

2016年度

日本気象学会東北支部気象研究会

■
仙台管区気象台東北地方調査研究会

合同発表会予稿集

2016年12月5日(月)

仙台第3合同庁舎 2階大会議室

共 催

(公社)日本気象学会東北支部

仙台管区気象台

余白

平成28年度気象学会東北支部気象研究会・仙台管区气象台東北地方調査研究会 合同発表会次第

日時：平成28年12月5日（月）10時30分～17時15分

仙台第3合同庁舎 2階大会議室

I 開 会	仙台管区气象台 気象防災部 防災調査課長	10:30
II 挨拶	仙台管区气象台 台長	
III 連絡事項	仙台管区气象台 気象防災部 防災調査課調査官	
IV 研究発表		

発表持ち時間は1題15分です。時間を厳守願います。
 第1予鈴が、10分で鳴ります。まとめに入ってください。
 第2予鈴が、12分で鳴ります。発表を終了し、質疑応答に入ります。
 終鈴が、15分で鳴ります。質疑応答は終了です。
 ※発表の際は、最初に調査の概要についてお話しください。

1日目 平成28年12月5日（月）

座長：仙台管区气象台 気象防災部 地球環境・海洋課長

	発表者所属	☆：発表者	発表予定時間
			10:45～12:00
1	秋田	☆見城 舞、東城 孝昌、佐々木 福実緒	1～2ページ
2	秋田県立大	☆宇賀神 惇 ¹ 、井上 誠 ¹ 、山川 修治 ² (1:秋田県立大学、2:日本大学文理学部)	3～4ページ
3	秋田県立大	☆井上 誠 ^{1, #} 、芳賀 ゆうみ ² 、森野 勇 ¹ 、内野 修 ¹ 、町田 敏暢 ¹ 、 勝又 啓一 ¹ (1:国立環境研究所、2:秋田県立大学、 #:現所属 秋田県立大学)	5～6ページ
4	東北大	☆佐々井 崇博	7～8ページ
5	東北大	☆菅野 湧貴 ¹ 、Muhammad Rais Abdillah ¹ 、John E. Walsh ² 、 岩崎 俊樹 ¹ (1:東北大学大学院 理学研究科、2:International Arctic Research Center, University of Alaska)	9～10ページ

【休憩】

12:00～13:00

座長：仙台管区气象台 気象防災部 観測課長

		☆：発表者	発表予定時間
			13:00～14:45
6	岩手大	☆石森 明洋、名越 利幸	11～12ページ
7	岩手大	☆黒坂 優、名越 利幸	13～14ページ
8	山形	☆阿曾 知子	15～16ページ
9	山形	☆佐藤 咲季、丹野 咲里、安久津 俊幸	17～18ページ
10	仙航	☆佐々木 悟、小堀 祐人	19～20ページ
11	福島	☆高須 健嗣	21～22ページ
12	東北大	☆岩場 遊、岩崎 俊樹	23～24ページ

【休息】

14:45～14:55

座長：仙台管区气象台 気象防災部 予報課長

		☆：発表者	発表予定時間
			14:55～16:10
13	秋田大	☆本谷 研	25～26ページ
14	気象研	☆南雲 信宏、山田 芳則	27～28ページ
15	青森	☆武井 愛里、山村 卓也、佐々木 駿	29～30ページ
16	盛岡	☆田ノ下 潤一、鹿野 義明、嶋田 充宏、成瀬 正人	31～32ページ
17	仙航	☆横山 雅志、小堀 祐人	33～34ページ

【休息】

16:10～16:15

座長：仙台管区气象台 気象防災部 観測課長

		☆：発表者	発表予定時間
			16:15～17:15
18	岩手大	☆太田 風乃 ¹ 、名越 利幸 ¹ 、津口 裕之 ² (1:岩手大学教育学部、2:気象研究所予報研究部)	35～36ページ
19	仙台	☆高野 健志、丹原 裕	37～38ページ
20	盛岡	☆山本 浩之、田ノ下 潤一	39～40ページ
21	仙台	☆桜井 美菜子	41～42ページ

V 懇親会（於、メルパルク仙台 レストラン フォレスタ）

開始予定 18:30

「秋田における高層気温の経年変化」

☆見城舞 東城孝昌 佐々木福実緒 (秋田地方気象台)

要旨

秋田の高層の気温データ(21時、1958~2015年)を用い、季節毎の経年変化について統計解析を利用して調べた。その結果、指定気圧面ごとの回帰直線の傾きは、概ね300hPaまでは、(1.15~3.43°C)/100年の傾きとなり、それより上空では、概ね(-4.10~-1.42°C)/100年の傾きであった。指定気圧面毎の季節間のトレンドの差は概ね(1°C~2°C)/100年であり、正のトレンドが解析された気圧面では秋の値が大きくなる傾向にあった。地上付近では気温の上昇、50hPa付近は下降の傾向がみられた。また、1989年に気候のレジーム・シフトが起きていたと検出された気圧面は秋が最も多く、全ての季節でレジーム・シフトがみられたのは地上と50hPaのみであった。

1. はじめに

近年、市街地の都市化の影響や、産業活動に伴う地球規模での化石燃料による温室効果ガスの増加などにより、地球規模での温暖化が社会的な関心事となっている。温暖化に関する資料は過去に多く作成されてきたが、地上の気温に焦点を当てたものが多く、高層の気温に関しては触れられていないものが多い。秋田の高層データを用いた直近の研究では、指定気圧面毎の気温の傾向を調べた長南(2008)がある。そこで、今回は1957年12月から2015年11月までの秋田の高層気温データを用い、経年変化を調べた。また、竹川(1999)によると、秋田では年平均気温(地上)のレジーム・シフト(気候ジャンプ)が1948年頃と1989年頃に解析されている。気候のレジーム・シフトとは、見延(1997)より「気候がある状態から他の状態へ、各々の状態の持続期間よりもはるかに短い時間で遷移すること」である。1958~2015年の期間において、高層の気温についても1989年にレジーム・シフトが見られるのか調べた。

2. データと調査方法

1957年12月から2015年11月までの秋田地方気象台における21時の各指定気圧面(地上・1000・900・850・700・500・300・150・100・70・50hPa)の月平均気温の値を使用した。(ただし、70hPaについては、観測開始年の関係上1961年の3月からの集計である。)それらを、春(3-5月)夏(6-8月)秋(9-11月)冬(12-2月)に分け、各季節での平均気温の経年変化を統計的検定手法を用いて調査した。調査手順は以下のとおりであり、全て有意水準は5%で行った。

- ①季節平均が正規分布かどうか判断する。
- ②全気圧面での気温データを正規分布とみなしたため、ピアソンの積率相関係数を算出し(Excelのツール使用)、無相関検定を行い、相関関係を調べる。
- ③Excelの分析ツールを用い、回帰分析を行う。(最

小二乗法)

- ④回帰診断を行う。
- ⑤トレンド(単回帰直線の傾き)をまとめる。
- ⑥気温について、気候のレジーム・シフトの検出を行う。検出条件は次のとおりである。

- ・1989年を境に2群にデータを分け、2つのデータ群に差があるのかを検定するWelchのt検定を用いた際、差が有意であると示された場合。(Excelの分析ツール「t検定:分散が等しくないと仮定した2標本による検定」を使用。)
- ・検出力を算出し0.8以上になった場合。
- ・効果量(Cohen's d)の95%信頼区間に「0」を含まない場合。

3. 結果

相関があると判定され、回帰診断で有意と判定した、気圧面毎のトレンド量を表1に示す。季節毎のトレンドは、地上、1000・900・850・700・500・150hPaでは正の値を示し、気温は上昇傾向がみられ、100・70・50hPaでは負の値を示し、下降の傾向が見られる。全季節で有意となった気圧面は、地上と50hPaのみであり、季節間のトレンド量の変動は2.0°C/100年(地上)、1.99°C/100年(50hPa)である。1000hPaでは春・夏・秋の季節で有意となり、トレンド量は1.53~2.39°C/100年、季節間での変動は0.85°C/100年である。100hPaは夏・秋・冬の季節で有意となった。季節間でのトレンド量の変動は1.18°C/100年(100hPa)である。夏と秋だけ有意となった900hPaと70hPaでは、季節間のトレンド量の差はそれぞれ0.52°C/100年(900hPa)、0.91°C/100年(70hPa)である。その他の気圧面では、春の150hPa、秋の850・700・500hPaのみが有意である。地上、1000hPa、900hPaでは、秋が最も昇温傾向にある。一方、負のトレンドを示した100・50hPaでは冬が最も降温傾向にある。また、秋に着目すると500~100hPaの間にトレンドの正負の転換点があると推測され

る。

表 2 は、1989 年に気候のレジーム・シフトが検出された気圧面とその際の効果量を示したものである。効果量とは、2 群のデータ数に依存しない実質的な差を表す指標である。地上と 50hPa では、四季をとおして 1989 年にレジーム・シフトが認められる。1000hPa では春・夏・秋の 3 季節で 1989 年に検出された。秋は幅広い気圧面で検出されたが 70hPa では検出されなかった。また地上と 50hPa は効果量が大きく、レジーム・シフトが明瞭である。秋に注目すると、地上と 50hPa のほかに、1000hPa も大きな値を示しており、レジーム・シフトが顕著である。

表 1：季節別平均気温トレンド量 (°C/100 年)

°C/100 年	春	夏	秋	冬
地上	2.39	2.90	3.43	1.43
1000	1.53	1.97	2.39	
900		1.15	1.67	
850			1.86	
700			1.91	
500			2.09	
300				
150	1.91			
100		-1.42	-2.27	-2.60
70		-1.71	-2.62	
50	-2.31	-2.11	-3.27	-4.10

1957 年 12 月～2015 年 12 月の指定気圧面における平均気温を季節毎に集計し、トレンドを算出した。空白は有意でない気圧面。

表 2：1989 年にレジーム・シフトが検出された気圧面及び効果量

効果量	春	夏	秋	冬
地上	1.220 ↑	1.119 ↑	1.873 ↑	0.837 ↑
1000	0.769 ↑	0.717 ↑	1.368 ↑	
900			0.847 ↑	
850			0.869 ↑	
700			0.901 ↑	

参考文献

長南 (2008)：秋田高層データを用いた地球温暖化の傾向調査 平成 20 年度仙台管区調査研究会資料
 工藤 (2001)：秋田の高層気温と雷日数の経年変化 気象庁研究時報 53 巻 (2001 年) pp27-35
 竹川 (1999)：東北地方の気候変動 東北技術だより vol.16 No.4 pp166-180
 中島 (2005)：日本上空の気温の経年変化－札幌、館野、鹿児島、那覇、南鳥島の 5 地点について 高層気象台彙報第 65 号 (2005 年) pp1-8
 青木 (2007)：青木繁伸 二群の平均値 (代表値) の差を検定するとき
<http://aoki2.si.gunma-u.ac.jp/lecture/BF/index.html> (最終閲覧 2016.11.17)
 見延 (1997)：Minobe, Shoshiro A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America Geophysical Research Letters 24(6) pp683-686

500				0.908 ↑
300				
150				
100				0.801 ↓
70				
50	0.670 ↓	1.149 ↓	1.240 ↓	1.006 ↓

1989 年を境に平均気温が上方へシフトした場合は○↑、下方へシフトした場合は○↓と表した。また、効果量は数値で表示した。

4. まとめ

全季節において、大まかに対流圏では地表に近いほど昇温傾向が大きく、下部成層圏では、高度が高いほど降温傾向が大きくなった。先行研究では回帰診断を行っているか不明のため、単純な比較は出来ないが、長南 (2008) の 1000hPa のトレンド量 (1958～2007 年にかけての通年) は 1.75°C/100 年、50hPa (1958～2007 年にかけての年平均) は -2.14°C/100 年、工藤 (2001) では 900hPa のトレンド量 (1951～1999 年での年平均) で 1.18°C/100 年、50hPa (1951～1999 年での年平均) では 3.01°C/100 年であり、本調査結果の方が昇温・降温それぞれの傾向が強まっているように見える。また工藤 (2001) では、春と秋については 700～500hPa にかけて、夏と冬については 500～300hPa にかけて、トレンドの正負転換点があるとしている。しかし秋について、本調査では 300～150hPa に転換点があると推測される。

1989 年において気候のレジーム・シフトは、秋に限り抽出したほとんどの気圧面で検出された。秋に限らず、地上と 50hPa では効果量が大きく、レジーム・シフトが顕著である。

チベット高気圧、太平洋高気圧と北日本の暑夏・冷夏との関係

*宇賀神 惇¹・井上 誠¹・山川 修治²

(1: 秋田県立大学、2: 日本大学文理学部)

1. はじめに

暑夏・冷夏による気象災害は稲や果樹などの農作物に大きな影響を及ぼしている。日本の暑夏や冷夏の発生には、対流圏の太平洋高気圧やオホーツク海高気圧だけでなく、上部対流圏から下部成層圏に発達するチベット高気圧も関わっていることが指摘されている（例えば、若原・藤川, 1997; 西森, 1999）。本研究では、夏に発達するチベット高気圧、太平洋高気圧と暑夏・冷夏との関係について過去 35 年の気象データを用いて気圧場や気温などの分布図の統計解析を行い、北日本が暑夏・冷夏となる年の大気場の特徴を調べた。また、北日本に加え東日本、西日本、南西諸島北西部、南西諸島南西部の高度場の分布図を比較した結果を報告する。

2. 使用したデータと解析手法

本研究では、北日本を日本海側と太平洋側に分け、東日本、西日本、南西諸島北西部、南西諸島南西部の 6 地域について解析を行った。解析期間は 1980~2014 年の夏季（6~8 月）とする。気象庁のデータを用いて 35 年間の気温の時間変動図を作成し、そのうち高温であった 10 年を暑夏年、低温であった 10 年を冷夏年と定義した。次に、NCEP/NCAR 再解析データを用いて、高度場や気温、降水量、鉛直 p 速度などの分布図を作成し、各地域の暑夏年・冷夏年の特徴を調べた。暑夏年と冷夏年における各物理量の差の有意性の検定にはウェルチの T 検定を用い、偏差が 95% で有意である領域を濃い黒線で分布図に示した。

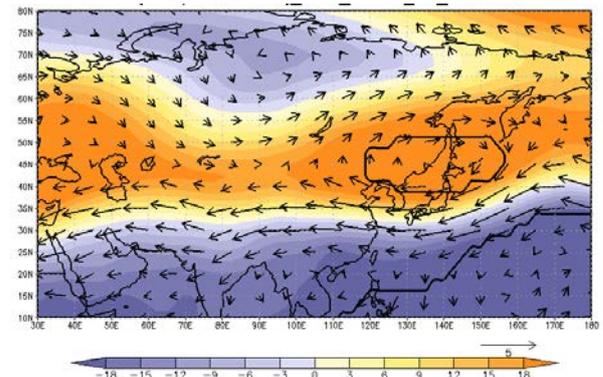
3. 結果・考察

・北日本日本海側の暑夏年・冷夏年の特徴

図 1a の 100hPa の高度分布図から、暑夏年の方が冷夏年よりも日本列島の気圧が高くなっており、特に北日本で有意な高圧偏差であることが分かった。これは暑夏年にチベット高気圧が日本に強く張り出したためであると考えられる。一方、下部対流圏の 850hPa 面でも暑夏年の方が日本列島で有意な高圧偏差になっ

ている(図 1b)。これは暑夏年に太平洋高気圧が日本に強く張り出したためであると考えられる。

(a)100hPa



(b)850hPa

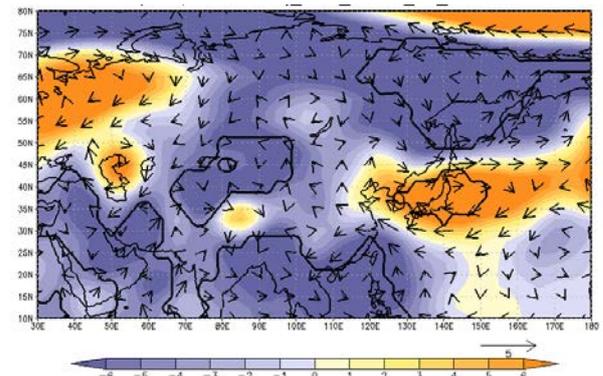


図 1. 北日本日本海側における(a)100hPa、(b)850hPa の高度偏差. 単位はm. 濃い線内は偏差が 95%で統計的に有意な領域. ベクトルは水平風偏差.

次に、東経 140 度線上における鉛直 p 速度の子午面分布を調べると(図 2)、フィリピン近海の上空では上昇流偏差の傾向となっていた。それに伴いフィリピン付近では、降水量が増加傾向にあった(図 3)。一方、日本付近の上空では下降流偏差が見られ(図 2)、それに伴い北日本を中心に有意な少雨偏差となっていた(図 3)。このように北日本の暑夏年では子午面循環が強化し、それに伴い太平洋高気圧の日本への張り出しが強化されたと考えられる。

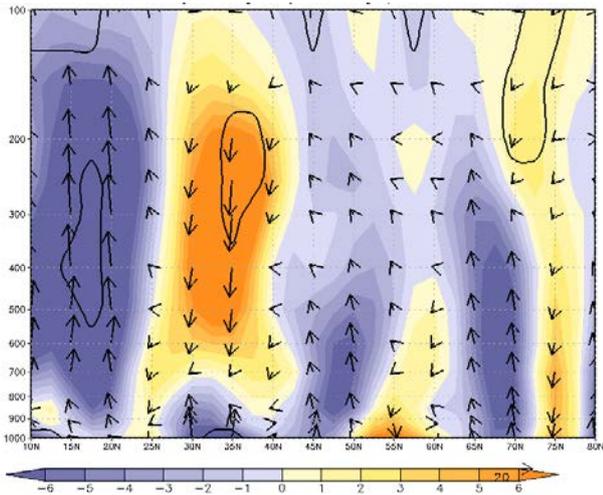


図 2. 東経 140 度線上の子午面分布図. カラーシェイドは鉛直 p 速度偏差、ベクトルは子午面流偏差. 濃い線内は偏差が 95% で統計的に有意な領域.

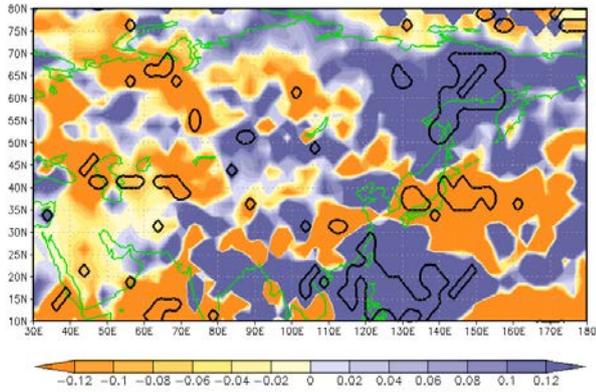
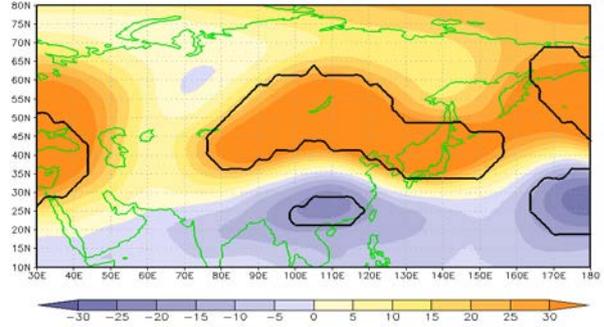


図 3. 降水量偏差の分布図. 濃い線内は偏差が 95% で統計的に有意な領域.

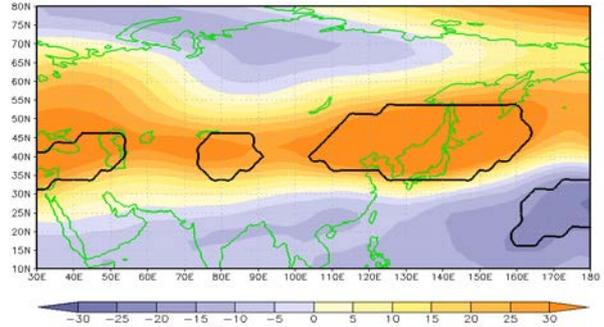
・北日本日本海側、東日本、南西諸島南西部の暑夏年の特徴

北日本日本海側と東日本、南西諸島南西部の解析結果を図 4 に示す。150hPa 高度分布図から、暑夏年に日本上空で有意な高圧偏差になっていることがわかる。特に、北日本で有意な高圧偏差であることがわかった。これは暑夏年の方が冷夏年よりもチベット高気圧の日本への張り出しが強かったためであると考えられる(図 4a)。また、東日本、南西諸島南西部の解析結果でも暑夏年の年に 150hPa では有意な高圧偏差となっていた(図 4b,c)。以上の結果から日本の各地域における干ばつの発生には太平洋高気圧だけでなくチベット高気圧の日本への張り出しも重要であると考えられる。

(a)北日本日本海側



(b)東日本



(c)南西諸島南西部

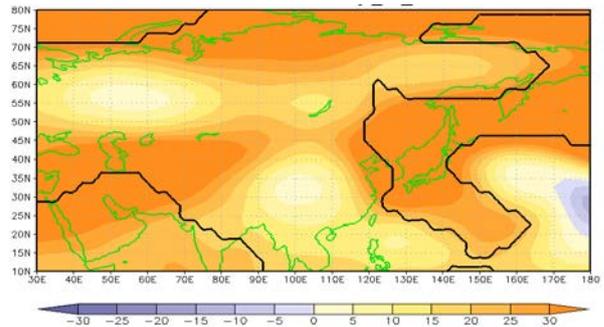


図 4. (a)北日本日本海側、(b)東日本、(c)南西諸島南西部の暑夏年における夏の 150hPa の高度偏差. 単位はm. 濃い線内は偏差が 95% で統計的に有意な領域.

4. まとめ

北日本日本海側の高度分布図を作成し、あらゆる物理量の暑夏と冷夏の特徴を調べた。その結果、チベット高気圧と太平洋高気圧の日本への張り出しは、北日本日本海側の暑夏・冷夏の発生と密接に関係することが示唆された。また、北日本日本海側以外の地域についても同様に調べた結果、暑夏の発生にはチベット高気圧の日本への強い張り出しも関係しているのではないかと考えられた。今後、北日本地域以外の降水量や子午面循環の分布図の解析を行い、大気循環の特徴を調べる予定である。

GOSAT データの検証に使用する地上 FTS の検定を目的とした航空機観測

○井上 誠^{1, #}, 芳賀 ゆうみ², 森野 勇¹, 内野 修¹, 町田 敏暢¹, 勝又 啓一¹
¹ 国立環境研究所, ² 秋田県立大学, # 現所属 秋田県立大学

要旨

温室効果ガス観測技術衛星(GOSAT)の検証と地上設置の高分解能フーリエ変換分光計(地上 FTS)の検定を目的として、2014年1月に茨城県つくば市と北海道陸別町上空で航空機観測を実施した。濃度連続測定装置とフラスコサンプリング装置を航空機に搭載して温室効果ガス濃度を観測し、地上 FTS データとの比較を行った。二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素等のカラム平均濃度の結果について発表する。

1. はじめに

2009年1月に、種子島宇宙センターから温室効果ガス観測技術衛星(GOSAT)が打ち上げられ、現在も観測を継続中である。国立環境研究所では、GOSAT に搭載されている温室効果ガス観測センサの短波長赤外バンド(TANSO-FTS SWIR)から推定された二酸化炭素(CO₂)とメタン(CH₄)のカラム平均濃度(XCO₂及びXCH₄)の検証を行っている(Morino et al., 2011; Yoshida et al., 2013; Inoue et al., 2013; 2014)。GOSAT データの検証は、地上設置の高分解能フーリエ変換分光計(地上 FTS, Wunch et al., 2010)と航空機観測データを用いて進められている(図1)。本講演では、2014年1月に GOSAT データの検証と茨城県つくば市、北海道陸別町に設置されている地上 FTS の検定を目的として行った航空機観測の結果を報告する。2014年1月6、12日につくば、1月15、17日に陸別の上空約10km までの高度でスパイラル観測を行い、CO₂、CH₄ 濃度の鉛直プロファイルを取得した。

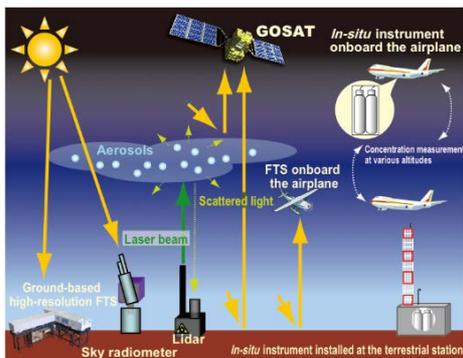


図1 GOSAT データ検証の概念図。

2. 航空機観測の詳細

ダイヤモンドエアサービス株式会社が所有する航空機(Beechcraft King Air 200T)にフラスコサンプリング装置と非分散型赤外分析計(NDIR)、キャビティリングダウンアナライザー(CRDS)を搭載し、観測飛行を実施した。NDIR で大気中の CO₂ 濃度を2秒ごとに、CRDS で CO₂、CH₄ 濃度を1秒ごとに測定した。つくば・陸別上空の8高度でサンプリングしたフラスコを国立環境研究所に移送し、NDIR とガスクロマトグラフにより CO₂、CH₄ 濃度等の分析を行った(Machida et al., 2008)。2014年1月15日に陸別上空で実施した航空機観測の航路を図2に示す。

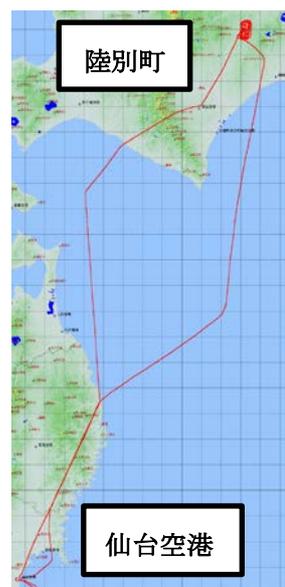


図2 2014年1月15日に実施した航空機観測の航路(赤線)。

航空機観測に合わせてつくば・陸別の地上で全天カメラ(スカイビュー)による雲観測を行い、GPSゾンデを放球して高層気象データ(気温、気圧、相対湿度、風向、風速)も取得した。2014年1月15日13時における陸別上空の全天カメラ画像を図3に示す。この日の航空機観測時は晴れていたことがわかる。



図3 2014年1月15日13時における陸別上空の全天カメラ画像。

3. 観測結果

ここでは、2014年1月15日の航空機観測結果について詳しく述べる。この日は仙台空港を10時46分に離陸し、陸別の上空で12時30分から1時間程度スパイラル観測を行ったあと15時40分に仙台空港に戻るという航路であった。スパイラル観測時に陸別上空は概ね晴れており、地上FTSによる観測データも取得することができた。高度別のCO₂濃度はフラスコとNDIR、CRDSの値が0.8ppm以内で一致し、CH₄濃度はフラスコとCRDSの値が8ppb以内で一致した。CO₂、CH₄濃度ともに、高度3000m(700hPa)付近での鉛直変化が大きかった(図4、CO₂の鉛直分布の例)。一酸化二窒素(N₂O)の濃度は、下部対流圏から対流圏界面付近までほぼ一定であり、成層圏の濃度は小さいことが確認された。

さらに、2014年1月に実施したつくば・陸別上

空の航空機観測プロファイルデータを基にしてXCO₂、XCH₄、XN₂Oを算出し、地上FTSデータとの比較を行った。その解析結果についても発表する予定である。

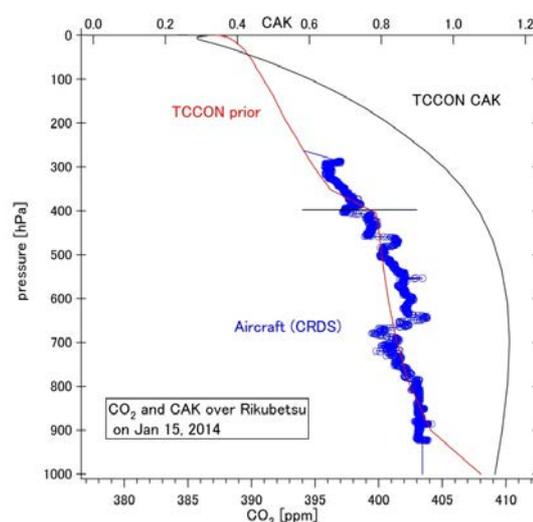


図4 2014年1月15日における陸別上空のCO₂濃度(CRDS、青色の円)、地上FTSのCO₂の先験値(赤線)、地上FTSのカラムアベレージングカーネル(黒線)の鉛直分布。横軸に平行な黒線は対流圏界面。

参考文献

- Inoue, M. et al., Atmos. Chem. Phys., 13, 9771-9788, 2013.
- Inoue, M. et al., Atmos. Meas. Tech., 7, 2987-3005, 2014.
- Machida, T. et al., J. Atmos. Oceanic Technol., 25, 1744-1754, 2008.
- Morino, I. et al., Atmos. Meas. Tech., 4, 1061-1076, 2011.
- Wunch, D. et al., Atmos. Meas. Tech., 3, 1351-1362, 2010.
- Yoshida, Y. et al., Atmos. Meas. Tech., 6, 1533-1547, 2013.

全球 1km メッシュの陸域炭素収支解析

佐々井 崇博 (東北大院理)

1. はじめに

陸域の炭素収支量の推定は、温室効果ガスの吸収源や温暖化フィードバックを議論する上で欠かすことができない。炭素収支データは全球規模の気候変動予測において重要な科学データであり、温暖化対策を立案する上での基礎資料として利用されることも期待される。このような点から、陸域炭素収支研究は科学的、社会的な意義が大きい。しかし、全球の陸域炭素収支量を推定する手法の確立には至っていないのが現状である。その原因として、土地被覆や土地利用変化、地形を含めた「地表面の複雑さ」が挙げられる。炭素収支の現状を正確に把握するためには、地上観測、衛星観測、モデルという3つの独立したアプローチの利点を生かし、推定手法を確立させることが必要である。

これまで、陸域生態系-大気間の炭素交換量を全球規模で解明する研究が盛んに行われてきた。その結果、赤道付近の熱帯林で光合成による炭素吸収量が多いことや、中・高緯度では近年の温暖化に伴い植生の成長期間が延びて炭素吸収量が増えたことなどが明らかにされた。その主な推定手法は生態系モデルであり、気象データを入力として生態系内のエネルギー・物質循環を再現することができる。しかし、既存の全球解析研究におけるモデル空間解像度は数十 km 程度と粗く、地表面の不均一性を十分に捉えることができない問題を抱える。陸域炭素収支が生態系タイプや地形、気象によって異なることは周知の事実であり、高解像度化が今後の大きな課題の一つとされる。

そこで、本研究では、衛星観測データを複合利用させることができる衛星データ利用型生態系モデルを用いて、全球 1km メッシュの陸域炭素収支解析を行った。使用した主な衛星観測データはMODIS Land product である。本プロダクトは複数の地表面パラメータを全球 1km 解像度で提供する。これらの衛星観測データを生態系モデル BEAMS に入力することで^{1), 2)}、Net Ecosystem Production (NEP: 大気-陸

域生態系全体との間での炭素交換量) 推定の高解像度化を試みた。

2. 手法

衛星観測データは、主に MODIS Land product であり、衛星観測できない物理量は再解析データを補助的に用いた (Table 1)。衛星観測データの前処理では、モザイク処理、リサンプリング、センサ間コンポジット処理、月別コンポジット処理、マスク処理、欠損値の空間補間処理を行った。気候データのダウンスケーリングでは、再解析データの各ピクセルの中心点を代表値とした Kriging 法による補間処理、標高補正を行った。

Table1 衛星・気候データリスト

Parameter	Dataset
LST	MOD11A2, MYD11A2
LAI, fPAR	MOD15A2, MYD15A2
Albedo	MCD43B3
Air temperature	JRA55 re-analysis
Solar radiation	JASMES/MODIS product
Wind speed	JRA55 re-analysis
Relative humidity	JRA55 re-analysis
Precipitation	GPCP version 2.2
CO ₂ concentration	GOSAT product + Mauna Loa data
Elevation	SRTM30
Soil texture	IGBP-DIS
Land cover map	MCD12Q1
Soil depth	FAO soil texture groups

炭素収支量を計算するため、衛星データ利用型陸域生態系モデル BEAMS を用いた。本モデルは、陸域生態系内のエネルギー、水、炭素プロセスを再現する。モデルの入力パラメータは、地表面温度、葉面積指数、光合成有効放射量の吸収率、アルベド、気温、日射量、風速、相対湿度、降水量、大気二酸化

炭素濃度、標高、土壌タイプ、土壌の深さ、土地被覆タイプである。時間解像度は1ヶ月、空間分解能は1kmグリッド、対象領域は全球である。国立環境研究所のスパコン(GOSAT RCF)を使い、2001 から2014 年までの炭素循環シミュレーションを行った。

3. 結果と考察

光合成による炭素吸収量 (GPP) の空間分布は、低緯度で最も吸収量が高く、そこから低温の高緯度地域や半乾燥・乾燥が強い砂漠に向かうほど低くなる典型的な空間パターンがみられた。本傾向は、各地域での生態系の活性度や気候条件を考慮すれば妥当なパターンである。一方、NEP は GPP とは違う空間パターンを示した。南米やオーストラリア東部、北米の南部・中部、ロシアの森林地帯などで炭素吸収源、北米の北部、南米の中央部、東アジア、中東、アフリカの赤道付近などで炭素放出源であることがわかった (Fig. 1)。

GOSAT L4A プロダクト³⁾との比較を行うため、42 領域に区切って時間パターンの比較を行った。その結果、季節変動パターンは概ね一致する領域が多くみられた。大きな不一致が見られた領域は、土地利用変化が盛んな地域や雲が多い赤道付近を含んでいることがわかった。本モデルで土地利用変化を考慮しなかったことが、不一致の要因だと考えられる。

また、赤道付近についてはモデル入力データである衛星データの観測精度が雲被覆で低下したためと考えられる。具体的には、衛星データの前処理で雲フラグや複数のコンポジット処理を行っても、雨季には長い期間雲に覆われることで雲域を十分除去できていないことへの対応や、欠損値の空間補間処理法の精度を改善することが今後の課題だと考える。

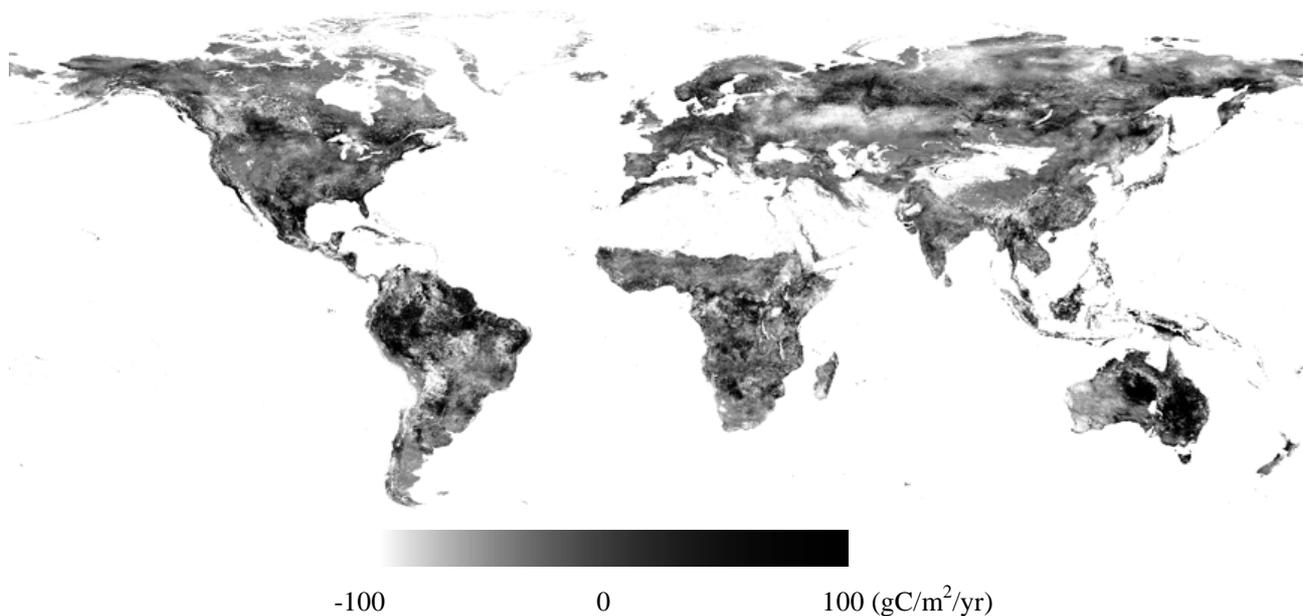
4. 今後の方向性

今後は、Top-down アプローチとのより詳細な比較や対象地域の拡大を通して地域ごとにエラーの原因を解析する。気象データを含めた入力データの選定、前処理の改良、モデルの高度化を通して、高精度化を行っていききたい。また、より多くの計算資源を使用可能になることから、入力データに対する感度解析などを行い、詳細に炭素収支の変動要因を把握する予定である。社会的にも活用できる科学データとして利用できるように、本データの Web 配信なども進めていきたい。

引用文献：

- 1) Sasai et al., *J. Geophys. Res.*, **110**, G02014, 2005.
- 2) Sasai et al., *Remote Sens. Environ.*, **115**, 1758-1771, 2011.
- 3) Maksyutov et al., *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 9351-9373, 2013.

Figure 1 純生態系生産量の空間分布 (2010 年)



東アジアと北米における寒気流出

○菅野 湧貴¹、Muhammad Rais Abdillah¹、John E. Walsh²、岩崎 俊樹¹

¹: 東北大学大学院 理学研究科、

²: International Arctic Research Center, University of Alaska

要旨

特定温位 280K 面以下の大気を寒気と定義することで、寒気の量や流量を定量的に評価することができる。北半球冬季には、東アジアと北米大陸東海岸を出口とする 2 つの気候学的な寒気の流れが存在する。本研究では、東アジアと北米における寒気流出の気候値、年々変動の特徴を比較する。東アジアでは北緯 45 度で、北米大陸では北緯 60 度で寒気南下量が最大となる。講演では、テレコネクションとの関係についても発表する。

1. はじめに

冬季北半球の高緯度地域には多くの寒気が蓄積されており、間欠的に中緯度へ流出することで寒波や豪雪をもたらす。Iwasaki et al., (2014)は、温位座標を用いて寒気の量や流量を定量的に評価する手法を提案した。また、冬季北半球には東アジアと北米を出口とする 2 つの気候学的な寒気の流れが存在することを示した。Shoji et al., (2014)は同手法を用いて、東アジアにおける寒気流出イベントの時間発展を調べ、東アジアの中でも西側の地域での寒気流出はシベリア高気圧に大きく影響され、東側の地域の寒気流出にはアリューシャン低気圧によって支配されていることを示した。本研究では、2 つの寒気流の出口である東アジアと北米における寒気流出を比較する。

2. 手法

先行研究と同様に、特定温位 $\theta_T = 280$ K 面以下の大気を寒気と定義する(Iwasaki et al., 2014)。各地点において寒気質量 DP 、寒気質量フラックス \mathbf{MF} は次のように定義される。

$$DP \equiv p_s - p(\theta_T) \quad (1)$$

$$\mathbf{MF} \equiv \int_{p(\theta_T)}^{p_s} \mathbf{v} dp \quad (2)$$

ここで p_s 、 $p(\theta_T)$ 、 \mathbf{v} はそれぞれ地上気圧、 θ_T 面の気圧、水平風ベクトルである。寒気質量は断熱条件のもとで保存され、保存則を次のように書くことができる。

$$\frac{\partial}{\partial t} DP = -\nabla \cdot \int_{p(\theta_T)}^{p_s} \mathbf{v} dp + G(\theta_T) \quad (3)$$

ここで右辺第 2 項

$$G(\theta_T) \equiv \left. \frac{\partial p}{\partial \theta} \dot{\theta} \right|_{\theta_T} \quad (4)$$

は、特定温位面を横切る鉛直質量フラックスを表し、非断熱な寒気の生成・消滅を意味する。

東アジアにおける寒気流出の指標として、北緯 45 度、東経 90 度から東経 135 度、東経 135 度から東経 180 度を横切る寒気質量フラックスの南北成分を用いる (Shoji et al., 2014)。

北米における寒気の流れは、北緯 60 度、西経 50 度から西経 90 度、西経 90 度から西経 130 度を横切る寒気質量フラックスの南北成分を指標とする。

解析には JRA-55 再解析データ (Kobayashi et al., 2015) を使用し、北半球の冬季 (12 月から 2 月) を対象にする。

3. 東アジア寒気流と北米寒気流

図 1 は冬季北半球における寒気質量フラックス (ベクトル) とその大きさ (色) である。東アジアと北米東海岸を出口とする 2 つの明瞭な寒気の流れが存在することがわかる。東アジアの寒気流は、ユーラシア大陸北部を東へと流れ、南へと向きを変えて東アジアに流れる。北米地域寒気流は、北極域を起源に持ち、ロッキー山脈の東を南下し、北緯 60 度を横切ったあたりで東に向きを変えて北米東海岸へと流れる。寒気南下の中心が東アジア寒気流では北緯 45 度であるのに対して、北米寒気流では北緯

60度である。そのため、それぞれの緯度での寒気質量フラックスの南北成分を寒気流出の指標として用いる。

北緯 45 度、東経 90 度から東経 180 度を横切る東アジアの寒気流出量は $5.8 \times 10^{10} \text{ kg s}^{-1}$ で、これは北緯 45 度全体を横切る寒気流出の約 60% を占める。そのうち、西側（東経 90 度から東経 135 度）を横切るのが $3.0 \times 10^{10} \text{ kg s}^{-1}$ で、東側（東経 135 度から 180 度）を横切るのが $2.8 \times 10^{10} \text{ kg s}^{-1}$ である。西側と東側の寒気質量フラックスは、EOF 第 1、第 2 モードとして分離することができる。

北緯 60 度、西経 90 度から西経 130 度を横切る北米西側での寒気流出量は $2.8 \times 10^{10} \text{ kg s}^{-1}$ である。西経 50 度から西経 90 度を横切る東側の寒気流出量は $1.0 \times 10^{10} \text{ kg s}^{-1}$ である。北米における西側の寒気流出は、EOF 第 1 モードとよく対応し、東側は EOF 第 2 モードと対応するが、EOF 第 2 モードは第 3 モードと robust に分離できない。北米の西側寒気流出指数が大きい時には、北米大陸の北部全体で寒気が増加する。一方、北米の東側寒気流出指数が正の時にはグリーンランドの南で寒気が増加し、ロッキー山脈の東側で寒気が減少する。そのため、北米では西側の指数が正、東側の指数が正、負の 3 パターンの寒気流出が存在する。

4. 東アジアと北米における寒気流出とテレコネクション

次に、4 つの地域の寒気流出指数の年々変動とテレコネクション指数との相関を調べた。東アジアにおける西側の寒気流出は EU パターンと統計的に有意な正の相関を持ち、WP パターン、AO 指数、Nino-3 指数と有意な負の相関を持つ。これらの結果は、ユーラシア大陸上での東への波列伝播によるシベリア高気圧の強化 (Takaya and Nakamura, 2005) やラニーニャ年での東アジアでの寒冬とも一致している。

東アジアにおける東側の寒気流出は、PNA パターン、Nino-3 指数と有意な正の相関を持つ。このタ

イプの寒気流出はアリューシャン低気圧の変動と強く結びついていることも整合的である。

北米西側における寒気流出は TNH パターンと有意な正の相関を持つ。また、Nino-3 指数と負の相関を持つ。TNH パターンは PNA パターンから位相が東へとずれた構造をしており、2014 年の北米寒波時にも見られた (Marinero et al., 2015)。

北米における東側寒気流出は AO/NAO パターンと有意な正の相関を持っている。この指数が負の時にはロッキー山脈の東側で寒気流出が強くなることから、AO/NAO 負の時に北米地域が寒くなるという従来知見とは矛盾しない。

5. まとめ

東アジアと北米の寒気流出では、寒気南下の中心となる緯度が東アジアで北緯 45 度、北米で北緯 60 度と異なっている。東アジアでは西側と東側の 2 タイプの寒気流出が存在するが、北米では 3 パターンの寒気流出が存在する。

参考文献

- Iwasaki et al., *J. Atmos. Sci.*, 2014.
- Kobayashi et al., *J. Meteor. Soc. Japan*, 2015.
- Marinero et al., *J. Appl. Meteor.*, 2015
- Shoji et al., *J. Climate*, 2015.
- Takaya and Nakamura, *J. Atmos. Sci.*, 2005.

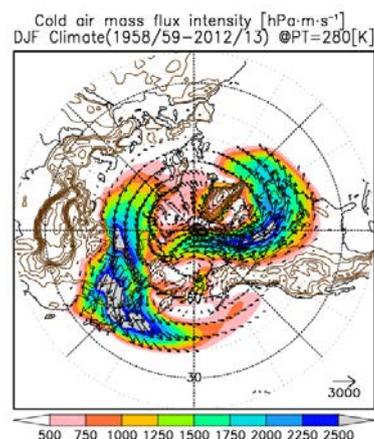


図 1 冬季北半球における寒気質量フラックスの気候値

1. はじめに

岩手県雫石盆地は晩春と晩秋に濃霧に見舞われる(図1)。しかし、その原因や構造について明らかにされていない。そこで、本研究ではその霧の実態を鉛直方向と水平方向の2方向から観測・解明することとした。

2. 無人航空機(ドローン)による鉛直方向の観測

2-1) 従来までの鉛直方向の観測

従来までの鉛直方向の気象観測法は大きく分けて①放球型気象観測, ②係留気象観測の2つがある。しかし、それらの利用は費用が高額となるため、我々が利用するのは難しい。本研究室, 小笠原(2011)は、プラスチック製風船とデータロガーを用いた簡易係留気球の開発を試みた。しかし、測器を浮揚させるために大量のヘリウムガスが必要であることや、毎回ガスを補充する必要があるという欠点があった。

そこで、近年急速に発達している小型の無人航空機(以下:ドローン)を活用することで、現在安価になってきているドローン本体の購入費用とバッテリーの充電費用のみの比較的安価で何度も観測できる点、ドローンに搭載されたカメラによって気象現象の上空からの撮影ができる点に優位性があると考えた。

2-2) 使用機材・測器・観測準備

使用するドローンはDJI社製 Phantom2VISION+である。本ドローンは、バッテリー1つで最大25分間の飛行が可能であり、飛行可能最大距離は700mである。

測器はT&D社製のTR-73Uおんどとり(以下:TR-73U)を使用した。TR-73Uは気温・湿度・気圧の3チャンネルを任意の間隔でそれぞれ8000データ自動保存するものである。また、TR-73Uは単3乾電池一本で作動し、測器自体の重量が軽量であるためドローンで吊り下げることができる。以上の理由からTR-73Uを測器として利用することとした。

観測方法は、ドローン脚部に測器をつり下げ、ドローンを鉛直方向に飛行させた(図1)。

観測高度については、高度が10m上昇すると気圧が1hPa低くなることを利用し算出した。

観測地点は、ドローンの安全飛行の観点から周囲に民家や公共施設、電線がなるべくない地点という基準で選定を行い、決定した。

飛行高度に関しては、2015年観測実施当時施行されていた旧航空法によりドローンの飛行は無申請では最高250mまでと規定されていた。そこで、本観測に際し国土交通省東京航空局仙台空港事務所航空管制運航情報官と空域調整を実施し、観測地点の地表から上空700mまでの範囲においての飛行許可を取得した上で飛行を実施した。

2016年観測に関しては、改正航空法により高度が無申請では最高150mまでと規定されていたため、改正航空法の規定に基づいた飛行計画書・申請書を作成し、高度500mまでの飛行許可を取得した上で飛行を実施した。



図1: ドローン観測の様子

2-3) 霧未発生時状態の鉛直気温分布

図2に示すのは、2015年11月22日に観測を行った際の結果である。この日、霧は発生していなかった。

一般に、高度の上昇とともに気温は低下する。しかし、図2のように地表から気温が高度とともに高くなる層が生じることがある。これを逆転層という。

逆転層は夜間の放射冷却により、地表付近の空気が冷やされることによって生じる。この放射冷却により、空気の水蒸気量が飽和に達し、霧が発生する。放射冷却の影響を受けるほど逆転層高度は高くなる。

2-4) 霧層内の鉛直気温分布

◎事例1: 2015年11月20日

深夜から雫石地区に濃霧が発生した。この日の観測結果を図3に示す。ドローンによる撮影映像より、生森山山頂が霧層のほぼ上端であることがわかる(図4)。写真に写っている生森山山頂は、ドローンを飛行させた地点(地表)から165mの高度である。このことから、霧層の高度を判断した。この高度は鉛直気温分布の変曲する部分とほぼ重なる。また、霧層を抜けた上部は逆転層になっていることもわかった。

◎事例2: 2016年11月14日

雫石地区に濃霧が発生した。この日の観測結果を図5に示す。この日の霧層の高さは、事例1に比べて低く、ドローン操縦アプリの高度表示によると、55mを示していた。この高度は、鉛直気温分布の等温部の上端の高度とほぼ重なる。

事例1, 事例2より、霧層内はほぼ温度が一定になっていると考えられる。

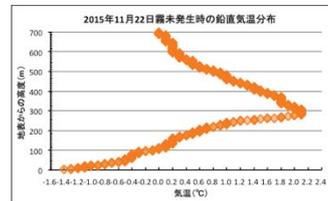


図2: 濃霧未発生時の気温分布

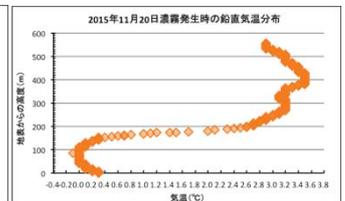


図3: 濃霧発生時の気温分布①



図4: 上空から撮影した生森山

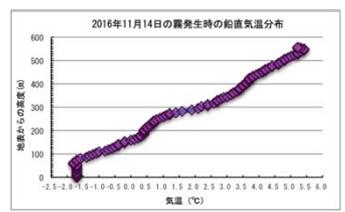


図5: 濃霧発生時の気温分布②

3. 雫石盆地内における大気の流れ

3-1) 防風林の風向調査

本研究室, 八幡(2012)により開発された防風林の風向調査の手法を用いて雫石盆地内における風向を調査した。これは、衛星写真画像を用いて、一箇所あたり縦横1km格子内にある防風林の方角を8方位で調査し、レーダーグラフで地図上に示したものである。結果は図6の通りである。

この結果より、大気は西側から流れ込み、鳥泊山と大欠山によって狭められた部分から抜けているということがわかった。

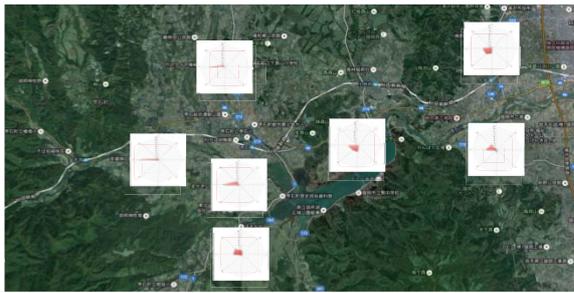


図6：雫石盆地内の防風林調査結果

3-2) 2つの山から抜け出る霧

2016年11月14日、雫石盆地において発生した霧が、鳥泊山と大欠山によって狭められた部分から抜けている現象を撮影することに成功した(図7)。これにより、防風林調査によって明らかになった大気の流れが正しいことを示していると言えるのではないだろうか。



図7：鳥泊山と大欠山の間から抜け出る霧

4. 地表と生森山山頂の定点気象観測

4-1) はじめに

ドローンによる鉛直方向の気象観測により、生森山山頂が霧層から突き抜けていることがわかった。そこで、ドローンを飛行させた地点(地表)と山頂において定点気象観測を実施することにした。

4-2) 観測測器・Webカメラ

今回の観測に用いた気象観測測器は下記の通りである。

- ・(株)VAISARA製 Weather Transmitter WXT520
- ・(株)フィールドプロ製 データロガー LT2000

上記の2台はケーブルにより接続されており、WXT520の観測データはLT2000に挿入してあるSDカード上に記録される。電源はLT2000のユニット上にあるソーラーパネルとバッテリーから常に供給され、特別な配線工事が必要なく、独立した状態で常に観測可能である。また、測器WXT520は超音波風速計や、衝撃センサーによる降雨量測定など駆動部ほとんどなく、すべてセンサーによる測定のため故障しにくいという利点がある。

さらに、霧の発生状況を視覚的に判断するため、測器と合わせてWebカメラを取り付けた。Webカメラに関しても、接続してあるソーラーパネルとバッテリーによって電力供給が常に行われ、独立した状態で長期間の観測を実現させている。

Webカメラにより撮影された映像は、30分ごとに岩手大学のサーバー上に送信され、インターネットを通して映像の閲覧が可能である。

4-3) 観測地点

上記の測器・Webカメラを用いた定点気象観測地点は次の2地点である。

- 岩手県雫石町生森山 山頂 (Webカメラ①)

- 岩手県雫石町七ツ森 (Webカメラ②)

生森山山頂については、生森山山頂の管理者である雫石町に1㎡の普通財産借受申請を行い、許可を頂き2016年8月中旬より設置、運用を開始した(図8)。

観測地点(地表)として雫石町七ツ森にある一般住宅の敷地内を所有者のご好意によりお借りし、2016年8月中旬より設置、運用を開始した(図9)。

加えて、気象庁が設置している地域気象観測システムAMeDASが岩手県雫石町千刈田にあるため、この観測データも用いることとした。

3つの気象観測地点の位置関係は図10の通りである。



図8：生森山に設置した測器 図9：一般住宅に設置した測器

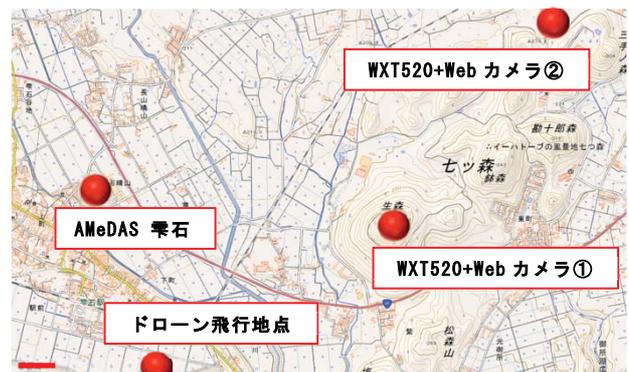


図10：各種測器の位置関係

5. 今後の予定

今後は、ドローンによる鉛直方向の気象観測と定点気象観測の両方を並行しながら継続し、その観測結果の解析を進めていく予定である。

6. 参考文献

- ・石森明洋・名越利幸：岩手県雫石盆地で発生する霧の観測的研究，日本理科教育学会第55回東北支部大会論文集，13頁，2016
- ・名越利幸・石森明洋：岩手雫石盆地で発生する霧のドローンによる観測，日本気象学会2016年度秋季大会予稿集，2016
- ・石森明洋・名越利幸：ドローンを活用した気象観測-雫石地区の放射冷却現象の観測-，日本理科教育学会第54回東北支部大会論文集，41頁，2015
- ・小笠原悠人：気象データロガーを用いた簡易係留気球による大気の鉛直構造に関する研究，岩手大学卒業論文，2011
- ・八幡和典・名越利幸：北上川流域に沿った防風林の分布に関する研究，日本科学教育学会研究会研究報告，27頁，2012

愛媛県大洲市で発生する霧を伴った陸風 「肱川あらし」の特定観測

○黒坂優・名越利幸
岩手大学教育学研究科

【要約】愛媛県西部地域の大洲市で発生する霧を伴った陸風「肱川あらし」を観測的側面から解析する。検定した複合気象センサーWXT520とデータロガーLT2000を3台ずつ使用し、大洲市における盆地・谷・河口の3地点で測定する。現地で特定気象観測を行い、「肱川あらし」発生時の風速・風向・湿度・温度・気圧の日変化をとらえることができた。陸風18時間、海風6時間という独特な海陸風循環とV字谷での風速増加を確認することができた。しかし、長期間のデータ取得は不具合により達成できなかった。

1. 目的

「肱川あらし」とは、愛媛県の大洲盆地から長浜河口まで霧を伴って吹く陸風である。世界的に見ても稀な現象である。本研究では、現地で特別気象観測を行い、風の日変化や地形による風速の変化をとらえ、観測的側面から「肱川あらし」の全体像を解析する。

2. 方法

(1) 観測測器一式

高精度な複合気象センサーのウェザートランスミッターWXT520と太陽光パネルで無給電自走するField Log LT2000（データロガー）を3台設置し、特別気象観測を行う（図1）。



図1：観測測器の設置風景

(2) 測器の検定

測定可能な気象要素である風速・風向・降水量・気圧・気温・相対湿度に関して、3台のWXT520の器差検定を行った。その結果、今回設置予定の3台は各要素において、おおむね値が一致していたが、より正確に判断するため細かい器差を考慮してデータを取り扱う。データロガーは太陽光パネルにより、曇

りや雨の天候によらず一定の電源を供給することができ、各測器の値も一致することがわかる。また、WXT520とデータロガーの相性についても確認し、長期間観測することを可能にした。

3. 観測地点の選定

設置場所は、大洲盆地から長浜河口まで一直線になる3点を選んだ。特にV字谷前後の風速変化を測定できる地点を選択した。また、盆地内と河口の気圧差と湿度の推移も測定対象とした。さらに、長期定点観測を考慮し、教育施設を設置場所とした。盆地側から平小学校、白滝小学校、長浜中学校に協力を依頼し、屋上または敷地内に設置した（図2）。長期定点観測は2015年11月5日～2016年3月31日まで約5ヵ月間とした。

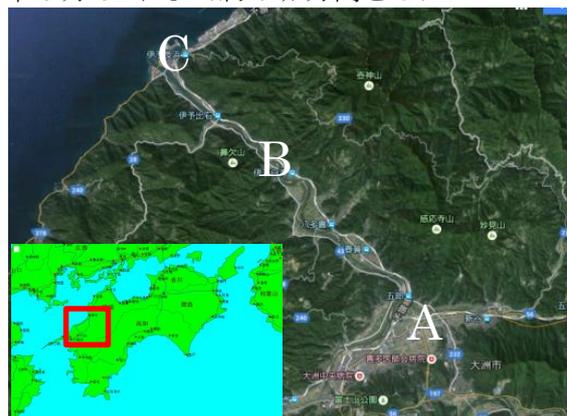


図2：観測地点

4. 観測結果

2015年11月2日～5日の現地滞在中に特別気象観測を行った。この間、大洲市は移動性高気圧に覆われ、現象を観測することができた。観測測器は正常に稼働し、「肱川あらし」発生時の気象データを得ることができた。測定データから、海陸風循環、V字谷通

過後の風速の増加，盆地内と河口の気圧差に応じて風速が変化すること，海陸風循環に伴った温湿度変化を確認することができた（図3，4）。また，山頂から見た盆地の夜の様子や，ドローンを用いた「肱川あらし」の全体映像などこれからの研究に役立つデータが得られた。

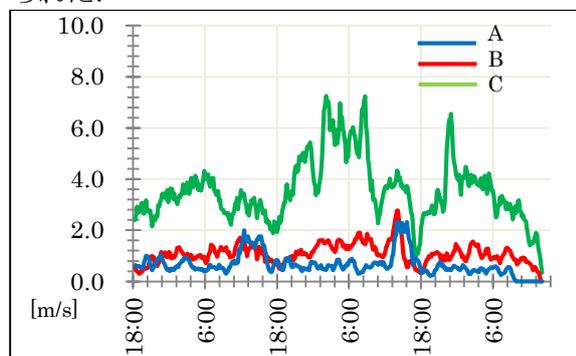


図3：風速の日変化（特定気象観測）

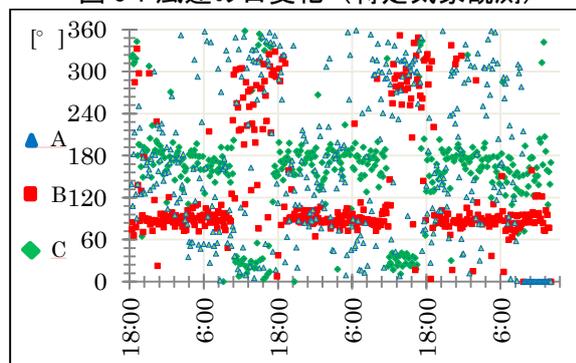


図4：風向の日変化（特定気象観測）

また，2015年11月5日から2016年3月31日まで長期間の定点観測を試みたが，データロガーに使われるSDカードとアプリケーションに不具合が生じたため，約1週間分のデータしか得られなかった（図5，6）。なお，このデータの取れた期間に「肱川あらし」は発生しなかった。

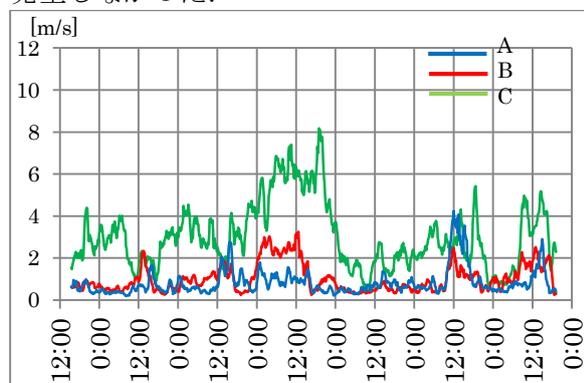


図5：風速の日変化（長期定点観測）

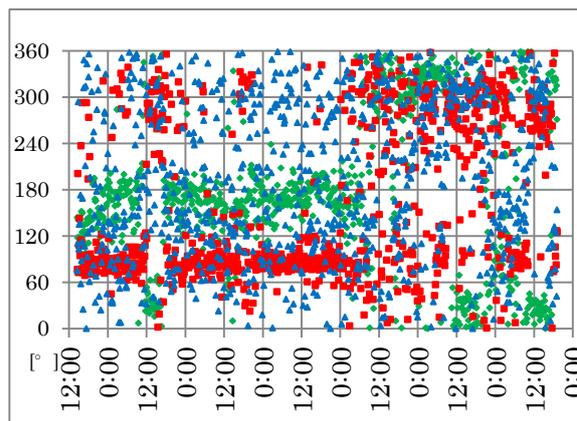


図6：風向の日変化（長期定点観測）

5. 結論

- 海陸風が吹走時に，V字谷通過後の風速増加が見られた。
- 「肱川あらし」発生時に，陸風18時間，海風6時間の独特な海陸風循環をしていることがわかった。
- 約5ヵ月間測器を動かしたが，測器の不具合により長期定点観測は失敗した。

6. 今後の課題

データロガーの不具合を解消し，再度長期定点観測を試みる。またV字谷前後の気圧分布が明らかになっていないため，観測地点を増やして詳しく調べたい。

大和橋付近の環境をさらに調べることで，土手で風速が弱かった理由やハイドロリックジャンプの存在を証明できると考える。

7. 参考文献

- (1)黒坂優・名越利幸(2016)：「愛媛県大洲市で発生する霧を伴った陸風「肱川あらし」の観測的研究」，第55回理科教育学会東北支部論文集，26頁
- (2)重田祥範・大橋唯太・寺尾徹・大澤輝夫(2013)：「愛媛県大洲市沿岸部で発生する局地風“肱川あらし”の鉛直構造」，天気，13-18頁
- (3)Yukiitaka Ohashi・Toru Terao・Yoshinori Shigeta・Teruo Ohsawa(2014)
In suit observational research of the gap wind “Hijikawa-Arashi” in Japan. Meteorol Atmos Phys.

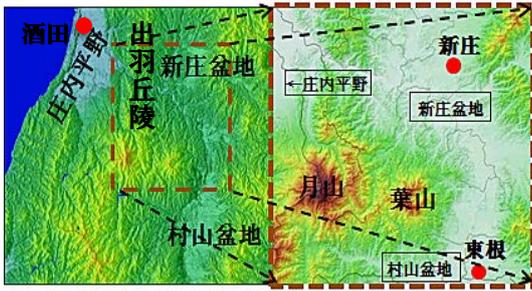


図1. 地形図 左:カミール 3D(50mメッシュ) 右:QGIS(5mメッシュ)
赤丸はアメダス地点

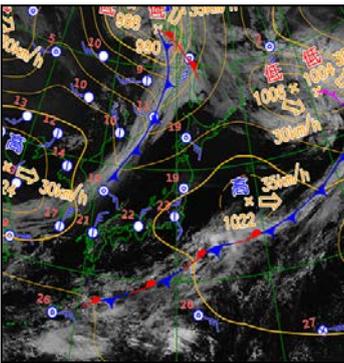


図2. 09JST 速報天気図と可視画像

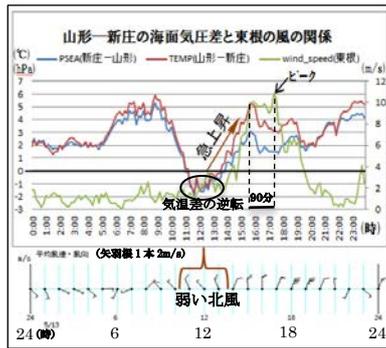


図3. 山形-新庄の海面気圧差と気温、東根の10分平均風速の関係(風向は下図矢羽を参考)

1. 調査の目的

山形県の東部にある村山盆地と新庄盆地は南北方向に開けた地形をしている(図1)。村山盆地の北側に位置するアメダス東根(山形空港)は、1年を通して北風が吹きやすい特徴がある。日本付近が高気圧に覆われ一般風が弱い状況下でも、アメダス東根では局地的な強風となり、10m/s以上の日最大風速を観測することがある。高野(2009)は新庄盆地と村山盆地の温度差から生じる気圧傾度力が山形空港に強い北風をもたらす要因であると言及している。本調査の目的は、高野が作成した概念モデルを基に、アメダス東根で局地的な北風をもたらした事例を再度検証し、さらなる概念モデルの発展を図ることである。

2. 調査期間と抽出条件

調査期間は2010年以降とし、高野(2009)が過去の統計から山形空港で北風事例数が多いと指摘する4~6月を対象とした。期間中にアメダス東根(以下東根と記述する)が北よりの風で10m/s以上の日最大風速を観測したのは44事例あり、この中から低気圧の通過や寒気の影響を受けず、さらに盆地間の温度差から生じる気圧傾度力が北風を強めるという観点から、1日を通して県内の広い範囲で日照を伴う日を調査対象として絞った結果、8事例が該当した。8事例で日最大風速を10m/s以上を観測した時間帯は16時~18時に偏った傾向が見られ、これは高野(2009)の調査結果とも一致している。

3. 8事例の総観場

抽出した8事例の総観場は非常に相似しており、①日本海上に中心を持つ高気圧が日本付近に張り出すパターンと②日本の東海上に中心を持つ高気圧に緩やかに覆われるパターンの2つに大別できた。①パターンは沿岸部の日照が内陸に比べ少ない傾向があるが、風の特徴は②と相似している。本調査では抽出した8事例の中から、東根で11.2m/s(NNE)の日最大風速を観測した2016年5月16日を調査対象日とした。

4. 2016年5月13日の総観場とアメダス酒田の実況

図2は5月13日09時(JST)の速報天気図に可視画像を重ねたものである。日本の東海上に中心を持つ高気圧が東日本に張り出し、沿海州付近には気圧の谷が接近していた。日本海側は南西風が卓越していたが、沿岸部に位置するアメダス酒田では次第に海風が顕著となり、日中は5m/s前後の西風が継続していた。

5. 盆地間の海面気圧差と東根の風の関係

図3は山形と新庄のアメダス実況から気温の差分と海面気圧の差分、及び東根の風(10分平均)の関係を表したものである。気温差(赤線)と海面気圧差(青線)は比例して変動している。東根の風(緑線)は日中2m/s前後の弱い北寄りの風だったが、盆地間の海面気圧差の急上昇に伴い次第に風速が強まり、15時を過ぎる頃には8m/sを越えた。そして日中の海面気圧差の上昇がピークを迎えた90分後の17時35分に11.2m/sの日最大風速を観測している。

図4は13日09時(JST)と17時(JST)の県内アメダスの気温と風の状況である。13日の朝は放射冷却の影響で盆地の冷え込みが強く、09時(JST)の気温は新庄盆地のほうが村山盆地よりも4度ほど低かった。図3の12時前後に見られる気温差の逆転は、新庄盆地に滞留した冷気が、弱い北風により村山盆地に流入したことが一時的に影響したものと推測した。盆地間の温度差が小さいこの時点では、まだ東根の風速の強まりは見られない。お昼過ぎには盆地間の気温差は再び大きくなるが、これは庄内平野からの海風が新庄盆地に流入したことによって村山盆地よりも気温の上昇が抑えられたことが影響したものと考える。この気温差が盆地間の気圧傾度力を大きくし、次第に北風を強めたと推測した。

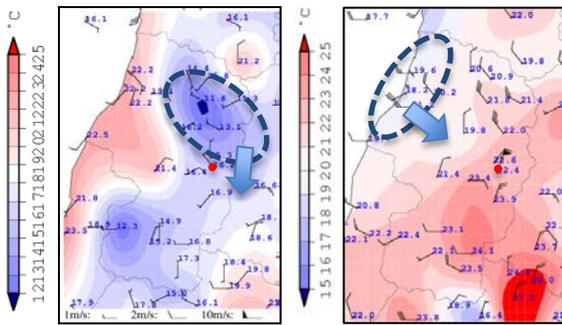


図4. 13日09時(左)と17時30分(右)のアメダス実況
(赤丸は東根) シェド:気温(高度補正なし)
風:矢羽1本2m/s、ハット1本10m/s

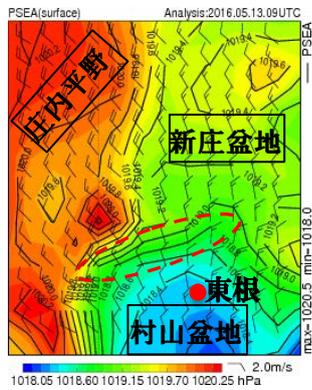


図5. M解析(13日18JST)
海面気圧(シェドとコンター)
地上風:矢羽1本2m/s 海面気圧(塗り)は寒色が低く、暖色が高い

題目番号 08

表 1. 数値実験計算設定一覧

	水平格子間隔		
	5km(親)	1km(子)	250m(孫)
初期値(UTC)	2016051300(M)	親のFT=3	子のFT=3
境界値(UTC)	2016051212(G)		
予報時間	12	9	3
積分間隔(sec)	24	5	1
格子数	130x130	110x110	230x250
格子中心	N38.8 E140.4	N38.6 E140.2	N38.8 E140.14
鉛直層	50		
Sub-grid対流	あり	なし	

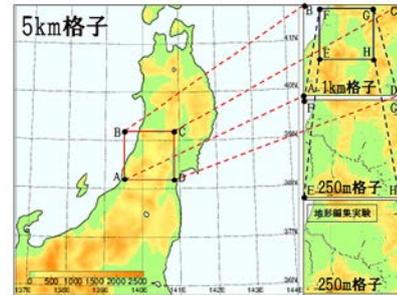


図 6. 計算設定領域と地形編集

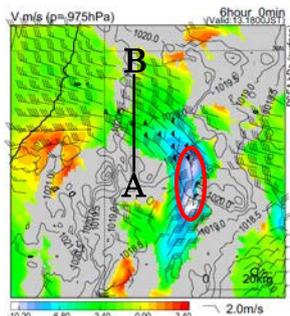


図 7. FT=6 18JST 予想
 カラー: 南北成分(m/s) 風: 矢羽 1本 2m/s へナント 1本 10m/s

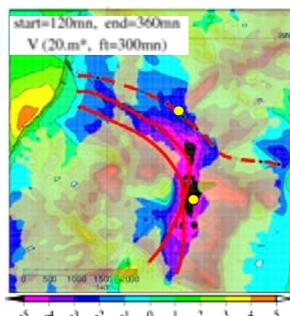


図 9. TRACCGI (前方流跡線解析)
 カラー: 南北成分(FT5)

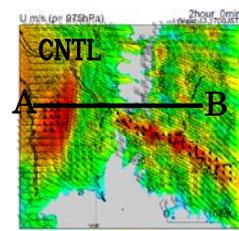


図 10. 17JST (FT2) カラー:
 東西成分(m/s) 風: 矢羽 1本 2m/s へナント 1本

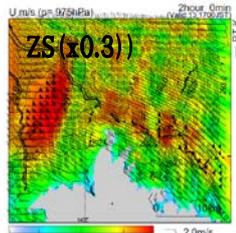


図 12. 地形編集実験
 (時間と要素は図 10 と同じ)

6. 気圧傾度力と北風強化

図 5 は解析 13 日 18 時 (JST) の海面気圧と地上風のである。東根は村山盆地と新庄盆地の境目付近にある気圧傾度の大きい部分の少し南側に位置している。解析値ではマス実況で見られたような東根付近の局地的な北風強化は見られていないことから、北風を強化させる要因は気圧傾度力だけでなく他の要因を含んでいた可能性がある。このため、気象庁非静力学モデル (以下 JMANHM) を用いた数値実験を行い、地形効果に着目した考察を試みた。

7. NHM 数値実験

7-1. 計算設定内容

JMANHM の計算設定内容の一覧を表 1、計算領域を図 6 に示す。250m 格子計算では、標準実験 (CNTL) のほか地形を編集した感度実験も行っている。尚、5km 格子と 1km 格子計算には 1km メッシュ地形、高解像度の 250m 格子計算には 50m メッシュ地形を用いている。

7-2. 計算結果

7-2-1. MSM の東根付近の北風予想 (5km 格子計算)

13 日 00UTC の MSM を初期値とした 5km 格子計算の地表付近の気温予想は実況と対応が良く、東根付近の北風も予想されていたが、風速は弱い予想であった。盆地間の温度差が小さくなると北風は西風へと変わり奥羽山脈へと抜けていった (図省略)。このことは、東根付近の強い北風が盆地間の熱的作用の影響を強く受けている可能性を示唆している。MSM では予想されなかった東根付近の強い北風の再現性を高めるため、格子間隔を 1km にダウンスケールした数値実験を行った。

7-2-2. 最上峡谷の局地風と流跡線解析 (1km 格子計算)

図 7 は 18JST (FT6) の 975hPa の南北成分 (m/s) と風である。海上から流入する庄内平野の西風は、出羽丘陵の鞍部である最上峡谷に流入し風速が強化されている。このように谷筋に沿って吹く局地風は地峡風と呼ばれ、峡谷から平野へ吹き出すのが特徴である。図 8 は出羽丘陵すぐ東側の線分 A-B 鉛直断面構造である。谷底の低い温位線が、地峡風の進行方向 (図の手前側) 左側斜面を上昇している。これは最上峡谷から新庄盆地に吹き出す 10m/s 以上の強い地峡風に伴ったコリオリ力の影響と思われる。図 9 は FT120~360 分の計算結果から TRACCGI を用いた前方流跡線解析である。プロット間隔は 20 分で 17JST (FT5) の南北成分を重ねている。庄内平野から出羽丘陵を超えたトレーサは、南北成分の強い負の領域に沿うように南側へ進行していく。10m/s の局地的な強風を観測した東根は北成分の強い領域に位置していた (図 7 赤枠)。

7-2-3. 地峡風の強化要因の考察 (250m 格子計算)

「おろし風」の力学的作用と結びつけて論じられることが多い「地峡風」は、総観スケールの風と地形の影響を強く受ける現象であると推測できる。図 10 は 17JST (FT2) の 975hPa の東西成分と風である。海上から流入した西風は、一旦丘陵西側の山麓でせき止められ風速が弱められてから最上峡谷に流入している。峡谷に流入した西風は水平収束し、再び加速しながら

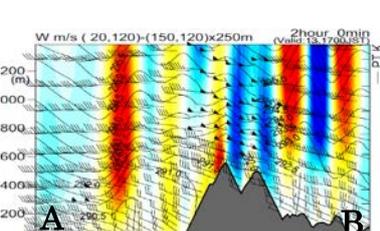


図 11. 線分 A-B 断面図 カラー: 鉛直流(m/s)
 風: 矢羽 1本 2m/s へナント 1本 10m/s

8. まとめ

実況と NHM 実験結果から北村山での局地的な北風について、以下の通り考察した。

- ① 庄内平野に流入した西風は丘陵西側の山麓で収束し弱まる。
- ② 最上峡谷に流入した西風は水平収束により再び加速され新庄盆地の比較的狭い範囲へ流出。
- ③ 新庄-村山盆地間の気圧傾度力により、新庄盆地に吹き出した風は南側へ曲げられる。
- ④ 北成分の強い場所に位置している東根付近で北風は加速され、局地的な強風に見舞われた。

参考文献

堀口郁夫ほか 2004: 局地気象学、斉藤和雄 1994: 山越え気流について (おろし風を中心として) 天気 41.11(731-750)、高野健志 2009: 平成 21 年度仙台管区調査研究会資料(121-122)

JMANHM を利用した月山周辺の風に関する調査～清川ダシ～

☆佐藤 咲季 丹野 咲里 安久津 俊幸 (山形地方气象台)

1. はじめに

山形県清川地区を中心とした地域に春から秋頃にかけて吹く東寄りの強風を「清川ダシ」と呼んでいる。この強風は数日間連続して吹くために、しばしば農作物被害をもたらしており、月山ジオパーク推進協議会でも「どうしてこの地域で風が強いのか？」と話題に取り上げられている。また、過去の調査(山岸・加藤、1996)では、清川ダシは奥羽山脈や出羽丘陵を波源とする山岳波によるおろし風の効果に加え、最上峡谷内での東風の水平収束によってもたらされると示している。

今回の調査では、まず、気象庁非静力学モデル(以下、JMANHM)を用いることで、東風の時に清川周辺で強風域が見られるか再現実験を行った。また、地形に関する感度実験を行うことで、過去の調査で述べられている地形による効果がどのような空間的変化をし、奥羽山脈と出羽丘陵のどちらが、より強風の発生に影響を与えるのかを調査した。

2. 調査方法

北高南低の東風が吹きやすい場であった 2016 年 5 月 10 日の事例について再現実験を行った。その後、地形の影響を見るため奥羽山脈の標高を 300m に変更したものと、出羽丘陵を 50m に変更したものでそれぞれ感度実験を行った。

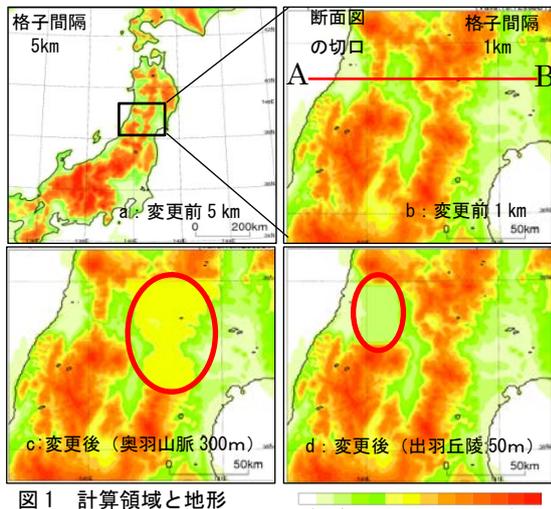


図 1 計算領域と地形

3-1. 実況

21JST の実況天気図を図 2 に示す。北高南低の気圧配置となっており、地上では東南東風、850hPa では南風となっていた。

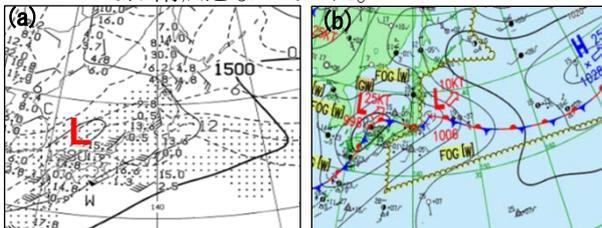


図 2 2016 年 5 月 10 日 21JST の 850hPa 高層天気図 (a)、地上天気図 (b)

10 日 9 時からの狩川、鶴岡、新庄アメダスの平均風速の時系列図を図 3 として示す。狩川では南東風から東南東風に変化した 16 時で風速の強まりを見せ、23 時に約 16m/s の最大の風速となっている。一方、新庄や同じ庄内地方である鶴岡での風速は、約 5m/s でそれほど強くなかった。

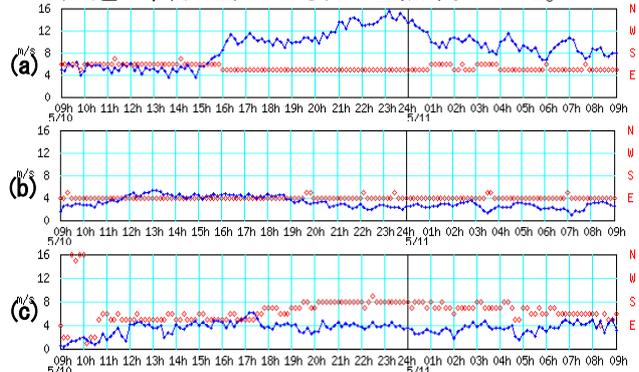


図 3 狩川 (a)、鶴岡 (b)、新庄 (c) の平均風速の時系列図 (2016 年 05 月 10 日 9 時～2016 年 05 月 11 日 9 時)

10 日 15JST (強風前) と 23JST (強風時) の平均風速の平面図を図 4 に示す。これにおいても狩川周辺でのみ強風の領域が見られているので、一般風がそれほど強い場ではなかった。

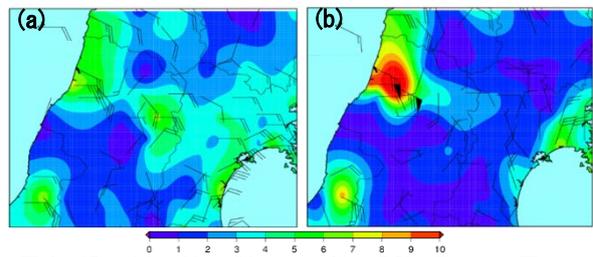


図 4 15 時 (a)、23 時 (b) のアメダス観測の風速平面図

3-2. JMANHM による再現実験

まず水平格子間隔 5km で計算した結果、ウィンドプロファイラの実況やアメダスの風観測の実況等と概ね一致していたため、ネスティングを行い、格子間隔 1km で計算を行った。強風時の水平風速の平面図が図 5 である。実況とは絶対値に差があるものの、狩川周辺以外の一般風の様子や狩川周辺での風向と強風域が概ね再現されている。過去の調査と同様に狩川に強風域が存在しているが、出羽丘陵の西側にも南北(丘陵に沿う)に強い部分が見られていることがわかった。

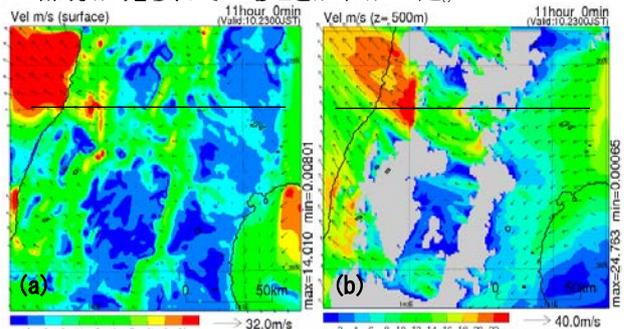


図 5 23 時の水平風速(地形変更前) (a) 地表面、(b) 500m 断面

清川周辺の風速の時間高度断面図をとると、約 800m 付近から上では弱い南寄りの風が吹いており、風速が強い部分は高度 200~600m に位置している。これは過去の調査研究とは多少のずれがあるが概ね一致している。

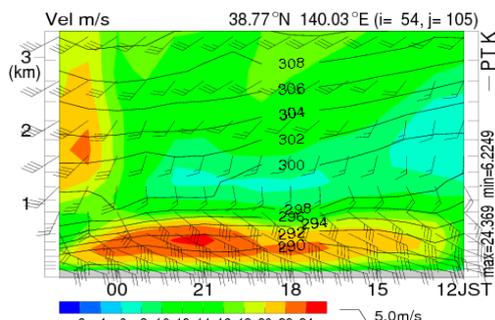


図6 12時~02時の水平風速と温位の時間高度断面図

図1-bの線分ABのように断面図を取り、鉛直流と温位、水平風速について描画したのが図7である。風上側では290Kの温位は約800mにあるが、出羽丘陵を超えたところで約300mまで下降している。また、風下側の約800mで約296Kと風上側より高い温位となっている。奥羽山脈により上昇した風が山を越えたところで重力流によって加速し、再度出羽丘陵での上昇と下降により、更なる加速が加えられることによって庄内地方側での強風をもたらしていると考えられる。

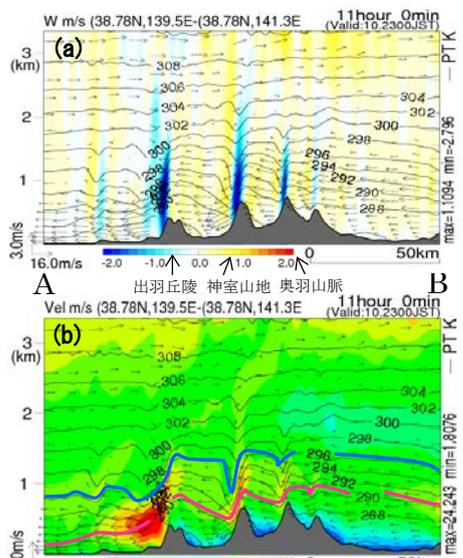


図7 23時の鉛直流(a)と水平風速(b)の断面図

3-3. JMANHMによる地形変更後の計算結果

3-2の実験で実況を概ね再現できていたため、奥羽山脈と出羽丘陵の地形を図1(c)、(d)のように変更し、計算を行った。図5(a)に対応する結果が図8・9(a)、図5(b)に対応する結果が図8・9(b)である。地表面では若干強風域が狭まり、出羽丘陵を変更したものがより縮小した(図8・9(a))。

500m面では、奥羽山脈を変更したものは庄内の強風域の範囲に大きな変化は見られなかった。奥羽山脈の標高を低くすることによって、若干風速が弱まるものの、出羽丘陵でのおろし風による加速があるため、地形変更前と大きな変化は見られなかったものと考えられる。一方、出羽丘陵を変更したものは酒田や新庄の風速が比較的強まり、狩川の風速は比較的弱まっている(図8・9(b))。奥羽山脈のおろし風により、最上地方でも風速が強まったが、出羽丘陵での更なるおろし風の加速が得られないため風速が弱くなったのではないかと推測した。

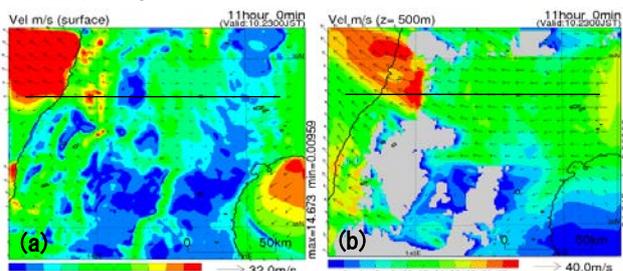


図8 23時の水平風速(奥羽山脈300mに地形変更後)

(a) 地表面、(b) 500m面

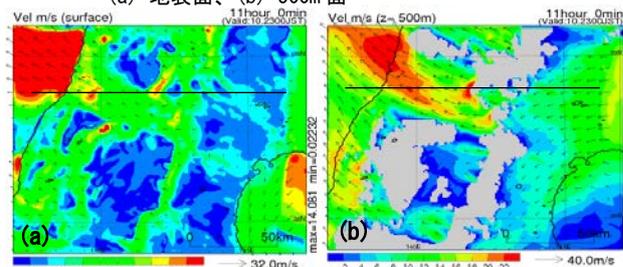


図9 23時の水平風速(出羽丘陵50mに地形変更後)

(a) 地表面、(b) 500m面

4. まとめ

月山ジオパーク推進協議会の設立をきっかけに、清川ダシの発生原因となっている地形の影響をJMANHMを用いて調査した。清川ダシの強風域は、清川地区だけでなく、出羽丘陵の西側にも南北に風速の強い部分が見えることが分かった。また、その強風は奥羽山脈と出羽丘陵の両方の効果によってもたらされるが、感度実験をしてそれぞれの標高を低くしたことで、出羽丘陵のおろし風の効果がより効いて、清川地区周辺に強風をもたらしている可能性があることがわかった。

【参考文献】

山形の気象百年誌 H4.3、P51
 山岸米二郎・加藤廣「山形県北部の局地強風の発現機構の考察」(1996)
 仙台管区気象台・秋田営林局・山形県「清川ダシ」風害調査報告抜粋(1950)
 佐々木幸雄「NHMから見た清川だしの構造」(2002)
 鈴木秀典「平成6年6月19~20日にかけての清川ダシについて」(1994)

一般風西より時の仙台空港の局地的な東風について

☆佐々木 悟 小嶋 祐人 (仙台航空測候所)

要旨

宮城県内で西よりの風が卓越する中、仙台空港周辺では予想に反して局地的に東よりの風になることがある。今回の調査で、この現象は西高東低の気圧配置時に多く発生していることと、仙台空港の上空 925hPa 面の風が西～北西で、20 kt 以下のときに発生しやすいことがわかった。また、現象発生を構造を検討するために、気象庁非静力学モデル(JMANHM)による事例解析を行ったところ、奥羽山脈等の風下側で下降流域から上昇流域に循環する東成分の風を確認した。

1 はじめに

平成 28 年度の航空気象予報技術検討会では、短時間先の予測技術の向上を目的に、モデルやガイダンスが不得意で予想が難しい気象現象について、現象の構造を解析し、予報測につながる着眼点を見出すことに取り組んでいる。本調査はその作業の一環で、仙台空港周辺で発生する局地的な東風について、現象が発生したときの気圧配置や上空の風の状況を調査し、また、発生要因を検討するために、過去調査の確認と気象庁非静力学モデル(以下、JMANHM)による解析を行った。

2 事例抽出と調査方法

調査期間は 2015 年 1 月 1 日～2016 年 9 月 30 日で、宮城県内の毎時のアメダス風分布を確認し、海風の流入の影響はなく、仙台空港を含む周辺アメダスだけが東よりの風になった事例を抽出し(62 事例)、総観場や毎時大気解析から上空の風の状況を調査した。また、東よりの風を予想できず、飛行場予報を修正した 2015 年 10 月 14 日と 2016 年 4 月 30 日の事例を対象に、JMANHM の格子間隔 5km を親モデルとし、格子間隔を 1km にネステイングして解析を行い、現象発生を構造について検討した。

3 現象発生時の気圧配置と上空の風の状況

現象が発生したときの気圧配置は、西高東低が 44 事例と一番多く、中でも気圧の傾きが小さいときに多く発生していた。以下、高気圧前面が 8 事例、寒冷前線やシアラインの通過後が 7 事例、三陸沖の低気圧が 3 事例となっていた。仙台空港上空の風を毎時大気解析により 975、950、925、850hPa 面について調査した結果、925hPa の風との関係が比較的強く、風向が西～北西で、風速が 20kt 以下のときに現象が多く発生しており、20kt を超えた場合、現象の発生は一時的だった。

4 現象発生を要因(過去調査の確認)

仙台空港周辺だけが東よりの風となる要因として、葛巻(1991)は、地上実況や航空機観測、気象庁数値予報課の 10km メッシュモデルによる計算結果から模式図を作成し、「西よりの山越えの風が蔵王山等の地形の影響を受けて、山の風下側で回転する風が想定される」としている。一方で、川上・加藤(2008)は、JMANHM(格子間隔 1km)の数値実験結果から、「蔵王山の風下側の弱風域とその南側の強風域により、空港の南東側にあたる仙台湾には反時計回りの循環が形成され、その一部が仙台空港に達する」と指摘している。現象発生を構造について両者の見解に相違はあるものの、現象の発生は奥羽山脈等の地形が影響しているという点に違いはない。

5 2015 年 10 月 14 日と 2016 年 4 月 30 日の事例解析

(1) 総観場と風の実況経過

2015 年 10 月 14 日 00UTC と 2016 年 4 月 30 日 00UTC の 500hPa 及び 850hPa、地上天気図では(図略)、北日本は北西流の場で、西高東低の気圧配置となっており、東北地方は気圧の傾きがやや大きく、西よりの風が卓越する場となっていた。仙台空港では両日、モデルやガイダンスの西よりの風の予想に反し、朝から昼過ぎ、又は夕方にかけて東よりの風が吹いた。

(2) JMANHM の計算結果

2015 年 10 月 14 日 00UTC を予想した地上風を図 1 に示す。宮城県内は西よりの風の所が多く、仙台空港付近も西風の予想だったが、蔵王山の東側には弱いながらも東成分の風の領域があり、アメダスの風分布(図 2)と概ね対応がよかった。東成分を持った領域を通る鉛直断面図(風・温位・鉛直流)を図 3 に示す。高度約 800m より上空では西成分の風となっているのに対して、これ以下では東成分の風となっている層が多い。蔵王山の風下側には西から下降流域と上昇流域が交互にみられ、下降流域から上昇流域に循環する東成分の風が計算されている。

2016 年 4 月 30 日 00UTC を予想した地上風を図 4 に示す。宮城県内は西よりの風の所がほとんどで、東成分を持った領域は蔵王山の東側のごく狭い範囲にみられる程度で、アメダス風分布(図略)のように県南部の東よりの風の領域は計算されなかった。東成分を持った領域を通る鉛直断面図を図 5 に示す。蔵王山の風下側ごく一部に東成分の風の領域がみられるだけで、ほぼ全層西成分の風となっており、前述の事例のように下降流域から上昇流域に循環する風は計算されなかった。前述の事例に比べ高度 1km より上空の風が強いことから、下降流域から上昇流域に循環する風の形成に山越えの西よりの風の強さが関係していると考えられる。なお、両事例で仙台湾に反時計回りの循環は確認できなかった。また、モデルは仙台空港の東よりの風を予想できていなかったが、これはモデルの地形と実際の地形の違いが影響していると推測される。

題目番号 10

6 まとめ

仙台空港周辺の局地的な東よりの風は、西高東低の気圧配置時でもその中でも気圧の傾きが小さいときに多く発生していることと、仙台空港の上空 925hPa 面の風が西～北西で、20 km t 以下のときに発生しやすいことがわかった。また、JMANHM による解析では、奥羽山脈等の風下側で下降流域から上昇流域に循環する東成分の風を確認し、この形成には山越えの西よりの風の強さが関係していると考えられる。今後は、奥羽山脈付近の風の鉛直分布等の解析を進め、実況監視や予報測につながる着眼点を見出したい。

参考文献

- 葛巻、1991：北西場における仙台空港の局地的な東風について（研究時報 43 巻 2 号）
- 川上・加藤、2008：仙台空港における風の特徴の解析 “一般風西より時の仙台空港の東～南東風”（平成 20 年度仙台管区調査研究会資料）

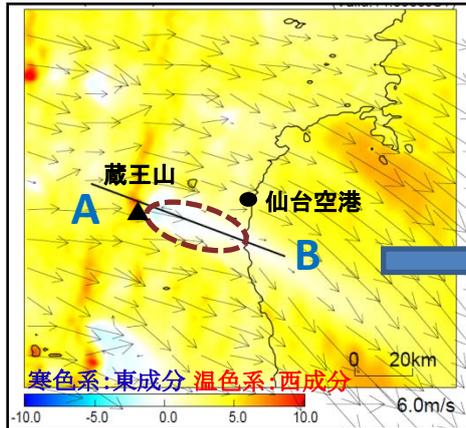
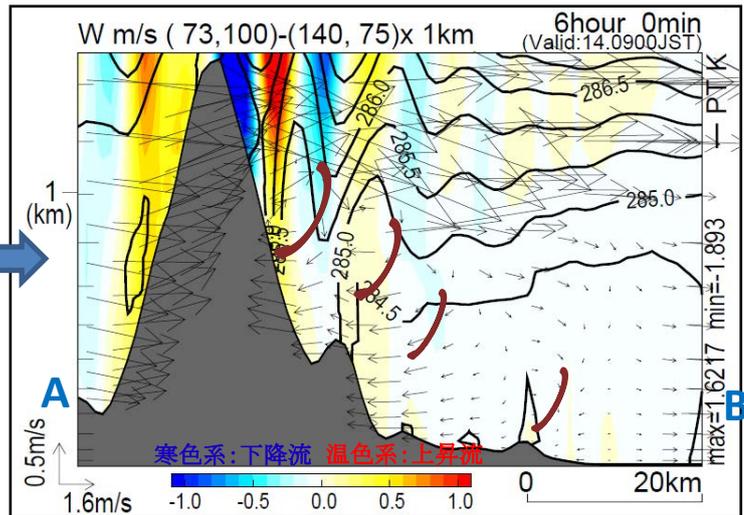


図 1 地上風の予想図 10 月 14 日 00UTC



JMANHM 格子間隔 5km (10 月 13 日 15UTC 初期値) を親モデルとし、格子間隔を 1km (10 月 13 日 18UTC 初期値) にネスティング

図 3 地上風が東成分を持った領域の鉛直断面図
風、温位、鉛直流 2015 年 10 月 14 日 00UTC

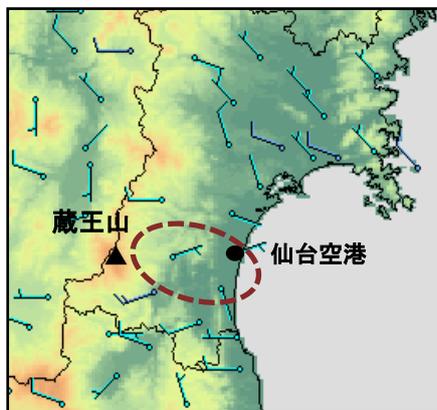
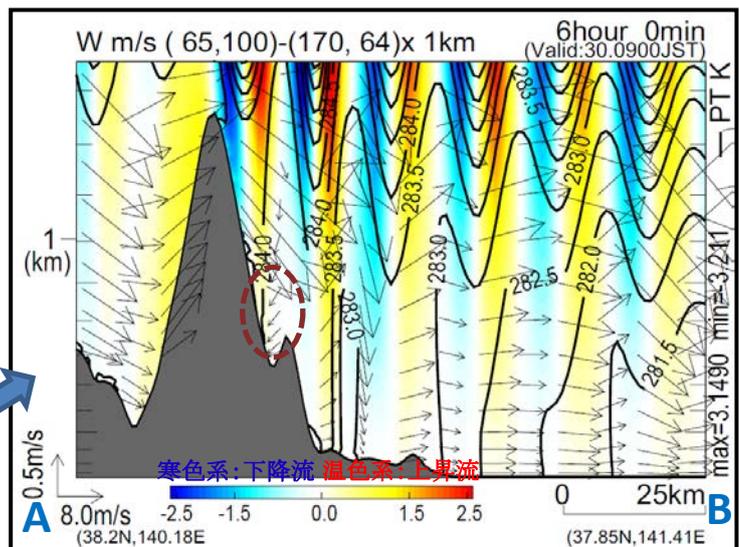


図 2 アメダスの風分布図 10 月 14 日 00UTC



JMANHM 格子間隔 5km (4 月 29 日 15UTC 初期値) を親モデルとし、格子間隔を 1km (4 月 29 日 18UTC 初期値) にネスティング

図 5 地上風が東成分を持った領域の鉛直断面図
風、温位、鉛直流 2016 年 4 月 30 日 00UTC

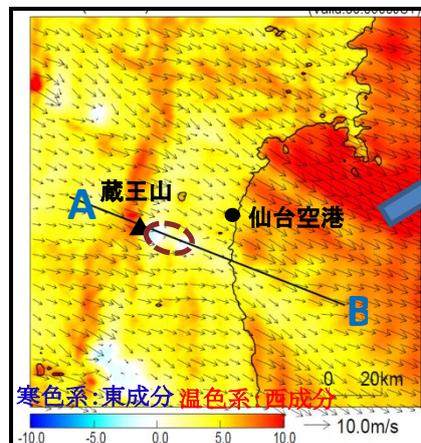


図 4 地上風の予想図 4 月 30 日 00UTC

2016年8月9日小名浜の猛暑事例について

福島地方気象台現業班 高須 健嗣

1. はじめに

2016年8月9日は小名浜特別地域気象観測所(以下、小名浜)で日最高気温が35.5度と9年ぶりの猛暑日を観測したほか、関東地方でも沿岸部を含め広い範囲で気温が上がるなど、普段気温の上がりにくい地点でも猛暑日を観測した。小名浜は海岸近くに位置しているため日中は海風が入りやすく、夏季でも真夏日となる日は少ない。本調査では主にフェーンに着目した気象庁非静力学モデル(以下、JMANHM)による解析を行い、フェーンに対する理解を深めることとした。

2. 実況

当日は台風第5号が三陸沖を北上したため東日本から北日本は気圧の傾きが大きくなっており(図1左上)、小名浜では阿武隈高地からの乾燥した山越え風が強まり、日中は8m/s前後の北西風が持続していた。当日09時(JST)の高層観測では、日本海側の輪島で850hPaの気温が16.6度と平年より1.7度低い一方で、太平洋側の館野で22.0度(平年差+4.1度)と、顕著な気温差がみられた。水蒸気画像では日本海から乾燥域が流入し(図1右上)、太平洋側を中心に広い範囲で晴れていたが、下層では台風を起源とする暖湿気流入に伴い日本海側の山沿いで対流雲が発達し局地的に降水が強まっていた(図1下)。太平洋側の各地で午前中から気温の上昇が激しく、福島県では日最高気温が小名浜で35.5度(12時19分)、アメダス新地で34.7度(13時05分)と共に観測史上4位の気温を記録するなど浜通りを中心に猛暑となったほか、茨城県のアメダス常総で37.4度、千葉県のアメダス茂原で38.7度を記録するなど、関東地方沿岸部では小名浜よりも一段高い気温を観測していた。一方で日本海側の新潟市では29.9度と太平洋側との気温に大きな隔たりがあった。

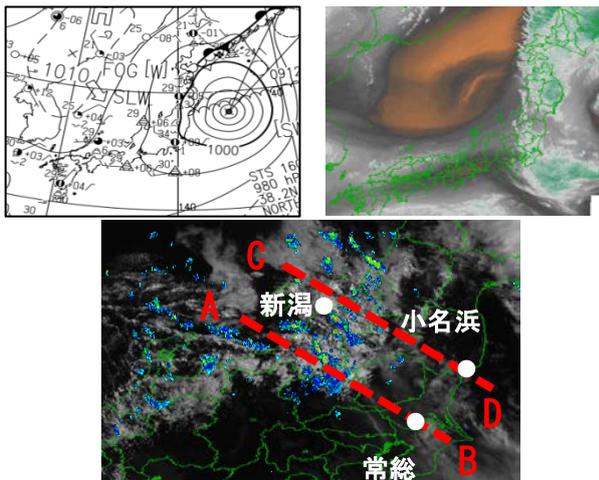
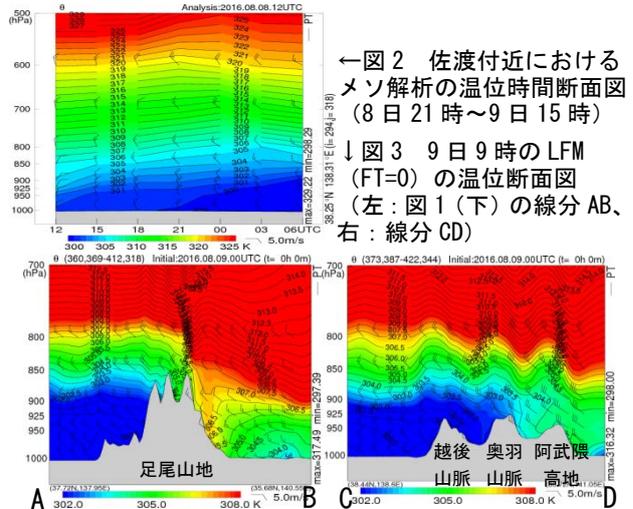


図1 9日9時における地上天気図(左上)、水蒸気画像(右上)、衛星可視画像とレーダーエコー(下)

3. 現業モデルの解析値

図2は水蒸気画像で乾燥域が流入していた佐渡付近におけるメソ解析の温位の時間変化(8日21時~9日15時)であるが、猛暑となった9日日中

は等温位線の下降はなく、沈降場による顕著な断熱昇温はみられない。図3は図1(下)の線分AB、CDにおけるLFM(FT=0)の温位断面図である。AB断面では日本海側下層の低温位な気塊は標高の高い足尾山地にせき止められ、その上空の高温位の気塊が太平洋側の関東平野に流れ出し高温をもたらしている様子がみられる。一方でCD断面では、日本海側の低温位な気塊の一部は標高の低い奥羽山脈や阿武隈高地を越え、太平洋側で弱いながら寒気移流場となり、小名浜付近では関東平野に比べ気温の上昇が抑えられている。



←図2 佐渡付近におけるメソ解析の温位時間断面図(8日21時~9日15時)

↓図3 9日9時のLFM(FT=0)の温位断面図(左:図1(下)の線分AB、右:線分CD)

4. JMANHMによる数値実験

太平洋側に高温をもたらした気塊の軌跡や、日本海側における降水の影響について調べるためJMANHMによる数値実験を行った。解像度5kmから2kmへネスティングを行い、雲物理過程を考慮した標準実験と、雲物理過程を除去したドライモデルによる感度実験を行った。実験の計算領域、詳細な計算設定は図4、表1の通りである。

図5に新潟と小名浜における各実験の気温、風向風速の時間変化を示す。標準実験では全体的な環境場は概ね再現できているものの、日本海側の降水表現が実況より弱く(図略)日射が強かったためか、新潟では日の出後の気温は全般に実況より高く推移している。また感度実験では雲による日射の遮蔽が無いいため、標準実験より1~2度高い気温を計算している。一方で小名浜では、標準実験では実況に比べて日中の風速が弱く、午前中の気温の上昇が小さいなど、フェーンによる朝方の昇温の予測は過小となっている。また感度実験では風向が実況や標準実験から大きく変わっており、標準実験より1~2度低い気温を予想している。

空気塊が山を乗り越えるか迂回するかの指標にフルード数($Fr = u/N(h-z)$), u は風速, N はブラントバイサラ振動数, h は山の高さ(ここでは $h=2000m$ とする), z は高度)があり, $Fr > 1$ のとき気流は山を乗り越えやすく, $Fr < 1$ のとき迂回しやすい。標準実験と感度実験における $z=700m$

面のフルード数の分布を図6に示す。標準実験では対流活動や降水現象の結果日本海側下層で安定度が高まり、日本海側でフルード数が1を下回り、気流が脊梁山脈にせき止められやすい場となっている。一方で、感度実験では日射の影響により安定度が低下し、フルード数は1を上回っている。図7は小名浜沿岸と関東平野の高度1kmを基点として行った後方流跡線解析の結果である(赤線は標準実験、黒線は感度実験)。標準実験では、いずれも上空から下降している気塊が多く、ドライフェーンの特徴を示しており、特に関東平野に入ってくる気塊は日本海側の高度2km~3kmと高い高度を進んできている。一方で、小名浜付近に達した気塊は、高度変動が小さく、奥羽山脈や越後山脈の谷筋を経由しており、関東平野へ進んてくる気塊より低い高度をわたってくるものが多い。また、感度実験では、標準実験より低い高度から山越えしているが数は少ない。図8に標準実験で山越えしてきた気塊の温位の時間変化を示す。トレーサー①は足尾山地経由後に3~4K程度温位が上昇しており、ウェットフェーンの効果であると考えられる。それに対し、小名浜沿岸に達した気塊は全般に山越え前後で温位の上昇が小さいものが多いが、この要因として、山の起伏が緩やかであるため気塊が上昇時に受け取る潜熱量が少ないこと、山越え時に気塊から雲水が効率よく分離されず蒸発による冷却が起こったこと等が考えられる。

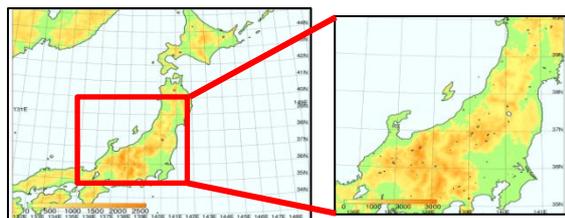


図4 JMANHMの計算領域(左:親モデル、右:子モデル)
表1 JMANHMの計算設定

	親モデル	子モデル	
		標準実験	感度実験
初期時刻	9日00時	9日03時	
解像度	5km	2km	
対流パラメタリゼーション	KFスキーム	雲物理過程のみ	なし(ドライモデル)

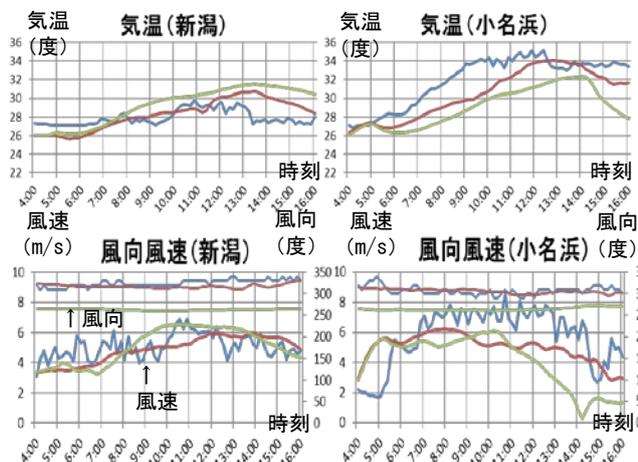


図5 新潟(左)と小名浜(右)における気温(上)と風向風速(下)の時間変化(青線は実況、赤線は標準実験、緑線は感度実験)

感度実験では太平洋側で標準実験より3~4度気温が低下しており(図略)、前述の流跡線解析の結果と整合的であるが、ドライモデルによって計算領域全体の環境場が変わっているため、ウェットフェーンの効果として妥当かどうかの解釈は慎重に行わなければならない。

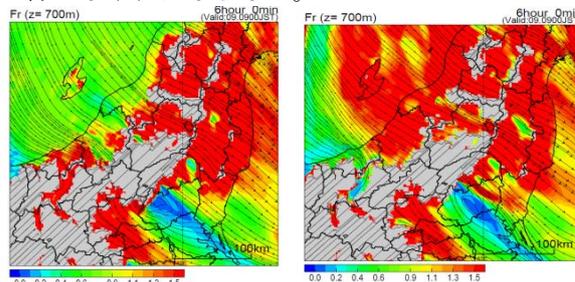


図6 9日09時のz=700m面におけるフルード数の分布(左:標準実験、右:感度実験)

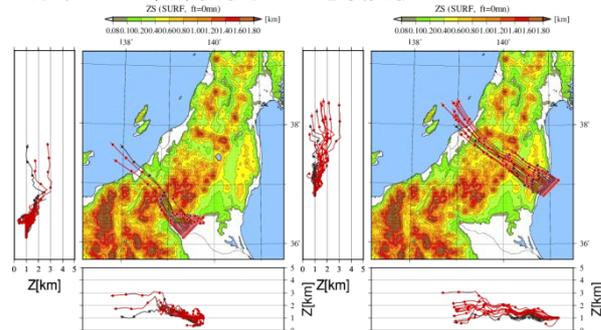
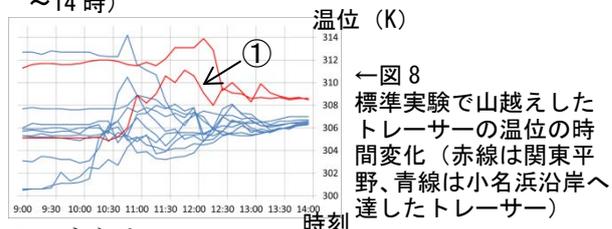


図7 z=1000mにトレーサーを置いた後方流跡線解析の結果(赤線:標準実験、黒線:感度実験、9日09時~14時)



温位 (K)

← 図8

標準実験で山越えしたトレーサーの温位の時間変化(赤線は関東平野、青線は小名浜沿岸へ達したトレーサー)

5. まとめ

本事例の猛暑は、日本海側上空の高温位な気塊が太平洋側に吹き降ろすことで昇温するドライフェーンと、より低層の湿潤な気塊が山越え時に熱力学的過程を経ることで昇温するウェットフェーンの両方の性格をもつことがわかった。また小名浜では、風上側の起伏の緩やかな地形の影響を受け、関東平野ほど高温とはならなかった。フェーンによる猛暑は、一般的に日本海低気圧進行時に南よりの風に伴って日本海側で発現することが多い。それに対し、太平洋側で猛暑となるには、風下側で高温をもたらすのに十分な暖気を伴った北よりの強い一般風や、風上側下層で対流活動をもたらすだけの暖湿気の流入等が求められるが、夏季にこれらの条件を満たす事例は、台風等の熱帯擾乱の通過時に限定されると考えられる。

6. 参考文献

- 渡邊司・西畑秀則・高橋未来(2013)「2011年7月27日十和田市で発生した記録的短時間大雨の事例解析」、平成25年度東北地方調査研究会。
- 浅井富雄・新田尚・松野太郎(2000)『基礎気象学』朝倉書店。

2013年5月13日の仙台山形の気温差をもたらした要因

○岩場遊、岩崎俊樹（東北大院・理）

要旨

2013年5月13日、仙台と山形の最高気温差が17.7℃に達した。この差は過去最大であった。このようなメソスケールの極端現象が発生したメカニズムを明らかにするため、JMA-NHMを用いて水平解像度2kmのシミュレーションを行い、さらに流跡線解析や感度実験を行った。その結果、SSTや上空の温位の偏差、山岳波の発生等、複数の要因が重なって今回の気温差をもたらされたことが分かった。

1. はじめに

2013年5月13日、仙台と山形の最高気温差が17.7℃に達した。図1に15時の気温を示す。奥羽山脈を挟んだ明瞭な気温コントラストがみられる。図2に9時の天気図を示す。オホーツク海に高気圧があり、太平洋側に張り出している。

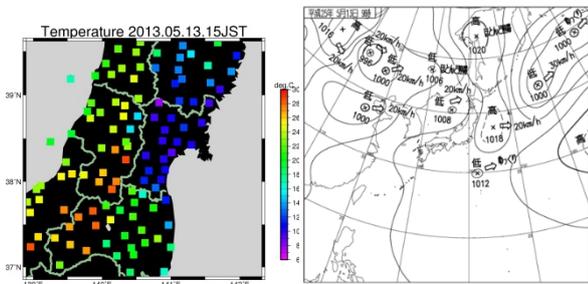


図1 15時の気温 (アメダス) 図2 9時の天気図

2. 手法

JMA-NHMを用いてウンスケールを行った。水平解像度を2kmとし、初期値境界値にはメソ解析、SSTにはMGDSSTを用いた。初期時刻は5月11日21時とした。

3. 結果と考察

3.1 ダウンスケールの結果

ダウンスケールの結果を示す。図3は15時の地上の気温と風の結果、図4は温位と風のz-x断面図である。

仙台と山形の気温差は約12℃であった。仙台では気温が観測より5℃程度高かった。

図4より、太平洋側の冷氣層が奥羽山脈より低かったため、山形に到達できなかったと考えられる。また、山岳波が発生し、山形盆地では鉛直風

速が大きい。

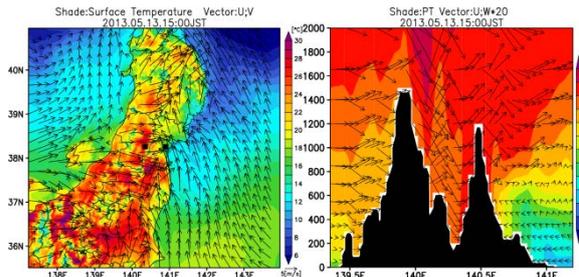


図3 15時の地上気温と地上10mの風 図4 15時の温位と鉛直風速は20倍に誇張

3.2 流跡線解析の結果

ダウンスケールの結果から後方流跡線解析を行った。仙台と山形の地上50mにそれぞれ10個のパーセルをランダムに配置し、到達した空気塊の流跡線を平均した。計算時間は仙台が30時間前まで、山形が6時間前までである。

図5に15時に到達した流跡線、図6に流跡線に沿った物理量の変化を示す。

仙台の空気の起源は海上の冷たい空気、一旦南下後北に向きを変えて仙台に到達している。この間の気温はSSTに拘束されている。

山形の空気の起源は日本海の上空約1200mにあり、温位がほぼ一定の状態で山形に到達していることが分かった。

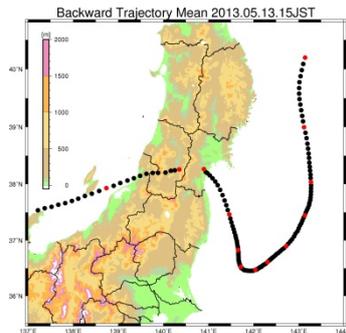


図5 15時に到達した流跡線 赤は3時間毎

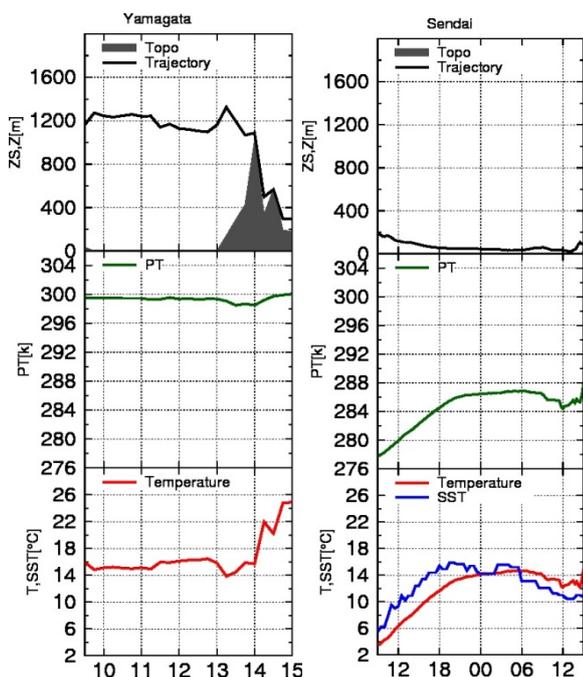


図5 流跡線に沿った断面図

左：山形 右：仙台

黒：高度 緑：温位 赤：気温 青：SST

3.3 総観場との比較

前述の流跡線解析の結果をもたらした総観場を調べるため、JRA55 と比較した。

図6は JRA55 の地表面データに流跡線の位置をプロットしたものである。仙台に到達した空気は12日15時に太平洋にある低気圧西側の風で南下し、その後オホーツク海高気圧から張り出した高圧部南側の風で北へ向いたと考えられる。

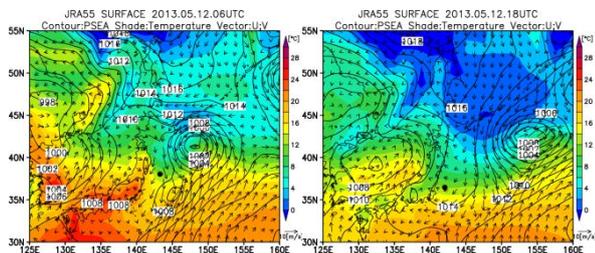


図6 JRA55 地表面 気温・気圧・風

左：12日15JST 右：13日03JST

黒点は流跡線の位置

図7は JRA55 の 850 hPa 偏差データである。13日15時の東北南部の上空の温位は約4度の正偏差が分布しており、これが山形の高温に寄与し

ていると考えられる。また13日3時の分布より、高温位の空気は日本海を東進する低気圧によって運ばれてきたことが分かる。

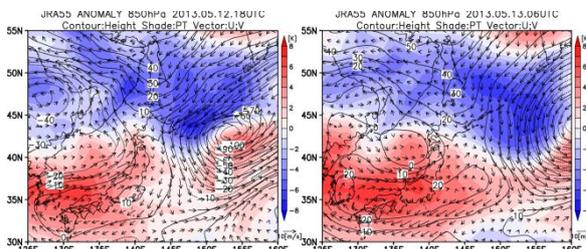


図7 JRA55 850 hPa 気温・気圧・風の偏差

左：13日03JST 右：13日15JST

4. 感度実験

流跡線解析より、仙台の気温への SST の影響が示唆された。図8は13日の SST 偏差で、最大6°Cの負偏差がみられる。この影響を調べるため、OISST の気候値を入力する感度実験を行った。

図9は仙台の気温のコントロールランとの比較である。約5°Cの気温上昇があり、SST 偏差に対応していることが分かる。

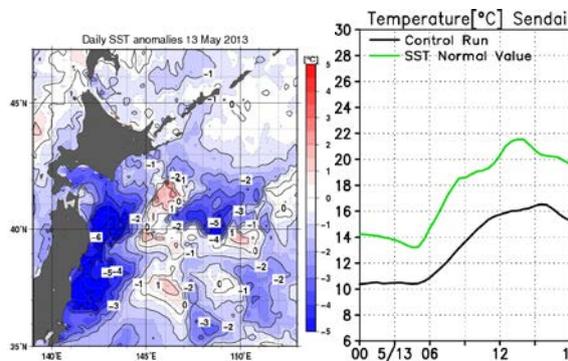


図8 13日の SST 偏差

(気象庁 HP)

図9 仙台の気温の時系列

黒：CTL 緑：感度実験

5. 結論

流跡線解析や感度実験の結果から、以下のような複数の要因が重なったことで過去最大の気温差をもたらされたと考えられる。

- ・ 両地点に到達した空気の起源の違い
- ・ SST 偏差
- ・ 上空の温位の偏差
- ・ 山岳波による強い鉛直流

診断型積雪水量モデルを応用した屋根雪荷重推定の試み

本谷 研 (秋田大学教育文化学部)

Estimation of loads on the roof snow based on the routinely meteorological data and the simple snow distribution model

Ken MOTOYA (Akita University)

要旨

診断型積雪水量モデル(Motoya et al., 2001)は気象庁のアメダス観測点や気象官署(地方気象台および旧測候所)におけるルーチン気象データから、積雪水量およびその季節変化を再現することができる。秋田県内の豪雪地帯(秋田県美郷町)の実在家屋を例に、2014-15年冬季について同モデルによる積雪水量推定値と現地観測による屋根雪荷重を比較し、両者の差を調べ、モデルと気象データに基づく積雪荷重推定法について検討したので報告する。

1. はじめに

日本でも有数の多雪地帯である秋田県内の豪雪地帯では、屋根雪関連事故の人的被害や家屋被害が毎年後を絶たない。山形県や秋田県では「雪下ろし注意情報」(佐藤, 2010; 秋田県防災ポータルサイト)を発表し県民に対して注意を喚起しているが、現在の発表情報は作業時の安全確保の注意喚起のみで定量的な数値が必ずしも示されていないため、県民に対する強い注意喚起にならないという問題がある。そこで、本研究では情報発信の新たな手法として、県内の屋根雪荷重分布を推定し公表することを目標にルーチン気象データと積雪モデル(Motoya et al., 2001)を用い、屋根雪荷重を推定した。

2. 屋根雪荷重季節変化の観測と積雪水量分布モデルによる推定

2.1 屋根雪荷重季節変化の観測

冬季を通じた屋根雪荷重の変化を調べるため、秋田県南の豪雪地帯(秋田県仙北郡美郷町, 図1の「美郷」付近)の住宅地にある既設建物(平屋根の非住家, 奥行き 6.5m 間口 12.2m 高さ約 3.5m の鉄骨造車庫)を例として取り上げ、その屋根上の積雪の深さと密度の測定を行った。毎日の積雪深は自作の雪尺をインターバルカメラ(Garden Watch Cam)で撮影し、画像から読み取った。積雪密度は1, 2週間に一度程度下水道管用の塩ビ製パイプを加工して作ったサンプラーにより一定体積の積雪を採取後し、その重さを測って求めた。なお、観測期間は2014年12月10日から2015年2月27日までである。

2.2 積雪水量分布モデルによる推定

1) 使用データ

日平均および最高・最低気温($^{\circ}\text{C}$), 日降水量(mm), 日平均風速(ms^{-1}), 水蒸気圧(hPa), 日照時間(hr), 日平均気圧(hPa)などの気象要素分布はアメダス(東北6県全体では200から270地点)および気象官署(同約20地点)におけるルーチン気象データから推定した。これらの空間的に離散したデータから距離重み付き内挿と高度分布仮定によって面的な気象要素の分布を推定した。また、標高・土地利用などは国土地理院のデジタル数値地図(それぞれ50mおよび100m格子)から得た。

2) 積雪分布モデル

分布型積雪モデル(Motoya et al., 2001; 本谷, 2008)により秋田県全体を含む領域(図1)における、日単位1kmグリッド毎の積雪水量を、2014年10月から2015年4月末まで計算した。なお、同様の計算を1980-81年冬季より30シーズン分行い、2.1の美郷町に加え県内5地点(横手・湯沢・阿仁合・鷹巣・鹿角)における屋根雪荷重の特徴をみるための基準として用いたほか、その平年値(30年平均値)と標準偏差(σ ; 30年間の年々変動のバラつき)を用いて、積雪量が平年値並み, 平年値 $+\sigma$, 平年値 $+2\sigma$ 相当の場合についての日々の屋根雪荷重分布図を作成した(毎日の図は割愛, 旬ごとの一例を紹介)。

3. 結果: 屋根雪荷重季節変化の観測と積雪モデルによる推定

モデル計算積雪水量と実測した積雪荷重との比較を図2に示した。なお、屋根雪荷重実測地は文献

[3]の観測値のものである。図2の上方の薄い点線のグラフは、雪下ろしをなかった場合を想定して算出した積雪荷重である。12月28日以降の実際の積雪荷重は、太実線で示した変化をした。各期間で仮定した積雪密度については表1、表2に示した。雪下ろしをなかった場合の積雪密度は、2014年12月21日と2015年1月12日、2015年1月28日の積雪密度の平均値 0.243 g/cm^3 を用いた。結果、観測屋根上では積雪の再配分や雪庇・せり出しの発生などは皆無で平均的に屋根雪が堆積し、モデル計算積雪水量 (mm) と実測した屋根上の積雪荷重 (kg/m^2) は平均して 30mm (30kg/m^2) ほど差が生じたものの、季節変化の仕方はほぼ同様であった。また、雪下ろし後の季節変化に関しても、消雪日が1日前後(モデル計算が1日遅い)したが概ね一致した。以上から、平屋根における標準的な積雪荷重であれば本手法でも観測誤差程度で推定できそうである。発表時には本手法による秋田県内の積雪荷重分布予想図などについても示す。

【参考 URL・文献】

- [1]秋田県総務部総合防災課, 秋田県防災ポータルサイト, <http://www.bousai-akita.jp/> (2016年11月17日確認)。
- [2]佐藤 威, 2010: 屋根雪関連事故を防ぐための注意基準について—山形県内陸部を対象とした発生危険度解析から—, 日本雪工学会誌, 26, 211-219。
- [3]佐藤福美, 2016: ルーチン気象データと積雪モデルを用いた屋根雪荷重の推定, 秋田大学教育文化学部人間環境課程平成27年度卒業研究(指導教員: 本谷 研), 2015-336。
- [4]気象庁ホームページ(気象統計情報, 過去の気象データ検索, ダウンロードなど), <http://www.jma.go.jp/> (2016年11月17日確認)。
- [5] Motoya, K., T. Yamazaki, N. Yasuda, 2001: Evaluating the Spatial and Temporal Distribution of Snow Accumulation, Snowmelts and Discharge in a Multi basin Scale: An Application to the Tohoku Region, Japan, Hydrol. Process. 15, 2101-2129。
- [6] 本谷 研, 2008: 東北地方における積雪水量の27年平均値と豪雪・寡雪, 雪氷, 70(6), 561-570。



図1. 解析地点(美郷町と県内アメダス5地点)と解析領域(秋田県周辺)。

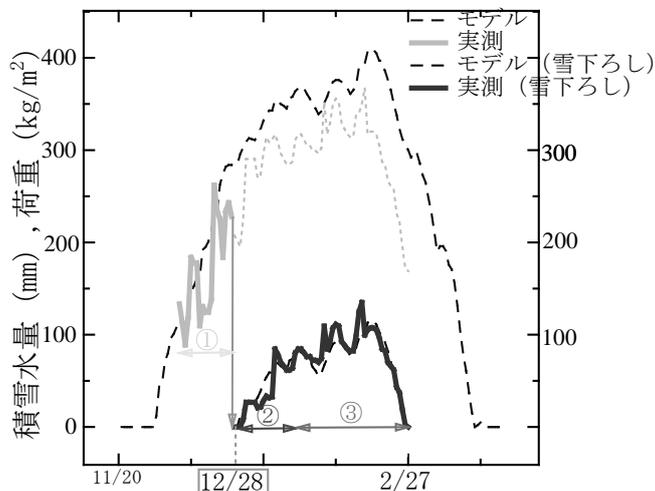


図2. 美郷町における屋根雪荷重季節変化の観測と積雪モデルによる推定値

表1(下): 仮定した積雪密度, 雪おろしなし。
表2(右): 表1に同じ。但し, 雪おろしあり。

期 間	仮定した密度 (g/cm^3)
2014/12/10 - 2015/2/27	0.243

期 間	仮定した密度 (g/cm^3)
①2014/12/10- 2014/12/27	0.243
②2014/12/28 - 2015/1/11	0.083
③2015/1/12 - 2015/2/27	0.206

NHM の筋状降雪雲の雪片・あられの再現性について

*南雲信宏・山田芳則（気象研究所）

1. はじめに

地球温暖化を含む気候予測や台風・集中豪雨などの極端現象の予測の高度化のためには、雲物理過程のモデルの高度化が重要と考えられている。またスーパーセル型メソサイクロンに伴って発生する竜巻の強度に対しては雹（あられ）などの雲物理過程が影響を与えている可能性が示唆されている(Rasmussen et al. 2006)。これまでに、降水量予測の定量的評価は行われ、着実に精度が向上しつつあるが、降雪粒子の種類・数まで定量的に評価した事例というのはほとんどない。今後は気象庁や国交省レーダーの二重偏波化が進み、大粒の雨や雹・あられなどを考慮した顕著現象の早期発見は重要度を増していくと考えられ、予測においても重要な要素になりうる。2005年に名古屋大学が先駆的に実施した観測とモデルの降雪種毎の降水量の検証(篠田ほか 2010)は、観測環境やモデルの解像度・再現性の点で必ずしも十分な評価とはいえない。

2015年2月14日に札幌を通過した筋状雲は、雪片と同時にあられももたらした。低温科学研究所に設置した2D-Video-Distrometer(以後、2DVD)は地上でこのときの個々の粒子情報を取得することが出来た。一方、この事例はMSMの降水量・分布の再現性が高く、モデルの雲物理過程を評価する点でも良い事例であった。本研究は、筋状降雪雲内の降雪の種類を判別し、再現性の高い高解像度の気象庁非静力学モデル(NHM)の計算結果と比較し、モデルの雪片・あられの数濃度の再現性を検証した。

2. データ

■観測：2DVD

場所：北海道大学 低温科学研究所（札幌）

観測要素：測器筐体内の10cm×10cmの領域を通過する降水粒子の個々の形状・粒径・落下速度を計測。

等価直径1.5mm以上の粒子の種類を目視判定。

■モデル：非静力学モデル NHM

水平解像度：5km→1km→250m

雲物理過程：氷相を含むバルクモデル

[設定1]氷晶・雪片・あられの数濃度を計算

[設定2]雲粒・雨滴・氷晶・雪片・あられの数濃度を計算

境界層過程：Mellow-Yamada-Nakanishi-Niino level 2.5(解像度1km)とdeardorff(解像度250m)。

対流パラメタリゼーション：なし(解像度250m)

初期値はMANAL201502130000を使用し、解像度250mは13日21UTCから計算。

◆解析期間：2015年2月14日9時-12時

3. 結果

2015年2月14日の北海道は低気圧が東の海上に抜けて冬型の気圧配置となり(図1)、低気圧

をまわる北風と大陸からの北東風の収束で南北に筋状降雪雲が形成された(図2a)。レーダー解析によれば雲頂は高くとも3-4kmであり冬季日本海側で発生する一般的な対流雲の高度であった。解析期間中の札幌の地上気温は-1°Cから+1°Cの範囲で、相対湿度は50%-70%で乾いた雪から湿った雪に変わる時間帯であった。14日9時頃は札幌周辺であられと雪片が同時に観測された。雲内の降水強度は概ね8mmh⁻¹以下(解析雨量は3-5mmh⁻¹程度)であった。一方、この日のMSMも9時頃に札幌を通過する同程度の規模・強度の筋状降雪雲を表現していた。あられの形成メカニズムを考えれば、モデルの降雪雲内に強い対流が表現出来ている必要があることから、今回はNHMで水平分解能250mまでダウンスケールした計算を行った。計算の結果、観測とほぼ同じで南北に伸びる降水分布を示し、降水強度は最大2-3mmh⁻¹程度で、現実に近い再現性であった(図2b)。

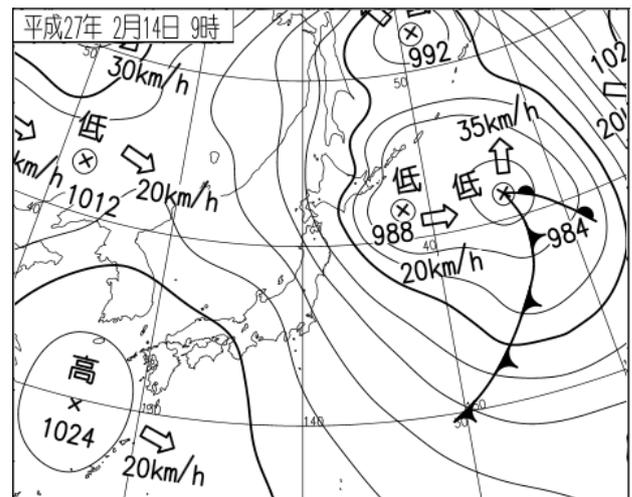


図1 2015年2月14日9時の地上天気図

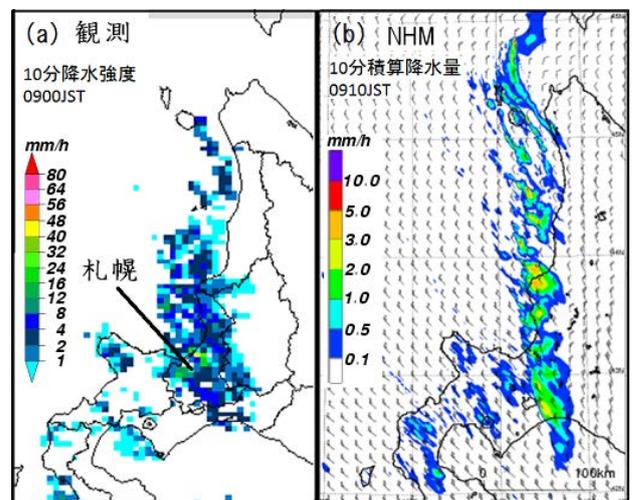


図2 2015年2月14日9時の10分間降水量；(a)レーダー、(b)NHM水平分解能250m。

この事例の降水粒子を2DVDの画像を確認したところ、図3に示すように雪片とあられで構成されていた。そこで目視で判別可能な等価体積直径1.5mm以上の雪片とあられについてすべて種類を特定し、直径や落下速度の情報をもとに粒径分布を作成した。ふたつに分類した粒径分布は指数関数分布を示していたことから、1.5mm以下の粒子数を外挿して、単位空間あたりの数濃度を推定した。また解析期間中の降雪量は時間変化していたことから、20分毎の数濃度を計算した。一方、NHMによる数値シミュレーションでは雪片とあられの数濃度を見積もる設定の計算を2種類実施した。なお、NHMの粒径分布も指数分布を仮定した計算を行っているため、評価するモデルと観測で取り扱う数濃度の定義は同じである。

期間中の2DVDによる観測から推定された雪片の数濃度は大雑把に20-10000 m⁻³、あられの数濃度は30-11000m⁻³で、この期間のあられの割合は40-70%であった(表1)。雪片とあられの落下速度は違うので、落下位置が変わり厳密には全く同じ空気塊から形成されたものとは言えないが、それでも数濃度は概ね同じオーダーで時間変化していた。一方、NHMの9時の数濃度の水平分布をみると、あられの数濃度の多くが1-20 m⁻³の範囲であり(図4a)、それに対し雪片の数濃度は1000-20000 m⁻³(図4b)であり、あられよりも雪片の方が100-1000倍多かった。

雲物理過程で数濃度の取り扱いをより緻密にし、雲粒・雨粒の数濃度も計算する設定で同様の計算も行ったが、数濃度の結果に大きな違いはみられなかった(図は省略)。

4. まとめと考察

筋状降雪雲内の雪片とあられの数濃度について、MSMの降水量・水平分布の再現性が高い事例をもとに、観測(2DVD)と高解像度モデル(NHM解像度250m)の結果を比較した。NHMは対流を十分に表現できる解像度にダウンスケールしても、あられの再現性は低く、観測に比べて1オーダー以上少ないことが示された。

一般的な乾いた雪片の密度は0.02g cm⁻³、あられの密度は0.3g cm⁻³(例えば、村本2005)で密度が10倍以上異なる中、降水量にはさほど違いがないことを踏まえると、NHMでは降水のほとんどが雪片のままで、あられになっていないと考えられる。数濃度計算の種類を緻密にしても、NHMのあられと雪片の数濃度にほとんど変化がみられなかったことから、問題は雪片からあられへの変換過程にあると考えられる。

ただし、本研究ではまだ筋状降雪雲内の3次元構造の解析が十分ではない。今後は、札幌付近に展開された二十偏波機能を持つレーダー(x-rain)とNHMの3次元構造の比較を行い、あられと雪片の再現性をより現実的なものにするための検証が必要であると考えられる。

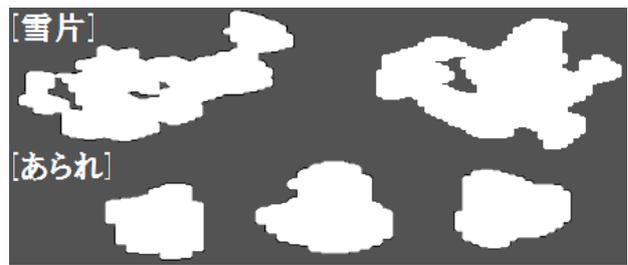


図3 2D-video-distrometer (2DVD) が観測した雪片とあられのシルエット。

	雪片数濃度(m ⁻³)	あられ数濃度(m ⁻³)	あられ割合(%)
9:00	60.88	70.89	54
9:20	141.27	102.69	42
9:40	63.01	153.63	71
10:00	38.79	25.09	39
11:20	18.48	35.99	66
11:40	9591.52	11108.16	54

図4 2015年2月14日9時から12時の低温科学研究所(札幌)の雪片とあられの数濃度と割合。

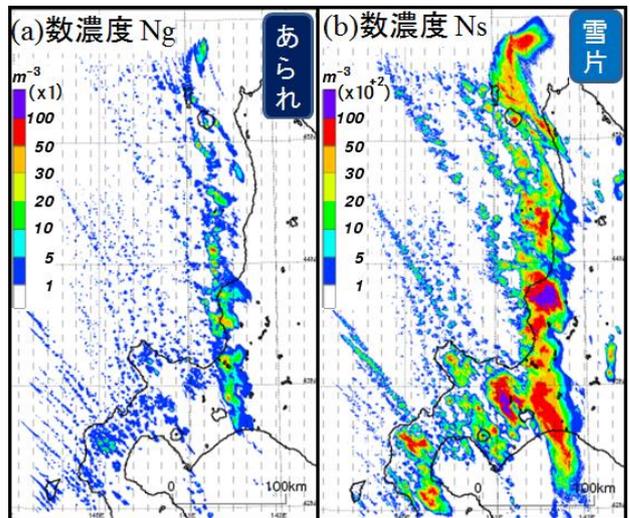


図5 2015年2月14日9時のNHMの10分間の単位時間・空間あたりの数濃度；(a)あられ、(b)雪片。

参考文献

村本健一郎, 2005: 雪片の自動観測と画像処理技術, 気象研究ノート「雪片の形成と融解(藤吉康志編)」, 207, 9-32.

Rasmussen, E. n., J. M. Straka, M. S. Gilmore, and R. Davis-Jones 2006: A preliminary-survey of rear-flank descending reflectivity cores in supercells. *Wea. Forecasting*, 21, 923-938.

篠田太郎, 加藤雅也, 久保守, 瀬戸一希, 村本健一, 藤吉康志, 大東忠保, 坪木和久, 上田博 2010: 地上観測データを用いた雲改造モデルCReSSにおける雪と霰の割合の検証, 降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究(第8回), 新潟県長岡市.

謝辞: 本研究は科学研究費補助金基盤研究(A)「超高解像度観測と数値モデルによる大雪や突風をもたらす降雪雲の動態に関する研究(代表: 山田芳則)」において実施された。

平成 27 年 12 月 26 日に発生した下北半島の大雪について

☆武井愛里・山村卓也・佐々木駿(青森地方気象台)

1. 要旨

本調査では、平成 27 年 12 月 26 日に発生した青森県下北地方を中心とする大雪事例について、①寒気内小低気圧（以降、L とする）の通過がどのように大雪をもたらしたのか、②石黒(2012)で降雪を強化した要因の一つとされている下北半島の地形は、今回はどれほど効果があったのか、の 2 点に着目して解析を行った。結論として、①については、L 前面のシアーライン（以降、SL とする）が暖水塊上を通過することで対流不安定層が発達したこと、L 接近に伴って下層暖湿気の流入が強化され、SL が前線性をもって明瞭となり、上昇気流が持続的に維持されたこと、の 2 つが大雪に結びついたと推察された。②については、気象庁非静力学モデル（以下、JMA-NHM）を用いた数値実験の結果も踏まえると、下北地方の降雪の強まりをもたらした大きな要因は先に述べた SL の構造であり、下北半島の地形は大雪の主要な要因とはならない、との推論が導かれた。

2. はじめに

冬型の気圧配置における青森県内の大雪は津軽地方を中心とした事例が多く、相応に知見も蓄えられてきた。一方、L など擾乱通過は下北地方に大雪をもたらすことがあるものの、事例が少なく知見の蓄積も多くはない。そこで、昨年末に発生した下北地方の大雪事例について、その原因と考えられる L 近傍の場の解析を行い、石黒(2012)で示唆されている下北半島の地形効果についても JMA-NHM を用いて検証を行った。

3. 平成 27 年 12 月 26 日の大雪事例の概要

平成 27 年 12 月 26 日昼過ぎ～夕方にかけて、冬型の気圧配置の中、500hPa で-39℃の寒気トラフに伴って地上の L が青森県付近を通過した。図 1 では青森県沖に L の特徴でもあるコンマ状雲が見られ、その回転中心とみられる赤×は図 2 の L 中心に対応している。

L の接近に伴って津軽海峡付近で帯状の降水帯が発達し、津軽半島北部から下北半島にかけての地域で大雪となった。アメダス脇野沢では 12 時間降雪量が 36cm となり、青森県内ではシーズン初の大雪警報を発表、日降雪量 38cm は極値順位一位を更新した（図 3）。

4. 実況の解析（1）総観場から

概要で述べた L は図 4（09JST の GSM 初期値）左に見られる 500hPa 寒気トラフ（青 2 重線）に対応しており、それより下層の 700hPa の湿り域（左図緑色域、湿数 3℃以下）と上昇流域（右図赤色域）、850hPa 暖気移流場（右図黄円内）とも対応が良い。同時刻の秋田高層データでは、850hPa 面（1.4km）で-10.8℃、500hPa 面（5.3km）で-36.4℃であり、この間の層の気温減率が-6.6℃/km と条件付不安定な状態であったことがわかる。このことと、先に述べた中層の湿り、下層暖湿気の供給、そしてこのときの圏界面高度が約 7km（400hPa）であったことを踏まえると、大気中下層を中心に熱力学的に不安定な状態であったと考えられる。

（2）メソスケールの場合から

冬型に伴う下層での NW～W 風と、渡島を迂回する NNW 風系の間には SL が発生しやすく、これが津軽地方の大雪の要因の一つとなることが多い。今回もこの SL_a（図 5（左）黄破線）に伴うとみられる降水帯が津軽半島北部から下北半島にかけて存在していた。さらに、この SL_a の北西方の檜山津軽沖には ESE 進する SL_b（図 5（左）赤破線）が存在し、今回の事例ではこの SL_b と L が接近・通過する 12JST 頃から 15JST 頃にかけて 2 つのエコー強度のピークが見られた。

SL_b は渡島西方沖で平年差+3℃程度の暖水塊上を通過しており（図略）、そこからの潜熱供給により対流不安定な成層を成していたと考えられる。図 7（左）の温位エマグラ

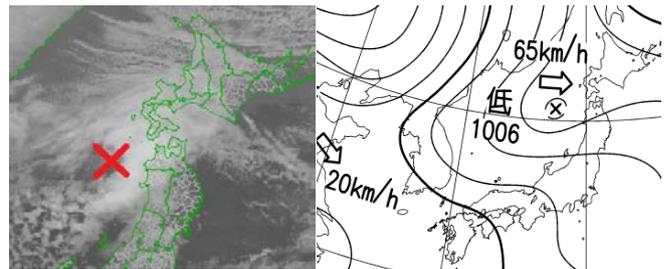


図 1. 26 日 12JST 赤外画像

図 2. 26 日 12JST 地上天気図

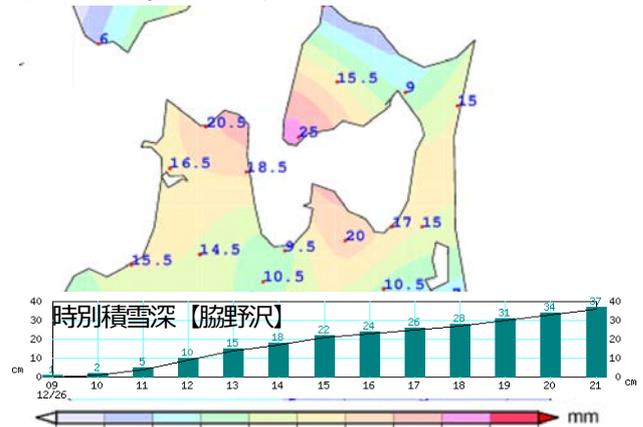


図 3. 26 日の日総降水量分布とアメダス脇野沢の特別積雪

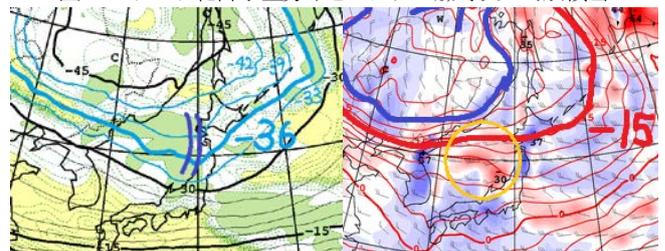


図 4. 26 日 09JST (左) 500hPa 気温 700hPa 湿数 (右) 850hPa 気温 700hPa 鉛直流

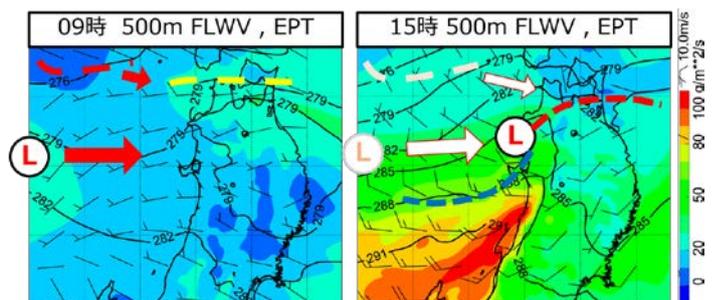


図 5. 26 日 MSM 初期値 500m 高度水蒸気Flax・相当温位 09JST (左) 15JST (右)

題目番号 15

ムをみると、津軽海峡付近では、大気中下層が対流不安定で、層を持ち上げるための下層収束(COVERSION>0)も解析されていた。これらが図 6(左)に示す上昇流域に結びつき、12JST 頃の降雪ピークが発生したと考えられる。

また、2つ目のエコーのピークが現れる 15JST では下層の暖湿気流入がピークを迎えていて(図 5(右)、図 6(右))、図 7(右)に示す W 領域では厚い暖湿気が S~SW 風によって輸送され、C 領域の N~NW 風によって維持されている寒気の上に乗り上げている構造が見られる。これは、不安定とは別に力学的に上昇流を発生・維持することが可能であることを示し、W 領域に存在する厚い湿域が元となり降雪を持続させる構造とみる事が出来る。これが 15h 頃をピークとしたエコーの強まりの要因となっていたと考えられる。

ここで、W 領域と C 領域を挟んだ温フレ構造は、SL が青森県に接近していた 12JST 頃、青森県西岸沖で確認することが出来た(図略)。15JST 以降の降雪の強まりを SL の前線構造化に伴う上昇流維持と考え、下北の地形抜きでも大雪が説明できそうである。そこで、JMA-NHM において下北の山岳を削る数値実験を行い、効果の有無を確かめた。

5. モデル・ガイダンスの予測値と地形効果の検証

最も実況に近い予想が 26 日 06JST 初期値であった。これを親モデルとして、5km (15 時間) → 2km (9 時間) とネスティングし、図 8 に示すような標準計算 SA と地形実験 SB において、①降雪ピーク時(16JST 頃)における降雪分布②SL を挟んだ南北方向における成層状態(前線構造)③下北半島付近の鉛直流の分布、を比較し、生じている差異を地形効果として考えることとする。

図 9 には、①の結果を示しているが、SA、SB で降雪域とその最大値ともにほとんど変化が無かった。また、②について図 9 の CD 断面を取ってみると、図 10 に示したように SA、SB ともに下北半島付近で等相当温位線が立ち上がり、前線構造が明瞭化していることが分かる。③についてもほとんど同様の結果となったことから(図略)、今回の下北半島の大雪をもたらした降雪雲の生成・発達・維持の機構には、下北半島の地形はほぼ影響を及ぼさなかったものと考えられる。

6. まとめと考察

今回の調査から、平成 27 年 12 月 26 日に下北半島を通過した L が大雪をもたらした概念図を以下にまとめる。

①環境場は下層 NW~NNW 風

②寒気場内で L 東進

前面は SW 風で暖湿気移流

③ ①と②の風で SL 発生

④ L に伴い SL 域 ESE 進

暖湿気供給で収束強化

→下北陸奥湾側で大雪に

今回は下北半島に大雪を

もたらした事例について、

地形効果によらずメソスケールの構造解析によってその仕組みを確認することが出来た。モデルが現象をよく予想できていたのも地形効果が小さいことによると考えられる。実際の予報作業では、モデルが安定しているときにはガイダンス値を大きく修正する必要がないということも今回確認できたと思う。

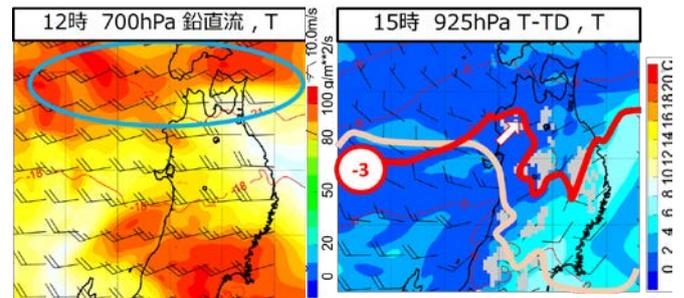
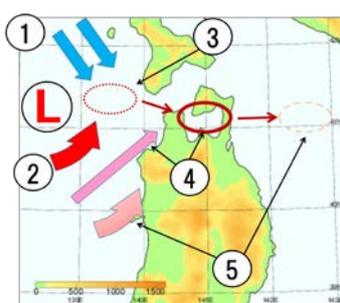


図 6. 26 日 MSM 初期値 700hPa 鉛直流、気温(左)925hPa 湿数、気温(右)

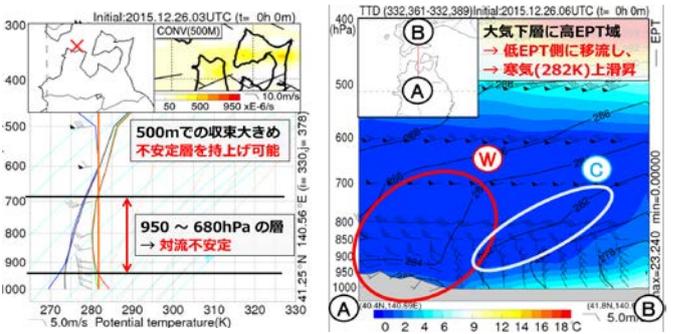


図 7. 26 日 MSM 初期値 12JST 海峡付近(×点)の温位エマグラム(左) 15JST の AB 間断面図 (塗色は湿数、実線は相当温位)

	親モデル		子モデル (標準 [SA]・実験 [SB])	
初期時刻	25日21UTC		26日00UTC	
予報時刻	15h		9h	
積分間隔時間	24s		4s	
格子間隔	5km		2km	
格子数(x,y)	110	90	110	90
中心(°N/°E)	41.0	140.63	41.0	140.63
鉛直層数	50層		50層	
対流パラメタ	K-Fスキーム		K-Fスキーム	

図 8. NHM の計算設定。SB では下北半島の標高を 10m に設定している

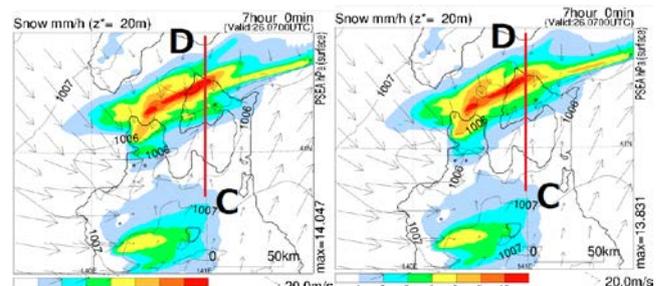


図 9. 降雪ピーク時(16JST)の 1 時間降雪量(mm 換算) SA(左)、SB(右)

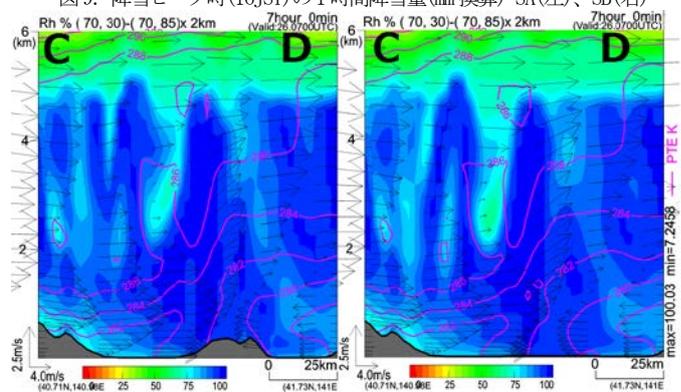


図 10. 16JST の CD 間断面図 (塗色は湿度、実線は相当温位) SA(左)、SB(右)

参考文献

- ・石黒(2012) : 2012 年 2 月 1 日下北に大雪をもたらした低気圧 (平成 24 年度青森地区調査研究会)

2016年2月27日の東北地方を通過した低気圧による大雪

☆田ノ下潤一、鹿野義明、嶋田充宏、成瀬正人(盛岡地方気象台)

1、はじめに

2016年2月27日夕方から28日未明にかけて、低気圧が日本海から東進して東北地方を通過し、岩手県では広い範囲で降雪となった。特に宮古では28日06JSTまでの12時間降雪量が38cmとなる大雪となり、28日00時06分には沿岸北部に大雪警報を発表した。

田、仙台においては観測高度上限まで南よりであるが、宮古では降水のあった27日18JSTから28日06JSTまでは高度1kmまでは北東ないし北風で、1km以上は南東風となっていた。

秋田高層観測では500hPaにおいて09JSTから21JSTにかけて低温化(09JST: -29.6℃、21JST: -33.1℃)したのに対し、850hPaでは昇温(09JST: -12.4℃、21JST: -8.6℃)しており、不安定を強化しやすい場へと変化していた。

地上観測では宮古や盛岡は27日18JSTには気温が+1℃以上で、露点温度は-5度以下であったが、21時には気温が氷点下へ下降すると同時に露点温度は上昇していた。気温が下降していた時間帯は岩手県で降水が始まった時間帯と対応しており、降水の蒸発効果が生じていた可能性が示唆される。

3、客観解析

500hPa面では相対的な高渦度域が日本海から東北地方へ接近しており、その前面で低温化が見られる(図3左)。下層の水蒸気場を確認すると、東北地方への水蒸気の流入は日本海と太平洋側の2系統あるが、温暖前線北側に当たる東北北部に下層の水蒸気は流入しておらず、水蒸気は前線面上を滑昇していると考えられる(図3右)。

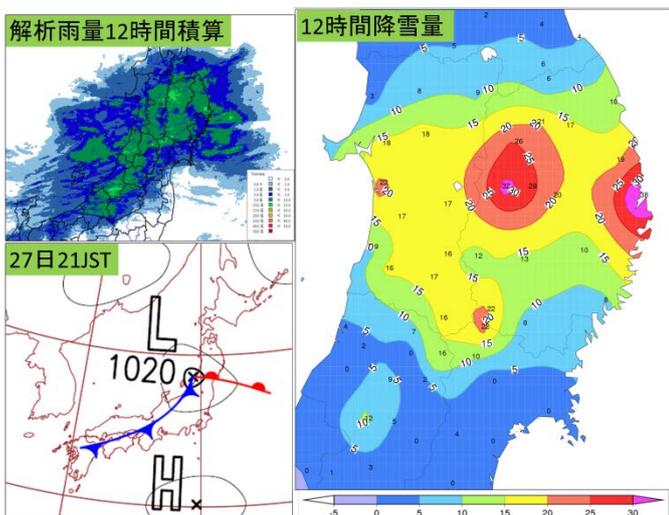


図1: 28日06JSTまでの解析雨量12時間積算(左上)、27日21JST地上天気図(左下)、28日06JSTまでの12時間降雪量(右)

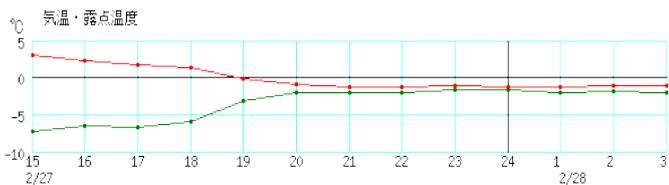


図2: 27日15JSTから28日03JSTまでの宮古の気温(赤線)と露点温度(緑線)

2、実況

27日09JSTに山陰沖にあった低気圧は、27日21JSTには佐渡の北に達した後、三陸沖へ東進した。低気圧からのびる温暖前線前面で降水が強まったが、降水の極大域は地上の温暖前線近傍ではなく、より北側の北緯39.5度付近であった。宮古の28日06JSTまでの12時間降水量は14.0mmであり降雪量との雪水比は2.7であった。地上風は温暖前線を境に宮城県南部では南よりであったが、岩手県では北よりの風が継続していた。ウインドプロファイラによる上空の風は酒

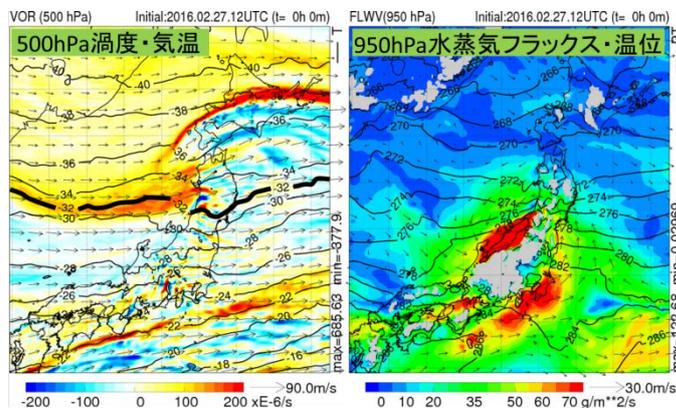


図3: 27日21JSTの500hPa渦度と気温(左)、950hPa水蒸気フラックスと温位(右)

28日00JSTにおける850hPaでは低気圧性循環が地上の低気圧よりもより北側に位置しており、渦度極

題目番号 16

大域の近傍で温位集中帯となっている(図 4 左)。また岩手県中部付近で収束が大きくなっており(図 4 右)、850hPa の温位勾配の大きい領域で水蒸気の強制上昇が起こった可能性がある。

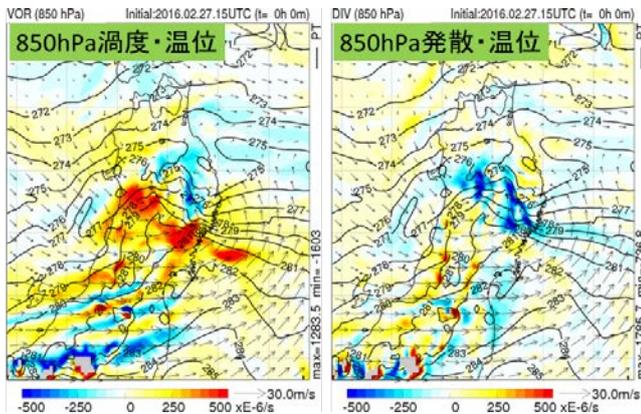


図 4: 28 日 00JST の 850hPa における渦度・温位(左)、
発散・温位(右)

4、JMA-NHM による再現実験

実況や客観解析における気温は、様々な要因による変化が合算された結果であり、要因の切り分けを行うのは容易ではない。室井(2012)によると数値モデル内の温度変化は「移流」、「断熱圧縮・膨張による変化」、「非断熱加熱」の合計によって表され、そのうち「非断熱加熱」は主に放射や水の凝結・蒸発によるものである。JMA-NHM ではこれらの温位変化を個別に出力することができるので、各層における温度変化の要因を確認するため、表 1 の設定で再現実験を行った。

表 1: JMA-NHM の実験設定

	5km_ctl	2km_ctl
初期時刻	27日03UTC	27日06UTC
初期値・境界値	メソ解析・GSM予報値	5km_ctlの結果
格子数	306×306×50	250×250×50
タイムステップ	24秒	6秒
雲物理過程	混合比 (qc, qr, qi, qs, qg)、数濃度 (Ni) を予報	
積雲対流	KFスキーム	なし
乱流過程	MYNN3	

地表付近では日没後は厚い雲に覆われていたことから、長波放射による気温低下はほぼ無視できた。降水の開始直後(19JST 頃)に雪やあられの昇華蒸発による強い冷却があり、その後の降水中は弱い冷却が継続していた(図 5 左)。また移流は谷沿いなど標高のごく低い地域で寒気移流となっていた。地表から約 1.4km 面では雪やあられの昇華凝固によって加熱されていた(図 5 右)。図 6 で示す断面で拡散成長による温位変化率を見ると、5km 付近と 2~3km 付近に温位変化(加熱)の極大域が存在し、雪やあられが成長していること

を示している。流跡線解析より 5km 付近の空気塊は日本海から、2~3km 付近の空気塊は太平洋側から流入していたことから、日本海側からの水蒸気により 5km 付近で生成された氷物質が落下途中で太平洋側からの水蒸気を吸収して成長した(Seeder-Feeder 効果)と考えられる。

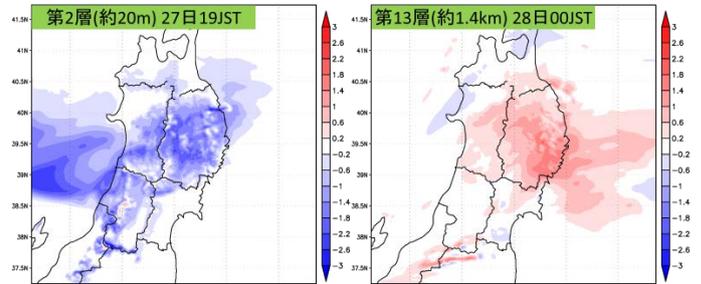


図 5: 拡散成長による温位変化[K/h]。モデル面第 2 層 27 日 19JST(左)、モデル面 13 層 28 日 00JST(右)

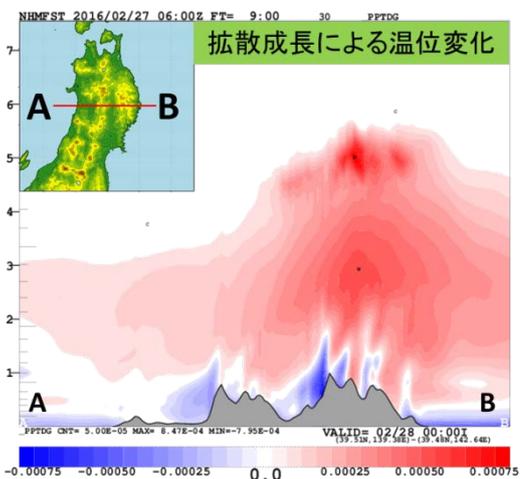


図 6: 28 日 00JST における拡散成長による温位変化率[K/s] 断面図

5、まとめ

2016 年 2 月 27 日から 28 日にかけての大雪は、500hPa 付近の低温化と、温暖前線面上を滑昇した水蒸気の凝結による潜熱放出により下層の気温上昇をもたらし、不安定を強化した。そして温位集中帯上にあった 850hPa 付近の低気圧性循環によって収束が強化されたことに加え、上層で生成された雪やあられが Seeder-Feeder 効果により成長して降水を強めたことが分かった。また地表付近では、氷物質の昇華蒸発による低温化と、ごく下層の寒気移流が継続して、気温が氷点下に保たれたため、降水量に対して降雪量が多くなったと考えられる。

参考文献

- 室井ちあし、2012: 数値予報モデル.平成 24 年度数値予報研修テキスト
- 原旅人ほか、2013: 事例検討.平成 25 年度数値予報研修テキスト

1987年2月2～3日における仙台空港の大雪について

☆横山雅志、小埜祐人（仙台航空測候所）

要旨

1987年2月2～3日における南岸低気圧による東北地方南部太平洋側の大雪について、気象庁再解析データ（JRA-55）を用いた解析を行った。2日夜から3日未明にかけては、陸上の北風と海上からの東風による沿岸前線が形成されていた。一方、降雪のピークとなった3日朝の降雪の強まりは低気圧中心近くの雲域の接近によるものと考えられる。

1. はじめに

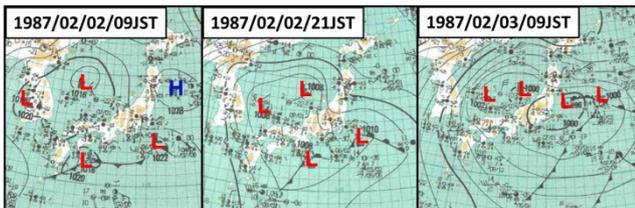


図1 当日の地上天気図

1987年2月2日から3日にかけて本州の南の2つの低気圧が発達しながら太平洋沿岸を北東進し（図1）、東北太平洋側を中心に暴風と高波、大雪をもたらした。宮城県内では3日09時（日本時間、以下同じ）までの24時間降雪量が、

筆甫で76cm、仙台空港では47cmを記録するなど南部を中心に大雪となり、農産物や施設の被害総額15億9100万円にのぼった。図2に3日09時における県内の24時間降雪量を示す。

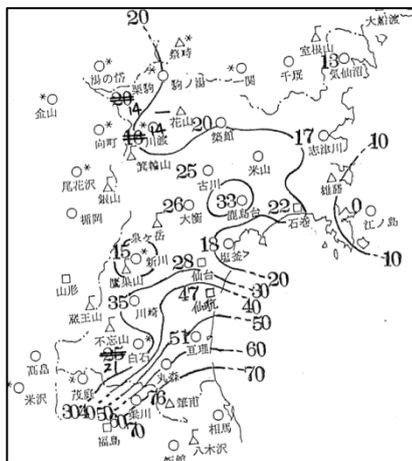


図2 1987年2月3日9時の24時間降雪量（宮城県農業気象災害速報より）

宮城県農業気象災害速報(1987年2月)では、今回の大雪における特性を4つ挙げている。①低気圧が急速に発達しながら北東進し、三陸沖で台風並みに発達したこと。②低気圧の北方に北偏した高気圧の張り出しがあったため、低気圧の速度が遅く、東または北よりの風が強まり、降雪時間も長くなったこと。③日本海低気圧に伴う上層寒気が強かった（朝鮮北部で-45℃）こと。④降雪が平野の南部と中部に多く、北部や山沿地方で少なかったこと。

本調査では、JRA-55を用いて仙台空港で降雪の極値を記録した事例を調査し、平野部を中心として大雪となった要因を考察すると共に、同様の事例に対する知見を残すことを目的とする。

2. 調査方法

JRA-55（気象庁によるJRA-55長期再解析プロジェクトにより提供されたもの）を初期値・境界値とし、20km→5km→2kmと2回のネスティングを行った。図2に計算領域、表1に計算設定を示す。

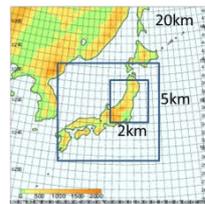


図3 計算領域

表1 数値計算の計算設定

	20km	5km	2km
領域の大きさ	135×135	300×280	300×280
初期値	1987/02/01 18UTC	1987/02/01 21UTC	1987/02/02 00UTC
積分間隔	60秒	24秒	8秒
計算時間	48時間	36時間	33時間

3. 実況解析と計算結果との比較

3.1 実況解析

2日明け方には東北地方の太平洋側南部で降雪が始まり、仙航では2日13時過ぎから弱い雪を観測していた。また仙台では夕方から雪が降り始め、3日未明から昼前にかけて雪の強まりを観測しており、仙航でも朝を中心に降雪のピークがあった。風は2日18時頃まで弱い東よりの風を観測している地点が多かったが、その後内陸部では北よりの風に変わり、3日朝にかけてアメダス仙台では10m/sを観測するなど次第に強まった。このため、内陸部では昼頃まで気温が上がらず氷点下の所が多かった。

3.2 計算結果とその比較

図4に数値計算による3時間降水量（雪）と風の推移を示す。低気圧の中心が実況よりも陸地に近い位置にあるものの、東北地方太平洋側南部で降水量が多いことや、そのピークが3日朝であることなど、実況と一致していることから、降雪の分布は概ね再現できていると考える。

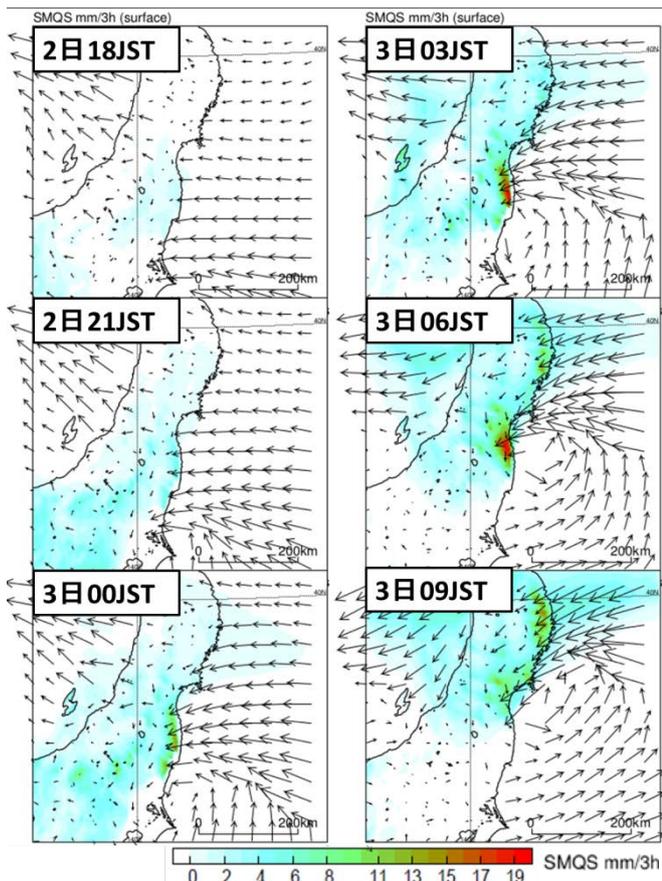


図4 数値計算による3時間降水量(雪)と風の推移

図5に地上収束(DIV)の水平面図と、仙台空港付近の断面図を示す。2日21時頃には宮城県内陸で北風となり、海上の東風との収束が明瞭で、収束域が3日03時頃まで確認できる。仙台空港付近の断面図を見ると高度500m付近にかけて温度集中帯が見られることから、この収束域は沿岸前線と考えられ、収束付近では海上からの相対的に暖かな空気が強制的に上昇し、降雪をもたらしたと考えられる。陸上では北よりの風が吹いていたが、北高南低の気圧配置の時に、山脈を西側に持つ海岸平野部で北風が吹くのは、荒木(2015)で紹介されているCold Air Dammingという現象と類似している。この北風と、海上の東風とが収束することによって沿岸前線が形成されたと考えられる。

一方、内陸の北風は、3日09時頃まで持続していたが、低気圧の北上により海上の東風は3日06時にかけて次第に北東風へ変化した。このため北風との収束が次第に解消され、3日06時には沿岸前線は不明瞭となったものの、朝には海上から高相当温位の流入が見られた(図省略)。朝から昼前にかけて降雪が強まったのは低気圧近傍湿潤気の流入が影響したと考えられる。

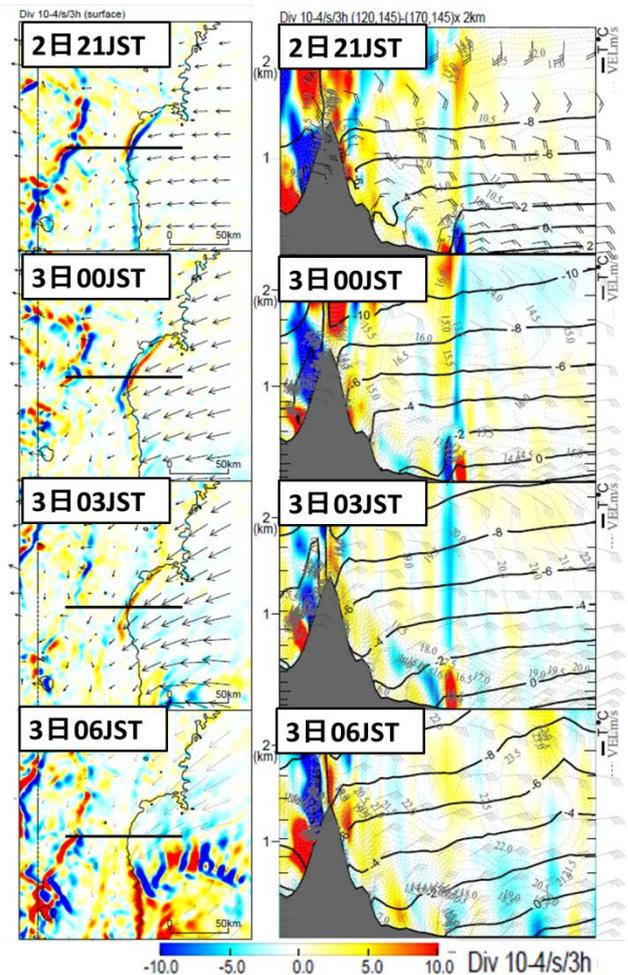


図5 数値計算による収束(DIV:青色表現)の推移
左は地上収束の水平面図
右は仙台空港付近の断面図

4. 考察

実況と計算結果の解析を踏まえ、以下のとおり考察した。

○2日夜には、内陸の北風と海上の東風との収束により県南部から仙台湾にかけて沿岸前線が顕在化し、県南部を中心に雪が強まった。

○沿岸前線は3日未明にかけて停滞したため前線近傍の県南部を中心に降雪が続いたが、海上の東風は低気圧の接近により北東風へ変わり、沿岸前線は3日明け方に不明瞭となった。

○3日06時過ぎから低気圧近傍となり下層湿潤気が流入し、沿岸部で再び雪が強まった。

引き続き各種実験(蒸発の抑制の感度実験等)を行う等、さらに考察を進める。

参考文献

- 宮城県農業気象災害速報第1号(1987)
- 荒木健太郎(2015):「CAD」天気62.57-59.

NHMによる岩手豪雨の事例研究

○太田風乃*, 名越利幸*, 津口裕茂**

岩手大学教育学部*, 気象研究所予報研究部**

[キーワード] 岩手, 豪雨, NHM, シミュレーション

1 はじめに

2013年8月9日, 秋田県・岩手県を中心に記録的な大雨となった. この事例について気象庁は「それぞれの線状降水帯は風上にあたる奥羽山脈の山岳で積乱雲が繰り返し発生することで形成された(バックビルディング形成).」と報告している(気象庁, 2013).

通常, 山越え後は山に沿って空気が流されてくるため, 下降気流が発生し積乱雲が発達することがないと考えられる. しかし, アメダスデータから秋田県仙北市鎧畑, 岩手県雫石町雫石, 紫波町紫波の3地点を比較した結果, 同一の積乱雲群が通過しているにも関わらず, 岩手県側では降水量の増減が確認されている(太田, 2016). つまり, 奥羽山脈の風上だけでなく, 奥羽山脈を超えた風下(岩手県側)でも積乱雲が発生したと考えられる. このことから, 岩手県側には秋田県側とは異なる, 積乱雲発達構造があると考えた.

2 目的

2013年8月9日の秋田・岩手豪雨について, 2本の線状降水帯のうち南側にあるもの(岩手県側)を中心に, 線状降水帯の構造を解析するため気象庁非静力学モデル(NHM)を用いて解析する.

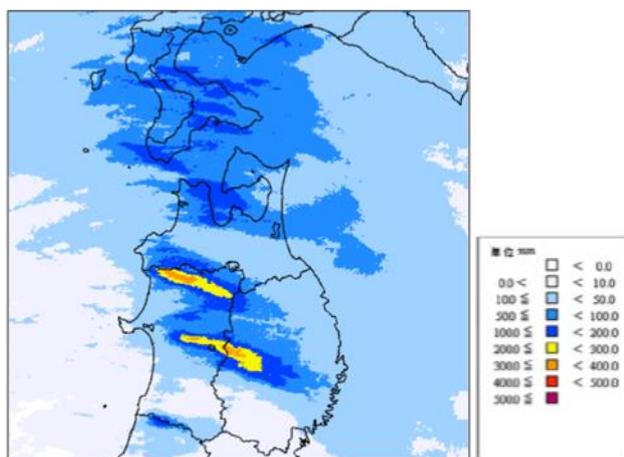


図1 解析雨量による期間降水量分布図(気象庁, 2013)

3 方法

(1) 気象庁非静力学モデル(NHM)について

気象庁・気象研究所で共同開発され, 気象庁現業で使用されているシミュレーションソフトで, メソスケール現象向きの数値モデルである. NHMでは気象庁で作成されたデータを初期値として計算することができる.

〈計算内容〉

モデル: JMA-NHM

モデルの設定:

- ・水平格子間隔: 1km
- ・鉛直格子間隔: ストレッチング(40m-886m)
- ・計算領域: 901x801x50
- ・中心緯度経度: 北緯40°, 東経140.5°
- ・初期時刻: 2013年8月8日18:00
- ・計算時間: 15時間

(2) 描画ツールについて

①GrADS

格子状に配列された4次元データを2次元描画するツールである. データセットを作成すればコマンドを打ち込むだけで図が描ける.

②Web-Pandah

NHMから出力されたNuSDaSファイルで描画するツールで, 項目選択するだけで描画することができるため, 比較的簡単に操作できる.

4 結果・考察

まず降水量についてみていく. 図2は日本時間9日10~11時の1時間降水量を描いたものである. 奥羽山脈を越えた後の岩手県側にも降水がみられる. しかし, 多量の降水を示す赤や黄色の範囲にアメダス観測地点の雫石, 紫波は含まれていない. 線状降水帯が全体的に東へ20kmほどずれていればどちらの地点も含まれるが, このスケールの計算結果であ

ればこのくらいのずれは誤差と考えることができる。

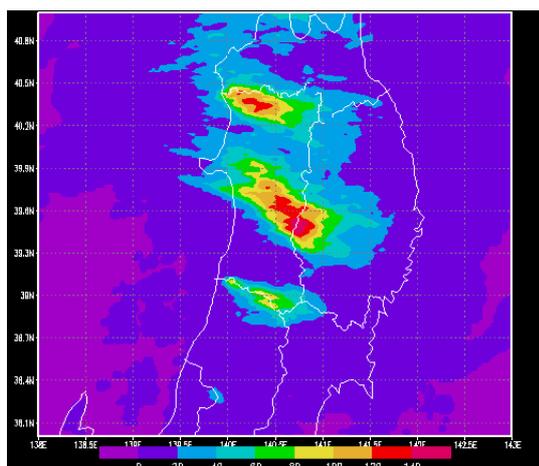


図2 09日10～11時の降水量

次に上昇気流についてみていく。秋田県側や奥羽山脈風上に気流の波が確認でき、さらに奥羽山脈を越えた後の岩手県側でも気流の波が生じている。つまり岩手県側でも積乱雲群が発生・発達することができる環境があったと考えられる。

さらに、岩手県紫波町紫波の地点で、東西方向に切った断面図をみると、奥羽山脈後も約4.5m/sもの上昇気流・下降気流が並んでいることが確認できる(図3)。またその鉛直気流が紫波上空にも位置していることから紫波でも積乱雲群が発達することができる環境が十分にあったと考えた。

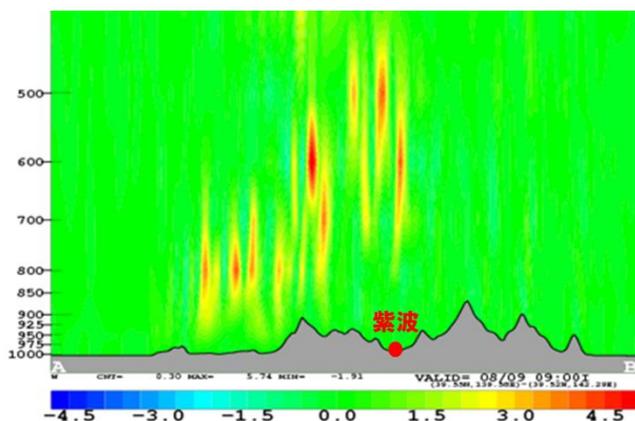


図7 鉛直気流(紫波付近の断面図)

5 結論・仮説

今回の解析によって、実際の線状降水帯に近いものを再現することができた。また、そこから奥羽山脈風上だけでなく、奥羽山脈を越えた後の岩手県側でも気流の波ができていたことが確認でき、岩手県側でも積乱雲が発生・発達することができたと言え

る。さらに、再現した降水帯では多量の降水がなかった紫波上空にも、気流の波があることが分かり、積乱雲群を発生・発達させる可能性があると考えられる。

この結果から、奥羽山脈を越えた岩手県側の天候には波状雲の影響があったと考えられる。波状雲とは、山岳波によって形成される雲の一つで、山の風下に山脈に平行に約10kmの規則的な間隔で発現する帯状または筋状の雲である。波状雲は岩手県盛岡地域においては、奥羽山脈上空、雫石上空、紫波上空、盛岡市上空にて発生することが確認されている(西山, 2015)。このことから、奥羽山脈を越えてきた気流が波をつくり、周期的に波状雲を形成し、ちょうど上昇気流が上空にくる雫石と紫波で大雨を降らせていたのではないかと考える。

6 今後の展望

次の計算では波状雲が発生しない条件で、今回の計算結果とどんな違いがあるのか比較する。具体的には、山脈の斜度を変えて計算を行う。

謝辞: 本研究は、気象研究所予報研究部 津口裕茂氏との共同研究です。

引用および参考文献

- 1) 気象庁:「大気不安定による大雨(速報)」, http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2013/20130809/jyun_sokuji20130809-0810.pdf (2016.11.11現在), 2-6, 2013
- 2) 気象研究所:「平成25年8月9日に秋田・岩手で発生した大雨発生要因について」, <http://www.mri.jma.go.jp/Topics/H25/press/20130828/press20130828.pdf> (2016.11.11現在), 1-3, 2013
- 3) 西山絢美:「奥羽山脈越え山岳波の数値的研究」, 岩手大学教育学部平成26年度卒業論文, 26-31, 2015
- 4) 太田風乃:「アメダスデータによる岩手豪雨の事例解析」, 日本理科教育学会第55回東北支部大会, 2016
- 5) 仙台管区气象台:「災害時気象速報「大気不安定による平成25年8月9日の秋田県・岩手県の大雨」」, http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/saigaiji/saigaiji_201303.pdf (2016.11.11現在), 9-15, 2013

【要旨】

「平成 27 年 9 月関東・東北豪雨」について、主に宮城県付近で降水を強めた環境場の特徴を整理し、特に下層の暖湿な東風や収束の役割が大きいことを示した。また、台風第 17 号近傍から東風が強く吹き出すメカニズムについて、台風西側が北側に比べて低圧という台風周りの非対称な気圧場の特徴として理解できることを示すと共に、収束線の停滞については下層に滞留する気塊に働く力の釣り合いの観点から考察した。

1. はじめに

2015 年 9 月 9 日から 11 日にかけての「平成 27 年 9 月関東・東北豪雨」について、予報課では宮城県を中心とする強雨の解析を進め、昨年度の調査研究会で速報した他（廣川他、2015）、2015 年 NHM 技術検討会では管内官署共同で解析を進め、今年度も予報課重点業務の一環として成果を整理している。本稿では、その概要を続報として報告する。

2. 豪雨の概要

台風や低気圧の影響により（図 1 左）、9 日から 11 日までの総降水量はアメダスの多いところで、関東地方で 600 ミリ、東北地方で 450 ミリ等の記録的な大雨となった。東北地方では、10 日夜遅くから 11 日未明にかけて降水が特に強く、南北に带状にのびるメソ α スケールの特徴的な強雨域が形成された（図 1 右）。

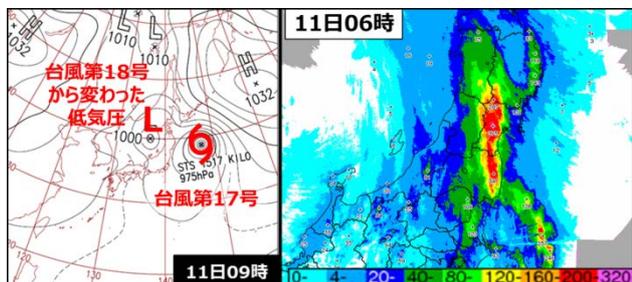


図 1. 11 日 09 時の地上天気図（左）
11 日 06 時までの解析雨量前 24 時間積算（右）

3. 先行研究を踏まえた環境場の特徴の整理

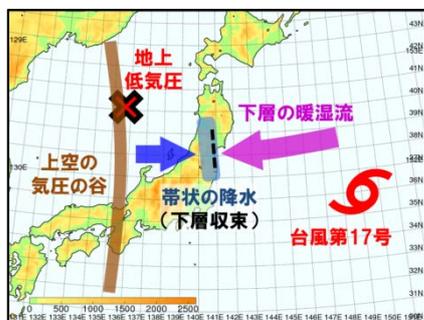


図 2. 環境場の特徴の模式図（高野、2016）

図 2 は環境場の特徴の模式図で、台風第 17 号近傍からの下層東風により、多量の水蒸気の供給、成層の不安定化、上空の南よりの風との鉛直シアー、そして、

西よりの風との強い収束という豪雨となりやすい環境場の特徴が満たされた。さらに、NHM 技術検討会での検討も加味して環境場の形成要因を整理すると、下層の暖湿な東風や強い収束の重要性が明白となる（表 1）。

表 1. 豪雨となりやすい環境場の特徴の形成要因

環境場の特徴	主な要因	他の要因
①下層の水蒸気の流入	◇下層の暖湿な東風	-
②下層気塊の持ち上げ	◇強い下層収束	◇密度前線、水蒸気前線 ◇地形の影響
③不安定な成層	◇下層の暖湿な東風	◇上空の気圧の谷 ◇上空の渦位正偏差
④積乱雲の組織化	◇鉛直シアー ◇下層収束の停滞	-

ここで、観測された降水システムの階層構造（図略）や JMANHM による気流の構造解析（図略）も加味すると、特徴的な強雨域について以下のように解釈できる。南北にのびるメソ α スケールの強い下層収束を起点に、積乱雲が次々と発生し、環境風に流されながら発達および組織化した。その結果、線状降水帯等のメソ β スケールの強雨域が複数形成され、全体としてメソ α スケールの南北に带状にのびる特徴的な強雨域となった。

4. 下層収束の特徴と暖湿な東風の成因

本章では、表 1 等から特に重要と考えられる下層収束の特徴や暖湿な東風の成因を確認する。

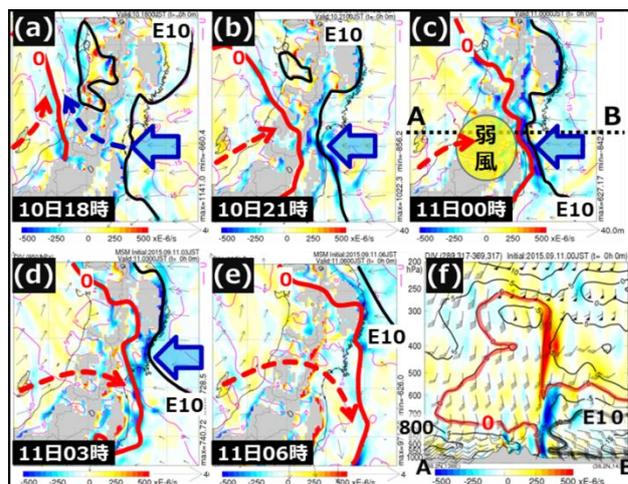


図 3. MSM 初期値の発散と東西風速

a~e は 950hPa 面、f は c の点線 AB に沿う鉛直断面

図 3 に MSM 初期値の発散と東西風速を示す。降水のピークである 10 日 21 時から 11 日 03 時にかけて、宮

城県付近の950hPa面では、西から次第に西よりの弱風となり（東西風速0の赤線が目安）、風速10m/s以上の東風（E10で示す黒線）と衝突する形で強く収束している（特に11日00時は明瞭）。強い収束線はこの間にゆっくり北東進するものの、降水域の幅（図略）と比較するとほぼ停滞している。また、11日00時の断面図から、下層の風速10m/s以上の東風と西よりの風が収束する厚みが2km程（1000～800hPaの間）あり、多量の気塊が上空へ持ち上げられたと推察できる。

ところで、収束線では起源の異なる気塊が接近するため前線が形成されやすい。しかし、本事例では密度と対応する仮温度の宮城県を挟んだ差は1～2度程と小さく（図略）、密度前線としては明瞭ではない。

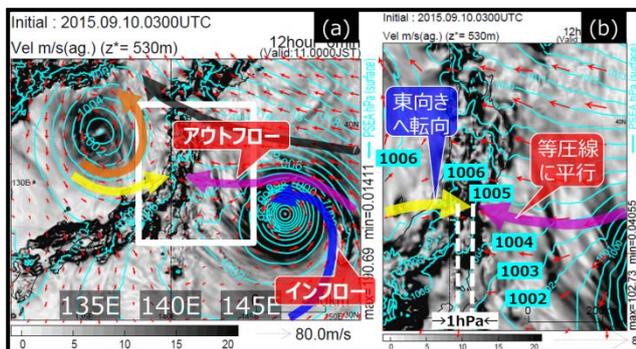


図4. 5km格子JMANHM再現実験における風と気圧場の関係

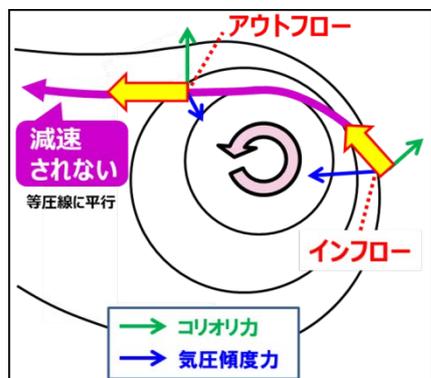


図5. 台風17号近傍の暖湿で強い東風が吹き出すメカニズム

図4は、201509100300UTC初期値、5km格子240×240のJMANHMによる再現実験の11日00時（FT=12）の約500m高度のモデル面の非地衡風速と海面気圧および風ベクトルで、太矢印は主な流線を表し、(a)は全計算領域、(b)は(a)の白枠内の拡大である。紫色の流線に着目すると、台風の東から北側では低圧側へ風が吹き込むが（インフロー）、東経145度以西では高圧側へ風が吹き出している（アウトフロー）。この風の振る舞いは、台風の東から北側で気圧傾度力が大きい一方で、西側で気圧傾度力が小さく風を南向きに転向させられないことと対応しており、台風周りの非対称な気圧場の特徴として理解できる（図5）。吹き出した東風によって、熱帯海上起源の水蒸気が宮城県付近へ輸送されており、岩崎（2016）は「非軸対象構造が水蒸気を転

送」と表現した。また、東経145度以西では等圧線がほぼ東西走向のため、紫色の流線で示す東風が台風近傍から吹き出しても減速されないことが分かる。

他方、図4において日本海の低気圧を回る風のうち宮城県付近へ流れ込む黄色の流線は、低気圧を回る流れからより気圧の低い太平洋側へ吹き出すよう転向している。そして、太平洋側からの東風が、この西よりの弱風と正面衝突する形で、強く収束している。

さらに、下層の気圧場の特徴は、台風と低気圧の間が相対的に高温な温度場と台風北側の寒冷なオホーツク海高気圧の存在により形成されていること等を確認した（図略）。上空の気圧の谷と台風の間が各層で相対的な高温となった要因として、上空の気圧の谷東側の南風による暖気移流、下層では先に北上した台風第18号の影響が残っていることと台風第17号近傍からの気流（例えば、図4の紫色の流線）の影響が大きいと考えられる。

5. 下層収束の停滞に関する一考察

10日21時から11日03時にかけて、強い収束線はほぼ停滞した。これは、収束域で上昇する東風ではなく、下層に留まる弱い西よりの風が収束線の位置を決めるためと考えられる。一方、図4(b)の黄色の流線のように等圧線を切れば西風は加速されるはずだが、ここでの気圧差1hPaは10m/sの風を押しとどめる風圧の大きさにほぼ等しく、太平洋側からの東風による風圧とほぼ釣り合う。このため、この期間は収束線西側の気塊に働く合力が小さく、あまり加速されずに収束線がほぼ停滞したが、その後は気圧場や東風風速の変化により力の釣り合いが壊れ、収束線が東へ移動したと考えられる。

6. まとめ

宮城県付近で降水を強めた環境場の特徴を整理し、特に下層の暖湿な東風や収束の役割が大きいことを示した。また、台風第17号の西側が北側に比べて低圧という台風周りの非対称な気圧場により東風が吹き出し減速もされないことを示した。さらに、収束線の位置を決める下層に滞留する気塊に働く力の釣り合いの観点から下層収束の停滞について考察した。

7. 参考文献

- ・ 廣川康隆、高野健志、丹原裕、吉田洋一、加藤廣、2015、「平成27年9月関東・東北豪雨の事例解析」、平成27年度東北地方調査研究会
- ・ 高野健志、2016、「平成27年9月関東・東北豪雨の事例解析（その2）」、第64回洪水予報技術研究会
- ・ 岩崎俊樹、2016、「宮城県の短時間強雨のメカニズムとその予測可能性」、第40回IRIDeS金曜フォーラム

平成 28 年台風第 10 号による岩手県沿岸の大雨の特徴

☆山本浩之、田ノ下潤一(盛岡地方气象台)

要旨

2016 年 8 月 30 日、岩手県に上陸した台風第 10 号による大雨により、岩手県沿岸北部を中心に甚大な被害が発生した。先行する大雨により土砂災害の危険性が高まったところに、台風の北東側で急速に発達した Cb クラスタが沿岸北部を通過して猛烈な雨となったことが原因であった。大雨の特徴をまとめるとともに、Cb クラスタ発達の要因について考察を行った。

1. はじめに

2016 年 8 月 30 日、平成 28 年台風第 10 号は関東の東海上から北北西へ進み、大型で強い勢力のまま 17 時半頃岩手県大船渡市付近に上陸、その後東北北部を北西へ進んだ(図 1)。台風の接近通過によって、岩手県の沿岸では局地的に 1 時間 80 ミリの猛烈な雨が降り、総降水量は多い所で約 300 ミリに達した。この大雨のため、岩泉町の小本川が氾濫し、人命が失われるなど重大な被害が発生した。また、沿岸を中心に冠水、倒木、土砂災害による多数の災害が発生した。大きな被害をもたらした大雨の特徴についてまとめた。



図 1 平成 28 年台風第 10 号経路図

2. 2016 年 8 月の降水量

被害の大きかった岩泉町のアメダス岩泉では、2016 年 8 月の月降水量の合計は 586.5 ミリ、久慈市下戸鎖で 623.0 ミリなど、月降水量の多い方から 1 位の記録を更新した。アメダス岩泉における 8 月の日降水量の経過(図 2)では、相次いで接近した台風の影響等により、月の半ばから数日毎にまとまった降水があり、28 日までに 8 月の平年の降水量の 2 倍を上回っていた。このため、土壌雨量指数(土砂災害発生の危険度の高まりを示す指標)が通常より高く、29 日から 30 日にかけては、実際の雨の強まりよりも早い時点で、大雨注意報

や大雨警報を発表することとなった。

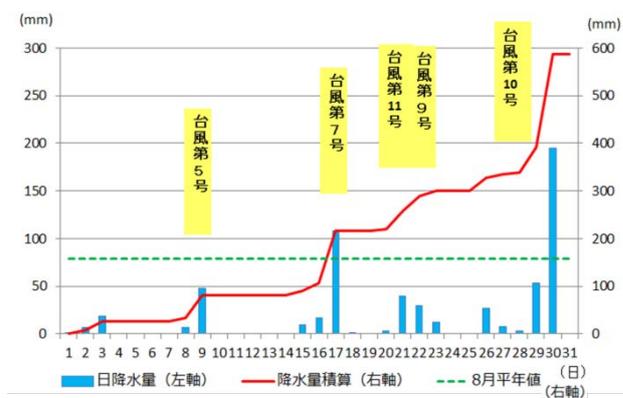


図 2 アメダス岩泉 2016 年 8 月の日降水量

3. 台風第 10 号接近前の東風による雨

29 日から 30 日昼前にかけて、関東の南東海上から茨城県沖に北上する台風第 10 号とオホーツク海の高気圧との間で、等圧線の間隔が狭くなり、東よりの風が持続し、次第に強まった(図 3)。台風の周辺を回る湿った空気が、北上高地に吹きつけ、沿岸の山沿いを中心に 1 時間数ミリから十数ミリの降水が持続した。29 日 0 時から 30 日 12 時までのレーダーによる解析雨量の積算は、北上高地の山沿いで 100 ミリを超えた(図 4)。30 日 11 時 38 分には、土砂災害警戒情報の第 1 号が宮古市などに発表され、その後発表地域が広がった。

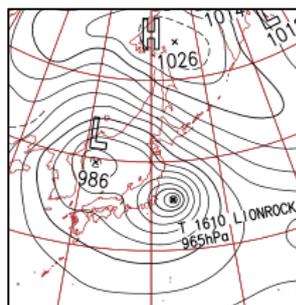


図 3 地上天気図

2016 年 8 月 30 日 9 時

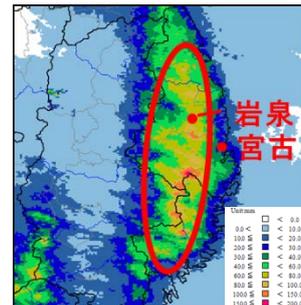


図 4 解析雨量積算

8 月 29 日 0 時～30 日 12 時

4. 台風第 10 号の通過に伴う猛烈な雨

台風第 10 号の北上に伴い、30 日昼過ぎには沿岸南部から激しい雨の範囲が北へ広がった。この雨域とは別に、ひまわり 8 号による高頻度の衛星観測で、台風中心の北東側の対流雲域の中に、ひととき雲頂高度の高い Cb クラスターが 15 時頃から急速に発達していく様子が確認された (図 5)。レーダー観測によるエコー頂は 15km と高く、多数の発雷も観測されていた。海上で発達した積乱雲は、17 時前には宮古市付近にかかり始め、宮古特別地域気象観測所では、10 分間降水量が 10~20 ミリ前後となり、17 時 52 分までの 1 時間降水量は 80.0 ミリの猛烈な雨となった。積乱雲は沿岸北部を北上し、猛烈な雨は、岩泉町や久慈市でも観測、解析された。台風は加速しながら通過したため、猛烈な雨は 1 時間程度で収まったが、3 時間降水量は 150 ミリを超えた所もあり、災害につながった (図 6)。

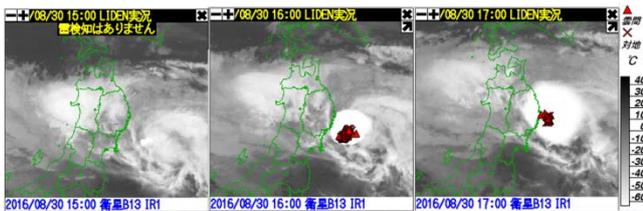


図 5 衛星赤外画像と発雷実況 30 日 15 時~17 時

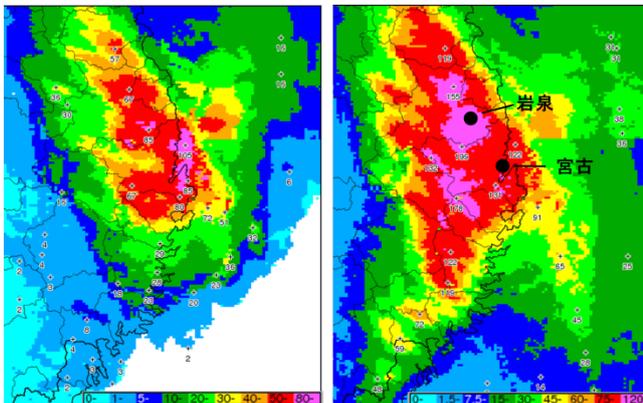


図 6 解析雨量 左 30 日 18 時までの 1 時間雨量
右 30 日 18 時までの 3 時間雨量

5. 解析と考察

気象衛星による台風第 10 号に伴う雲域は、関東の東海上を北上する頃には円形構造が崩れ、中心を示唆する下層雲渦と北東側の活発な対流雲域とに分かれ、台風の構造は衰弱過程に入っていたと考えられる。このような中、宮城県沖で Cb クラスターが急速に発達し、岩手県沿岸に猛烈な雨をもたらした理由について考察した。

①台風の中心付近には、下層に大量の水蒸気があった。30 日 16 時の 500m 高度の局地解析によると、相当温位 360K 以上の領域が解析されていた (図 7)。

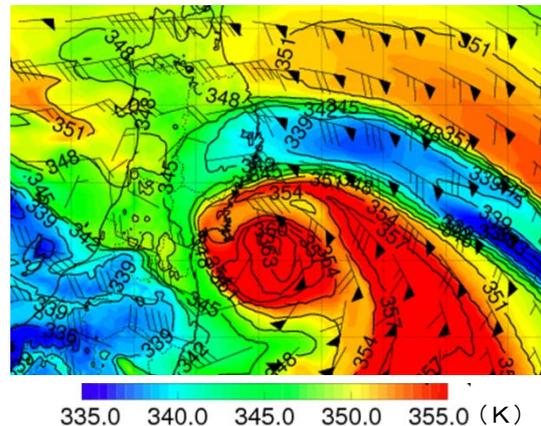


図 7 局地解析 500m 高度相当温位 8 月 30 日 16 時
また、台風通過時の沿岸の可降水量 (水蒸気の鉛直方向の総和) は $80\text{kg}/\text{m}^2$ を超えていた (図略)。

②中心の北側で、東風と南風の収束が顕著であった。東風の領域は相当温位が相対的に低く、この不連続域が対流雲の発達に寄与した可能性がある。宮古周辺では、15 時から 16 時にかけて、北東風と降水の強まりで気温が $20\sim 21$ 度に下がったが、猛烈な雨となった 17 時前からは東風となり 22 度台に、台風の通過後は南東風に変わり、 24 度台に上昇した。相対的な低温域が水蒸気の持ち上げ効果に寄与し、対流雲の発達を促した可能性がある。③茨城県沖より南では海水温が 27 度以上あったが、宮城県から岩手県沖は $22\sim 24$ 度であった (図略)。台風としては弱まる水温の領域に入ったが、相対的に冷たい海水温の上で、大量の水蒸気が凝結しやすい環境であったと考えられる。④日本海に寒気を伴った低気圧があり、そこから東にのびる雲域が台風第 10 号の雲域に連なっていた。水蒸気画像では、これらの雲域の南側から、明瞭な暗域 (中上層の乾燥域) が北上しており (図略)、北側の対流活動を強めた可能性がある。

6. まとめ

相次いで接近した台風や、台風第 10 号接近時の東風による地形性降雨により、土砂災害の危険性が高まったところに、台風中心の北東側で急速に発達した Cb クラスターが沿岸北部を通過して猛烈な雨となり、甚大な被害が発生した。

この Cb クラスターの発達要因を考察したが、さらなる解析を加えることで、予測精度を向上させ、適時適切な情報提供に寄与していきたい。

東北地方における最近の大雨と防災気象情報

☆桜井美菜子（仙台管区气象台）

1. はじめに

気象庁では、第1図のように大雨を予想した場合や大雨による災害の危険度が高まっている場合には、状況に応じて段階的に警報等の情報を発表し警戒を呼びかけている。本稿では、大気不安定による2013年8月9日岩手県の大雨、「平成27年9月関東・東北豪雨」のうち2015年9月11日の宮城県の大雨、平成28年台風第10号による2016年8月30日の岩手県の大雨について、当時の地元気象台による防災気象情報の発表状況等を概観する。なお、特別警報は2013年8月30日から運用を開始した。

2. 各事例の概要

(1) 2013年8月9日岩手県の大雨（以下、8.9事例）

8月9日は東北地方に日本海から暖かく湿った空気が流れ込み、大気の状態が非常に不安定となった。このため、岩手県では盛岡地域を中心に8月の月降水量を上回る記録的な大雨となり、死者2名、住家の床上浸水や床下浸水、がけ崩れなどの土砂災害、道路の損壊や冠水による交通障害などの被害が発生した。

(2) 2015年9月11日宮城県の大雨（以下、9.11事例）

9月9日から11日にかけては、関東地方から東北地方へ湿った空気が流れ込み続けた影響で多数の線状降水帯が次々と発生し大雨となった。宮城県では10日夜遅くから11日明け方にかけて、断続的に非常に激しい雨が降り、局地的に9日から11日までの積算雨量400ミリを超える記録的な大雨となった。この大雨により、宮城県の広い範囲で土砂災害、浸水、河川のはん濫等が発生し、死者2名の人的被害となった。

(3) 2016年8月30日岩手県岩泉町の大雨（以下、T1610）

台風第10号は、8月30日17時半頃、強い勢力を保ったまま岩手県大船渡市付近に上陸し東北北部を北西に進んだ。これにより、岩手県沿岸北部を中心に記録的な大雨となり、グループホーム入居者9名を含む人的被害、広範囲の土砂災害、浸水、洪水等の甚大な被害が発生した。

3. 地元気象台の対応状況

(1) 府県気象情報のタイミング、特別警報との関係など

各事例で地元気象台が発表した府県気象情報のタイミングを、第2図に丸数字で示す。9.11事例とT1610では、数日前から大雨を予想したため、警報や注意報を発表する前から予告的な府県気象情報を発表した。一方、8.9事例は数日前からの大雨予想が難しい現象であり、予告的な府県情報は発表しなかった。

また、8.9事例当時は特別警報の運用前であり、第2図上段グラフの赤字③のタイミングで「記録的な大雨に関する岩手県気象情報」を発表し”これまで経験したことのないような大雨”となっていることに加えて、最大限の警戒を呼びかけた。

一方、特別警報運用開始後の9.11事例では、仙台管区气象台は、11日3時20分に大雨特別警報を発表した直後に「記録的な大雨に関する宮城県気象情報」を発表し（第2図中段グラフ赤字⑨）、宮城県に大雨特別警報を発表したこと、これまでに経験したことのない大雨となっており今後さらに広い範囲で大雨が続くおそれがあることを伝えるとともに、最大級の警戒を呼びかけた。

(2) 報道発表

9.11事例やT1610のように、事前に確度を持って記録的な大雨を予想した場合は、現象が発生する前に記者会見を開き、報道機関を通じて事前の警戒を呼びかけることがある。また、8.9事例の「記録的な大雨に関する岩手県気象情報」や9.11事例の特別警報発表後にも記者会見を開き、



第1図 防災気象情報発表のタイミングと効果的な利用方法(大雨の場合)
(出典:「大雨や台風に備えて」気象庁,2016)

題目番号 21

気象状況と予想の解説に加えて直ちに身の安全を図っていただきたいことなどを呼びかけた。

(3) ホットライン

9.11 事例では仙台区気象台が、T1610 では盛岡地方気象台が、それぞれホットラインを実施した。これは、記録的な大雨が予想される場合や既にそうした大雨となっている場合に、気象台から直接市町村へ電話をかけ大雨の状況と見通しを積極的に伝えることで、避難判断や防災対応を実施する自治体の意思決定への支援を意図するものである。第2図中段では仙台区気象台から大崎市へ、下段では盛岡地方気象台から岩泉町へ実施したホットラインのタイミングのみを記したが、他にも県内複数の市町村を対象に実施した。

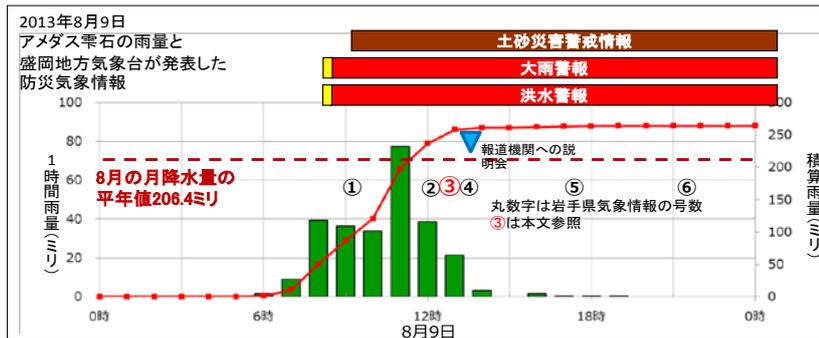
4. おわりに

国土交通省は、「激甚化」「集中化」「局地化」している近年の雨の降り方を「新たなステージ」ととらえ、気象庁ではこれに対応する防災気象情

報の改善を進めている。一例を上げれば、平成29年度からは、警報級の現象になる可能性を事前にお知らせする仕組み、警報発表時、「いつ」が危ないのかを示す危険度を色分けした表示、「どこ」が危ないのかを絞り込む危険度を表すメッシュ情報の提供などを予定している。これら防災気象情報が防災対応に効果的に活かされ、少しでも気象災害の軽減につながるよう、今後とも取り組みを進めていく。

参考文献

- 仙台区気象台,2013: 災害時気象速報 大気不安定による平成25年8月9日の秋田県・岩手県の大雨.災害時自然現象報告書2013年第1号
- 盛岡地方気象台,2013: 平成25年8月9日の大雨. 岩手県災害時気象資料
- 気象庁,2015: 災害時気象報告 平成27年9月関東・東北豪雨及び平成27年台風第18号による大雨等. 災害時自然現象報告書2015年第1号
- 盛岡地方気象台,2016: 平成28年台風第10号による大雨と暴風、波浪(平成29年8月29日～31日). 岩手県災害時気象資料



第2図 アメダスの1時間雨量と積算雨量の時系列と防災気象情報の発表等地元気象台の対応状況

グラフで表示した期間、観測点、対応した気象台は以下の通り。

上段: 2013年8月9日0時から24時、雫石(岩手県雫石町)、盛岡地方気象台

中段: 2015年9月10日0時から11日24時、古川(宮城県大崎市)、仙台区気象台

下段: 2016年8月29日0時から31日24時、岩泉(岩手県岩泉町)、盛岡地方気象台

棒グラフは1時間雨量、折れ線グラフはグラフの原点を起点とした積算雨量、赤破線は該当月の平年の1か月雨量、丸数字は府県気象情報の号数、青三角は報道説明会の開催、赤三角はホットラインを表す。丸数字が①から始まっていないのはグラフ対象期間より前から情報を発表していたため。各グラフで、軸のスケールは共通とは限らないことに留意。

各グラフ上方の横棒は、黄色は注意報、赤は警報、紫は特別警報、茶は土砂災害警戒情報の発表期間を示す。ただしスペースの都合で、注意報の種別を省略したものもある。中段の吉田川洪水予報は、黄色がはん濫注意情報、赤ははん濫警戒情報またははん濫危険情報、紺がはん濫発生情報とその期間を示す。

