本原子力研究開発機構JAEAの計算によるWSPEEDI-II [Terada et al. 2012]、(3) 気象研究所MRIの計算によるNHM-Chem [Sekiyama et al. 2015]。実験ではこれらのモデルに以下の条件を与えた。

(a) 単位時間当たり放出量は一定値とする。これは緊急時に正確な放出率を知るのが難しいことを考慮

した設定である。また、放出量を一定とすることは最悪シナリオに相当する。

(b) 湿性沈着は起こらないと仮定する。これは汚染物質の鉛直積算量はその時点での最大可能湿性沈着量となることを意味する。また、湿性沈着プロセスのモデル誤差の影響を避け、最悪シナリオを想定するためである。

(c) 初期値を与えた後の気象場は予測データ（気象庁メソGPVもしくは独自予測結果）を用いる。

### 3. 結果と考察

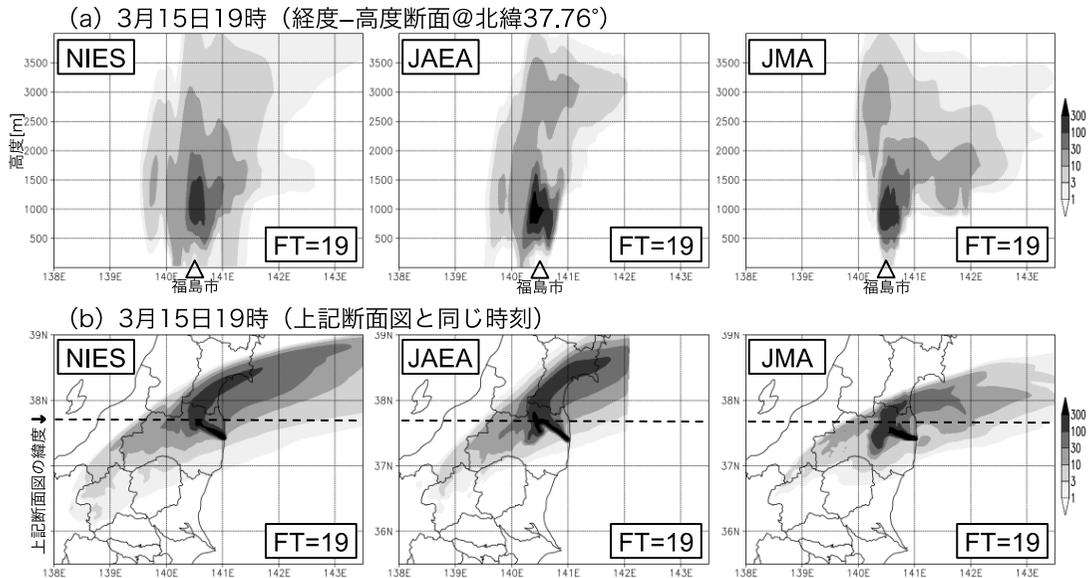
濃度、鉛直積算値とも予測にはばらつきがあり、正確な放出情報が得られたとしても絶対値の利用は避けるべきである。しかし、時空間分布の予測情報は誤差を考慮すれば整合的であり、被ばく軽減に活用できる（第1図）。また、マルチモデルの情報は予測の不確実性を知るうえで有益である。詳細は当日発表する。

#### 謝辞

本研究はMEXT科研費24110003の助成を得て実施した。

#### 参考文献

Morino et al., *GRL*, **38**, L00G11, 2011.  
 Sekiyama et al., *JMSJ*, **93**, 49–64, 2015.  
 Terada et al., *JER*, **112**, 141–154, 2012



第1図 3つのモデルで予測計算した放射性物質の(a) 相対濃度 ( $10^{-13} \text{ Bq/m}^3$ ) 経度-高度断面図、(b) 大気上端から地表面までの鉛直積算量相対値 ( $10^{-11} \text{ Bq/m}^2$ )。断面図上の△は福島市の位置を表す。3月15日19時は福島市近辺で湿性沈着により空間線量率が上昇した時間帯だが、ブルームは地上にはほとんど存在せず上空1000m辺りに中心部が位置している。なお、JAEAは東経142°付近で計算を打ち切っているためコンターが一部欠けている。

# 福島第一原子力発電所事故の放出量推定と被ばく評価における 大気拡散シミュレーションの活用

\*寺田 宏明<sup>1</sup>、永井晴康<sup>1</sup>(<sup>1</sup>日本原子力研究開発機構)

## 1. 緒言

2011年3月11日に発生した福島第一原子力発電所事故に際し、当研究グループでは様々な事故対応活動を実施してきた。特に、事故後早期から、緊急時環境線量情報予測システム SPEEDI (System for Prediction of Environmental Emergency Dose Information) 及びその世界版 WSPEEDI (Worldwide version of SPEEDI) による大気拡散シミュレーションと環境モニタリングを組み合わせることで、大気中への放射性物質の放出量の推移を推定してきた。この成果は国内外による被ばく評価で利用されてきた。本発表では、これら一連の活動、最近の新たな取組み、及び今後の展開について述べる。

## 2. 放出量推定

事故当初、電源喪失等により排気筒モニタは動作せず、炉内事故進展解析により放出量を計算予測するための旧原子力安全・保安院の緊急時対策支援システム ERSS もプラント情報が入手できず機能していなかったため、大気中への放出量は全く不明であった。そこで旧原子力安全委員会と協力し、SPEEDI 及び WSPEEDI による単位放出率 (1Bq/h) を仮定した大気拡散計算結果を、放出核種の大気中濃度や空間線量率等の環境モニタリング値と比較することで、3月12日から4月5日までの放出量の推移を逆推定した (Chino et al. 2011)。その後、モニタリング値の増加や計算モデル改良に伴い、放出量推定値 (図 1) の改訂を重ねてきた (Terada et al. 2012; Katata et al. 2015)。また、最近の新たな取組みとして、環境データに基づく解析と炉内事故進展解析との融合解析が進められようとしている。この一環として、炉内の <sup>134</sup>Cs/<sup>137</sup>Cs インベントリ比が 1~3 号機で異なることを利用し、地表沈着した Cs 同位体比の測定値と、放出期間を限定した大気拡散シミュレーションによる測定地点への沈着時期の解析から、各汚染地域の形成にいつどの炉からの放出が寄与したかを推定した (Chino et al. 2016)。これにより、3月12日午後には 1 号機、3月12日深夜~15日朝は 2 号機、3月15日夜は 2 号機と 3 号機が主に寄与し、3月20日中に主な放出が 3 号機から 2 号機に変化したことが推定された。

## 3. 被ばく評価

旧原子力安全委員会は、事故初期段階の放出量推定値 (後の Chino et al. 2011) を用いて、SPEEDI による公衆の甲状腺被ばく線量を試算し、評価結果を 2011年3月23日に公表した。その後改訂された放出量推定値 (Terada et al. 2012) は、世界保健機関 WHO により被ばく評価に利用され、国連科学委員会 (UNSCEAR) による被ばく評価においても、当時最も環境モニタリングを説明可能な放出量として採用された (UNSCEAR, 2013)。国内では、大気拡散シミュレーション結果の被ばく評価への活用も進められている。事故初期の放射性ヨウ素の吸引による内部被ばく線量は、実測に基づく評価が困難である。また、外部被ばく線量の正確な評価には、地表沈着量だけでなくプルーム通過時の大気中濃度も必要だが、実測値は十分でない。これに対応すべく、平成 24 年度から環境省により進められている「原子力災害影響調査等事業 (放射線の健康影響に係る研究調査事業) において、WSPEEDI の大気拡散シミュレーションにより再構築した放射性核種の大気中濃度及び地表沈着量の時間空間分布が、住民の行動パターンと組み合わせた被ばく評価に活用されている (環境省, 2017)。

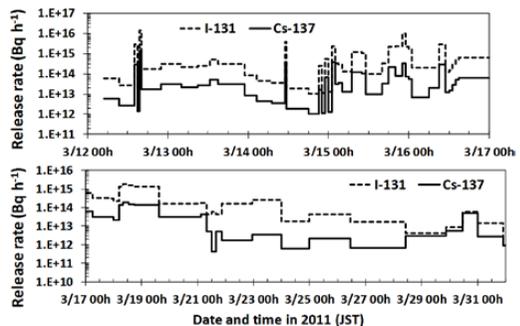


図 1. Katata et al. (2015) による大気放出量推定値

## 【参考文献】

- Chino M. et al., J. Nucl. Sci. Technol. 48, 1129-1134 (2011)
- Terada H. et al., J. Env. Radioact. 112, 141-154 (2012)
- UNSCEAR, UNSCEAR 2013 Report (2013)
- Katata G. et al., Atmos. Chem. Phys., 15 1029-1070 (2015)
- Chino M. et al., Sci. Rep. 6, 31376 (2016)
- 環境省, 原子力災害影響調査等事業報告書 (2017)

# AMeDASおよびNTTドコモ地上風観測値のデータ同化が移流拡散シミュレーションの再現性に与える影響

\*関山剛・梶野瑞王・國井勝（気象研究所）

## 1. 背景

大気組成を再現・予測するための移流拡散シミュレーションには通常、気象場の格子点データ (GPV) が入力値として必要であり、一般には天気予報などの数値計算の際に作成されたものが使われている。その作成過程においてデータ同化される気象観測値は適宜取捨選択されており、使われないデータも多い。例えば、気象庁の全球数値予報システム (全球 GPV を作成) やメソ数値予報システム (日本域の GPV を作成) では陸上の地上風観測値が全くデータ同化されていない [気象庁 2015]。

しかし AMeDAS や NTT ドコモ環境センサーネットワークにおいては数多くの地点で地上風観測が続けられている。また、地上風データは境界層における移流拡散シミュレーションに大きな影響を与える情報を含んでいる可能性が十分にある。時間・空間代表性の小ささゆえに数値天気予報で地上風の情報が使われることは少ないが、境界層内の移流拡散シミュレーションにおいても地上風の情報が不用かどうかはこれまで詳細に検証されたことはない。

## 2. データと解析手法

そこで我々は 2011 年 3 月の福島原子力発電所事故によって放出された放射性セシウムをトレーサーとして用いることにより移流拡散シミュレーションの精度を検証した。地上風データ同化の影響を見るため、JMA-NHM と LETKF によるデータ同化システム [Kunii 2014; Sekiyama et al. 2015] を使って独自に 4 種類の GPV を作成し、移流拡散実験を実施した。気象庁の数値予報システムで実際に使われた気象観測値のみをデータ同化した実験①、それに AMeDAS 地上風データ (関東甲信越および東北南部地域に約 200 地点) を加えた実験②、AMeDAS ではなく NTT ドコモ地上風データ (上記地域で 47 地点を選抜) を加えた実験③、AMeDAS と NTT ドコモ両方の地上風データを加えた実験④である。

JMA-NHM の水平解像度は 3km、LETKF のアンサンブルメンバー数は 20 とし、モデルドメインの外部境界条件は気象庁全球予報値から得た。また、放射性セシウムの濃度観測値には Oura et al. [2015] の地表 SPM フィルタテープ (関東および東南北部で明瞭にプルームの到達時刻が確認できる 40 地点を選抜) のデータを利用した。移流拡散計算精度の比較はプルームの到達時刻 (すなわちセシウム濃度の急激な上昇が観測される時刻) の予測誤差を指標とした。可能な限りプルームが陸上を長距離輸送されたケースを選び、かつ降水による湿性沈着の影響を避けるため、初期値を 3 月 14 日 21 時 JST とする 48 時間予報の気象場を用いた移流拡散計算を検証対象とした。

## 3. 結果と考察

4 つの実験結果を第 1 表に示す。関東および東南北部の 40 地点における放射性セシウムプルーム到達時刻の誤差は実験①で平均 82.0 分であった。この時、予報初期時刻からプルーム到達時刻までの平均経過時間は約 13 時間であった。この標準実験に対して AMeDAS 地上風データを追加した実験②では到達時刻誤差が 9.2 分 (11%) 縮小した。この誤差減少の有意水準は 0.008 であった。

一方、NTT ドコモの地上風データのみを追加した実験③では到達時刻誤差が標準実験①に対して 7.8 分 (9.5%) 増加した (有意水準 0.049)。また、AMeDAS と NTT ドコモ両方の地上風データを追加すると (実験④)、標準実験①に比べれば 6.5 分 (7.9%) 改善するものの、AMeDAS 地上風データのみを追加した実験②の精度には 2.7 分及ばない結果となった。

今回の実験では AMeDAS 地上風データについては事前スクリーニングを行わなかった一方で、NTT ドコモ地上風データについてはロケーション評価によって 5 階級に分けられた測定環境品質のうち上位 2 階級のものだけを選抜してデータ同化に利用した。それにも関わらず実験③で誤差が増大した原因は NTT ドコモの環境センサーが携帯電話基地局敷地内に設置されており、風測定に関して AMeDAS の環境に比べ劣ることが考えられる。

以上により、測定環境の品質に大きく依存する可能性はあるが、境界層内の移流拡散シミュレーションの精度向上に AMeDAS 地上風データ同化は肯定的な影響を及ぼすことが示された。同様の議論は放射性セシウムに限らず水蒸気やエアロゾルについても可能であろう。

## 謝辞

本研究は JSPS 科研費 24340115 および MEXT 科研費 24110003 の助成を受けて実施された。

## 参考文献

- 気象庁, 数値予報課報告・別冊, **61**, 2015.  
 Kunii, *Wea. Forecasting*, **29**, 1093–1105, 2014.  
 Oura et al., *JNRS*, **15**, 1–12, 2015.  
 Sekiyama et al., *JMSJ*, **93**, 49–64, 2015.

第 1 表 プルームの到達時刻の誤差平均 (40 地点)

	実験①	実験②	実験③	実験④
	標準	アメダス追加	NTTドコモ追加	両方追加
誤差平均 (min)	82.0	72.8	89.8	75.5
有意水準		0.008	0.049	0.047

## 福島第一原子力発電所事故による放射性セシウムの沈着過程の推定 —航空機モニタリングと大気拡散シミュレーションの比較—

\*真田幸尚（原子力機構）、中西千佳（VIC）、卜部嘉（NESI）、  
兼保直樹（産総研）、堅田元喜（茨城大学）

### 1. はじめに

福島第一原子力発電所事故により大量の放射性セシウムが東日本の陸面に沈着した。大気エアロゾルに含まれた放射性セシウムの沈着量分布の形成過程を解明することは、原子力事故時の放射性物質による公衆への被ばく評価に役立つとともに、大気中でのエアロゾルの拡散・沈着過程に関する基礎的な知見を深めることに繋がる。しかしながら、日本の大部分を占める山岳地帯での空間線量率の地上観測データは少なく、地形と沈着量分布の関係については断片的な知見しか得られていない。本研究では、著者らが事故直後から継続的に行ってきた有人ヘリを用いた東日本における航空機モニタリングのデータ (Sanada et al. 2014) に着目する。観測が難しい山岳地域の高線量地帯を研究対象地域とし、標高と空間線量率との関係を、著者らの大気拡散シミュレーションの結果と比較しながら、地形と沈着過程の関係を考察する。

### 2. 使用データ

本研究では、2012年9月～11月に測定された東日本の空間線量率の観測結果を用いた (250 m 解像度、Sanada et al. 2014)。沈着過程を明らかにするために、この結果を原子力機構が開発した WSPEEDI-II を用いた大気拡散シミュレーション (Katata et al. 2015) による 3 km 解像度の乾性・湿性・霧水沈着量の計算結果と比較しながら解析した。また、降雨の有無の判別には、レーダーアメダスによる降水強度分布の観測結果を用いた。

### 3. 研究対象地域

研究対象として、空間線量率が比較的高く、広く知られている沈着過程 (湿性・乾性・霧水) の影響を調べることができる5つの地域 (岩手県南部・栃木県西部・福島県中通り・茨城県北部・福島第一原子力発電所北西部；各地域約 800～1,500 km<sup>2</sup>) を選定した。それぞれの地域で、航空機モニタリングの空間線量率および WSPEEDI-II の放射性セシウムの地表沈着量の計算結果を高度厚さ 50 m の層ごとに平均した。

### 4. 結果・考察

図1に、航空機モニタリングから得られた岩手南部と栃木西部における空間線量率の標高分布の結果を示す。両地域の汚染は、湿性沈着により形成されたことが大気拡散シミュレーションで示されている。岩手南部 (図1a) の空間線量率は鉛直方向にほぼ一様であり、沈着が起こった2011年3月20日のレーダーアメダスによる降雨強度も平面分布として一様であったことから、福島第一原子力発電所から放出された放射性セシウムが比較的均一な濃度で拡散し湿性沈着したと考えられた。一方、栃木西部 (図1b) では、標高800 m 付近に空間線量率の極大値が観測された。この沈着が起こった2011年3月15日には降水が観測されておらず、降雨沈着の可能性は低い。このように、降雨が見られないときにある標高で空間線量率の観測値が最大になるケースは、他の地域でも観測されていた。シミュレーションでは、特定高度で霧水沈着が見られたことから、多くのシミュレーション研究が示唆している湿性 (降雨) 沈着だけでなく、雲や霧粒が陸上植生などに直接沈着する過程が重要であると考えられた。

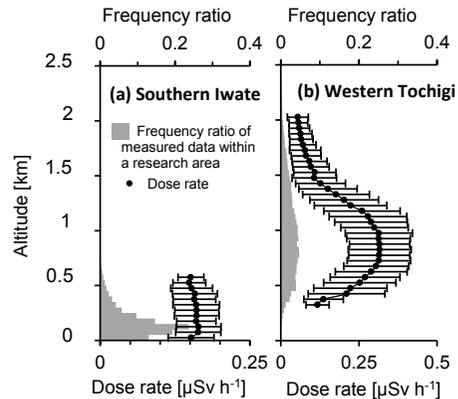


図1 航空機モニタリングによる (a) 岩手南部と (b) 栃木西部の平均空間線量率 (黒丸・エラーバーは標準偏差) の高度分布。棒グラフは各対象地域におけるメッシュの海拔高度の割合。

#### 参考文献

Katata et al. 2015: *Atmos. Chem. Phys.*, **15**, 1029–70  
Sanada et al. 2014: *Prog. Nucl. Sci. Tech.*, **4**, 76–80.

# 航空機モニタリングデータを用いた セシウム 137 放出の時間変動の検討

新添 多聞（原子力規制庁長官官房技術基盤グループ）

## 1 背景と目的

東京電力福島第一原子力発電所事故後の周辺の空間線量率は同発電所から北西方向と中通りで高いという特徴が航空機モニタリング等により明瞭に示されているが、この分布は当時の気象条件と放射性セシウム放出の時間変動とが反映されている。本研究では航空機モニタリングデータ [1] による空間線量率の測定値と、オンライン型大気輸送モデル WRF-Chem を用いたセシウム 137 の拡散シミュレーションによるモデル値との組合せにグリーン関数法を適用して、セシウム 137 放出の時間変動の検討を行った。

## 2 解析方法

WRF-Chem (Ver3.8) におけるセシウム 137 は、同一モデルによりタイムステップごとに計算される気象場により拡散し、粒径  $1\mu\text{m}$  の粒子として沈着すると仮定する。気象場計算の初期値及び境界条件として気象庁の MSM 解析値を用いた。計算領域は、東西南北 810 km 四方の領域 1（水平解像度 9 km）及び東西 243 km、南北 270 km の領域 2（同 3 km）を Two-way ネストにより結合した。対象期間は、2011 年 3 月 11 日午後 4 時 (JST) から 4 月 1 日午前 9 時である。セシウム 137 の単位放出を 1 時間の間隔で分割してモデルに与えた結果を保存しておき、それぞれにスケールファクターを与えて合成することにより放出の時間変動を表現する。逆推定により最適化すべきは、計算期間に割り当てた 497 個のスケールファクターである。セシウム 134 の放射エネルギーは、3 月 11 日時点でセシウム 137 と等しかったと仮定する。計算した積算沈着量から換算係数を用いて空間線量率に変換した。

航空機モニタリングはこれまで 10 次にわたって実施されてきたが、同一地点の空間線量率の比較によりセシウムの壊変より速いペースで減衰していることが知られている [1]。本研究では同一の基準日に変換した空間線量率を比較するため、利用する観測データにおける壊変

以外の減衰の影響は小さいことが望ましい。また、第 5 次モニタリング以降は同発電所から 80 km 圏外に対象範囲が拡大されたことから、第 5 次モニタリング (2012 年 6 月実施) の測定結果を採用し、WRF-Chem のグリッドセル内で平均した値を用いた。比較に用いたグリッドセルは、2,936 個である。

グリーン関数法は、観測データを利用してモデルパラメータを最適化する統計的手法である。通常、グリーン関数法による放出量の最適化は、あらかじめ他の方法により見積もっておいた第一推定値に対する補正として行うことが多い。本研究では、航空機モニタリングデータに内在するセシウム放出量に関する情報を抽出するという観点から、放出量のアプリオリな事前推定は行わず、まず放出量を時間に対して一様の十分小さい値に設定してグリーン関数法を適用する。得られた最適値を次の第一推定値として更に同じ操作を行うという反復計算を 500 回繰り返して最終的な最適値を得た。

## 3 結果と考察

最適化した放出量を用いた場合の空間線量率のモデル値は航空機モニタリングの測定値に対して相関係数 0.96、比較したグリッドセルのうち誤差がファクター 2 及び 4 の範囲に入るものがそれぞれ 71、87% となり、非常に良い一致が得られた。セシウム 137 の主な放出期間は 3 月の 14–16 日、20–22 日、24–25 日、29–31 日となった。ただし、497 個のスケールファクターのうち、最適化されたのは 250 個であった。残りの 247 個については、それぞれのスケールファクターに割り当てた期間の放出量に関する情報が航空機モニタリングデータには含まれていないことを意味する。したがって、これらの期間については他の測定データを用いて最適化する必要がある。

## 参考文献

- [1] 航空機モニタリングによる空間線量率の測定結果; [radioactivity.nsr.go.jp/ja/list/362/list-1.html](http://radioactivity.nsr.go.jp/ja/list/362/list-1.html).

**観測データとモデルの不一致から推定されるさらなる発生量の補正の可能性について**  
**\*近藤裕昭(産総研・日本気象協会)、山澤弘実(名古屋大)、中島映至(JAXA)、鶴田治雄(RESTEC)、  
 眞木貴史(気象研)**

1. はじめに

2011年3月11日以降の東京電力福島第一原子力発電所からの放射性物質の移流・拡散・沈着については数値モデルによる多くの解析がなされてきた。また最近ではSPM観測装置に使用されているフィルターテープの分析から大気中で $^{137}\text{Cs}$ がどのように輸送されたか詳細にわかってきた(Tsuruta et al. 2014 など)。最近 Nakajima らは NICAM 等のモデルを用いて数値計算結果と SPM フィルターテープの $^{137}\text{Cs}$ 濃度分布について比較した結果を出している(Nakajima et al. 2017)。その中でいくつかモデルの結果とフィルターテープによる実測の結果が一致していないところを指摘している。筆者(近藤)が使用している AIST-MM の結果もおおむね NICAM の結果と一致しているが、たとえば不一致が指摘されている3/15-16日にかけての風の計算結果について仙台、福島、白河、小名浜、館野の地上風速観測値と計算結果を比較して風速の hit rate や風向の RMSE を調べても特にこの期間のスコアが中通りや東関東で他期間・他地点に比較して悪いわけではない。このため AIST-MM を用いて2011年3月15日から16日にかけての不一致について、発生源情報を修正することにより改善できるかどうか試みている。

2. 3月15~16日の不一致と発生量の仮定

計算と実測の不一致はSPMフィルターテープの解析期間の3/12~3/24の間にいくつかあるが、ここでは3月15日から16日にかけて Nakajima らが指摘している3つの不一致について考えて見る。一つ目の15日13時以降の福島県中通りでの不一致は、福島県中通り南部(白河等)に $^{137}\text{Cs}$ が到達する時刻が $^{137}\text{Cs}$ 濃度や空間線量率の実測結果からみると13時頃と早いものに対し、計算では16時以降と遅くなる場所である。図1に14日から16日にかけての Katata et al.による $^{137}\text{Cs}$ の発生量推定を示す。AIST-MM の計算にもこの結果を用いている。AIST-MM での計算から15日午後に中通りに到達するプルームは15日早朝にFINPPを発生したものと考えられる。この間の放出について Katata et al.(2015)では放出源高度を20mに設定してあり、15日午前には上空に逆転層が存在したこともあって計算のプルームはなかなか阿武隈山地を越えられない。SPM フィルターテープの記録によれば福島県棚倉で $^{137}\text{Cs}$ 濃度は11-12時にピークを記録しており、茨城県大子の空間線量率も9:00-10:30にかけて線量率が高くなっていることから、プルームは12時頃には阿武隈山地を越えたと推定される(各地点の位置は図2参照)。これらのことから15日3時から7時にかけて大量放出があり、それがかなりの高度まで達したと仮定した計算を実行中である。なお、事象としてはこの間2号機ではバント

がされており、6:10 ころに爆発音があったがその詳細はわかっていない。

もう一つの不一致は、15日18時頃福島県中通りの実測濃度が計算値よりもかなり低いことである。この部分は15日10時から11時頃の放出と考えられるが、この時間帯の発生量がもう少し少なかった可能性についても検討中である。3つめは、16日9時頃に茨城県鹿島付近で高い濃度が測定されているのに対し、計算ではこの高濃度が出ない。これについては16日未明にFINPPの南南西14kmのところにある檜葉町松館のモニタリングポストにおいて空間線量率のピークが記録されていることから16日2時~4時の間に大量放出があった可能性がある。このほかの不一致についても発生源の修正により計算結果が実測に合う方向にむかうかどうか検討を行う予定である。

参考文献

- Katata et al. 2015: Atmos Chem Phys 15:1029-1070.  
 Nakajima et al. 2017: Progress in Earth and Planetary Science 4:2  
 Tsuruta et al. 2014 Sci Rep 4:6717

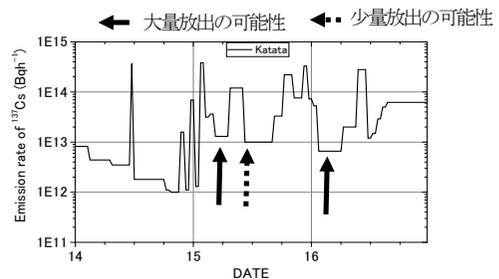


図1 Katata et al.(2015)による3/14-16の $^{137}\text{Cs}$ 発生量の時間変化

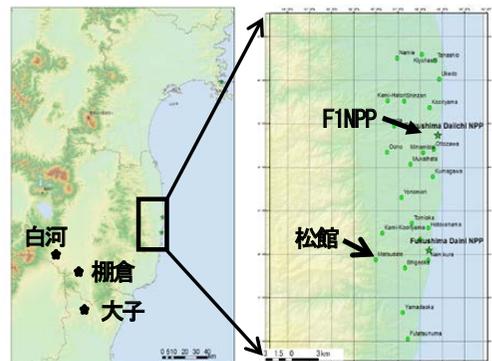


図2 福島県東部(左)とFINPP周辺の各地点(右)の位置。

謝辞: 本研究は本研究はJSPS科学研究費補助金「放射性降・物大気輸送モデリングと移行過程の理解」(24110002)により実施した。

## ひまわり 8号「トゥルーカラー再現画像」

\*村田英彦、齋藤幸太郎、隅田康彦（気象庁 気象衛星センター）

### 1. はじめに

ひまわり 8号および9号には3種類の可視バンド（バンド1： $0.47\mu\text{m}$ 、バンド2： $0.51\mu\text{m}$ 、バンド3： $0.64\mu\text{m}$ ）が搭載されており、それぞれが青、緑、赤色付近の波長に対応している。これらを光の三原色としてカラー合成することで、人間が見た実際の色に近い色の画像を作成することができる。このような画像はトゥルーカラー画像と呼ばれ、例えば地球観測衛星 Aqua や Terra に搭載された MODIS から作成されたものがよく知られている。

トゥルーカラー画像を作成する場合、衛星の観測値をそのまま RGB 信号値として使用すると、衛星センサーの持つ各原色（応答関数の観測波長域に応じた色）と、出力装置（液晶カラーディスプレイ等）の持つ各原色が必ずしも一致しないため、色に若干の差異が生じてしまう。ここでは、実際に近い色を再現するための色補正の手法を開発したので紹介する。

### 2. 色再現の方法

色の再現に際しては、国際照明委員会（CIE）が定めた XYZ 表色系（色を定量的に表す基準）を用い、一旦ひまわり 8号の RGB 各バンドの観測値を XYZ 三刺激値に変換する。次に XYZ 三刺激値を、一般的な出力装置が準拠している、国際電気標準会議（IEC）が定めた国際標準規格 sRGB の RGB 信号値に変換することで色を再現する。これらの変換には、RGB 各原色の色度座標と白色点の色度座標から算出した  $3\times 3$  の行列を用いる。

### 3. 色再現の評価

色再現の評価のため、米国地質調査所（USGS）が公開している、地上の様々な物質に対する分光反射率ライブラリを用いて、センサーの応答関数に応じた観測相当値と XYZ 表色系の色度座標をそれぞれ算出した。観測相当値に前述の変換行列を適用して算出される色度座標と、分光反射率から直接算出した色度座標とを比較することで、色の再現性を評価することができる（図）。

検討の結果、緑色の観測値として用いたバンド 2 の代わりに、 $0.55\mu\text{m}$  付近に中心波長をもつ仮想的なバンドを使用すると色の再現性がよいことが分かり、バンド 2 および 3 に加え、バンド 4（中心波長  $0.86\mu\text{m}$ ）の観測値から、回帰式によりこの仮想的なバンドの観測値を作成して使用することとした。

これらの色再現ならびに評価の手法は、他の衛星に搭載された、バンド構成や応答関数の異なるセンサーに対しても適用可能である。

### 4. 「トゥルーカラー再現画像」

上記の色再現手法のほか、CIRA（米国コロラド州立大学大気科学共同研究所）からレイリー散乱補正ならびに強調処理（Miller et al., 2016）のプログラムの提供を受け、合わせて適用して作成した画像を「トゥルーカラー再現画像」と命名した（英語では「True Color Reproduction Image」）。当画像は 2016 年 5 月、気象衛星センターウェブページにて公開を開始したほか、2017 年 1 月のひまわり 9 号の初画像公開にも使用した。

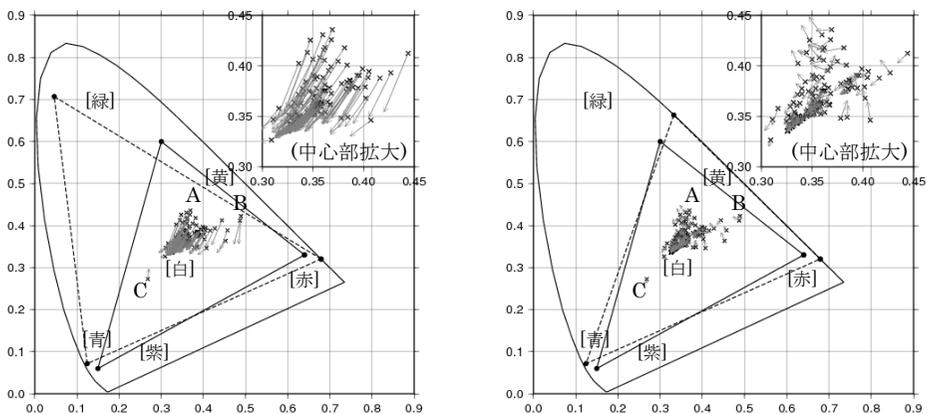


図 XYZ 表色系の  $xy$  色度座標による色再現の評価。馬蹄形の内部が人間の可視領域で、[緑]等は色度座標に対応する大まかな色の目安。×印が正しい色、矢印の先が再現される色。矢印が短いほど色再現がよいことを示す。図中の記号 ABC 付近は、A:植生、B:土壌、C:海洋にそれぞれ相当する。内部の三角形は衛星（破線）および sRGB（実線）の色域を示す。

（左）ひまわり 8号の観測値をそのまま RGB 信号値として用いた場合。全体的に系統的な色のずれが生じている。

（右）回帰式で作成した仮想的な緑バンドを使用し、色変換行列を適用した場合。矢印が短くなり色再現が向上した。

# 静止気象衛星ひまわり 8号による RGB 合成画像

志水菊広、村田英彦（気象庁 気象衛星センター）

## 1. はじめに

ひまわり 8号搭載のイメージャ（AHI）は、特性の異なる 16 の観測バンドを持っており、従来捉えられなかった様々な現象を解析できるようになった。

新たな解析手法のひとつである RGB 合成画像は、一枚の画像の中に複数バンドの画像情報を含み、雲域の詳細や現象を色調で表示する。欧州気象衛星開発機構（EUMETSAT）では、12 バンドのイメージャ（SEVIRI）を搭載する静止気象衛星・第二世代メテオサット（MSG）を運用しており、MSG 利用者の間では SEVIRI による観測画像を用いた RGB 合成画像を 2000 年代から雲解析等に活用している。

RGB 合成画像で用いる画種選択の標準的な設定は、世界気象機関（WMO）の専門家グループ等から提唱されている。この設定は、夜間雲解析用や気団判別用など目的に応じた EUMETSAT の作成設定（レシピ）が基本となっている。気象庁気象衛星センターでも、ひまわり 8号の画像活用の手法の一つとして RGB 合成画像の効果的な利用を進めている。ここでは、ひまわり 8号画像に EUMETSAT レシピをベースにした RGB 合成手法を適用した結果を報告する。

## 2. 合成方法とひまわり画像への適用

RGB 合成画像は、着目する現象に応じて選択した特性の異なる 3 つの画像に赤（Red）、緑（Green）、青（Blue）の光の三原色を割り当てて合成表示する。合成前の各画像の輝度（可視・近赤外画像は反射強度、赤外画像は輝度温度）の大小によって様々な色調が表示される（通常、0～255 の 8 ビット階調）。利用者は色見本の色調と対応させて画像に現れた雲域や現象を解釈する。着目する現象を強調するため、画像を合成する前に階調範囲（グレースケールでの輝度温度や反射強度の範囲）やガンマ値を調整する必要がある。

ひまわり 8号画像に適用する際は、合成する各色の画像の選択や画像の調整方法（レシピ）として EUMETSAT レシピを用いた。ただし AHI と SEVIRI はセンサ特性が異なるため、そのままの設定では表示される色調が SEVIRI によるものと大きく異なることがある。このため両イメージャのシミュレーション観測データの比較によって得られた一次回帰式（図 1）から、特性の近いバンドを選定し画像の階調範囲を調整（図 2）することで、ひまわり 8号画像でより適切に再現することができた。

## 3. 新しい RGB 合成画像の考案

AHI には SEVIRI にはない特性を持った観測バンドが搭載されており、それらのバンドを用いた新たなレシピを試験的に作成した。また、ひまわり 8号以前からある可視赤外バンド画像だけを利用するユーザー向けのレシピも考案した。これらの設定を用

いた雲域や現象等の解析への有効性を事例収集とともに同時進行で調査中である。

## 4. 今後の展望

シミュレーション観測データによる一次回帰式で得られた調整設定により、MSG 利用者により用いられている RGB 合成画像がひまわり 8号画像でもよく再現されたが、高次の回帰式などを用いると更に再現性が高まると期待される。また緯度や季節などの地域特性の違いによって色調が大きく異なる事例も見られたため、引き続き事例調査を進めるとともに、今後は地域特性を考慮した調整値や新たな合成設定の有効性を調査しつつ、既存の合成画像の利用促進に努めたいと考えている。

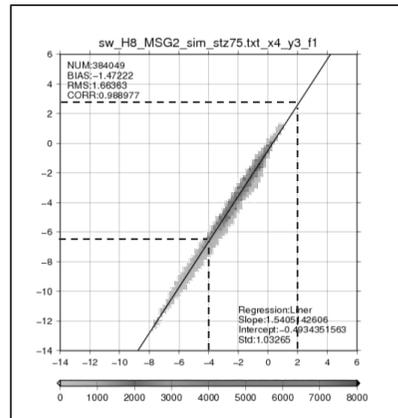


図 1. シミュレーション観測データの比較から得られた散佈図と一次回帰式（横軸の SEVIRI 12.0 $\mu$ m バンドと 10.8 $\mu$ m バンドの輝度温度の差分値と縦軸の AHI 10.4 $\mu$ m と 11.2 $\mu$ m バンドとの輝度温度の差分値の例）。点線は図 2 の R（赤色の画像）の調整に対応。

### Night Microphysics RGB (EUMETSAT)

RGB	band	min(K)	max(K)	gamma
R	12.0-10.8	-4	2	1.0
G	10.8-3.9	0	10	1.0
B	10.8	243	293	1.0

### Night Microphysics RGB (JMA)

RGB	band	min(K)	max(K)	gamma
R	12.4-10.4	-6.7	2.6	1.0
G	10.4-3.9	-3.1	5.2	1.0
B	10.4	243.6	292.6	1.0

図 2. シミュレーション観測データの比較による夜間雲解析用 RGB (Night Microphysics RGB) 合成画像のレシピ調整結果。上図各段左から三色に対応する衛星画像（観測中心波長）、輝度温度の最小・最大値、ガンマ値を示す。上段が元となる EUMETSAT レシピ、下段は調整した設定。

## 静止衛星高頻度観測を用いた積雲鉛直流の推定

\*濱田 篤・高萩 緑（東京大 AORI）

### 序

積雲鉛直流は雲・降水システムを理解する上で基本的且つ重要なパラメタである。積雲対流がパラメタライズされた数値モデルの多くでは、積雲鉛直流は積雲群と大規模場との相互作用を決定するのに重要な役割を担っている。このような特段の重要性にも拘わらず、観測に基づく積雲鉛直流の理解は充分でない。その主因は積雲鉛直流の直接観測が非常に難しいことにある。これまでの直接的観測の殆どは時空間的にごく限られたものであり、一般的な特徴を示すには至っていない。

衛星観測は雲・降水の全球的な特性を記述するのに最も有効な手段であるが、現在のところ鉛直流を直接観測できない。同一対象を継続的に監視する目的には静止衛星が最も有効であるが、これまでの観測頻度では積乱雲の発達過程を追うことは不可能であった。しかし近年の静止衛星群による数分-15分間隔の高頻度観測により、積雲スケールの時空間変化を記述することが可能になってきた。

本講演では、静止衛星高頻度観測の有用性を定量的に実証することを目的とした一連の研究のうち、広域の直接観測が困難な積雲鉛直流の推定を試みた結果を報告する（一部出版済み；Hamada and Takayabu 2016, GRL）。

### 使用データ・手法

ひまわり 6号(MTSAT-1R)が2011-2014年6-9月の日中に極東域を対象として行ったキャンペーン観測データを用いた。水平解像度 $\sim 5$  km, 5分毎の赤外第1チャンネル( $\sim 10.8\mu\text{m}$ )輝度温度(TB)データを用いる。TB値はJoice *et al.* (2001, JAM)の簡易的な手法により衛星天頂角補正済である。気象庁メソ解析( $0.1^\circ \times 0.125^\circ$ , 3時間毎)も用いた。

各時刻のTB分布から極小点を見つけ、翌観測で極小位置が同一または4近傍で隣接していれば、同一の雲として発達をトラッキングする。トラッキングされたTB時系列のうち275-280 Kの範囲を通過し、かつTB低下が3観測以上続く時間帯を“発達期”と定義する。発達期の各時刻において、雲頂高度を気温がTBに等しい高度として、また雲頂発達速度( $\approx$ 雲頂付近の鉛直流速)を $w \approx \Delta T_B / \Delta t / \gamma_m$  ( $\gamma_m$ : 湿潤断熱減率)として推定する。

### 結果

推定された鉛直流の高度分布を図1に示す。上位10%の値は高度5 kmで $\sim 3.5$  m/s, 10 kmで $\sim 5.5$  m/sとなっており、先行研究の直接的観測結果と整合的である。各高度の鉛直流は対数正規分布によく従っており、この点でも先行研究結果と整合的である(図略)。本研究では発達中の積雲の雲頂付近のみに着目しているが、先行研究による積雲内部の観測結果と良く合うことは興味深い。

発達期全体を追える静止衛星の特長を活かし、発達過程を終端雲頂高度別に示したのが図2であ

る。最も興味深い点は、4 kmより下層で鉛直流と終端雲頂高度との間に正相関が見られないことである。終端雲頂高度はむしろ5-7 km ( $0-15^\circ\text{C}$ )の鉛直流と良い相関があるように見える。これらの結果は、Zipser (2003, Met. Monogr.)などが指摘するようなmixedまたはiceのプロセスの重要性を示唆しており大変興味深い。但し、特に下層では主に水蒸気分布に関わるバイアス誤差がある可能性もあり、詳細に検討する必要がある。当日の講演では、ひまわり8号による観測を用いた結果も紹介する予定である。

### 謝辞

ラピッドスキャンデータは「気象研究コンソーシアム」を通じて提供された。本研究は環境省推進費(2-1503)およびJSPS 科研費(15H02132, 16H06720)の支援により実施された。

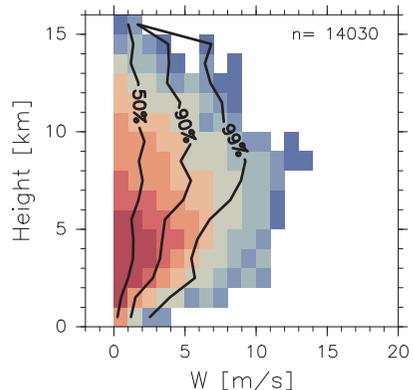


図1：推定された積雲鉛直流の高度分布(日本域南海上 $24-32^\circ\text{N}$ )。2次元ヒストグラムとして示しており、陰影は頻度の対数値。実線は各高度における鉛直流の50, 90, 99パーセンタイル値を示す。

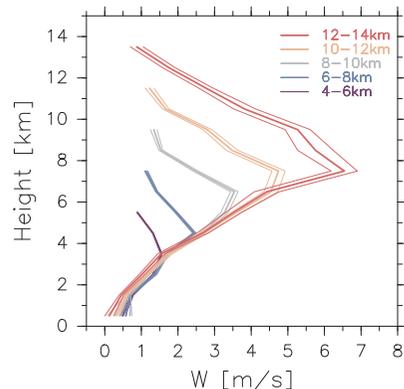


図2：積雲の発達過程を、鉛直流-雲頂高度空間での平均的なパスとして終端雲頂高度別に示した図。太線・細線はそれぞれ平均値とその $t$ 検定に基づく95%信頼区間を示す。

# 気象衛星ひまわり 8号から算出される台風領域の高頻度大気追跡風の検証と気象庁現業全球数値予報システムを使ったデータ同化実験

山下 浩史 (気象庁予報部数値予報課)

## 1. はじめに

2015年7月7日から観測機能が向上したひまわり8号の運用が開始された。全球・メソ・局地の現業数値予報(NWP)システムにおいてもひまわり8号の10分間隔の衛星画像から算出される大気追跡風(AMV:以下現業AMV)の利用を2016年3月17日から開始した(山下 2016)。また、ひまわり8号の運用開始とともに2.5分間隔の高頻度観測が日本領域と台風領域で開始された。この高頻度観測から、試みとしてAMV(RS-AMV)が算出された。この内、日本領域のRS-AMVについては、大塚ほか(2016)がゾンデ観測により検証し、精度の良い風が算出されることを示した。台風領域では、大和田ほか(2016)はNWPシステムの台風ボーガスの代替として台風領域のRS-AMVの利用を試みた。台風領域のRS-AMVには、現業AMVと比べて上層発散の風ベクトルが含まれているため、このRS-AMVを利用することにより台風中心付近の解析予測精度の向上が期待される。しかし、台風は海上に存在することが多い。台風の中心付近では通常、航空機は飛行できないため、観測は少なく、現業AMVでは雲の追跡が難しく算出されにくい。そのため、台風中心付近では3次元の風観測データは通常存在しないことが多い。それを少しでも解消するため、台風領域のRS-AMVの品質調査をすることは重要である。本報告では、ひまわり8号の台風領域のRS-AMVの品質調査と全球NWPシステムを用いたインパクト実験の結果について報告する。

## 2 台風領域のRS-AMVの品質

台湾領域の台風監視のためのドロップゾンデによる特別風観測(DOTSTAR)とDOTSTARの対象領域内のゾンデ観測(これらの観測を以下DS風観測とする)及び参考で全球NWPシステムの予報値を使って検証を行った。検証方法は、DS風観測は、全球NWPシステムの品質管理を通過したものを利用し、DS風観測地点から100km以内かつ観測時刻は60分以内かつ高度差は25hPa以内のRS-AMVを同一観測と見なしてDS風観測と比較した。また、予報値は観測時刻30分以内のRS-AMVを対象とし、予報値をRS-AMVに水平・鉛直方向に線形内挿する形で比較した。対象とした解析事例は5つの台風の6事例(①2015年8月6日00UTC,②同年8月6日12UTC,③同年8月20日12UTC,④同年9月27日12UTC,⑤2016年7月6日12UTC,⑥同年9月26日00UTC)である。

その結果、⑤を除くすべての事例でRS-AMVがDS風観測に対して負バイアスを持つこと、予報値に対しても負バイアスを持つ場合があることが分かった。一方、⑤ではDS風観測および予報値に対してバイアス、平方根平均二乗ベクトル誤差が小さく精度の良いRS-AMVが存在することも分かった。鉛直子午断面図をとると、⑤は下層

から上層まで風速の鉛直シアが小さいのに対して、⑤以外の事例では500hPaの中層付近に大きな鉛直シアが見られることが分かった(図1)。この鉛直構造の差がRS-AMVの精度を左右している可能性がある。

## 3 台風領域のRS-AMVのデータ同化実験

RS-AMVの品質調査から⑤のRS-AMVの品質が良かったことから、試みとして2016年台風第1号の事例を対象にデータ同化実験を行った。2016年12月当時の全球NWPシステムを用いた。期間は2016年7月1日~7月9日で解析(7月20日まで実行)およびそれを初期値とする予報を対象とした。RS-AMVを使用しない実験をCNTL,RS-AMVにより多くのデータを利用するため100km間隔のAMVの平均化処理(Super-observation:SPOB)手法(山下2016)を導入し、そのデータを使用した実験をTESTとした。

その結果、平均台風進路予測誤差はCNTLと変わらず、同強度予測誤差はCNTLと比べて大きく、台風中心示度は弱くなった。一方で台風進路に沿って500hPaをはじめ予測誤差が減少する効果も見られた。この台風事例では台風の強度を弱くすることによってNWPシステムにとって良いパフォーマンスが得られる可能性があることを示唆している。

今後も全球NWPシステムへのRS-AMVの利用に向けて、引き続き品質調査を行うと共に必要に応じてデータ同化実験を行う予定である。

**謝辞.** 本研究はDOTSTARプロジェクトのデータを使用した。

### 参考文献

- 山下浩史,2016:ひまわり8号大気追跡風データの利用開始.平成28年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,43-46.  
大塚道子,國井勝,瀬古弘,下地和希,2016:ひまわり8号高頻度大気追跡風のデータ同化実験.日本気象学会春季大会予稿集,P230,225pp.  
大和田浩美,下地和希,野中健一,小山亮,沢田雅洋,2016:ひまわり8号の領域3観測による台風周辺の大気追跡風データの利用.日本気象学会春季大会予稿集,P308,272pp.

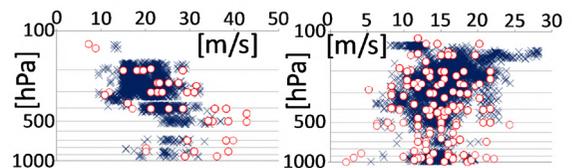


図1 2015年8月6日(左),2016年7月6日(右)各々の12UTC解析時のDS風観測(○点)と赤外RS-AMV(×点)との鉛直子午断面による風速比較。

# 気象庁の現業数値予報システムでのひまわり8号晴天放射輝度温度の利用

計盛 正博 (気象庁 予報部 数値予報課)

## 1. はじめに

気象庁の全球解析とメソ解析では、静止気象衛星 MTSAT-1R (ひまわり6号) や MTSAT-2 (ひまわり7号) の赤外水蒸気チャンネルの晴天放射輝度温度(CSR: Clear Sky Radiance)を同化することで、対流圏中上層の水蒸気の観測情報を数値予報の初期値作成に利用してきた。

MTSAT-2では赤外放射の水蒸気吸収を利用した観測バンドは6.8  $\mu\text{m}$ のみであったが、MTSAT-2の後継機の Himawari-8 (ひまわり8号) では3つのバンド(6.2, 6.9, 7.3  $\mu\text{m}$ )での観測(それぞれバンド8, 9, 10)が可能である。また、観測される画像データの水平解像度は、1ピクセルあたり2 kmとなりMTSAT-2の4 kmより高解像度化されている。ひまわり8号のCSRデータは、観測された画像データから毎時作成されるプロダクトで、16×16ピクセル (水平解像度32 km相当) の中に含まれる晴天ピクセルの輝度温度を平均したものである。MTSAT-2から衛星が切り替わることに伴い、ひまわり8号CSRデータを利用した場合の数値予報の予測精度への影響を調査した (Kazumori 2016)。本講演では、全球解析、メソ解析の解析システムにおけるひまわり8号CSRデータ利用のための設定とデータ同化実験の結果を示し、ひまわり8号CSRデータ同化による解析、予報への影響について述べる。

## 2. 全球解析での利用

全球解析では、MTSAT-2のIR3 (水蒸気) チャンネルに相当するひまわり8号のバンド8に加え、ひまわり8号で新たに利用できるようになった水蒸気吸収帯のバンド9, 10も利用する。バンド8は、対流圏上層の水蒸気に感度があるが、バンド9, 10は、バンド8よりも下層の水蒸気に感度があり、対流圏中層の水蒸気の観測情報が得られる。ただし、バンド9, 10は冬期の大陸上や雪水域などで大気が乾燥し、水蒸気量が極端に少ない場合には、地表からの放射の寄与が無視できなくなる。また、陸域では輝度温度同化のための放射計算に与える地表面温度や地表放射率の第一推定値が十分な精度を持っていることが確認されていないことから、バンド9, 10の利用は(海水域を除く)海上のみとした。また MTSAT-2 の CSR データは、2時間毎のデータを同化していたが、ひまわり8号CSRデータでは毎時のデータを利用することにした。

全球解析での同化実験 (期間は2015年5月26日～9月30日) において TEST は、ひまわり8号CSRデータを同化した場合であり、CNTLは2015年当時の数値予報ルーチンと同様に MTSAT-2 CSR データを同化した場合である。日本付近のラジオゾンデデータを用いて気温、比湿、東西風の予測値を検証した結果、TEST では RMSE が減少していることが確認できた。TEST と CNTL の両方で利用中の既存の極軌道衛星搭載のマイクロ波水蒸気サウンダ MHS の観測輝度温度と第一推定値から計算された計算輝度温度の差の標準偏差をみると、TEST の方が CNTL よりも、ひまわり8号の観測域で小さくなっていった。MHS の観測輝度温度は対流圏中上層の水蒸気に感度があることから、この計算輝度温度の誤差の減少は第一推定値の対流圏中上層の水蒸気場の改善を意味する。

## 3. メソ解析での利用

メソ解析では、ひまわり8号CSRデータは、MTSAT-2のIR3 (水蒸気) チャンネルに相当するバンド8を利用する。MTSAT-2 CSR データからひまわり8号CSRデータへの利用プロダクトの切り替えを優先し、ひまわり8号で

新たに利用できるようになったバンド9, 10のメソ解析での利用については今後の開発課題となっている。

MTSAT-2 CSR データの利用と同様に全球解析用に作成された CSR (16×16ピクセル) データを利用する。プロダクト自体の水平解像度は MTSAT-2 の 64 km 相当から、ひまわり8号の32 km 相当に高解像度化され、MTSAT-2 と同じ1バンドであるが、従前とは CSR プロダクト作成時の晴天判別が異なることや、CSR プロダクト自体の水平解像度の高分解能化により従前と同じデータ間引き間隔(45 km)であっても利用データ数が増加する。海上で利用できるデータが増加するとともに中国大陸上で利用可能なデータ数も増加する。

メソ解析での同化実験 (期間は2015年8月2日から9月11日) において TEST は、ひまわり8号CSRデータを同化した場合、CNTLは、MTSAT-2 CSR データを同化した場合である。比較のため CSR データを利用しない実験(BASE)も行った。TEST と CNTL の両方で利用中の既存のマイクロ波水蒸気サウンダ MHS の観測輝度温度と計算輝度温度の差の標準偏差をみると、全球解析での同化実験結果と同様に海上および中国大陸上で TEST の方が CNTL より小さくなっており、第一推定値の対流圏中上層の水蒸気場が改善していることが確認できた。顕著な改善が確認できた平成27年9月関東・東北豪雨の事例では、2015年9月9日15UTCを対象としたメソモデル(MSM)の前3時間積算降水量予測(3時間予測値)の比較において、TEST では50 mm/3h以上が予測された領域が実況の降水分布に近く、BASE では、降水の集中が弱いことがわかった。CNTL でも BASE と比べ降水予測の改善が見られることから、MTSAT-2 CSR データの同化も降水を集中させる効果があったことがわかる。

降水予測に差が見られた原因を確認するため、初期場での水蒸気量(可降水量)の分布を比較した。その結果、関東に南から流入する可降水量が、TEST ではより狭い範囲に集中する表現になっており、陸上にも可降水量が大きい領域が解析されていた。CNTL, BASE でも同様に南の海上からの水蒸気の流入が解析されているが、関東の陸上では TEST と比べて値は小さかった。TEST, CNTL それぞれの BASE からの差分から、南の海上からの水蒸気の流れと、それを挟む東西の乾燥域とのコントラストが TEST でより顕著であることがわかった。これにより TEST では CNTL や BASE に比べより集中した降水予測となったと推測される。実験期間中、個々の解析時刻で CNTL よりも TEST でより多くの CSR データが同化されたことに加え、データ同化サイクルを通して解析値と第一推定値の対流圏中上層の水蒸気分布が現実になんか近づいたことにより、降水予測の改善が得られたと考えられる。

## 4. まとめ

気象庁の数値予報システムを用いたひまわり8号CSRデータの同化実験の結果、観測領域内の対流圏中上層の解析値、予測値の気温、水蒸気、風の場の改善、及び降水予測の改善が得られたので、2016年3月17日より MTSAT-2 CSR データに替えて、ひまわり8号CSRデータの気象庁の現業数値予報システムでの利用を開始した。

## 参考文献

Kazumori, M. (2016), Assimilation of Himawari-8 clear sky radiance data in JMA's NWP systems. *CAS/JSC WGENE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling/WMO*, 46, 01.15-01.16.

## ひまわり 8 号雲域観測の全球データ同化

上清 直隆、岡本 幸三（気象研究所）、

上澤 大作、吉田 良、井岡 佑介（気象衛星センター）

### 1. はじめに

赤外放射を観測するイメージャやサウンダは多くの静止気象衛星や極軌道衛星に搭載され、雲域や擾乱の監視、気温や水蒸気の鉛直分布の推定などに用いられてきた。数値予報においても、衛星風や輝度温度のデータ同化を通じて予測精度向上に貢献している。しかし、現状では、赤外域の輝度温度は晴天域のデータの利用が主流であり、雲の影響を受けた赤外観測データは、雲の散乱や吸収などを考慮した高速放射伝達計算、雲を扱う解析変数の導入、非線形性や非正規分布性といった困難な問題のため世界の数値予報センターでの現業利用は限定的である。本稿では、単純雲（"simple cloud"）の仮定に基づいたひまわり 8 号の雲域観測データの全球モデルへの同化利用について報告する。これは雲域観測の利用としてはごく初歩的なレベルではあるが、赤外観測データの利用がほぼ晴天域に限られている現状では、大幅な観測データ利用拡大が期待できる。

### 2. 単純雲による雲域観測データの利用

単純雲では視野内の雲は光学的に厚く高度  $P_0$  にある単層の雲で代表し、以下のように放射輝度を処理する。

$$R = (1 - N_e) R_c + N_e R_0$$

$R$ : 視野の放射輝度、 $R_c$ : 晴天域の放射輝度、 $R_0$ : 完全雲域の放射輝度、 $N_e$ : 有効雲量である。

### 3. ひまわり 8 号の雲域観測データの利用

雲の影響を受けた赤外観測データの同化には、気象衛星センターで開発中の全天放射輝度プロダクト（ASR, All Sky Radiance）を使用している。これはひまわり 8 号の観測データから毎時作成するプロダクトで、 $16 \times 16$  ピクセル（水平解像度 32km に相当）を単位として、この中に含まれる雲ピクセルも含めた全ピクセルの放射輝度を平均したもので、晴天率や輝度温度の標準偏差、雲高度などの統計情報等が付加されている。

### 4. 同化予報実験の概要

ASR 同化予報実験の仕様は、すでに現業で全球解析に利用されている CSR（晴天輝度放射）プロダクトに準じている。データ同化用の高速放射伝達モデルは気象庁の現業

でも用いている RTTOV を利用する。利用するチャンネル（水蒸気に感度のあるバンド 8,9,10）等、現在の CSR の利用条件と同じとした。

### 5. これまでの経過

晴天域に加えて雲量が 0.9 以上の、ほぼ完全な曇天とみなせる観測データを同化した。実験は 2016 年 6 月 20 日から 7 月 31 日を対象に行った。図 1 はある時刻における同化された観測データ（CH9）の分布の比較である。また、図 2 は同時刻の、雲域も同化した場合（ASR）と晴天域だけの同化した場合（CSR）の気温解析値の差である。完全な曇天とみなせる観測データの数はそれほど多くはないが、解析結果には相応のインパクトが見られた。実験期間の予報スコアを晴天域だけ同化（現業予報と同設定）と比較したところ、短中期予報（2 日ならびに 5 日予報）の改善を示唆する結果となった。

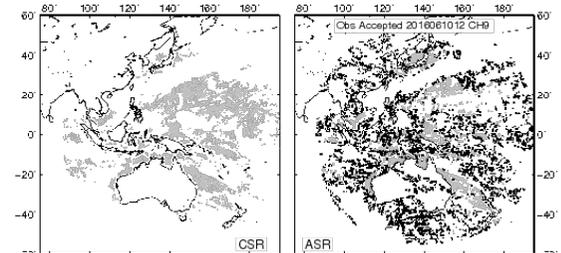


図 1 データ同化に使われたひまわり 8 号観測データ（CH9）の分布（2016 年 6 月 10 日 21 時）。■ 晴域データ、● 完全雲域データ。左が CSR で右が ASR。

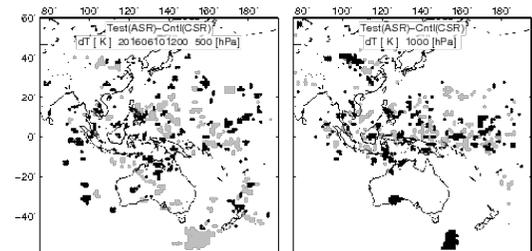


図 2 気温解析値の変化（ASR と CSR との差、日時は図 1 と同じ）。雲域同化で ■ 0.05K 以上降下した領域、■ 0.05K 以上上昇した領域。左が 500hPa で右が 1000hPa。

## ひまわり 8 号の赤外輝度温度同化

岡本幸三<sup>1,2</sup>、澤田洋平<sup>2</sup>、國井勝<sup>1,2</sup>  
1: 気象研究所、2: 理研 計算科学研究機構

### 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、中でも赤外域及びマイクロ波域の輝度温度は、多くの衛星に搭載されているセンサによる観測が同化されており、最も影響の大きなデータである。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も有効である。そのため、主要な数値予報センターでは、日欧米の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 月から現業利用している。さらに、静止衛星イメージャの同化利用の高度化に向けて、水蒸気バンド以外のバンドの同化や、高頻度情報の更なる活用、雲域も含む全天候輝度温度 (ASR) の同化などに向けた研究開発が行われている。本研究では、この ASR を同化し台風や降水の予測を改善することを目標とする。

### 2. ひまわり 8 号の ASR 同化開発

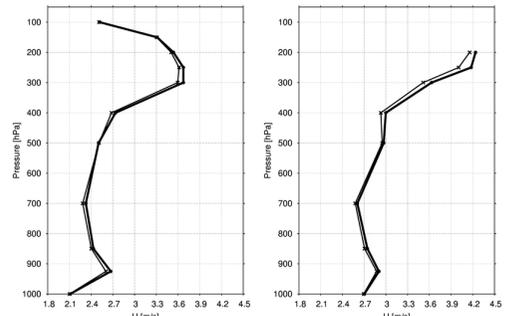
雲域の輝度温度を適切に同化するためには、雲をある程度正確に表現する数値予報モデル、雲による散乱効果を含む放射伝達計算を行う観測演算子、非ガウス性・非線形性が強い雲に関わる観測を処理できる同化システム、観測 (誤差) 特性の把握が必要となる。あらゆる雲域においてこれらを全て満足することは現状では難しいため、同化対象とする観測条件を選定する品質管理処理 (QC) やバイアス等の修正処理も重要となる。

本研究ではひまわり 8 号の ASR を同化するため、気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) と高速放射伝達モデル RTTOV、局所アンサンブル変換カルマンフィルタ (LETKF) を用いる。まず JMA-NHM と RTTOV が観測値をどの程度再現できるかを調査した結果、低温域の輝度温度の再現性が悪いことが明らかになったため、これらを排除する QC を開発した。さらに、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。

これらの処理を導入した同化システムを構築

し、平成 28 年関東東北豪雨事例に対して同化実験を行っている。現状では、ASR の観測情報を反映して第一推定値の水蒸気・雲の場を適切に修正し、同化していないバンドも含めて第一推定値の輝度温度が観測値に近づくことを確認している。これは同化システムが、適切に動作していることを示唆している。一方、ゾンデや航空機による風観測との整合性がやや悪化すること (図参照)、線状降水帯の予測が実況よりも持続性が悪いという問題も明らかになった。そのため、これらの原因の調査や同化処理の改良を行っている。

**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)) の支援を受けている。



東西風速のゾンデ (左図) 及び航空機 (右図) に対する第一推定値の RMSE (m/s)。太線がひまわり 8 号のバンド 9 の ASR を同化した実験、細線は ASR を同化しない実験を表す。データ同化は、水平分解能 15km、50 メンバー、3 時間同化窓の設定で、2015 年 9 月 1 日～10 日において実施し、RMSE は 9 月 4 日～10 日のデータから計算。

## ひまわり 8 号輝度温度データの同化による局地的大雨の再現性向上の試み

\*澤田洋平(理研 AICS), 岡本幸三(気象研/理研 AICS), 国井勝(気象研/理研 AICS), 三好建正(理研 AICS)

### 1. 背景と目的

2015 年 7 月に運用開始された次世代静止気象衛星ひまわり 8 号は、従来よりも高時空間分解能かつ多バンドの可視・赤外輝度温度観測を可能にした。ひまわり 8 号がもたらす「観測ビッグデータ」をメソモデルに同化することにより、顕著現象の予報精度改善が期待されている。

これまでに理想化実験や実際のひまわり 8 号輝度温度データを用いた同化実験によって、台風の強さおよび台風がもたらす降水の予報精度向上が確認されている (Zhang et al. 2016 GRL; 本田ほか 2016 春季大会; 本田ほか 2016 秋季大会)。本研究では台風よりも時空間スケールの小さい局地的大雨事例 (いわゆるゲリラ豪雨事例) の予測に対しても、ひまわり 8 号の高時空間分解能の輝度温度同化が有効であるかどうかを検証する。

### 2. 手法

気象庁非静力学モデルを使った局所アンサンブル変換カルマンフィルタ NHM-LETKF(Miyoshi and Aranami 2006 SOLA; Kunii 2014 WAF) にひまわり 8 号の放射輝度計算のために RTTOV を組み込んだシステム(岡本ほか, 2016 春季大会)を使用した。モデルの水平解像度は 2km, 鉛直 50 層でメンバー数は 78 とした。計算領域は大阪を中心とした 550km × 670km の領域である。

現業用の品質管理済み観測データのみを同化した実験(noHim)とひまわり 8 号の輝度温度データを同化した実験(Him)を行った。Him 実験ではひまわり 8 号の水蒸気に感度のあるバンド 8 の放射輝度フルディスクデータを 10 分毎に同化し

た。この他にも、放射輝度データを 30 分毎にだけ同化した実験や、バンド 8 に加えてバンド 10 も同化した実験も追加で行い、観測頻度とバンド数の影響を調べた。

計算期間は 2015 年 7 月 30 日の 02UTC から 09UTC までである。この期間に関西において局地的大雨が発生しており、大阪府吹田に設置されたフェーズドアレイレーダーでも孤立積乱雲が観測されている。

### 3. 結果

図 1 では 07UTC においてひまわり 8 号で実際に観測されたバンド 8 の放射輝度と、noHim 実験、Him 実験が計算した放射輝度を比較している。ひまわり 8 号が捉えた積乱雲のシグナルを同化によって再現できていることがわかる。

ただし観測ではこの積乱雲群は 04UTC 頃から急発達を始めるのに対して、モデルでは 05UTC-05:30UTC ごろから強い対流が立ち始め、1 時間ほど時間遅れが生じてしまうこともわかった。同化する観測の頻度を 30 分おきにするるとこの遅れ時間は更に長くなってしまふ。一方で、バンド 8 よりも下層の水蒸気に感度のあるバンド 10 を追加で同化すると遅れ時間がやや短くなることもわかった。これはひまわり 7 号から 8 号への性能向上 (高頻度・多バンド) が孤立積乱雲の予測に決定的な役割を果たす可能性を示唆している。

本発表ではレーダーや降水量など、ひまわり 8 号とは独立な観測データによる検証結果も合わせて紹介する予定である。

**謝辞:** 本研究は JST CREST 「ビッグデータ同化」の技術革新の創出によるゲリラ豪雨予測の実証(研究代表者: 三好建正)の支援を受けた。

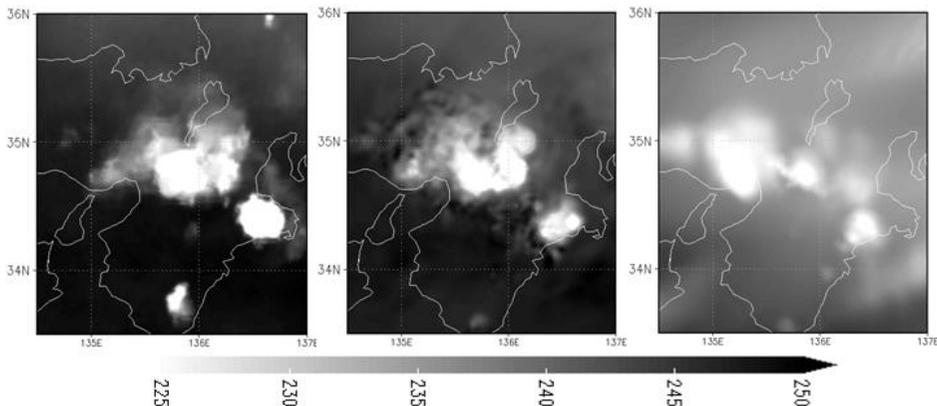


図 1 : 2015 年 7 月 30 日 7UTC におけるひまわり 8 号バンド 8 領域の放射輝度。(左)観測、(中)Him 実験による推定、(右)noHim 実験による推定

## ひまわり 8 号輝度温度観測のデータ同化研究：

## 平成 27 年 9 月関東・東北豪雨事例(第 2 報)

\*本田匠<sup>1</sup>・Guo-Yuan Lien<sup>1</sup>・小槻峻司<sup>1</sup>・前島康光<sup>1</sup>・岡本幸三<sup>2,1</sup>・三好建正<sup>1</sup>

(1. 理研計算科学、2. 気象研)

## 1. はじめに

ときに甚大な被害をもたらす豪雨を予測するためには、水蒸気輸送を精緻に捉えた初期値をデータ同化によって得ることが重要となる。この際、静止気象衛星による赤外放射観測は、水蒸気や雲に感度が高い波長帯を含むため、非常に有益な情報を提供し得る。特に、2015年に本運用が開始されたひまわり 8 号は、これまでの静止気象衛星に比べて多くの波長帯を高頻度・高解像度で観測可能であり(Bessho et al. 2016, JMSJ)、豪雨やそれに伴う河川の氾濫などの予測改善に貢献することが期待される。

実際、本田ほか(2016 秋季大会 B154)は鬼怒川の堤防決壊をもたらした平成 27 年 9 月関東・東北豪雨事例について、ひまわり 8 号による 10 分間隔の輝度温度観測を直接同化することでアンサンブル平均からの降水予測が改善されることを示した。本発表では、本田ほか(2016 秋季大会 B154)が示した降水予測の改善の要因について、解析した結果を報告する。

## 2. 実験設定・手法

実験には、SCALE ライブラリの領域数値天気予報モデル(SCALE-RM; Nishizawa et al., 2015, Geo. Mod. Dev.; Sato et al., 2015, PEPS)と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)からなる、SCALE-LETKF (Lien et al. 2017, SOLA)を使用した。本田ほか(2016 秋季大会 B154)と同様に、ネスティングを使用した。外側領域は Lien et al. (2017)の準リアルタイムシステムと同じ 18 km メッシュとし、従来型観測 PREPBUFR のみを 6 時間間隔で同化した。

6 km メッシュの内側領域については、PREPBUFR のみを同化した実験(NoHim8)、加えて 10 分間隔のひまわり 8 号観測を同化した実験(Him8)を行い比較した。ひまわり 8 号の赤外 10 バンドのうち、水蒸気に感度の高いバンド 9 を同化した。

## 3. 結果

図 1 は、解析値の下層水蒸気場および水蒸気フラックスを示している。ひまわり 8 号観測の同化によって、9/8 18UTC 時点で日本の南海上に位置していた台風に伴う水蒸気輸送が Him8 で強化されていた(図 1a-c)。その後、9/9 00UTC には関東地方の南海上に相対湿度 95%以上の非常に湿潤な気塊と北向きの水蒸気が Him8 でみられた(図 1d,e)。強化された北向きの水蒸気フラックス(図 1f)によってこれらの気塊が流入し、Him8 実験でより強い線状降水帯が予報されていたと考えられる。今後、さらなる詳細な解析や、予測降水量を用いた河川流出モデルの予測検証などを行う。

謝辞 本研究は公益財団法人計算科学振興財団 研究教育拠点(COE)形成推進事業の助成及び JST CREST の援助を受けた。本研究は、文部科学省フラッグシップ 2020(ポスト「京」)重点課題 4「観測ビッグデータを活用した気象と地球環境予測の高度化」の委託を受けたものである

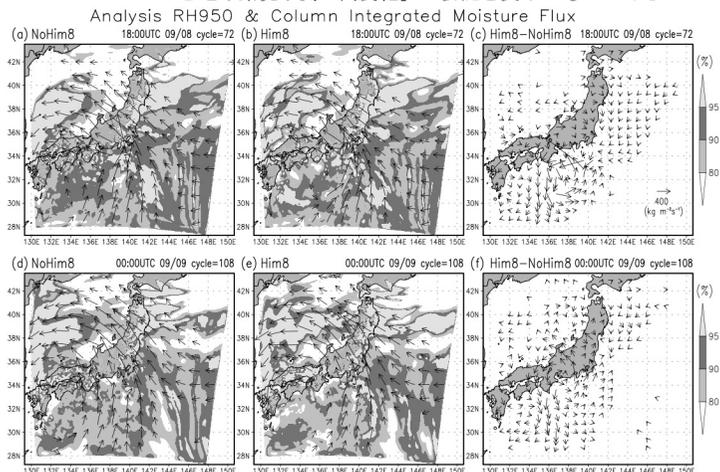


図 1.(a),(d)NoHim8, (b),(e)Him8 実験における、解析値(アンサンブル平均)の 950 hPa 面相対湿度(陰影, %)と鉛直積算水蒸気フラックス(ベクトル,  $\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$ )。 (e),(f)水蒸気フラックス差(Him8-NoHim8)。それぞれ、(a)-(c) 9/8 18UTC と(e)-(f)9/9 00UTC。

# 全国のAMeDAS雨量と解析雨量の比率の空間分布に関する研究

\*石崎春花, 松山 洋(首都大学東京 都市環境学部)

## 1. はじめに

解析雨量 (RA) とは、AMeDAS雨量計と気象レーダーの観測値を用いて算出された面的降水量であり、1988年から気象庁が毎時のデータを提供している (新保 2001a, b, 天気)。システム稼働当初の空間分解能は5kmであったが、2001年4月からは2.5km、2006年1月からは1kmとなっている。

解析雨量はAMeDAS雨量よりもやや大きい値を示すことが知られている (山本, 1991, 研究時報; Urita et al., 2011, HRL)。山本 (1991) は1990年9月の解析雨量とAMeDAS雨量の関係 (空間分布) について5kmメッシュのデータを用いて調べた。Urita et al. (2011) は両者を別々に全国平均して1991~2009年の年々変動について調べた。しかしながら、長期間のデータを用い、日本全国を対象として、1kmメッシュの解析雨量とAMeDAS雨量の比率の空間分布を調べた研究はない。そこで、本研究ではそれを明らかにし、その要因について考察した。

## 2. 研究手法

気象庁より入手した、2006年1月以降のAMeDAS観測地点約1,300ヶ所における時間雨量、および1km格子の時間解析雨量を、それぞれ月毎に整理した。毎月の雨量のうち時間雨量の欠測数が10%未満である観測地点のデータのみを抽出したところ、2011年3月に発生した東日本大震災の影響が見られたため、研究期間を2006~

2010年とした。

次に、前述の基準を満たした観測地点について、年平均AMeDAS雨量、年平均解析雨量を求め、解析雨量をAMeDAS雨量で除した両者の比率の分布図を作成した (Fig. 1)。さらに、日本全国に設置されている20のレーダーについて、担当している観測区域を、主として山地を考慮して決定した。

## 3. 結果と考察

比率の分布図では、ほとんどの地点で比率は1.0より大きくなっており (Figs. 1, 2)、先行研究で述べられた解析雨量の過大性が示された。また、決定されたレーダー観測域ごとにt検定とMann-Kendall検定を行ない、レーダーからAMeDAS観測地点までの距離と比率、およびAMeDAS観測地点の標高と比率との関係について調べた。その結果、レーダーからの距離と比率に関しては、隣接するレーダーの影響を受けにくく負の相関を示した札幌レーダー観測域、都内における解析雨量の過小評価と関東山地における解析雨量の過大評価により正の相関を示した東京レーダー観測域、隣接するレーダーの数が最も多いことから負の相関を示したと考えられる名古屋レーダー観測域の3つについて、統計的に有意な関係が見られた。標高と比率に関しては、季節降水量の違いによると考えられる秋田レーダー観測域、東京レーダー観測域の2つが、それぞれ統計的に有意と判断された。

Annual Precipitation Ratio in 2006-2010 (RA/AMeDAS)

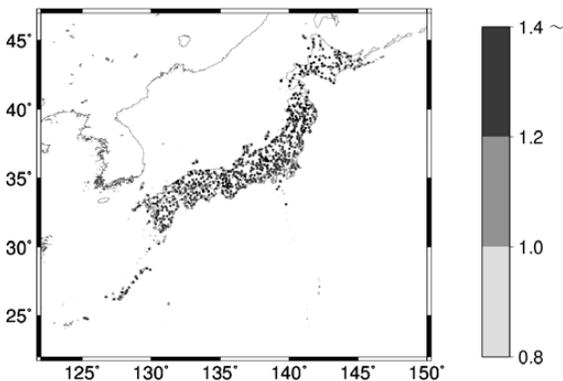


Fig.1  
日本全国の比率(RA/AMeDAS)の分布図

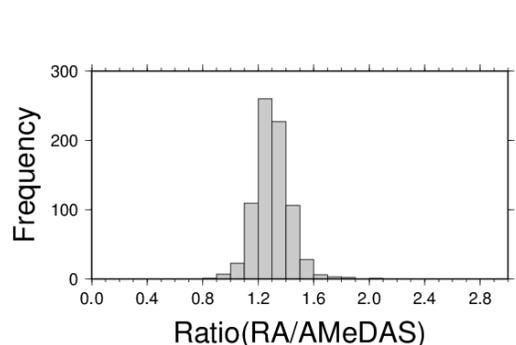


Fig.2  
日本全国の比率(RA/AMeDAS)の  
度数分布図

## JRA-55とGPSによる可降水量の比較

及川滉介, \*松山 洋 (首都大学東京 都市環境学部), 宮岡健吾 (気象庁 地球環境・海洋部 気候情報課)

### 1. はじめに

平成21年度に開始された気象庁55年長期再解析(JRA-55; Kobayashi et al., 2015, JMSJ)の可降水量プロダクトについて、原田ほか(2014, 天気)では他の再解析値と比較して最も値が小さく、その原因が、利用している数値予報モデルの対流圏中層の乾燥バイアスであると述べられている。

そこで本研究では、複数年にわたってJRA-55の可降水量と、その格子点に対応するGPS観測点の可降水量との比較を行った。

### 2. 研究手法

JRA-55全球可降水量については、日本の陸上にかかる格子点(26地点)のデータ(1日4回:00, 06, 12, 18UTC)を利用した。GPS可降水量データはJRA-55格子点にもっとも近接する地点のデータについて、西村ほか(2003, 天気)にならって対応する時刻から前30分の値を平均してその時刻の値とした。なお、GPS可降水量データは国土地理院の電子基準点等観測データを用い、カリフォルニア工科大学によるソフトウェアGIPSY-OASIS IIを使用して算出された、気象庁のGPS可降水量データを使用した。

対象期間は2010年7月~2012年12月で、各月・各地点で回帰分析を行ない( $y=ax+b$ )、傾きaについて検討した。

### 3. 結果と考察

回帰分析の結果、諸塚(宮崎県、32.50N,131.25E付近)を除いた25地点について、対象期間内では常にaは1より小さくなった。全地点・各月の平均は $a=0.91$ となり、JRA-55の方がGPSに比べて可降水量を過小評価していた(図1)。

月別に評価した場合、1月と8月においては他の月よりも傾きaが小さい地点が多くみられた。その理由として、1月については可降水量の値が10mm未満の地点が多く、小さい値の間で比を取ったため、aの値が小さくなったと考えられる。8月についてはGPS可降水量の値が大きくなるほど、JRA-55の可降水量との差が大きくなった。これには、JRA-55における対流圏中層の乾燥バイアスが影響している可能性がある(図2)。実際、JRA-55とGPSの可降水量の差について、図2をみても可降水量の値が大きい時ほど回帰直線が $y=x$ の直線から離れており、可降水量の値が大きくなるほど差の開きが拡大していることがわかる。

一方、4, 5, 10, 12月は2つの可降水量の差が小

さく、いずれも $a>0.94$ となっていた。これら4つの月の可降水量の値はGPS,JRA-55ともに、10~30mmにあるため、バイアスや回帰分析による影響が現れづらいのではないかと考えられる。

### 謝辞

GPS可降水量の解析に際しては、気象庁観測部観測課観測システム運用室の吉井博之様(当時)のお世話になりました。また、利用したJRA-55の可降水量データは気象庁55年長期再解析プロジェクトによって提供されたものです。

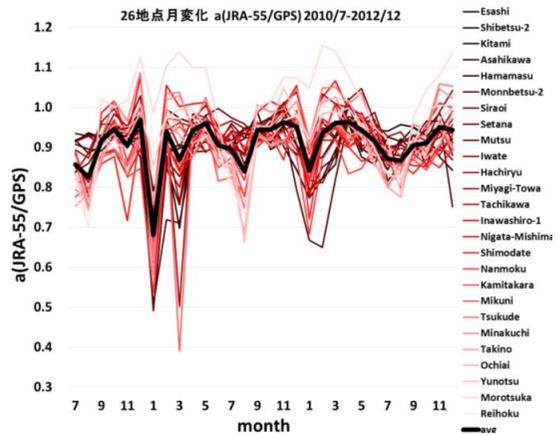


図1 26地点における傾き a(JRA-55/GPS)の季節変化(2010/7-2012/12)。黒い太線は全26地点の平均値

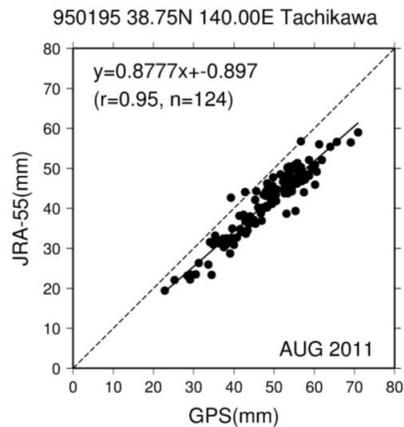


図2 立川(38.75N,140.00E付近)における2011年8月の可降水量の比較

# GPS可降水量に着目した「平成24年7月九州北部豪雨」の事例解析

\*金田康世, 渡邊貴典, 松山 洋 (首都大 都市環境), 宮岡健吾 (気象庁 地球環境・海洋部 気候情報課)

## 1. はじめに

2012年7月12~14日に発生した「平成24年7月九州北部豪雨」により、熊本県阿蘇地域では12日3時に時間降水量100mm/hを超える「千年に一度の歴史的豪雨」がもたらされた。

本研究では、GPS可降水量に着目して、「平成24年7月九州北部豪雨」により阿蘇地域に未曾有の局地豪雨がもたらされた要因を調査し、その豪雨発生機構の解明を図った。加えて、GPS可降水量を用いた豪雨予測の有用性についても考察した。

## 2. 研究手法

対象期間は2012年7月9日0時~15日0時(日本時間)、対象領域は32.5-33.5N,130.5-131.5Eとした。

まず、豪雨発生時の上空での水蒸気の動態を調べるために、メソ数値予報モデルGPV(MSM)を用いて、水蒸気量と水蒸気収束量の時間-鉛直断面図を作成した(Fig.1)。次に、新村ほか(2000)を参考にして、飽和可降水量(大気全層の相対湿度を100%としたときの可降水量)に占める可降水量の割合である相対可降水量を同じくGPV(MSM)から計算し、降水量およびGPS可降水量との比較を行なった(Fig.2)。

なお、GPS可降水量データは国土地理院の電子基準点等観測データを用い、カリフォルニア工科大学によるソフトウェアGIPSY-OASIS IIを使用して算出された、気象庁のGPS可降水量のデータを使用した。

## 3. 結果と考察

Fig.1より、11日0時から700hPa付近に湿潤な領域が存在し続け、12日0時頃から700hPa付近にまで及ぶ強い収束が生じたため、強い降水が発生したと考えられる。その後、下層での収束に伴い、上層で発散が起こった。その発散域の広がりに伴い、低相当温位の領域および乾燥大気が下層へ流入し、降水イベントが終わったと考えられる。

日下ほか(2010)では、GPS可降水量は降水量のピークの約1時間前にピークを持つことが述べられている。しかし、本事例では、7月10日12時頃にGPS可降水量が増加し、熱帯の平均値(約50mm)を超えたにもかかわらず、その1~2時間後に大雨は生じなかった(Fig.2)。この原因を調べるために、飽和可降水量を計算し、上述した相対可降水量を調べたところ、それが100%に近づくと大雨になることが分かった(Fig.2)。つまり、7月10日12時頃にGPS可降水量が増加しても降水が生じなかった原因は、相対可降水量が100%に達するまでに比較的余裕があった

ためだと考えられる。

以上のことから、GPS可降水量は豪雨予測の先行指標として有用であるが、相対可降水量も調べる必要があることが明らかになった。

## 謝辞

GPS可降水量の解析に際しては、気象庁観測部観測課観測システム運用室の吉井博之様(当時)のお世話になりました。また、メソ数値予報モデルGPV(MSM)は、京都大学生存圏研究所で蓄積されているものを使用しました。

## 参考文献

- 日下博幸・羽入拓朗・縄田恵子 2010. GPS可降水量に着目した局地豪雨の事例解析. 地理学評論 83: 479-492.
- 新村典子・佐々木太一・木村富士男 2000. 首都圏におけるGPS可降水量と降水の統計的関係. 天気 47: 635-642.

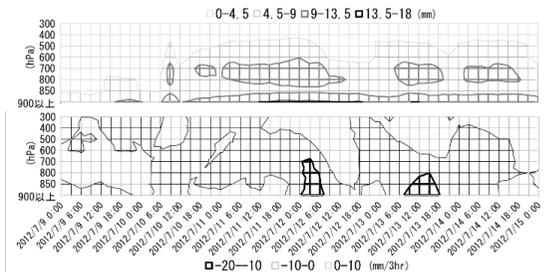


Fig.1 対象領域内において、(上) GPV(MSM)で計算した水蒸気量 (mm)、(下) 水蒸気収束量の時間-鉛直断面図 (mm/3hr)

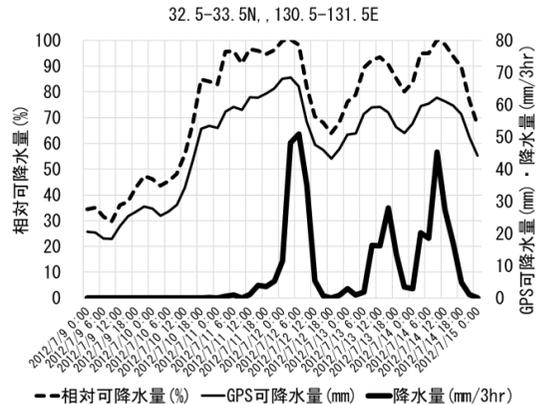


Fig.2 対象領域内における相対可降水量(点線, %)とGPS可降水量(実線, mm)および降水量(太線, mm/3hr)の時間変化

## CPS 雲粒子ゾンデによって観測された mixed-phase cloud の特徴

岩崎杉紀 (防衛大)、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

mixed-phase cloud (混合相雲) は、過冷却の水と氷の粒子が共存している雲のことである。過冷却の水雲の層から連続的に降雪がある場合が多い。特に極域ではこの状態が数日にわたることがある。降雪の維持機構として、過冷却の水雲の層の付近の乱流が挙げられている。

衛星データを見ると、過冷却の水雲の上に雲がある時に mixed-phase cloud がある場合が散見される (上に雲がない時は過冷却の水雲のみ)。本研究では、過冷却の水雲の上にある雲が降雪にどのように関わっているか調べるため、CPS 雲粒子ゾンデ (以下 CPS、Fujiwara et al., 2016, AMT) と地上ライダを用いた観測を行った。

## 2. 観測方法

名古屋大学の陸別観測所 (北海道足寄郡陸別町、北緯 43.456 度、東経 143.766 度、標高 360m) において CPS を放球した。

CPS は、1 秒間に計測された粒子の個数、そのうちの最初の 6 個の散乱強度 (粒径に対応) と偏光情報 (形状が球形か非球形の判別) を電波で地上に送るゾンデである。

放球は 2016 年 12 月 26 日 20 時ころ行った。地表の気温は -2 度で小雪が降っていた。放球時の同研究所のライダでは、高度 2km 以上の信号は減衰して見ることが出来なかった。しかし、17 時から 19 時にかけて、高度 2-3km に上半分が水の雲 (mixed-phase cloud) があつた。

## 3. 結果

図 1 に CPS によって計測された粒子の個数密度と粒径分布を示す。ただし、これらの値は補正が必要かもしれないので暫定値である。例えば、個数密度  $10^7$  個/ $m^3$  以上のデータは、CPS が粒子の数え落としをしている可能性がある。紙面の都合で掲載していないが、気温は地表から高度 10km まで単調に減少している。偏光情報から、高度 2.5km 付近は球形粒子 (過冷却の水雲) である。

粒径分布 (図 1 下) から、2.5km 付近の過冷却の水雲の中には  $10\mu m$  以下の粒子が主だったが、 $60\mu m$  を超える粒子 (おそらく氷) が存在していた可能性がある。

## 4. おわりに

大会当日は、補正された粒径分布を示し、過冷却の水雲の上下でどのような粒径の変化を見せたのか考察する。

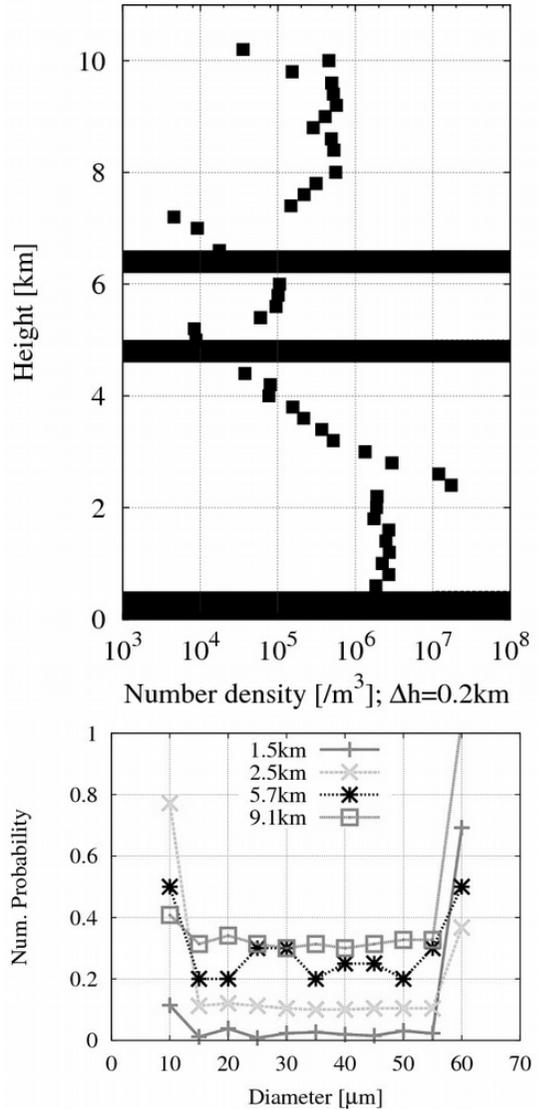


図 1: CPS の結果。(上) 200m ごとの個数密度の鉛直分布。黒塗りは欠測である。(下) すべて足すと 1 になるよう規格化した粒径分布。ただし、見やすいよう y 方向に 0.1 ずつずらしている。また、 $10\mu m$  以下は  $10\mu m$ 、 $60\mu m$  以上は  $60\mu m$  としている。

## 謝辞

本研究の一部は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。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は CPS のデータ解析に関してご助言を頂きました。

大 会 第 4 日  
午 後



## 山岳が熱帯対流圏界面近傍の気温変動に与える影響に関する研究

\*久保川 陽呂鎮<sup>1</sup>、佐藤 正樹<sup>1,2</sup>、鈴木 順子<sup>2</sup>、藤原 正智<sup>3</sup>

1:東京大学 大気海洋研究所、2:海洋開発研究機構、3:北海道大学 大学院環境科学院

### 1. 導入

熱帯対流圏界面領域 (Tropical Tropopause Layer: TTL) は非常に低温であることから、圏界面近傍の水蒸気の脱水に大きく影響する。Madden-Julian Oscillation (MJO) と結合した赤道ケルビン波に伴い、圏界面付近の気温が大きく変動することはよく知られている。本研究では、MJO がインドネシア海洋大陸に近づいた時期に、小スケールから惑星スケールの波が共存する可能性のある山岳近傍において、TTL 内の気温変動を詳細に調べた。

### 2. データ

本研究では、Cooperative Indian Ocean experiment on intraseasonal variability in the Year 2011 (CINDY) 観測データ、Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere, and Climate (COSMIC) 衛星データ、再解析データ、そして NICAM によるシミュレーション結果を用いた。

### 3. 結果

MJO と結合した対流活動がインドネシアの観測所を通過した時に、山岳付近の気温変動は平地や海洋上での観測に比べ大きくなっていた。その気温振幅の差は 1-2 K に達していた (図 1 参照)。山岳付近の大きな気温変動は他のデータセットでも確認された。TTL 内の気温変動を調べるため、Nonhydrostatic Icosahedral Atmospheric Model (NICAM) による数値実験も行った。その結果、ケルビン波に伴う気温変動は山岳近傍で大きくなっていた。ストレッチ版 NICAM を用いた感度実験

により、以下の 2 つのことがわかった。(1) 山岳の高さは TTL 内の気温変動の大きさに影響する。(2) モデル内で使用している terrain-following 鉛直座標は、TTL 内で非現実的な大きな気温変動をもたらす。

ケルビン波が山岳上を通過した際に、地形性重力波が励起され、ケルビン波と重なりあうことで、TTL 内に大きな気温変動をもたらしているがわかった。インドネシア海洋大陸の山岳近傍は、TTL 内で大きな気温変動が生じやすい場所であると考えられる。

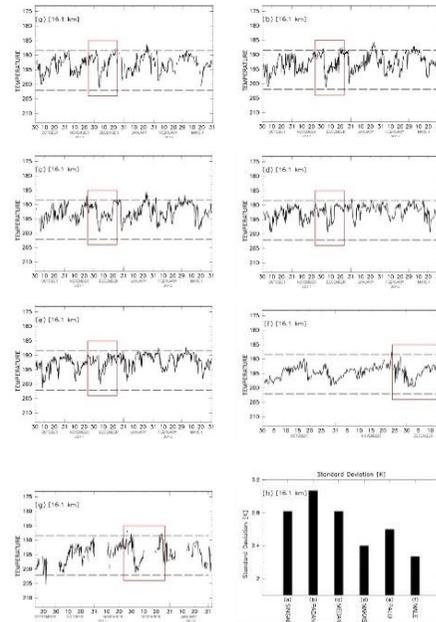


図 1 高度 16.1 km における気温変動。(a) Singapore, (b) Padang, (c) Medan, (d) Makassar, (e) Palu, (f) Male, and (g) R/V Roger Revelle. (h) (a)-(f) の気温の標準偏差。図 1a-1g の縦の点線は 191.5 K と 202 K に対応する。

## 南極昭和基地におけるオゾン・水蒸気ゾンデ集中観測(速報)

\*富川喜弘(極地研、総研大)、高麗正史(東大院理)、  
武田真憲(東北大院環境)、佐藤薫(東大院理)

中高緯度域の熱的対流圏界面直上に、通常の成層圏よりも高い安定度を持つ気温逆転層が存在することが明らかになったのは近年のことである [Birner et al., 2002]。この層は対流圏界面逆転層 (TIL) と呼ばれ、約 2km の高度幅を持ち、1 年を通じて存在する [Randel et al., 2007]。高い安定度を持つ大気層では空気塊の鉛直運動が抑制されることから、TIL は対流圏界面付近の物質分布・物質輸送とも密接に関連する。一方で、南極の TIL は夏季に強く冬には消滅するという、地球上で最も激しい季節変化を示す。しかし、南極の TIL が南極対流圏界面領域における大気交換・物質輸送過程に果たす役割は明らかにはなっていない。

対流圏界面領域では温度や化学成分(オゾン、

水蒸気など) の分布が高度とともに急激に変化するため、その研究には高鉛直分解能なデータが必要とされる。しかし、気象条件が過酷で物資や人員の輸送も制限される南極域ではこれまで十分な観測が行われてこなかった。

本研究グループでは、南極昭和基地(南緯 69 度、東経 40 度)では初めてとなるオゾン・水蒸気ゾンデ同時集中観測を 2016 年 7 月に実施し、ほぼ 1 か月にわたる対流圏・下部成層圏の高鉛直分解能なオゾン・水蒸気データの取得に成功した(下図参照)。本発表では、同集中観測の初期解析結果を報告し、極夜期の南極対流圏界面近傍における鉛直微細構造の実態と、成層圏-対流圏大気交換への影響を議論する。

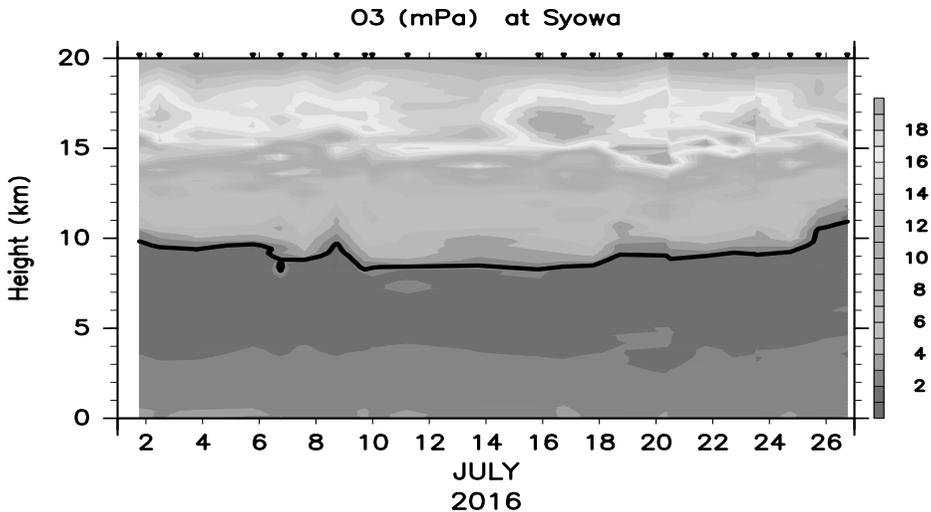


図: 2016 年 7 月の南極昭和基地におけるオゾンゾンデデータを用いて作成したオゾン分圧の時間高度断面図。太実線はオゾン混合比から定めたオゾン対流圏界面を表す。横軸(上)の▼はオゾンゾンデ観測の行われた日時を示す。

## 2016年4月にPANSYレーダーで観測された 対流圏から下部成層圏を貫く強い波状擾乱に関する事例解析

\* 南原優一(東大院理), 佐藤薫(東大院理), 堤雅基(極地研), 佐藤亨(京大情報), 澁谷亮輔(東大院理)

### 1. はじめに

主に対流圏で発生する重力波は、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、大循環の駆動に大きく寄与している。しかし、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。しかし、近年、科学的関心の高まりから、南極域重力波の観測的研究の必要性が唱えられている。

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 レーダーは、2015年10月からフルシステム連続観測を開始した。PANSY の省エネルギー設計から実現した1年にも亘る MST レーダーによる連続観測は、中・低緯度を含めても類を見ない異例の観測である。本研究の目的は、2016年4月19~22日に観測された、PANSY フルシステム連続観測期間中 (2015年10月~2016年9月) で最も強い波状擾乱について、その力学的特性を解明することである。

### 2. データと解析手法

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 1 年連続のデータによって、慣性周波数  $f$  [ $\sim 2\pi/(13$  時間)] から Brunt-Väisälä 周波数 [ $\sim 2\pi/(5$  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。

また、観測された波状擾乱の位相構造、水平分布を調べるため、重力波パラメタリゼーションを含まない高解像度全球モデル NICAM を用いた再現実験を行った。使用した NICAM の水平格子は g-level 8 ( $\Delta x \sim 17$  km)、鉛直格子間隔は 75 m である。Shibuya et al. (2016) の南極域で間隔が等間隔になるよう工夫されたグリッドを採用しており、重力波の力学特性の水平グリッド間隔依存性は軽減されている。

### 3. 結果

まず、ERA-Interim 再解析データを用いて、背景場の大規模構造を調べたところ、発達したリッジに伴うジェットの高い蛇行が見られ、リッジ前面の強い南風が昭和基地上空に位置していたことがわかった。PANSY レーダーで観測された

$u, v, w$  には、この期間の前半に位相速度上向き、後半に下向きの波状擾乱が卓越していた。そこでまず、2次元フーリエ級数展開法を用いて位相速度上向き成分と下向き成分に分離した (図 1a, 1b, 1c)。そして、前半及び後半の波状擾乱についてホドグラフ解析を行ったところ、ともに鉛直群速度上向きで、対地水平位相速度は 0 m/s に近く、波数ベクトルの向きは地表付近の強い南東風と逆向きであることがわかった。これらの特徴は、強い波状擾乱がいずれも山岳波であったことを示唆する。また、2つの波状擾乱の鉛直波長、水平波長、固有周波数、水平波数ベクトルの向きの特徴は類似していることもわかった。従って、鉛直位相速度の向きが逆向きであったのは、同じ起源の重力波が背景風のドップラー効果を受けた結果と説明できる。

NICAM で再現された波状擾乱の水平構造を調べたところ、位相が風上に向かって傾く山岳波の特徴が確認できた。さらに、重力波エネルギーを調べると、南極大陸周辺の急峻な斜面において、上空にジェットが存在しその強風が地上に及んでいる領域に局在していることがわかった (図 1d, 1e)。これは観測された波状擾乱が、南極大陸周辺の急峻な地形を起源とする山岳波であることを強く裏付ける結果である。

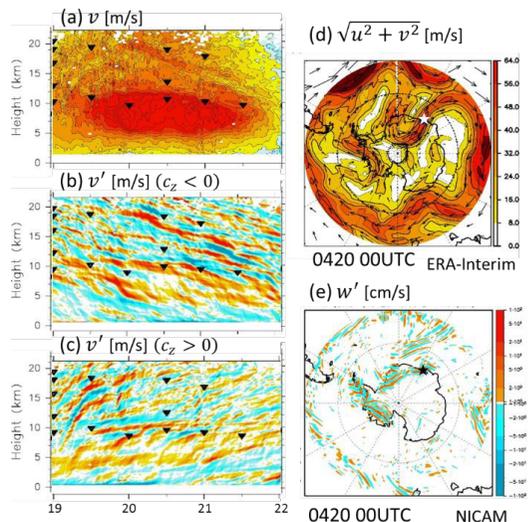


図1. 2016年4月19日00UTC~22日00UTCの (a) 南北風 ( $v$ ), (b) 南北風擾乱 ( $v'$ ) の位相速度下向き成分, (c) 位相速度上向き成分の時間高度断面図 (PANSYレーダー観測)。▼ は対流圏界面高度 (ラジオゾンデ観測)。4月20日00UTC の (d)  $z = 9$  km における  $\sqrt{u^2 + v^2}$  (ERA-Interim) と (e)  $z = 14$  km における  $w'$  のポラーステレオマップ (NICAM)。★ は昭和基地の位置。

# PANSYレーダー観測に基づく夏季中間圏極域における風の周波数スペクトルと鉛直プロファイルの研究

佐藤 薫、高麗正史（東大院理）、堤 雅基（極地研）、佐藤 亨（京大院情報）

## 1. はじめに

最近の研究により、主に大気重力波によって駆動される中間圏大循環による南北気候結合が指摘されている。しかし、高分解能の連続観測は困難なため、その遠隔結合の仕組みの解明のカギとなる中間圏重力波に関する基礎的な観測情報が不足している。大型大気レーダーは中間圏重力波の運動量輸送を唯一観測可能である。しかし、中間圏観測は大気が電離する日中に限られるため、毎日夜が訪れる中低緯度の重力波観測は短周期成分に限られている。これに対し、極域の夏には、白夜となること、極中間圏雲が出現することで、夏季中間圏エコー（PMSE）と呼ばれる特殊なエコーが受信される。本研究では、昭和基地に設置した南極初の大型大気レーダー、PANSYレーダーによるPMSE連続観測を行った。

## 2. データ

使用したのは2013/14年、2014/15年、2015/16年の3シーズンに亘る（ほぼ）ノンストップ連続観測データ。高度分解能は600m、時間間隔は約200秒。高度領域は約81~93km。観測ビーム方向は、鉛直および天頂角を10度にとった東西南北の5方向。

## 3. 結果

東西風 $u$ 、鉛直風 $w$ のパワースペクトルを図1に示す。8分から20日の広い周期帯をカバーしていることに注意。 $u$  ( $w$ ) のパワースペクトルは慣性周期13時間以下で周波数の $-2$ 乗 ( $-1$ ) に比例し、1日、半日にピークを持つ。 $u$ には約2日にピークがあるが $w$ にはない。これはノーマルモードロスビー重力波の特徴と調和的である。図2は運動量フラックススペクトル。東西成分は正、南北成分は負が卓越し、重力波としては比較的長周期の1時間~1日成分が大きなフラックスを伴うことがわかる。図3は2014/15年のシーズン平均の水平風と運動量フラックスの鉛直プロファイルである。運動量フラックス収束から推定される東西風加速は120m/s/dで大気大循環モデル研究による予想とほぼ等しい。またこれとバランスするコリオリ力から見積もられた $v$ は約10m/sであり観測値とほぼ等しいことも確認できる。

## 4. 今後の予定

北極成層圏突然昇温に対する南極を含む全球的な大気応答を調べるためPANSYレーダーを含む世界の7つの大型大気レーダーと関連装置による同時

観測（ICSOM）が進行中である。今後、観測を積み重ねることと、データ同化や高解像モデルも組み合わせることで、重力波の変調にも踏み込んだ南北両半球結合のメカニズムを調べる計画である。

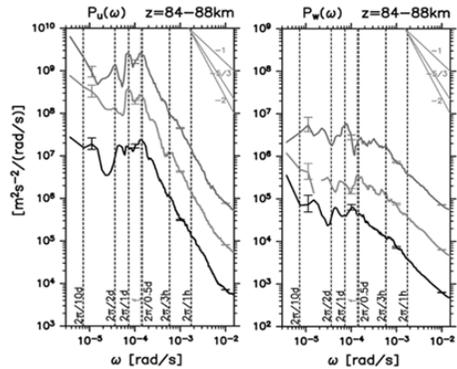


図1：夏季中間圏における $u$ と $w$ のパワースペクトル  
下から、2013/2014, 2014/2015, 2015/2016の結果

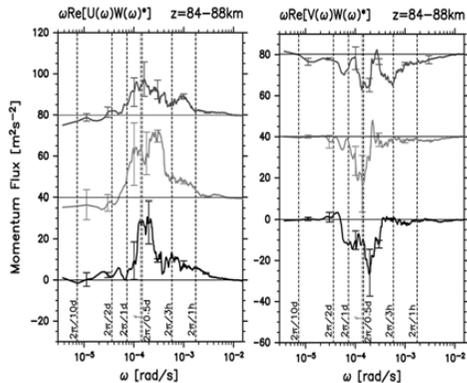


図2：夏季中間圏における運動量フラックススペクトル

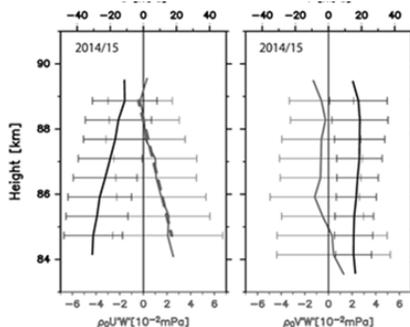


図3：平均風（黒実線）と運動量フラックス（グレー実線）の鉛直プロファイル

## 成層圏界面ジャンプを伴う成層圏突然昇温に起因する季節間半球間結合

\*中島駿<sup>1</sup>・佐藤薫<sup>1</sup> (1東大院理)

## 1. はじめに

冬季極域の成層圏界面は、重力波により駆動される中間圏子午面循環によって形成・維持されている。成層圏突然昇温 (SSW) 直後に、成層圏界面が一度消滅し、その後に通常よりも高高度から再形成されることがある。この現象は近年の観測技術の発達により発見され、成層圏界面ジャンプ (ES) と呼ばれている。

一方、SSW に伴い、東西平均温度場において南北両半球に渡る特徴的なアノマリーパターンが現れることも最近の研究で明らかになってきた。例えば北極成層圏気温と、南極極中間圏雲量との間に逆相関が見られることが観測的に示されている。この半球間結合 (IHC) は、中層大気の子午面循環の変調によってもたらされるものと考えられている。

以上2つの現象は、中間圏に向かう重力波伝播の変調によるものと考えられている。これまでそのメカニズムに関してモデルを用いた定量的議論がなされているものの、その多くは重力波パラメタリゼーションに基づく議論にとどまっている。また、半球間結合の視点からの重力波の観測的研究も開始されたばかりであり、未知の部分が多い。

本研究は、ES に伴う IHC に着目した、衛星データ解析による発見的な研究である。

## 2. データと解析手法

解析には Aura 衛星に搭載された MLS の 2005 年 1 月から 2016 年 6 月の 12 年間における、温度、ジオポテンシャルハイトのデータを用いた。ジオポテンシャルハイトからは、傾度風の仮定を用いて風の推定を行った。また、東西平均流に対する波の影響を調べるために、変形オイラー平均系を用いた解析を行った。

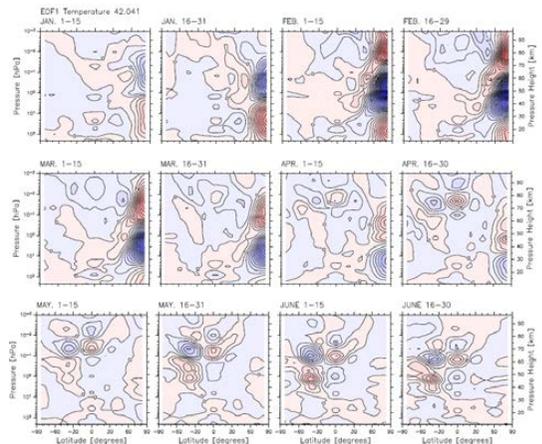
## 3. 結果

解析期間中には、北半球において 3 度の ES を伴う SSW が確認された。この 3 度の ES の約半年後の 6 月において、南半球の亜熱帯に見られる成層圏界面温度極大が、他の年より強化されているという特徴が共通して見られることが分かった。

1 月から 8 月までの半月ごとの東西平均温度アノマリーをまとめた 12 年分の時系列に対し EOF 解析を行ったところ、先の特徴は空間構造第一モードとして現れていることが分かった (図)。この結果は ES に伴い季節間 IHC が存在する可能性を示唆している。

また、ES には極夜ジェット、南半球亜熱帯成層圏界面温度極大には東風位相の赤道半年周期振動の強化と時間進行にそれぞれ関連する、東西平均東西風のアノマリーパターンが見られることも分かった。

本研究では、ES を伴った季節間 IHC のメカニズムについても議論する。



図：2005 年から 2015 年における 1 月から 8 月までの半月ごとの東西平均温度アノマリーの空間構造第 1 モードの緯度高度断面。

## 中間圏を含むデータ同化のパラメータ依存性

\*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

中層大気にはオゾンホール、突然昇温などの大規模現象が存在している。また、中間圏の力学には対流圏や成層圏とは異なり、非地衡成分の重力波が重要だといわれている。現在、中間圏は人工衛星やレーダーなどで観測されているが、全球的な解析を行うには観測頻度や観測密度が十分でなく、中間圏以上のデータ同化は一般的ではない。本研究ではハイトップモデルに衛星の観測値を同化し、下部熱圏までの解析値を作成することを目的とする。そのため、まず得られる解析値の同化パラメータ依存性を明らかにすることにした。

## 2. データ同化の概要

予報モデルには全球モデル JAGAUR (Watanabe and Miyahara, 2009) を用いた。モデルトップは約 150km、水平解像度 T42、鉛直解像度約 1km。鉛直一次元モデルで用いられる拡散係数を参考に、高度約 50km 以上で指数関数的に増加する水平拡散を与えた。パラメタリゼーションで表現される非地形性重力波についてはチューニング係数を増減させ、成層圏のロスビー波振幅が妥当となる係数に固定した。観測値にはラジオゾンデや地上観測等のデータセット PREPBUFR と Aura MLS (Microwave Limb Sounder) の気温リトリバル (高度約 20~100km) を用いた。この衛星は 1 日に地球を約 14 周する。Aura MLS の気温は観測バイアスがあることが知られている。そこでバイアスの少ない SABER (Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry) の気温と比較して、日付、高度、緯度に依存する補正値を求め、観測バイアスを低減させた。同化には LETKF (局所アンサンブル変換カルマンフィルター、Hunt et al., 2007) を用いた。6 時間毎の同化を基本とし、アンサンブルメンバー数と同化ウィンドウ長などのパラメータを調整し比較した。同化は両半球結合国際共同観測 (ICSOM) 期間を含む 2016 年 1 月 15 日~2 月 23 日の 40 日間を対象として行った。この間に北半球成層圏突然昇温 (小昇温) が 3 回発生している。

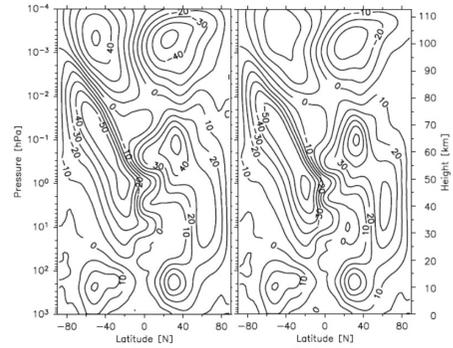
## 3. 結果

メンバー数を 30 及び 90 としたときの 40 日間平

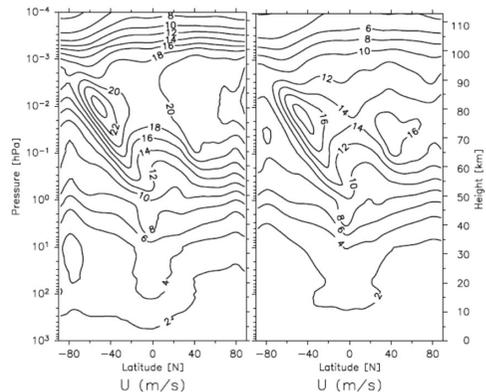
均東西平均東西風速とそのスプレッドを図に示す。両者の違いは 1hPa (約 50km) 以上で特に大きいことがわかる。メンバー数 90 の結果の方がスプレッドは小さい。これは中間圏では変動が大きく、メンバー数 30 ではアンサンブル分散を計算するのに十分なメンバー数ではなかったからと思われる。一方、同化ウィンドウを 6 時間から 24 時間に増やすと、赤道域の高度約 100km に非現実的な北向きの強い風が現れる結果となった。この理由についても考察する。

## 4. 今後の予定

メンバー数、ウィンドウ長の最適値とその裏付けに関する考察を深めるとともに、各種パラメータの最適値を用いたデータ同化を高解像度モデルに適用し、中間圏を含めた全球再解析を行うのが目標である。



データ同化により求めた東西平均東西風  
左：メンバー数 30、右：メンバー数 90



東西平均東西風のスプレッド

左：メンバー数 30、右：メンバー数 90

# 中間圏および下部熱圏における潮汐波に伴うシア不安定の発生

\*安井 良輔 (東大院理)、佐藤 薫 (東大院理)、三好勉信 (九大院理)

## 1. はじめに

中間圏および下部熱圏(MLT 領域)では、重力波・潮汐波・ロスビー波の大気波動が卓越している。重力波は主に対流圏に起源をもち、中層大気に伝播し、大気密度が指数関数的に小さくなるため、重力波の振幅が増大する。また、重力波は、MLT 領域では散逸や砕波の過程を通して、運動量を背景場に与えている。この重力波による波強制によって、背景場には夏半球中間圏界面付近に弱風層が形成されるだけではなく、東西風の大きな鉛直シアが作られる。2016 年度気象学会秋季大会では、東西平均東西風の強い鉛直シアが存在する夏半球 MLT 領域において、シア不安定が形成され、そこから重力波が発生していることを大気圏-電離圏結合モデルである Ground-to-topside model of Atmosphere and Ionosphere for Aeronomy (GAIA) を用いて示した。さらに、夏半球低緯度 MLT 領域においては、東西平均場での東西風の鉛直シアは中緯度での値と比べて小さいにも関わらず、シア不安定の必要条件である Richardson 数 ( $Ri$ ) が  $1/4$  を下回る頻度が大きいことが分かった。そこで、本発表では、夏半球低緯度 MLT 領域におけるシア不安定の発生要因についての解析を行なった。

## 2. データと解析手法

本研究では、GAIA による現実大気再現実験データのうち、中性大気パートのデータ(以下、GAIA データ)を用いた。解析高度は地表面から下部熱圏、期間は 2004 年 8 月 8 日~2015 年 6 月 19 日の約 11 年。モデルの解像度は T42L150。ここで、各波動成分は、以下のように定義した。潮汐波成分は、太陽同期潮汐波の東西波数  $s = 1, 2, 3$  成分とした。これを元のデータから取り除いた成分のうち、周期 24 時間以下の擾乱を重力波成分とした。

## 3. 結果

図 1(左)は、1 月の  $Ri < 1/4$  の頻度の緯度高度断面図である。 $Ri < 1/4$  の頻度は、夏半球中緯度 MLT 領域で最大をとる。この領域において、強いパラメタライズされた重力波強制が東西平均風に大きな鉛直シアを形成することによって生じている可能性がある。また図 1(左)には、

低緯度 MLT 領域( $5^{\circ}\text{S}$ , 93 km)に極大が存在する。しかし、この領域での東西平均東西風の鉛直シアは中緯度に比べると大きくない。そこで、本研究では、低緯度 MLT 領域で大きな振幅を持つ潮汐波に着目して解析を行なった。

潮汐波の振幅は、高度 50~100 km の低緯度では、 $s = 1$  (DW1) の振幅が大きく、高度 100 km 以上の中高緯度では、 $s = 2$  (SW2) の振幅が大きいくことがわかった。次に、 $Ri < 1/4$  の頻度の日変化の大きさを計算したところ、夏半球中緯度 MLT 領域では小さいが、低緯度 MLT 領域と冬半球高緯度 MLT 領域では大きいことが分かった(図 1(右))。また、それぞれのローカルタイム依存性を見ると、低緯度 MLT 領域では約 24 時間周期の、冬半球高緯度 MLT 領域では約 12 時間周期の変動をすることがわかった。そこで、低緯度 MLT 領域の日変化について、DW1 の位相と比較すると(図 2)、 $Ri < 1/4$  の頻度の最大値の下降速度と、DW1 の鉛直位相速度が非常に良い一致を示すことが分かった。これらの結果は、低緯度 MLT 領域では DW1 によって、冬半球中高緯度 MLT 領域では SW2 によって、シア不安定な場が形成されることを示唆している。

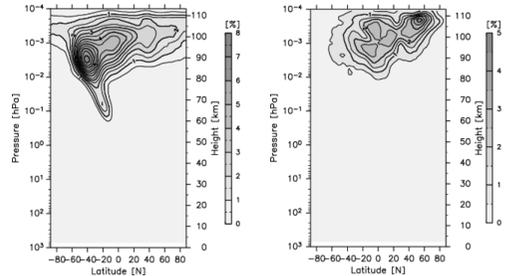


図 1 : (左)1 月の  $Ri < 1/4$  の頻度と(右)1 月の  $Ri < 1/4$  の頻度の日変化に関する分散の緯度高度断面図。

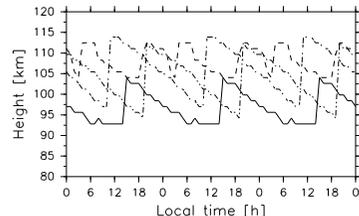


図 2 :  $Ri < 1/4$  の頻度(実線)、鉛直シアの大きさ(破線)、DW1 の東西風(1 点鎖線)と南北風(2 点鎖線)が最大値の高度。横軸はローカルタイム。

## 渦位 flux および非断熱加熱率とバランスする 3 次元残差流の考察

木下武也 (JAMSTEC)・佐藤薫 (東大院理)

### 1. はじめに

波と平均場の相互作用を記述する変形オイラー平均 (TEM) 系は、中層大気の力学的な子午面循環を理解する上で、非常に有用な診断ツールである。また 1980 年代から TEM 系を 3 次元に拡張する研究が行われ、理論上は純粋な 3 次元 TEM 系の導出に成功していると考えられている。しかし解析を行う上で、特に物質輸送 (残差流) においてはいくつか問題がある。例えば 2 次元残差流と異なり、3 次元残差流の水平成分にはバランス流 (地衡風)、鉛直成分には温位面のゆがみに伴う流れが含まれること、さらに準停滞性感星波が卓越する冬半球成層圏では、惑星波そのものによる流れが無視できないこと等である。以上の流れは実質的な輸送を起こさない流れと考えられている。そのため、定常を仮定しても 3 次元 TEM 系での残差流と波強制・非断熱加熱率の関係は TEM 系において成立する以下の式のように単純ではなくなる。

$$-f_0[v]^* = \rho_0^{-1}\nabla \cdot F, \quad \theta_z[w]^* = [Q] \quad (1)$$

ここで、 $v, w$  は南北・鉛直風、 $f_0$  はコリオリパラメータ、 $\rho_0$  は基準密度、 $\theta$  は温位、 $F$  は波活動度フラックス、 $Q$  は非断熱加熱率、 $[\ ]$  は東西平均、 $[v]^*, [w]^*$  は残差南北・鉛直流を表す。そこで本研究は、準地衡流 (QG) 系において、式 (1) を満たす、すなわち非保存項のみとバランスする残差流の式導出を新たに行う。

### 2. 非断熱加熱率とバランスする残差流

まず、QG 系の熱力学方程式を、熱 flux を含む形で表す。

$$\theta_t + (u\theta)_x + (v\theta)_y + \theta_{0z}w_a = Q \quad (2)$$

ここで、 $u$  は東西風を表し、これ以降添え字に  $a$  を含む変数は非地衡風、それ以外を地衡風とする。 $\theta_0$  は高度方向のみ依存する基準温位である。これより、定常を仮定した際、 $Q/\theta_{0z}$  とバランスする残差鉛直流は以下となる。

$$w^* \equiv w_a + \left(\frac{u\theta}{\theta_{0z}}\right)_x + \left(\frac{v\theta}{\theta_{0z}}\right)_y \quad (3)$$

### 3. 渦位 flux とバランスする残差流

次に、東西・南北方向の運動方程式中の摩擦を含む非保存項をひとまず無視し、非断熱加熱率の

みを考慮した場合の東西・南北方向の運動方程式および準地衡流渦位の式を運動量 flux および渦位 flux を含む形で表すと以下となる。

$$u_t + (u^2)_x + (uv)_y - f_0v_a - \beta yv = 0 \quad (4)$$

$$v_t + (uv)_x + (v^2)_y + f_0u_a + \beta yu = 0 \quad (5)$$

$$q_t + (uq)_x + (vq)_y = \rho_0^{-1}f_0 \left(\frac{\rho_0 Q}{\theta_{0z}}\right)_z \quad (6)$$

ここで、 $q \equiv f_0 + \beta y - u_y + v_x + f_0\rho_0^{-1}(\rho_0\theta/\theta_{0z})_z$  は準地衡流渦位、 $\beta$  はベータパラメータである。QGTEM 系では渦位 flux と波活動度 flux の間で以下の関係が成り立つ。

$$[v'q'] = \rho_0^{-1}\nabla \cdot F \quad (7)$$

ここで  $'$  は東西平均からのずれを表す。続いて、式 (1), (7) を参考に渦位 flux を東西・南北方向の運動方程式に代入し、式変形を行うことで渦位 flux とバランスする残差水平流を計算する。

$$u_t - f_0v^* = vq = \rho_0^{-1}\nabla \cdot F_{(P1)} \quad (8)$$

$$v_t + f_0u^* = -uq = \rho_0^{-1}\nabla \cdot F_{(P2)} \quad (9)$$

$$u^* \equiv -u + u_a + \left(\frac{S}{f_0}\right)_y - \rho_0^{-1} \left(\frac{\rho_0 u \theta}{\theta_{0z}}\right)_z \quad (10)$$

$$v^* \equiv -v + v_a - \left(\frac{S}{f_0}\right)_x - \rho_0^{-1} \left(\frac{\rho_0 v \theta}{\theta_{0z}}\right)_z \quad (11)$$

$$S \equiv \frac{1}{2} \left( u^2 + v^2 - \frac{\Phi_z^2}{N^2} \right) \quad (12)$$

ここで、 $F_{(P1)}, F_{(P2)}$  は 3 次元波活動度 flux であり、非定常擾乱のみで表すと Plumb (1986) の波活動度 flux に一致する。これら新たに得られた 3 次元残差流は、質量保存を満たし、東西平均を行うと 2 次元残差流に一致する。

### 4. まとめと今後の課題

本研究では QG 系において定常を仮定した時に渦位 flux および非断熱加熱率とバランスする 3 次元残差流を新たに導出した。この残差流は導出の際、時間平均等の式変形を行っていないため準停滞性感星波だけでなくすべてロスビー波の非保存性に起因する流れと波そのものによる流れを記述することができると考えられる。今後はこの残差流を用いて渦位 flux および非断熱加熱率の分布、それらとバランスする流れの 3 次元構造を調べる予定である。

## JRA-55 の北半球冬季成層圏における惑星規模波動の表現性能の検証

原田やよい\*(気象研究所)

### 1. はじめに

これまで気象庁55年長期再解析 (JRA-55, Kobayashi et al. 2015) の成層圏における表現性能に関する報告がいくつか示されてきた。例えば JRA-25 に見られていた下部成層圏気温の低温バイアスが軽減されたほか、熱帯域を中心とした ATOVS 導入期に見られた不自然なギャップがほぼ解消されたことなどが挙げられる (Kobayashi et al. 2015; Harada et al. 2016)。しかしながら成層圏における惑星規模波動の表現性能については未だ詳細な評価は成されていない。加えて過去に示された数値シミュレーション研究では、エルニーニョ (EL) 時に成層圏突然昇温 (SSW) が起きやすい傾向がある (Calvo et al. 2010; Taguchi and Hartman 2006) と示された一方、過去の EL 時と ラニーニャ (LA) 時で SSW の発生頻度がほとんど変わらないことが指摘されている (Butler and Polvani 2011; Barrioperdo and Calvo 2014)。また Barrioperdo and Calvo (2014) は EL 時には東西波数 1 (WN1), LA 時には東西波数 2 (WN2) の増幅が卓越することも示している。更に Lehtonen and Karpechko 2015 は第 5 次結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP5) に参加している気候モデルの多くが極渦分裂型 SSW の発生頻度が非常に少ないことを指摘している。極渦分裂型 SSW は必ずしも WN2 の増幅によるわけではないが、統計的にはその割合は多い。以上より、全球数値モデルは WN2 の増幅が WN1 のそれと比較して寡少である可能性が示唆される。そこで本研究では、JRA-55 の北半球成層圏における惑星規模波動の表現性能について、特に WN2 および WN1 の増幅に着目して衛星観測データセットとの比較・検証を行った。

### 2. 検証に使用したデータおよび手法

NASA の地球観測衛星 Aura に搭載された MLS (マイクロ波リムサウンダ) により観測された気温のレベル 2 日別データセット (Aura-MLS level2, Waters et al. 2006) を検証用データとして使用した。Aura-MLS level2 は鉛直 55 層で 1000 ~ 1.0<sup>-3</sup>hPa までカバーしている (ただしデータの品質の問題から 261 ~ 1.0<sup>-3</sup>hPa の範囲の利用が推奨されている)。2004 年 8 月以降の期間で利用可能であり、検証期間は観測データが安定して取得可能となった後の 2015/2016 年北半球冬季 (12 ~ 2 月) 以降とした。なお、比較のため、他の長期再解析データセット (MERRA, ERA-Interim など) も使用した。

手法としては Aura-MLS level2, 再解析データセットの 2.5 度間隔の Box mean 値をそれぞれ作成し、Aura-MLS level2 のデータが存在する場合のみ、再解析データセットの格子点値を使用した。

WN1, WN2 の増幅事例を抽出するために JRA-55 の 10hPa 南北風日別値から WN1, WN2 成分を抽出し、その分散値を WN1, WN2 の振幅の指標とした。

この指標をもとに振幅が大きく、かつ WN1, WN2 の卓越度が大きいものを上位からそれぞれ抽出し WN1, WN2 の増幅事例とした。

### 3. 結果

図 (a) に WN2 の増幅事例についての気温 [K] の帯状平均からのずれの絶対値の帯状平均値の鉛直分布を示す。WN2 の振幅は下部成層圏では概ね Aura-MLS と同等のように見えるが、20hPa 付近より上層では寡少傾向見られるようになり、成層圏界面付近より上層ではそれが顕著となっている。図 (b) で Aura-MLS との差を詳しく見てみると、特定の気圧面で Aura-MLS と良く一致するものの、その他のレベルでは JRA-55, ERA-Interim, MERRA のいずれの再解析データセットにも共通して寡少傾向が見られることが分かった。

大会当日は、上記の結果に加えて WN1 の増幅との違いについて示す予定である。

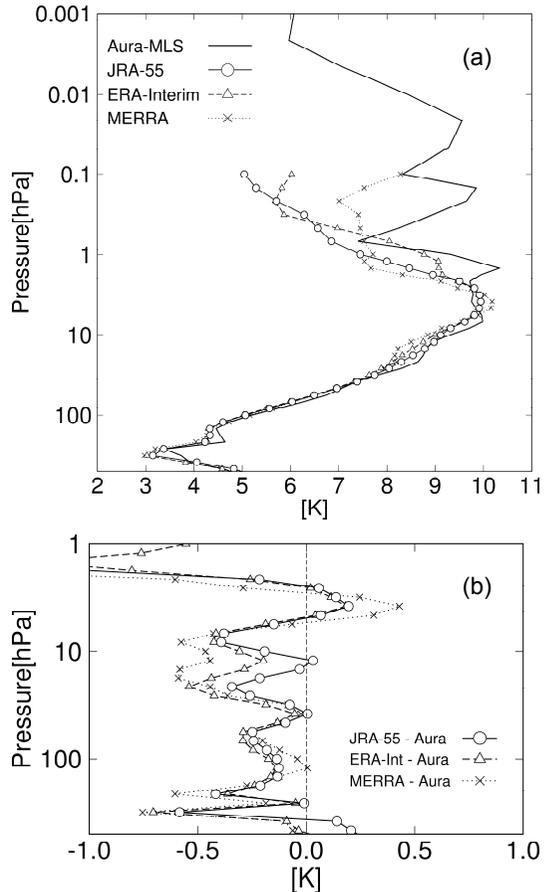


図 (a) WN2 増幅事例における気温 [K] の帯状平均からのずれの絶対値の帯状平均値の鉛直分布。(b) (a) と同様ただし Aura-MLS との差。

# 再解析における衛星観測の重要性の再認識

— 従来型観測限定同化版再解析における 2002 年 9 月の南半球成層圏突然昇温の再現性 —

\*野口 峻佑・小林 ちあき (気象研)

## 1. はじめに

大気循環変動を把握・予測するにあたり、現在の数値天気予報システムは、衛星による大域的観測から多大な正の影響を受けている。しかしながら、衛星観測の長期にわたる均質な情報入手は困難(少なくとも過去については不可能)であることを踏まえると、それらが消失もしくは変化した場合の影響が大きいことも認識すべきである。特に、高層観測の疎な南半球での成層圏以上の領域における解析精度は、衛星観測がない場合には大きく劣化することが予期できる。このことは、顕著現象の検出可能性という観点からも、大きな問題となる。

本研究では、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) との比較により、この検出可能性の問題の具体例を提示する。本稿では、TOVS 搭載衛星の運用開始以降で最大の差がみられた、2002 年 9 月の南半球成層圏突然昇温 (SSW) 時の再現失敗に関して、その詳細を報告する。

## 2. 結果

限られた観測にもかかわらず、JRA-55C は SSW 生起時の昇温傾向とその後の回復傾向をよく再現していた。しかしながら、JRA-55C における昇温イベントは大昇温の基準 (e.g. 10 hPa での東西風の逆転) を満たさず、この SSW の顕著な特徴であった成層圏周極渦の分裂も再現できていなかった。その意味で、従来型観測のみでは、現在の同化システムを用いても、IGY 以降の観測史上唯一 (Roscoe *et al.* 2005) の南半球 SSW を検出できていない、と言える。

さらに、それ以前の JRA-55 と 55C の循環場を吟味した結果、両者の決定的な差は、分裂直前に、観測の特に疎な西半球の上空において、上部成層圏から対流圏まで順圧的に現れることがわかった。この時の極渦は対流圏から上方伝播してきた波数 1 の惑星規模波によりド

レーク海峡側へ押し出されていたが、上部成層圏 (5 hPa) をピークに、順圧不安定を想起させる形で、両者の差が急激に拡大していた (図 a)。特に、変曲した極渦の南太平洋上に張り出した部分是对流圏と強く結合しており、極渦の分裂再現に失敗した JRA-55C では、この時期の対流圏における低気圧性偏差の発達も再現できていなかった (図 b)。ちなみに、この領域は、南半球におけるストームトラック域にあたり、総観規模擾乱が活発であるのに加えて、高層観測が存在しないため、JRA-55 と 55C との差が気候学的にも大きくなりやすい (図 c)。これより、この SSW の再現失敗は、観測による拘束が特に弱い場所で、対流圏から成層圏まで連なる順圧的な変動が卓越した結果、然るべくして起こったと捉えることができる。なお、この領域での低気圧性偏差の発達が極渦の分裂と強く結び付いていることは、JRA-55 を初期値とした予報データの解析からも確認できる。

また、上記の順圧的な差の出現後、JRA-55 では、2 つに分裂した成層圏の極渦 (低気圧性偏差) がそれぞれ西傾して傾圧的な場となり波束の上方伝播が見られたが、JRA-55C では、それが再現されず、結果として、顕著な波活動度の上方伝播の差 (気候学的標準偏差の 5 倍以上) が中部成層圏で生じていた。このことは、この SSW 時の波活動度の上方伝播の、特に後半部は、極渦の崩壊を引き起こす原因というよりは、順圧的な変動に端を発する崩壊の症候をみている可能性を示唆する。

## 3. おわりに

衛星観測開始以前の期間の再解析データや海面水温規定型の再現シミュレーション結果等を用いて、現実の大気循環変動について解釈を行う際には、数値モデルのバイアスおよびそれらが観測によって受けている補填の程度を踏まえた、十分な吟味が必要である。発表では、この点について、さらに JRA の解析インクリメントにみられた特徴と絡めた議論を行う予定である。

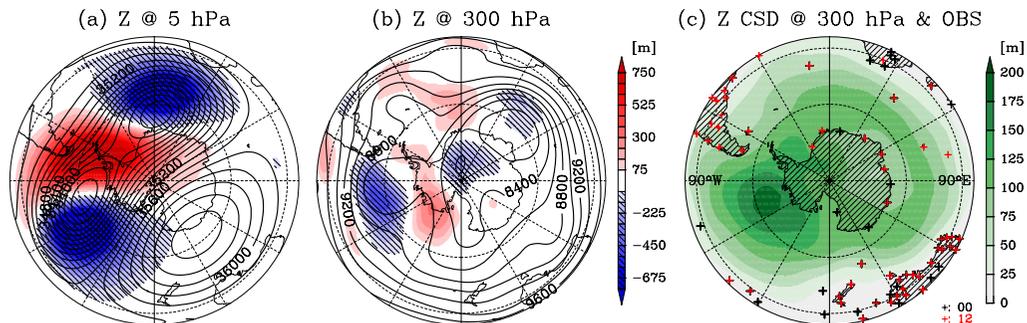


図: (a) 5 hPa および (b) 300 hPa における JRA-55 高度場 (等値線: 200 m 間隔) とその JRA-55C からの偏差 (色)。2002 年 9 月 22 日から 24 日までの 3 日平均場を表示。 (c) 300 hPa 高度場の JRA-55 と 55C との差の、9 月における気候学的標準偏差 (色)。1981 年から 2010 年までの日平均値より計算。左記の 3 日間にゾンデ観測値が報告された観測サイトを十字点で示す。

## 2007年3月に生じた成層圏惑星規模波下方伝播イベントの力学と予測可能性

\*向川均(京大・防災研)・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

近年、北半球冬季において成層圏が対流圏循環に及ぼす力学プロセスの一つとして、成層圏惑星規模波の対流圏への下方伝播が注目されている。しかしながら、下方伝播が生ずるメカニズムやその予測可能性は明らかではない。そこで、Kodera et al. (2008) が示した 2007 年 3 月における成層圏惑星規模波の下方伝播イベントの予測可能性と力学を明らかにするため、気象研究所大気大循環モデルを用いたアンサンブル予報実験結果の解析と、球面上の非発散順圧渦度方程式に基づく極渦の力学安定性解析を行った。

### 2. アンサンブル予報実験結果の解析

まず、以下の仕様を持つ気象研究所大気大循環モデル (MRI-AGCM) を用いて、毎日 12UTC を初期時刻とするアンサンブル予報実験を実施した。モデルの水平解像度は TL159、モデル上端は 0.1 hPa で鉛直層数は 60 層である。メンバー数は 25 個で、摂動は BGM 法により作成した。また、摂動を含まないコントロールランの初期値は ERA-Interim 再解析データで与えた。このアンサンブル予報実験結果の解析から、2007 年 3 月に生じた成層圏惑星規模波の下方伝播イベントの予測可能期間は 7 日程度であることが示された。

次に、全アンサンブルメンバを用いた回帰分析から、惑星規模波の下方伝播は、上部成層圏の極域で鉛直方向に順圧的な構造を持ち、時間的に増幅する惑星規模擾乱を含む回帰場と統計的に有意

に関連することが明らかになった。また、この回帰場は、アンサンブル平均予測場においてほぼ順圧的な構造を持つ惑星規模波と、東西方向にほぼ 1/4 波長ずれた水平構造を持つ (図 a)。このため、回帰場の極性に依存して、回帰場とアンサンブル平均予測場とを重畳した合成場における惑星規模波の位相は、鉛直方向に西傾あるいは東傾するため、惑星規模波は上方あるいは下方に伝播する。

さらに、成層圏上層の回帰場は、成層圏上層における高度場スプレッドの第 1 主成分と大変よく似た水平構造 (図 b) を持つことも確かめられた。しかも、スプレッドの成長率は、惑星規模波の下方伝播が生じる直前に、極大となる。従って、回帰場に相当する擾乱は、上部成層圏循環に内在する順圧不安定によって生じたことが示唆される。

### 3. 非発散順圧渦度方程式に基づく安定性解析

次に、上部成層圏循環の力学的安定性を実際に吟味するために、球面上の非発散順圧渦度方程式において、基本場をアンサンブル平均予測における東西非一様な上部成層圏流線関数場と与えて、線形安定性解析を実施した。

その結果得られた最大成長率を持つ不安定モード (図 c) は、回帰場とよく似た水平構造を持ち、しかも、定性的で成長率も大きい (e-folding time は 1.3 日)。従って、2007 年 3 月に生じた惑星規模波の下方伝播は、対流圏から上方伝播する大振幅の惑星規模波によって変形された成層圏上層の極渦の力学的不安定性に起因すると考えられる。

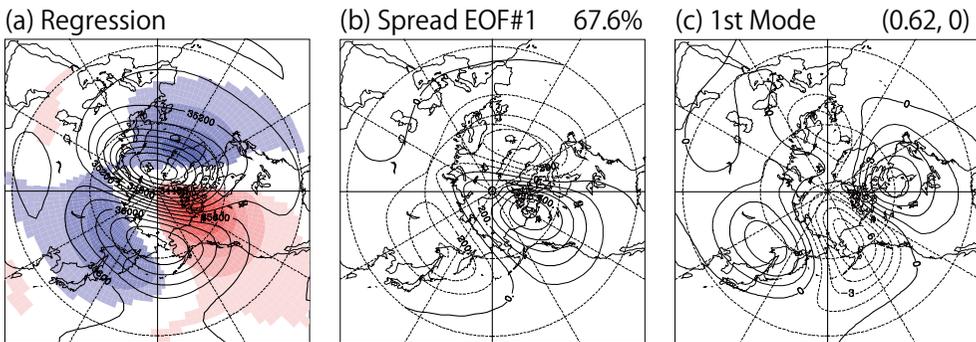


図 (a) 惑星規模波の下方伝播と関連する 2007 年 3 月 3 日の 5hPa 高度場偏差 (カラー、100m 毎に色調を変える)。統計的有意性が 95%以上の正 (負) 偏差領域を暖色 (寒色系) で色塗り。等値線はアンサンブル平均予測値 (m)。(b) 2007 年 3 月 3 日の 5hPa 高度場アンサンブルスプレッドの第 1 主成分。右上の値はその寄与率。(c) 2007 年 3 月 2 日の 5hPa 流線関数のアンサンブル平均予測値を基本場とした場合に得られた最大発達モード。右上の数字は成長率(1/day)と振動数。いずれも 2007 年 2 月 23 日を初期日とするアンサンブル予報を用いた。

# 2016年のQBO異常に伴う力学場と大気微量成分の変動

加藤諒一（九大院・理）、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1950年代後半に発見された、赤道域成層圏において東西風が約2年周期で変動する現象で、赤道域対流圏から伝播する東進・西進性の波動による、「波と平均流の相互作用」を通して駆動される。また、QBOに伴って2次的な子午面循環が形成され、 $O_3$ やHCl、 $N_2O$ など、化学的に安定な大気微量成分が変動することが知られている。

QBOは周期的に発生する現象のため数ヶ月先の挙動を予想しやすいとされているが、2016年初頭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）。そこで本研究では、大気微量成分の変動からこのQBOの異常に伴う2次循環を確認し、さらにその2次循環を定量的に解析することを目的とした。

## 2. 使用データと解析手法

本研究では、大気微量成分として Aura EOS/MLS Version 4.2 Level 2 の $O_3$ ・HClの体積混合比データ、OMIのオゾン全量のデータを使用した。また、力学場について、JRA-55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。3日間の観測データから緯度経度 $5^\circ \times 5^\circ$ 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（ $O_3$ 混合比、HCl混合比、オゾン全量、東西風）から気候値データを作成後、日々の偏差を求めた。

## 3. 結果

図1は赤道域における $O_3$ 体積混合比と東西

風の気候値からの偏差の時間高度断面図である。東西風と同様に準2年の周期で変動している。QBOが卓越する高度域において $O_3$ 混合比は上方がより大きいため、正の偏差が見られるところで2次循環による下降流偏差、負の偏差が見られるところでは上昇流偏差が形成されていると考えられ、それぞれ西風シアー域、東風シアー域に対応している。また、2016年初頭、40hPa付近（高度約26km）で正の偏差が現れ、それが時間とともに下降しており、報告されたQBO異常と対応している。

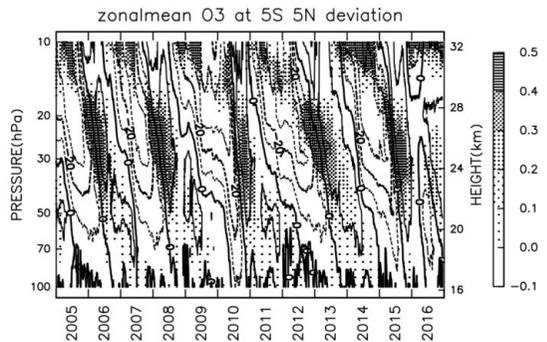


図1：赤道域における $O_3$ 体積混合比（陰影、[ppmv]）と東西風（等値線、[ $ms^{-1}$ ]）の気候値からの偏差の時間高度断面図。等値線間隔は $10ms^{-1}$ である。

## 4. まとめと今後の課題

QBOの2次循環に対応した $O_3$ 偏差が見られ、2016年のQBO異常に対してもそれに伴う $O_3$ の偏差が見られた。また、HClについても同様の偏差が見られたが、オゾンほど明瞭ではなかった（図は省略）。これはHCl混合比の鉛直勾配が $O_3$ に比べると小さく、2次循環による偏差が相対的に小さいためであると考えられる。今後は、その他の安定な大気微量成分についても同様の解析を行い、残差平均子午面循環構造との比較を通し、QBO異常に対応する2次循環の特徴を明らかにする。

# CCMI シナリオにおけるオゾン QBO の将来変化

\*直江寛明<sup>1</sup>・出牛真<sup>2,1</sup>・吉田康平<sup>1</sup>・柴田清孝<sup>3,1</sup>

(<sup>1</sup>気象研、<sup>2</sup>気象庁、<sup>3</sup>高知工科大)

1. はじめに 温室効果気体 GHG の増加は、成層圏の寒冷化及び成層圏子午面循環の強化を引き起こす。将来の熱帯成層圏では、オゾン層破壊物質 ODS が減少することによりオゾン層回復が予想される一方、気温低下はオゾンの消失反応速度が遅くなることによりオゾン増加、子午面循環の強化は対流圏から ozone-poor 空気の増加により下部成層圏でのオゾン減少、など複雑な展開が予測されている。

熱帯成層圏のオゾン変動は、赤道準二年周期変動 (QBO) が支配的である。オゾン QBO の鉛直構造は、上中部成層圏 (30-40km) と下部成層圏 (20-27km) に二つの極大、28km 付近に極小がありそこでオゾン QBO 位相が大きく変化することが特徴的である。将来の力学 QBO は子午面循環の強化に伴い下部成層圏で QBO が弱化的ことが予想されているが、将来のオゾン QBO が化学的・力学的にどのように変化するかといった報告はない。本発表では、Chemistry Climate Model Initiative (CCMI) 実験結果から、オゾン QBO の将来変化を詳細に調べたので報告する。

2. 方法 気象研で開発された地球システムモデル (MRI-ESM) で、CCMI の推奨実験 (C1, C1SD, C2) を行った。C2 は 1960-2100 の将来予測実験 (SST は

大気海洋結合モデル計算) である。解像度は、大気モデルが TL159L80、CCM は T42L80 である。オゾン、化学反応や輸送によるオゾン変化率、風、気温などの月平均データについて wavelet 変換を行い、得られた周期帯から 20-40 か月の周期幅で wavelet power 平均したものを QBO と定義し、QBO の位相構造、オゾン QBO 振幅の長期変化を解析した。

3. 結果 図 a は、10S-10N で帯状平均したオゾン気候値の鉛直プロファイルを示す。平均した期間は CL1: 1960-1985, CL2: 1990-2020, CL3: 2040-2070 の約 30 年間で、それぞれシビアなオゾン層破壊が起きる前、オゾン層破壊が起きている間、オゾン層回復している期間に相当する。上部成層圏で CL2 の期間オゾンが減少している。図 b は、オゾン QBO の振幅を気候平均したプロファイルを示す。10 hPa で CL3 オゾン QBO の増加、40 hPa で減少、70 hPa では増加している。図 c は、オゾンの時間変化 ( $d[O_3]/dt$ ) を化学変化によるオゾン変化率 ( $P_{chem}$ ) と輸送によるオゾン変化率 ( $P_{trans}$ ) の二つに分け、 $P_{chem}$  QBO と  $P_{trans}$  QBO の振幅を気候平均し、両者の相対割合を示す。10 hPa では将来的に  $|P_{chem}|$  の相対割合が増加し、70 hPa では  $|P_{trans}|$  の割合が増加している。

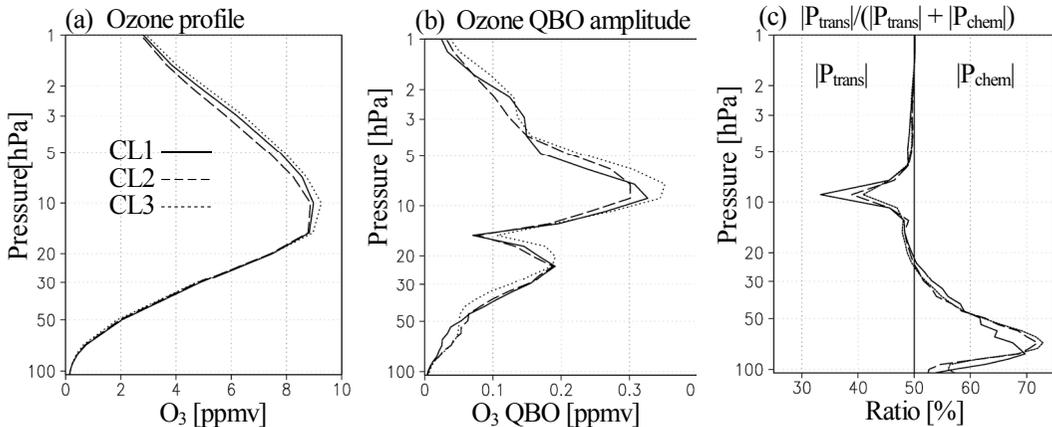


図 (a) 10S-10N で帯状・気候平均したオゾン鉛直プロファイル。CL1 (1960-1985), CL2 (1990-2020), CL3 (2040-2070)。 (b) 気候平均したオゾン QBO の振幅。 (c) 化学反応によるオゾン変化率 ( $P_{chem}$ ) と輸送によるオゾン変化率 ( $P_{trans}$ ) QBO の振幅を気候平均し、両者の相対割合。

## 2015年と2016年の台風について

\*福田純也、別所康太郎、室井ちあし（気象庁予報課アジア太平洋気象防災センター）

### 1. はじめに

本講演では、当専門分科会で2015年と2016年の台風に関する研究について議論を始めるに当たり、両年の台風の発生状況、日本への接近・上陸状況、日本への影響等を概観するとともに、気象庁における最近の台風解析・予報精度の向上に向けた取組について紹介する。

### 2. 2015年の台風について

2015年の台風の発生数は平年（25.6個）並の27個だった。発生の平均位置は北緯13.4度・東経149.7度で、平年（北緯16.3度、東経136.7度）より南東となり、台風の統計を開始した1951年以降、最も東となった。また、台風の平均寿命は7.4日と最長だった（平年値5.3日）。これらはエルニーニョ現象の影響と考えられる。

日本への台風の接近数は平年（11.4個）より多い14個だった。このうち、台風第15号により石垣島で観測史上1位となる最大瞬間風速71.0m/sを、台風第21号により与那国島で観測史上1位となる最大瞬間風速81.1m/sを記録するなど各地に暴風をもたらした。

日本への台風の上陸数は平年（2.7個）を上回る4個（第11号、第12号、第15号、第18号）だった。このうち、台風第18号から変わった温帯低気圧と台風第17号の影響で、9月に関東地方と東北地方で記録的な大雨（平成27年9月関東・東北豪雨）となった。

### 3. 2016年の台風について

2016年の台風の発生数は平年並の26個だった。台風第1号の発生は7月3日と、統計開始以降、1998年の7月9日に次いで2番目に遅かった。これは、エルニーニョ現象が最盛期を迎えた翌年に見られる特徴として、北西太平洋熱帯域の大気の循環が台風の発生しにくい状況であったためと考えられる。しかし、7月以降は平年よりも多くの台風が発生し、年間の発生数としては平年並となった。発生の平均位置は東経136.5度、北緯18.0度で、平年より北となった。特に8月に日本の南東海上の低気圧性渦の影響で平年より北東の位置で多くの台風が発生した影響と考えられる。

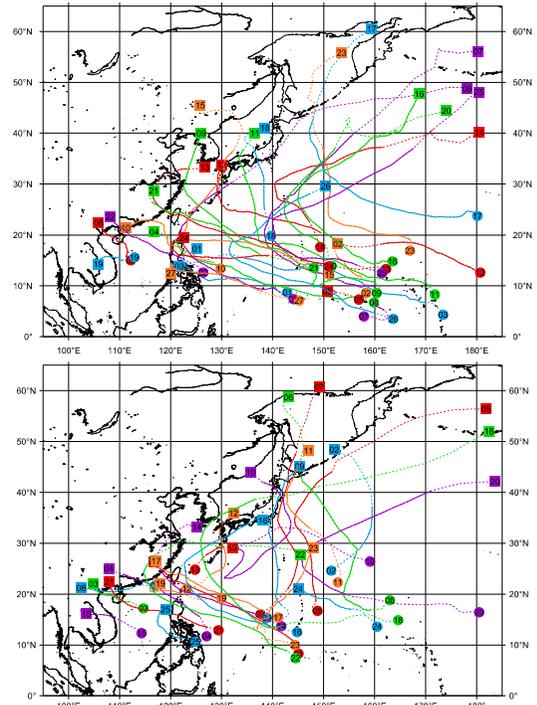
日本への台風の接近数は平年並の11個だった。しかし、北日本、東日本への接近数は平年よりも多く、特に北海道地方への接近数は5個と統計開

始以降、最多となった。また、第18号は905hPaまで発達し、沖縄地方に特別警報を発表した。

日本への台風の上陸数は統計開始以降、2004年の10個に次いで、2位タイとなる6個だった。このうち、台風第7号、第9号、第10号、第11号が8月中旬から下旬にかけて、北海道地方、東北地方、関東地方に相次いで上陸し、大きな被害をもたらした。そのうち、第10号は、複雑な経路をたどって東北地方太平洋側に初めて上陸したが、その経路については精度よく予報できていた。

### 4. 気象庁における最近の台風解析・予報精度の向上に向けた取組について

近年、台風進路予報の精度は、数値予報の精度向上や予報官の知見の蓄積とともに向上してきており、これを受けて2016年の台風第1号から予報円半径の縮小を実施した。引き続き、進路予報の改善に取り組むとともに、強度予報の精度向上のための技術開発と発生予測の導入に向けた技術開発も進めていく。



2015年（上）と2016年（下）の台風経路図。経路の両端の●と■は台風の発生位置と消滅位置、数字は台風番号を示す（点線は熱帯低気圧または温帯低気圧の期間）。

## 2015年3月のサイクロン Pam の発生について： 海面水温偏差による MJO と大規模循環場の変調

\*中野満寿男<sup>1</sup>・久保田尚之<sup>2,1</sup>・宮川知己<sup>2</sup>・那須野智江<sup>1</sup>・佐藤正樹<sup>2</sup>

1:海洋研究開発機構、2:東大気海洋研

### 1. はじめに

2015年3月9日06UTCに中部南太平洋で発生したサイクロン Pam は中心気圧 896hPa まで発達し、バヌアツに甚大な被害をもたらした。このときの SST 偏差はエルニーニョもどきパターンを示しており、3月3日にオンセットした MJO の対流活発位相が海洋大陸から西太平洋に移動していた。

本研究ではこのときの SST 偏差が低周波大規模循環場や MJO にどのような影響を与えたのか、またそれらが Pam の発生にどのように影響したのかを数値実験によって調べる。

### 2. モデルと実験設定

数値実験には全球非静力学モデル NICAM を用いた。モデルの水平解像度は 14km、鉛直層数は 38 (モデルトップ 36.7 km) である。雲微物理過程は NSW6 を使い、対流パラメタリゼーションは用いない。スラブ海洋モデルを結合しており SST を予測するが、時定数 7 日で参照 SST にナッジングする。大気初期値は京都大学生存圏研究所データベースより取得した 0.5 度格子の気象庁現業全球解析を用いた。SST の影響を調べるため、3 種類の SST 初期値と参照 SST のセットを用いた。1 つめは、観測された SST 分布を初期値として与え、初期の SST 偏差を日々の SST 気候値に上乗せしたものを参照 SST とした実験である (OBSSST)。2 つめは SST 初期値、参照 SST とともに日々の気候値を与えた実験である (CLMSST)。3 つめは CLMSST とほぼ同様だが、熱帯中部太平洋 (155° E-155° W, 10° S-10° N) のみ SST 偏差を残した実験 (CPSSTA) である。初期時刻は 2015 年 2 月 21 日から同年 3 月 8 日まで 1 日ずつずらし (計 16 本) 30 日間積分した。

### 3. 結果

JRA-55 と NOAA OLR から解析された、3/1 における周期 96 日以上 の 850hPa 東西風 (OLR) 成分は熱帯中部太平洋で正 (負) であった。2/21-25 初期値の実験のアンサンブル平均における 2/26-3/3 の OBSSST 実験と CLMSST 実験との差は、同様のパターンを示しており、これらの結果は、熱帯中部太平洋における 850hPa 東西風と対流の強化が SST 偏差によって駆動された

ことを示している。

RMM ダイアグラムを用いて MJO の振幅と位相を解析した。OBSSST における MJO の振幅は CLMSST における振幅よりも大きい傾向が見られた。特に 2/26-3/2 初期値のアンサンブル平均では OBSSST よりも CLMSST の方が位相が遅れていた。

2/25-3/2 初期値の OBSSST 実験は実際の Pam の発生経度とほぼ同じ経度で Pam の発生を予測したが、CLMSST 実験では実際の発生経度よりも約 10 度西で発生を予測した (図 1)。実験間の発生位置の違いは、850hPa の渦度分布や水蒸気収束分布の違いと整合的であり、SST 偏差による低周波大規模循環場や MJO の変調によって Pam の前駆擾乱の発生位置もしくは前駆擾乱の発達タイミングに差が生じ、結果として発生位置に差が生じていたことがわかった。

CPSSTA 実験の結果は OBSSST 実験と同様であり、熱帯中部太平洋における SST 偏差が大きく寄与していることが明らかとなった。

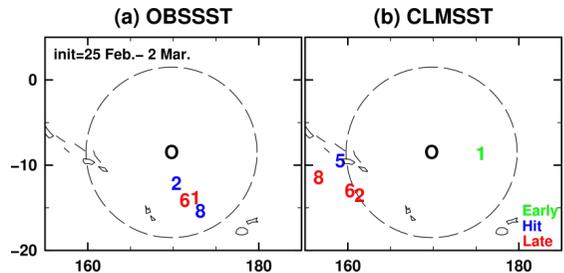


図 1 : 2/25-3/2 初期値の (a)OBSSST, (b)CLMSST 実験における Pam の発生位置。数字は初期日の 1 の位を示す。0 はベストトラックデータ (IBTrACS) による Pam の発生位置。破線は 0 から半径 10 度の円である。

参考文献: Nakano et al. 2017, Mon. Wea. Rev. (in revision)

謝辞: 本研究は文科省 FLAGSHIP2020 重点課題 4、気候変動リスク情報創生プログラムのもと地球シミュレータを用いて行った。

## エルニーニョ終息年（1998・2016）台風シーズンのアンサンブル再現実験

\*山田 洋平<sup>1</sup>・小玉 知央<sup>1</sup>・佐藤 正樹<sup>2,1</sup>・中野 満寿男<sup>1</sup>・那須野 智江<sup>1</sup>・杉正人<sup>3</sup>

1:海洋研究開発機構、2:東京大学大気海洋研究所、3:気象研究所

**概要：**

発達したエルニーニョが終息する年は春先から初夏にかけて台風1号の発生が平年に比べて遅くなることが知られている。実際に NINO3 index が大きな正偏差をとった 1982/83 年と 1997/98 年のエルニーニョが終息した 1983 年と 1998 年は台風1号の発生日が平年の通日 94 日目（4月上旬）よりも 80 日以上遅かった（図1）。2016 年は 2014 年夏から 2016 年春まで続いたエルニーニョが終息する年にあたり、台風1号（Nepartak）の発生が7月3日（通日 185 日目）であった。台風1号の発生時期が遅い年はエルニーニョが終息する年であるという共通性はあるが、台風発生時期が遅れるメカニズムは明らかになっていない。一方で年間発生数は 1998 年が 16 個であるのに対して 2016 年は 26 個であった。エルニーニョ終息年の台風活動は観測事例数が少ないため、特徴的な海面水温がもたらす必然的な結果か、大気の内変動の範囲内で偶然起きたものかは判別できない。

本研究では高解像度全球非静力学大気モデル NICAM (Sato et al. 2014) を用いて台風発生が極端に遅れた特異年（1998 年と 2016 年）のアンサンブル再現実験（メンバー数 50）を行う。

**手法：**

実験設定は山田他（2016 年度秋季大会 p390）と同じであり、アンサンブルメンバーは初期値を 6 時間ずらすことによって 50 メンバー作成した（5/19 18:00UTC～6/1 0:00UTC）。6月1日以降を解析した。

**結果：**

図2は一年あたりの台風の累積発生数を示す。実験結果と観測を比較すると、2016 年は6月の台風発生数が過大だったが、1998 年はよく再現した。8月末では NICAM は 2016 年と 1998 年の累積発生数をよく再現した。今後、台風の発生に注目して実験結果

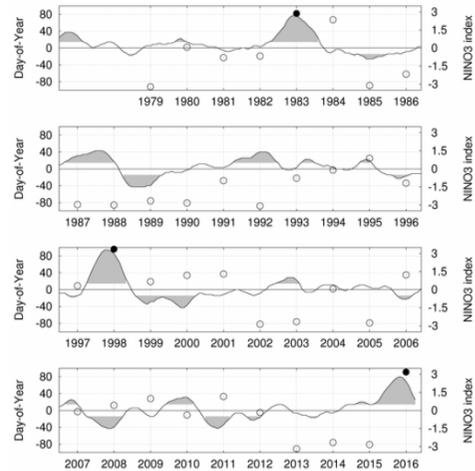


図1. 1979～2016年の北西太平洋の台風1号の発生日の平均値からの遅れ（日；左縦軸）と NINO3 index の五か月移動平均値（右縦軸）。台風1号の発生日は気象庁ベストトラックから作成。発生日の平均値は1979～2015年の累積発生数の平均値が1個に到達した94日（4月上旬）とした。丸印は各年の発生日の平均値からの遅れを示す。発生日が平均値よりも80日以上遅い年を●で強調した。NINO3 index は気象庁のデータより作成。灰色の領域は五か月平均値の絶対値が0.5以上の期間を示す。

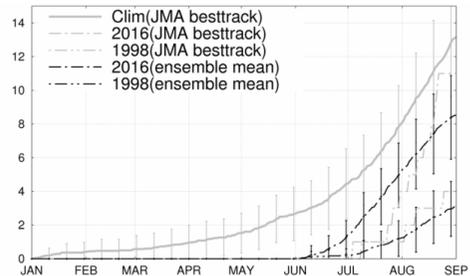


図2. 北西太平洋の台風累積発生数。灰色線は観測、黒線はアンサンブル実験の結果を示す。観測は気象庁ベストトラックから作成した。実線は1979～2016年の気候値（Clim）、1点鎖線は2016年、2点鎖線は1998年を示す。観測の Clim とアンサンブル実験の縦線は標準偏差を示す。縦軸は累積発生数、横軸は通日を示す。

を詳細に解析し、発表ではその結果を報告する。

謝辞：本研究の一部は文部科学省フラッグシップ2020(ポスト東京)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」および気候変動リスク情報創生プログラムの支援を受けた。実験は海洋研究開発機構の地球シミュレータ特別推進課題で実施した。実験の実施には池田美紀子氏からご助力をいただいた。

## フェーズドアレイレーダーで観測された台風第1609号に伴う境界層の気流構造

\*足立 透、楠 研一、吉田 智、伊藤 純至（気象研究所）

## 1. はじめに

台風の接近や通過に伴って、地表面ではしばしば局所的な突風・強風被害が発生する。しかしながら、その物理メカニズムの全容は未解明であり、境界層における気流の立体的な振る舞いを高時空間分解能で観測することが必要である。近年に開発されたフェーズドアレイレーダー（以降、PAR）は、30秒ごとに立体空間を隙間無く観測するため、境界層の現象の理解に極めて有益と考えられる。

## 2. 観測

2016年8月19日にマリアナ諸島で発生し、発達しながら太平洋を北上した台風第1609号は、8月22日12時30分頃に千葉県館山市付近に上陸して関東を通過した。このため、気象研究所（茨城県つくば市）のPARを用いた台風の観測に成功し、境界層から高度約16kmの対流圏界面に至る領域を立体的に捉えた。本稿では、境界層を含む低層領域に発生したメソスケールの渦と筋状の気流構造に着目する。

## 3. レインバンド内のメソスケールの渦

図1は、台風の本心が伊豆半島の東沖に位置する10時24分に、そこから約150km離れた関東に伸びるレインバンド内で観測された、直径2~4kmのメソスケールの渦を表す。PARのドップラー速度データでは明瞭な低気圧性の渦パターンが確認され、高度0.0~2.7kmに渡ってひと続きに存在する様子が分かる。また、地上付近では風が収束する一方で、高度2.7kmでは弱く発散することが確認でき、渦の中に上昇流の存在が示唆される。気象庁東京レーダーは同じ渦を高度約1.78kmで面的に自動探知したが、PARはこれを立体的に捉えることに成功した。

## 4. 境界層ストリーク

一方で、台風がつくば市に接近した時間帯には、ストリークと呼ばれる筋状の強風構造が捉えられた。図2は、15時10分に仰角1.0度で観測された、PARから5~6km以内の近距離におけるドップラー速度データを表す。南東風系のなかに、約600mの幅を持つ多くの筋状構造が見られる。PARの多仰角データを解析したところ、この構造は地表面から高度約600mまで存在することが明らかになった。台風環境下の境界層ストリークの存在は過去の観測研究で明らかにされているが、その鉛直構造は未解明である。本研究は、現象の立体像を初めて捉えることに成功したものである。

## 5. まとめ

台風のレインバンドにおけるメソ渦はしばしば竜巻発生の原因となるほか、境界層ストリークは地上に周期的な被害をもたらすことが知られている。しかしながら、これらの現象の立体構造

とその時間変化を観測することは難しく、現象の発生・発達メカニズムは未解明である。本研究では、PARによって現象の立体的な振る舞いを初めて捉える事に成功した。今後、データの詳細解析を通して、現象の理解深化と新しい防災気象情報の創出につながると期待される。

**謝辞** 本研究はJSPS科研費の助成を受けたものです。

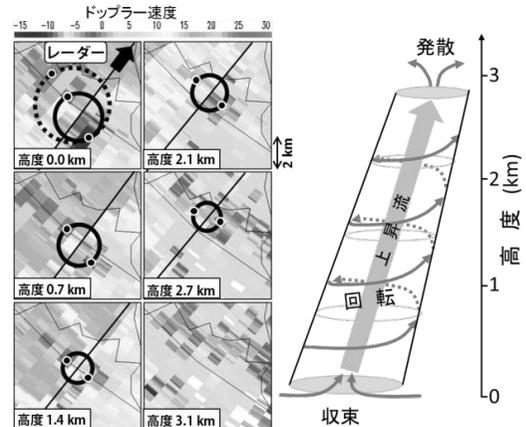


図1. 10時24分にレインバンド内で観測されたメソ渦。左は仰角0~4.4度の各PPI断面におけるドップラー速度データで、丸は低気圧性渦を表す。右は観測データから示唆される渦の立体構造。

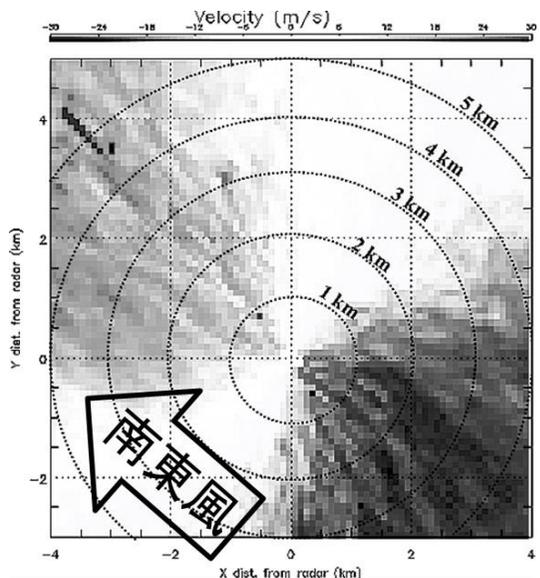


図2. 15時10分に仰角1.0度で観測された境界層ストリーク。幅約600mの筋状構造が見られる。

## T1610 (Lionrock) にみられた短時間スケールの強度変化

\* 小山 亮<sup>1</sup>、下地和希<sup>2</sup>、和田章義<sup>1</sup> (1: 気象研究所、2: 気象衛星センター)

## 1. はじめに

2016年台風第10号(T1610、Lionrock)は、大陸のモンスーンと太平洋高気圧との間に形成されたモンスーン・ジャイアの南東で熱帯低気圧(TD)として発生した。その後発達しながら反時計回りに移動した後、南大東島の南で停滞し、その後北上して、岩手県に上陸した(最盛期の最大風速46m/s、中心気圧940hPa)。この特徴的な経路をとったT1610の構造及び強度変化を、衛星赤外・マイクロ波観測、静止気象衛星ひまわり8号の大気追跡風(AMV)を用いて解析した。

## 2. 解析に用いたデータ・手法

台風の内部コア内の積乱雲の雲頂温度解析には、ひまわり8号の赤外(B13: 10.4  $\mu\text{m}$ )輝度温度の半径200 km内平均を用いた。上層暖気核と対流性降水の構造の解析には、極軌道衛星NOAA・MetOpのマイクロ波探査計AMSU-Aの気温観測チャンネル(55GHz帯)、及びマイクロ波放射計SSMISの91GHz帯チャンネルの輝度温度をそれぞれ用いた。また、雲頂高度付近の風の場の解析には、ひまわり8号ターゲット観測(2.5分間隔、1000×1000km領域)の赤外(B13)及び水蒸気画像(B10: 7.3  $\mu\text{m}$ )から算出した、10分毎の上層AMV(高度100~300hPa、格子間隔約0.02度)を用いた。この上層AMVから、台風中心から半径50~350km内の方位角平均接線風・動径風(50km半径毎)を算出し、台風の雲頂高度付近の一次循環(接線風)、アウトフロー(動径風)を解析した。台風の中心位置及び強度は気象庁ベストトラックを使用した。

## 3. 結果

AMVから求めた台風上層の接線風の時間変化には、ひまわり8号の赤外画像の雲のパターンに基づくドボラック法によって推定された最大風速

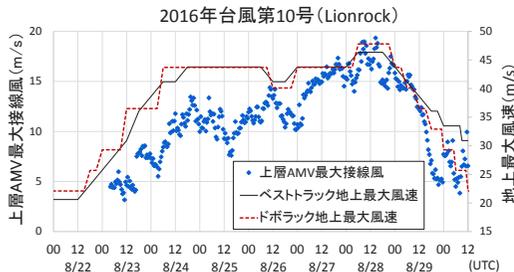


図1: T1610の上層AMV最大接線風(プロット)、ドボラック地上最大風速(破線)、ベストトラック地上最大風速(実線)の時系列。

の時系列では不明瞭な、一日以下の時間スケールの変化が解析された(図1)。接線風が10m/s以上の領域の半径(図2a)は、発達とともに拡大し、最盛期では約400kmに達した。拡大時には、台風を中心付近で、対流の強化を示唆するアウトフローの増大も解析された(図2b)。

上層接線風の強化が起こっていた時刻について、特に変化の振幅の大きなものは、夜間(12UTC~00UTC)にみられる傾向があり(図1)、台風の対流活動の日変化との関連が示唆された。また、この一日以下の時間スケールの接線風強化は、AMSU-Aで観測された250hPa面付近の上層暖気核の発達(環境場に対する気温偏差の増大、図略)のタイミングとおよそ一致していた。上層AMVを用いて算出した台風中心付近の慣性安定度の増大(図略)からも、この雲頂高度付近の接線風の強化は、台風を中心気圧低下とともに、構造の軸対称化を伴っていたと考えられる。

T1610に、一日以下の時間スケールの強度変化を示唆する構造変化が明瞭に解析された要因の一つとして、T1610が発生、発達したモンスーン・ジャイア内では、風の鉛直シア(200hPa~850hPa)が弱く(図略)、台風の軸対称構造が崩れにくかったことが考えられる。この詳しいメカニズムについては、高分解能非静力学モデルを用いた数値シミュレーションとの比較等による調査によって明らかにしていきたいと考えている。

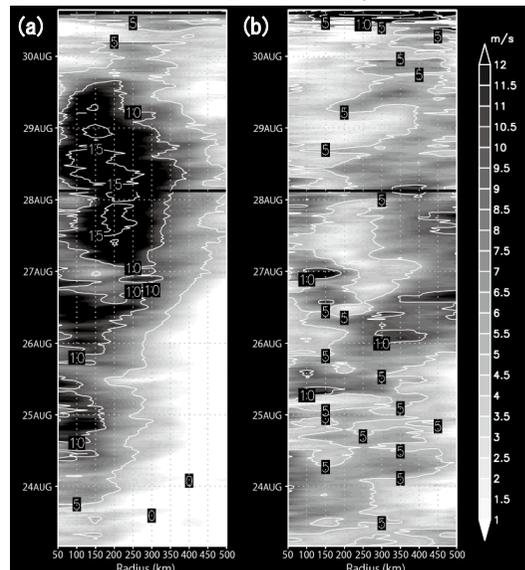


図2: T1610の中心から半径500km内の上層AMVの(a)接線風及び(b)動径風の半径-時間断面図。縦軸の日付ラベルの位置は00UTC。

## 2016 年台風第 18 号の眼の壁雲交換に伴う構造変化プロセス

\*嶋田宇大・小山亮（気象研究所台風研究部）

## 1. はじめに

台風の眼の壁雲交換サイクルに代表される、台風の強度や構造の急変化プロセスを解明することは、台風の実況監視や強度予報の精度向上のために重要である。急変化に関する研究はこれまで多くされてきたが、時空間解像度の高い観測データを用いた研究はほとんどない。2016 年台風第 18 号は、久米島接近前後で、眼の壁雲交換サイクルを経験し、地上付近の風速が急速に弱まるとともに、構造にも大きな変化がみられた。本研究は、レーダーや衛星等の高解像度観測データを用いて、台風第 18 号の久米島接近前後（2016 年 10 月 3 日 03UTC から 21UTC にかけて）における、眼の壁雲交換に伴う構造変化プロセスを明らかにすることを目的とする。台風の風速場の解析手法は、GBVTD 法 (Lee et al. 1999) に基づく。

## 2. 解析結果

接線風のホフメラー図 (図 1 左) によると、台風第 18 号は、10 月 3 日 07UTC にかけて、久米島の南で、高度 2km の方位角平均接線風が  $70\text{m s}^{-1}$  以上に達した。その後、接線風は急速に弱まり、久米島最接近時には、高度 2km の接線風が  $55\text{--}60\text{m s}^{-1}$  程度となった。この接線風の急衰弱は、眼の壁雲交換サイクルに伴って起きていた。高度 2km の方位角平均反射強度 (図 1 右) 及び反射強度分布 (図 2 左) によると、第一壁雲 (半径約 20km) の外側にはスパイラルレインバンドが形成され、その半径は、3 日 03UTC の約 65km から徐々に収縮し、反射強度も強まった。3 日 09UTC 以降、第一壁雲は急速に衰弱した一方、スパイラルレインバンドは次第に第二壁雲としてまとまった。3 日 21UTC の反射強度分布では、平面図からは第一壁雲の一部がまだ識別できたが (図 2 右)、方位角平均では第一壁雲がほぼ消滅した (図 1 右)。しかし、この時点では、第二壁雲に伴う方位角平均接線風速の極大はまだ存在しなかった (図 1 左)。

この台風は、レインバンドの高度 5km 付近に風速の極大が存在したことが特徴的だった。3 日 12UTC 以降、高度 2km のホフメラー図では、接線風の強い領域が外側に拡大し始めた (図 1 左の矢印)。一方、高度 5km 付近では、それより前の 3 日 10UTC 頃から接線風領域の外側拡大が見られた (図略)。その結果、接線風の半径-高度分布 (図 3) にみられる通り、中心から半径 45km 以遠の高度 5km 付近に風速の極大が現れた。

接線風速の増減収支は、摩擦・混合の寄与が小さいとすると、水平移流 (動径渦度移流) と鉛直

移流によるものに大別でき、さらにそれぞれを方位角平均成分とエディ成分 (平均からのずれによる寄与) に分けられる。方位角平均した動径風は、高度 5km 付近ではアウトフローだった (図略)。このことから、高度 5km 付近の接線風の増大は、方位角平均成分の寄与ではなく、エディ成分の寄与であることが示唆される。この付近には非対称なスパイラルレインバンドが存在することを考えると、エディ成分の寄与は十分に考えられうる。

今後は、エディ成分による中層の接線風増大があったかどうかの解析を進める。また、ひまわりの衛星風を利用した上層風速場の解析を行い、下層と上層の風速場の対応関係について調査する。

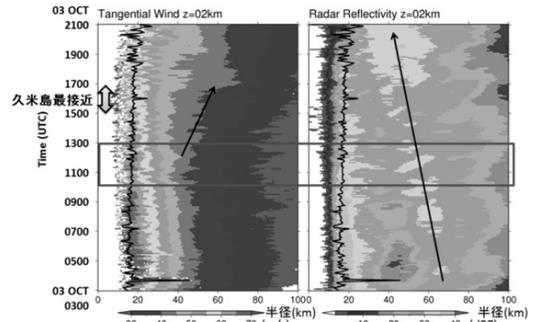


図 1: (左) GBVTD 法によりリトリーブした高度 2km の接線風のホフメラー図、(右) 高度 2km の反射強度のホフメラー図。黒線は最大風速半径。

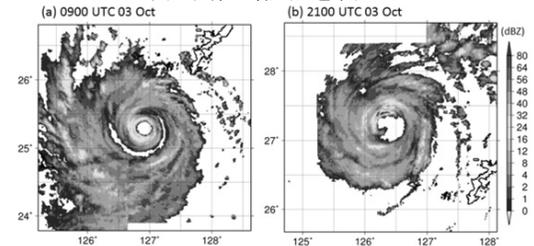


図 2: 降水強度分布。

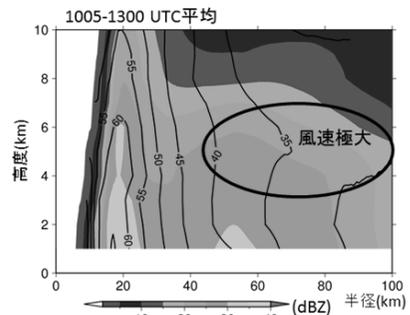


図 3: 図 1 のボックスで囲んだ期間で時間平均した反射強度(陰影)と接線風(コンター)の半径-高度分布。

## 2016年8月の循環場の極端な偏差

\*前田修平（気象研気候）、竹村和人・久保勇太郎（気象庁気候情報）

## 1. はじめに

2016年8月の台風の動向に関連した大気循環場の特徴とその形成要因を、長期再解析データ（JRA-55）、NOAA提供の外向き長波放射量データ（OLR）、線形傾圧モデル（LBM; Watanabe and Kimoto, 2000）と気象庁の現業で用いられている1か月アンサンブル予報システム（1か月EPS（V1403）；平井ほか, 2015）を用いた数値実験で調べた。

## 2. 2016年8月の循環場・積雲対流活動の特徴

## (1) 概要

海面気圧では、2016年8月は、平年に比べ日本の南海上で高気圧が弱く低気圧が解析される一方、北海道の東海上で高気圧が強い。1979年以後で比べると、日本の南海上で平均（25-35N, 130-140E）した海面気圧はもっとも低く、北海道の東海上で平均（40-50N, 160-170E）した海面気圧は最も高い。一方、対流圏上層ではユーラシア大陸上から日付変更線付近にかけて偏西風が大きく南北に蛇行した。気温350K面で見ると、北海道の東海上で平均（40-50N, 160-170E）した渦位は過去と比べて最も低く（リッジが強い）、その東南東の日付変更線付近（35-45N, 180-190E）で平均した渦位は最も高い（トラフが強い）。また、フィリピン東方海上から日付変更線にかけて積雲対流活動が活発で、活発域が平年に比べて東に延びている。日本の南東海上で平均（15-25N, 140-180E）したOLRは過去もっとも小さい（積雲対流活動が最も活発）。この活発な積雲対流域で発生した複数の台風が、平年から大きく偏った循環場の影響で、平年には見られないコースを通過して北進し、北日本に上陸した。以下、この顕著な循環偏差の形成要因を、相互の関係を中心に調べる。

## (2) 日本の南海上の低気圧と積雲対流活動の関係

日本の南海上の低気圧と南東海上の対流活動は関係が深い。両者の位置関係に注目すると、OLR偏差のやや北西側に低気圧が位置しており、積雲対流活動に伴う凝結加熱の応答のロスビー波が低気圧と関係していることを示唆している。このことは、2016年8月の熱帯の非断熱加熱偏差をLBMに与えた数値実験で確認できる（図略）。

## (3) 北海道の東方海上の高気圧、上層のリッジと日本の南海上の低気圧の関係

Takaya and Nakamura (2001)の波活動度フラックス(WAF)から、日本の南海上の低気圧と北海道の東海上の高気圧は、南西から北東の方向に向けての対流圏下層を中心としたロスビー波列であることがわかる。また対流圏上層における北海道の東海上のリッジや南東海上のトラフは、西シベリアのブロッキング高気圧と関連するアジアジェット気流沿いのロスビー波列の一環であることがわかる（図略）。これらのことは、北海道東方海上の高気圧と上層のリッジには、起源の違う二つのロスビー波列が関係していることを示している。WAFの鉛直成分をみると北海道の東海上では上向きである。基本場が鉛直に西風シアを持つ場合、鉛直上向き伝播するロスビー波は基本場からの傾圧エネルギー変換で増幅する。平年値を基本場として2016年8月の傾圧エネルギー変換（Kosaka et al., 2009）の分布を見ると、確かに北海道の東方海上で基本場から擾乱にエネルギーが変換されている。起源が違う下層中心のロスビー

一波と上層中心のロスビー波が鉛直上向きに伝播する位相で相互に干渉し、基本場からエネルギーを受けつつ増幅した、といえる。

## (4) 日付変更線付近のトラフと日本の南東海上の積雲対流活動の関係

図1の陰影は、地衡風による渦度移流の鉛直差（200hPa-850hPa）である。日付変更線付近から南西に延びるトラフ前面の亜熱帯域（図中の楕円で囲った領域）では正の渦度移流鉛直差が見られる。500hPaのQベクトルは収束しており、準地衡風（QG）的な上昇流場となっている。この領域（15-25N, 150-180E）で平均したQベクトルは、平年では発散となるが、2016年は収束で、1979年以後では最も強い（図略）。中層の温度移流には大きな特徴はなく、上層の渦度移流が記録的に強いQG的な上昇流をもたらした、といえる。日別のQベクトル収束（図2）を見ると、7月末～8月5日頃と8月10日～20日過ぎに収束が続き、対応してOLRの値も小さかった（積雲対流活動が活発）。これらのことは、増幅した日付変更線付近のトラフが、QG的な上昇流をもたらし、亜熱帯海域での積雲対流活動を活発化させた可能性を示している。また、(2)を考慮すると、このトラフは日本の南海上の低気圧の形成にも寄与した可能性がある。1か月EPSを用いた、日付変更線付近のトラフを解析値に緩和する数値実験の結果は、これらの可能性を支持した。

## 3. おわりに

2016年8月の日本付近の循環場は、地上付近、対流圏上層、積雲対流活動ともに顕著な偏差を示し、相互に関連していた。これらの顕著な偏差は大気の内変動的な性質が強いと推察されるが、海面水温など大気境界条件の影響はないのだろうか。2016年8月は、強いエルニーニョ現象の終息後の時期にあたっている。エルニーニョ現象の長引く影響のひとつとして、フィリピン東方海上における積雲対流活動の活発化を指摘する研究（Kumar and Hoerling 2003など）もあり、季節予報の予測可能性の観点からも、2016年8月の循環場異常との関連が興味深い。なお、本調査は、気象庁異常気象分析検討会のメールでの議論をおおいに参考にした。

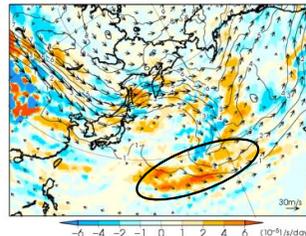


図1 地衡風による渦度移流の鉛直差（200hPa-850hPa）。2016年8月。陰影が渦度移流の鉛直差（単位： $10^3$  m/s/day）で矢印が200hPaの地衡風。等値線は350K温度面の渦位（単位：PVU）。

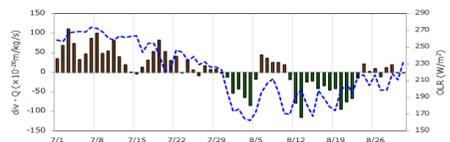


図2 領域平均（15-25N, 150-180E）した500hPaのQベクトル発散（棒）、2016年7月1日～8月31日）。折れ線は対応する領域で平均したOLR。

2016年8月に北海道各地で発生した豪雨災害と気候変動の影響を考慮した治水計画の検討

山田朋人 (北大工)

1. 豪雨被害の概況

2016年8月17日(水)-23日(火)の1週間に3個の台風(7, 11, 9号)が北海道に上陸, さらに8月29日(月)-31日(水)にかけて台風10号のアウトバーンによる地形性降雨が発生<sup>1)</sup>し, 北海道東部を中心に大雨となった。台風の統計を開始した1951年以降, 1年で台風が3個上陸した年はなく, また台風10号は太平洋側から東北地方へ上陸するという異例な進路をとった<sup>2)</sup>。同年8月の北海道の降水量は, 道内アメダス225地点中89地点で月降水量の極値を更新し, 年間降水量に相当する降水を記録した地点もあった。この豪雨災害により北海道内5水系6河川(石狩川水系空知川, 十勝川水系十勝川・札内川, 常呂川, 網走川, 釧路川)の観測所にて既往最高の水位を記録し, 国管理の河川で4件, 北海道管理で5件の堤防決壊が発生した。農業被害面積は38927ha, 被害総額は543億円に至り全国で野菜価格が高騰した<sup>3), 4)</sup>。国道24路線, 北海道道96路線にて土砂災害が発生し, 日高山脈日勝峠を通る国道274号線は平成29年秋ごろを目標に, 本稿執筆時である現在でも復旧が進行中である<sup>5)</sup>。全被害総額は2803億円<sup>6)</sup>に達し, また同年9月に激甚災害に指定された。

2. 気候変動の影響を考慮した治水計画の検討

2016年10月には「平成28年8月北海道大雨激甚災害を踏まえた水防災対策検討委員会」<sup>3)</sup>が発足さ

れ, 国土交通省北海道開発局, 北海道庁合同で, 全国に先駆けて気候変動の影響を加味した治水対策立案の検討が議論されている。これは, 上述の豪雨災害を含めた過去の記録に加え, 気候変動を前提とした治水対策を講じるべきという指針の下, 新しい治水の概念を定めるものである。

参考文献

- 1) Nguyen-Le, D., Yamada, T., J.: Simulation of tropical cyclone 201610 (Lionrock) and its remote effect on heavy rainfall in Hokkaido, *Journal of Japan Society of Civil Engineers*, Ser. B1, 73, 2017 (Accepted).
- 2) 北野慈和, 山本太郎, 小林彩佳, 山田朋人: 2016年8月豪雨事例を含む過去56年間に北海道周辺を通過・上陸した台風の統計的解析, *水工学論文集*, 61, 2017 (受理).
- 3) 国土交通省北海道開発局: 平成28年8月北海道大雨激甚災害を踏まえた水防災対策検討委員会, 配布資料, [http://www.hkd.mlit.go.jp/zygyoka/z\\_kasen/mizubousa/iin/index.html](http://www.hkd.mlit.go.jp/zygyoka/z_kasen/mizubousa/iin/index.html) (2017年2月6日現在).
- 4) 土木学会北海道支部: 2016年8月北海道豪雨災害調査団緊急報告会について, 資料, <http://committee.sjsce.or.jp/report/node/136> (2017年2月6日現在).
- 5) 国土交通省北海道開発局, <http://www.mr.hkd.mlit.go.jp/houdou/h28/161129.pdf> (2017年2月6日現在).
- 6) 北海道庁: 第2回災害検証委員会配布資料, <http://www.pref.hokkaido.lg.jp/sm/ktk/dai2kaikenshouinkai.htm> (2017年2月6日現在).



写真1: 十勝川水系パンケ新得川 JR 橋の落橋地点(9月6日に著者らが撮影)。画面左一右に新得川が流れる。北海道内のJRの被災状況としては, 運休本数特急1477本, 普通4297本に上り, 釧路線は27日半, 日高線(苫小牧-鶴川間)は16日間の運休, 札幌-釧路・帯広間は2016年12月に4ヶ月ぶりの再開となるなど各地で交通網が途絶した。



写真2: 空知川太平橋から見た破堤箇所及び流域の左岸側(9月1日に著者らが撮影)。上流の別の決壊箇所より氾濫した水(画面左奥)が, 撮影地点の堤防を決壊させ河川(画面手前)に再度流入。画面奥にはトウモロコシ, にんじん等の農地が存在。表層土が流出し, 礫層・粘土層が露出。

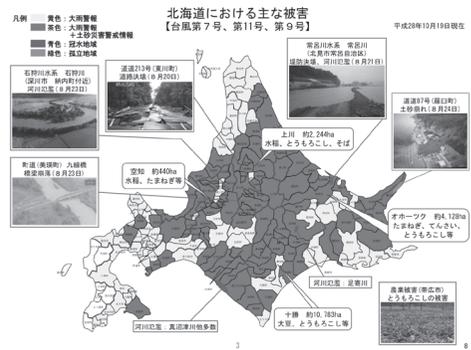


図1: 2016年夏期豪雨の北海道の被害状況(北海道庁作成<sup>6)</sup>)。

## 台風発生スコアを用いた2016年台風発生環境場の検出

\* 筆保 弘徳(横浜国大)・吉田 龍二(理研計算科学)

### 1. はじめに

Yoshida and Ishikawa (2013; YI) は、北西太平洋における台風発生環境場を検出する「台風発生環境場診断手法」を開発し、独自の指標(スコア)を設けて、熱帯低気圧発生ごとの流れパターンを定量的に見積もった。本研究では、その診断手法を他のインプットデータに適用できるように改良して、2016年の台風の発生環境場について調べた。

### 2. 手法

YIの台風発生環境場の診断手法は、JTWC ベストトラックデータと JRA-25 の 850hPa 高度風と海面更正気圧データをインプットデータとし、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)のスコアをそれぞれ算出し、気候値で規格化した最終スコア値(0~1の値)で比べて最大のスコアをその台風発生に影響した主な流れパターンと決定する(詳細はYI)。本研究では、その診断手法を改良して、気象庁ベストトラックデータと JRA-55 をインプットデータに用いる。そして、1979~2016年までのすべての台風を対象に、各スコアを算出した。

### 3. 結果

改良した診断手法で得られた結果を YI の結果と比較すると、SL と GY を主な流れパターンとする台風数が約 10% 減少し、PTC や GY が増加するという差が出た。同じ台風で各スコアを比較して相関を調べると、CR・GY・PTC は相関係数が 0.9 以上で高いが、SL で約 0.4 と低く、EW も約 0.8 とやや低い。SL のスコア値はトラックデータと再解析データの両方、EW はトラックデータの違いがその差に影響していた。

以上のように SL と EW のスコア値にはその任意定数の改良が必要であり、現状の手法では台風ごとに主な流れパターンを決定することは難しい。しかし、スコア値が 0 以下(影響はない; 表 1 で N)かどうかを確認することや、各スコアごとの気候値と比較することで、どういったパターンが台風発生に影響がある/ないか、または過去と比べて強い/弱いかは調べられる。例えば 2016 年夏季の台風は(表 1)、本手法によれば GY の影響を受けたのは T1609 と T1611 であり、GY の気候値(平均 0.495)からみてもその影響が大きい台風は T1609 であった。GY の台風は、他のパターンの台風よりも発生時の水平サイズが大きく台風発達率が小さいという特徴を持つが(筆保・吉田 2016)、この T1609 もその特徴を持っていた。モンスーンジャイアが発生した期間の台風でも、GY よりも CR のスコアが算出される傾向がある。さらにその期間で台風が集中的に発生したことから、PTC の影響も出ている。例えば T1611 は、GY だけでなく、CR や PTC の影響もあることがわかる(図 1)。

図 2 は CR スコア(規格化される前)の 1979-2015 年と 2016 年のヒストグラムを示す。2016 年の台風は、CR が例年(平均 1.295)に比べて大きいものも多く、算出回数も多い。一方、GY と PTC の強さや算出回数は例年並みであった(図略)。

### 4. まとめ

本研究の診断手法で台風発生環境場を調べると、2016年のモンスーンジャイアが発生した期間の台風でも、GYだけでなくCRやPTCの影響を受けていると示された。このモンスーンジャイアの台風発生への影響の捉え方の違いはそのGYの定義の違いにあるが、今後の統一したモンスーンジャイアの見解に合わせてGYの改良を進める。また、YIと比べてSLとEWでスコア値に差が出ており、現手法にはその改良も必要である。

表 1: T1603 から T1612 までのスコア絶対値。N は 0 以下。

TC	SL	CR	GY	EW	PTC
T1603	N	0.378	N	0.057	N
T1604	2.220	N	N	N	N
T1605	N	1.176	N	0.044	0.998
T1606	N	0.132	N	N	0.999
T1607	N	1.350	N	N	N
T1608	N	1.815	N	N	N
T1609	2.073	N	0.713	N	1.002
T1610	N	1.793	N	N	1.001
T1611	N	1.886	0.266	N	0.998
T1612	N	N	N	N	N

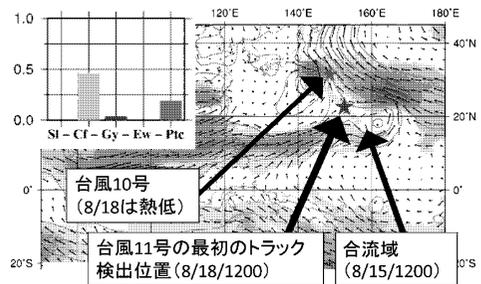


図 1: T1611 の台風発生時 3 日前 (8/15/1200) の 850hPa 高度風を示す。影は西風、星は台風発生位置、左上は規格化したスコア値を示す。

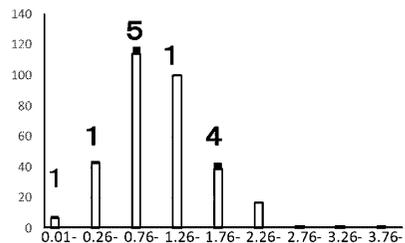


図 2: 規格化前の CR スコアのヒストグラム。1979-2015 年を白棒、2016 年を黒棒と数値で示す。

## 2016年8月の台風環境場と1950年8月の事例との比較

\*久保田尚之 (東大気海洋研)

## 1. はじめに

台風の活動度や経路は、大気や海洋の環境場の影響を大きく受ける(Kubota 2012)。2015年はエルニーニョ発達期とMJO(マッデンジュリアン振動)活動が活発な年であった。世界の主な海盆で、MJO通過時に多くの台風が発生した(久保田 2016)。2016年は、8月に日本の南で巨大な低気圧性循環のモンスーンジャイヤ(MG)(Lander 1994)が形成され、台風の活動度や経路に影響を与えた。本研究では、2016年8月の台風と大気環境場に注目し、過去に日本の南海上でMGが形成された1950年と比較し、考察した。

## 2. データと解析手法

日本に上陸した台風の定義は、熊澤他(2016)の手法を2016年まで延長した。ただし、2016年台風6号は上陸、台風11, 12号は上陸なしと、気象庁とは異なる。1950年8月の台風経路データは、台風経路図(1951)、気象要覧第612号(1950)、異常気象報告(昭和25年第9-11号)を用いて、上陸台風以外は台風周辺の地上気圧データが1000hPa以下の場合を台風とし、10個が発生した。JTWCの前身機関はこの期間判定した台風はIdaとJaneの2個である。2016年は気象庁ベストトラックデータを用いた。再解析データはJRA55(2016年)と20CR(1950年)を用いた。

## 3. 結果

2016年は日本の台風上陸数5個(気象庁6個)のうち、8月に4個と集中した(図1)。1900年からの8月の上陸数は、2016年が1950年に次ぐ2番目の多さとなった。2016年8月の大気環境場は、日本の南に低気圧循環のMGが形成された(図2)。MGが形成されると中心の東側で台風が発生しやすくなる傾向があり(Molinari and Vollaro 2016)、2016年8月はMGの東側で4個上陸し、台風10号の上陸後MGは解消した。一方、1950年もまた、日本の南にMGが形成され(図3)、その周辺で台風が多く発生し、8月に6個上陸し、8/20に上陸後MGが解消した。MGは北緯20度付近で形成されることが多いが、2016年と1950年は、北緯30度付近に形成され、日本近海で台風が多く発生したため、上陸数が多くなったと推測される。ただ、北緯30度付近のMG事例は少なく、2事例でも違いが大きいことがわかる。

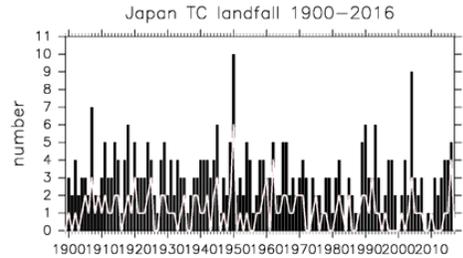


図1: 日本に上陸した年台風数(棒グラフ)と8月に上陸した台風数(白線)。

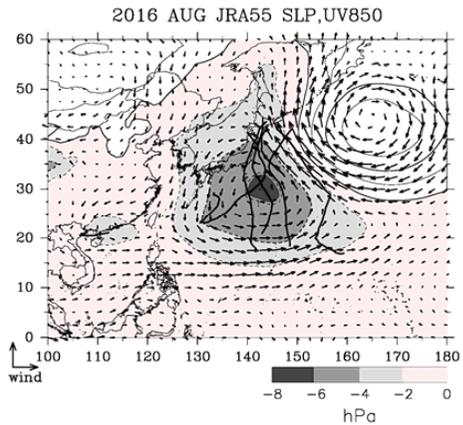


図2: 2016年8月平均の海面気圧偏差(1979-2009年平均からの偏差)(コンターと負のみ陰影)と850hPa水平風偏差(ベクトル)。8月に発生した台風を実線で示す。

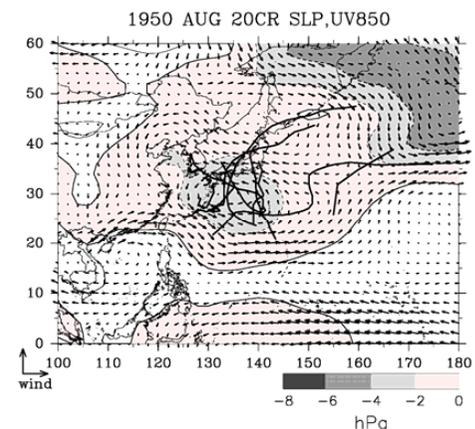


図3: 図2同様だが、1950年8月について示す。

謝辞: 本研究は、JSPS科研費(15KK0030, 16H03116, 16H04053, 26220202)の支援により実施された。

# 2016年8月のモンスーンジャイアに対する小笠原高気圧の影響

神野拓哉\*(東大理学系研究科), 宮川 知己, 佐藤 正樹(東大大気海洋研)

## 概要

2016年8月の北西太平洋では、モンスーンジャイアと呼ばれる低気圧性循環が持続し、台風の高多発等、東アジアの気象に影響したと指摘されている。本研究ではNICAMによる同時期のアンサンブル再現実験を行い、モンスーンジャイアの予測可能性と生成要因について調べる。

モンスーンジャイアは夏季の北西太平洋で1-2週間ほどにわたり停滞する大規模な低気圧で、東西方向の直径約2500kmの閉じた等圧線で示される低気圧性循環であること、渦の南側で南西の風が強まると同時に対流が活発になることなどが特徴として挙げられるが、一般的に認められた客観的な定義は存在しない。中緯度ジェットのスラックスや熱帯低気圧との相互作用などが指摘されてきたが、直接的な関連を説明する研究例はまだ少ない。

本研究では、2000-2016年の循環場と先行研究を参考に以下の3条件が7日以上連続して満たされる場合をモンスーンジャイアと定義した。

1. 図1領域Aの平均地表面気圧が1008hPa以下
  2. 図1領域Bの平均850hPa東西風が3m/s以上
  3. 図1領域Cの平均OLRが240W/m<sup>2</sup>以下
- その結果2016年のケースでは8月10日から8月18日をモンスーンジャイアの存在した期間とする。

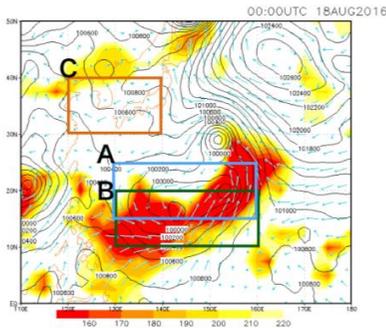


図1 発達したモンスーンジャイアの地表面気圧、OLR、850hPa風速場(2016年8月18日00UTCの再解析データより)

## アンサンブル実験

本研究ではNICAMを用いて数値実験を行った。14kmメッシュの全球一様格子を用い、2016年のモンスーンジャイアの発生から消滅までを網羅するように7月28日から8月23日までの

各日00UTCの気象庁GPVデータを初期値として26メンバー、積分時間7日間で行った。

結果として、図2aのようにモンスーンジャイアの発生に先立つ7月下旬から8月上旬を初期値として始めたシミュレーションでは下層低気圧の発達・停滞をうまく再現できたものは少ない。一方でモンスーンジャイアが十分に発達している状態の8月中旬を初期値とした場合、8月19日頃のモンスーンジャイアの衰退と、その後の海面付近に現れる高気圧を精度よく予測できていた。図2bの200hPaの高度場を見ると、モンスーンジャイアの衰退と同時期に小笠原高気圧が発達しており、さらに小笠原高気圧の発達は予測精度が比較的良好いことがわかった。

## 考察

小笠原高気圧は日本近海上空の高層で顕著に見られ順圧的な構造を持つ高気圧である。2016年8月のケースではモンスーンジャイアと同時期に存在していた小笠原高気圧の西進に伴い、その下端が海面付近でモンスーンジャイアと重なることで衰退をもたらしたと考えられる。

今回の実験では、小笠原高気圧発達を精度よく予測できているためにモンスーンジャイア衰退の予測精度が良くなっていると考えられる。

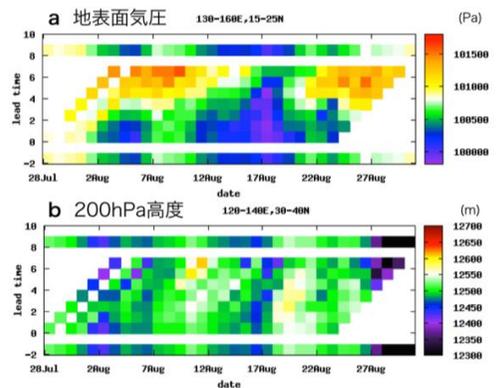


図2 各アンサンブルメンバーのモンスーンジャイア指標の変化。横軸は日付、縦軸は積分時間(日)で各メンバーは右上へ進む。最上・最下は再解析データ。a 図1領域Aの平均地表面気圧(Pa), b 図1領域Cの平均200hPa高度(m)

# 2016年8月に出現した「モンスーン渦」の特徴

山田 広幸 (琉球大学理学部)

## 1. はじめに

2016年の夏は日本の南海上で複数の台風が次々と発生し、北日本の太平洋沿岸に相次いで接近・上陸し、大雨による被害を広範囲にもたらした。特に台風10号は北緯29度の高緯度で発生したあと南下し、大型化して三陸地方に上陸する、極めて特異な経路を取った。これ以外の台風も南海上から直接北上する、平年とは異なる特徴がみられた。このような特異な経路については原因の究明が必要である。

10日間のローパスフィルターをかけた8月20日の850hPa高度場(図1)で特筆されるのは、太平洋高気圧が平年より北東に位置し、北緯20度付近には閉じた等圧線を持つ水平規模が約2500kmの低気圧性循環が存在することである。Lander (1994, WAF)はこの低圧部のことを“monsoon gyre”(以下、モンスーン渦)とよび、Chen et al. (2004, WAF)はモンスーン渦の構造や台風の発生に対する影響を統計的に調べている。本講演では2016年8月に発生したモンスーン渦の構造と台風の経路との関連について記述し、過去の研究との比較を行う。解析にはJRA55と気象庁ベストトラックを使用した。

## 2. モンスーン渦の構造と台風の経路

図1の10日平均した風ベクトルによると、モンスーン渦の中心は風が弱く、中心の南側と北東側で風速が強い。特に北東側は太平洋高気圧との境界にあたり、気圧傾度が大きく強い南東風が北日本に吹き込む分布となっている。台風第7、9～11号はこの南東風域を通して日本に向かっていく。図にはないが、先行する台風第5、6号でも同様の特徴がみられた。モンスーン渦の東から北東側で小型の台風が次々と発生することは、上述の先行研究でも指摘されており、モンスーン渦の共通した特徴といえる。低気圧性の循環は地上～500hPaでみられ、対流圏中～上層では中心付近に約2Kの高温偏差がみられた(図略)。この暖気核構造は、Wu et al. (2013, JAS)のコンポジット解析でも示されている。

モンスーン渦の時間発展をみるため、850hPa高度の時間-緯度断面を図2に示す。モンスーン渦に対応する低圧部は、8月上旬から下旬の約1ヶ月にわたり北緯20度付近に現れている。この低圧場は7月中旬までこの緯度帯に卓越した太平洋高気圧と入れ替わるように出現したのも特徴的である。前述した6つの台風が、この低圧場と同じ緯度帯で発生し北上していることがわかる。特に、台風第10号の南下から北上への変化は、モンスーン渦の中心の北進とともに起きていることは特筆される。

## 3. まとめと今後の課題

2016年の夏に出現したモンスーン渦は、水平規模

や複数の台風の発生を伴うこと、暖気核構造の点で過去の研究と整合する特徴を有したことがわかったが、発生メカニズムや予報の可能性については未調査である。過去の研究では、インド洋の対流活動からチベット高気圧を介した、中緯度ジェットの定常的な蛇行の役割(Molinari and Vollaro 2012, MWR)、赤道ロスビー波の役割(Molinari et al. 2007, JAS)などが指摘されている。このほか、“monsoon gyre”に対する日本での用語の統一も今後の課題である。

**謝辞:** 本研究は科研費補助金(16H04053 および16H06311)の助成を受け実施しました。

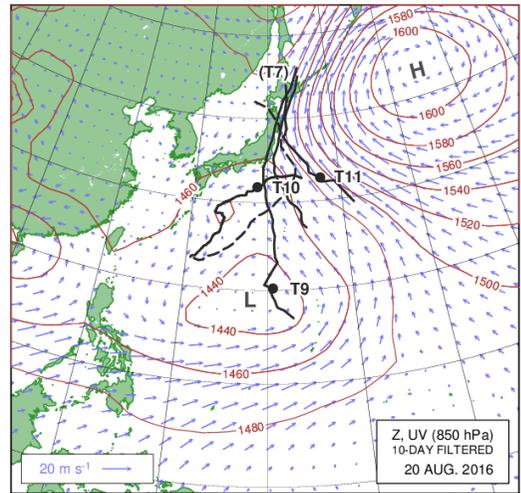


図1 10日間のローパスフィルターをかけた8月20日の850hPa高度と風ベクトル。太線は±5日間に存在した台風の経路を表し、黒丸は8月20日の位置を示す。破線は台風10号の8月25日以降の経路を表す。

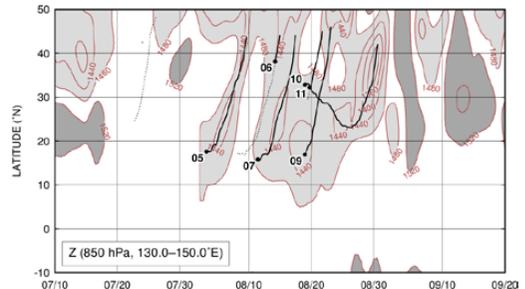


図2 高度(850hPa)の時間-緯度断面。130-150°Eの範囲で東西平均した。1480m以下の低圧場を薄い陰影で、1520m以上の高圧場を濃い陰影で示す。太線は台風の経路を表す。

国土交通省 XRAIN における  $K_{DP}$  を用いた降雨強度推定について

\*前坂剛・木枝香織・岩波越（防災科研）

1. はじめに

2008年に頻発した局地的大雨による水災害(東京都雑司が谷、神戸市都賀川など)を受けて、国土交通省は全国の主要都市を中心に X バンド MP レーダーネットワークの整備を開始した。2010年7月より降雨強度画像の配信が開始され、現在までに39台のレーダーが導入されている。さらに、2016年からは、国土交通省 C バンド MP レーダーとの合成降雨強度画像の試験配信も開始され、XRAIN(eXtended RAdar Information Network)と呼ばれている。

防災科研は国土技術政策総合研究所からの委託を受けて、水平解像度約 250 m の降雨強度データを1分毎に作成するデータ処理システムを開発・実装し、そのデータが雨量計によるオンライン補正を行った C バンドレーダー雨量情報と同等以上の精度を持つことが確認されている。本発表では XRAIN で用いられている単位距離あたりの偏波間位相差 ( $K_{DP}$ ) を用いた降雨強度推定の現状について考察する。

2.  $K_{DP}$ -R 関係式

XRAIN では以下の  $K_{DP}$ -R 関係式により降雨強度推定が行われている。

$$R = aK_{DP}^b, \tag{1}$$

$$a = 19.6 + 2.71 \times 10^{-2}el + 1.68 \times 10^{-3}el^2 + 1.11 \times 10^{-4}el^3,$$

$$b = 0.815.$$

ここで、 $R$  は降雨強度 ( $\text{mm hour}^{-1}$ )、 $K_{DP}$  は単位距離あたりの偏波間位相差 ( $^{\circ}\text{km}^{-1}$ )、 $el$  は観測仰角 ( $^{\circ}$ ) であり、 $a$  および  $b$  は Park et al.(2005) による散乱計算の結果により求められた係数およびべき数である。この関係式による降雨強度推定結果は、これまでの様々な弱雨を除く降雨事例で雨量計観測との比較検証が行われ、10%~20%程度の過小評価を示すことが知られている。そのため、実際の運用に当たっては式(1)に、

$$R = \alpha \times aK_{DP}^b \tag{2}$$

のように、補正係数  $\alpha$  (1.1~1.2) を付加して運用している。この過小評価の原因としては、(i) 偏波間位相差  $\Phi_{DP}$  から計算される  $K_{DP}$  の過小評価、(ii) 散乱計算の際に用いた雨滴の軸比(水平直径と垂直直径の比)の不適合などが考えられたが、どちらも降雨強度の過小評価を説明できていな

い。そこで、レーダー観測高度と地上との高度差による降雨強度の違いについて検討する。図1は防災科研が海老名市と木更津市に設置した X バンド MP レーダーの RHI 観測から求めた  $K_{DP}$  の平均鉛直プロファイルと高度別の検出頻度(確率密度)分布を示している。どちらのレーダーにおいても平均鉛直プロファイルは高度2 km 付近に極小値を持ち、その高度から地上に近づくにつれて  $K_{DP}$  は大きくなっている。つまり、高度約2 km までの上空の降雨強度は地上に比べて小さい可能性が示唆される。XRAIN では降雨強度の推定に仰角1~2度程度の PPI 観測結果を用いているため、多くの場所ではその観測高度は高度1 km~2 km 程度である。この  $K_{DP}$  の平均鉛直プロファイルは XRAIN における  $K_{DP}$ -R 関係式の過小評価に矛盾しない。

3.  $K_{DP}$  の推定方法

前節で偏波間位相差  $\Phi_{DP}$  から計算される  $K_{DP}$  の過小評価について言及した。図2aは現在 XRAIN に実装されている手法で求めた  $K_{DP}$  の分布を示している。通常、降水が雨の場合、 $K_{DP}$  は正の値をとると期待されるが、図2aには負の  $K_{DP}$  が算出されている。この問題を解決する手法である MKDP 法(2012年度秋季大会 P314)により求めた  $K_{DP}$  を図2に示す。図2bは図2aよりも解像度が高く、 $K_{DP}$  のピーク値をよく表現している。このことから MKDP 法は降雨強度推定精度の改善に寄与するものと考えられる。

4. まとめ

XRAIN で用いられている  $K_{DP}$  を用いた降雨強度推定法の現状について考察した。RHI 観測から求めた  $K_{DP}$  の平均鉛直プロファイルは、XRAIN による観測高度での降雨強度が地上降雨強度よりも小さいことを示しており、式2の  $\alpha$  は高度差による降雨強度の違いを補正する役割を果たしている可能性がある。また、MKDP 法のような新しい  $K_{DP}$  算出手法もその高精度化に貢献すると考えられる。謝辞 利用した XRAIN データは、国土交通省より提供されたものである。この利用したデータセットは、国家基幹技術「海洋地球観測探査システム」: データ統合・解析システム (DIAS) の枠組みの下で収集・提供されたものである。

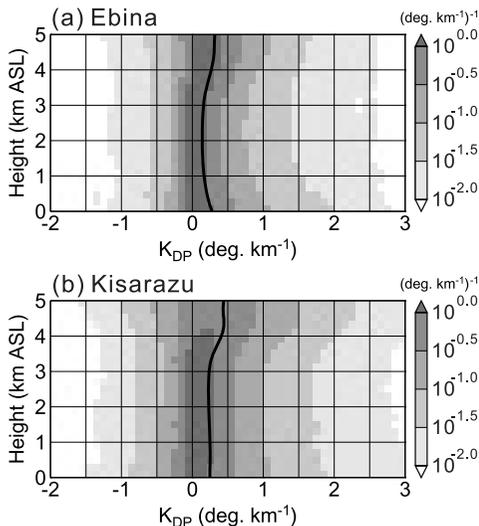


図1: 防災科研 X バンド MP レーダーの RHI 観測による 2016年5月から10月の間の  $K_{DP}$  平均鉛直プロファイル(実線)および高度別検出頻度(確率密度)分布(影)。a) 海老名レーダー(方位角 60.4 $^{\circ}$ )、b) 木更津レーダー(方位角 61.3 $^{\circ}$ )。

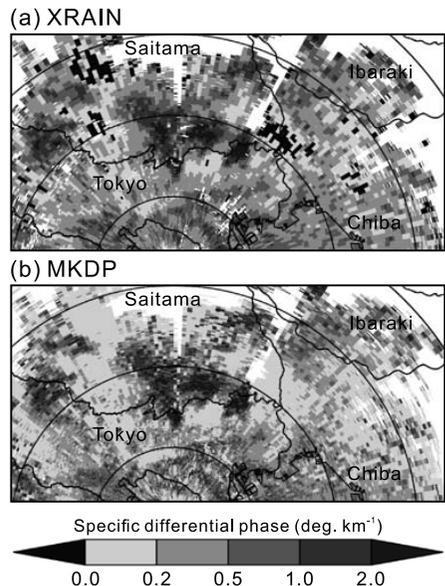


図2: 2016年9月13日0900 JSTの XRAIN 新横浜レーダーの PPI 観測(仰角 1.7 $^{\circ}$ )より解析された  $K_{DP}$  の水平分布。a) 現在の XRAIN システムによる解析、b) MKDP 法による解析。

XRAIN を用いた冬期降水量推定精度向上に向けた取り組み

\*板戸昌子<sup>1</sup>, 増田有俊<sup>1</sup>, 谷口和哉<sup>2</sup>, 境和宏<sup>2</sup>, 上田博<sup>3</sup>, 瀬瀬丈晴<sup>3</sup>, 中井専人<sup>4</sup>, 石坂雅昭<sup>4</sup>, 本吉弘岐<sup>4</sup>, 山下克也<sup>4</sup>  
 (1:日本気象協会, 2:北陸地方整備局, 3:名古屋大学, 4:防災科研雪氷)

1. はじめに

国土交通省 XRAIN (C バンド MP レーダ雨量計と X バンド MP レーダ雨量計のネットワーク) は集中豪雨や局所的な大雨を詳細かつ精度良く観測可能であり、北陸地域では X バンド MP レーダ雨量計 4 基、C バンド MP レーダ雨量計 1 基が配備され観測が行われている。降雨の場合は高い精度で観測可能であることが確認されているが、降雪の場合は様々な課題が残っている。新潟地域では雪片やあられ、みぞれといった多様な降水粒子が観測されるが、現状のシステムでは様々な固体降水粒子に対して 1 つの雨量算定定数 (B, β) を適用している。降雪の場合も粒子種類別に降水量を算定する等、降雪観測の高度化が必要である。このため北陸地方整備局では、平成 25 年度から X バンド MP レーダ雨量計による降雪観測精度の向上に向けた取り組みを実施しており、さらに平成 28 年度には長野地域での地上降雪観測と C バンド MP レーダ雨量計を用いた粒子判別に着手している。

2. 偏波パラメータを用いた粒子判別

新潟地域(京ヶ瀬局および中ノ局の X バンド MP レーダ雨量計観測地域内)において、高度 1000m の CAPPI データを作成し、名古屋大学のメンバーシップ関数 (Kouketsu et al., 2015) を適用して降水粒子を判別した。適用した手法はファジ理論を用いており、レーダの偏波パラメータのうち Z<sub>H</sub>, Z<sub>DR</sub>, K<sub>DP</sub>, ρ<sub>HV</sub> と気温のメンバーシップ関数が存在し、霧雨, 雨, 湿雪, 乾雪, 氷晶, 乾霰, 湿霰, 雨+雹の 8 種類の粒子に判別する手法である。

3. 地上降雪観測

3.1 地上降雪観測

2015 年 11 月から 2016 年 2 月に、北陸技術事務所と信濃川河川事務所において、田村式降水強度計を設置し降水量観測を実施した。また、捕捉損失の補正に必要な気温および相対湿度、風向風速の観測を併せて実施した。

3.2 田村式降水強度計の捕捉率補正係数の算出

雪片等の固体降水は風による捕捉損失が非常に大きいため、B, β の同定に用いる地上降水量は補正が必要である。捕捉損失の補正式 (横山ら, 2003) の係数 m の値は雨量計の種類によって異なるが、降雨時に一般的に使用されている雨量計以外の補正係数は現段階ではほとんど存在していない。そこで防災科学技術研究所雪氷防災研究センターで実施された田村式降水強度計と二重防風柵内の重量式雨量計の降水量データと風速データを用いることで、田村式降水強度計の補正係数を算出した (図 1)。

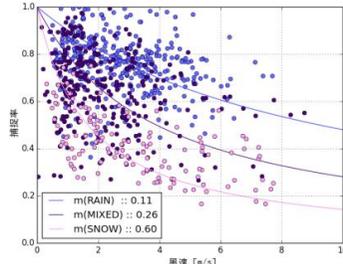


図1 田村式降水強度計の捕捉率

4. 粒子別雨量算定定数の同定

降雪時における降水量推定精度の向上に向けて、Z-R 関係式 (式 1) における降水粒子別の B, β を同定した。

$$Z = B \cdot R^\beta \quad \text{式 1}$$

ここで、Z [mm<sup>6</sup>/m<sup>3</sup>] はレーダ反射因子、R [mm/h] は降水強度であり、上空 1000m のレーダ反射因子 Z と、3.2 で算出した係数を用いて捕捉損失を補正した地上降水量 R を用いた。

降雨時の B, β の同定では 60 分雨量を用いることが多いが、降雪時の場合、あられが 60 分間降り続けることはほとんどない。また、転倒ます型雨量計と比べて田村式降水強度計の時間的・量的な分解能は高いため、10 分値を用いて B, β を同定した。

また、固体降水粒子は落下速度が遅く、地上に到達するまでの間に風によって水平方向に大きく流される。このため、降水粒子の移流を考慮して、地上観測点と対応する上空 1000m の粒子種類とそのメッシュにおける Z を抽出した。さらに、降水粒子によって落下速度が異なり、水平移動する距離が異なるため、複数種類の降水粒子が混在したり水平分布に抜けが生じたりすることも考慮する必要がある。精度の高い B, β を同定するためには、単一粒子と判定された Z だけを用いることが望ましい。一方で、サンプル数が確保できないという課題がある。

以上の「10 分値 (2 時刻分) の Z を用いる」と「移流を考慮したことによる粒子の混在」という点を考慮して降水粒子別に最適な B, β を同定した (図 2)。たとえば、みぞれの場合は実際の地上雨量に対して Z が過大に観測される傾向が表現されている。

今後も観測を継続し、B, β 同定の精度を高めた。

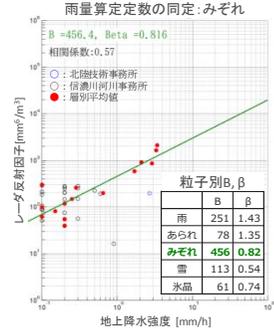


図2 粒子別B, β (みぞれの例)

5. 参考文献

- 1) T. Kouketsu, H. Uyeda, T. Ohigashi, M. Oue, H. Takeuchi, T. Shinoda, K. Tsuboki, M. Kubo, and K. Muramoto, 2015: A Hydrometeor Classification Method for X-band Polarimetric Radar: Construction and Validation Focusing on Solid Hydrometeors under Moist Environments. J. Atmos. Oceanic Technol. (JTECH), **32**(11), 2052-2074.
- 2) 横山宏太郎, 大野宏之, 小南靖弘, 井上聡, 川方俊和, 2003: 冬期における降水量系の捕捉特性. 雪氷, **65**(3), 303-316.

# 雨の中で観測された偏波間位相差における波長の長いノイズの自動検出

\*歌 驥・勝俣 昌己  
(海洋研究開発機構・地球環境観測センター)

## 1. はじめに

偏波間位相差(PhiDP)とそれを基づいて計算される偏波間位相差変化率(KDP)は降雨減衰補正と降水量の高精度な見積りにも役に立つ。しかし、偏波レーダーで観測されたPhiDPには多くのノイズが含まれている。これまで、非降水エコーや後方散乱による位相差など、波長の短い(gate-by-gate)ノイズを自動除去する方法は多く開発された。一方、二次エコーや空間勾配が大きいエコーなどによるノイズは長い波長(十~数十km)を持つ、上記の方法だけでは除去されにくい。本研究はこれら波長の長いノイズの自動検出アルゴリズムを開発した。

## 2. アルゴリズムの概要

まず、標準偏差法と繰り返しフィルタリング法により、波長の短い非降水エコーと後方散乱による位相差の影響を除去する。そして、統計解析により雨におけるZH(レーダー反射因子)とKDPとの経験的関係式を作成し、その経験式から著しく逸脱するデータはノイズとして認定される。

## 3. 検証

2015年にインドネシア・スマトラ島沖の沿岸部(東経101.9度、南緯4.067度)で「みらい」偏波ドップラーレーダーにより観測された多様な降水データを用いてアルゴリズムの有効性を検証した。ここでは、二つの例をあげる。

図1aには低仰角PPIで観測されたZHとKDPとの散布図を示す。非降水エコーと後方散乱による位相差の影響を除去したにもかかわらず、異常なKDPは弱いZHから強いZHにかけて現れている。そして、本研究のアルゴリズムで検出されたノイズを除去することにより、KDPはZHの強弱に応じてよりリーズナブルな変動が見られた(図2b)。

アルゴリズムの有効性を各ビームにおいて検証した。図2にはある動径方向におけるPhiDPとKDPのプロフィールを示す。PhiDPはレンジ20~120kmの間に約20kmの波長で変動し、それによって、異常な負のKDPだけでなく異常な正のKDPももたらした。破線で示されているように、本研究で開発されたアルゴリズムによりこれら波長の長いノイズがよく検出された。

## 4. まとめ

偏波間位相差における波長の長いノイズの自動検出アルゴリズムを開発した。「みらい」偏波レーダーデータを用いてアルゴリズムを検証し、その有効性を確認した。今後、アルゴリズムを改良すると共に、それによる高精度な降水量の見積りへの寄与を検証する。

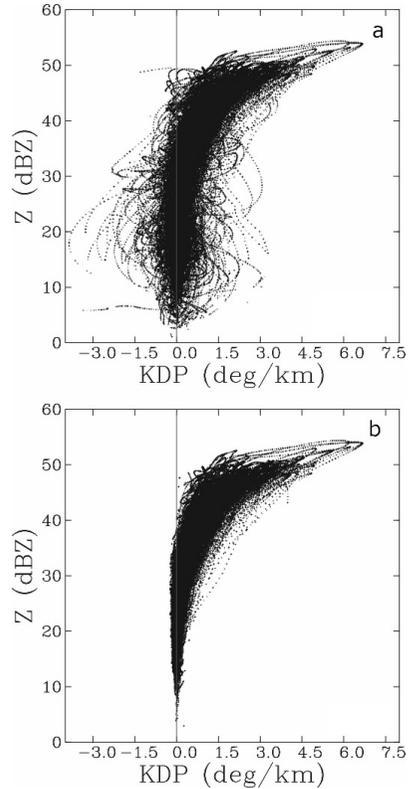


図1 低仰角PPIで観測されたZHとKDPとの散布図。(a)では非降水エコーと後方散乱による位相差の影響を除去した。(b)では更に本研究のアルゴリズムにより検出されたノイズを除去した。

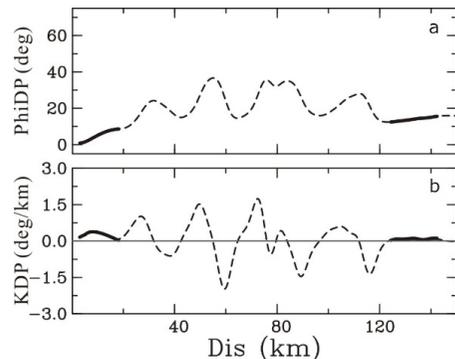


図2 非降水エコーと後方散乱による位相差の影響を除去し、ある動径方向における(a)PhiDPと(b)KDPのプロフィール。破線は本研究のアルゴリズムで検出されたノイズを示す。

## Mixed phase観測における偏波レーダーのポテンシャル：Attenuation

小林 隆久、杉本聡一郎、野村光春、平口博丸(電力中央研究所)、足立アホロ (気研衛星)

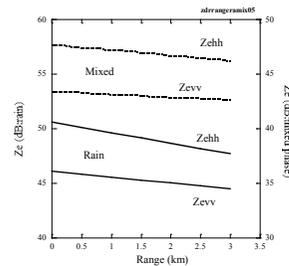
《序》 降水粒子のタイプや粒径分布など降水微物理特性の把握は、レーダーによる降水強度観測の高精度化のみならず降水過程の研究においても重要である。偏波レーダー観測から得られる種々のパラメータは、微物理特性の情報を反映している。この特性を利用してFuzzy logic等を用いた降水粒子タイプ判別や融解層を伴う降水過程のメカニズム解析が多く成されている。しかし、雪の観測では、複雑形状、密度、含水率などの要素がレーダー受信特性に影響するためその解析も容易ではない。また実際の降雪でも上記の要素は一定ではなく、融解層や過冷却水滴のように雨と雪等が混在する場合も多く、レーダー観測結果も複雑となる。これまでに $Z_{dr}$ 、 $K_{dp}$ 、 $\rho_{hv}$ 等のパラメータの大きさと降水粒子タイプの関係がまとめられているが、大きさの幅は大きく、また種々の降水が混在する場合には偏波パラメータの様相も変わってくる。ここでは、mixed phaseの度合による減衰の違いに注目してシミュレーションにより偏波レーダー特性について考察する。

《計算結果》ここでは雨、乾雪が混在するケースを考える。物理的なモデルではなく、雨と乾雪が等しいLWC (IWC) で混在するという、偏波パラメータへの影響を調べるための単純なモデルである(第1図)。第2図に同LWCの雨とmixed phaseでのZehhとZevvのradar range による変化を示す。C-バンドレーダー、高度角は0度の場合である。場は均質だが減衰によりrangeと共に $Z_e$ が減少している。雨は扁平で減衰が大きいため、ZehhとZevvの差が縮小している。第3図は $Z_{dr}$ の変化で、雨とmixed phaseで傾きが大きく変わることが分かる。この傾向は降水強度等でも変わるが、この変化傾向の違いと従来の判別手法を組み合わせることで判別精度の向上が期待できる。このようなrange方向の変化傾向は、乾雪や雨の判別にも有用で、GPM搭載の2周波レーダーの $Z_e$ から判別手法をこれまでに開発してきた。発表では他の偏波パラメータでの変化傾向等も述べる予定である。なお減衰は透過マトリクスで計算した。

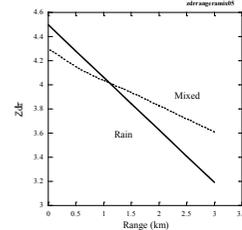
今回の計算ではsoft oblateモデル、T-matrixを用いている。このモデルは必ずしも形状の影響を十分には表せない。第4図は、ARMにより構築された複雑形状の雪の散乱マトリクスデータベースによる位相関数で形状による差が大きい。今後このようなデータによる計算を予定している。



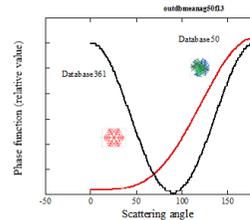
第1図 混在状態の概念図。



第2図 雨、mixed phaseにおけるZehhとZevvのrange変化。



第3図 雨、mixed phaseにおける $Z_{dr}$ のrange変化。



第4図 雪結晶、aggregateの位相関数

## 偏波レーダパラメータを用いた雨滴粒径分布の推定

若月泰孝<sup>1\*</sup>, 因幡直希<sup>2</sup>, 山口弘誠<sup>3</sup>, 中北英一<sup>3</sup>

1.茨城大学理学部 2.株式会社気象工学研究所 3.京都大学防災研究所

### 1. はじめに

気象レーダ観測で降水強度をより高い精度で推定するためには、雨滴粒径分布 (Raindrop Size Distribution; DSD) を精度よく推定することが必要である。山口ほか (2012) は、強雨時を対象として、マルチパラメータレーダにおけるレーダ反射因子 ( $Z_h$ ) と伝搬位相変化率 ( $K_{DP}$ ) の観測から、DSD を推定するアルゴリズムを開発した (以下、山口法)。しかし、降雨減衰が強く起きるような場合、 $Z_h$  の過小評価により、推定精度が大きく低下してしまう。そこで、因幡と若月 (2015) は、山口法の考え方を基礎にして、 $Z_h$  の代わりに反射因子差 ( $Z_{DP}$ ) と  $K_{DP}$  から DSD を推定する手法の開発を行った (以下、WI 法)。 $Z_{DP}$  はより減衰に強いと考えられる。WI 法は、山口法よりも概ね高い精度で DSD を推定する事が出来ていた。しかし、この結果はあくまで疑似観測実験により得られた結果であり、実際のレーダ観測への適用は行われてはいなかった。そこで、本研究では、WI 法を実際のレーダ観測に適用し、その精度の検証を行った。

### 2. 評価概要

一般的に DSD はガンマ分布で近似される。本研究では、以下のような式に変形して利用した。

$$N(D) = N_T \frac{\beta^{-\left(\frac{\alpha}{\beta} + 1\right)}}{\Gamma\left(\frac{\alpha}{\beta} + 1\right)} D^{\frac{\alpha}{\beta}} \exp\left(-\frac{D}{\beta}\right), \quad D_m = \alpha + 4\beta \quad (1)$$

$N(D)$  は粒径分布 [ $m^3 mm^{-1}$ ],  $D$  は粒径 [mm],  $\alpha$  は最頻粒径 [mm],  $\beta$  は中心値に関するパラメータ [mm],  $N_T$  は数密度 [ $m^{-3}$ ],  $D_m$  は中心値 [mm] である。 $\alpha$ ,  $D_m$  (もしくは  $\beta$ ),  $N_T$  を DSD パラメータと呼び、DSD はこれら 3 つのパラメータにより決定される。実際のレーダ観測データ (大阪府枚方市に設置されている国土交通省の X バンドマルチパラメータレーダ) を用いて、DSD パラメータの推定を行った。また、DSD の真値として、京都大学防災研究所屋上に設置されている 2DVD 観測値を用いた。

対象日は、近畿で大雨となった 2012 年 8 月 13 日～8 月 14 日および 2014 年 8 月 8 日～8 月 10 日とした。ただし、強雨事例を対象とした精度評価を行うため、対象日の中からレーダ観測値が  $Z_h > 35 \text{ dBZ}$  かつ  $K_{DP} > 0.5 \text{ deg/km}$  の時刻のみを抽出した。

レーダ観測値から各手法を用いて DSD パラメータを推定し、その推定精度の比較を行った。また、推定された DSD パラメータから降水強度  $R$  を導出し、WI 法、山口法、Z-R 関係の 3 手法の推定精度の比較も行った。

### 3. 結果

図 1(a)～(c) に  $R$  の推定結果を示す。WI 法の相関係数と RMSE はそれぞれ 0.88 と 21.33 (mm/h)、山口法の相関係数と RMSE はそれぞれ 0.65 と 84.43 (mm/h)、Z-R 関係の相関係数と RMSE はそれぞれ 0.59 と 45.43 (mm/h) であった。WI 法と Z-R 関係を比較すると、Z-R 関係では見られた過小評価傾向が、WI 法では大きく改善されていることが分かる。

WI 法と山口法を比較すると、降水強度が大きくなるにつれて、山口法ではやや過大評価傾向が大きくなっている。その一方で、WI 法は、ばらつきがあるものの、概ね 2DVD 観測値と良好一致を示している。この結果の示す傾向は、因幡と若月 (2015) の疑似観測実験の結果と概ね一致している。山口法では、 $D_m$  や  $N_T$  の推定精度の低下により、降水強度の推定精度も低下していた。なお、最頻値に関しては、両手法とも推定精度は低く、あまり

大きな差はみられなかった。

### 4. 課題

WI 法で使用した  $Z_{DP}$  は以下の式で表される。

$$Z_{DP} = 10 \log(Z_{hh} - Z_w)$$

$Z_{hh}$  と  $Z_w$  は、それぞれ水平偏波および鉛直偏波のレーダ反射因子 ( $mm^6 m^{-3}$ ) である。 $Z_{hh} < Z_w$  の時、 $Z_{DP}$  は導出する事が出来ない。対象事例の中で、 $Z_{DP}$  導出不可となっていた事例を降水強度毎に調査した。その結果を図 2 に示す。全事例のうち、およそ 7% 程度の事例で  $Z_{DP}$  導出不可となっており、特に降水強度が小さい事例の出現頻度が高かった。特に弱雨時に  $Z_{DP}$  が導出できない理由として、雨滴があまり扁平していないケースが考えられる。また、強雨時でも降雨減衰が強く起きるような場合、 $Z_{hh} < Z_w$  となる可能性がある。このような場合、代わりに山口法を用いるなど、代替的な手法を考案する必要がある。また、最頻値の推定精度は両手法とも低く、更なる改善が見込まれる。

### 参考文献

山口弘誠, 金原知徳, 中北英一, 2012. X バンド偏波レーダを用いた雨滴粒径分布とその時間空間構造及び降水量の推定手法の開発. 土木学会論文集 B1(水工学) 68, B67-B72  
 因幡直希, 若月泰孝, 2015. 気象レーダパラメータを用いた雨滴粒径分布推定手法の開発. 日本気象学会 2015 年度春季大会予稿集.

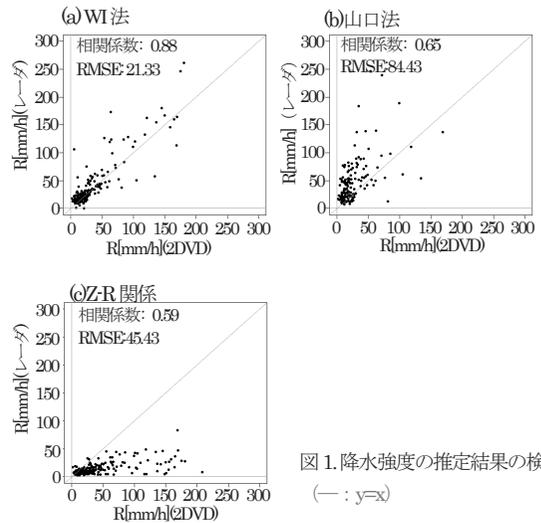


図 1. 降水強度の推定結果の検証 (—:  $y=x$ )

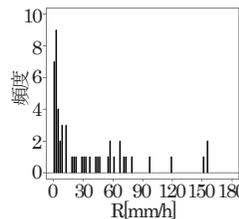


図 2.  $Z_{DP}$  は導出不可事例の出現頻度

# Xバンド偏波レーダー用降水粒子判別法の夏季雷雲への適用

\* 瀨藤丈晴<sup>1</sup>・上田博<sup>2</sup>・大東忠保<sup>1</sup>・坪木和久<sup>1</sup>

1：名古屋大学宇宙地球環境研究所 2：名古屋大学

## 1. はじめに

著者はこれまでXバンド偏波レーダー用降水粒子判別法の開発を行ってきた (Kouketsu et al., 2015, JTECH)。今回はこの降水粒子判別法を夏季の雷雲に適用し、その有効性を確かめることを目的とする。

## 2. 解析方法

過去に名古屋大学のXバンド偏波レーダーにより観測された雷雲のうち、降水コアの部分ではほぼ負極雷のみが見られた事例 (事例A：2010年7月26日20時30分頃発生) と、降水コアの部分でも正極雷が見られた事例 (事例B：2010年8月25日15時30分頃発生) を対象として降水粒子判別法を水平0.5km×鉛直0.5kmのCAPPIデータに対して適用し、雷雲中の固体降水粒子 (乾雪、氷晶、乾霰、湿霰) の粒子分布を調べた。今回は特に個々の降水コアに着目し、降水粒子分布の時間変化と落雷極性との関係を調べた。

## 3. 結果

事例A、Bではそれぞれ4個、6個の降水コアが検出され、それらすべての降水コアで負極雷が観測された。また、事例Aの中の1つと事例Bのすべての降水コアでは正極雷も観測され、これら正極雷が観測された降水コア (PRC) では観測されなかったもの (NRC) に比べて30dBZ、40dBZのエコー頂、乾霰および湿霰の最大到達高度がいずれも高くなっていた。NRCとPRCのうち、それぞれエコー頂と霰の最大到達高度が最も高かったものを代表例 (降水コアA1：NRCとB2：PRC) として、そのエコー頂と霰の最大到達高度の時間変化を図1a、1bに示す。いずれもエコー頂、霰の最大到達高度が最も高くなった時間帯に負極雷が集中し、B2では正極雷も起きていた。降水コアのエコー頂が高くなるような場合には降水コア内部で上昇気流が強く雲水量が多くなると考えられ、このような条件下では着氷電荷分離機構 (Takahashi 1978, JAS; Saunders and Peck 1998, JGR) に基づくと霰が一部に正に帯電し、コア部に正極雷をもたらした可能性が考えられる。

## 4. まとめ

今回の観測では降水コアA1では-10℃高度よりも上空まで乾霰が判別され、-10℃高度以上で霰が負に帯電するというTakahashi (1978)と整合的であった (図2a)。一方、降水コアB2では-10℃高度を超

えて高い高度まで湿霰が判別され、Saunders and Peck (1998)で示されたrime accretion rateが大きな条件 (雲水量が多く霰が大粒径で、氷晶との衝突速度が大きな条件) 下で霰が正に帯電していた可能性が考えられる (図2b)。今回の結果から、降水粒子判別法は雷雲内部の粒子分布を知り、落雷極性を議論するのに有効であることが示された。

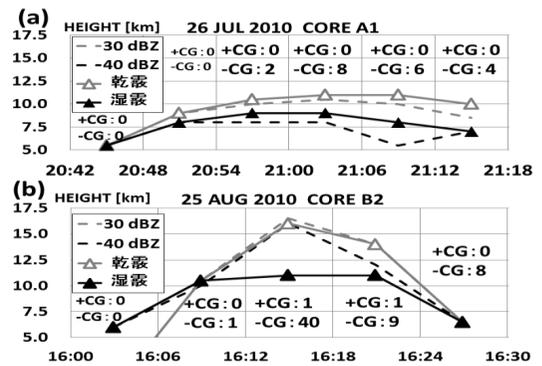


図1：(a) 2010年7月26日の降水コアA1と (b) 8月25日の降水コアB2の30dBZ、40dBZのエコー頂と乾霰、湿霰の最大到達高度の時間変化。

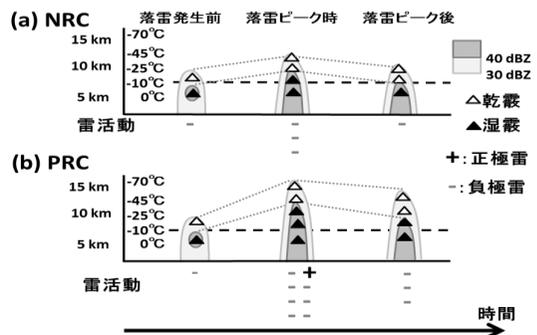


図2：(a) 負極雷のみをもたらした降水コア (NRC) と (b) 正極雷ももたらした降水コア (PRC) の概念図。

## 謝辞

落雷位置標定システム (LLS) のデータを提供して頂いた中部電力 (株) のおよび (株) 中電シーティーアイの榎原篤氏に感謝致します。

## Ka・X・C帯二重偏波レーダーの偏波パラメータとHYVISによる直接観測の比較

\*長屋智大<sup>1</sup>・篠田太郎<sup>1</sup>・大東忠保<sup>1</sup>・川村誠治<sup>2</sup>・山田広幸<sup>3</sup>・山口弘誠<sup>4</sup>・鈴木賢士<sup>5</sup>・坪木和久<sup>1</sup>・中北英一<sup>4</sup>(1名古屋大宇地研・<sup>2</sup>NICT・<sup>3</sup>琉球大理・<sup>4</sup>京都大防災研・<sup>5</sup>山口大農)

## 1. はじめに

降水観測を主目的としたセンチ波(S・C・X帯)レーダーに対して、Ka帯レーダーはより短い波長の電波を用いることで、小さな雲粒や氷晶粒子を観測可能である。現在、偏波機能を持つ走査型Ka帯レーダーは世界でも数少なく、新たな知見となり得る観測結果が期待されている。

今回、2016年梅雨期の沖縄で実施された複数の波長帯のレーダーと降水粒子直接観測による集中観測のデータを用いて、Ka帯の偏波パラメータをC・X帯の偏波パラメータと比較することで見られた特徴について報告する。

## 2. データと解析手法

2016年梅雨期の沖縄で、3台の異なる波長のレーダーとHYVISの同期観測を実施した。3台のレーダーは、NICTのCOBRA(C帯、観測範囲150km)、名古屋大学X帯レーダー(琉球大学千原キャンパス、60km)および名古屋大学Ka帯レーダー(琉球大学瀬底研究施設、30km)であり、これらのレーダーの観測範囲内に位置するNICT沖縄電磁波技術センターからHYVISを放球した(図1)。HYVISの飛揚中、C・Ka帯レーダーはHYVIS方向に30秒毎の連続RHI観測を、X帯レーダーは6分毎に14仰角のPPI観測を行い、HYVISの位置において3波長の偏波パラメータ( $Z_H$ ,  $Z_{DR}$ ,  $K_{DP}$ ,  $\rho_{hv}$ )が得られた。なお、C・X帯レーダーでは $K_{DP}$ による降水減衰補正を行っているが、Ka帯レーダーでは大気減衰補正のみを行っている。

2016年6月3日は、梅雨前線に伴う降水システムが沖縄本島西方より接近し、午前11時頃に前線の層状性降水域が放球地点上空に達した。また昼過ぎからは後面に対流域、前面に層状性降水域が広く見られるシステムが接近し、放球地点では次第に降水が強くなった。これらの層状性降水域を対象に放球した3事例(事例A:11時16分放球, 事例B:15時16分放球, 事例C:16時10分放球)について解析した。

## 3. 結果・考察

図2はHYVISの位置における各レーダーの $Z_H$ と $K_{DP}$ の鉛直プロファイルを示したものである。

$Z_H$ (上段)については、事例Aではプロファイルがほぼ一致するのに対して、事例Cでは最大約20dBZもの差が見られる。これはKa帯レーダーとゾンデ間において、事例Aでは強い降水域はあまり見られず、事例Cでは20-30dBZ程の降水域が広がっていた。よってこの差はビームの伝播経路での降水減衰によるものであると考えられる。

$K_{DP}$ (下段)については、液相域と固相域で特徴の違いが見られる。高度5km以下の液相粒子の存在が想定される領域では、3波長ともほぼ0の値を示す。一方、高度5km以上の固相粒子の存在が想定される領域において、事例A、CではC帯とKa帯

で最大約2.5 deg/kmの大きな差が見られるが、事例Bではその差が小さい。事例B、Cの高度5.5-8kmにおけるC帯の $Z_{DR}$ はそれぞれ0.5-1.8dB、0.2-1.7dBと同程度の正の値をとる(図略)。このことから、事例B、Cでの $K_{DP}$ の特徴の違いは、反射強度に寄与する大粒径の粒子ではなく、縦横比の大きい小粒径の氷晶粒子数密度に起因するものと考えられる。このように波長間の差は $K_{DP}$ の波長依存性に加え、C帯では感度の低い小粒径の粒子の数密度による寄与も含まれていると考えられ、HYVIS観測の結果と比較し、検討を行っている。

**謝辞:**本研究は、科研費15H05765基盤研究(S)及び科研費16H01845基盤研究(A)の助成を受けたものです。

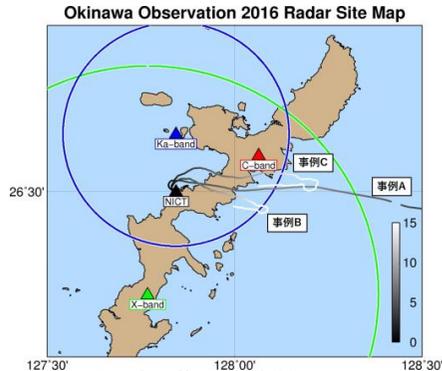


図1. 各レーダーの観測範囲・放球位置とHYVISの軌跡。濃淡のスケールはHYVISの高度で単位はkm。C帯レーダーの観測範囲は図の全領域を含む。

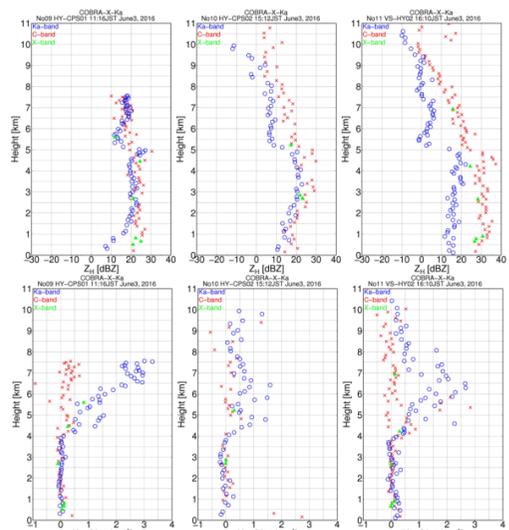


図2.3 波長の $Z_H$ (上段),  $K_{DP}$ (下段)の鉛直プロファイル。C帯(赤×), X帯(緑▲), Ka帯(青○)。左から事例A, B, C。X帯のみPPIデータを用いるためプロット数が少ない。事例Aのプロファイル上端はHYVISが落下し始めたためであり、雲の上端ではない。

## 火山噴煙の三次元レーダデータ解析ツール (ANT3D) の概要

\*真木雅之<sup>1</sup>・小堀壮彦<sup>1,2</sup><sup>1</sup>鹿児島大学 <sup>2</sup>三菱スペース・ソフトウェア

## 1. はじめに

噴煙柱や火山灰雲の観測は気象衛星、監視カメラ、目視観測などの受動的な方法によりおこなわれている。これらの手法は晴天時には有効であるが、降水時や雲が火山上空にかかっている時、あるいは夜間には効果的ではない。このため、降灰分布を予測する移流・拡散モデルの重要な初期値である噴煙柱高度を決定できない場合がある。これらの問題点を解決する有力な手段の一つとして気象レーダがある。気象レーダはマイクロ波を用いて、火砕物の量や動きを検出できる。二重偏波機能を持った気象レーダは、計測した偏波パラメータから粒子の形状、粒径分布、均質性などの情報を抽出できる可能性がある。鹿児島大学では気象レーダデータから噴煙柱や火山灰雲の三次元的な構造を調べるための解析ツールを開発した。以下、その概要と解析結果例を紹介する。

## 2. ANT3D の概要

火山噴煙の三次元解析ツール (Analysis Tools of Three-Dimensional Radar Data of Volcanic Ash Clouds: ANT3D) は火山噴火に伴い形成される噴煙柱と火山灰雲のレーダ観測データを解析するためのツール群である。ANT3D の開発は、防災科学技術研究所において作成された積乱雲用の様々なアルゴリズムを火山噴煙用に改良することで 2013 年に鹿児島大学で始められた。開発言語は FORTRAN ベースから MATLAB ベースに変更された。

図 1 に ANT3D の構成図を示す。機能面から、データ入力、噴火自動検出、三次元データ作成、三次元解析、火山防災に分類される。ANT3D は様々な気象レーダのデータを扱えるように、データフォーマットは NeTCDF を標準にしている。品質管理 (データ QC) では、通常の補正アルゴリズムに加えて、噴煙柱によるレンジサイドロブの除去フィルタが採用されている。噴火自動検出はプロトタイプが完成している。三次元データの作成部分は ANT3D の核心部分である。特に移動ベクトルの推定精度が三次元 CAPPI データの品質やその後の三次元解析の精度に影響する。本研究では極座標でパターンマッチングと重心追跡法の二通りの方法を用いて移動ベクトルを求めている。三次元 CAPPI データを扱う解析ツールには基本的な統計解析や噴煙柱・火山灰雲のパラメータ推定、降灰・降水の三次元分布推定がある。これらの結果は三次元可視化ツールにより効果的に表示することができる。火山防災ではレーダシミュレータ、降灰ナウキャスト、ハザードマップがありこれらは今後、開発予定である。

図 2 に ANT3D の解析結果の例を示す。噴煙柱の内部構造がボリュームレンダリング、鉛直断面、水平

断面により表示されている。

## 3. まとめ

本報告では ANT3D の概要を述べた。個々の手法の開発に当たっては様々な研究者の協力を得た。その内容や結果については別の機会に紹介する。

本研究を実施するにあたって、鹿児島大学運営費交付金、科学研究費補助金 (基礎研究 B「課題番号 16H03145」)、及び「次世代火山研究・人材育成総合プロジェクト」の予算を使用した。

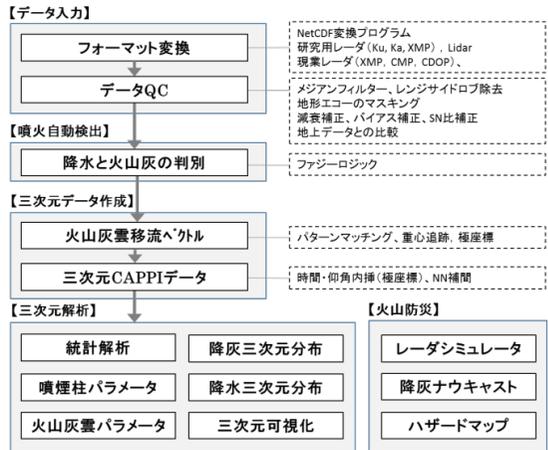


図 1 三次元レーダデータ解析ツール (ANT3D) の構成

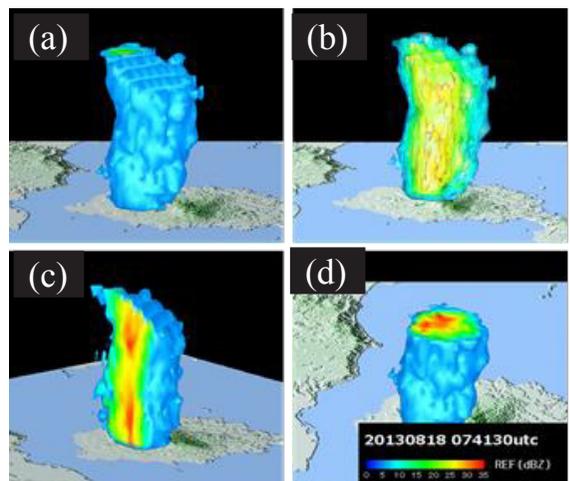


図 2 2013 年 8 月 18 日の桜島爆發的噴火の噴煙柱の反射強度の三次元表示例。(a)サーフェスレンダリング、(b)ボリュームレンダリング、(c)鉛直断面、(d)水平断面。

## ANALYSIS OF VOLCANIC ASH CLOUDS UNDER MOIST ENVIRONMENT USING ANT3D

\*Y.R. KIM<sup>1</sup>, M. MAKI<sup>2</sup>, M. IGUCHI<sup>3</sup>, D.I. LEE<sup>1</sup><sup>1</sup> Pukyong National University, Korea, <sup>2</sup> Kagoshima University, Japan, <sup>3</sup> DPRI, Kyoto University, Japan

## 1. はじめに

気象レーダが火山噴煙を捉えることは1970年代からわかってきた。最近では研究用レーダを用いた観測研究により定量的な評価が可能になってきた。本研究では2013年の桜島噴火事例を対象に国土交通省の垂水Xバンドマルチパラメータレーダの観測データを解析した。解析にあたっては、鹿児島大学で開発された三次元レーダデータ解析ツールANT3D(真木・小堀、2017、本予稿集)を用いた。

## 2. データと解析方法

解析に用いたレーダデータは2013年8月29日の桜島昭和火口の噴火に伴う火山灰雲の観測データである。昭和火口から約10.7km離れた鹿児島県垂水市に設置されている国土交通省XバンドMPレーダ(XMPレーダと呼ぶ)により火山灰雲の三次元的な偏波レーダパラメータが5分間隔で取得された。

図1にANT3Dの核心部分である3次元CAPPIデータの作成アルゴリズムとそれに必要な移動ベクトルの推定アルゴリズムを示す。移動ベクトルは各仰角の異なる時刻のPPI画像からパターンマッチング法により推定した。移動ベクトルは直交座標ではなく極座標で求めている。

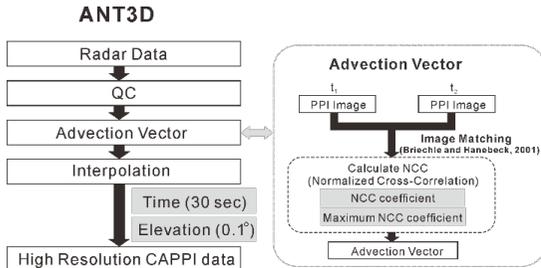


Fig. 1 Flowchart of the algorithm in ANT3D for generating the higher spatio-temporal resolution radar data.

## 3. 初期解析結果

解析はXMPレーダの観測データの三次元可視化をおこない、その時間変化を繰り返し観察することから始め、その後、現象を詳細に解析するために鉛直断面や水平断面図を作成した。その結果、以下のような所見を得た。本噴火事例の噴煙高度は鹿児島地方気象台の観測記録では雲のために不明とされていたが、レーダ解析によれば噴煙エコー高度は海拔約4500mと推定された。当日は湿った大気環境にあり対流性の降水エコーが観測された。一部の降水エコーが桜島上空を通過し火山灰雲とマージする様子が観測された。図2に降水エコーと噴煙エコーが共存する様子を表す鉛直断面図を示す。桜島(▲印)の左側に、海拔高度が約4500mに達する噴煙柱が検出されている。噴煙柱は強風のために風下側へ傾い

ている。桜島の右にあるエコーは対流性の降水エコーである。

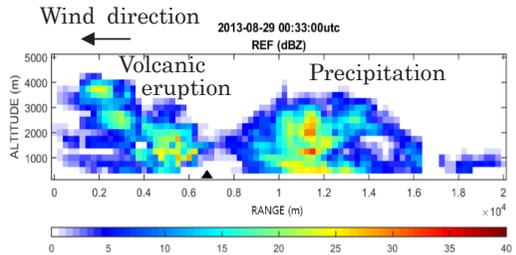


Fig. 2 Vertical cross section of reflectivity at 0033UTC on 29 Aug. 2013. The black triangle indicates Sakurajima

図3に同じ時刻の比偏波間位相差 $K_{DP}$ の鉛直断面を示す。噴火直後の噴煙柱の $K_{DP}$ (図なし)はほとんどゼロに近い値であったが、噴煙柱が成長し凝結高度以上に達すると有意な $K_{DP}$ が確認される。これは、大気が湿った環境下にあったため火山灰粒子に水蒸気が凝結し水膜ができたためと考えられる。

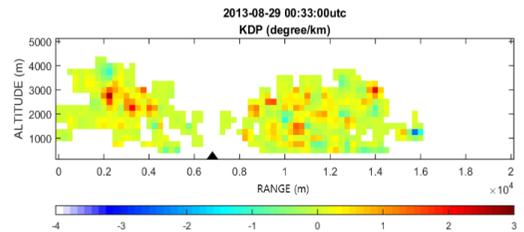


Fig. 3 Same as Figure 2 except for specific differential phase.

## 4. まとめ

火山灰雲と降水が混在する噴火事例についてANT3Dを用いた解析をおこなった。初期解析結果は、噴火による噴煙柱の形成をよく捉えていた。また、降水と湿った大気環境下において噴煙柱や火山灰雲の微物理過程が変化することが確認された。今後、偏波レーダによる粒子判別アルゴリズムの確立を目指して、噴煙粒子の偏波レーダパラメータの特性を調べていく。

## 謝辞

本研究をおこなうにあたって、文部科学省の科学研究費基盤研究(B)16H03145、Grant KMIPA 2015-1050、京大防災研などの支援を受けた。また、MPXレーダデータは東大DIASシステムより提供を受けた。

## Xバンド偏波レーダによる粒子判別結果を用いた降水セルのライフステージ判別

\*増田有俊（日本気象協会），中北英一（京都大学防災研究所）

### 1. 研究背景・目的

近年、突発的な局地的豪雨による都市域の水災害が問題となっている。国土交通省 水管理・国土保全局では、主に都市域を対象にした局地的豪雨の現況監視強化のためにXバンドMPレーダを配備した。さらに2016年7月からは、XバンドMPレーダとCバンドMPレーダを合成した新たなXRAINの公開を開始した。

降雨観測に基づいた警戒情報を利用する場合、観測から警戒情報の作成及び伝達に要する時間を考慮する必要があり、観測情報だけで避難までのリードタイムを常に確保することは困難である。このため、たとえ10分先であっても、高精度な予測情報を送出することができれば、人命を救うという観点において非常に有用である。Nakakita et al. (2016) では、地上に先行して上空で発生するファーストエコー内の渦を捉えることで豪雨の早期探知が可能であることを示した。本研究では、①XRAINによる3次元の偏波パラメータ ( $Z_H$ ,  $Z_{DR}$ ,  $\rho_{HV}$ ,  $K_{DP}$  など) を活用しつづること、②運動学的手法による降雨予測精度の向上を目指すことを目的として、「降水セルの追跡」と「粒子判別結果」を組み合わせた「孤立した降水セルのライフステージ判別手法」の開発を行った（増田・中北, 2014）。

### 2. 使用データ

国土交通省近畿地方整備局では、複数のレーダでカバーされている重点監視地域（大阪市、堺市、神戸市、京都市）において、高頻度の3次元観測を行えるよう、管内のレーダが相互に連携した観測シーケンスを設定している。

本研究では、前5分間のレーダ観測値を用いて、水平解像度250m、鉛直解像度500m、最大高度10kmの3次元データを1分間隔で作成した。3次元データの作成には、内挿点とレーダ観測点の距離の重みと、観測時間差による重みを考慮したクレスマン内挿手法を採用した。

### 3. 孤立した降水セルのライフステージ判別

XRAINによる現業観測値を用いて降水セル(5mm/h以上の連続した領域)の抽出・追跡アルゴリズムを適用した。また、ファジー理論による粒子判別アルゴリズムにより、降水セルを構成する降水粒子の種類や存在比を推定した。

追跡した降水セルのライフステージと各粒子の存在比や降雨強度の鉛直分布の関係を調査した結果、両者に一定の関係性が存在することがわかった(図1)。そこで、降水セルのライフステージとセル内に存在する降水粒子の存在比および鉛直降雨強度比(地上付近の降雨強度と上空の降雨強度の比)の関連性を表現するメンバーシップ関数を作成し、ファジー理論により降水セルのライフステージを判別するアルゴリズム

を開発した。

本アルゴリズムを2012年8月18日の局地的豪雨事例に適用した結果、最新時刻の偏波レーダ観測値だけで、孤立した降水セルのライフステージが判別可能であることが分かった。

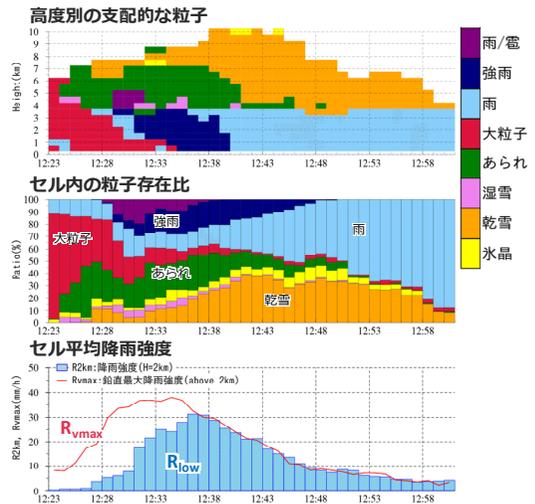


図1 降水セルを構成する各粒子の存在状況

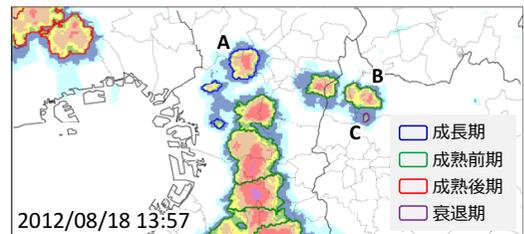


図2 降水セルのライフステージ判別結果

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

### 参考文献

Nakakita, Eiichi, Hiroto Sato, Ryuta Nishiwaki, Hiroyuki Yamabe, and Kosei Yamaguchi, Early Detection of Baby-Rain-Cell Aloft in a Severe Storm and Risk Projection for Urban Flash Flood, *Advances in Meteorology*, 15pp., Article ID 5962356, Dec., 2016.

増田有俊・中北英一: Xバンド偏波レーダを用いた降水セルのライフステージ判別手法の開発, 土木学会論文集, B1(水工学), 第58巻, pp.493-498, 2014.

## 東海地方で観測された対流性降水域内部の霰領域と強い上昇気流領域の分布

大瀧莞司<sup>1,2</sup>・篠田太郎<sup>\*1</sup>・勝野継太<sup>1,2</sup>・額瀨丈晴<sup>1</sup>・坪木和久<sup>1</sup>

(1 名古屋大学宇宙地球環境研究所, 2 名古屋大学大学院環境学研究科)

### 1. はじめに

一般的に、霰が多量に存在する領域は強い上昇気流領域と共存すると考えられている。大瀧ほか(2016年秋季大会 A163)では、東海地方に設置されている3台の国土交通省Xバンドマルチパラメータレーダで取得されたデータを用いて、デュアルドップラー解析から推定した3次元気流場と粒子判別法を用いて推定した霰領域の3次元分布を調べ、霰領域が0°C高度から高度10 kmまで厚く広がっている事例(2013年9月4日:霰の多い事例)と霰領域が0°C高度周辺にのみ存在している事例(2014年9月25日:霰の少ない事例)を対象として、霰領域の分布と上昇気流の速度の関係を調べた。その結果、0°C高度より下層の全層で鉛直速度の上位パーセンタイル値(降水セルの中心付近の上昇気流の速度を反映していると考えられる)は、霰の少ない事例に比べて霰の多い事例で、大きな値を示していることを確認した。本発表では、上記の霰の多い事例を対象として、個々の降水セル内部の霰領域(反射強度の大きな領域)と上昇気流の速度の大きな領域の空間分布を調べ、両者が一致しているかを調べた。

### 2. 使用データと解析手法

本研究で使用したデータと解析手法は大瀧ほか(2016)と同じものを用いる。

### 3. 結果

対流性降水域の0°C高度における鉛直速度が大きい鉛直格子列の上位20列を調べたところ、全ての格子列で0°C高度における上昇気流は18 m/sよりも大きな値を示す一方、霰領域が高度8 km以下にしか見られない格子列が大半(18/20)を占めていた(図1左)。一方、0°C高度における反射強度が大きい格子列の上位20列を調べたところ、霰領域が高度8 kmまで到達しているものが大半(19/20)を占めている一方、同高度における上昇気流は6 m/sより小さな値を示した(図1右)。降水セルの概念モデルを考慮すると、上昇気流の上位格子列は発達後期の降水セルの中心付近に、反射強度の上位格子列は成熟期の降水セルの中心付近に対応すると考えられる。

続いて、0°C高度における鉛直速度と反射強度が大きな値をもつ格子列の降水システム内の位置を確認する。図2は、霰が多い事例の鉛直速度と反射強度の上位90<sup>th</sup>パーセンタイル以上の鉛直格子列の水平分布を示す。両者は、異なる位置にまとまって存在していることから、対流性降水域内部に発達段階の異なる降水セルが存在していることが示唆される。これは、霰の少ない事例でも同様であった(図略)。

### 4. まとめと今後の課題

大瀧ほかでは、「対流性降水域では、0°C高度より下層の全層で鉛直速度の上位パーセンタイル値は、霰の多い事例で大きな値を示す」ことを確認した。しかしながら、鉛直格子列(降水セル)単位ではこの仮説は成立せず、大きな速度をもつ上昇気流領域と反射強度の大きな領域(霰領域)は異なる格子列に位置することが示された。これは、霰領域の形成に先立って、強い上昇気流が観測されることを示唆する。今後、事例数を重ねることで、霰の形成の必要条件となる上昇気流の速度の閾値を見出すことができれば、フェーズドアレイレーダで取得されるデュアルドップラー解析領域を用いて、雹害や落雷の早期警戒情報の提供に資する情報提供を行える可能性があると考えられる。

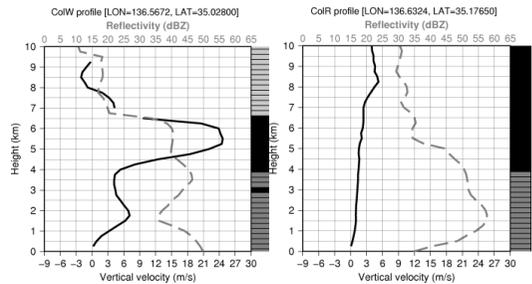


図1: 0°C高度における鉛直速度が大きい鉛直格子列(左)と反射強度が大きい鉛直格子列(右)の鉛直速度(黒実線)、反射強度(灰色実線)、粒子判別結果(濃淡)の鉛直プロファイル。鉛直速度、反射強度とも高度5 kmにおける上位から5番目の格子列の値を示す。粒子判別結果は霰(黒)、雨(濃灰色)、氷晶もしくは雪(淡灰色)を示す。

Columns top\_90th (Wcol->Black, Rcol->Gray)

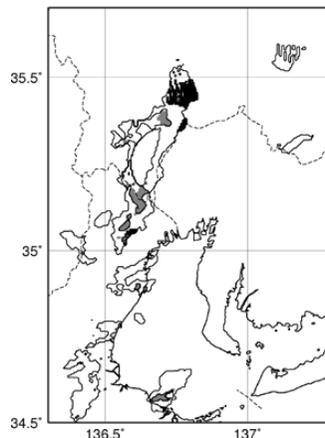


図2: 2013年9月4日14時20分の、0°C高度における鉛直速度が大きい上位の鉛直格子列と反射強度が大きい鉛直格子列の水平分布。鉛直速度(反射強度)が上位90<sup>th</sup>パーセンタイル以上の領域を黒(灰色)で示す。0°C高度における反射強度が20 dBZと40 dBZ以上の領域をコンタで囲んでいる。

## 凍雨の二重偏波情報と力学構造の特徴—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)・山内洋 (気象庁)

## 1. はじめに

2016年1月29日、関東(つくば・水戸・熊谷)で凍雨が報告され、筑波山では過冷却水滴が原因となる氷雨も確認された。南雲ほか(2016)は、この日の関東を通過した南岸低気圧による降水を気象研究所のCバンド固体素子二重偏波レーダー(以下MACS-POLと略す)で観測し、温暖前線面の凍雨と雨水の空間分布と、地上の降水粒子の微物理的特徴を示した。この観測では、温暖前線面近傍でも融解・凍結を示唆する偏波情報の位置や高度が数分単位で大きく変化し、それに応じて地上降水の種類も変化する現象を捉え、これが風などの力学場の影響である可能性が示唆された。氷点下の水滴の凍結メカニズムは一般に温度で確率的に表現されているが、現実大気では未だ未解明な点も多い。本発表では、MACS-POLで判別した融解・凍結現象と、ドップラー速度の解析から得られた大気構造の関係について調査した結果を報告する。

## 2. データ

二方向のRHIと仰角0.5-18度(12仰角)のPPI観測を行い、Z, V(ドップラー速度),  $\rho_{hv}$ (偏波間相関係数)等を取得した。今回はドップラー速度からVAD(Vertical Azimuth Display)解析を行い、降水粒子の落下速度を仮定して上空の風場を調査した。偏波情報は概ね風の向きに沿った方位角45-60度の範囲の平均値を準高度分布(以下QVPと略す)として使用し、風との対応を調べた。地上の降水種判別には、2D-Video-distrometerを用いた。上層の気温は館野(つくば)のゾンデデータを用いた。ここでQVPは真上の情報ではないが、VAD解析等と概ね整合する部分について議論する。

## 3. 結果と考察

## 3.1. VAD解析に使用するレーダーの仰角

仰角範囲毎の結果の違いの検証から、風向は仰角6.2度以上のデータだとゾンデと概ね整合し(図1a)、収束発散は10度以上の仰角範囲で値が安定することが明らかになった(図1b)。そこで今回は仰角14度以上のデータから鉛直の風向風速、収束発散の値を求めた。

3.2. 偏波間相関係数 $\rho_{hv}$ と大気の力学的特徴

1月29日20時から30日01時までの偏波間相関係数 $\rho_{hv}$ のQVP時間断面図と21時の館野の温度鉛直分布からは、21時過ぎまでは0度以上の高度で $\rho_{hv}$ が低くなり、雪片が融解中であることを示唆している(図2)。この時、地上では雨(●)を観測していた。その後、 $\rho_{hv}$ が示す融解開始高度が数分で数100m降下する現象がみられ、地上では凍雨(△)が観測された。その時刻の筑波山山頂付近(0.8km)の気温は概ね-2~-3度であったことから、ここでの凍雨の多くは未融解の雪片の凍結と考えられる。VAD解析によるつくば上空の風向風速と収束発散の特徴をみると、位置ずれの誤差はあるものの雨だった時刻は0度高度付近(高度2.0-2.5km)が収束場、凍雨の時刻は発散場となっていて、融解

や凍結の現象が力学場の急な変化とよく対応していることが分かった(図3)。今後は収束・発散と鉛直流の関係からさらに考察を深める予定である。

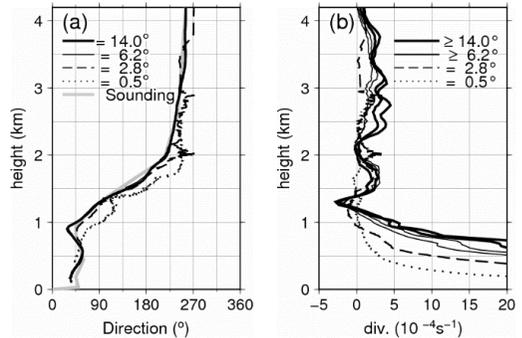


図1 2016年1月29日21時の仰角範囲毎のVAD解析の結果:(a)風向,(b)収束発散。(a)の灰実線は同時刻の館野のゾンデの結果である。(b)では使用最低仰角を上げるほど範囲に依存した値の変化が小さくなった。

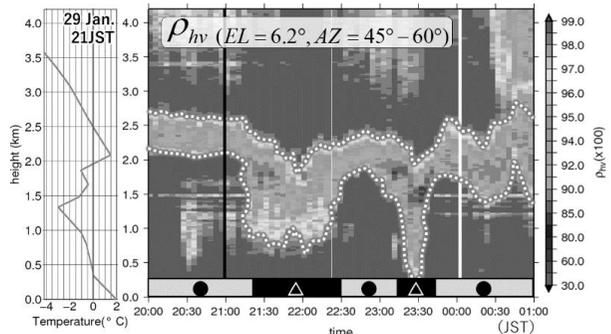


図2 2016年1月29日20時から30日01時の平均偏波間相関係数の準高度分布(QVP)と館野の高層気温(仰角6.2度,方位角範囲45-60度)。地上の降水は雨を●,凍雨を△で表す。黒縦線はゾンデの時刻を示す。

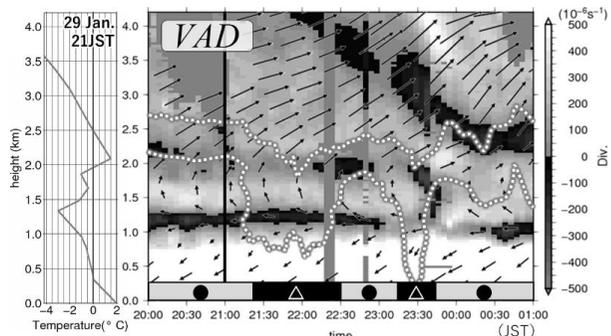


図3 2016年1月29日20時から30日01時のVAD解析による風向風速と収束発散の時間高度分布と館野の高層気温。暗色は収束を,明色は発散を表す。白点線で囲まれた領域は図2の $\rho_{hv}$ が低い領域を表す。

参考文献:南雲信宏,足立アホロ,山内洋2016:二重偏波レーダーで観測された再凍結層の特徴—2016年1月29日の事例—,平成28年秋季気象学会,名古屋

偏波レーダーを主としたマルチセンサーによる積乱雲の生成と発達を捉えるフィールド観測

中北英一（京大防災研）・山口弘誠（京大防災研）・佐藤悠人（京大防災研）・新保友啓（京大防災研）・坪木和久（名大 ISEE）・篠田太郎（名大 ISEE）・大東忠保（名大 ISEE）・大石哲（神大都市安全）・小川まり子（神大地域連携）・橋口浩之（京大 RISH）・川村誠治（NICT）・中川勝広（NICT）・岩井宏徳（NICT）・山本真之（NICT）・鈴木賢士（山口大農）・相馬一義（山梨大医工総合）・鈴木善晴（法政大デザイン工）・牛尾知雄（阪大院工）・足立アホロ（気象研）・若月泰孝（茨城大）

1. はじめに

豪雨災害が頻発しており、温暖化・都市化の影響との関係も議論されている。比較的規模の大きな豪雨はメソ数値気象モデルでおおよその予測が可能となってきたが、それより規模の小さな集中豪雨は未だ再現すらし難い。加えてゲリラ豪雨災害においては、ほんの5分、10分でも早い避難情報が極めて重要である。このような状況下、雲物理過程のさらなる解明、降雨予測精度・降雨量推定精度の向上、ゲリラ豪雨等の早期探知・予知、急激な出水・浸水の予測、ならびに新たな避難情報発信手法の確立が古くて新しい課題である。

本研究グループでは、2007年以降、偏波レーダーとビデオゾンデの同期観測によって、積乱雲の発達機構に関する研究を進めてきた。さらに2011年以降には、積乱雲の生成機構にも注力する必要性を強く感じ、マルチセンサーを用いた積乱雲の生成・発達機構を解明するための大規模観測実験を沖縄と神戸で展開している。

2. 沖縄観測

C 帯偏波レーダー-COBRA を用いて研究がスタートしたこの観測も今では、X 帯偏波、Ka 帯偏波、X 帯フェーズドアレイの各種周波数のレーダー観測網によって、雲粒子から降水粒子まで幅広い粒径を対象としている。加えて、ゾンデの種類に関しても同様であり、降水粒子を対象とするビデオゾンデから、雲粒子を対象とする HYVIS や CPS ゾンデまでを、連結放球・時間連続放球・移動観測を実現できるようになった。

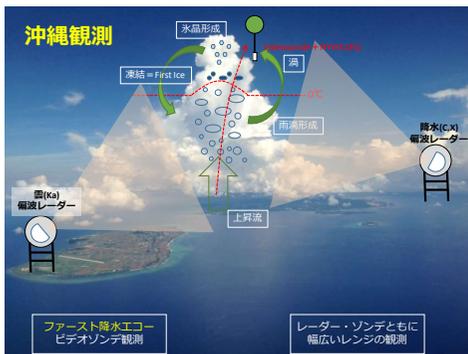


図1 沖縄観測における現在の体制と今後の狙い

3. 神戸観測

温帯の都市域で発生する集中豪雨やゲリラ豪雨を観測対象として、沖縄観測よりもさらに生成段階を詳細に観測できるマルチセンサー観測網を配備してきた。境界層レーダーとライダーで気流や都市からの熱的上昇気流を捉え、渦管の生成・成長メカニズムを明らかにしようとしている。さらに、雲粒子・降水粒子の形成過程を偏波レーダーで捉える。平成29年度に図2の測器が初めて全て集結した観測が予定されている。

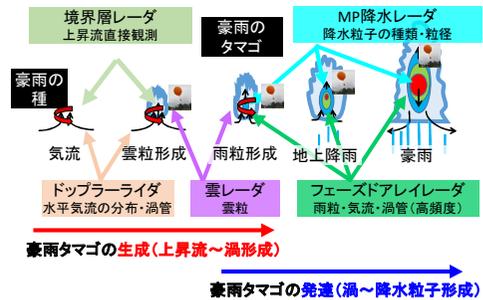


図2 積乱雲の発達段階とマルチセンサーの対象

4. 渦管形成メカニズムの解明と積乱雲発達予測

国交省 XRAIN を用いた解析により、発達する積乱雲はその初期段階に強い鉛直渦度を持つ、ということ明らかにし実用化手法として国交省で試験運用されている (Nakakita et al., 2017)。現在、Ka 帯偏波レーダーを用いた同様の解析に取り組んでいる。

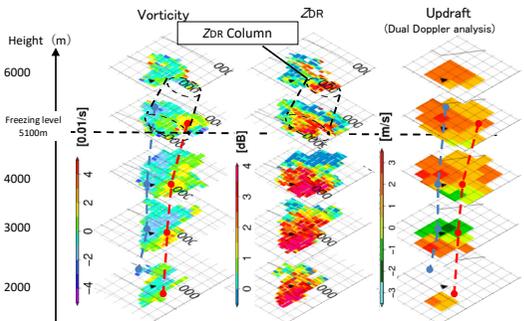


図3 XRAIN 解析による渦管と上昇流の位置関係

参考文献：

Nakakita, E., H. Sato, R. Nishiwaki, H. Yamabe, K. Yamaguchi, 2017: Early detection of baby-rain-cell aloft in a severe storm and risk projection for urban flash flood, *Advances in Meteorology*, Vol. 2017, Article ID 5962356, 15 pp.

## 偏波レーダーを用いたアンサンブルデータ同化による降水予測精度向上に関する研究

山口弘誠 (京大防災研)・中北英一 (京大防災研)・  
古田康平 (国際石油開発帝石)・堀池洋祐 (京大院工)

### 1. はじめに

2012年7月京都・亀岡豪雨、同年8月宇治豪雨、2014年8月広島豪雨のような線状メソ対流系による降雨現象は同じ場所に数時間以上にわたり強雨をもたらし、河川災害や土砂災害を引き起こす。このような豪雨災害を防ぐためには正確な降水量予測が重要であり、高い時空間解像度の気象レーダー情報のデータ同化は短時間降水予測に有効であると考えられいくつかの研究が行われてきた。近年では気象レーダーの二重偏波化により降水粒子種類判別が可能となり、我々は氷粒子情報の同化が更なる精度向上の鍵となると考え研究を進めてきた。

### 2. 偏波レーダーを用いた氷粒子混合比の推定

同化に用いる観測値として氷粒子の混合比を想定し、偏波レーダーを用いた氷粒子混合比推定手法を開発した。混在を考慮した降水粒子判別手法(中北ら, 2009)を用いて、全氷粒子混合比のうち霰粒子混合比の占める割合を経験的に導いた関係式から算出し、粒径分布の仮定を設けることで霰混合比の推定する手法となっている(山口, 2013)。2012年の京都亀岡での豪雨事例に適用した結果が図1である。

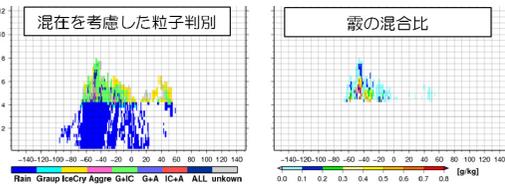


図1 国交省 XRAIN から推定した混在を考慮した降水粒子判別、および、霰混合比の鉛直分布

### 3. 線状降水帯の発達を予測する同化実験

総観規模の強制力が弱い前述のような線状降水帯の豪雨事例において、その発生期(1時間)における XRAIN 観測値を同化することで、数時間先まで続いた発達期の予測改善効果を調べた。1時間先予測結果を図2に示すように、XRAIN 観測値を同化することで大幅な改善効果が見られた。氷粒子を同化することでより改善効果があったことを確認した(山口ら, 2017)。

### 4. 線状降水帯の発生を予測する同化実験

上述の発達を予測する実験において、予測時間が1時間を超えてくると精度が良くなかった。

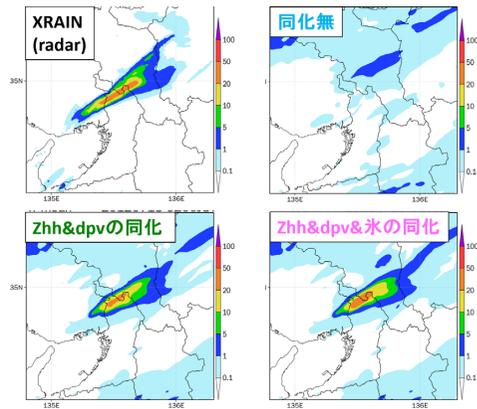


図2 1時間先予測降水強度の比較

その理由は、実際には六甲山上空で次々と発生したバックビルディング型の積乱雲群をいずれの同化実験においても再現できなかったためである。ここでレーダー情報の同化は大気環境場にも改善効果があると期待して、線状降水帯発生6時間前に九州や中四国での降水システムを同化し、気温場の再現性を高めることを狙った同化実験を行った。結果、図3bに示す大気中下層の低温化が六甲山上空の自由対流高度の低下を引き起こし、図3aに示す対流セル発生を予測することに成功した。

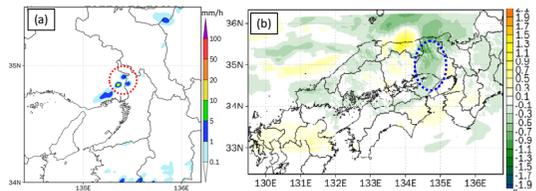


図3 (a)六甲山上空における対流セルの予測、  
(b)中下層低温化の再現

### 参考文献

- 中北ら, 2009: 偏波レーダーとビデオゾンデの同期観測および降水粒子タイプ判別, 土木学会水工学論文集, 第53巻, pp.361-366.  
山口ら, 2013: 偏波レーダーから推定した定性的降水粒子情報の雲アンサンブル同化, 京都大学防災研究所年報, 第56号B, pp.369-378.  
山口ら, 2017: XRAIN を用いたアンサンブル同化による線状降水帯の維持と発生予測, 土木学会論文集 B1 (水工学), 第73巻(印刷中)

# 降水が予測されていない位置へのレーダー反射強度の同化方法の提案

\*<sup>1</sup>横田祥,<sup>1,2</sup>瀬古弘,<sup>1</sup>國井勝,<sup>3,1</sup>山内洋,<sup>1</sup>佐藤英一 (<sup>1</sup>気象研究所,<sup>2</sup>海洋研究開発機構,<sup>3</sup>気象庁観測部)

## 1. はじめに

アンサンブルカルマンフィルターで観測値を同化する際、アンサンブル予測によって計算される観測値との相関に応じて、モデル内の変数が修正される。しかし、観測点において、全てのメンバーで降水が予測されていない(降水が全てゼロで摂動が無い)場合、降水観測とモデル内の変数の相関が計算できないため、高性能な偏波レーダーによって降水が精度よく観測されていても、その観測値を同化してモデル内の変数を修正することはできない。本講演では、このような場合に、大気場に応じた adaptive な摂動を与え、降水が予測されていない位置でも偏波レーダーで観測された反射強度の同化によって適切に大気場を修正できる手法を提案する。

## 2. 手法

反射強度 $Z_H$ (dBZ)を偏波間位相差 $\phi_{DP}$ (degree)で

$$Z_{corr} = Z_H + \alpha \phi_{DP}$$

(Cバンドでは $\alpha = 0.073$ , Xバンドでは $\alpha = 0.233$ , Jameson 1992)のように減衰補正し、 $Z_{corr}$ (dBZ)を観測値として同化する。この際、半数以上のメンバーで雨か雪か霰が予測されている観測点では、雨・雪・霰混合比の予測値から Dowell et al. (2011)の手法でメンバー毎に等価反射強度 $Z_e$ (dBZ)を計算し、それに対して $Z_{corr}$ を同化するが、それ以外の観測点では、全メンバーで $Z_e = 0$ (dBZ)としてからメンバー $i$ に

$$\delta Z_e^i = \frac{\partial Z_e}{\partial u} \delta u^i + \frac{\partial Z_e}{\partial v} \delta v^i + \frac{\partial Z_e}{\partial w} \delta w^i + \frac{\partial Z_e}{\partial T} \delta T^i + \frac{\partial Z_e}{\partial q_v} \delta q_v^i$$

で計算される摂動を加え、その $Z_e$ に対して $Z_{corr}$ を同化する。ここで、 $\delta u^i$ ,  $\delta v^i$ ,  $\delta w^i$ ,  $\delta T^i$ ,  $\delta q_v^i$ はそれぞれ、観測点におけるメンバー $i$ の東西風、南北風、鉛直風、気温、水蒸気混合比の予測値のアンサンブル平均からの差であり、 $\partial Z_e / \partial \mathbf{x}$ は、解析時刻において鉛直層毎に全格子点・全メンバーで計算した、物理量 $\mathbf{x}$ に関する $Z_e$ の回帰直線の傾きである。ここで計算される $\delta Z_e^i$ は、解析時刻の大気場に応じた相関を持つため、 $Z_{corr}$ の同化によって大気場を適切に修正することが可能となる。

## 3. データ同化実験の手順と結果

この手法の有効性を確かめるために、2012年5月6日のつくば竜巻の事例と2013年9月2日の越谷竜巻の事例について、50メンバー・水平格子間隔1kmの局所アンサンブル変換カルマンフィルター(LETKF)を用いて偏波レーダー(2012年5月は気象研究所Cバンドレーダー、2013年9月は5サイトのXRAIN)を同化した。それぞれ2012年5月6日1100JSTと2013年9月2日1300JSTからアン

サンブル予測とLETKF解析を10分サイクルで3回繰り返す、そこから90分の延長予測を行った。初期値・境界値には、水平格子間隔15kmと5kmのネストしたLETKFによる計算結果を用いた。

実験の結果、反射強度の摂動を与えた実験では、降水が予測されていない位置への反射強度の同化により、中層の水蒸気が増加するような解析インクリメントが見られた。これに伴い、延長予測の降水予測は、摂動を与えない実験と比べて改善した(図)。

## 4. まとめ

レーダー反射強度を同化する際、大気場に応じた摂動を与えることにより、大気場がより適切に修正され、降水予測が改善することが分かった。この手法は、雨の降り始めのレーダーデータを同化する際に特に有効と考えられる。

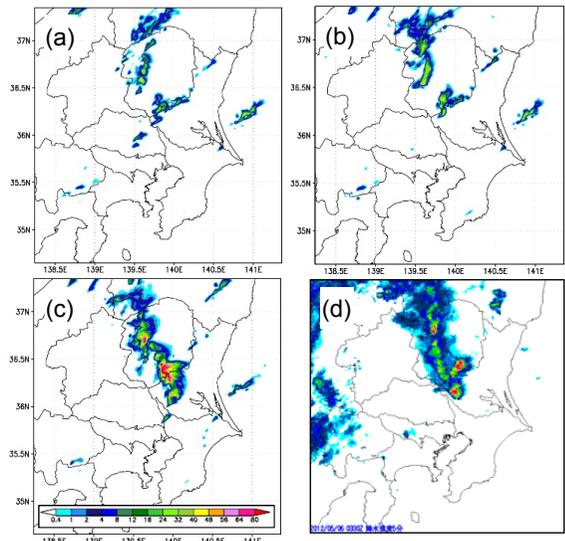


図: (a)-(c) 2012年5月6日1230JSTの高度1kmのレーダー反射強度の予測値から推定した降水強度(mm hr<sup>-1</sup>), a:  $Z_{corr}$ を同化しない実験, b: 摂動を与えずに $Z_{corr}$ を同化した実験, c: 摂動を与えて $Z_{corr}$ を同化した実験。(d) 同時刻のレーダー合成図。

**謝辞:** 本研究の一部は、社会システム改革と研究開発の一体的推進「気候変動に伴う極端気象に強い都市創り」、文部科学省ブダシップ2020(ポスト「京」)重点課題4「観測ビッグデータを活用した気象と地球環境の予測の高度化」(課題ID: hp160229)、及びJSPS科研費JP16K17804より支援を受けました。本実験で同化したXRAINは国土交通省より、水平格子間隔5kmのLETKFで同化した地上観測の一部は株式会社NTTドコモよりご提供いただきました。

## 引用文献:

Jameson, A. R., 1992, *J. Appl. Meteor.*, **31**, 1106-1118.  
Dowell, D. C., L. J. Wicker, and C. Snyder, 2011, *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 272-294.

# 空港気象ドップラーレーダーの二重偏波化

\*梶原 佑介<sup>1</sup>, 山内 洋<sup>1</sup>, 塚本 尚樹<sup>1</sup>, 梅原 章仁<sup>1</sup>, 藤田 英治<sup>1</sup>, 奥村 栄宏<sup>2</sup>

(1: 気象庁観測部, 2: 成田航空地方気象台)

## 1. はじめに

気象庁は、全国 9 空港に空港気象ドップラーレーダー (DRAW) を設置し、空港周辺の低層ウィンドシア (LLWS: マイクロバースト及びシアライン) や降水強度の分布の情報を航空関係機関へ即時提供している。2016 年 3 月に関西及び東京国際空港の DRAW を、同年 12 月には成田国際空港の DRAW を、それぞれ二重偏波レーダーに更新して運用を開始した。二重偏波 DRAW 及びこれを用いた技術開発の概要を紹介する。

## 2. 二重偏波 DRAW の諸元

表 1 に諸元を示す。水平/垂直偏波用にそれぞれ送信機及び受信機を有し、両偏波を同時発射/同時受信する。空中線は、更新前の DRAW と同じ直径 7m のパラボラ型である (図 1)。

二重偏波以外の大きな変化は、固体素子送信機の採用である。送信波を狭帯域化できるとともにピーク送信電力を従来の 1/40 に抑えられるため、他の無線局に干渉を与えにくくなった。レーダー近傍は短パルスで観測し、遠方は感度が必要となるため、周波数変調をかけた長パルスで観測する。パルス圧縮の機能により、従来と同等以上の感度と距離分解能を実現している。

## 3. 二重偏波情報の利用

二重偏波レーダーの利点は、①エコー判別に基づく高度な品質管理、②高精度の降水強度推定、③粒子判別の3つにある。①はすでに二重偏波 DRAW に実装され、ドップラー速度データの品質改善を通じて、LLWS 検出の精度向上に貢献している。二重偏波情報を用いると、地形クラッタ、船舶等の動くクラッタや鳥・虫等の非降水エコーを、気象エコーと明瞭に区別し除去することができる。これによりドップラー速度 0m/s 付近の気象エコーを地形クラッタと誤って欠落させずに済むだけでなく、LLWS の誤検出の要因となる非降水エコーの混入を大幅に低減できた。

②について、図2に、2016年7月14日につくばに大雨をもたらした事例を対象に、従来手法 (Z-R 関係のみ) と新手法 (Kdp-R 関係及び Z-R 関係を組合せ) を比較した予備的な検証結果を示す。つくば市の1地点における降水強度の時系列(a)では、従来手法に比べ新手法の方が地上雨量計の値と整合している。10分間降水量で複数のアメダス雨量計と比較した散布図(b)では、新手法が、正規化平均誤差, 相関係数, 回帰係数, RMSE, 総雨量比で従来手法より良い結果となり、強雨事例に対し推定精度を改善できることが示されている。

現在, 新手法の精度評価の検証事例を増やすとともに,  $Z_{DR}$  の利用等による降水強度の推定精度の更なる向上, 並びに③の判別アルゴリズムの開発を進めている。

表1 二重偏波 DRAW の諸元

	二重偏波 DRAW	更新前の DRAW
周波数帯	C バンド	左に同じ
空中線	パラボラ, 直径 7m	左に同じ
ビーム幅	0.7°	左に同じ
送信 (増幅) 器	固体素子 (GaN HEMT)	クライストロン
ピーク送信電力	水平/垂直偏波とも 各 5kW	水平偏波 200kW
パルス幅	1μsec (近傍 12km 内) 64μsec (12km 以遠)	1μsec
パルス繰返周波数	1040/832Hz 他	1120/840Hz
探知範囲	120 km	左に同じ
主な観測項目	反射因子 ( $Z_{hh}$ , $Z_{vv}$ ) ドップラー速度 速度幅 反射因子差 ( $Z_{DR}$ ) 偏波間相関係数 ( $\rho_{hv}$ ) 偏波間位相差 ( $\phi_{dp}$ )	反射因子 ( $Z_{hh}$ ) ドップラー速度 速度幅



図1 空中線 (直径 7m)

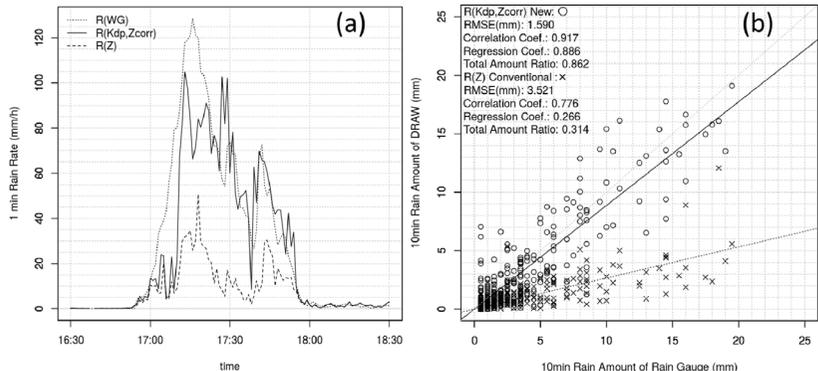


図2 (a) 2016 年 7 月 14 日つくば市気象測器検定試験センター露場における地上雨量計降水強度 (点線) とその直上の二重偏波 DRAW 降水強度 (従来手法 (破線), 新手法 (実線)) の時系列, (b) 二重偏波 DRAW (東京国際空港) とその探知範囲内におけるアメダス雨量計との 10 分間降水量を用いた散布図。新手法を○, 従来手法を×で示す。比較期間は 2016 年 7 月 14 日 1500JST-2000JST。

「戦略的イノベーション創造プログラム (SIP) レジリエントな防災・減災機能の強化」における  
マルチパラメータフェーズドアレイ気象レーダの開発について

\*高橋暢宏 (名古屋大学・情報通信研究機構)、花土 弘 (情報通信研究機構)、牛尾知雄(大阪大学)、  
水谷文彦 (東芝)、和田将一 (東芝)

1. SIP「レジリエントな防災・減災機能の強化」とは  
国は平成 25 年に科学技術イノベーション総合戦略を打ち出し、それを受けて総合科学技術・イノベーション会議は戦略的イノベーション創造プログラム (SIP) および革新的研究開発推進プログラム (ImPACT) を創設した。特に SIP は、府省・分野の枠を超えて、基礎研究から出口 (実用化・事業化) までを見据えた研究開発を実施するものであり、SIP の事業としては 11 課題が掲げられ、そのうちの 1 課題が「レジリエントな防災・減災機能の強化 (プログラムディレクター: 中島正愛 京都大学教授)」である。「レジリエントな防災・減災機能の強化」では、大地震・津波、豪雨・竜巻等の自然災害に備え、官民挙げて災害情報をリアルタイムで共有する仕組みを構築、予防力の向上と対応力の強化を実現することを目標としており、「豪雨・竜巻予測技術の研究開発」が研究開発項目の 1 つとして掲げられている。

## 2. レーダ開発のコンセプト

「豪雨・竜巻予測技術の研究開発」では、局地的に短時間に大雨をもたらすような豪雨は急激に高く発達した積乱雲からもたらされることから、その動態を的確に捉えるための高速 3 次元観測が可能なレーダを中心した予測研究を行うとともに、雲の発生初期の観測を充実させて数値モデルと組み合わせることにより、予測のリードタイムを広げること、さらに予測データを様々な利用者へ的確に伝達すること、を研究開発目標としている。また、SIP では実用化などのイノベーションにつながる技術開発が求められており、実用化を意識した研究開発を行う必要もある。なお、本研究課題は、レーダ開発を担当する情報通信研究機構・大阪大学・東芝を含む 10 機関 (民間を含む) が参画している。

高速 3 次元観測の実現手法としては、フェーズドアレイレーダ技術を高度化させて二重偏波化させることである。2012 年から観測を開始した X バンドの単偏波のフェーズドアレイ気象レーダ (例えば、水谷ほか、2012) では、1 次元のフェーズドアレイアンテナとデジタルビームフォーミング (Digital Beam Forming, DBF) 技術により、鉛直方向の高速観測をすでに実現している。また、二重偏波のフェーズドアレイ気象レーダを想定した要素技術開発は、総務省との委託契約「周波数の有効利用を可能とする協調制御型レーダーシステムの研究開発」による研究開発により実施されていた。これらから、既存の X バンドのフェーズドアレイ気象レーダ (Phased Array Weather Radar, PAWR) をベースとして、定量性をもって高速 3 次元観測を可能とするマルチパラメータ (二重偏波) フェーズドアレイ気象レーダ (MP-PAWR) を開発することとした。

## 3. レーダ仕様

レーダの基本仕様は、既存の現業用の X バンドマルチパラメータ気象レーダを念頭に置いて、その性能を保持し

つつ高速 3 次元観測を目指した。すでに単偏波フェーズドアレイ気象レーダにおいて実現している方法である仰角方向に DBF 技術による電子走査、方位角方向に機械駆動による走査を踏襲した。マルチパラメータ化にあたりアンテナ素子は単偏波のフェーズドアレイ気象レーダで用いていた導波管スロットアンテナからパッチアンテナに変更することにより、二重偏波の送受信を実現した (菊池ほか、2013)。よって、アンテナの特徴は、1) 平面アンテナ、2) パッチアンテナの 2 次元配置による二重偏波の実現と 1 次元フェーズドアレイシステムの実現、となる。観測は、半径 80 (60) km の 2 つのモードを持ち、最大仰角は 60 (90) 度として、1 分で 3 次元データを取得する。

## 4. 開発計画

SIP は平成 26 年 (2014 年) 11 月からおよそ 4 年半の計画である。レーダの開発にはおよそ前半の 3 年間で充てる計画である。仕様の決定 (システム設計) におよそ半年、基本設計・詳細設計に 1 年半程度を充て、1 年程度で製造を行う。よって、現在の計画では平成 29 年秋には試験運用に入れる見込みである。また、レーダの仕様の決定時と詳細設計を確定時には、関係者による確認 (レビュー) を実施してきた。

## 5. 今後の計画

MP-PAWR を首都圏に設置することとして、候補地を選定し、無線局免許取得手続き等を実施している。レーダの完成は平成 29 年秋であるため、SIP 期間での夏季の観測は 1 シーズン限りとなるため、平成 29 年秋から平成 30 年春にかけて観測継続し、レーダの調整・改修に取り組み計画である。平成 30 年の暖候期に本格的な実証実験 (MP-PAWR による観測、豪雨の早期検出、予測情報等の配信) を実施する計画である。

そのほか、SIP 後の MP-PAWR の活用についても平成 32 年 (2020 年) に東京オリンピック・パラリンピックが開催されることもあり、運用主体等も含めて議論を開始したところである。

謝辞：本研究は、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) によって実施されました。

## 参考文献

菊池ほか、2013: 周波数の有効利用を目的とした協調制御型気象レーダシステムの検討 その 4 2 次元アレイアンテナにおける偏波特性の検討, 日本気象学会 2013 年秋季大会, P1a1.

水谷ほか、2012: フェーズドアレイ気象レーダの開発, 日本気象学会 2012 年秋季大会, B116.



2017年4月30日 発行

編集兼発行者

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 インプレス  
東京都文京区関口1-34-9アネックス早稲田1F

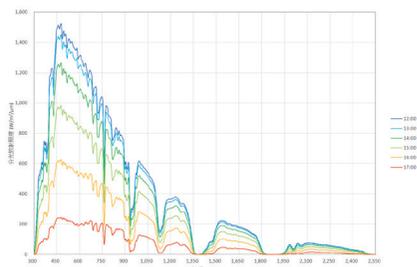
定価 3,500円（消費税込み）

## 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

広帯域 全天候 長期間

可視・近赤外用分光放射計MS-711と近赤外用分光放射計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-711	MS-712	MS-713
波長範囲	300~1100nm	900~1700nm	900~2550nm
ピクセル数	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]

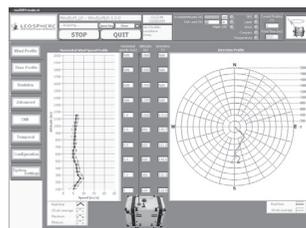
1.54μmパルスレーザーを光源とした気象観測ドップラーライダーシステムです。鉛直タイプと3次元スキャンタイプがあります。

コンパクト  
サイズ

1秒  
リアルタイム

全天候  
長期間

	型式	測定高度
鉛直型	v2	200m
	WLS100S	3km
3次元型	WLS200S	6km
	WLS400S	10km



高信頼のHDDを搭載したストレージサーバ



# CloudyIII Server



ニューテックオリジナルの  
ミラーリングユニットを標準搭載

CloudyIII Serverは、インテル® Xeon® E5をデュアル搭載可能なストレージ内蔵のサーバです。サーバとストレージ機能が一体になっているので、FCやSASで接続するストレージを必要としません。4U/35台入り、2U/12台入り、1U/4台入りの3モデルをご用意しています。

## LINEUP

4Uサイズ	●3TB×35	●4TB×35	●8TB×35	●10TB×35
2Uサイズ	●3TB×12	●4TB×12	●8TB×12	●10TB×12
1Uサイズ	●3TB×4	●4TB×4	●8TB×4	

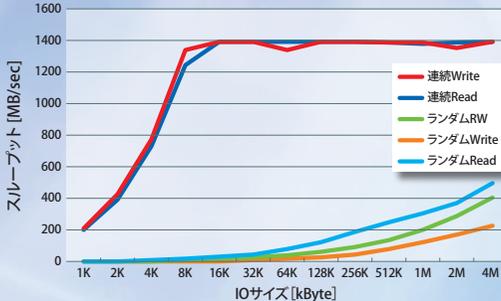
デスクトップで最大1.5GB/sの高性能

# JBOX-pro

デスクトップサイズのコンパクトな筐体でありながら、RAID6構成で最大1.5GB/sのRead/Writeを行うことができ、業務用途での使用に適しています。

## Throughput result

- USB 3.0 RAIDの倍以上(当社比 実測値)
  - Thunderbolt2 RAIDの1.5倍(当社比 実測値)
- ホスト側にPCI Express Gen3×8の空きスロットが必要です。サポートOSにつきましては、お問い合わせください。



ここに示す性能データにつきましては弊社内での実験において得られたもので、あらゆる使用環境での動作を保障するものではありません。



## LINEUP

- 6TB×12

●仕様、デザインは、予告なく変更することがあります。 ●一般に、各商品名は各社の登録商標または商標です。

■その他、各種ストレージを取り揃えております。カタログのご請求や製品についてのお問い合わせは、弊社第二営業部一課（学術研究機関担当）まで

導入からサポートまでストレージのことならニューテックへ

株式会社ニューテック

〒105-0013 東京都港区浜松町2-7-19 KDX浜松町ビル

第二営業部一課 担当：久保田 Tel: 03-5777-0852 Fax: 03-5777-0853 E-mail: academic@newtech.co.jp

<http://www.newtech.co.jp>

