

平成 30 年 度 季 節 予 報

研 修 テ キ ス ト

2 週 間 気 温 予 報 と そ の 活 用

(気 候 情 報 課)

平成 31 年 3 月

March 2019

気 象 庁 地 球 環 境 ・ 海 洋 部

2 週間気温予報とその活用

目 次

はじめに

1	異常天候早期警戒情報のレビュー	1
1.1	異常天候早期警戒情報の沿革	1
1.2	活用事例	4
2	2週間気温予報と早期天候情報	10
2.1	情報提供の背景	10
2.2	情報の内容	12
2.3	5日間平均と日平均気温の階級区分値	17
2.4	2週間気温予報向けの数値予報資料	20
2.5	2週間気温予報等の予測精度	27
2.6	2週間気温予報の例	34
2.7	特長と留意点	41
3	2週間気温予報に関連する基礎知識	43
3.1	2週間気温予報が対象としている現象の特徴と予測可能性	43
3.2	定常ロスビー波とブロッキング高気圧	51
3.3	偏西風の帯状変動	69
3.4	熱帯の対流活動の中緯度への影響	74
3.5	日本の天候に影響を与える停滞性の高気圧	85
3.6	全球アンサンブル予報システムによる5日間平均の予測精度	94
4	2週間気温予報（5日間平均気温）の活用	100
5	今後の展望	103
5.1	外国気象機関の状況	103
5.2	全球EPSの将来的な開発の方向性と展望	105
5.3	ガイダンスの改善に向けて	110

はじめに¹

およそ1週間先に発現する顕著な高温、低温に対して、その可能性が高まっていることを注意喚起し、早めの対策を促すことを目的に、異常天候早期警戒情報(以下早警)の運用を2008年3月に開始した。それから約10年が経過し、早警やその基礎資料は、農業をはじめ、水産、アパレルや飲料関係といった小売分野など、幅広い分野で活用されている。

この間、数値予報モデルとガイダンスの改良により着実に予測精度が向上した。早警は7日平均気温がかなりの高温またはかなりの低温となる確率をもとに情報を発表しており、予報対象期間は、初日(初期値の6日後からの7日間)から最終日(初期値の9日後からの7日間)までである。予測精度はリードタイムが長くなるほど低下していくが、再予報によるガイダンスの精度は、現在の最終日の精度が、早警の運用開始当初の初日の精度とほぼ同等まで向上している。一方、早警の運用開始以後、情報の活用が期待されるユーザーとの対話を繰り返し、その中で、より空間的に細かい情報が欲しい、気温のピークの時期が知りたい、最高最低気温が欲しい、ある温度を閾値として対策をとるためには気温が何度になるかが必要、週間予報とシームレスにつながる情報が欲しいなど、多くの要望をいただいた。また、早警はその性質の割に名称が重くて放送で使いにくい、などという声もいただいた。

このような予測精度の向上とユーザーからの要望、また、気象庁のスーパーコンピュータシステムの更新を背景に、今般新たな情報として「2週間気温予報」を毎日発表することとした。また、これまでの早警に相当する情報として、プッシュ型で顕著現象への早期の注意を呼び掛ける「早期天候情報」の運用を開始することとした。

2週間気温予報では、「5日間平均」「地点別の最高気温、最低気温」「毎日発表」が特徴である。これまでの地域平均の平均気温に加え、予測精度がやや低い地点毎の最高、最低気温も予報対象としたが、これはユーザーからの要望を踏まえ、利便性の向上を狙ってのことである。一方で時間分解能に関しては、

当初は週間天気予報とシームレスな情報として提供するために日別に予測することを検討したが、予測精度を評価したところ日別では極端な気温の捕捉率が大幅に低下することがわかり、結局、5日間平均を予測することとした。それでも今までの7日間平均よりは時間的に短い変動を捉えられるようになり、利便性は向上すると考えている。一方で、5日間平均にすることにより2週間気温予報を週間天気予報の日別気温と同じ性質の情報としてシームレスにつなげて捉えることは難しくなった。このため、ホームページ上では、性質の違う気温であることを明示した上で、週間天気予報の日別気温とその先の期間の2週間気温予報の5日間平均気温を一括で表示し、気温の推移がイメージできるようにした。

日々の気温と5日間平均の気温では、予測対象とする主な現象が異なる。すなわち、日々の変動が主に移動性高低気圧に関わる傾圧不安定波を対象としているのに対し、5日間平均は主にブロッキング高気圧や波長の長い偏西風の蛇行などに関わる準定常ロスビー波が対象になる。2週間気温予報を理解し、解説するためには、こうした現象を理解しておくことが重要である。もちろん、そのまま専門的な解説が必要になるわけではないが、何が予測できて何が予測できていないかを把握、解説できることで、情報の受け手から信頼を得ることに繋がる。

本テキストでは、2週間気温予報と早期天候情報の開始の背景、狙い、仕様に加え、これらの情報が対象とする現象とその予測可能性について記述した。本テキストを読むことで、情報そのものと、それに関わる現象と予測可能性についての理解を深め、情報の提供者としての能力を高めていただきたい。

猛暑日の増加など地球温暖化の影響はすでに顕在化しており、それに適応する必要がある。また、少子高齢化が急速に進んでおり、生産性の向上が喫緊の課題となっている。高齢者の熱中症被害や除雪時の事故も大きな社会問題となっている。2週間気温予報や早期天候情報は、このような課題の対策として有効な情報となりうる。今後、利活用を促進していくが、そのためにも本テキストを利用していただきたい。

¹ 前田 修平

1 異常天候早期警戒情報のレビュー

1.1 異常天候早期警戒情報の沿革¹

当庁は2008年3月に異常天候早期警戒情報の提供を開始した。本節では、異常天候早期警戒情報の提供開始以降の改善や異常天候早期警戒情報に関連した取組についての主な経緯をレビューする。

1.1.1 異常天候早期警戒情報の開始(2008年3月)

本項では、2008年3月の異常天候早期警戒情報の開始について前田ほか(2008)により紹介する。

2008年以前の季節予報は3階級の予報のみであり、異常な天候の可能性が予測された場合に、そのことを伝え、警戒を呼びかけることを目的とした情報がなかった。一方で、異常な天候の影響を直接的に受けやすい農業関係機関からは、それに関する情報の充実を求められていた。そこで、数値予報技術の進展と、異常天候のメカニズムや予測可能性の理解が進んできたことを技術的な基盤として、利用者からの意見を聞きながら情報形態の検討を行った結果、1週間程度のリードタイムを持った異常天候早期警戒情報を提供することとなった。

情報の一般への提供開始に先立って、2007年3月からの約1年間、農業やエネルギー関係の機関(以降、「協力機関」と呼ぶ)の協力を得て、試行を実施した。その目的は、適切な情報内容の検討、顕著な高温・低温による影響とその回避策の把握、利用の促進を図るための情報利用のモデルケースの作成等であった。試行において協力機関からは、情報や確率予測資料の活用の可能性や、発表タイミングに対する評価が寄せられた。また、最高・最低気温等の予測要素の拡充やアメダス地点を対象とした予測の提供、わかりやすい解説の充実の要望も寄せられた。

また、利用者が必要とする任意の気温以上(以下)となる確率がわかるよう、情報発表の有無にかかわらず、異常天候早期警戒情報の作成に利用した「確率予測資料」等の関連資料を当庁ホームページに掲載した。

1.1.2 異常天候早期警戒情報への降雪量の追加(2013年11月)

本項では、2013年11月より実施している異常天候早期警戒情報への降雪量の追加について大久保と中三川(2013)により紹介する。

異常天候早期警戒情報を開始した当初は、ある程度の予測精度を確保できる気温を予測対象としていた。一方、「平成18年豪雪」や、2010/2011年冬以降の3年連続した大雪による交通障害及び農作物への被害が相次いだ中で、大雪が予想された場合に早い段階で情報がほしいという防災関係機関からの要望が高まった。当庁ではこうした要望に対応するために、大雪予測に関する技術開発を進め、「大雪に関する異常天候早期警戒情報」の提供を開始した。これは、できるだけ早い段階で事前の準備や対策を行うことで、交通障害や農業施設への被害、屋根雪による家屋損壊、雪下ろし中の事故といった大雪による災害を軽減することを目的とした情報である。なお、当情報の提供開始に先行して、2012年11月からは「かなりの低温」が予想されかつ大雪が予想される場合に、「低温に関する異常天候早期警戒情報」に「かなり多い降雪」に関する情報を付加して警戒を呼びかけた。

当情報の発表基準は、各地方予報区の7日間合計降雪量が平年に比べて「かなり多い」となる確率が30%以上とした。ただし、従来季節予報で利用してきた地域平均値は、多くが平地に位置する気象官署のデータをもとに作成していたため、本情報に利用するデータとしては不十分だった。そこで、交通障害や屋根雪による家屋損壊等による社会的影響が特に大きい山地も含めた情報を作成することを目的に、山地を多く含むアメダスの観測値も含めた地域平均値を利用した。

また、当情報の運用等を検討する上での参考とするために、当情報が大雪災害につながるような状況とどのような関係があるかが整理された。その結果、実況において地域平均7日間降雪量が「かなり多い」ときは、その地域内で大雪注意報(警報)基準を超過している割合が、気候学的に大雪注意報(警報)基準を超過する割合の2~6倍(2~13倍)だったため、当情

¹ 坂下 卓也

報が発表された場合には、大雪の災害が発生するリスクが高まるということがわかった。

1.1.3 熱中症に対する注意喚起の開始(2011年6月)

本項では、東日本大震災以降の電力ひっ迫に対応した政府としての取組の一環として2011年6月より実施している、異常天候早期警戒情報における熱中症に対する注意喚起の開始について紹介する。

東日本大震災以降の電力ひっ迫に対応した取組として、当庁では短期予報から異常天候早期警戒情報に至るまで、節電を意識しつつ熱中症に注意を呼びかける情報の提供を行うこととした。短期予報においては、翌日又は当日の最高気温が概ね35℃(一部の地域では35℃以外を用いることもある)以上になることが予想される場合に、気温の予測情報に加えて熱中症に注意を呼びかけるコメントを付記した「高温注意情報」を新たに発表することとした。高温に関する異常天候早期警戒情報においては、地方予報区内のいずれかの気象官署で7日間平均気温が「一定の値」を超える可能性が大きいことを目安に、熱中症への注意を呼びかけることとした。気温の目安とする「一定の値」は、過去の熱中症による救急搬送者数と7日間平均気温との関係において、熱中症による搬送者が急激に増加する気温を基に決定した(第1.1-1表)。熱中症への注意喚起は、異常天候早期警戒情報の解説行に付加する形で実施した。

この取組は、現在まで継続している。また、毎年開催される熱中症関係省庁連絡会議²で当庁の取組のひとつとして関係省庁に紹介している。

第1.1-1表 熱中症への注意を呼びかける7日間平均気温の目安

地方	7日間平均気温
北海道地方	24℃
東北地方	26℃ (2011年のみ25℃)
北陸地方	27℃
上記以外の地方	28℃

² http://www.wbgt.env.go.jp/heatillness_rma.php

1.1.4 電力需要予測のための2週目気温予測資料の提供

本項では異常天候早期警戒情報に関連して、東日本大震災以降の電力ひっ迫に対応した政府としての取組の一環として2012年6月から2016年3月までの夏季及び冬季に実施した電力需要予測のための2週目気温予測資料の提供について、野津原と伊藤(2013)により紹介する。

当庁は資源エネルギー庁及び電気事業連合会からの要請に基づき、電力需要の多い時期に、電力消費量の多い全国12地点³の2週目(予測発表日の8日間後～14日間後)の気温予測資料を電力業界に提供した。提供した資料の例を第1.1-1図に示す。

気温予測の提供にあたって電力業界からまず挙げられた要望は、対象地点に対して週間天気予報と同じ形式の気温予測を2週目にも提供してほしいというものだった。この要望は、当時提供していた異常天候早期警戒情報等と比較すると、次の点で大きな隔たりがあった。

- (ア) 地点を対象とした、偏差でない絶対値の予測
- (イ) 平均気温ではなく最高・最低気温の予測
- (ウ) 日別の予測

このうち(ア)については当庁ホームページで提供している確率予測資料があったが、電力業界からは需要予測が日のピーク値を対象に行われているため、7日間平均気温では利用に適さないとされた。ただ、「週のいつごろかは特定できなくても、対象とする週におけるの最高気温の最も高い日の最高気温」(夏季の場合の例)という予測があれば2週目の使用電力のピーク値という形で需要予測が出来るとの提案がなされた。これに対して、確率予測資料と過去の統計的関係を用いて新たに作成した予測値を検証したところ、気候値予報を上回る精度が得られたため、この手法で作成した予測値を電力業界に提供した。この予測値は、過去の確率予測資料による7日間平均気温の予測値を説明変数に、期間中の日最高気温の最高値を目的変数にした単回帰式により作成した。

³ 札幌、仙台、新潟、東京、名古屋、金沢、大阪、広島、高松、福岡、熊本、鹿児島

電力業界に提供した2週目気温予測資料は、各電力会社における電力需要予測に活用されたほか、その需要予測は「でんき予報」として一般にも公開され、節電の取り組みの促進に活用された。

電力需要予測のための2週目気温予測資料
資料作成日 平成 25 年 6 月 14 日
対象期間 平成 25 年 6 月 22 日～平成 25 年 6 月 28 日
期間中の日最高気温の最高値
札幌 26.8 °C (24.0 °C ～ 29.6 °C)
仙台 27.7 °C (24.8 °C ～ 30.7 °C)
新潟 29.1 °C (26.4 °C ～ 31.7 °C)
東京 29.7 °C (27.7 °C ～ 31.7 °C)
.....

第 1.1-1 図 電力業界に提供した 2 週目気温予測資料の例

1.1.5 まとめ

2008 年 3 月に異常天候早期警戒情報の提供を開始して 11 年間が経過した。その間に各方面の利用者から寄せられた意見や要望に応えるよう改善や情報提供の取組を行ってきた。さらに情報そのものの改善についても検討を行い、2019 年 6 月頃には 2 週間気温予報及び早期天候情報の提供を開始する予定である。2 週間気温予報及び早期天候情報についての詳細は、第 2 章に記述する。

参考文献

- 大久保忠之, 中三川浩, 2013: 大雪に関する異常天候早期警戒情報の開始. 平成 25 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1-8.
- 野津原昭二, 伊藤明, 2013: 電力需要予測のための2週目気温予測の提供. 平成 25 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 50-53.
- 前田修平, 経田正幸, 渡辺典昭, 2008: 異常天候早期警戒情報の概要. 平成 20 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1-10.

1.2 活用事例¹

1.2.1 はじめに

異常天候早期警戒情報は、2008年3月の運用開始以降、農業分野を中心に活用が進みつつある。当庁では農業、水産業、電力、小売業等の事業分野と連携して、各事業における予報利用のメリットを示す事例(成功事例)を創出し、その活用の普及に取り組んで(中三川, 2013)きており、このことが活用を促していると考えられる。事例の創出では、2011年度から2015年度にかけて、当庁と国立研究開発法人農業・食品産業技術総合研究機構(農研機構)が農作物の生育予測における気象情報の活用可能性について共同研究を実施した(気象庁と農研機構, 2016)。また、気候情報の利便性の向上にも取り組んだ。例えば、異常天候早期警戒情報や1か月予報の基となる全国約150地点の2週間先までの7日間平均気温(毎週月・木曜日)及び向こう28日間平均気温(毎週木曜日)の予測値(以下、ガイダンス)を、表計算ソフトでの利用が容易なCSV形式で当庁ホームページで提供した。これらの結果、都道府県における早期に警戒を促す技術情報の作成の他、水稻の刈り取り適期、小麦の開花時期、果樹の開花時期といった生育予測での気温予測の活用事例が順調に増えている。さらに、ビジネスでの活用の成功事例を創出する目的で一般社団法人日本アパレル・ファッション産業協会、日本チェーンドラッグストア協会、一般社団法人全国清涼飲料連合会、大手家電流通協会とも共同調査を実施し、気象情報のビジネスでの活用にも広げてきた。本節では、異常天候早期警戒情報の活用の現状とともに、予測値の最近の活用事例も含めて紹介する。

1.2.2 農業関係機関での情報発表に用いた定性的な活用事例

農林水産省では、当庁が発表する気象情報等に基づき発出する農作物等の被害防止に向けた技術指導通知をホームページ²に掲載している。この内容には、異常天候早期警戒情報も利用されている。さら

に、各地域の農政局は、農林水産省からの情報と地域の気象台が提供する防災情報等の内容も踏まえて技術指導通知を発出する。これを受けて都道府県では、営農支援情報の提供等によって生産者への伝達や事前対策のための現地指導の徹底がなされる。生産者への伝達手段としては、報道機関、農業協同組合(JA)、地域振興局、市町村等への情報提供やホームページが利用される。高温や低温等に対して早期に対策を促す内容の農業技術情報や、病虫害防除所が発表する病虫害発生予察情報での具体的な活用例を示す(第1.2-1表)。

第1.2-1表 異常天候早期警戒情報を参考として各都道府県が発表した技術情報の例。「農業に役立つ気象情報の利用の手引き」³による。

季節		発表した技術情報
春	低温	晩霜害に係る技術対策及び今後の経過観察(2013年4月13日、長野県)
		低温に関する異常天候早期情報に伴う農作物の管理対策(2015年4月3日、新潟県)
		低温に伴う農作物技術対策について(2015年4月3日、福井県)
	高温	少雨・高温に対する農作物の管理(技術対策資料)(2015年4月28日、5月8日、山梨県)
夏	低温	低温に伴う農作物の技術対策(2016年7月13日、宮城県)
	高温	高温予報に伴う営農技術情報(2012年8月31日、北海道)
		農作物等の管理対策(2012年7月31日、新潟県)
		高温に伴う農作物の管理対策(2012年7月27日、新潟県)、高温・少雨に伴う農作物の管理対策(2012年8月3日、新潟県)
		農作物の高温・少雨地作技術資料(2013年8月12日、愛知県)
		高温に伴う農作物管理に関する技術対策について(2012年7月30日、滋賀県)
		高温と少雨に関する農作物の管理について(2013年8月2日、宮崎県)
冬	低温	かんきつ類寒害緊急対策について(2016年1月14日、21日、広島県)
	大雪	大雪への注意喚起と事前対策情報(2017年1月5日、山形県)
病虫害防除情報		病虫害発生予察注意報第5号(イネいもち病)(2015年9月3日、熊本県病虫害防除所)
		かぼちゃにおけるモザイク病の防除対策について(平成27年11月30日、沖縄県病虫害防除技術センター)

¹ 萱場 互起

² http://www.maff.go.jp/j/seisan/kankyo/gijyutu_sido.html

³ <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/nougyou/tebiki.html>

(1)夏の低温

2016年7月下旬の東北地方での低温を例に、仙台管区気象台が発表した気象情報と宮城県農林水産部による対応の流れを第1.2-1図(仙台管区気象台,2018)に示す。宮城県農業振興課(農業革新支援センター)は「低温に関する異常天候早期警戒情報(東北地方、7月11日)」を受けて平成28年7月13

年月日	平成28年7月						
	...	11日	12日	13日	14日	...	20日
気象台発表の気象情報	・低温に関する異常天候早期警戒情報(7/11と7/14)			・低温に関する東北地方気象情報(7/20)			
農作成の農業技術情報	・週間天気予報(毎日) ・確率予測資料(毎週月・木曜日) ・1か月予報(毎週木曜日)						
農業者への技術支援	・低温に伴う農作物の技術対策情報(7/13) (宮城県農林水産部農業振興課 農業革新支援センター)						
	・平成28年産水稻の生育状況について(7/4, 7/12, 7/21)						
	・現地指導の徹底 対象作物: 水稻、大豆、果樹、野菜、花き (対策例) ・水稻: 幼穂保護の深水管理の徹底、前歴深水と減数分裂期の深水管理、いもち病への防除対策の徹底。 ・大豆: 明きよの補修。 ・果樹: 光環境を整える。適切な防除。 ・野菜・花き: 明きよ等の排水対策、予防や初期防除、晴れ間での遮光や換気による気温や葉温の低下を図る。						

第1.2-1図 2016年7月下旬に低温となった際の気象台・農業機関等の対応例「農業に役立つ気象情報の利用の手引き(東北地方)」より

平成28年7月13日 農業振興課 (農業革新支援センター) 022-211-2837	
低温に伴う農作物の技術対策情報	
1	<p>低温に関する気象状況について 平成28年7月11日14時30分に、仙台管区気象台から「低温に関する異常天候早期警戒情報(東北地方)」が発表された。 発表によれば、東北地方では7月9日頃からの約1週間、かなりの低温(7日平均地域年差-3、2℃以下)となる確率が30%以上と見込まれている。</p>
2	<p>農作物の技術対策</p> <p>(1) 水稻</p> <p>① 県内平坦部の移植水稻は7月7日頃に幼穂形成期(出穂25日前)に入っていることから、最も低温に弱い減数分裂期(出穂15～10日前)は7月17～22日頃と予想される。 ② この時期にかなりの低温が予想されることから幼穂保護の深水管理を徹底する。効率的な水管理を実施できるように、用水路の整備や畦はんの補修等を行うとともに、用水の確保について、土地改良区や水利組合等と十分な連携を図ること。 ③ 平均気温が20℃以下または最低気温が17℃以下の場合には、被害軽減のため前歴深水と減数分裂期の深水管理を組み合わせる。 幼穂形成期から減数分裂期までの期間は水深10cm前後に灌水し、幼穂を保温(前歴深水)。減数分裂期(幼穂長3～1.2cm)には17～20cmの深水にし、幼穂の保温に努める。 この水深が確保できない場合でも、可能な限り深水にすることにより、障害不熟の発生は軽減される。 ④ 併せて、いもち病の発生に留意する必要がある。特に、箱処理剤や予防剤の効果は低下し始める時期なので、葉いもちの発生に注意し、発生が見られたら、葉葉処理剤で防除を実施する。また、穂いもちの予防剤を使用する場合は、適期を過ぎないようにする。</p> <p>(2) 大豆</p> <p>① これまでの降雨により、中耕培土が遅れたり、明きよ等の排水対策が不十分で、停灌水のため生育が遅れているところが見られる。今後、低温・多湿によって立枯性病害などの発生が多くなる場合があるので、明きよの補修等を行い、ほ場の停灌水を排出し、根の健全化に努める。</p> <p>(3) 果樹</p> <p>① 果実肥大が遅れているところ、着果量の多いところは早急に摘果を進める。 ② 7月から8月にかけては、各樹種とも花芽分化期となる。来年の良質な花芽を作るには、樹冠内の光環境を整える必要がある。光の透過を妨げる徒長枝は取り除き、十分な日照が当たるようにする。また、新梢停止期でもあり、特にリンゴでは、過度の夏期せん定は一度停止した新梢が再び伸張し始めるので、徒長枝切りは一度に実施しないで、7月から9月にかけて3回程度に分けて実施する。 ③ 曇雨天の下では、リンゴの斑点落葉病、地斑病、ナシの黒星病、黒疫病、共通して輪紋病、炭疽病などの病害の発生、蔓延が懸念されるので、適切な防除に努める。</p> <p>(4) 野菜・花き</p> <p>① 排水不良等による生育障害が発生しやすいので、明きよ等の排水対策を講じておく。 ② 多湿で病害が発生しやすいので、予防や初期防除に努める。 ③ 果菜類では不良果実を早めに摘果し、樹勢の維持を図る。 ④ 施設内では、病害の発生を抑えるため、湿度管理に注意し、必要に応じて暖房機や循環扇を利用して送風や換気に努める。 ⑤ 施設内では、梅雨等の晴れ間に強光と高温にあって急激に萎れて葉焼け等の障害を起こすことがあるので、遮光や換気を行って気温や葉温の低下を図る。</p>

第1.2-2図 宮城県農業振興課(農業革新支援センター)が2016年7月13日に発表した低温に伴う農作物の技術対策情報

日に「低温に伴う農作物の技術対策情報」(第1.2-2図)を発表した。なお、この情報は水稻の生育状況に関する定期的な情報(2016年7月4, 12, 21日)に加えて臨時に提供されたものである。県内各地の農業改良普及センターでは、農業者への低温対策に対する支援として本情報を利用し、水稻、大豆、果樹、野菜・花きを対象に、現地指導の徹底を促した。

(2)夏の高温

夏の極端な高温やその状態の持続は、農作物に被害をもたらす。「高温に関する異常天候早期警戒情報(北海道地方)」が2012年8月中旬から9月下旬にかけて計10回発表された間に、北海道では臨時に「高温予報に伴う営農技術情報(2012年8月31日)」を発売し、畜産の暑熱対策、高温による水稻や家畜用飼料とうもろこしの適期収穫に関わる応急技術対策、現地指導、経過観察を実施した。宮崎県では、「高温に関する異常天候早期警戒情報(九州南部・奄美地方)、2013年8月2日)」等に対して農業被害対策情報「高温・少雨に関する農作物の管理について(8月2日)」を発売し、稲には計画的な配水、病害虫(ウンカ類や紋枯病等)への防除対策の徹底を、大豆には畦間の通水、ハスモンヨトウ等の害虫の発生注意を、果樹には用水の確保、適宜かん水、ハダニ類の防除、草刈り、敷き草を、野菜・花きには、適量のかん水、敷きわら、ハウス内の気温や地温の上昇抑制、病害虫防除の徹底を指導した。

(3)春の低温

春の低温は凍霜害をもたらすことがある。長野県では、「低温に関する異常天候早期警戒情報(関東甲信地方、2013年4月10日発表)」を参考に、作物の生育状況もふまえて「晩霜害に係る技術対策及び今後の経過観察(4月13日)」を発表し、農作物への対応と今後起こりうる顕著な低温に対する注意喚起を行った。さらに低温期間中には「凍霜害に係る応急技術対策(4月22, 26日)」を発売し、農業改良普及センターではJA等と連携して、生産者に対して技術情報に基づいた農業技術指導を行った。

新潟県は「低温に関する異常天候早期警戒情報」(北陸地方、2015年4月3日)を受けて「低温に関する異常天候早期情報に伴う農作物の管理対策(4月3日)」を公表して注意喚起を促した。農業普及指導センターでは同日に「緊急情報(4月3日)」を発出し、種子消毒から育苗・出芽期の温度管理等の徹底を呼びかけた。福井県でも、同日(4月3日)に「低温に伴う農作物技術対策について」を公表し、農業現場に対して注意喚起と低温対策の指導を行った。

(4) 春の高温

この時期は、水稻等の播種の盛期をむかえ、育苗作業が始まる。水稻、野菜や花き等のハウスやトンネル栽培では、温度の上がりすぎによる出芽不良等を防ぐために、天候に合わせた温度管理や細やかな換気作業に努めることが重要である。山梨県では「高温に関する異常天候早期警戒情報(関東甲信地方、2015年4月23、27日)」と農作物の生育状況や圃場等の農業に関する情報収集の結果もふまえ「少雨・高温に対する農作物の管理(技術対策資料)(4月28日、5月8日)」を公表し、圃場の乾燥を防止する対策やブドウのジベレリン処理(種なしぶどうにするための作業)効果の低下を防ぐ対策をまとめて通知した。

果樹においては、モモ、ナシ、リンゴ等の主要作物の開花時期でもあり、生産者は、結実を確保するための花粉および器具の準備や作業員の確保、ミツバチ等の放花昆虫の確保を行う。極端な高温(または低温)によって開花日が平年に基づいた見通しから早まる(または遅くなる)ことで、作業の適期を逃すリスクがある。このことから、生育予測に基づいた技術指導が実施されている。

(5) 冬の低温と大雪

冬に温度が低すぎたり、雪が多すぎたりすると、農作物やハウス等の施設に被害をもたらす。2016年1月中旬から下旬にかけて強い寒気が南下したため、低温や大雪により西日本では広い範囲で凍結害や積雪害が発生した。広島県はJA広島果実連と連携して、低温や大雪が現れる前に広島県北広島町を対

象に「かんきつ類寒害緊急対策1号(1月14日、21日)」を発出し、技術指導を行った。

東北地方では2017年1月中旬に、発達した低気圧や冬型の気圧配置が強まった影響で山沿いを中心に大雪となったところがあった。「大雪に関する異常天候早期警戒情報(東北日本海側、2017年1月5日)」では、1月10日頃からの1週間を対象に大雪に関する注意を呼びかけており、これを受けて山形県では、同日に大雪に対する注意喚起と事前対策といった緊急号外の情報を公表し、対策指導を行なった。

(6) 各県等の病虫害防除所での活用例

病虫害防除所が実施する防除に関する技術指導でも異常天候早期警戒情報が活用されている。熊本県病虫害防除所では、「低温に関する異常天候早期警戒情報(九州北部地方、2015年8月31日)」と現地調査(9月2日実施)の結果から、低温による発生拡大が予想されたとして「病虫害発生予察注意報第5号(イネいもち病)(9月3日)」を発表するとともに地域振興局やJAにメールやFAXで周知した。地域振興局とJAは、連携して現地巡回や講習会等で生産者に対し防除の強化を呼びかけた。

沖縄県病虫害防除技術センターでは、「高温に関する異常天候早期警戒情報(沖縄地方、2013年11月26日)」を参考に、「平成27年度・技術情報第3号 かぼちゃにおけるモザイク病の防除対策について(11月30日)」と「平成27年度病虫害発生予報第9号(12月予報)(11月30日)」で高温に備えた技術対策指示と注意喚起を行い、現地指導の徹底、現地観察等での注意喚起を行った。

1.2.3 各種農作業の実施時期の予測に用いた定量的な活用事例

ガイドンスは、農業分野での作業適期を予測するために定量的に活用されている。

作物には出穂期、開花期、成熟期等の発育ステージがあり、それぞれの期間には必要な作業を行う適切な時期がある。営農現場では、作業可能日数を踏まえた作業計画の立案、農業機器や施設の稼働準備、作業を行う人員確保のために、できるだけ早

い段階から作業適期を精度良く推定することが重要になる。効果的な生産・病害虫防除の作業ができれば、例えば稲作の早刈りや刈り遅れによる検査等級の低下を防ぐことが可能となり、高品質な米の生産量を増やすことができる。

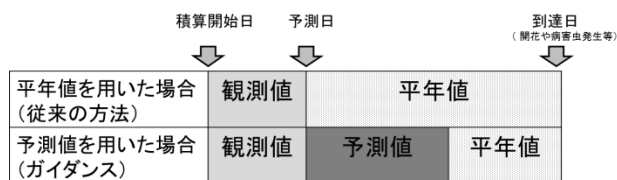
当庁と農研機構との共同研究によってガイダンスの活用事例が創出され、以下が実用化されている。

①東北農業研究センターおよび岩手県立大学が共同で運営する「Google Map による気象予測データを利用した農作物警戒情報」⁴

②農研機構が運営する「リアルタイムアメダスを用いた麦の発育ステージ予測」⁵

①の東北農業研究センター等の取り組みのような極端な高温や低温のリスクの高まりを事前に把握する活用方法では、従来の1週先までの予測に加えて、2週先までの予測情報も活用できるようにした。利用者からのアンケートによると深水管理等の準備期間を長くすることができ、人員の配置や機器の準備等効果的であるとの評価をいただいている。

②では、生育予測モデルに入力する将来の気温の値を、従来使用していた平年値の代わりにガイダンスに置き換えた結果(第 1.2-3 図)、開花3週前の時点(通常4月10日頃)において、20年分(1991~2010年)で改善は13年、改悪は3年、極端な高温の際には数日(最大3日)程度改善することを示した。小麦の赤かび病対策には、小麦開花期に無人ヘリを利用して広域一斉防除(薬剤散布)を行うことが効果的である。この作業は、開花期の2,3週間前に実施日を決める必要があるため、より精度の高い予測は有効である。



第 1.2-3 図 生育予測に活用する気温データ

上図は従来の平年値を活用した方法、下図は気温予測に置き換えた場合を示す。

⁴ https://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/taio_suitou.html

⁵ https://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/taio_komugi.html

②のような生育予測モデルでの気温予測の活用が農業現場で広がりつつある。都道府県の農業担当部局や試験場では、農作物の開花日や収穫適期、病害虫防除適期を生育または発生予測モデルとして定量化し、作業適期の予測を行っている。生育または発生予測モデルでは気象データも利用されており、特に気温と日照(日長)が重要である。過去(作物の生育の特定の時点)から現在までの値と、この先の値が必要となる。現在までの値は実況値を利用できるが、それ以降は従来では平年値(過去30年平均値等)が利用されていた。しかし、実際の気温は実況値や平年値から大きく外れた値で推移することも多々あるため、予測に平年値を用いると適期の推定に大きな誤差を伴う場合があった。

そこで、予報値としてガイダンスが活用されつつある。水稻の刈り取り適期の予測、果樹の開花予想、病害虫発生予察といった農業技術情報で実用化する機関もあり(第 1.2-2 表に各県の関係機関のホームページで確認した技術情報を示す)、山形県では予測精度の調査も実施した結果、刈り取り適期(9月)に対して、8月20日の時点において、平年値を用いると誤差は6~7日となる年もあるが、ガイダンスを用いると予測誤差は2日程度まで小さくできると報告している(横

第 1.2-2 表 気温予測データを活用した例

各情報を確認した年を示しておりそれ以降も継続する情報もあることから「~」を付した。各情報はホームページ等で確認した。

作物	項目	具体的な情報例
水稻	冷害・高温障害対策	農研機構 東北農研センター 栽培管理のためのメッシュ情報
	収穫適期予測	山形県 おきたま米づくり情報(2014年~)
		香川県 「おいでまい」通信(2016年~)
		新潟県 稲作技術情報(2016年~)
小麦	開花日予測(赤かび病対策)	農研機構 西日本農研センター リアルタイムアメダスを用いた麦の発育ステージ予測
果樹	モモの開花日予測	山梨県 モモの開花予想と開花日(2017年~)
病害虫	発生予察	沖縄県 技術情報カンシャコバネナガカメムシ(ガイダー)の防除適期について(2014年~)
その他	メッシュ情報	農研機構 メッシュ農業気象データシステム
水産	養殖関連情報	宮城県 ワカメ養殖通報(2014年~)

山, 2014)。山梨県では、2018年3月のモモの開花予測に従来の平年値を用いた方法に加えて、気温予測も活用し、生産者に極端な高温に対する早めの作業を促した。山梨県果樹試験場によると、毎年3月に生育予測モデル式を用いて開花日予測を推定するのだが、極端な高温となった2018年においては、3月6日の時点で、モモの生育予測モデル式に入力する気温予測値にガイダンス(28日平均で1か月予報に相当)を利用した場合、実際の開花日の3月31日を的中しており、平年値を利用した場合(4月3日を予測)に比べて3日改善した。3月13日の時点においても、ガイダンス(2週間先で異常天候早期警戒情報に相当)を利用した場合、実際の開花日の3月31日(平年値を利用した場合は4月4日)を、ばらつきなく予測しており、4日改善し的中していた。

水産業の分野でもガイダンスを活用する事例がある。浅い海の海面水温には気温が大きく影響するため、気仙沼水産試験場では、2週間先の気温予測に基づいて海面水温を予測し、2014年度以降、「気仙沼ワカメ養殖通報」として発表している。

農研機構が開発を進める「メッシュ農業気象データシステム」⁶においてもガイダンスが導入されており、全国の農業関係機関を中心に精度評価に関する情報収集も含めた試験運用が実施されている。今後社会実装されれば、法人等企業による農業経営ビジネスといった活用の幅が広がる。

1.2.4 ビジネスでの活用

アパレル・ファッション業界では、様々な商品の販売数と平均気温との間に明瞭な関係があり、サンダルは15℃を上回る時期、レディースニットは27℃を下回る時期から、それぞれ販売数が伸びることが示された(気象庁, 2014)。売れはじめる時期を事前に把握できれば、効果的な販売促進の初動をより早くでき、ビジネスチャンスにつなげられる。週間天気予報よりも先の長期の予測を活用すれば、店頭での販売促進、販売機会ロスの対策として、以下が可能となる。

- ・ 売り場での商品陳列量増減タイミングの見極め

- ・ 倉庫から店舗への商品配送量の調整
- ・ POP(店頭での販売促進のための広告媒体)等の Visual Merchandising(視覚的販促手法)の強化
- ・ 消費者への積極訴求
- ・ 商品別の売り場面積比の調整

ある企業では、販売数と気温との関係の調査結果を踏まえ、2週間先の気温予測を活用した実験を実施した。具体的には、本社の企画部門が気温予測値を営業部門に伝達し、営業部門が全国の店頭販売員に情報発信し、肌着の売り上げが伸びる気温になるタイミングに合わせて顧客に訴求するための指示をした。その結果、売り上げ拡大するといった成果を上げ、予測利用の効果を実証した。

清涼飲料業界では、製造や小売において気象の影響が大きいことは容易に想像できるが、過去のデータや経験、勘で対応していることも多いのが現状のようである。2017年度に実施した清涼飲料業界との共同調査(気象庁, 2018)により、自動販売機における清涼飲料の販売数と気温に強い関係(相関係数が0.9を超える品目もある)があることが示された。さらに、東京においてはホットコーヒーの販売数は10月頃に急増するため、自動販売機のコーヒー飲料のクールドからホットへの切り替え時期や補充量の判断に気温予測を活用した結果、販売機会ロス・商品廃棄ロスの削減につながる結果が得られた。

1.2.5 まとめ

異常天候早期警戒情報が農業の技術対策及び今後の経過観察の注意喚起でも活用されている。異常天候早期警戒情報の定性的な活用と基礎データであるガイダンスを用いた定量的な活用事例を紹介した。最近では、生育予測や発生予察における定量的な活用が広がってきている。生産者への周知の徹底と万全な事前対策、人員配置、作業計画が可能となる。早い段階からの準備はより強固な備えにつながる。当庁では、農業の指導者を対象とした対話や農業に役立つ気象情報の利用の手引きを教材としたセミナーを実施する等、気象情報と予測データの利活用促進に取り組んでおり、今後も引き続き普及に取り組む。

⁶ <https://amu.rd.naro.go.jp/>

参考文献

- 気象庁, 2014: 気候情報を活用した気候リスク管理技術に関する調査報告書～アパレル・ファッション産業分野～(平成 25 年度). 気象庁委託調査, 121pp.
https://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/H25_apa_chousa.html
- 気象庁, 国立研究開発法人農業・食品産業技術総合研究機構, 2016: 気候予測情報を活用した農業技術情報の高度化に関する研究. 共同研究報告書(平成 23～27 年度), 31pp.
https://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/nogyo_hokoku.html
- 気象庁, 2018: 気候情報を活用した気候リスク管理技術に関する調査報告書～清涼飲料分野～(平成 29 年度). 気象庁委託調査, 124pp.
https://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/H29_drink_chousa.html
- 仙台管区气象台, 2018: 平年と大きく異なる天候が予想される際の情報の流れ. 農業に役立つ気象情報の利用の手引き, 30-30.
<https://www.jma.go.jp/jma/kishou/nougyou/tebiki.html>
- 中三川浩, 2013: 気候リスク管理技術の普及に向けた取り組み. 平成 25 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 17-62.
- 横山克至, 2014: 気象確率予測資料を用いた水稻刈取適期の予測. 東北の農業気象, 58, 1-6, 日本農業気象学会東北支部.
<http://kishosib.sakura.ne.jp/kaishi.html>

2 2週間気温予報と早期天候情報¹

当庁では、「異常天候早期警戒情報」を廃止して、2019年6月頃に「2週間気温予報」及び「早期天候情報」の運用を開始する予定である。「2週間気温予報」では、2週間先までの気温の推移を毎日発表し、2週間先に顕著な高温、低温またはかなり多い降雪量(冬季日本海側)を見込む場合には早期の注意喚起情報として「早期天候情報」を発表する予定である。本章では、2週間気温予報等について、情報提供の背景、提供する情報の内容や予測精度、情報の特長や留意点を解説する。

2.1 情報提供の背景

本節では、異常天候早期警戒情報の運用開始後、本情報に対する改善の要望、数値予報システムの更新に伴う予測精度の向上及び計算機の更新とそれに伴う資源の増強の観点から、2週間気温予報等の開始の背景を整理する。

2.1.1 異常天候早期警戒情報の課題と活用状況

当庁では、2008年3月から「異常天候早期警戒情報」の運用を開始し、原則毎週月・木曜日²に、5日先から2週間先に平年と大きくかけ離れた天候となると見込んだ場合の注意喚起を行ってきた。具体的には、7日間平均気温が「かなり高い(低い)」(第2.1-1図)あるいは冬季に日本海側の7日間降雪量が「かなり多い」となる確率が30%以上と見込まれる場合に、異常天候早期警戒情報を発表してきた(気象庁地球環境・海洋部、2008; 気象庁地球環境・海洋部、2013)。

この情報の運用開始から約10年が経過し、熱中症、雪害、冷害、高温害や病害虫等の事前の対策に同情報の利活用が進んできている。一方で、利用者に利用実態や要望を聞き取り調査したところ、課題も浮かび上がってきたため、情報の改善を検討してきた。以下に、主な要望や活用状況とそれらへの対応策の検討を示す。

・5日先以降に限らず、目先も含めた気温の推移を知りたい。

⇒(対応)ホームページにおいて、実況から2週間先の気温の推移を同一のページで表示させる。

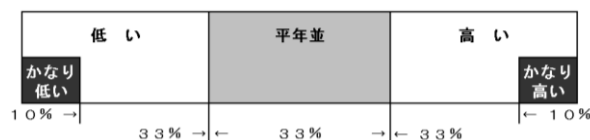
・異常天候早期警戒情報の見通しに変更があれば、週2回に限らず情報を提供してほしい。

⇒(対応)気温の予報を毎日発表する。

・7日間平均では見えてこない、顕著な気温のピークの時期を知りたい。

⇒(対応)ホームページにおいて、気温の推移を色分けした時系列図を示す。また、予測精度を踏まえて(第2.5節)、週間天気予報より先は5日間平均を予報対象とし、現状の7日間平均より細かくする

ここで、予報対象が7日間平均でも5日間平均でもわずかな違いしかないと思われるかもしれない。しかし、過去事例の予測実験によると、短波のじょう乱に関連した数日スケールの気温の変動が卓越することが予測された場合、7日間と5日間平均に違いが見られることが時々見受けられた。例えば、2018年1月前半の北陸地方における気温の変動の大きかった事例に対する7,5日間平均気温ガイダンス³の予測を第2.1-2図に示す。この事例では、これまでの7日間平均の予測では平年差 -1°C 前後の低温偏差が続くことがわか



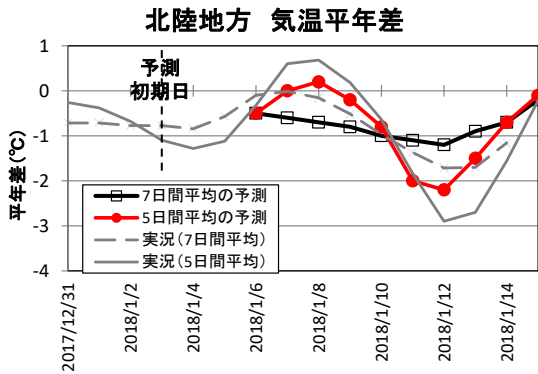
第2.1-1図 気温等の解説用階級

平年値の統計期間(現在は1981から2010年)の実況値から、上位・下位10%の範囲をそれぞれ「かなり高い(低い)」という。また、上位・下位3分の1の範囲をそれぞれ「高い(低い)」といい、その中間の3分の1を「平年並」として3階級の評価をすることもある。詳しくは、気象観測統計指針第5章(気象庁、2018)を参照のこと。また、降水量、降雪量、日照時間についても、同様の定義で「かなり多い(少ない)」などと解説する。

¹ 平井 雅之、伊藤 晋悟

² 月曜日が休日等の場合には翌日に検討・発表する。木曜日は、休日であっても1か月予報と同日に検討・発表する。

³ 予測資料の一つで、数値予報の予測結果を客観的な予測式に基づいて予報要素へ翻訳したもの。季節予報のガイダンスは、各地域または地点の予測値とその確率分布が計算されている。



第 2.1-2 図 2018 年 1 月前半の気温の変動が大きかった事例での、5 日間及び 7 日間平均気温ガイダンスの予測

赤(黒)線は、2018 年 1 月 3 日を初期日とする北陸地方における 5 日間(7 日間)平均気温平年差の気温ガイダンスの予測。灰色の実(破)線は、実況の 5 日間(7 日間)平均気温平年差を示す。

る程度だが、5 日間平均の予測では、2018 年 1 月 8 日頃に一時的に低温から高温へ変わる時期があり、その後 12 日頃を中心に顕著な低温となる気温の推移を、より適切に見通すことができる。このように 7 日間平均と 5 日間平均と言うわずかな平均期間の変更でも、効果が期待できる場合もある。

・平均気温の階級だけでなく、最高・最低気温を知りたい。

⇒(対応) 地域の平均気温の階級に加え、主要地点における最高・最低気温も予報する。

・異常天候早期警戒情報は、プッシュ型⁴の注意喚起情報として、報道等を通じて顕著な気温に対する注意喚起に活用されている。

⇒(対応) 今後も、プッシュ型の注意喚起情報を継続する

・各地の農業技術情報等では、異常天候早期警戒情報の情報文が引用されている。

⇒(対応) 今後も、2 週間先にかけての気温の推移の概況と注意喚起を文章形式で提供する。

⁴ ここでは、当庁から利用者へ注意が必要などときのみ情報が送られてくる方式をプッシュ型の注意喚起情報とよぶ。

2.1.2 予測精度の向上と計算機資源量の増強

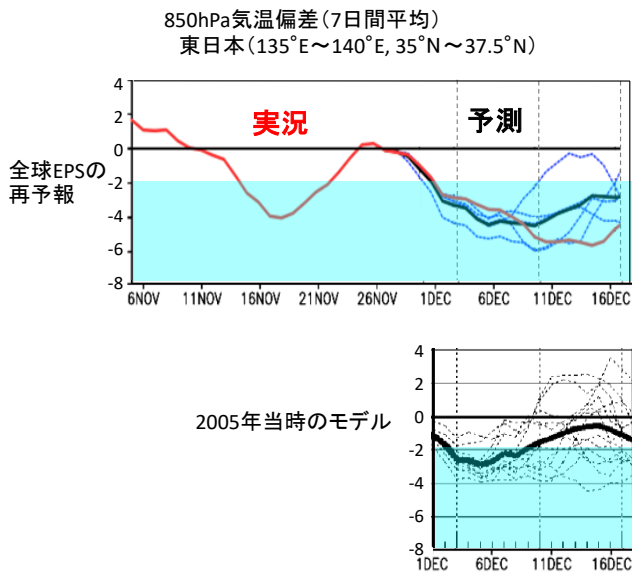
当庁では、予測精度の向上を目指して数値予報システムの開発を継続的に進めてきている。2017 年 3 月に、台風情報、週間天気予報、異常天候早期警戒情報、1 か月予報を一体的に支援する全球アンサンブル予報システム(全球 EPS)の運用が始まった⁵(気象庁地球環境・海洋部 2017)。これにより、1 か月先までを予測する EPS の開発において、開発成果の共有と相互活用を進めることが可能になり、予測精度の向上を効率的に実現できる体制が整った。

ここで、1 か月予報に関する数値予報の予測精度の向上の一例を示す。第 2.1-3 図は、平成 18 年豪雪⁶に関わる 2005 年 12 月の東日本の異常低温について、11 月末を予測初期とした当時の 1 か月予報モデルと 2017 年 3 月に現業化された全球 EPS の再予報を比較したものである。2005 年当時のモデルは平年差 -2°C を下回る顕著な低温は予測 1 週目で終息し、12 月中旬(予測 2 週目)は平年より若干低い程度と予測している。なお、当時の予測資料に用いられている気温平年値は、現在の平年値と比べて約 0.2°C 低いことに留意する必要があるが、現在の平年値と比較しても顕著な低温が予測されていると言えない程度と考えられる。一方、現在のモデルである全球 EPS は、12 月中旬にかけて平年より 3°C 前後下回る顕著な低温が続くと予測している。東日本のこの時期は異常天候早期警戒情報の基準となる「かなり低い」の階級が平年差約 -2.3°C 以下であることを考慮すると、2005 年当時に現在の全球 EPS を使えていれば「予測開始後の 2 週間は低温が続き、かなりの低温となる見込み」との注意喚起も可能だったと言える。

また、2018 年 6 月にスーパーコンピュータシステムが更新され計算機資源量が増強されたため、2 週間先にかけての数値予報プロダクトを毎日作成すること

⁵ 2017 年 1 月にこれまでの台風 EPS と週間 EPS を統合した全球 EPS の運用が始まった。同年 3 月に、1 か月 EPS も全球 EPS に統合された。

⁶ 2005 年 12 月から 2006 年 1 月上旬を中心に非常に強い寒気が日本付近に南下し、日本海側を中心に記録的な大雪となった。また、東・西日本では、12 月の月平均気温が 1946 年の統計開始以降最も低くなった。詳細は、平成 18 年度季節予報研修テキスト(気象庁地球環境・海洋部 2006)の第 3 章を参照のこと。



第 2.1-3 図 2005 年当時と最近の数値予報システム (2017 年 3 月に現業化された全球 EPS) による、2005 年 12 月の東日本の異常低温事例の予測と違い

2005 年 11 月 30 日初期日の東日本付近の 850hPa 気温平年偏差 (7 日間平均) の予測。黒実線はアンサンブル平均、青破線 (全球 EPS) または黒破線 (2005 年当時のモデル) はメンバー別の予測、赤線は実況 (全球 EPS のみ) を示す。また、低温偏差の目安として、偏差 -2°C 以下を水色の陰影で示す。

が可能となり⁷、前に挙げた利用者からの要望や現在の異常天候早期警戒情報の課題の克服に必要な技術基盤が整ってきた。

2.2 情報の内容

本節では、2 週間気温予報と早期天候情報の仕様と当庁ホームページでの表示について解説する。

2.2.1 2 週間気温予報 (毎日)

2 週間気温予報の仕様を第 2.2-1 表に示す。2 週間気温予報では、全般 2 週間気温予報と地方 2 週間気温予報を、毎日 1 回、本庁から発表する。全般 2 週間気温予報では、2 週先にかけての全国的な気温の推移と顕著な気温と降雪量 (冬季日本海側のみ) に関する注意事項を概況文として提供する。また、地方 2 週間気温予報では、週間天気予報の対象期間を越える 2 週間先について、8 日から 12 日先の各日を中心とする 5 日間平均 (6 から 14 日先の予測データを利用) を基にした情報として

- ・ 全国 16 地域 (第 2.2-1 図) の 5 日間平均した気温の階級の確率 (7 段階; 「かなり高い」確率 50% 以上、「かなり高い」確率 30% 以上、「高い」確率 50% 以上、「平年並」、「低い」確率 50% 以上、「かなり低い」確

率 30% 以上、「かなり低い」確率 50% 以上)。ただし、当庁ホームページでは、「かなり高い (低い)」確率 30% 以上と 50% 以上を分けた表示はしない (5 段階で表示)。

- ・ 全国約 70 地点⁸の 5 日間平均した最高気温と最低気温とその予測範囲及び階級の確率を提供する。また、当庁ホームページでは、これらの予報に加えて

- ・ 発表日より過去 7 日前から前日までの日別の気温の実況
- ・ 発表日の翌日から 7 日先にかけての日別の気温の予報 (府県天気予報と府県週間天気予報) を同一のページで表示して、7 日前から 2 週間先にかけての気温の推移を一目で把握できるようにする。

当庁ホームページにおける表示例を第 2.2-2 図に示す (ただし、開発中のため公開開始までに変更される可能性がある)。府県別のページ (第 2.2-2 図 (a)) では、地点ごとの 7 日前から前日までの実況 (観測値)、府県天気予報、週間天気予報、2 週間気温予報による明日から 2 週目にかけての最高・最低気温及びその階級の確率 (5 段階) を示す。掲載する地点以外の利用者の参考 (例えば、京都府や兵庫県など日本海側・太平洋側にまたがる府県で、週間天気予報

⁷ 気象庁報道発表資料 (2018 年 5 月 16 日)
https://www.jma.go.jp/jma/press/1805/16b/20180516_hpc_renewal_shiryou.pdf

⁸ 週間天気予報で気温予報をしている地点で、季節により異なる。

第 2.2-1 表 2 週間気温予報の仕様

	全般2週間気温予報	地方2週間気温予報
発表官署	全国予報中枢(気象庁本庁)	同左
発表頻度	毎日1回(日本時間14時30分)	同左
電文に含まれる内容	2週間先にかけての全国的な推移を概況文として提供	8日先から12日先までの各日を中心とする5日間平均(6日先から14日先まで)に関する以下の情報 ・地方予報区の細分(計16地域):地域平均気温の階級(7段階;「かなり高い」確率50%以上、「かなり高い」確率30%以上、「高い」確率50%以上、平年並、低い確率50%以上、「かなり低い」確率30%以上、「かなり低い」確率50%以上)。 ・地点(週間天気予報の気温予報をする地点と同一の全国約70地点):最高・最低気温とその予測範囲(※1)及び階級の確率
その他		・気象庁ホームページでは、実況及び府県天気予報、週間天気予報の気温と合わせた一括表示を行う ・概況文の中で、2週間先までの全国的な気温の推移及び顕著な気温と降雪量への注意喚起を記載 ・週2回(原則月・木曜日)、対象期間において「かなり高い」あるいは「かなり低い」気温が30%以上と予想された場合には、「早期天候情報」を発表

※1 実況の気温が予測範囲に入る確率は80%(週間天気予報の示し方と同様)

では冬季を除いてどちらか一方の地域に所属する地点しか予報していない場合)や個別の地点より予測精度の高い(後述)地域平均気温の見通しも参照できるようにするため、最下段には、府県の属する地域平均気温の階級の確率を示す。

また、全国的な気温の推移の特徴を把握できるよう、全国一覧のページも作成する(第 2.2-2 図(b))。ここでは、各地域の地域平均気温の階級の確率について、7日前から2週間先にかけての推移を表形式で示す。また、全国一覧のページには、全国の気温の推移の特徴や注意事項を概況文として文章形式で示す。

なお、予報1週目の地域平均気温の階級については、府県天気予報及び府県週間天気予報で発表された最高・最低気温をもとに推定して示す。府県週間天気予報において気温予報をしている地点はおよそ70地点(季節により異なる)で、気象観測統計において地域平均気温に用いられる地点(147地点)と異なるため、地域平均気温の階級とするには何らかの推

定が必要になる。また、最高・最低気温から平均気温平年差を推定する必要もある。府県天気予報及び府県週間天気予報で発表された地点の最高・最低気温から地域平均気温平年差の推定は、次の方法で行う。



第 2.2-1 図 2 週間気温予報の地域細分

- ・各地点の平均気温偏差の推定
平均気温偏差＝(最高気温偏差＋最低気温偏差)
÷2
- ・地域内の2週間気温予報で予報を行う各地点のうち、気象観測統計指針で地域平均に用いる地点の平均気温偏差を平均
- ・階級区分値は、従来の季節予報に用いられている地域平均気温偏差を使用

以下に、当庁ホームページでの表示を検討するにあたり考慮した点を示す。

- ・前述のように、2週間気温予報の当庁ホームページでは、「かなり」の確率30%以上と50%以上を区別しないこととし、5段階で表示する。かなり高い(低い)の色づけについて、1週目は週間天気予報の気温予報値が「かなり高い(低い)」階級となる場合に着色するが、2週目は早期の注意喚起の意味から「かなり」については確率30%以上の可能性が見込まれたときに着色をすることとした。これには、2週目は確率50%以上と予測できる事例は少ないため事例の捕捉率が小さく(第2.5.1項)、顕著な高温・低温となるリスクを伝える機会が減って、本来の目的である早い段階での注意喚起ができないことを回避することを考慮した。
- ・先の予報になるほど不確実性が大きいことに留意する必要があるので、予報値とあわせて予測範囲もグラフ上に示すこととした。
- ・実況から予報1週目にかけてと2週目との間は、表示している情報の性質が日別値と5日間平均値という意味で性質の違う情報であることを強調するため、表やグラフを分離して示すこととした。また、2週目の情報(5日間平均)が日別の予報と誤解されることを避けるため、2週目の欄には5日間平均であることを明記することとした。

2.2.2 早期天候情報(原則月・木曜日)

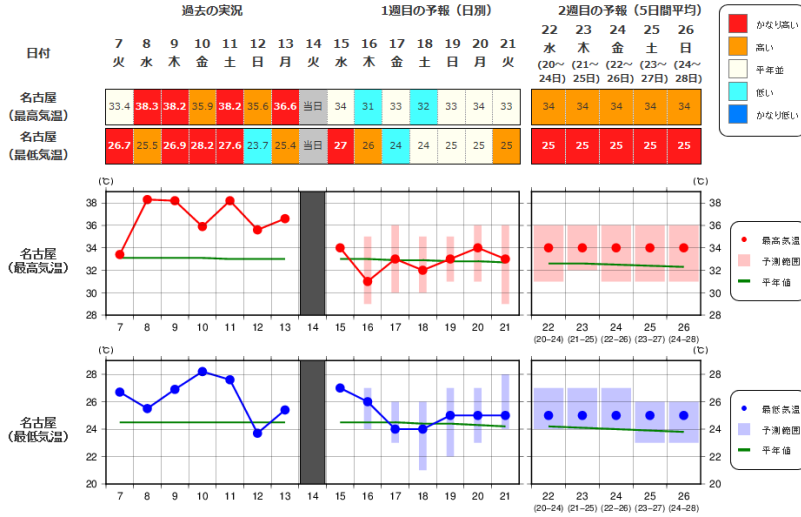
異常天候早期警戒情報に替わるプッシュ型の早期の注意喚起情報として、2週目に顕著な天候(高温、低温、冬季日本海側の大雪)となる可能性が見込まれたときに「早期天候情報」を発表する。具体的には、原則月・木曜日に、2週間気温予報において2週目(8から12日先の各日を中心とする5日間平均)に気温が「かなり高い(低い)」確率が30%以上と予報したとき、または冬季日本海側の降雪量が「かなり多い」となる確率が30%以上と見込んだときに、情報を発表する。ここで、早期天候情報という名称については、早期に天候の見通しに関して注意喚起する情報であることを端的に表す名称にしたもので、現在の「異常天候早期警戒情報」から、情報の内容をより適切に表す名称に変更することで、さらなる活用を図ることを考慮した。

早期天候情報の発表頻度は、予報対象とする現象が数日スケールの暖気・寒気の動向であることを考慮して、異常天候早期警戒情報と同様に原則毎週月・木曜日の週2回とした。このため、毎日発表される府県天気予報、週間天気予報及び2週間気温予報に従って、最新の見通しを参照するよう、早期天候情報のホームページには注釈を記述することとした。

異常天候早期警戒情報と早期天候情報の違いを第2.2-2表に示す。大きな違いは、早期天候情報においては、異常天候早期警戒情報における「早期警戒事項なし」の情報を廃止する点である。これは、予報対象期間に顕著な天候が見込まれないことを示す「早期警戒事項なし」が、目先を含めて顕著な天候が見込まれなくなったと誤解されることを避けるためである。また、降雪期の初めあるいは終わり、その時期としては顕著な降雪量であるものの、絶対量としては多くない降雪に対し、「雪に関する早期天候情報」のタイトルで情報を発表し、情報の内容を適切にタイトルに反映させて注意喚起する。

当庁ホームページにおける早期天候情報の表示例を第2.2-3図に示す。従来の異常天候早期警戒情報のページと同様、早期天候情報の発表状況を地図で示し、情報を発表している地方をクリックすると情報文が表示される。

(a)



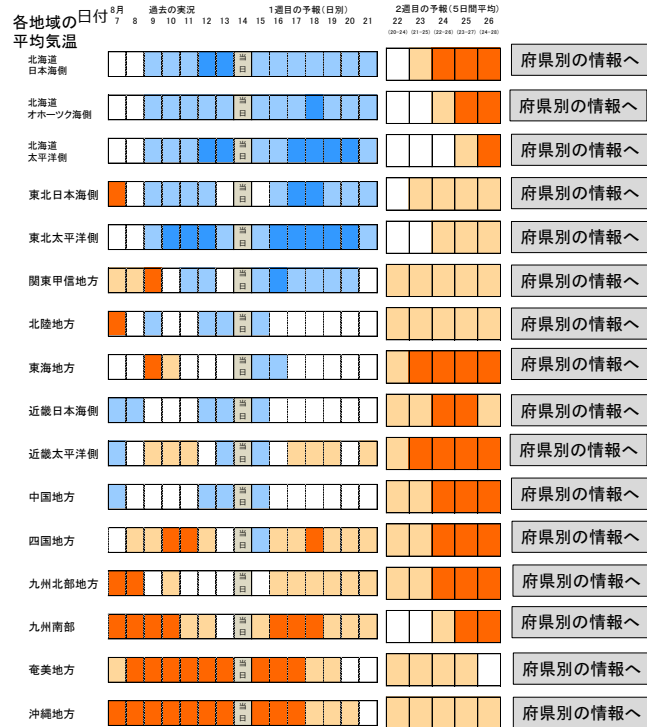
(b)

平成〇〇年8月14日14時30分 気象庁地球環境・海洋部 発表

北日本では、向こう1週間は気温の低い状態が続き、かなり低い時期もある見込みです。農作物の管理などに注意してください。その後は、気温が高くなり、24日頃からはかなり高くなる可能性があります。農作物の管理や熱中症など健康管理に注意してください。

東日本では、向こう1週間は平年並か低い日が多く、その後は平年並か高くなるでしょう。

西日本と沖縄・奄美では気温の高い日が多く、西日本では24日頃から、沖縄・奄美では向こう1週間程度はかなり高くなる可能性があります。農作物の管理や熱中症など健康管理に注意してください。



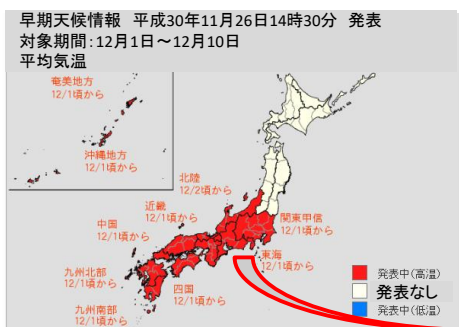
第 2.2-2 図 2 週間気温予報の当庁ホームページ((a): 府県別ページ(愛知県の例)、(b): 全国一覧のページ)のイメージ

ただし、ページのイメージは開発段階のもので、レイアウトや配色などが変更される可能性がある。

第 2.2-2 表 「異常天候早期警戒情報」(左)と「早期天候情報」(右)の比較

情報名称	異常天候早期警戒情報	早期天候情報
発表時刻	毎週2回(原則月・木曜日) 日本時間14時30分	同左
発表基準	<ul style="list-style-type: none"> 対象期間において、地域平均気温がかなり高い(低い)確率30%以上と予測した場合、または、冬季(※1)日本海側で地域平均降雪量がかなり多い確率30%以上と予測した場合 前回異常天候早期警戒情報を発表した場合 	<ul style="list-style-type: none"> 対象期間において、地域平均気温がかなり高い(低い)確率30%以上と予測した場合、または、冬季(※1)日本海側で地域平均降雪量がかなり多い確率30%以上と予測した場合
対象期間	8日先から11日先までの各日を中心とした7日間平均 (5日先から14日先まで)	8日先から12日先までに各日を中心とした5日間平均 (6日先から14日先まで)
「早期警戒事項なし」情報	あり (気温に関する異常天候早期警戒情報 雪に関する異常天候早期警戒情報)	なし
タイトル	<ul style="list-style-type: none"> 高温(低温)に関する異常天候早期警戒情報 大雪に関する異常天候早期警戒情報 早期警戒事項なしの場合は、 <ul style="list-style-type: none"> 気温に関する異常天候早期警戒情報 雪に関する異常天候早期警戒情報 	<ul style="list-style-type: none"> 高温(低温)に関する早期天候情報 大雪に関する早期天候情報 雪に関する早期天候情報(季節はずれの降雪に対応)

※1 大雪の早期注意喚起は、発表日ベースで11月から3月とし、異常天候早期警戒情報からの変更はない。東日本以西では、11月や3月には降雪量はあまり多くないが、強い寒波による季節はずれの降雪にも対応できるよう、全地域で期間を同じとした。



高温に関する早期天候情報(東海地方)
平成30年11月26日14時30分
名古屋地方気象台 発表

東海地方 8月21日頃から かなりの高温
かなりの高温の基準:5日間平均気温平年差+1.6度以上

東海地方では向こう1週間は、平年並か低い気温となる日が多いでしょう。その後は気温が高くなり、21日頃からはかなり高くなる可能性があります。農作物の管理などに注意してください。

最新の気温の見通しは2週間気温予報(毎日更新)をご覧ください。
<http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/....>

第 2.2-3 図 早期天候情報の当庁ホームページ(左:トップページ、右:地方ごとの情報文のページ、東海地方の例)のイメージ

トップページ(左)で情報の発表された地方をクリックすると、情報文が表示される(右)。ただし、ページのイメージは開発段階のもので、レイアウトや配色などが変更される可能性がある。

2.3 5日間平均と日平均気温の階級区分値

2週間気温予報では、予測精度を考慮して、2週目について5日間平均気温を予報対象とした。一方、府県天気予報や週間天気予報は日別の気温を予報している。本節では、5日間平均気温と日平均気温の特性の違いについて示し、2週間気温予報における5日間平均気温の予報結果の特性について示す。

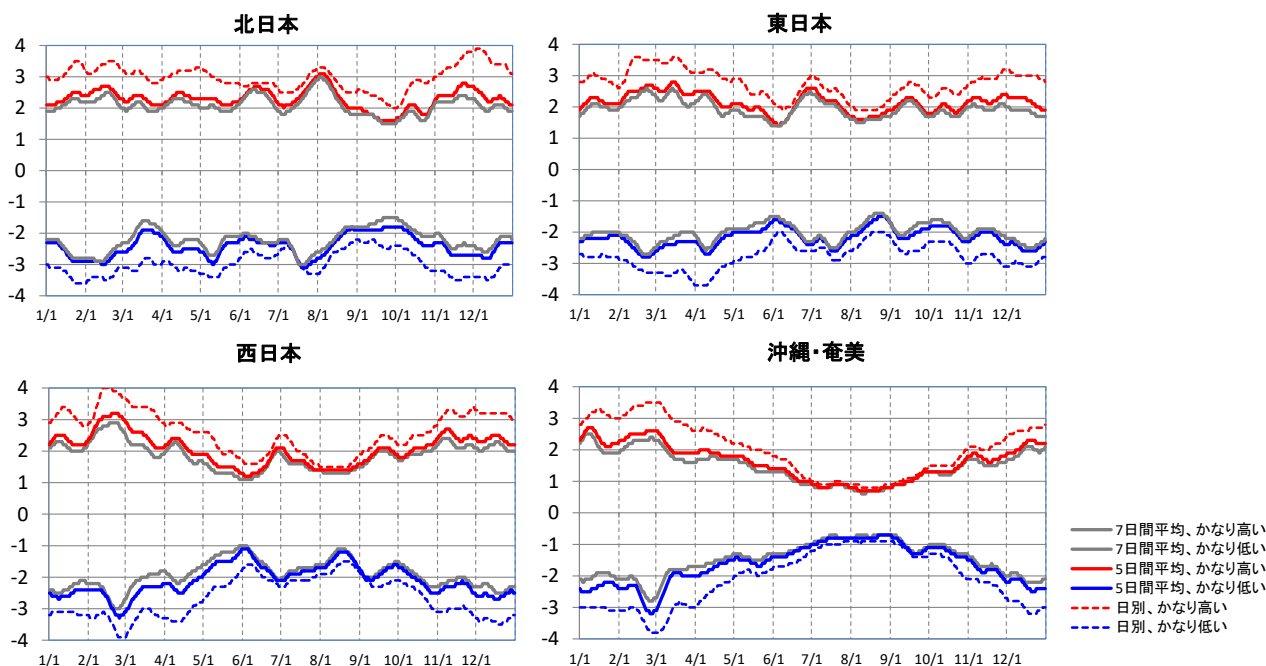
2.3.1 5日間平均と日平均気温の階級区分値

5日間平均気温では、日々の気温の変動が平均化されるので、日別の気温に比べて変動度が小さくなる(気象庁地球環境・海洋部(2013)の第2.2.6項)。本項では、5日間平均気温と日平均気温で「かなり高い(低い)」とみなせる平年差にどの程度の違いがあるかを示す。

第2.3-1図は、7日間、5日間平均気温及び日平均気温のかなり高い(低い)階級となる閾値(階級区分値)を示したものである。気温の変動度と同様に、平均期間が長いほど、かなり高い(低い)となる階級区分値の値は小さくなる傾向が見られる。ただし、従来の

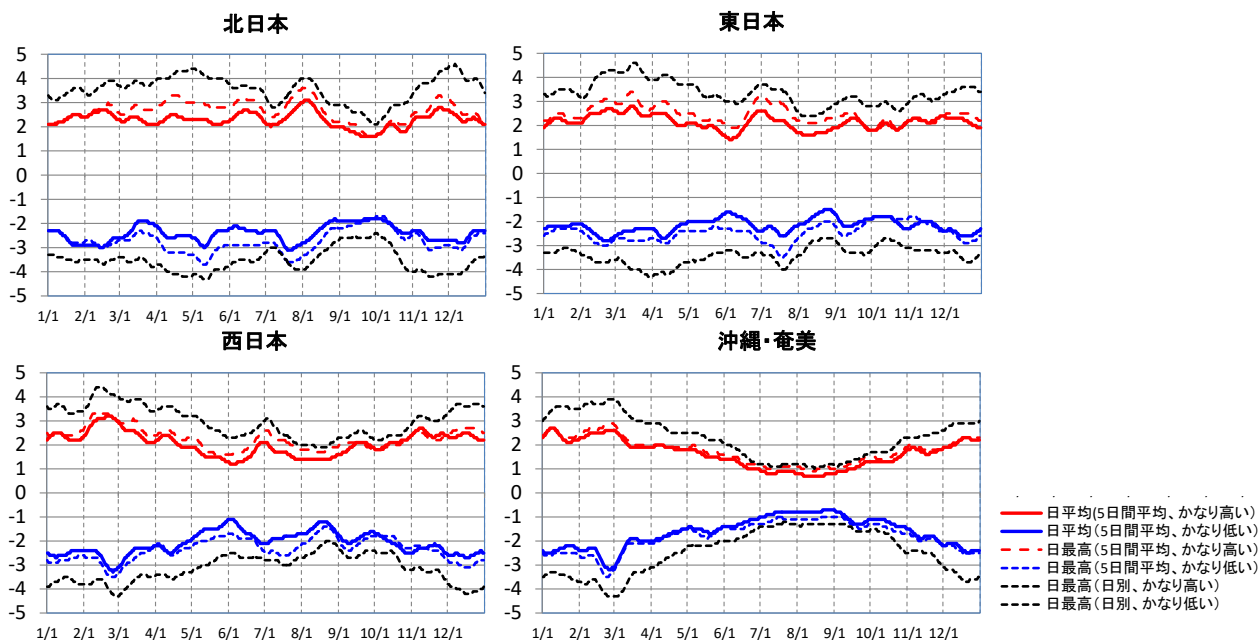
異常天候早期警戒情報で扱う7日間平均と早期天候情報で扱う5日間平均の「かなりの高温(低温)」の程度の差はわずかである。一方、5日間平均と日平均気温の階級区分値の差は、7日間、5日間平均の差と比べて大きい。これは、7日間、5日間平均と日別の気温では支配している気象現象の時間スケールが違うこと(大きなスケールでの偏西風の蛇行や南北偏など大気のゆっくりとした変動と、日々の天気を支配する移動性高・低気圧に関連した変動との違い)を意味していると思われる。ただし、西日本と沖縄・奄美の盛夏期に限っては、日平均と7日間、5日間平均の差は小さい。

階級区分値の季節による違いは、西日本と沖縄・奄美を中心に、夏に小さい傾向が見られる。沖縄・奄美では、多くの時期は北・東・西日本に比べて階級区分値の絶対値は小さいが、冬に限っては他の地域と同程度に大きい。なお、5日間平均のかなり高い(低い)の階級区分値の目安は、寒候期は2から3°Cで地域差は小さく、暖候期は北・東日本で2°C前後、西日本で1から2°C、沖縄・奄美で1°C前後となっている。



第 2.3-1 図 7 日間、5 日間平均気温及び日平均気温のかなり高い(低い)階級の階級区分値

灰色は7日間平均、赤及び青実線は5日間平均、赤及び青破線は日別を示す。なお、7,5日間平均は、平均期間の中日でプロットしている。



第 2.3-2 図 5 日間平均した日平均気温と日最高気温、及び日別の最高気温の「かなり高い(低い)」の階級区分値

次に、5 日間平均した日平均気温と日最高気温、及び日別の最高気温の「かなり高い(低い)」の階級区分値を比較する。第 2.3-2 図は、それぞれの階級区分値を比較したものである。なお、日最高気温と日最低気温の階級区分値の特性は似ていたため、ここでは最高気温のみを示す。5 日間平均した日平均気温と日最高気温の「かなり高い(低い)」の階級区分値は後者の方が大きく、その差は北・東・西日本では 0.5℃程度、沖縄・奄美では、他の地域と比べて階級区分値の差は小さい。季節特性としては、北・東・西日本では春と夏に差が大きい。

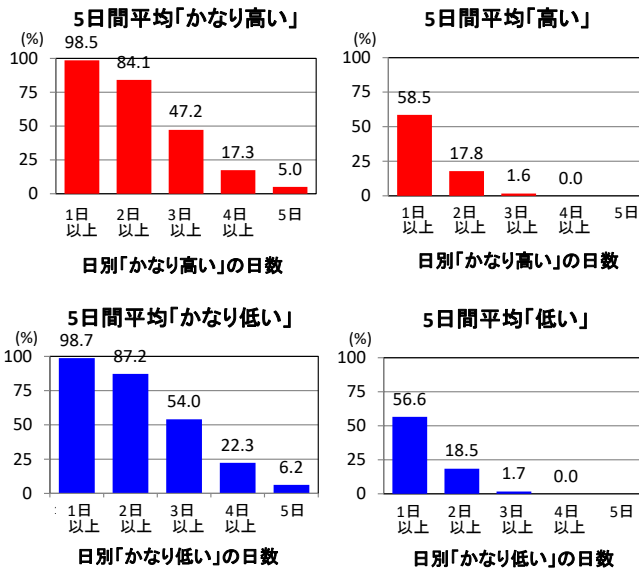
また、日別の日最高気温の「かなり高い(低い)」の階級区分値は、5 日間平均の最高・最低気温に比べて秋から春は 1.5℃程度大きく、夏は 0.5 から 1℃程度大きい。

2.3.2 5 日間平均と日別気温の階級別出現頻度

私たちは、日々の生活をする中で、日平均気温の変動の方が 5 日間平均気温より馴染みがある。5 日間平均気温が「かなり高い(低い)」と、その 5 日間の日々の気温も「かなり高い(低い)」日が多いと想像する。しかし、日々の気温がそれほど顕著な高温(低温)

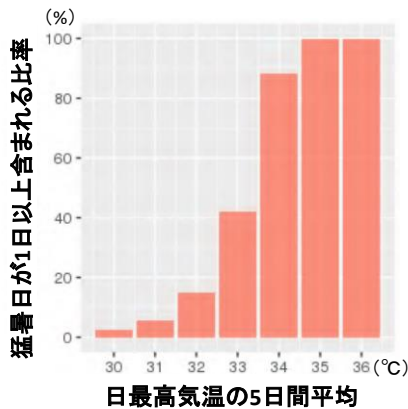
とならなくても、5 日間高温(低温)が継続することにより 5 日間平均としてかなりの高温(低温)となる場合もある。それでは、実際に 5 日間平均気温が「かなり高い(低い)」となったときに、その 5 日間の日々の気温の階級はどれほど偏るのかを以下で検討する。

第 2.3-3 図は、地点について 5 日間平均気温の階級別に、その 5 日間に含まれる日平均気温が「かなり高い(低い)」階級となった日数の頻度を示したものである。5 日間平均気温がかなり高い(低い)となったときのほぼ全ての事例(98%程度)で、その 5 日間の中で最低 1 日はかなり高い(低い)日が含まれ、3 日以上含まれることも多い(第 2.3-3 図左列)。このため、5 日間平均でかなり高い(低い)と見込まれる場合は、日付は特定できないものの、その 5 日間にはかなり高い(低い)日がある見込みと言える。前項で示した日最高気温の 5 日間平均と日別の「かなり高い(低い)」の階級区分値の違い(5 日間平均に比べて秋から春は 1.5℃程度と大きく、夏は 0.5 から 1℃程度大きい)を考慮すると、5 日間平均でかなり高い(低い)と見込まれる場合は、5 日間平均気温の予報に比べ、日別では(日付の特定はできないが)さらにこの階級区分値の



第 2.3-3 図 5 日間平均気温の階級とその 5 日間の日平均気温が「かなり高い(低い)」階級となった日数の関係

左列は 5 日間平均気温が「かなり高い(低い)」のとき、右列は 5 日間平均気温が「高い(低い)」で「かなり高い(低い)」を除いたとき、その 5 日間の日平均気温が「かなり高い(低い)」となった日数の頻度分布を示す。1981～2010 年(30 年間)の全国 156 地点(全国の気象官署 155 地点のうち富士山、雲仙岳、南鳥島を除く 152 地点、及びアメダスのうち 2 週間気温予報の予報対象となる白石(宮城県)・みなかみ(群馬県)・大津(滋賀県)・庄原(広島県)の 4 地点)の観測値で集計。



第 2.3-4 図 日最高気温の 5 日間平均と猛暑日の関係

日最高気温の 5 日間平均の値ごとに、その 5 日間に猛暑日が少なくとも 1 日含まれた割合を示す。なお、日最高気温の 5 日間平均は、小数点以下を切り捨てて算出した(例えば、5 日間平均が 34°C の場合、34.0～34.9°C)。1981～2010 年(30 年間)の全国 157 地点(全国の気象官署 155 地点のうち富士山と雲仙岳を除く 153 地点、及びアメダスのうち 2 週間気温予報の予報対象となる白石(宮城県)・みなかみ(群馬県)・大津(滋賀県)・庄原(広島県)の 4 地点)の観測値で集計。

差と同程度の高温(低温)となる日があると考えられる⁹。また、5 日間平均気温が、「かなり高い(低い)」に至らない程度の 3 階級の高い(低い)の場合でも、およそ 50% の事例で、かなり高い(低い)となる日がある(第 2.3-3 図右列)。高温や低温に対してある程度の可能性でも対処する必要がある場合は、3 階級の高い(低い)の場合の予報でも有効であると考えられる。

2.3.3 日最高気温の 5 日間平均と猛暑日日数

当庁では、当日または翌日に猛暑日(日最高気温が 35°C 以上となる日)が予想される場合に「高温注意情報」により熱中症への注意喚起を行っている(ただし、一部地域では基準が異なる)。前項では、5 日間

平均気温が偏った値となったとき、その 5 日間の日々の気温ではさらに顕著な気温となる日が含まれることが多いことが分かった。ここでは、猛暑日を例に、日平均気温の 5 日間平均とその 5 日間における猛暑日日数を調査し、日最高気温の 5 日間平均で「高温注意情報」級となる高温の目安を確認する。

第 2.3-4 図は、日最高気温の 5 日間平均と猛暑日が 1 日以上観測される割合を示している。日最高気温の 5 日間平均気温が 33°C のとき、その 5 日間に 1 日以上猛暑日が観測される比率は約 40% であるが、34°C のときは約 90% となり、5 日間平均気温 34°C 以上からその比率が増大していることがわかる。このことから、日最高気温の 5 日間平均が 34°C 以上の時、その 5 日間で少なくとも 1 日は猛暑日となりやすく、33°C でも猛暑日が含まれる可能性はあることがわかる。

⁹ 例えば秋から春に 5 日間平均で平年より 3°C 高いと見込まれた場合、日別では 4～5°C 程度高い日があると考えられる。

2.4 2週間気温予報向けの数値予報資料

2週間気温予報と早期天候情報の予報作業は、異常天候早期警戒情報と同じく、全球EPSによる数値予報の予測結果を用いて行う。ただし、アンサンブルメンバーの構成と2週間気温予報資料(FAX図)は、異常天候早期警戒情報から変更する。本節では2週間気温予報に関する数値予報と予測資料について解説する。

2.4.1 アンサンブルメンバーの構成

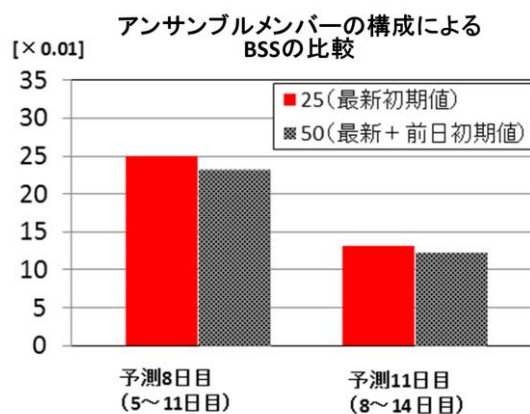
全球EPSでは、00, 12UTCを初期時刻として、11日先までは27メンバーの予測を、その後は13メンバーの延長予測を行っている。1か月予報及び廃止予定の異常天候早期警戒情報では、発表日前日の00, 12UTC及び2日前の00, 12UTC初期値のうち50メンバーの予測を使っている(気象庁地球環境・海洋部(2017)の第1.2.4項を参照)。一方、2週間気温予報では、発表日前日の初期値の00, 12UTCによる26メンバーの予測を使うよう、アンサンブルメンバーの構成を変更する。この理由として、一般には、メンバー数を減らすと予測精度は低下するが、2014年3月から2017年3月まで現業運用していたEPS(全球EPSの一代前)による異常天候早期警戒情報ガイダンスを用いた事前調査によると、予測時間が比較的短い2週間程度先までの予測では、発表日2日前という古い初期値の予測結果を使ってまでメンバー数を増やしても、予測精度の向上には寄与しないことが分かったためである(第2.4-1図)。

2.4.2 2週間気温予報ガイダンス

2週間気温予報では、全球EPSの予測値から5日間平均した平均気温、日最高気温、日最低気温のガイダンスを作成する。ガイダンスの計算では、数値予報モデルの各要素の5日間平均予測値をもとに、直接的に5日間平均の平均気温・日最高気温・日最低気温を求め¹⁰。2週間気温予報ガイダンスの作成方

¹⁰ 日別のガイダンス予測値から5日間平均を求めるわけではないことに留意。これは、日別ガイダンスを5日間平均したガイダンスは、5日間平均ガイダンスに比べて精度が悪くなるためである。

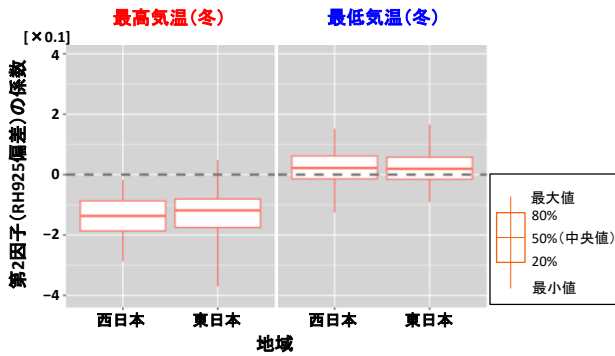
法は、全球EPS再予報を用いたModel Output Statistics(MOS)方式¹¹で、対象とする地域・地点近傍の格子点値を仮予測因子とする線形重回帰式であり、確率分布には正規分布を仮定して、その分散は重回帰式の残差分散としている点は、1か月予報ガイダンスと変わらない。1か月予報ガイダンスの詳細については、気象庁地球環境・海洋部(2017)の第3章を参照されたい。平均気温、日最高気温、日最低気温のガイダンスの説明変数は、ガイダンスの予測結果の解釈のしやすさを考慮して、同じ組み合わせとした。例えば、冬(12~2月)の初期日の東・西日本の説明変数は、地上気温と925hPa湿度を使用する¹²。2週間気温予報の2週目初日のガイダンスにおける925hPa湿度に関する係数を第2.4-2図に示す。係数は地点や予測初期日によりばらつきはあるものの、最高気温ガイダンスの係数は負となっており、925hPaの空気が湿っているほど最高気温が低く予測されやすいことが



第2.4-1図 アンサンブルメンバーの構成と予測精度
異常天候早期警戒情報ガイダンスについて、最新初期値25メンバーの予測結果を用いたとき(赤)と、これに前日初期値25メンバーを加えた計50メンバーを用いたとき(黒)の「かなり」の高温・低温に関するブライア・スキル・スコア(BSS)の比較。検証対象事例は、2014年3月5日から2016年1月24日初期値の全2376事例(209初期日×12地方)。

¹¹ 事前に過去事例の予測値と実況値との統計的関係を求め、実際の予報に適用する方式。

¹² 2週間気温予報の運用開始時のガイダンスでの仕様。具体的な説明変数の組み合わせは気象庁地球環境・海洋部(2017)の第3.2-2表を参照。将来、EPSが更新されるときには、説明変数の組み合わせも変更される可能性がある。



第 2.4-2 図 2 週間気温予報のガイダンス(地点別)の冬の第 2 因子(925hPa 湿度)の係数

予測 8 日目を中心とした 5 日間平均(2 週目はじめに相当)のガイダンスの冬の第 2 因子(925hPa 湿度)の係数(湿度偏差 1%に対する気温修正量(°C))を示す。ガイダンスの係数は、地点ごと、初期日ごとに異なり、地域内全地点の各旬末日の初期日における係数の分布を箱ひげ図で示す。箱の中に全データの 60%(20~80 パーセンタイル)が入り、箱内の横線は中央値(50 パーセンタイル)、棒の上端・下端はデータの最大・最小値を示す。

わかる。これは、現実の冬季の天候でしばしば見られる、天気がぐずづついているときに最高気温が上がりにくいことと整合的である。最低気温ガイダンスの係数は、絶対値は最高気温ガイダンスの係数ほどではないものの正の係数となる場合が多く、空気が乾いているほど、最低気温が低く予測されやすい傾向がある。

2.4.3 2 週間気温予報資料(FAX 図)

2 週間気温予報資料(FAX 図)に掲載する要素は、異常天候早期警戒情報の予報作業向けの資料と概ね同じである。ただし、対象平均期間を 7 日間平均から 5 日間平均へ短くすることや、予測図の時間間隔を細かくするなど、掲載内容を拡充する。ここでは、FAX 図について解説する。

・1 枚目: 実況解析図(一部予想図)(第 2.4-3 図)

1 段目には、初期日を中心とした 5 日間平均の、北半球 500hPa 高度、極東域の 850hPa 気温及び海面気圧を示す。これらの図から、予測初期における中・高緯度大気の流れ(北極振動、偏西風の南北偏や蛇行、ブロッキング現象など)を確認できる。

2 段目には、熱帯を中心とした、海面水温平年偏差(モデルの下部境界条件として利用されている初期日前日の値)と初期日を中心とした 5 日間平均の

200hPa 速度ポテンシャルを示す。速度ポテンシャルは、大規模スケールの風の発散・収束を表すため熱帯の対流活動の監視にしばしば用いられ、200hPa 速度ポテンシャルの負偏差は対流圏上層の流れが発散傾向で、対流活発となる傾向を意味する。一般的に海面水温が高いほど対流活発となる傾向はあるが、5 日間平均の時間スケールでは季節内変動など大気の内変動による影響も大きい。両者の図を比較することで、熱帯の対流活動と海面水温の対応を確認する。

3 段目左には、初期日を中心とした 5 日間平均の、熱帯域の 200hPa 及び 850hPa の流線関数を示す。流線関数は大規模な流れの場を表すため、熱帯の大規模な対流分布に対する大気循環場への影響、亜熱帯ジェット気流の蛇行、太平洋高気圧の強弱などを確認できる。3 段目右には赤道域の 200hPa 速度ポテンシャル平年偏差の経度時間断面図を示し、季節内変動を含む赤道域の対流活動の推移(解析値と予測値の両方を示す)について確認できる。

・2 枚目: 北半球予想図・高偏差確率(第 2.4-4 図)

北半球 500hPa 高度と高偏差確率、極東域の 850hPa 気温及び海面気圧の予測を示す。上段から初期日の 5, 7, 9, 11, 13 日後を中心とした 5 日間平均で、上から 3 段目が 2 週間気温予報の初日(初期日から 9 日後、すなわち発表日から 8 日後を中心とした 5 日間平均)にあたる。2 週間気温予報向けの FAX 図では、予測図の時間間隔を異常天候早期警戒情報向けの資料(予測 1, 2 週目の 2 時刻)に比べ細かくしたので、2 週先にかけての循環場の推移が確認しやすくなるのが期待できる。

500hPa 高度では、中・高緯度大気の流れを確認する。高偏差確率図は、解析値の標準偏差の 0.43 倍¹³を超える場合を高偏差と定義し、このしきい値を超えるアンサンブルメンバーの割合が 50%以上の領域を陰影で示すもので、予測のシグナルを確認する。また、海面気圧では平年に比べて気圧配置にどのような偏りがあるかを把握する。850hPa 気温では、大気下層の

¹³ 正規分布を仮定したとき、解析値の約 33%がこの幅に収まり、平年並に相当する。

温度場の見通しを把握する。一般的には、500hPa 高度場が高(低)いほど、850hPa 気温も高(低)い傾向があるが、下層で寒気や暖気の移流がある場合(例えば、シベリア高気圧やオホーツク海高気圧に伴う寒気移流や、南高北低の気圧配置による南からの暖気移流)、高度場と温度場のパターンが整合しないこともあるので留意する必要がある。

・3 枚目:熱帯・中緯度予想図(第 2.4-5 図)

2 枚目と同じ対象期間について、熱帯域の 200hPa 速度ポテンシャル、200hPa 及び 850hPa の流線関数、降水量の 5 日間平均の予測を示す。熱帯の対流活動の活発域・不活発域の推移と、それに関連した亜熱帯ジェット気流の蛇行や亜熱帯高気圧の強弱など上・下層の大気循環場への影響、それに関連した多雨・少雨域などを確認する。

・4 枚目:各種時系列(第 2.4-6 図)

850hPa 気温平年偏差の領域平均、各種循環指数について、解析とアンサンブル平均、及び各アンサンブルメンバーの予測の時系列図並びに 500hPa 高度のスプレッド(標準偏差で規格化)の時系列図を示す。

スプレッドを除く各時系列図において、太実線はアンサンブル平均、細破線は各アンサンブルメンバーの予測を示している。アンサンブル平均により最も実現しそうな変動の傾向を、各アンサンブルメンバーの予測により予測の不確実性を確認する。また、500hPa 高度のスプレッドにより、予測の不確実性の度合いを確認する。

第 2.4-7 図は、各種循環指数で定義された領域と EU パターンの空間分布を示す。ここで、各種時系列図として示した要素について補足する。850hPa 気温偏差は、上から順に北日本、東日本、西日本、沖縄・奄美付近の値(実際には図上に示した領域)を表す。極東域の東西指数は 40°N と 60°N の 500hPa 高度偏差の差を規格化したもので、日本付近の偏西風の南北の蛇行が大きいほど低指数に、東西の流れが帯状に近いほど高指数となる。極東東西指数が低指数となるときは、高緯度のブロッキング現象と日本付近の

緯度帯のトラフの深まりに関連して、冬季の WP パターン(第 3.3.3 項)や夏季のオホーツク海高気圧の発生・発達、日本付近の前線帯の顕在化などに留意する必要がある。沖縄高度は日本付近の 30°N 帯の 500hPa 高度偏差を規格化したもので、夏季に本州の南から沖縄・奄美への亜熱帯高気圧の張り出しが強いときや冬季に北からの 30°N 付近への寒気の南下が弱いときに高指数となりやすい。東方海上高度は、日本の東海上で 500hPa 高度が高いほど高指数となり、日本付近は高温になりやすい。オホーツク海高気圧指数は日本の北の 500hPa 高度に対応し、この付近のリッジまたはトラフの発達傾向(夏季のオホーツク海高気圧に関連したリッジや日本の北の寒冷渦など)を確認できる。

以上の要素は従来の異常天候早期警戒情報や 1 か月予報資料向けの資料にも掲載されていたものだが、2 週間気温予報向けの資料では、北半球極渦指数とユーラシアパターン(EU パターン)指数も示すこととした。北半球極渦指数は、北極域の高度場の傾向を表し、北極域の寒気の蓄積・放出傾向に関連した北極振動と相関が高く¹⁴、高指数のとき北極域で高度・温度場が高く極域の寒気は放出傾向で、負の北極振動傾向に対応することが多い。ただし、北極振動指数は、極域と中緯度の逆偏差パターンが大西洋側に偏り(第 3.3-3 図)、日本付近を含む極東域では寒気の南下の強弱と整合しない場合があることや、季節によりパターンの広がりが変わることに対応することを避けるため、北極振動指数ではなく、北極域の極渦の動向を直接監視できる北極振動指数を示すこととした。EU パターン指数¹⁵は、第 3.2.2 項の解説のように、

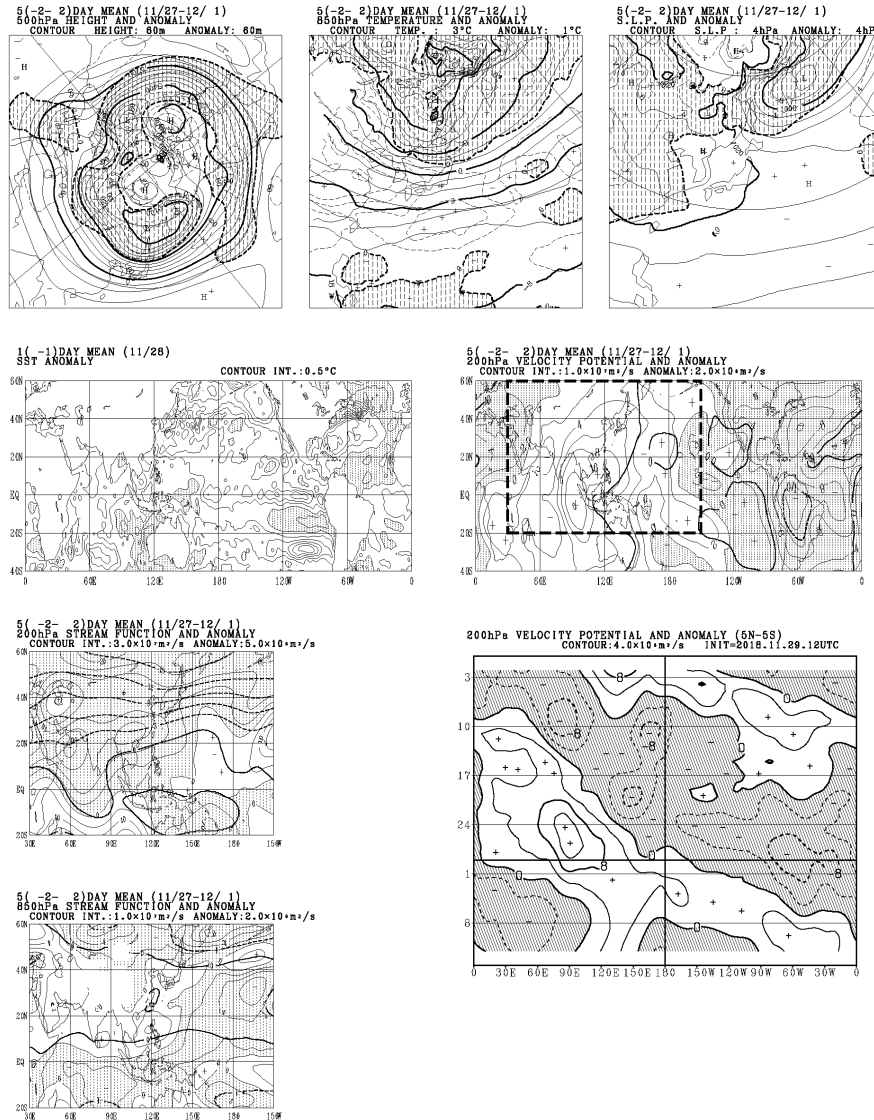
¹⁴ 1958 年 1 月から 2018 年 8 月の北半球極渦指数と北極振動指数(冬季)の月別値の相関係数は、冬(12~2 月)で-0.81、夏(6~8 月)で-0.74 である(JRA-55 解析値)。

¹⁵ Wallace and Gutzler (1981)に基づく。ただし、空間パターンは、原著論文では特定格子点における値を基に定義しているが、本手法ではより空間スケールの大きいパターンを監視するため、原著論文に従った指数を基に一度冬季(12~2 月)の 500hPa 高度偏差に回帰させた空間パターンを定め、平年値期間(1981~2010 年)の 12、1、2 月の月別の指数の標準偏差が 1 になるように規格化したものを使用することとした。実際の指数は、北半球域(20°N~90°N)の 500hPa 高度偏差を、上で求めた空間パターンに投影したものを使う。

冬季にしばしば見られるヨーロッパからシベリア、日本付近にかけての寒帯前線ジェット気流の蛇行と関連しており、高指数のときバイカル湖の西がリッジ、日本付

近がトラフとなりやすく、大陸から日本付近(特に東日本以南)へ寒気が流れ込み、冬型の気圧配置が強まりやすい(第 3.2-6 図)。

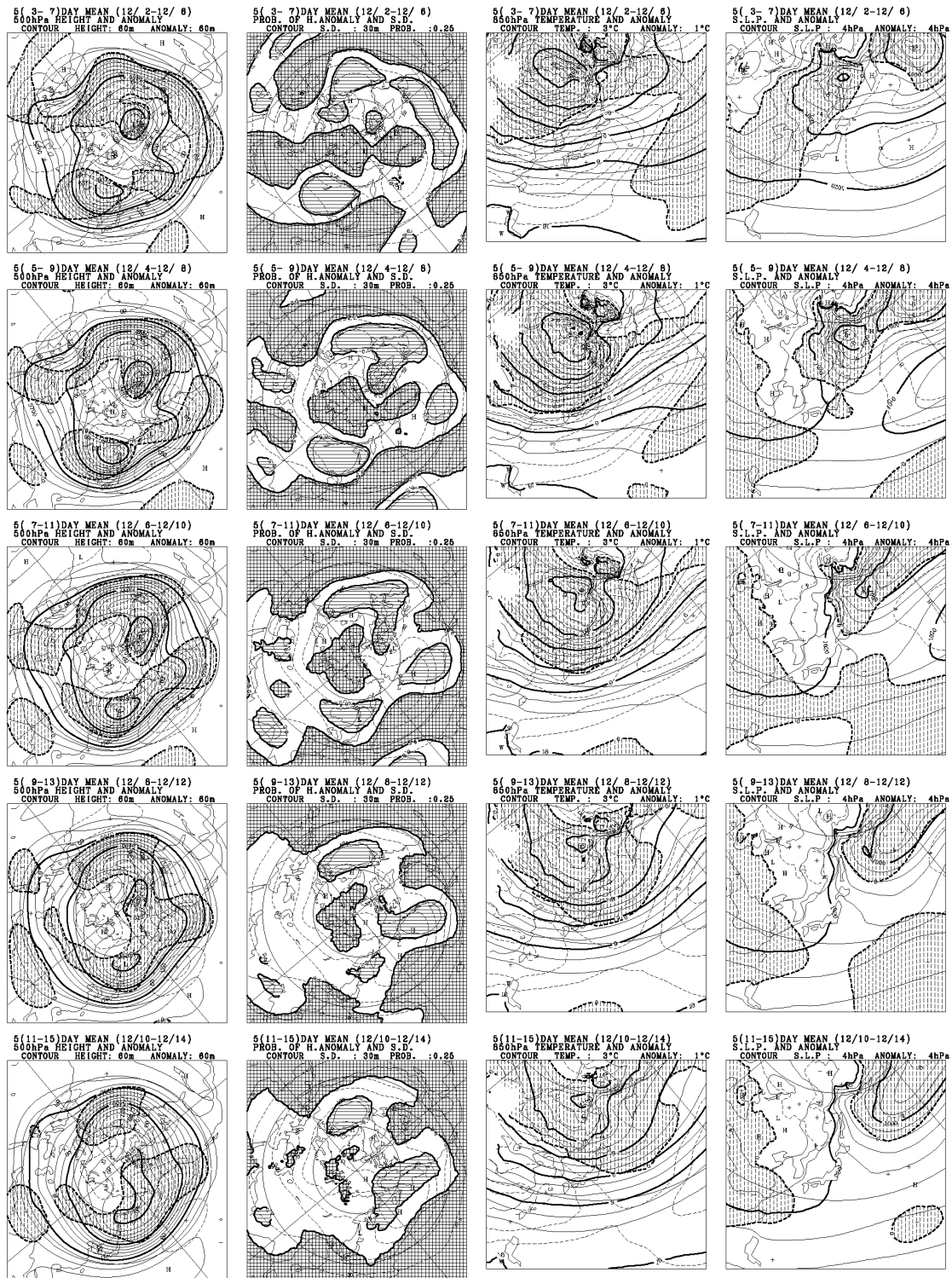
2週間気温予報資料(1) 実況解析図(一部予想図) 初期値: 2018.11.29.12 UTC



第 2.4-3 図 2 週間気温予報資料(1)実況解析図(一部予想図)の例

1 段目:左から 500hPa 高度、850hPa 気温、海面気圧(実線)と平年偏差(破線)の初期日を中心とした 5 日間平均。
 2 段目:左は初期日前日の海面水温解析値の平年偏差、右は初期日を中心とした 5 日間平均した 200hPa 速度ポテンシャル(実線)と平年偏差(破線)。
 3 段目:左上は 200hPa 流線関数(太線)と平年偏差(細線)、左下は 850hPa 流線関数(太線)と平年偏差(細線)の初期日を中心とした 5 日間平均。右は赤道域(5°N~5°S)の 200hPa 速度ポテンシャル平年偏差の時間経度断面図で、5 日間の移動平均を施している。太い横線が初期日を表し、その上側は解析値、下側は予測値を示す。各図とも陰影は負偏差域を示す。また、H、L と W、C は解析値の極大・極小、+、- は平年偏差の極大・極小を示す。

2週間気温予報資料(2) 北半球予想図・高偏差確率 初期値: 2018.11.29.12 UTC

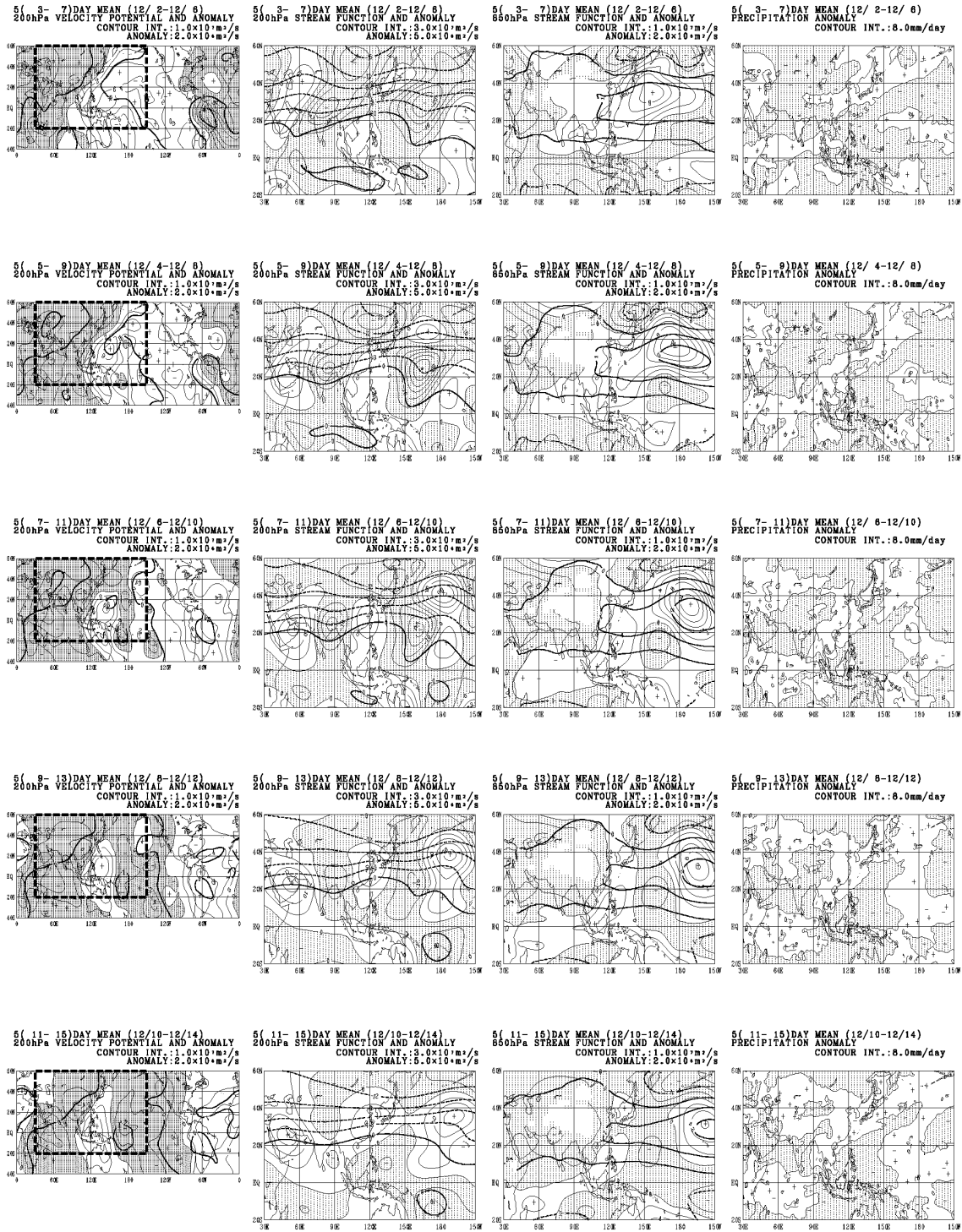


第 2.4-4 図 2週間気温予報資料(2)北半球予想図・高偏差確率の例

左から、500hPa 高度(実線)と平年偏差(破線)、500hPa 高度の高偏差確率(正の高偏差を格子の陰影、負の高偏差を横縞の陰影で示す)と標準偏差(破線)、850hPa 気温(実線)と平年偏差(破線)、海面気圧(実線)と平年偏差(破線)を示す。上から、初期日の 5, 7, 9, 11, 13 日後を中心とした 5 日間平均を示す。各図とも偏差の陰影は負偏差域を示す。また、H, L と W, C は予測値の極大・極小、+, - は平年偏差の極大・極小を示す。

2週間気温予報資料(3) 熱帯・中緯度予想図

初期値: 2018.11.29.12 UTC



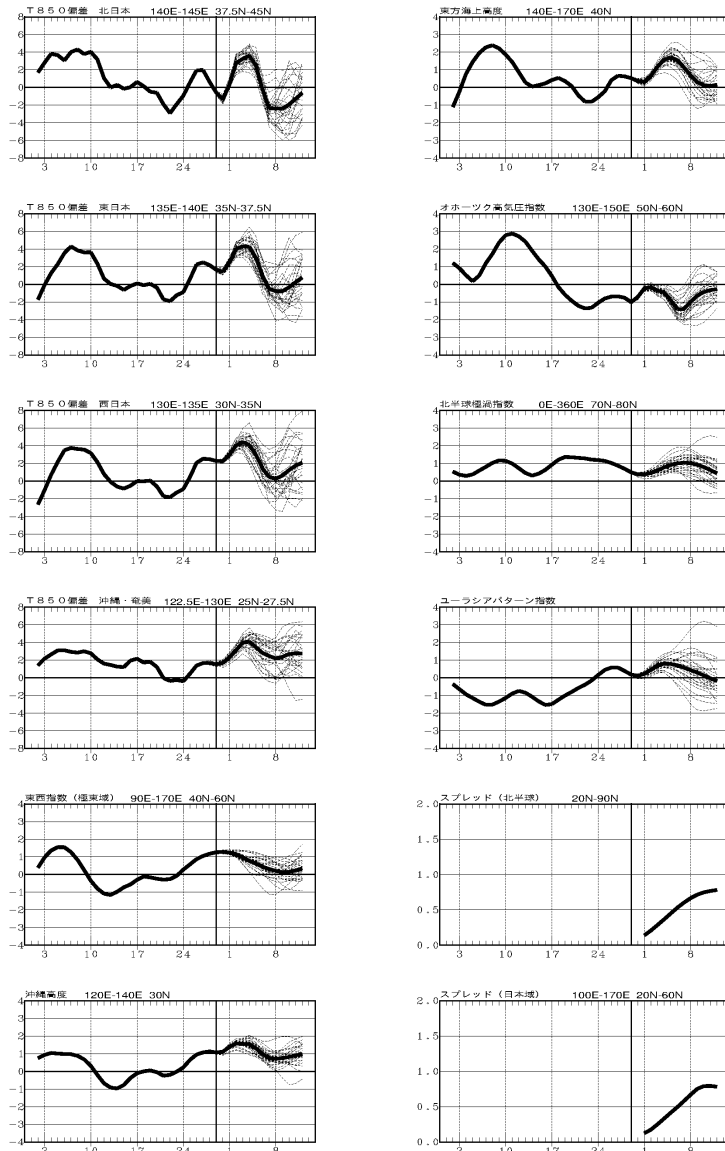
第 2.4-5 図 2週間気温予報資料(3)熱帯・中緯度予想図の例

左から、200hPa 速度ポテンシャル(太線)と平年偏差(細線)、200hPa 流線関数(太線)と平年偏差(細線)、850hPa 流線関数(太線)と平年偏差(細線)、降水量平年偏差を示す。上から、初期日の 5, 7, 9, 11, 13 日後を中心とした 5 日間平均を示す。

各図とも陰影は負偏差域を示す。

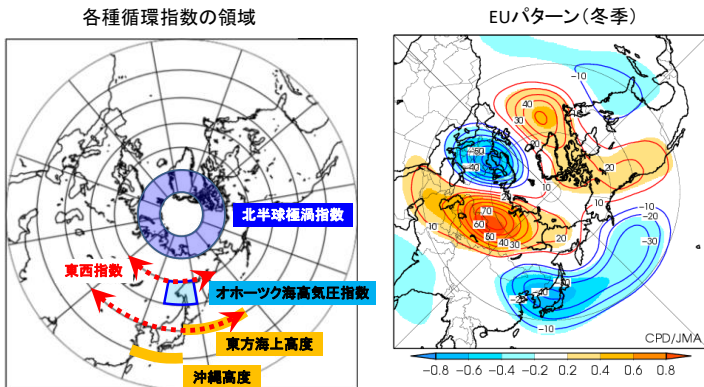
2週間気温予報資料(4) 各種時系列

初期値: 2018.11.29.12 UTC



第 2.4-6 図 2週間気温予報資料(4)各種時系列の例

左列と右列 1 から 4 段目は、各要素の 5 日間移動平均時系列図で、太実線は実況またはアンサンブル平均、細線はメンバー別の予測を示す。右列 5, 6 段目はスプレッドの時系列図を示す。いずれの図とも、日付は 5 日間移動平均の中日に対応し、太い縦棒は初期日で、その左側は解析、右側が予測を示す。



第 2.4-7 図 各種循環指数で定義された領域 (左)とユーラシアパターンの空間分布(右) EU パターンの空間分布の算出方法は、本文脚注 15 を参照。

2.5 2週間気温予報等の予測精度

本節では、2週間気温予報等の予測精度を解説する。第2.5.1項及び第2.5.2項では、2週間気温予報と早期天候情報のためのガイダンスの予測精度を確認する。第2.2節に示した2週間気温予報等の仕様(例えば、予報2週目は5日間平均を予報対象とすること)にあたっては、これらの精度を考慮した。なお、ここに示す予測精度は、2017年3月に1か月予報及び異常天候早期警戒情報向けに導入したバージョンの全球EPS(気象庁地球環境・海洋部、2017)の再予報(初期日は1981から2010年、各旬末日の計1080事例、アンサンブルメンバー数は5で現業の仕様の26に比べて少ない)によるものである。

また、当庁ホームページでは、2週間気温予報の予報1週目の地域平均気温の階級について、週間天気予報の気温予報値から推定して表示する(第2.2.1項)。第2.5.3項では、この推定精度を確認する。

2.5.1 気温の予測精度

(1) 地域平均気温の予測精度

予測精度は予報初期から2週間先にかけて時間とともに低下するが、その程度は対象とする現象の時間スケールにより異なる。例えば、ブロッキング現象や偏西風の大きな蛇行に伴う数日間スケールの寒波・熱波や太平洋高気圧の強まりなど、ゆっくりと変動する大気現象については2週目にかけてもある程度予測できるが、日々の気温の変動に対応した時間スケールの短い現象は、2週目になると予測が困難になることが多い。そこで、現象の時間スケールによる、気温の予測精度の違いを確認する。

第2.5-1図は、7日間、5日間、3日間平均気温及び日平均気温の「かなり高い(低い)」に関する予測精度を比較したものである。ここで、7日間、3日間平均と日平均気温のガイダンスは、2週間気温予報に用いる5日間平均気温のガイダンスと同様の方法(第2.4.2項)で作成したものである。まず7日間平均と5日間平均を比較すると、異常天候早期警戒情報や早期天候情報の基準となる「かなり高い(低い)」確率30%に対して実際に「かなり高い(低い)」になった割合(適中率)に大きな違いはなく、2週目の始めて50%程度、2

週目の終わりで40%程度となっている。実際に予測していた割合(捕捉率)についても7日間と5日間平均の差は小さく、ブライア・スキル・スコア(BSS)¹⁶による評価でも5日間平均気温の予測精度は7日間平均の予測精度に比べて小幅に低くなる程度である。一方、3日間平均と1日平均(日別)のBSS・適中率・捕捉率は7日間及び5日間平均を下回り、特にBSSと捕捉率の低下の程度は、7日間と5日間平均の差に比べても大きい。このことから、2週間気温予報及び早期天候情報における2週目の予測は、日別ではなく5日間平均を対象にすることとした。なお、5日間平均の予測は、異常天候早期警戒情報で対象としていた7日間平均に比べると若干予測精度が低下するものの、平均時間を7日間から5日間に短くすることで時間分解能を向上させて気温の推移を示すことができる(例えば第2.1-2図)ことを考慮すると、5日間平均で予測するのが有益と判断した。

次に、早期天候情報の予測精度を確認するため、「かなり高い(低い)」確率が30%以上と予測された場合の実際の階級出現率を第2.5-2図に示す。「かなり高い(低い)」確率が30%以上(早期天候情報の発表基準に相当)と予測された場合、その40%から50%程度は実際にかんがりの高温(低温)となっている。また、3階級での高い(低い)階級となった確率まで含めると2週目の始めて80%から90%程度、2週目の終わりで70%から80%となっており、早期天候情報の基準を超えると予測されたときに逆の階級となる割合は小さいことがわかる。

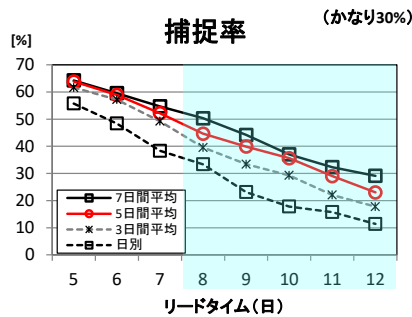
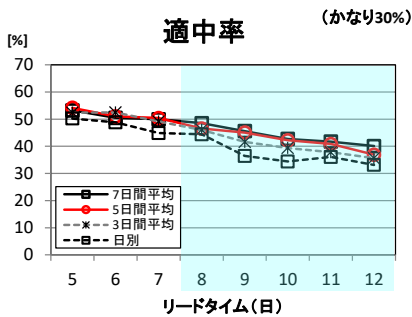
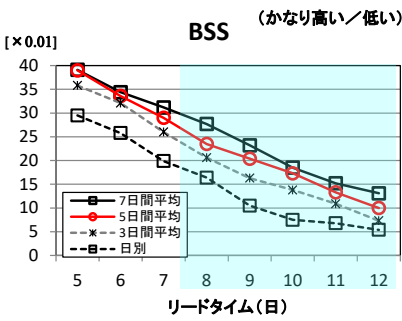
第2.5-3図は、「かなり高い(低い)」確率が30%以上または50%以上を基準としたときの適中率と捕捉率を示している。確率50%以上の適中率は30%以上と比べ明瞭に大きく、2週間気温予報において「かなり高い(低い)」確率30%以上と50%以上の階級を設けることは可能と考えられる。ただし、確率50%以上とすると現象の捕捉率は明瞭に小さく、50%以上と予測できる頻度は少ないこともわかる。このため、2週間気温

¹⁶ 確率予測の典型的な評価指標。気候値予測(この場合、かなり高い・低いとなる確率をそれぞれ10%と予測)からの改善度を表し、-1から1の値をとる。ゼロは気候値予測と同等、値が大きいほど精度が高い。詳しくは中三川(2013)を参照のこと。

予報の当庁ホームページにおける表示については、早期注意喚起の観点から「かなり高い(低い)」確率 30%以上を基準として着色するとともに、早期天候情報を発表することとした。

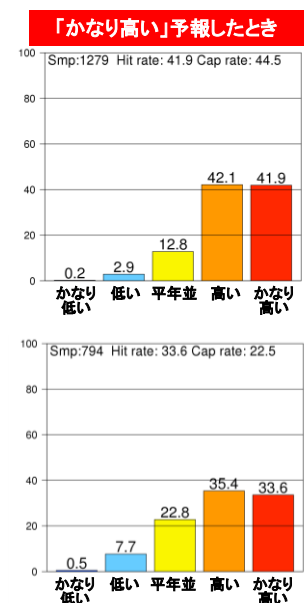
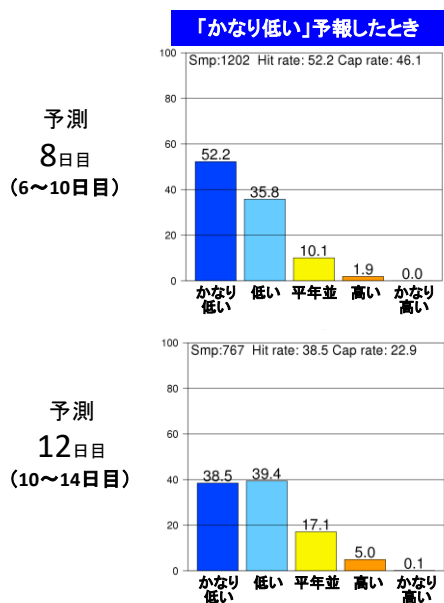
第 2.5-4 図に、季節ごとの予測精度を示す。数値予

報モデルの予測精度の季節特性(第 3.6 節)と同様に、アノマリー相関係数や BSS に見られるスコアも冬にもっとも予測精度が高い一方、夏は相対的に予測精度が低い。このため、特に夏の予測にあたっては他の季節に比べて予測の不確実性に留意する必要がある。



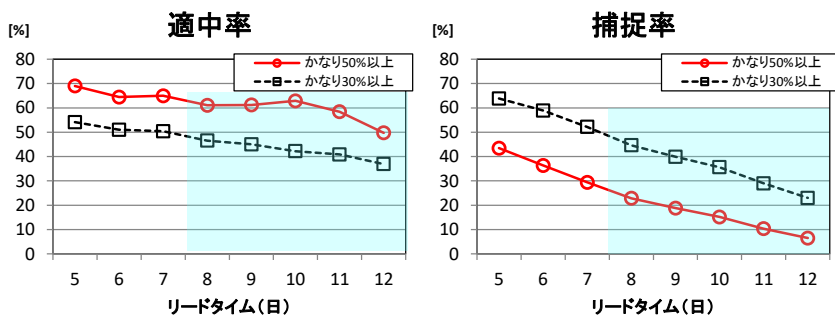
第 2.5-1 図 地域平均気温(全国 16 地域)の予測精度

左上は「かなり高い・低い」確率の予測に関するブライアスキルスコア(BSS)、左下及び右下は「かなり高い・低い」確率 30%以上と予測したときの適中率と捕捉率を示す。赤線が 5 日間平均、黒実線が 7 日間平均、黒破線は 3 日間平均及び日別の予測。横軸はリードタイムで、予報発表日を 0 日目として、平均期間の中日で示し(8 が予測 2 週目初日に相当)、2 週目を水色陰影で示す。

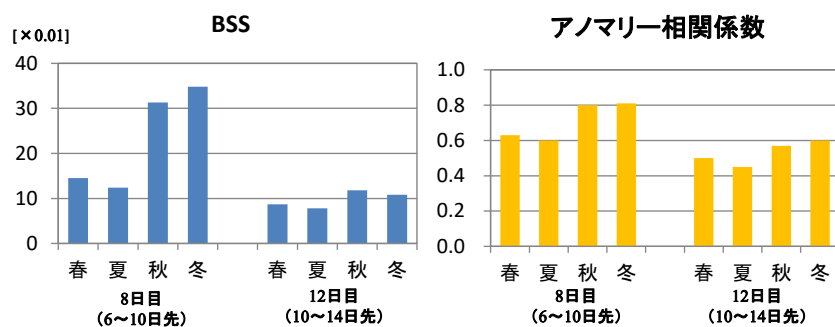


第 2.5-2 図 5 日間平均の地域平均気温(全国 16 地域)の「かなり高い(低い)」確率が 30%以上と予測されたときの実際の階級出現率

上段は予測 8 日目(2 週目の始め)、下段は予測 12 日目(2 週目の終わり)を中心とした 5 日間平均気温の予測。各図の Smp, Hit rate, Cap rate は、それぞれ事例数、適中率(%), 捕捉率(%)を示す。



第 2.5-3 図 5 日間平均の地域平均気温(全国 16 地域)が「かなり高い(低い)」30%以上または 50%以上と予測した時の適中率と捕捉率
横軸はリードタイムで、予報発表日を 0 日目として、平均期間の中日で示し(8 が予測 2 週目初日に相当)、2 週目を水色陰影で示す。



第 2.5-4 図 季節別の予測精度(5 日間平均の全国 16 地域の地域平均気温)
左は「かなり高い(低い)」確率の予測に関するブライアスキルスコア(BSS)、右はアノマリー相関係数。アノマリー相関係数の予測偏差には、ガイダンスの累積確率が 50%となる値を用いた。春は 3~5 月初期日、夏は 6~8 月初期日、秋は 9~11 月初期日、冬は 12~2 月初期日の予測。

(2) 地点別気温の予測精度

2 週間気温予報では、異常天候早期警戒情報の対象としていた地域平均気温に加え、地点の最高・最低気温の予報も行う。一般的に、個別の地点の予測は地域平均に比べて難しい(例えば、気象庁地球環境・海洋部(2017)の第 3.5 節)うえ、最高・最低気温の予測は平均気温に比べその時点での天気や風向などの影響が大きいため難しいと考えられる。ここでは、2 週間気温予報で発表する地点の 5 日間平均最高・最低気温の予測精度を、地域平均気温との比較を含めて確認する。

第 2.5-5 図は、地点の 5 日間平均最高・最低気温の予測精度を地域平均気温の 5 日間平均と比べたものである。地点の気温予測についても、「かなり高い(低い)」と 30%以上で予測されたときの適中率は、2 週目でも 30%から 40%を保っている。ただし、現象の捕捉率は 2 週目の終わりに 10%から 20%まで低下し、地域平均の予測と比べると捕捉できないことも多いことに留意が必要である。BSS で評価した予測精度でも、

地域平均気温の予測に比べてリードタイムで 1 日から 2 日早く精度が低下する。

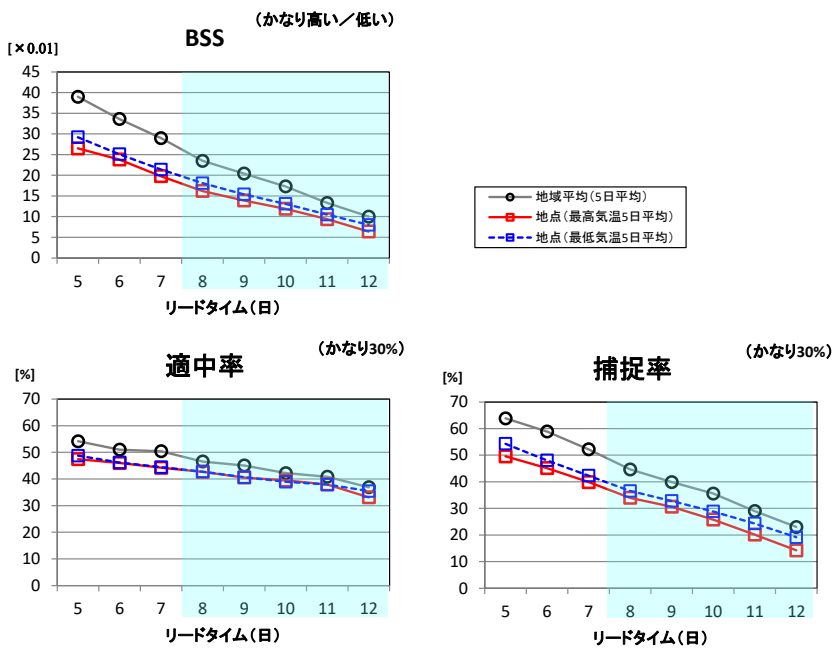
次に、「かなり高い(低い)」確率が 30%以上と予測された場合の実際の階級出現率を第 2.5-6 図に示す。「かなり高い(低い)」確率が 30%以上と予測された場合に 3 階級の高い(低い)階級となった割合は 2 週目の始めでおおよそ 80%、2 週目終わりで 60%から 70%と高く、気温の傾向については概ね予測できている。ただし、実際に「かなり高い(低い)」となった割合は 40%程度と地域平均気温の予測(第 2.5-2 図)に比べると低く、高温・低温の程度が「かなり」の基準まで達しないことも多い。

2 週間気温予報では、地域平均の予測に関しては平年差に基づく階級を予測するだけであるが、地点の気温は最高・最低気温を量的に予報する。そこで、決定論的な予測を評価するときによく用いられるアノマリー相関係数と二乗平均平方根誤差(RMSE)も確認する(第 2.5-7 図)。5 日間平均最高・最低気温のアノマリー相関係数は、2 週目の始めでは 0.6、2 週目の終わりでは 0.4 から 0.5、RMSE は 2 週目の終わりにか

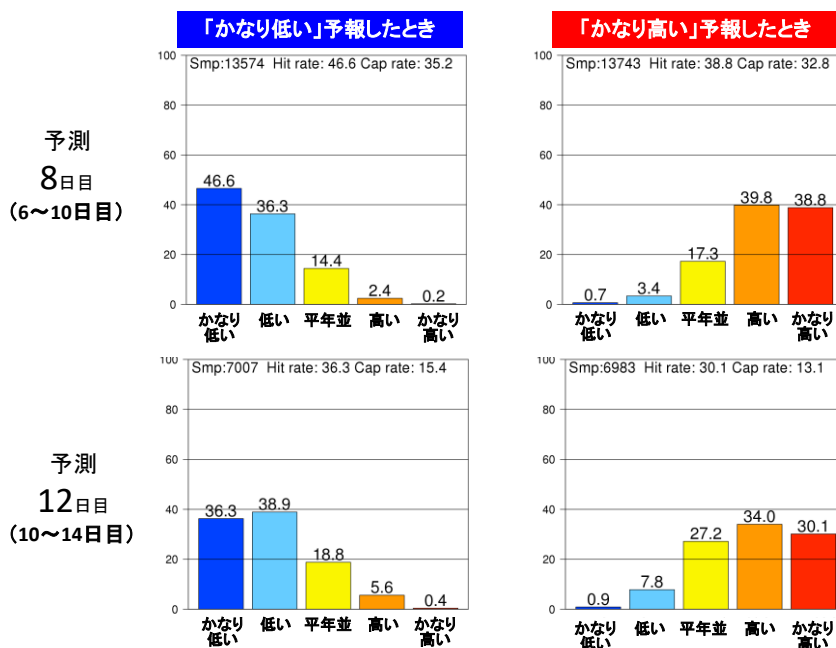
けて1℃台後半に増加するものの、気候値予測よりは誤差が小さく、ある程度の予測精度を保っている。

最後に、留意点を一つ示す。第 2.5-8 図は 5 日間平均気温の予測偏差と実況の偏差の散布図である。2 週間程度先の予測でも、アノマリー相関係数が大きいように、高温・低温と予測されれば実況もその傾向となりやすいと言える。ただし、散布図の全体的な分布をみると、予測対象期間が先になるほど予測される偏差の大きさは過小で、平年を大きく上(下)回る気

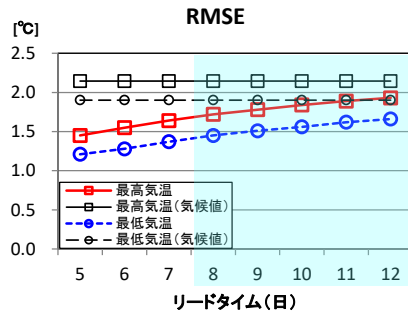
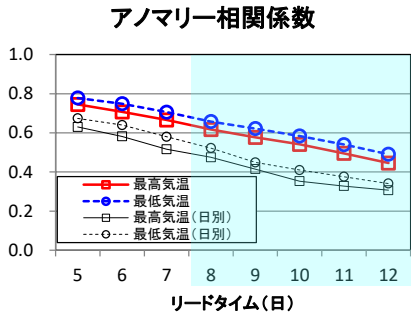
温が予測されにくい傾向があると推測される。これは、予測対象期間が先になるほど時間スケールの短い現象の予測が困難となり、予測に含まれるシグナルが相対的に小さくなるためと思われる。このため、地点の予測に関しては高温・低温の傾向については予測できるものの、予測時間が先になるほど高温・低温の偏差の大きさに関しては誤差があることも考慮し、予測値と予測範囲の両方を参照しながら利用する必要がある。



第 2.5-5 図 地点別気温の予測精度
 左上は「かなり高い(低い)」確率の予測に関するブライアスキルスコア(BSS)、左下及び右下は「かなり高い(低い)」確率 30%以上と予測したときの適中率と捕捉率を示す。赤線と青線はそれぞれ地点別の日最高気温、日最低気温の 5 日間平均で、比較のため地域平均気温の 5 日間平均気温の検証スコアを黒線で示す。横軸はリードタイムで、予報発表日を 0 日目として、平均期間の中日で示し(8 が予測 2 週目初日に相当)、2 週目を水色陰影で示す。

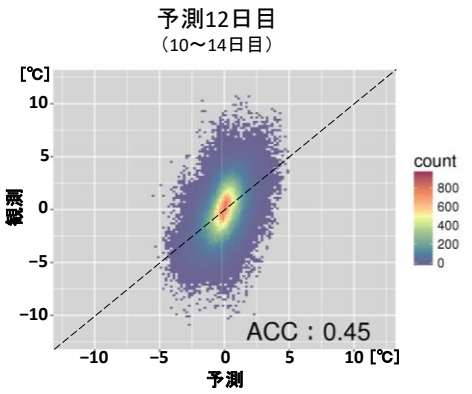
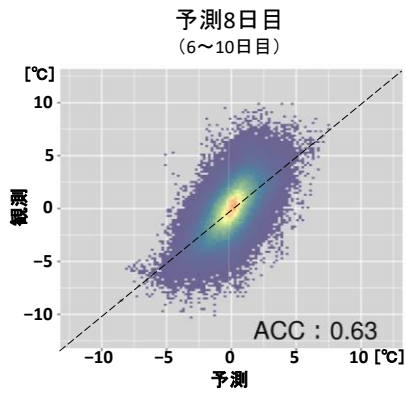
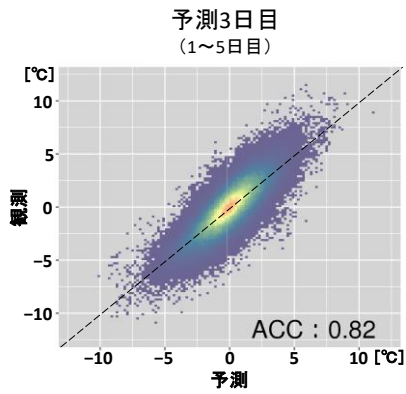


第 2.5-6 図 5 日間平均の地点別気温の「かなり高い(低い)」確率が 30%以上と予測されたときの実際の階級出現率
 上段は予測 8 日目、下段は予測 12 日目を中心とした 5 日間平均気温の予測。各図の Smp, Hit rate, Cap rate は、それぞれ事例数、適中率、捕捉率を示す。



第 2.5-7 図 5 日間平均の地点別気温のアノマリー相関係数(左)と RMSE(右)

横軸はリードタイムで、予報発表日を 0 日目として、平均期間の中日で示し(8 が予測 2 週目初日に相当)、2 週目を水色陰影で示す。アノマリー相関係数の予測偏差には、ガイダンスの累積確率が 50%となる値を用いた。



第 2.5-8 図 5 日間平均の地点別気温の散布図

左から、予測 3、8、12 日目を中心とした 5 日間平均の予測。横軸は予測、縦軸は観測の平年偏差で、データ数が多いため $0.2^{\circ}\text{C} \times 0.2^{\circ}\text{C}$ ごとのデータの密度分布を示す。図中の右斜め上 45° の黒破線は、予測と実況の偏差が等しい線を示す。ACC はアノマリー相関係数を示す。

2.5.2 冬季日本海側の降雪量の予測精度

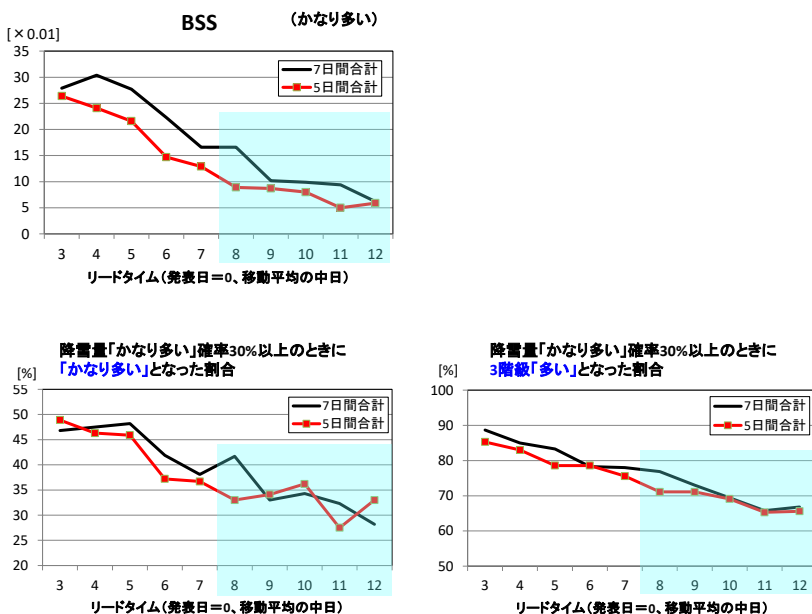
早期天候情報向けの降雪量のガイダンスは、2週間気温予報と早期天候情報の運用開始から初めての降雪期となる2019年秋に向けて開発中であるが、ここでは現行の異常天候早期警戒情報のガイダンスと同じ方法で5日間降雪量を予測した時の予測精度をもとに解説する。

冬季日本海側の大雪(雪)に関する早期天候情報の検討に使うガイダンス¹⁷の予測精度を第2.5-9図に示す。なお、降雪量の「かなり多い」に関するBSSの評価では、5日間降雪量(早期天候情報の対象)の予測精度は7日間降雪量(異常天候早期警戒情報の対象)と比べ低下するものの、予測2週目でも0.05から0.1程度の正の値は保っている(第2.5-9図左上)。降雪量のBSSは気温と比べて値が小さく、降雪量の確率予測は気温と比べると難しいことには留意が必要である。

大雪の早期天候情報に相当する5日間降雪量が

「かなり多い」確率が30%以上と予測された場合、実際の降雪量がかなり多くなる割合は30%から40%だが、3階級で多くなる割合はおおよそ70%に達しており、多雪の傾向は予測できている(第2.5-9図左下及び右下)。このため、大雪の早期天候情報の状況では、「降雪量が多くなる見込みで、かなり多くなる可能性もある」と言える。ただし、降雪量がどの程度多くなるかは、その後発表される週間天気予報や府県天気予報及び気象情報を参照するのが望ましい。

ここで、大雪の異常天候早期警戒情報が導入された2013年当時のガイダンスによる7日間降雪量と、今のモデルによる5日間降雪量の予測精度を比較してみる。第2.5-10図は、降雪量が「かなり多い」確率が30%以上と予測された場合の実際の階級出現率を示したものである。現モデルの5日間降雪量の予測精度は、大雪の異常天候早期警戒情報が導入された当時の7日間降雪量の予測精度とほぼ同じであると言える。

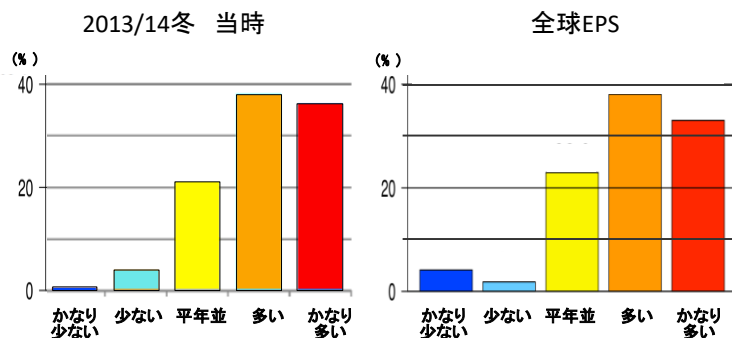


第2.5-9図 地域平均5日間降雪量の予測精度

左上は、大雪(雪)に関する早期天候情報の対象となる7地域における降雪量の「かなり多い」確率の予測に関するブライアスキルスコア(BSS)。

左下及び右下は「かなり多い」確率30%以上と予測したときに、実際の降雪量がそれぞれ「かなり多い」または3階級「多い」となった割合。黒線と赤線は7,5日間降雪量の予測。横軸はリードタイムで、予報発表日を0日目として、平均期間の中日で示し(8が予測2週目初日に相当)、2週目を水色陰影で示す。

¹⁷ 検証対象は11月から3月(大雪の早期天候情報の発表期間に相当)の全球EPSの再予報。ただし、近畿日本海側と山陰は11月下旬から3月。



第 2.5-10 図 降雪量「かなり多い」確率が 30%以上と予測されたときの実際の階級出現率

予測 8 日目(予測 2 週目初日の相当)を中日として、左は冬季日本海側の大雪に関する異常天候早期警戒情報が開始された当時の数値予報システム(2013/14 冬)による 7 日間降雪量、右は全球 EPS の再予報による 5 日間降雪量に関する予測を示す。

2.5.3 週間天気予報発表地点の気温を用いた地域平均気温の階級の推定精度

2 週間気温予報の当庁ホームページにおける表示では、地域平均気温の階級を示すこととした(第 2.2.1 項)。予測 1 週目の地域平均気温の階級は、週間天気予報で発表された最高・最低気温をもとに地域平均気温平年差の階級を推定して示す。この推定には、

- ・(最高気温偏差+最低気温偏差)÷2を平均気温偏差とみなすこと
- ・地域平均気温の推定を、週間天気予報の気温予報値の発表地点のみで行うこと

から、誤差が含まれる。

観測値を用いたこの方法による地域平均気温の推定手法の精度を第 2.5-1 表に示す。いずれの地域でも、平年偏差のアノマリー相関係数は 0.9 以上で、高い精度で傾向を推定できている。また、推定誤差は 0.1 から 0.6℃で、日平均気温の平年並の幅が通年平均でおよそ±2℃の大きさであることも考慮すると、地域平均の階級を推定することは可能と考えられる。

第 2.5-1 表 週間天気予報発表地点の気温を用いた地域平均気温の推定精度

冬季(11 から 3 月)、夏季(4 から 10 月)で計算したアノマリー相関係数と予測誤差の大きさの平均を示す。週間天気予報の気温を予報している地点数が冬季または夏季に減少している地域の値に*をつけた。

地域名	冬季		夏季	
	相関係数	誤差の平均	相関係数	誤差の平均
北海道日本海側	0.989	0.26	0.980	0.33
北海道オホーツク海側	0.981	0.36	0.979	0.41
北海道太平洋側	0.996	0.15	0.989*	0.21*
東北日本海側	0.994	0.16	0.991	0.19
東北太平洋側	0.997	0.12	0.995	0.21
関東甲信地方	0.940*	0.53*	0.900	0.64
北陸地方	0.992	0.20	0.989	0.22
東海地方	0.944*	0.50*	0.928	0.51
近畿日本海側	0.976*	0.33*	0.998	0.10
近畿太平洋側	0.998	0.10	0.998	0.11
四国地方	0.995	0.16	0.993	0.16
九州北部地方	0.998*	0.13*	0.994	0.12
九州南部地方	0.997	0.15	0.988	0.18
奄美地方	0.988	0.21	0.978	0.21
沖縄地方	0.998	0.09	0.994	0.09

2.6 2週間気温予報の例

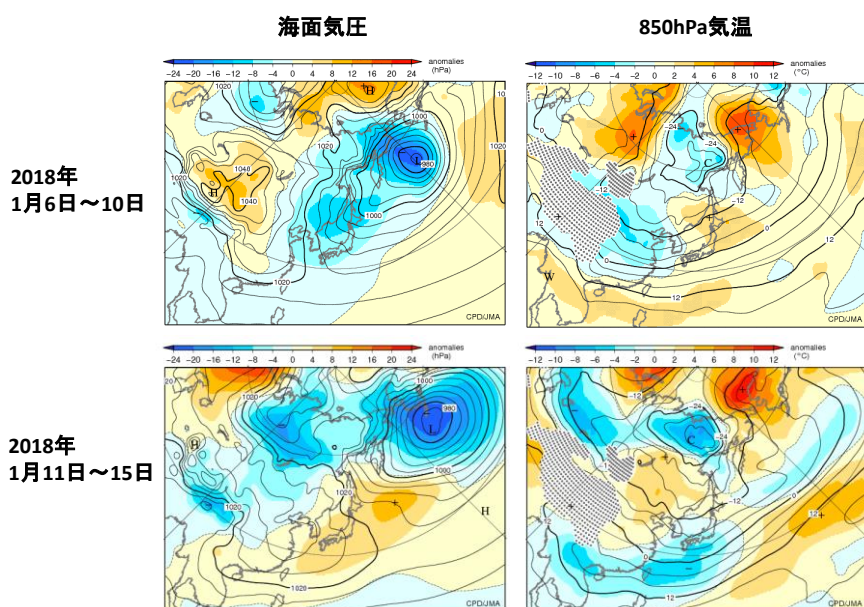
2週間気温予報等の運用に先立ち、過去の予測事例をもとにプロダクトのサンプルを作成した。以下、4つの事例を見ながら、異常天候早期警戒情報と2週間気温予報の違いや有用性、利用上の留意点を考える。

2.6.1 (事例1)2018年1月上旬から中旬の高温から低温への急変(新潟県の例)

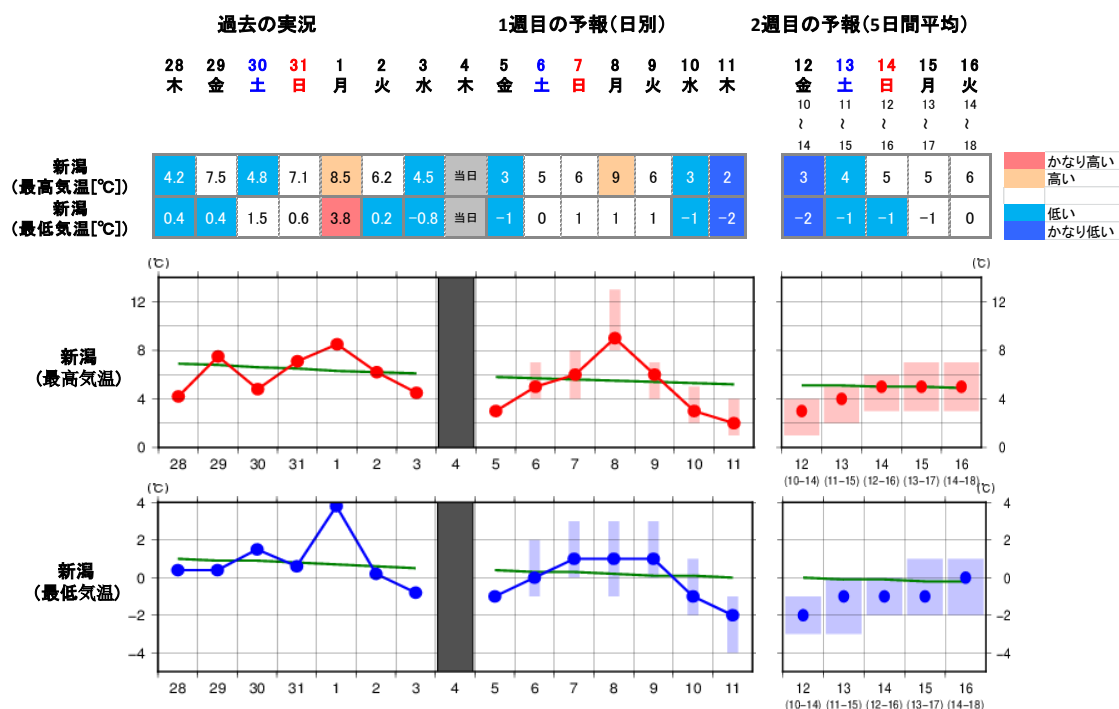
2018年1月前半は、全国的に気温の変動が大きかった。東日本では、前年末から1月上旬前半は上空の寒気が流れ込んだ影響で低温、上旬後半は冬型の気圧配置は弱く気温が上昇し、各地で3月から4月並のかなり的高温となった(第2.6-1図上段)。中旬前半には、一転して強い寒気が流れ込み、11日の日降雪量が新潟(新潟県)で45センチとなるなど北陸を中心に大雪となり、車両が立ち往生するなどの影響もあった(第2.6-1図下段)。

この事例について、1月3日初期日(4日発表向けの資料)の新潟(新潟県)の気温平年差の予測を第2.6-2図に示す。この事例では、7日間平均をもとにし

ている異常天候早期警戒情報では、顕著な低温に関する情報を出すことはできなかった。一方、5日間平均をもとにしている2週間気温予報では、11日から12日を中心にかんがりの低温となる時期があることを示すことができた。また、5日間及び7日間平均気温ガイダンスを比較すると、中旬前半の寒波は、7日間平均では偏差 -1°C 程度にとどまり、「かなり低温」となる可能性を予報できなかったが、5日間平均気温ガイダンスでは数日間スケールの寒気の流れ込みにより偏差 -2°C 以下となる時期があることを予測できたため、低温の早期天候情報の発表の目安となる「かなり低い」気温となる時期を予測できた。



第 2.6-1 図 日本付近の半旬平均図(上:2018年1月6日~10日、下:11~15日)
左は海面気圧(等値線)と平年偏差(陰影)。右は850hPa気温(等値線)と平年偏差(陰影)。



第 2.6-2 図 2018 年 1 月 4 日発表を想定した 2 週間気温予報の新潟県のページのイメージ
イメージは開発段階のもので、レイアウトや配色などが変更される可能性がある。

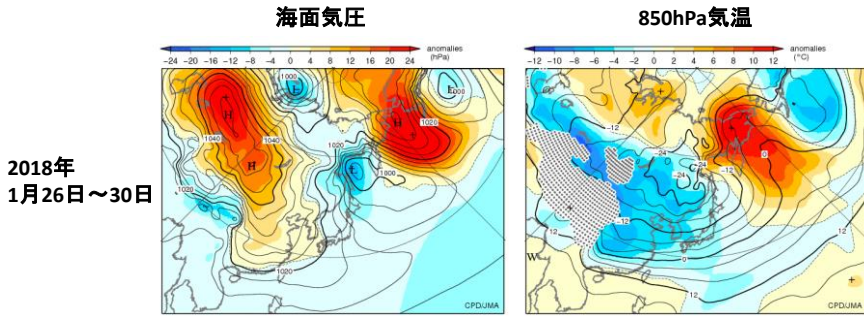
2.6.2 (事例 2)2018 年 1 月下旬の顕著な低温(埼玉県)の例

2018 年 1 月は、月の中頃には移動性高気圧に覆われて全国的に晴れて寒さが緩み 3 月並の暖かさになったが、下旬は非常に強い寒気が日本付近に流れ込み、東・西日本を中心に顕著な低温、日本海側を中心に大雪となった(第 2.6-3 図)。26 日には、さいたま(埼玉県)で最低気温が -9.8°C と 1977 年 12 月の統計開始以来最も低い気温を観測するなど、関東甲信地方の各地で日最低気温の観測史上 1 位の値を更新した。

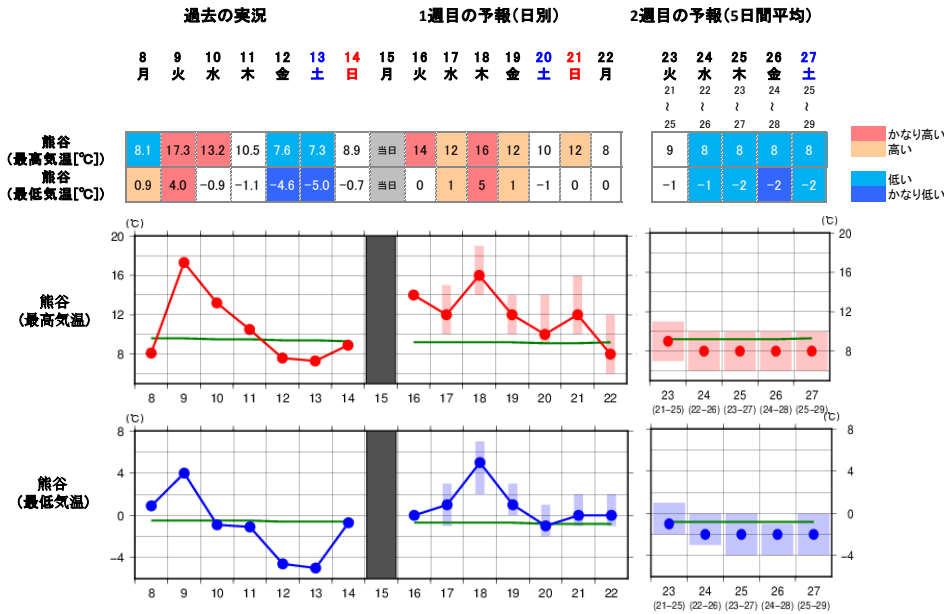
この事例については、1 月 15 日の異常天候早期警戒情報において、東北地方以南の各地方で、1 月 22 日または 23 日頃から低温や日本海側の大雪に関する異常天候早期警戒情報が発表された。しかし、異常天候早期警戒情報だけでは、発表日直後に一旦 3 月並の温かさとなることが伝わらない課題があった。第 2.6-4 図は、1 月 14 日初期日(15 日発表向けの資料)の 2 週間気温予報における熊谷(埼玉県)の予報を示している。2 週間気温予報の表示形式では、発表

日直前の実況で見られた低温が予測期間の初期で一旦収まり、一時的にかなり暖かくなるが、24 日頃から低温となり、「かなりの低温」となるという気温の推移の特徴を分かりやすく示すことができた。

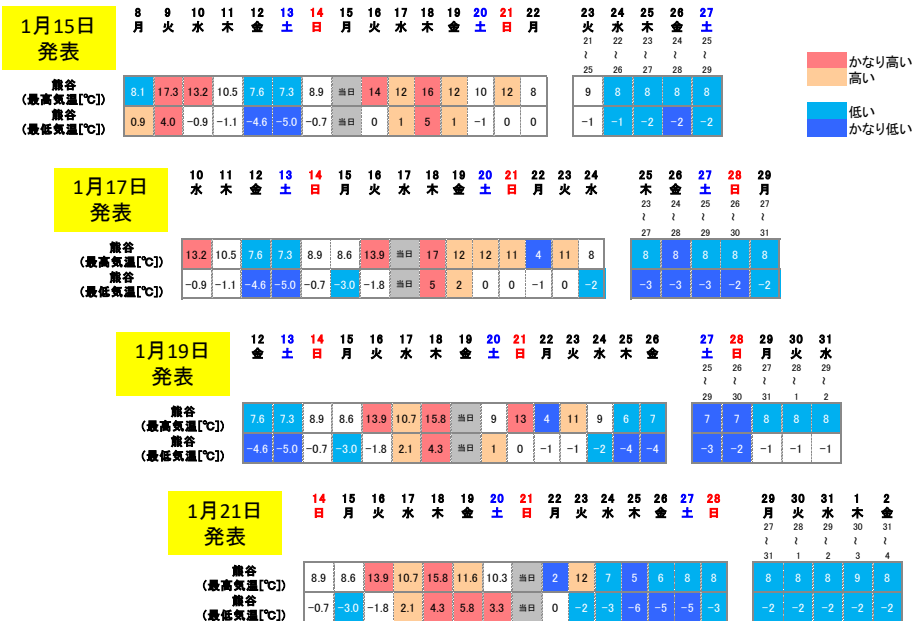
なお、2 週間気温予報でも、ここで示した 1 月 14 日初期日による予測では最低気温(5 日間平均)は -2°C 前後の予測となっており、この値でも平年と比べると「かなり低い」と言える水準ではあるが、実際の気温(図は省略するが、熊谷の日最低気温の 5 日間平均は最も低い時期で -4.4°C)と比べると極端な低温を十分に予測することは依然として難しい。ただし、グラフ形式で表示する予測範囲では、2 週目後半の日最低気温の 5 日間平均の下限は -4°C と予測され、実際の気温と同程度であった。このように、気温予報値に加えて予測範囲も合わせて参照することが望ましい。また、より新しい初期日による予測資料を確認すると、低温の程度が強まることや、寒気の影響が 2 月はじめまで長引くこともわかり(第 2.6-5 図)、可能な限り新しい予報を用いて確認することも有効である。



第2.6-3図 日本付近の半月平均図(2018年1月26日~30日) 左は海面気圧(等値線)と平年偏差(陰影)。右は850hPa気温(等値線)と平年偏差(陰影)。



第2.6-4図 2018年1月15日発表を想定した2週間気温予報の埼玉県のページのイメージ。イメージは開発段階のもので、レイアウトや配色などが変更される可能性がある。



第2.6-5図 上から2018年1月15, 17, 19, 21日発表を想定した2週間気温予報の埼玉県のページのイメージ。グラフ表示は割愛する。なお、イメージは開発段階のもので、レイアウトや配色などが変更される可能性がある。

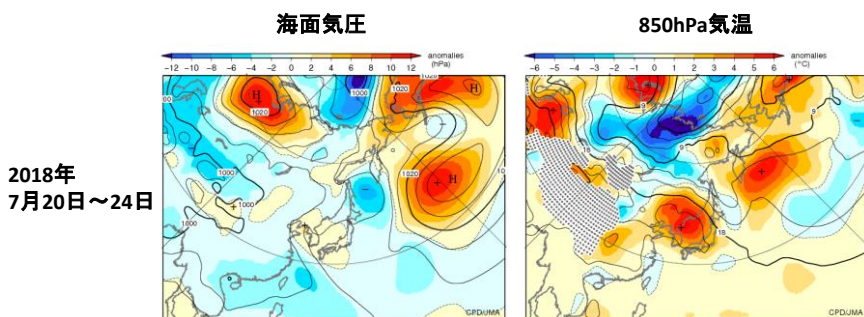
2.6.3 (事例3)2018年7月中旬から下旬の東・西日本中心の顕著な高温

2018年7月は、上旬は西日本から東日本を中心に前線や台風により各地で大雨(平成30年7月豪雨)となり一旦気温が低くなった後、太平洋高気圧とチベット高気圧の勢力がともに強くなり、再び気温が高くなり厳しい暑さが続いた(第2.6-6図)。7月の月平均気温は東日本で平年差+2.8℃となり第1位の高温、西日本では第2位タイの高温(1位は1994年)となった(いずれも統計開始は1946年)。

この事例について、高温の始まる前の7月4日初期日(5日発表向け資料)の、2週間気温予報の全国一覧のページに掲載する各地域の地域平均気温の予測を第2.6-7図上段に示す。当時の異常天候早期警戒情報でも、東・西日本で「かなりの高温」となる見通しを示していた(図略)。2週間気温予報では、発表日以前に続いてきたかなりの高温は、今後数日は前線や台風の影響(実際には平成30年7月豪雨となった)で一旦収まるものの、その後は再び気温が上昇し、中旬は再びかなりの高温となるという気温の推移の見通しを容易にイメージさせることができる。7月5日の時点では、すでに実況で西日本において72時間雨量が400ミリを超える大雨となっており、今後数日も同じような地域で大雨が続くため記録的な大雨となるおそれがあると伝えられていた。大雨後の大規模な復旧作業が想定される時期に、顕著な高温になるとの見通しを、早い段階で注意喚起することもできる。

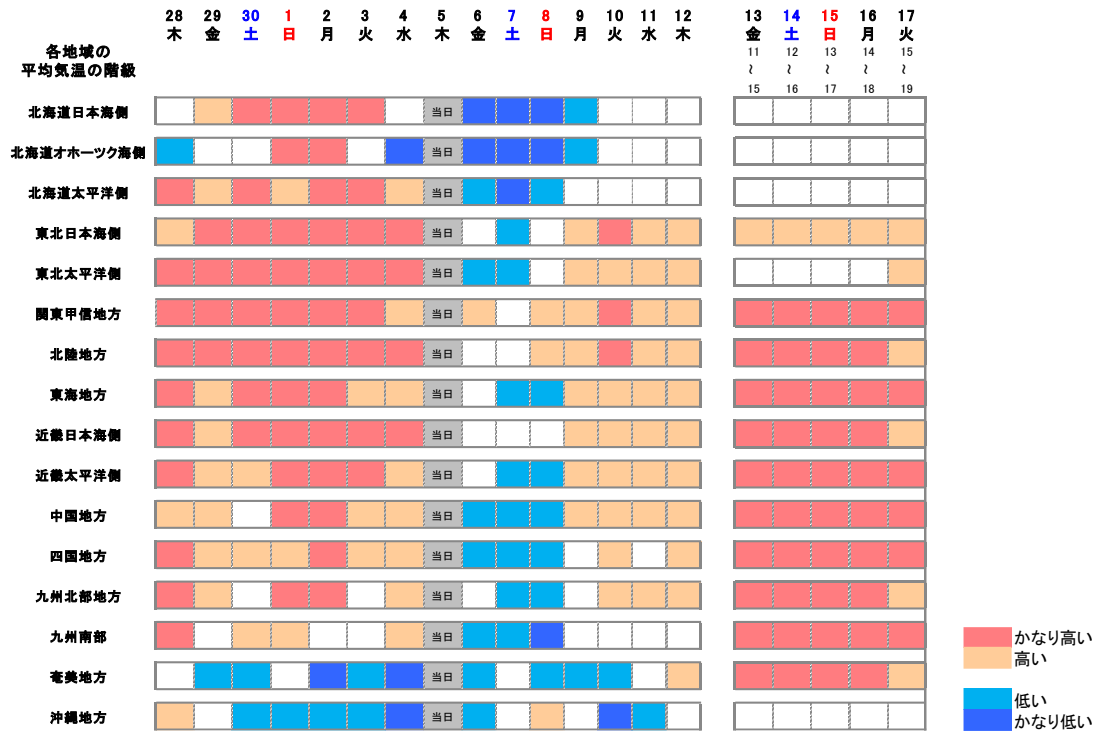
2週間後の7月18日初期日(19日発表向け資料)では、東・西日本では直近1週間、すなわち豪雨後はかなりの高温が続いており、今後も7月中はかなりの高温が続くため、高温が長期間に及ぶ見通しであるこ

とを示すことができる(第2.6-7図下段)。当時も、東北から九州北部の各地方に高温の異常天候早期警戒情報が発表されたが(図略)、情報の対象期間(7月24日頃からの1週間)はかなりの高温であることは分かるものの、利用者にかかなりの高温が長期間にわたり続くことを理解してもらうためには、当庁ホームページ内で別々の場所に表示されている実況、週間天気予報、異常天候早期警戒情報を総合的に理解してもらう必要があった。ここで、本事例における2週間気温予報の留意点を示す。第2.6-8図は、7月11、14日初期日(それぞれ12、15日発表向け資料)における名古屋(愛知県)の2週間気温予報を示す。実況では、名古屋は7月14日から26日にかけて最高気温が35℃を連続して上回り、日最高気温の5日間平均は15日から25日にかけて37から38℃で経過する厳しい暑さとなった。2週間気温予報では、週間天気予報の先にあたる予報2週目でも気温が「かなり高い」との見通しを示すことはできたが、5日間平均最高気温は34℃から35℃と予測された程度だった。この値でも平年と比べるとかなり高く、5日間の中には猛暑日となる日もあると言える水準ではあるが、実際の気温と比べると高温の程度は不十分だった。なお、日最高気温37℃前後の数字を予報できるようになったのは、週間天気予報の範囲に近づいてからであり、可能な限り新しい予報を用いて確認することも有効である。

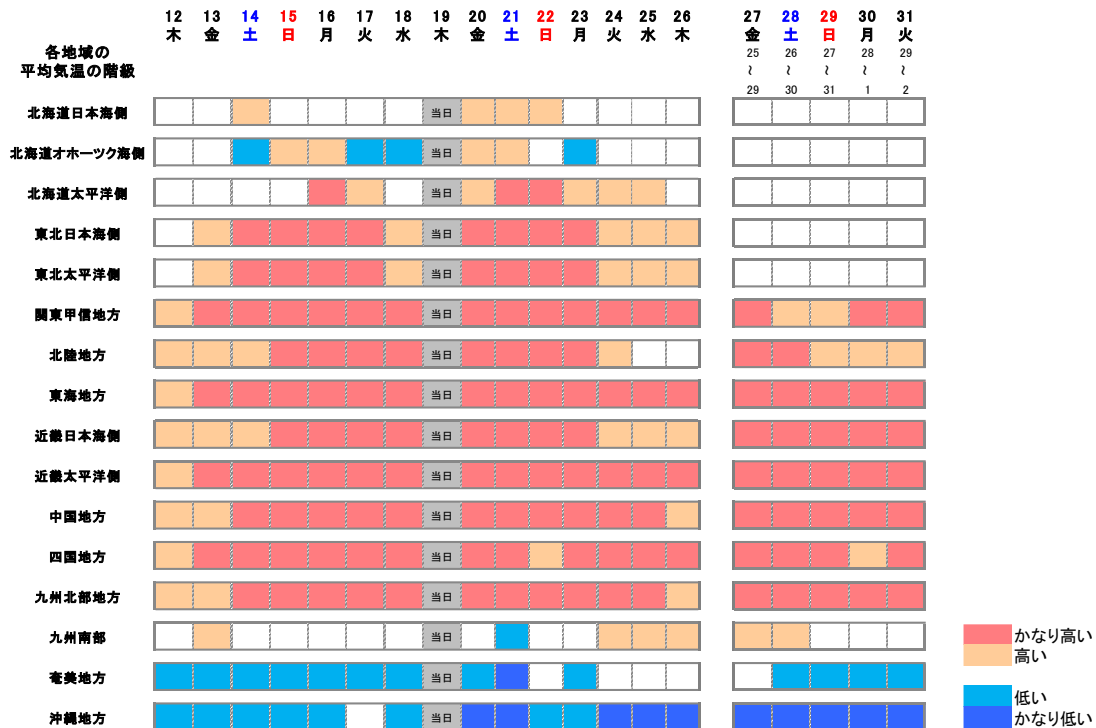


第2.6-6図 日本付近の半旬平均図(2018年7月20日~24日)
左は海面気圧(等値線)と平年偏差(陰影)。右は850hPa気温(等値線)と平年偏差(陰影)。

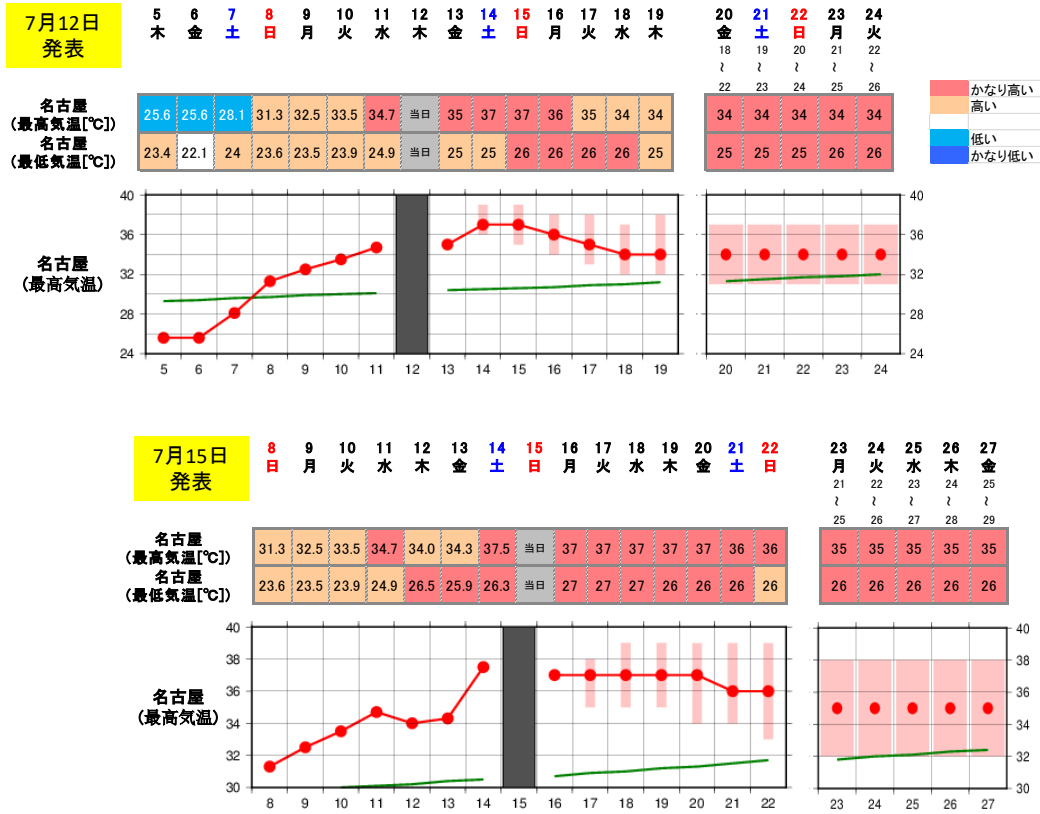
2週間気温予報（全国版）のイメージ(2018年7月5日)



2週間気温予報（全国版）のイメージ(2018年7月19日)



第 2.6-7 図 2018 年 7 月 5 日(上)と 19 日(下)発表を想定した 2 週間気温予報の全国一覧のページのイメージ
ただし、開発段階のもので、レイアウトや配色などが変更される可能性がある。



第 2.6-8 図 2018 年 7 月 12 日(上)と 15 日(下)発表を想定した 2 週間気温予報の愛知県のページのイメージ
最低気温のグラフ表示は割愛する。なお、イメージは開発段階のもので、レイアウトや配色などが変更される可能性がある。

2.6.4 (事例 4)2017 年 8 月上旬から中旬の低温 (岩手県の例)

最後に、2 週間気温予報でも依然として 2 週目について有効な予報の提供が難しい事例を示す。

2017 年 8 月上旬から中旬は、オホーツク海高気圧が出現して北・東日本では北東から冷たく湿った空気が流れ込み、太平洋側を中心に気温が低く、不順な天候となった(第 2.6-9 図)。北日本では、8 月中旬の旬平均気温が平年差 -2.0°C と低く、この時期としては 2003 年以来 14 年ぶりに平年差 -2°C を下回った¹⁸。

この事例について、8 月 2 日初期日(3 日発表向け資料)の 2 週間気温予報の各地域の地域平均気温の予報を第 2.6-10 図に示す。北・東日本では、日本海

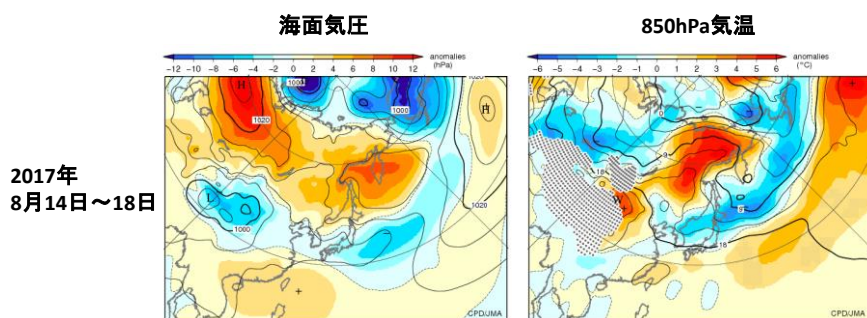
側の地域を中心に 8 月中旬は気温がかなり高くなる可能性が予測された。当時の異常天候早期警戒情報(8 月 3 日発表)でも、東北日本海側と東日本以南の各地方に高温の異常天候早期警戒情報が発表されたが、実際には九州南部・奄美と沖縄地方でかなり高く、四国地方で高かったほかは平年並以下の階級にとどまった。岩手県の 2 週間気温予報(第 2.6-11 図)では、8 月 3 日及び 5 日の時点では、内陸の盛岡でかなりの高温となる時期が予測されていた一方、太平洋側沿岸の宮古では平年並の予測となっていた。

この事例では、8 月 7 日の時点では、低温が 2 週間先にかけて続く予測に変わった。ただし、低温の程度は不十分で、最高気温が 20°C 前後となるほど極端な低温となる見通しは、週間天気予報の範囲にならないと予測できなかった。

このように、2 週間前からは適切に予報できないこともあり、週間天気予報の範囲も含めて可能な限り新し

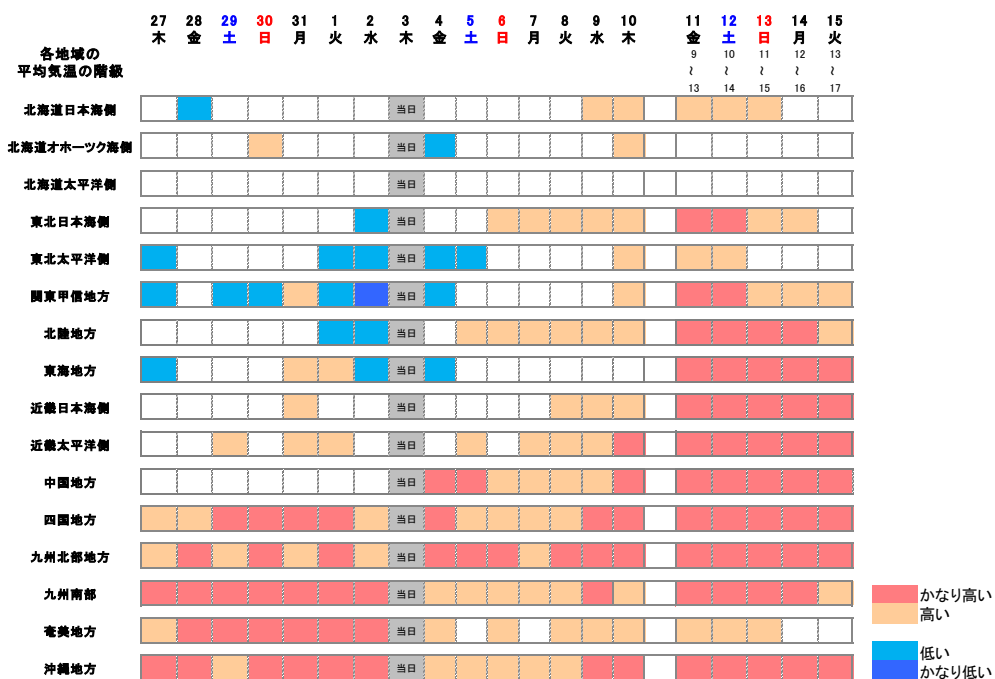
¹⁸ 詳細は、気候変動監視レポート 2017(気象庁, 2017)のトピックス I を参照のこと。
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/monitor/2017/pdf/ccmr2017_topics.pdf

い情報を利用するよう促す必要がある。特に、夏はアノマリー相関係数やBSSを指標とした場合に、他の季節と比べて予測精度が最も低く、また低温傾向が予測できた時でも先の予報になるほど低温の程度 of 予測が不十分なことも多い。また、地球温暖化など長期的な高温傾向の中で、近年は「かなり低い」の階級となるような極端な低温を引き起こす現象の予測はさらに難しくなっている。夏の低温に対しては、可能な限り新しい資料を用いて確認することが必要である。

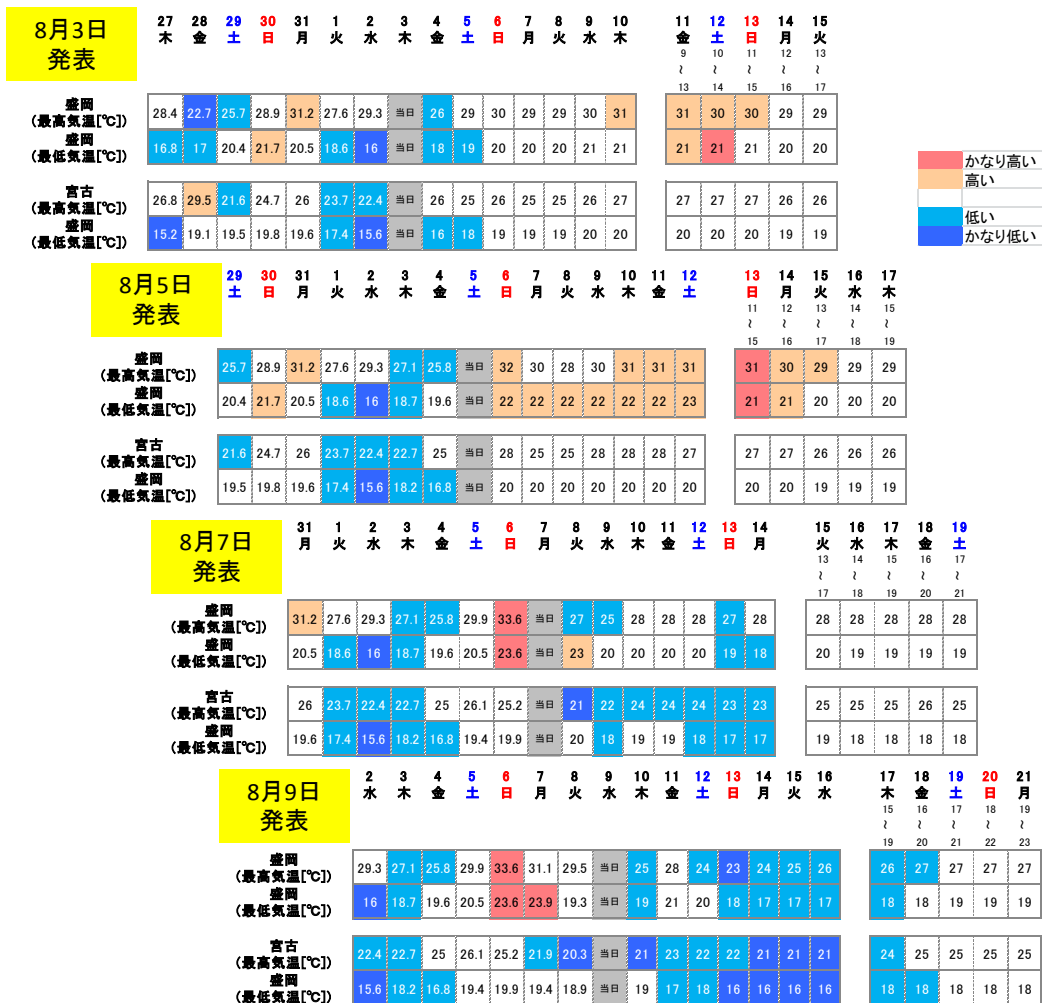


第2.6-9図 日本付近の半旬平均図(2017年8月14日～18日) 左は海面気圧(等値線)と平年偏差(陰影)。右は850hPa気温(等値線)と平年偏差(陰影)。

2週間気温予報 (全国版) のイメージ(2017年8月3日)



第2.6-10図 2017年8月3日発表を想定した2週間気温予報の全国一覧のページのイメージ ただし、開発段階のもので、実装に向けてレイアウトや配色などが変更される可能性がある。



第 2.6-11 図 上から 2017 年 8 月 3, 5, 7, 9 日発表を想定した 2 週間気温予報の岩手県のページのイメージ
 グラフ表示は割愛する。なお、イメージは開発段階のもので、レイアウトや配色などが変更される可能性がある。

2.7 特長と留意点

最後に、2 週間気温予報の特長及び利用上の留意点をまとめる。

【特長】

・実況から 2 週間先までの見通しを含めた気温の推移が分かりやすくなる

従来は、実況、週間天気予報、異常天候早期警戒情報を別々に確認して、それぞれの情報を総合的に解釈する必要があった。また、異常天候早期警戒情報では、予報対象期間について、「かなりの高温(低温)」の可能性の有無を示すだけであったが、かなりの高温(低温)が続くのか、これまでの実況から反転して

高温や低温となるのかなど、推移も把握できるようになる。

・主要地点の 2 週間先までの気温を予報

従前の異常天候早期警戒情報は、地方単位での顕著な高温・低温の可能性の有無を示すだけであったが、2 週間気温予報では 2 週間先までの主要地点の 5 日間平均の気温の予報値も示し、その時期の高温・低温について具体的なイメージをもつことができる。

・毎日更新

2週間気温予報は情報が毎日更新(早期天候情報では週2回)するので、高温・低温の程度や確度の強(弱)まりについて、最新の見通しを示すことができる。

【留意点】

・5日間平均の高温・低温の中で、日々の気温はさらに上振れ・下振れする

2週間先に関しては、予測精度の制約から、数日スケールの寒気・暖気の影響を受ける5日間平均の気温や降雪量を予報する。実際には、この5日間の中にピークとなる顕著な気温や降雪量となる日を含み得る(ただし2週間前の時点では、現象が発生する具体的な日付や顕著さの程度の予測は困難)。このため、2週間先の予報で顕著な気温や降雪量となる時期があるとの天候の推移の傾向を把握し、具体的な日々の変動の見通しについては1週間先になってから日別に予報している週間天気予報を参照していただきたい。

・2週間先の予測では、現象の顕著さが過小となる場合がある

過去事例の予測実験によると、2週間先でも「かなりの高温(低温)」や冬季日本海側の降雪量が「かなり多い」可能性という天候の傾向についての予測は可能であるが、極端な高温・低温まで予測するのは困難な事例も多かった。「かなりの高温(低温)」と見込まれた場合でも、現象の顕著さの程度については2週間前では不十分な場合があることに留意し、予報値と予測範囲の両方を参照することが望ましい。

・夏の低温は、他の現象に比べて予測が特に難しい

高温・低温といった気温の変動の傾向に関する予測精度は夏に最も低下し、先の予報になるほど低温の程度の予測が不十分なことも多い。また、地球温暖化など長期的な高温傾向の中で、近年は「かなり低い」の階級となるような極端な低温を引き起こす現象の予測はさらに難しくなっている。このため、特に夏の低温に対しては、可能な限り新しい資料を用いて確認することが必要である。

・地点だけではなく地域平均の予測にも着目する

2週間気温予報では2週目について地点ごとの気温予報を行うが、予測精度は地域平均の予測に比べると相対的に低いため、注目する地方が属する地域平均気温の予測傾向も参考にすることが望ましい。

参考文献

- 気象庁, 2017: 2017年8月の北・東日本太平洋側の不順な天候と沖縄・奄美の顕著な高温, 気候変動監視レポート2017, 1-3.
- 気象庁, 2018: 平年値, 気象観測統計指針 第5章, 112-126.
- 気象庁地球環境・海洋部, 2006: エルニーニョ/ラニーニャ現象と日本の天候 平成18年豪雪とその要因, 平成18年度季節予報研修テキスト. 86pp.
- 気象庁地球環境・海洋部, 2008: 異常天候早期警戒情報とその利用, 平成20年度季節予報研修テキスト. 84pp.
- 気象庁地球環境・海洋部, 2013: 大雪に関する異常天候早期警戒情報・気候リスク管理技術の普及への取り組み, 平成25年度季節予報研修テキスト. 71pp.
- 気象庁地球環境・海洋部, 2017: 1か月予報システムの更新 ~ 全球アンサンブル予報システムの運用開始~, 平成28年度季節予報研修テキスト. 81pp.
- 中三川浩, 2013: 季節予報の評価手法. 平成24年度季節予報研修テキスト 第4.4節, 気象庁地球環境・海洋部, 271-281.
- Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnection in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812.

3 2週間気温予報に関連する基礎知識

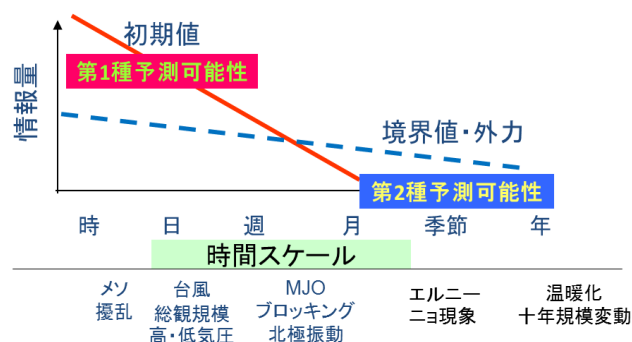
3.1 2週間気温予報が対象としている現象の特徴と予測可能性¹

本節では、2週間気温予報で取り扱うこととした5日間平均場に見られる現象の特徴と予測可能性について記述する。なお、平成24年度の季節予報研修テキストと重なる内容もあるが、基本的事項ということで了承頂きたい。

予報期間の長い予報では、2つの予測限界が問題となる。ひとつは決定論的予測の限界である。数値予報モデルが大気の状態を極めて正確に予測できるようになっても、初期値にわずかでも誤差が含まれれば、大気のカオスの性質により時間とともに誤差が急激に成長するため、ひとつの初期値から得られる決定論的予測には限界があり、アンサンブル手法により確率的に予測する必要がある。周知のとおり、週間天気予報ではアンサンブル予報を用いており、それより予報期間の長い2週間気温予報でも当然アンサンブル予報を使う。アンサンブル予報には、アンサンブル平均による予測精度が単独メンバーの予測精度を統計的に上回ることや、アンサンブル平均するメンバー数が多いほど一定程度までは誤差が小さくなるなどの利点がある(中三川, 2013)。

もうひとつは、初期値に基づく予測の限界である。1か月を超えるような予報では、大気の初期値を基にした予報は意味を持たなくなる。そこで、時定数の長い海面水温や海氷・積雪や土壌水分といった海面や陸面の状態(境界値)から大気が強制されることにより状態が変化することをシグナルととらえ、予測を行うことが重要となってくる。初期値問題として得られるものを「第1種の予測可能性」と呼ぶのに対し、境界値問題として得られるものを「第2種の予測可能性」と呼ぶ。第3.1-1図は、予測に含まれる情報量(シグナル)の相対的な大きさを示す概念図である(中三川, 2013)。2週間以上先の予報では境界値に頼って予測を行う必要があるが、2週間程度までは大気の初期値に基づいて予測を行えることを示すものである。すなわち、初期値問題に基づく予測可能性は、リードタイムが長

くなるに連れて大気のカオスの性質により徐々に失われていくが(第1種の予測可能性, 楠 2000)、2週間気温予報が対象としているのはその可能性がまだ残ると考えられている期間である。なお、数値予報システムが順調に進歩していけば週間予報で馴染み深い日別気温予報を2週間先まで延長することも十分に可能であるが、現時点での予測精度(第2.5節「2週間気温予報等の予測精度」に詳述)を考慮して、2週間気温予報が対象とする期間については日別ではなく5日間平均値として予報することとした。



第3.1-1図 予測の時間スケールに応じた初期値および境界値(外力)による相対的な情報量(シグナル)の大きさ

5日間平均という処理を施すことにより、2週間気温予報が対象とする現象は、日々の天気を支配する移動性の高・低気圧に比べて時間スケールが長く空間スケールも大きくなる。

偏西風の南北偏や蛇行の持続・ブロッキング・MJOなどが重要な予測対象であるほか、夏であれば太平洋高気圧やオホーツク海高気圧、冬であればシベリア高気圧やアリューシャン低気圧など、停滞性の高・低気圧の位置や強さも予測の対象となる。これらの詳細については次節以降で述べることとし、本節では平年との隔たりが明瞭な最近の事例を取り上げながら、現象の特徴と予測可能性について記述する。

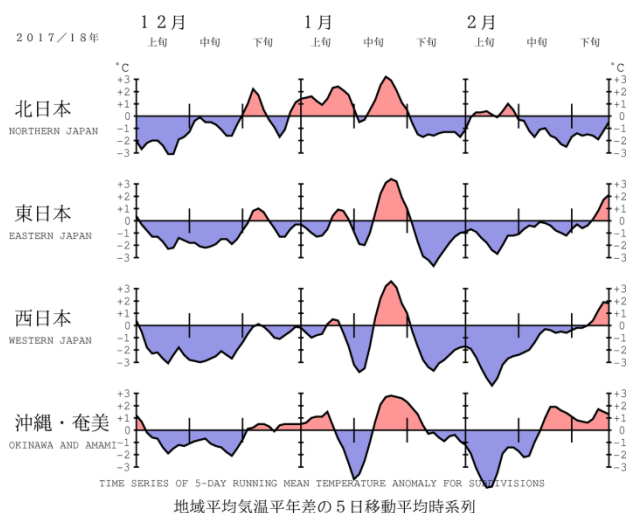
3.1.1 2017/18年寒冬

(1)天候の概要

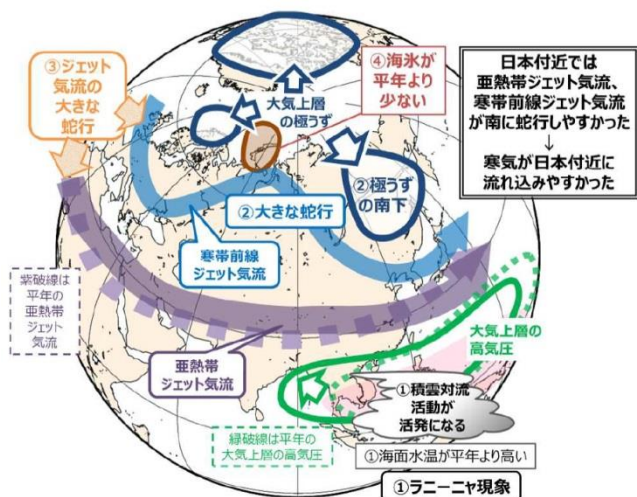
2017/18年冬は、日本付近に強い寒気が流れ込むことが多かったため全国的に冬の気温が低く、特に西日本は32年ぶりの寒い冬となった(第3.1-2図)。北～

¹ 高山 大

西日本日本海側では発達した雪雲が日本海から盛んに流れ込んで記録的な大雪となった所があったほか、北・東日本太平洋側でも低気圧の影響で大雪の降った日があった。西日本を中心に寒気が流れ込む形で冬型の気圧配置がしばしば強まったため、降雪量は西日本日本海側ではかなり多く、東日本日本海側でも多かった。



第 3.1-2 図 2017 年 12 月～2018 年 2 月の地域平均気温
 平年差時系列図(5 日間移動平均)



第 3.1-3 図 2017 年 12 月～2018 年 2 月の平均的な大気
 の流れの模式図
 (平成 30 年 3 月 5 日気象庁報道発表資料より)

(2)低温の要因

2017 年秋に発生したラニーニャ現象に伴って西部太平洋熱帯域で海面水温が高くなり、インドネシア付近では積雲対流活動が平年より活発になった。これにより、フィリピン東方沖～南シナ海の大气上層に位置する高気圧がその北西側で特に強まったため、亜熱帯ジェット気流は中国大陸で北に蛇行し、その下流の日本付近では南に蛇行した(第 3.1-3 図)。

また、シベリア西部上空で発達したブロッキング高気圧などの影響により、ユーラシア大陸北部で寒帯前線ジェット気流の蛇行が大きくなり、大气上層の極渦が分裂して、東シベリアから日本の北方にまで南下した。この極渦の南下に伴って、寒帯前線ジェット気流が日本付近で南に蛇行した(平成 30 年 3 月 5 日気象庁報道発表資料²より)。

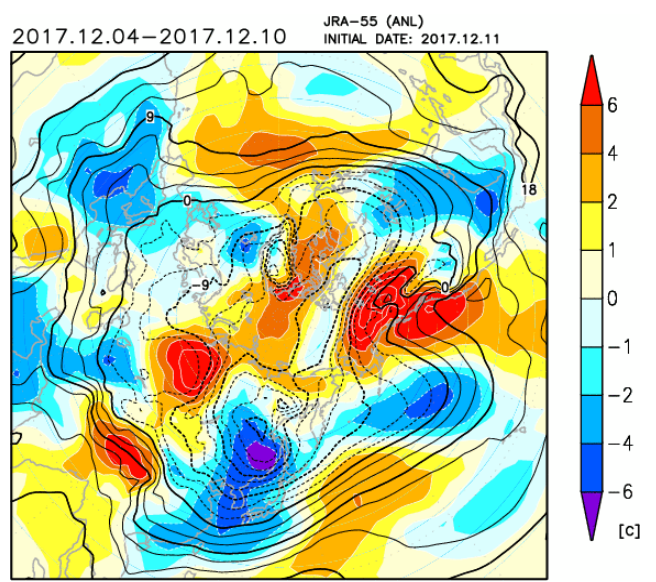
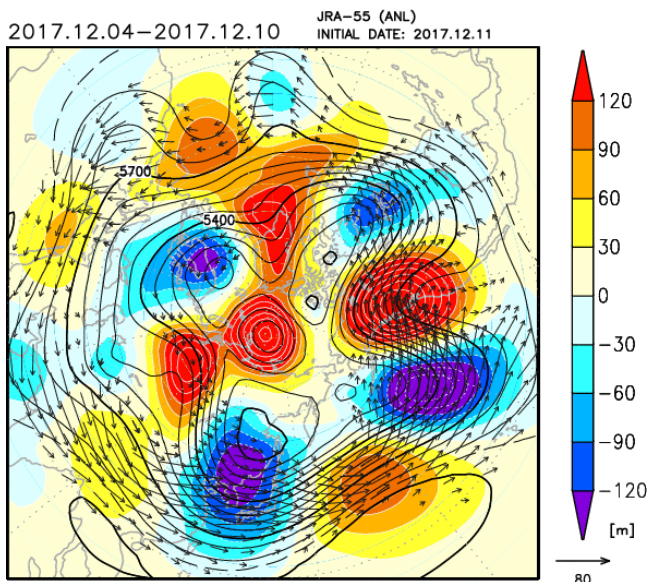
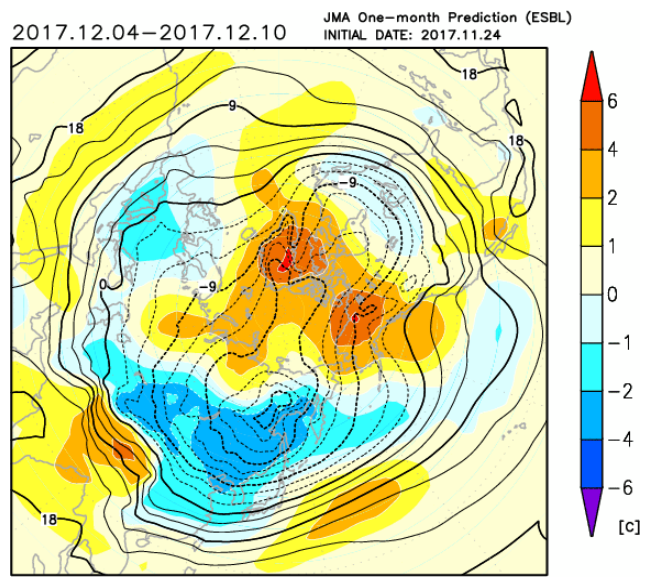
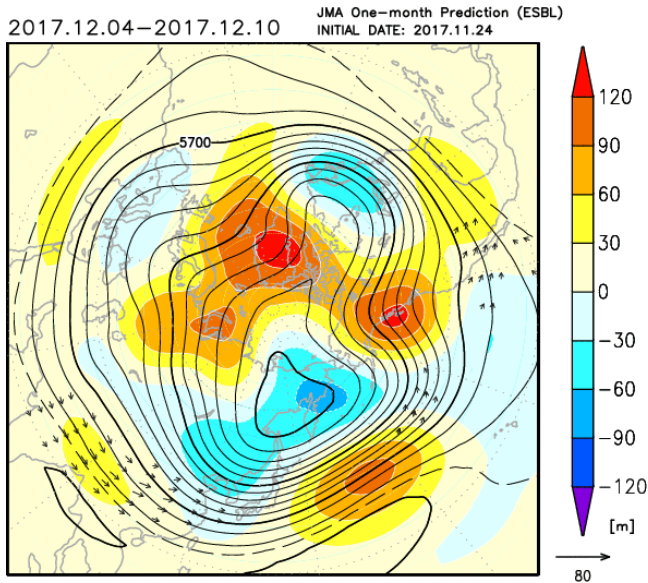
(3)予測との比較

全国的に低温だった 2017 年 12 月上旬と西日本～沖縄・奄美で顕著な低温になった 2018 年 2 月上旬について、予測と JRA-55 再解析値を比較する。ただし、2017/18 年冬に関する 5 日間平均予測資料はないので、予測・JRA-55 再解析値とも 7 日間平均資料を用いる。なお、これ以降も含めて予測はすべてアンサンブル平均であり、単独モデルによる予測で見られるような「顕著な偏差」は表現されにくいことに留意する。

まず 12 月上旬について、2017 年 11 月 24 日を初期値とする 12 月 4 日からの 7 日間平均 500hPa 高度予測図(第 3.1-4 図上)を同 JRA-55 再解析値図(第 3.1-4 図下)と比較すると、北半球中～高緯度での波列パターンなど偏西風の蛇行についてはある程度予測できている。その一方、北極付近の顕著な正偏差や北欧の顕著な負偏差など、予測できていない部分も少なくない。日本付近についても、日本のはるか東の正偏差や朝鮮半島付近の負偏差など偏差傾向はある程度予測できていたが、負偏差の中心位置に関しては不十分だった。

850hPa 気温に関しても同様に比較すると(3.1-5 図)、日本付近の偏差パターンは概ね予測できていた

² <https://www.jma.go.jp/jma/press/1803/05b/h30fuyunotenkou20180305.html>



第 3.1-4 図

2017 年 12 月 4～10 日の 500hPa 高度と偏差
(上)2週間前からの予測、(下)JRA-55 再解析値。

実線は系統誤差補正した 500hPa 高度(m)、陰影は
平年偏差(m)、ベクトルは 200hPa 面の波の活動度フラ
ックス(m^2/s^2 , Takaya and Nakamura 2001 による)。

第 3.1-5 図

2017 年 12 月 4～10 日の 850hPa 気温と偏差
(上)2週間前からの予測、(下)JRA-55 再解析値。

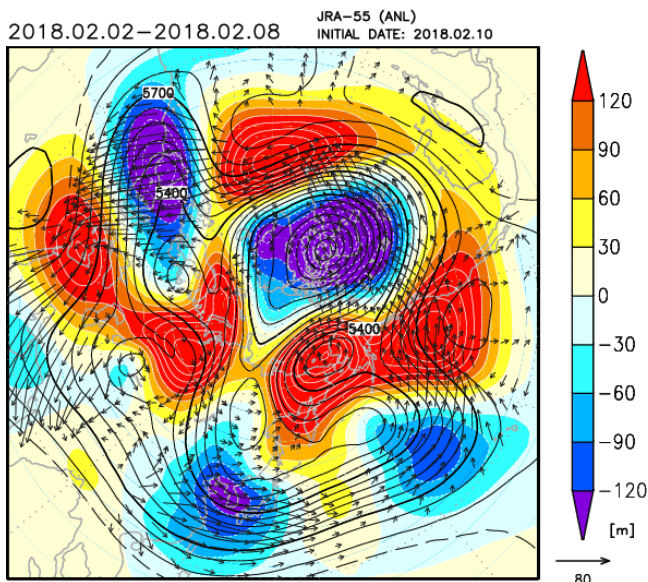
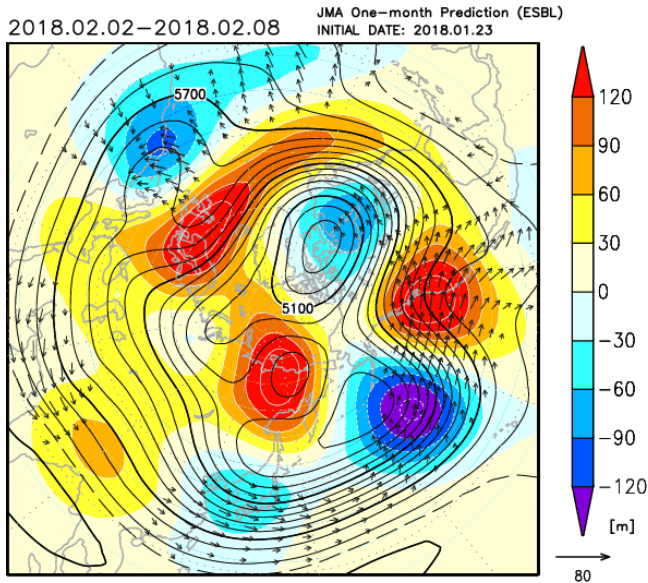
実線は系統誤差補正した 850hPa 気温($^{\circ}C$)、陰影は
平年偏差($^{\circ}C$)。

が、JRA-55 再解析値で見られる「中国東北区を中心とする顕著な負偏差域」の日本への伸張が予測では不十分で、結果として北・西日本を中心とする全国的な低温は予測できていない。

次に 2 月上旬について、2018 年 1 月 23 日を初期値とする 2 月 2 日からの 7 日間平均 500hPa 高度予測図(第 3.1-6 図上)を同 JRA-55 再解析値図(第 3.1-6 図下)と比較すると、北極付近など予測できてい

ない部分もあるが、北半球の 4 箇所に見られる明瞭な負偏差域についてはある程度予測できていた。そのひとつである日本付近についても、負偏差であることや中心位置に関しては JRA-55 再解析値に近い予測だった。

850hPa 気温に関しても同様に(第 3.1-7 図)、西日本～沖縄・奄美を中心とする明瞭な負偏差や北海道付近の正偏差など、日本付近については 2 週間前の



第 3.1-6 図

2018 年 2 月 2～8 日の 500hPa 高度と偏差
(上)2週間前からの予測、(下)JRA-55 再解析値。

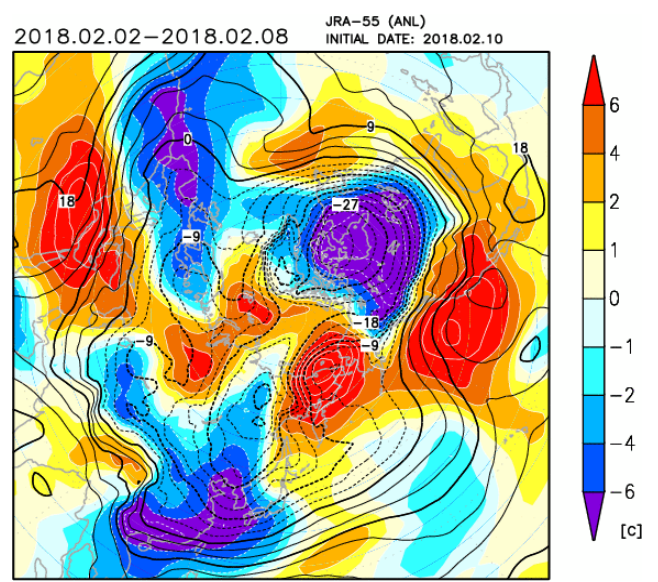
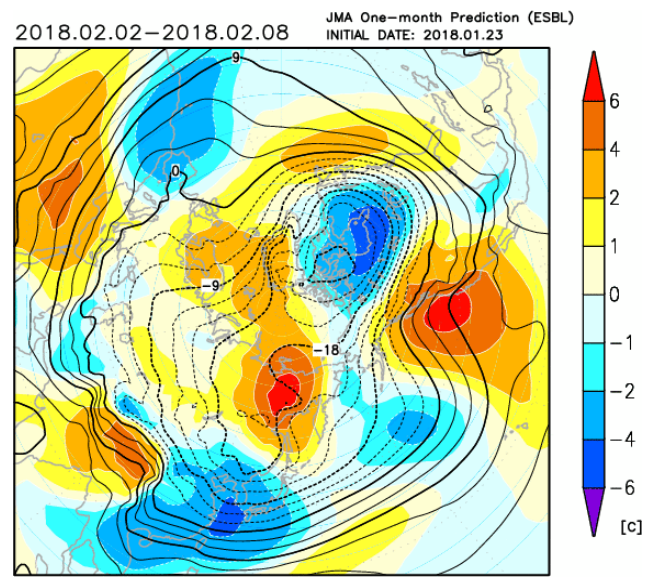
実線は系統誤差補正した 500hPa 高度 (m)、陰影は
 平年偏差 (m)、ベクトルは 200hPa 面の波の活動度フラ
 ックス (m^2/s^2 , Takaya and Nakamura 2001 による)。

時点で概ね予測できていた。実際の偏差がアンサン
 プル平均より大きくなることは十分に考えられることか
 ら、顕著現象の可能性の高まりを 2 週間前から予測で
 きた例と言える。

3.1.2 2018 年暑夏

(1)天候の概要

2018 年夏は、7 月上旬の終わりに太平洋高気圧の



第 3.1-7 図

2018 年 2 月 2～8 日の 850hPa 気温と偏差
(上)2週間前からの予測、(下)JRA-55 再解析値。

実線は 850hPa 気温 (°C)、陰影は平年偏差 (°C)。

強まりとともに梅雨前線が北上し、中国～東西南部
 で平年よりかなり早い梅雨明けとなった。その後も太
 平洋高気圧の勢力が日本付近で著しく強い状態が
 続いたため、北・東・西日本では気温が顕著に高くな
 った(第 3.1-8 図)。7 月の東日本の月平均気温は平
 年差 +2.8°C となり、7 月として 1946 年の統計開始以
 来 1 位の高温となった。猛暑日や真夏日となる地点も
 多く、埼玉県熊谷市では 7 月 23 日に 41.1°C を観測し
 て国内最高気温記録を 5 年ぶりに更新するなど、東・
 西日本では 8 月上旬にかけて 40°C を超える気温が観

測された。

(2)高温の要因

日本付近には、太平洋高気圧とチベット高気圧がともに張り出し続けた。これにより、日本付近は暖かい空気を伴った背の高い高気圧に覆われるとともに、強い下降気流や安定した晴天の持続による強い日射に伴って昇温した(第 3.1-9 図)。また、フェーン現象などの局地的な気流の影響も加わって、40℃を超える気温も観測された。

チベット高気圧が日本付近に張り出した一因は、亜熱帯ジェット気流が日本付近で振幅の強弱を繰り返

しつつ北に大きく蛇行し続けたことである。太平洋高気圧については、フィリピン付近の積雲対流活動が平年より活発だったことや、亜熱帯ジェット気流が日本付近で北に大きく蛇行し続けたことが影響して、日本付近へ張り出した。

太平洋高気圧及び上層のチベット高気圧の影響に加えて、地球温暖化に伴う全球的な気温の上昇傾向が続いていること、さらに北半球中緯度域で全体的に対流圏の気温が著しく高かったことも、気温上昇を更に底上げしたものと考えられる(平成 30 年 8 月 10 日気象庁報道発表資料³より)。

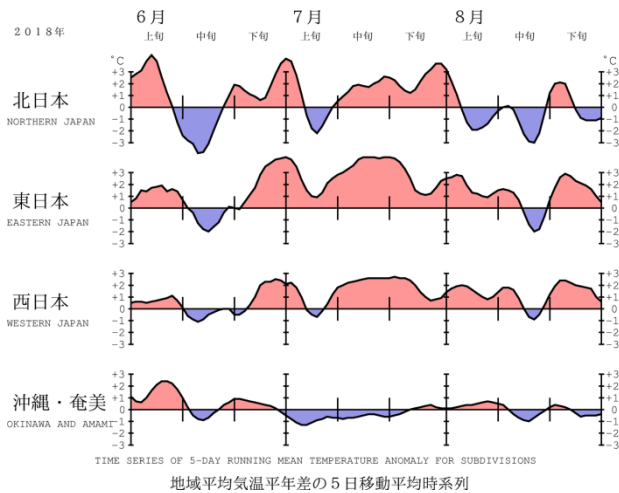
(3)予測との比較

北～西日本で顕著な高温となった 6 月下旬～7 月上旬と 7 月中旬について、予測と JRA-55 再解析値を比較する。

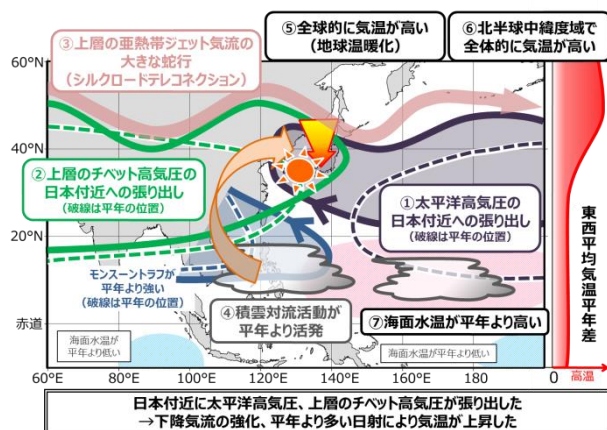
まず 6 月下旬～7 月上旬について、2018 年 6 月 17 日を初期値とする 6 月 28 日からの 5 日間平均 500hPa 高度予測図(第 3.1-10 図上)を同 JRA-55 再解析値図(第 3.1-10 図下)と比較すると、北極付近～高緯度帯の細かな正/負偏差分布などは予測できていないが、北半球中～高緯度に 3 箇所見られる 120m 以上の顕著な正偏差域についてはある程度予測できていた。そのひとつである日本付近の正偏差域は北・東日本～日本の東を中心に亜熱帯高気圧が強いことに対応するが、これについても概ね表現できている。

850hPa 気温に関しても同様に比較すると(第 3.1-11 図)、負偏差の大きさなど北半球全体としては十分に予測できていない所も見られるが、北・東日本を中心とする日本付近の明瞭な正偏差は概ね予測できていた。

次に 7 月中旬について、2018 年 7 月 3 日を初期値とする 7 月 14 日からの 5 日間平均 500hPa 高度予測図(第 3.1-12 図上)を同 JRA-55 再解析値図(第 3.1-12 図下)と比較すると、北極付近が顕著な負偏差負偏差で正の北極振動のパターンであることや、日本の東のトラフやさらにその東の明瞭なリッジなどの波列については概ね予測できている一方、朝鮮半島を中



第 3.1-8 図 2018 年 6 月～8 月の地域平均気温平年差時系列図(5 日間移動平均)

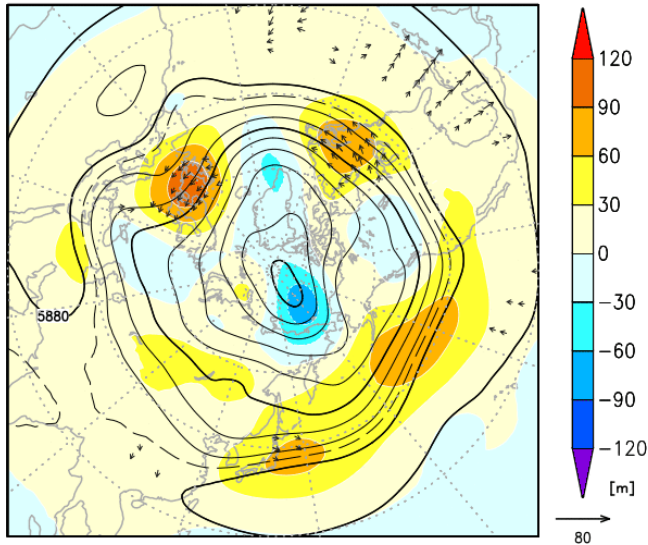


第 3.1-9 図 2018 年 7 月中旬～8 月はじめの大気の流れの模式図

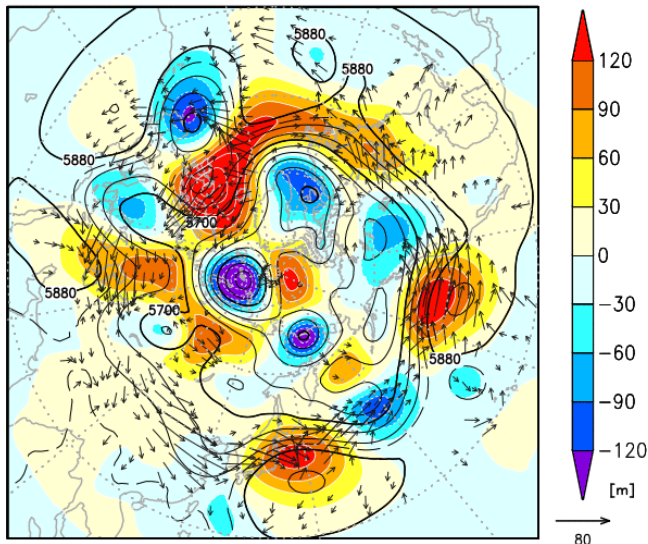
(平成 30 年 8 月 10 日気象庁報道発表資料より)

³ <https://www.jma.go.jp/jma/press/1808/10c/h30goukouen20180810.html>

2018.06.28-2018.07.02 JMA One-month Prediction (ESBL)
INITIAL DATE: 2018.06.17



JRA-55 (ANL)
INITIAL DATE: 2018.07.08

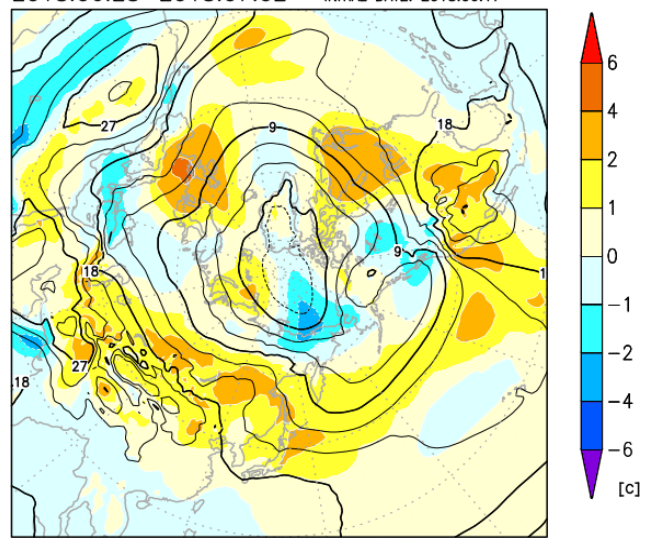


第 3.1-10 図

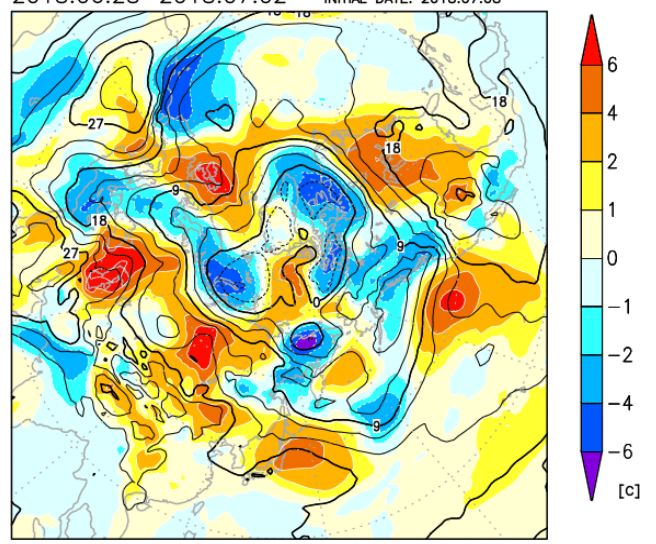
2018年6月28日～7月2日の500hPa高度と偏差
(上)2週間前からの予測、(下)JRA-55再解析値。

実線は系統誤差補正した500hPa高度(m)、陰影は
平年偏差(m)、ベクトルは200hPa面の波の活動度フラ
ックス(m^2/s^2 , Takaya and Nakamura 2001による)。

2018.06.28-2018.07.02 JMA One-month Prediction (ESBL)
INITIAL DATE: 2018.06.17



JRA-55 (ANL)
INITIAL DATE: 2018.07.08



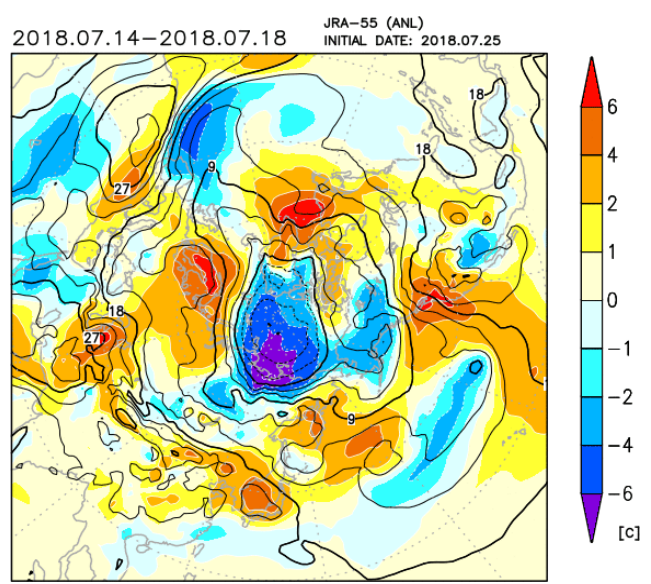
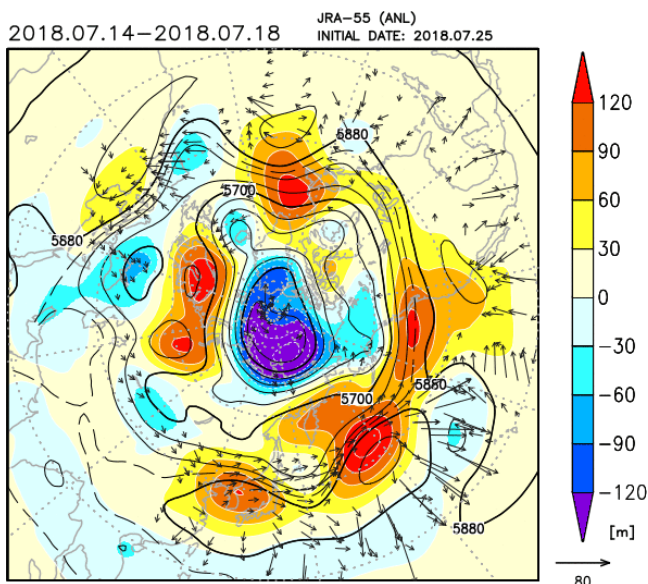
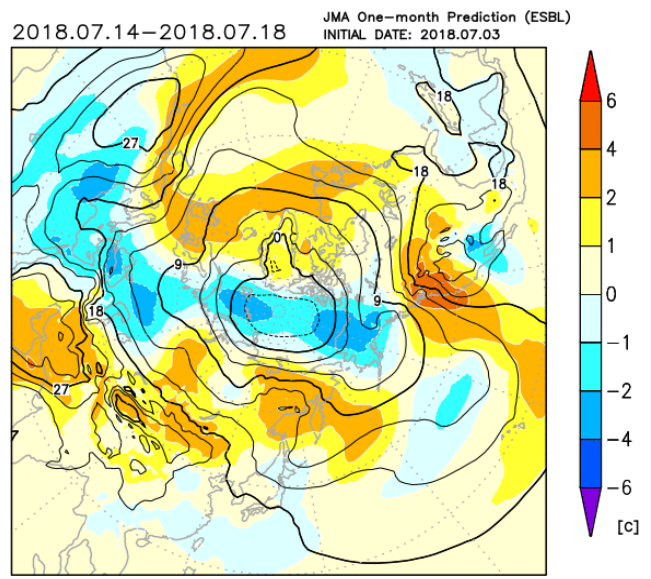
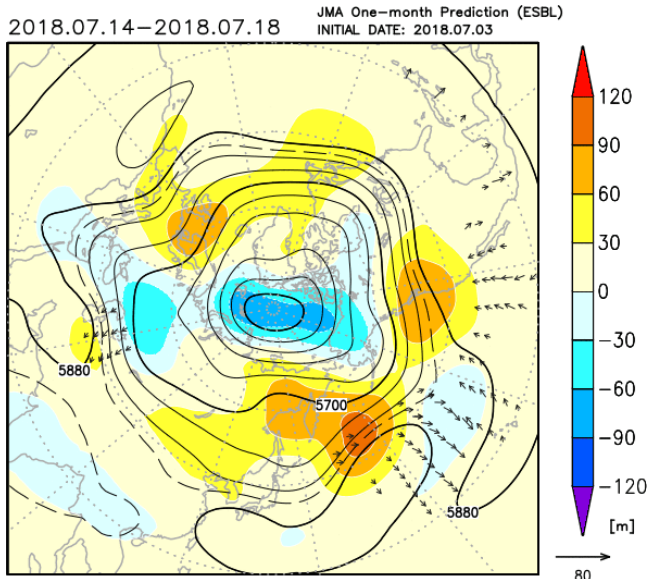
第 3.1-11 図

2018年6月28日～7月2日の850hPa気温と偏差
(上)2週間前からの予測、(下)JRA-55再解析値。

実線は850hPa気温(°C)、陰影は平年偏差(°C)。

心とした明瞭な正偏差については不十分だった。

850hPa 気温では、この傾向をよりはっきり確認できる(第 3.1-13 図)。北極付近の顕著な負偏差やそれを取り囲む環状パターンの正偏差などについては 2 週間前の時点で概ね予測できていたが、日本付近について、日本海～本州付近を中心とする明瞭な正偏差についてはほとんど予測できておらず、北日本付近には逆に負偏差予測となっている所もあった。



第 3.1-12 図
2018 年 7 月 14～18 日の 500hPa 高度と偏差
(上)2週間前からの予測、(下)JRA-55 再解析値。
実線は系統誤差補正した 500hPa 高度 (m)、陰影は
平年偏差 (m)、ベクトルは 200hPa 面の波の活動度フラ
ックス (m^2/s^2 , Takaya and Nakamura 2001 による)。

第 3.1-13 図
2018 年 7 月 14～18 日の 850hPa 気温と偏差
(上)2週間前からの予測、(下)JRA-55 再解析値。
実線は 850hPa 気温 ($^{\circ}C$)、陰影は平年偏差 ($^{\circ}C$)。

3.1.3 事例のまとめ

寒冬と暑夏という予測重要性が社会的に大きい顕著事例を 2 つずつ取り上げた。このうち 2018 年 2 月上旬の西日本～沖縄・奄美での顕著な低温と 6 月下旬～7 月上旬の北・東日本での顕著な高温に関しては、概ね 2 週間前の時点で現象の場所を予測できている。すなわち、冬の顕著な低温や夏の顕著な高温などの予測重要性が大きいものも含めて、一定の

時間・空間の広がりを持つ現象であれば、現在の技術水準でも 2 週間前から気温を予測できる可能性は十分にある。

参考文献

- 楠昌司, 2000: 力学的季節予報の背景. 平成12年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 2-18.
- 中三川浩, 2013: 季節予報作業指針. 平成 24 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 157-161.
- Takaya, K and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, 58, 608-627.

3.2 定常ロスビー波とブロッキング高気圧¹

3.2.1 定常ロスビー波

地球上には、極を中心に西から東に一周するような地球規模の風が恒常的に吹いており、これを偏西風という。また、対流圏上部で風が特に強いところをジェット気流という。偏西風は南北に波打ちながら流れており、北や南への蛇行が長期間持続すると、熱波や寒波、干ばつなどの異常気象の原因にもなる。このような偏西風の持続的な蛇行は、定常ロスビー波によりもたらされることが多い(必ずしも定常ではないので「準定常ロスビー波」と記されることが多い)。定常ロスビー波は2週間気温予報にとって重要な予測対象である。本項では、定常ロスビー波の特徴や発生メカニズムについて概説する。定常ロスビー波についての詳細な解説は前田と佐藤(2007)や前田(2013)を参照されたい。

(1) 定常ロスビー波の特徴

ロスビー波とは、惑星渦度が緯度によって変化する(北に向かって大きくなる)状況下で、絶対渦度(相対渦度と惑星渦度の和)を保存するようにして起こる運動である。ロスビー波の位相(尾根や谷)は西に進む性質があり(つまり位相速度は西向き)、波長が長いほど位相速度が大きくなる(波長によって位相速度が異なる分散性の波)。ただし、背景として偏西風が流れている場合、波長がある程度長い(日々の高低気圧に対応する波長の短い尾根や谷より長い)と、ロスビー波による西進と偏西風による東進が釣り合って位相が停滞することがあり、これを定常ロスビー波と呼ぶ。尾根のところでは偏西風の北への蛇行、谷では南への蛇行が持続するため、異常気象の要因となる。なお、夏季アジアモンスーン域の対流圏上層など、背景となる風が東風だと、定常ロスビー波は存在できない。

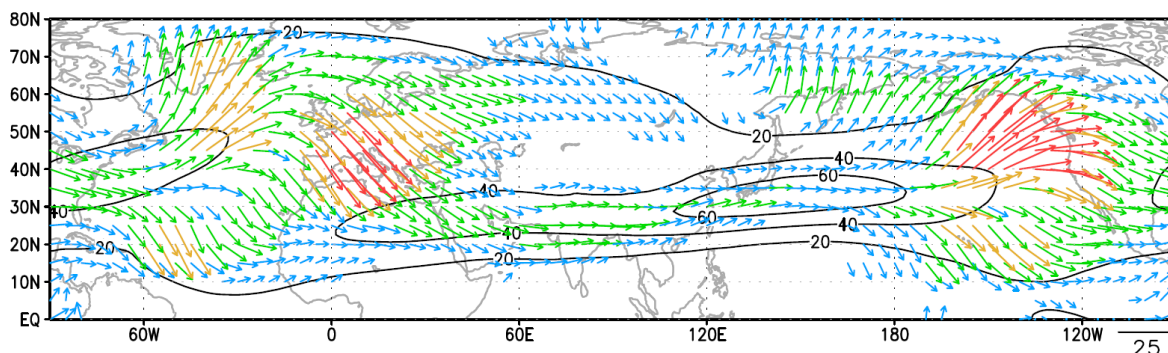
定常ロスビー波の尾根や谷は停滞するが、波のエネルギー(波の塊または波束)は東に伝播する性質がある(つまり群速度は東向き。南北、鉛直成分を持つことはある。西へは伝播できない)。つまり、何らかの理由で生じた変動が、定常ロスビー波を介して遠方に影

響を及ぼすことがある。このため、気候の監視や予測では、定常ロスビー波のエネルギーの伝播(波束伝播)の様子を把握することが重要である。なお、ある地域の変動が遠く離れた地域に影響を及ぼすことをテレコネクションと呼ぶが、定常ロスビー波はこれをもたらす原因の一つである(第3.2.2項)。

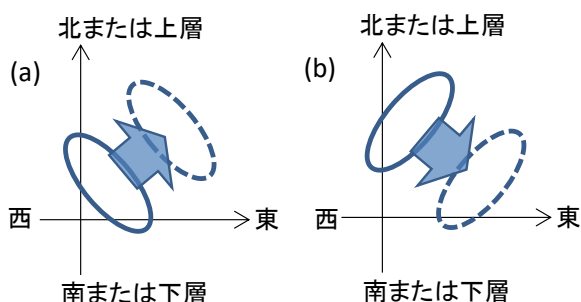
第3.2-1図は、Takaya and Nakamura(2001)で定義される波の活動度フラックス(高谷, 2009)の1981~2010年の30年平均の分布である。波の活動度フラックスは、定常ロスビー波の波束伝播の様子を把握するのに有用な物理量で、矢印の向きは群速度の向きに一致し、矢印が長いところで波束伝播が明瞭となる。これをみると、ジェット気流の軸に沿って波束の伝播経路が現れていることがわかる。これは、定常ロスビー波は偏西風の強いところに向かって屈折しやすく、ジェット気流が「導波管」となってエネルギーを遠方まで伝播しやすい性質があるためである。これにより、ジェット気流に沿って尾根や谷が連なる正負の偏差パターンがしばしば形成される。ユーラシア大陸上では寒帯前線ジェット気流と亜熱帯ジェット気流に沿った二つの導波管がいずれも日本付近に影響を及ぼす。偏西風の強さは経度帯によって異なるため、ジェット気流が弱まるところ(ジェット気流の出口という。逆に強まるところは入口という)では、下流への波束伝播が滞り、波が増幅してブロッキング高気圧が形成されることもある(第3.2.3項)。なお、波束の伝播方向は擾乱の形状からも推定できる。第3.2-2図(a)のように擾乱が北西-南東方向に傾いている場合は北東方向に伝播する。また、上にいくほど西に傾く場合は上方かつ東向きに伝播する。同図(b)の場合は南東方向あるいは下方東向きに伝播する。

例として、第3.2-3図に、定常ロスビー波の偏差パターンが明瞭に現れた2017年12月の分布を示す。対流圏上層(同図(a))では、高気圧性、低気圧性の循環偏差が亜熱帯ジェット気流に沿って波列状に並んでいることがわかる。また、500hPa高度(同図(b))でも、寒帯前線ジェット気流沿いに波列状の偏差パターンがみられる。同図(c)は寒帯前線ジェット気流(45~60°N)に沿った高度及び気温偏差の東西-鉛直断面

¹ 大野 浩史



第 3.2-1 図 1 月上旬の 1981~2010 年平均 250hPa 波の活動度フラックス(単位: m^2/s^2)
等値線は東西風の平年値(単位: m/s)。



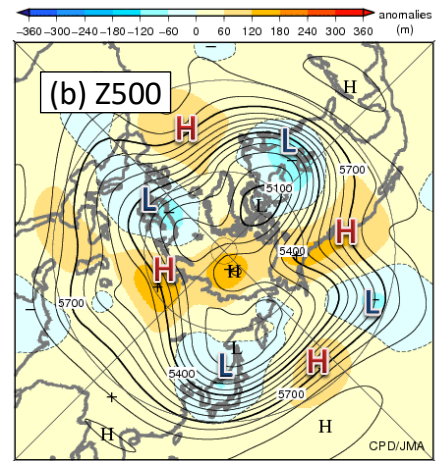
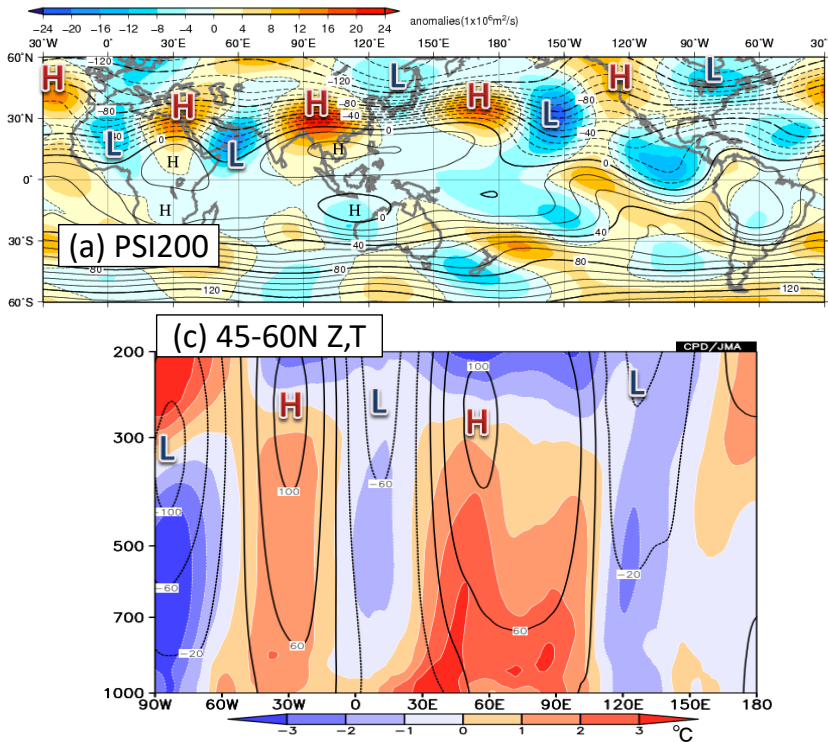
第 3.2-2 図 定常ロスビー波の把捉伝播の向き(太矢印)
擾乱が(a)北西-南東方向に傾いている場合または上層ほど西に傾いている場合、(b)南西-北東方向に傾いている場合または上層ほど東に傾いている場合。

で、波列パターンの鉛直構造は、上層から下層まで同位相となる順圧的な偏差が明瞭で、これが中高緯度帯における定常ロスビー波の特徴である。高(低)気圧性偏差のところでは対流圏全体が高(低)温偏差となっており、偏西風が北(南)に蛇行して、気圧の尾根(谷)となっているところでは、暖かい(冷たい)空気に覆われやすいこと表している。

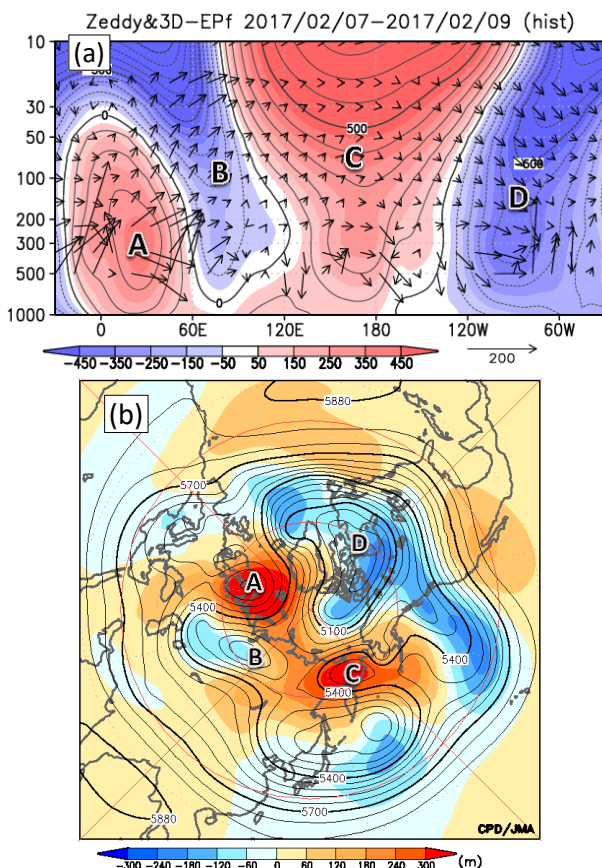
また、定常ロスビー波は水平だけでなく、鉛直にも伝播することがある。成層圏では、夏は東風が吹くため定常ロスビー波は伝播できないが、冬は極夜ジェット気流と呼ばれる強い西風が吹き、東西波長の非常に大きい波(プラネタリー波と呼ばれる)は対流圏から成層圏に上方伝播する。そして、成層圏に伝播した波が今度は下方伝播することで、対流圏に影響が及ぶことがある(Nishii and Nakamura, 2005; Kodera et al., 2008 など)。第 3.2-4 図(a)は、2017 年 2 月上旬後半の $60\sim 70^\circ\text{N}$ で平均した高度(東西帯状平均から

の偏差)と波の活動度フラックス²の東西-鉛直断面である。これに先立つ 1 月末頃に成層圏突然昇温が発生し、成層圏では東風となったが、2 月に入ると弱いながらも西風に戻った。東半球では、ヨーロッパ付近のリッジ(図中 A; 同図(b)の 500hPa 高度も参照)、シベリア上空のトラフ(図中 B)、日付変更線付近のリッジ(図中 C)が上層ほど西に傾く構造を示しており、第 3.2-2 図(a)のように定常ロスビー波が対流圏から成層圏に上方伝播していることがわかる(波の活動度フラックスも上向き)。一方、西半球側では、日付変更線付近のリッジ(図中 C)と北米のトラフ(図中 D)が東に傾くように分布している。つまり、東半球側で上方伝播した定常ロスビー波が、西半球側で対流圏に下方伝播し(波の活動度フラックスは下向き)、北米のトラフの深まりに寄与したと考えられる。この北米のトラフの発達によりカナダでは広い範囲で低温となった。Kodera et al. (2008)も成層圏突然昇温後に対流圏から上方伝播した波が下部成層圏で反射し、対流圏に下方伝播した事例を紹介しており、この事例と特徴が似ている。水平分布だけでは波束伝播の様子を十分に把握できない場合もあり、鉛直方向に伝播しうることも念頭においておくとよい。

² 第 3.2-4 図(a)では Plumb(1985)の波の活動度フラックスを表示。当庁の気候系監視でもつばら用いる Takaya and Nakamura(2001)は、擾乱を平年偏差で定義し、東西非一様な基本場での定常ロスビー波の伝播に適している一方、Plumb(1985)は、擾乱を東西帯状平均からの偏差で定義し、プラネタリー波の伝播に適している(高谷, 2009)。



第 3.2-3 図 2017 年 12 月の (a) 200hPa 流線関数 (単位: $10^6 \text{m}^2/\text{s}$)、(b) 500hPa 高度 (単位: m)、(c) 45~60°N で平均した高度 (等値線; 単位: m) と気温 (陰影) の 平年偏差の東西-鉛直断面 (a) (b) の陰影は平年偏差。



第 3.2-4 図 2017 年 2 月 7~9 日平均の (a) 60~70°N で平均した高度の東西-鉛直断面、(b) 500hPa 高度 単位は m。(a) は東西平均からの偏差、矢印は Plumb (1985) の波の活動度フラックス。(b) の陰影は平年偏差。図中の A~D はリッジ、トラフの位置を示す (本文参照)。

(2) 定常ロスビー波の発生のメカニズム

定常ロスビー波は、大気内部で自然に発生する場合と熱帯の積雲対流活動など外部からの影響を受けて発生する場合がある。ただし、実際には発生のメカニズムがいつも明瞭にわかるわけではない。

ア 大気内部の自然変動

偏西風は空間的に一様に吹いているわけではなく、例えばジェット気流の軸の南北や入口、出口付近で風速が大きく変化する。このような空間的に不均一な流れ (水平シア) は力学的に不安定であるため、それを解消するように背景となる基本場の風の運動エネルギーが擾乱 (基本場からのずれ) の運動エネルギーに変換され、ロスビー波が増幅することがある (擾乱が発達する条件については前田 (2013) を参照)。また、水平方向の温度差 (温度傾度) に伴う有効位置エネルギーが擾乱を増幅、維持することもある。このような傾圧的なエネルギー変換が行われるためには、擾乱は順圧的というよりは鉛直にやや傾いた構造である必要がある。例えば、極に向かって温度が低くなる場合、上層にかけて西に傾いた構造のときに効率的に擾乱へのエネルギー変換が起こりやすい。

そのほか、太平洋や大西洋の偏西風帯では、移動性擾乱の活動が活発なストームトラックと呼ばれる領域があり、偏西風の変動に伴って、ストームトラックでの移動性擾乱の活動も変化する。そして、変動を受けたストームトラックが、定常ロスビー波などのより大きなスケールの変動を維持するように働くことがある(移動性擾乱のフィードバックあるいは集団効果)。これはブロッキング高気圧の維持にも重要なプロセスで、第 3.2.3 項で述べる。また、例えば大西洋やヨーロッパのブロッキング高気圧が減衰する際に、蓄積されていた波のエネルギーを下流に放出し、定常ロスビー波を形成、日本付近に影響を及ぼすこともある。

上述したような擾乱の増幅メカニズムは、偏西風やストームトラックの位置など基本場の構造に大きく関係する。第 3.2.2 項で述べるテレコネクションパターンのように、特定の場所に現れやすい変動がいくつか知られているが、その場所が基本場から効率的にエネルギーの供給を受けやすいことも関係している。

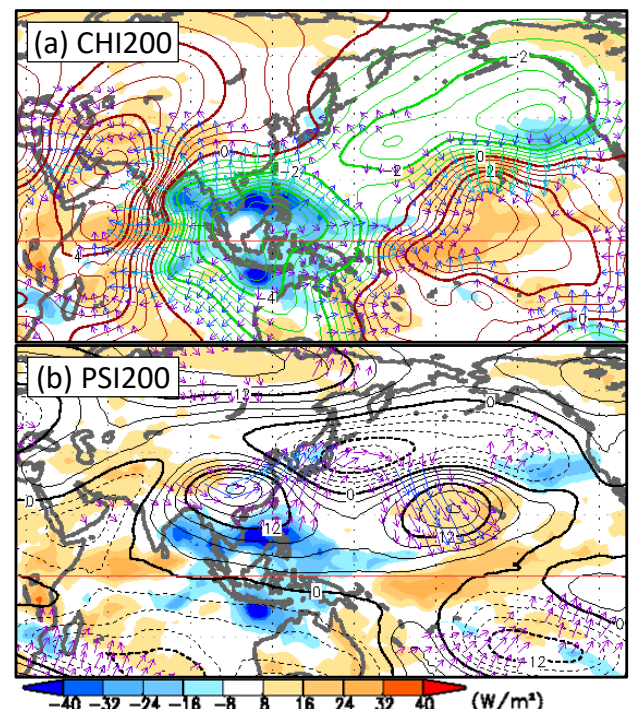
イ 熱帯の積雲対流活動

熱帯の積雲対流活動が活発な領域では、大気下層で風が吹き込み、集まった風は上昇気流となって、対流圏界面付近で外側に吹き出す流れ(発散風)となる。そのうち極方向に吹き出した風がジェット気流を横切るときに、ジェット気流を極側に持ち上げ(北への蛇行)、それが定常ロスビー波となって下流に伝播することがある。ジェット気流の軸付近は、赤道側で相対渦度が負(高気圧性)、極側で正(低気圧性)となるため、南北の渦度勾配が大きい。このような基本場の中で極向きに風が吹くと、赤道側の高気圧性の空気が極側に輸送されるため、ジェット気流上に高気圧性の循環偏差が形成されるわけである。一方、対流活動が不活発で、発散風が弱いときは、逆に低気圧性の循環偏差がジェット気流上に形成される。第 3.2-5 図は、2005 年 12 月の外向き長波放射(OLR; 対流活動の指標で値が小さいほど活発)と対流圏上層の循環場である。フィリピン周辺で対流活動が活発な様子が明瞭で、そこから上層発散風が吹き出していることがわかる(同図(a))。この発散風が亜熱帯ジェット気流を横切することで、華南の高気圧性循環偏差の形成に

寄与した(同図(b))。そこからの波束伝播により、日本付近では偏西風が南に蛇行したため、寒波や豪雪の一因となった(平成 18 年豪雪; 前田ほか, 2007)。

また、熱帯の対流活動によって定常ロスビー波が直接励起されることもある。赤道付近に熱源(積雲対流活動に伴う凝結熱に対応)を置くと、松野-ギルパターンと呼ばれる循環偏差が励起されることが知られている(Matsuno, 1966; Gill, 1980; 第 3.4 節)。このパターンでは、熱源の西側は、上層は赤道を挟んで対の高気圧性循環、下層は低気圧性循環と傾圧的な構造となる(赤道ロスビー波)。ただし、このようなパターンが励起されるのは基本場が静止している場合で、偏西風帯など上層ほど西風が強い鉛直のシアがあるところでは、傾圧的な構造が順圧的な構造に変換され、中高緯度に特有の順圧的な定常ロスビー波として伝播することがある(Jin and Hoskins, 1995 など)。

いずれにしても、熱帯の対流活動によって励起、維持された定常ロスビー波は、2週間気温予報では主たる予測対象の一つである。特に季節内振動(MJO; 第 3.4 節)に伴う対流活動の影響は重要である。



第 3.2-5 図 2005 年 12 月の(a)200hPa 速度ポテンシャルの平均偏差(等値線; $0.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ごと)と発散風の平均偏差(矢印)、(b)200hPa 流線関数の平均偏差(等値線; $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ごと)と波の活動度フラックス(矢印) 陰影は(a)(b)とも OLR 平均偏差。

3.2.2 テレコネクション

ある地域と遠く離れた地域の天候が同期して変動することがあり、これをテレコネクション(遠隔結合を意味)と呼ぶ。Wallace and Gutzler (1981)や Barnston and Livezey (1987)等によって、同じような場所で現れやすい「テレコネクションパターン」がいくつか見出されている。中長期の時間スケールの予報では重要な予測対象である。本項では、定常ロスビー波の特徴を示すテレコネクションパターンのうち、日本の天候に影響を及ぼすものを紹介する。北極振動など偏西風の帯状の変動に関するものは第 3.3 節で述べる。

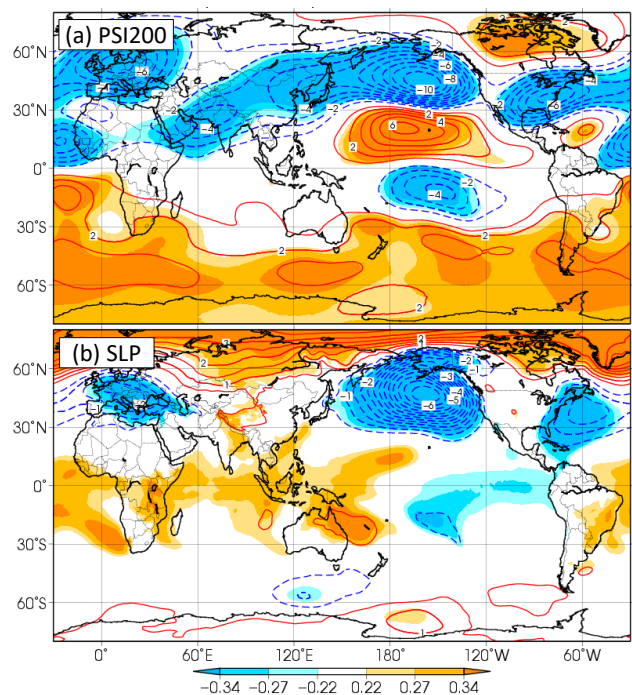
(1) ユーラシア (EU) パターン

EU パターンは冬の日本の天候に影響を与えるテレコネクションパターンの一つである。第 3.2-6 図(a)は正位相のときの EU パターンの 500hPa 高度の典型的な偏差分布である(負位相のときは符号が逆になる)。寒帯前線ジェット気流に沿った波列状のパターンが明瞭で、ヨーロッパと東アジアで負偏差、西シベリアでは正偏差となっており、日本付近は偏西風が南に蛇行して、寒気が流れ込み(同図(c))、低温や大雪の要因となる。EU パターン指数と日本の気温の相関係数は、例えば 1 月では西日本で 0.6 以上、北・東日本でも 0.5 以上ある(統計期間: 1958~2015 年)。

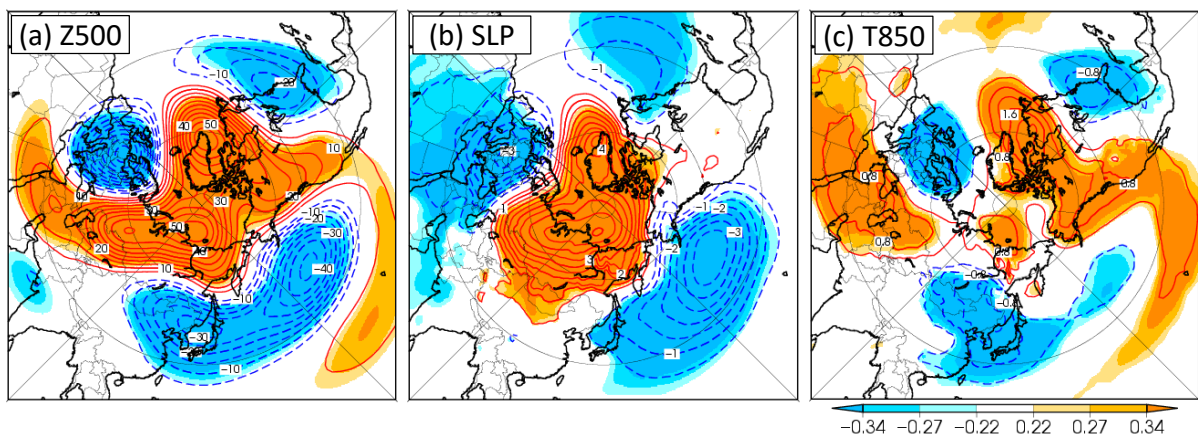
Takaya and Nakamura (2005)は、シベリア高気圧の増幅にシベリア上空のブロッキング高気圧が寄与していることを示し、寒帯前線ジェット気流に沿った大西洋からの波束伝播をブロッキング高気圧の発達的要

因の一つとして挙げた(第 3.5 節)。EU パターンは西シベリアにリッジをもつような位相を持ち、地上気圧は西・中央シベリアで正偏差傾向がみられており(第 3.2-6 図(b))、正の EU パターンは Takaya and Nakamura (2005)で示されたシベリア高気圧の増幅メカニズムに対応している。

EU パターンは Wallace and Gutzler (1981)によって初めて識別された。一方、Barnston and Livezey (1987)も寒帯前線ジェット気流に沿った類似のテレコネクションパターンが示されており、これは「スカンジナビアパターン」と呼ばれることもある。



第 3.2-7 図 第 3.2-6 図と同じ、ただし PNA パターン指数に回帰した (a)200hPa 流線関数、(b) SLP



第 3.2-6 図 EU パターン指数に回帰した (a)500hPa 高度、(b)SLP、(c)850hPa 気温

12~2 月の 3 か月平均について。統計期間は 1959~2013 年。陰影は相関係数で、0.22、0.27、0.34 はそれぞれ有意水準 10、5、1%で有意なことに相当。

(2) 太平洋-北米パターン (PNA) パターン

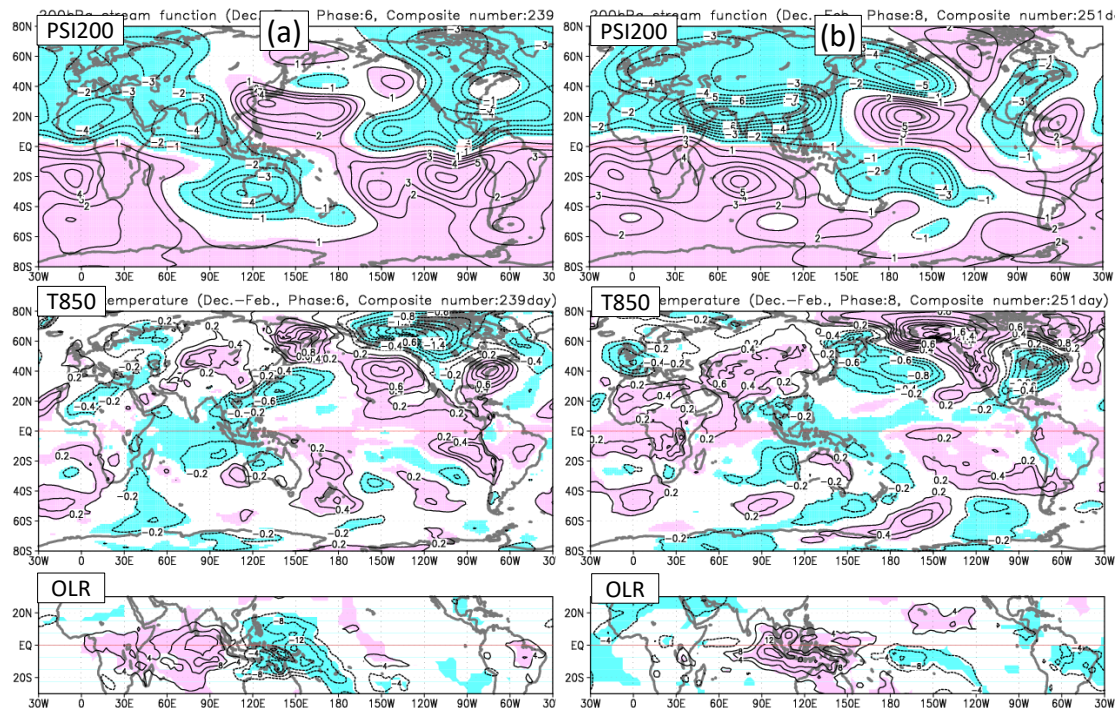
PNA パターンも冬季に卓越するテレコネクションパターンである(第 3.2-7 図)。PNA パターンは太平洋から北米にかけての波列状のパターンで特徴づけられ(同図(a))、太平洋亜熱帯域の中部、アラスカの南、カナダ中部、米国南東部に中心を持つ。また、地上ではアラスカの南でのアリューシャン低気圧の変動にも関係し(同図(b))、北米の天候に大きく影響する。日本の天候への影響の観点では、正位相のときは日本の東海上でも低気圧偏差となっており、日本付近で季節風が強まる可能性がある一方、負位相(第 3.2-7 図の符号を反転)のときは日本の東海上で高度が高く、日本付近への寒気の流れ込みは弱い。

PNA パターンは、エルニーニョ・南方振動(ENSO)に伴う熱帯域の変動に対する応答として、季節時間スケールで卓越することがよく知られているが(Horel and Wallace, 1981)、MJO に対応して季節内時間スケールの変動も明瞭である。特に、インド洋東部からインドネシア付近で対流活動が不活発(活発)なときに、正(負)の PNA パターンが現れやすい傾向がある(Mori and Watanabe, 2008)。第 3.2-8 図(b)は、インド洋東部からインドネシア付近に MJO に伴う対流不活発位相が位置するときの合成図で、対流圏上層(200hPa

流線関数)では正の PNA に対応する太平洋から北米にかけての波列状の偏差が現れている(第 3.2-7 図(a)と比較)。地上ではアリューシャン低気圧の強まり(図略)に対応して、北日本付近に低温偏差域がみられる。このように MJO と PNA の間の位相が固定されるのは、MJO に伴う対流活動によって、ユーラシア大陸上で励起された定常ロスビー波が太平洋や北米まで伝播するためである。また、太平洋上の亜熱帯ジェット気流の出口付近では、水平シアーの大きい基本場から受け取るエネルギーにより(第 3.2.1 項(2))、PNA パターンが成長しやすい(Mori and Watanabe, 2008)。

第 3.4 節では MJO と日本の冬の天候の関係について解説している。PNA を加えた三者の位相関係を簡単に整理しておく。

- MJO の対流活発位相がインド洋: 西日本を中心に全国的に高温傾向
- MJO の対流活発位相がインド洋東部~インドネシア: 負の PNA が卓越
- MJO の対流不活発位相がインド洋(対流活発位相はインドネシア~太平洋西部): 西日本を中心に全国的に低温傾向(第 3.2-8 図(a))
- MJO の対流不活発位相がインド洋東部~インドネシア: 正の PNA が卓越(第 3.2-8 図(b))



第 3.2-8 図 MJO の対流不活発の位相が(a)インド洋、(b)インド洋東部からインドネシア付近に位置するときの合成図(冬(12~2月)の(上)200hPa 流線関数、(中)850hPa 気温、(下)OLR の年平均偏差について)。

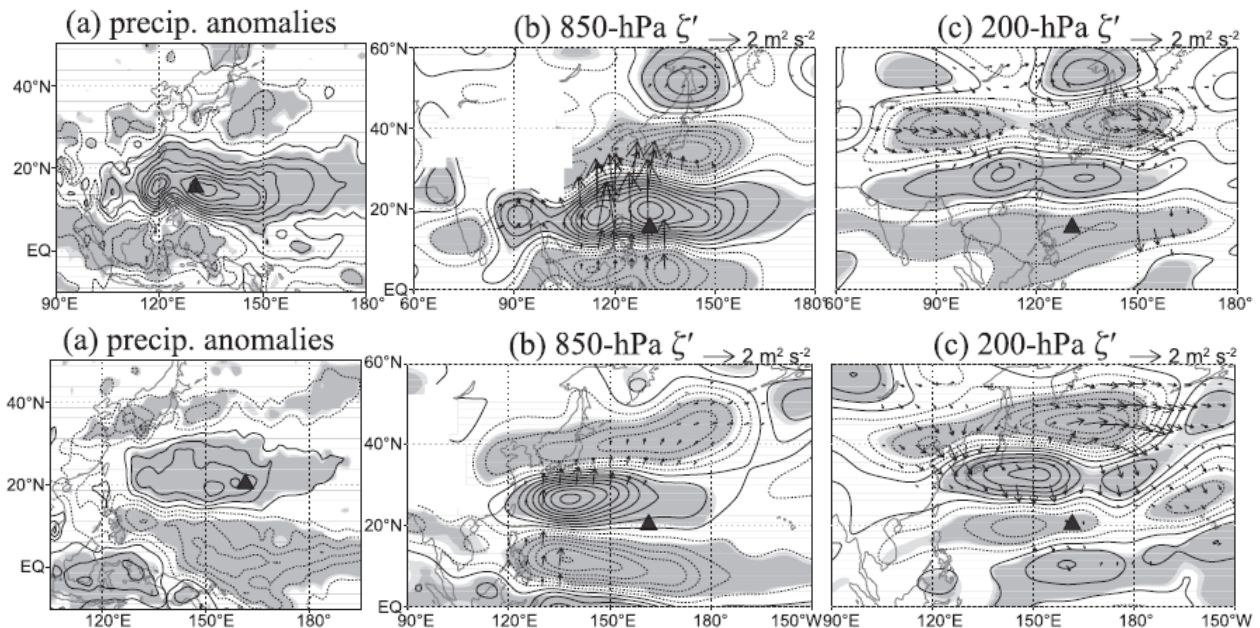
(3) PJ (太平洋-日本) パターン

PJ パターンは夏の日本の天候に重要なテレコネクションパターンである。Nitta (1986, 1987) によって発見された。典型的な空間パターンを第 3.2-9 図(上段)に示す(Kosaka and Nakamura, 2010; (b)と(c)は下層と上層の渦度を示し、負(点線)は高気圧性循環偏差に対応)。フィリピンの東海上で対流活動が活発(同図(a))なとき、対流圏下層(同図(b))を中心に、フィリピン付近で低気圧性、本州付近では高気圧性の南北双極子的な循環偏差をもつテレコネクションパターンが形成されやすい(図にあるように、さらに北のオホーツク海付近にも変動が現れることがある(第 3.5.2 項))。本州付近の高気圧性循環偏差は、太平洋高気圧の勢力の強まりに対応しており、本州付近は晴れて高温となりやすい。逆にフィリピンの東で対流不活発のときは、本州付近への太平洋高気圧の張り出しは弱まり、不順な天候になりやすい(負あるいは逆位相の PJ パターンと呼ぶことがある)。同図下段には、上段より北側であるフィリピン北東海上で対流が活発のときの分布を示している。このときは、PJ パターンも上段に比べて北に分布していることがわかる。

PJ パターンの鉛直構造をみると、対流圏下層だけでなく、対流圏上層にも波列状のパターンが現れ、上

層の方が北に傾く傾圧的な構造となっていることがわかる(第 3.2-9 図上下段(c))。これには、大陸で高温、海洋で低温と、東西に温度勾配がある夏の北西太平洋モンスーン域の特徴が関係している。風系は東西の温度傾度にも対応して、下層で南西風(太平洋高気圧の西縁に対応)、上層で北東風(チベット高気圧の東縁に対応)となるため、対流活動によって励起されたロスビー波束は、下層を中心に北向きに伝播し、東風となる上層では波束は伝播できない(第 3.2-9 図の波の活動度フラックス(矢印)参照)。また、北に傾く構造は、東西の傾圧性に起因する有効位置エネルギーが効率的に擾乱のエネルギーに変換されることを示している(Kosaka and Nakamura, 2006; 2010; 第 3.2.1 項(2))。中緯度帯の傾圧不安定波は上にいくほど西に傾いており、南北に温度勾配のある基本場からエネルギー供給を受けて発達する。一方、アジアモンスーン域のように東西に温度勾配がある場合、擾乱も 90 度ずれて北に傾く構造となるわけである。

PJ パターンの形成に重要なのはフィリピン付近の対流活動である。特に、この領域の対流活動の季節内変動に大きな影響を及ぼす夏季北半球季節内振動(BSISO; 第 3.4 節)は重要な監視対象である。



第 3.2-9 図 典型的な PJ パターンの (a)降水量、(b)850hPa 渦度、(c)200hPa 渦度の分布

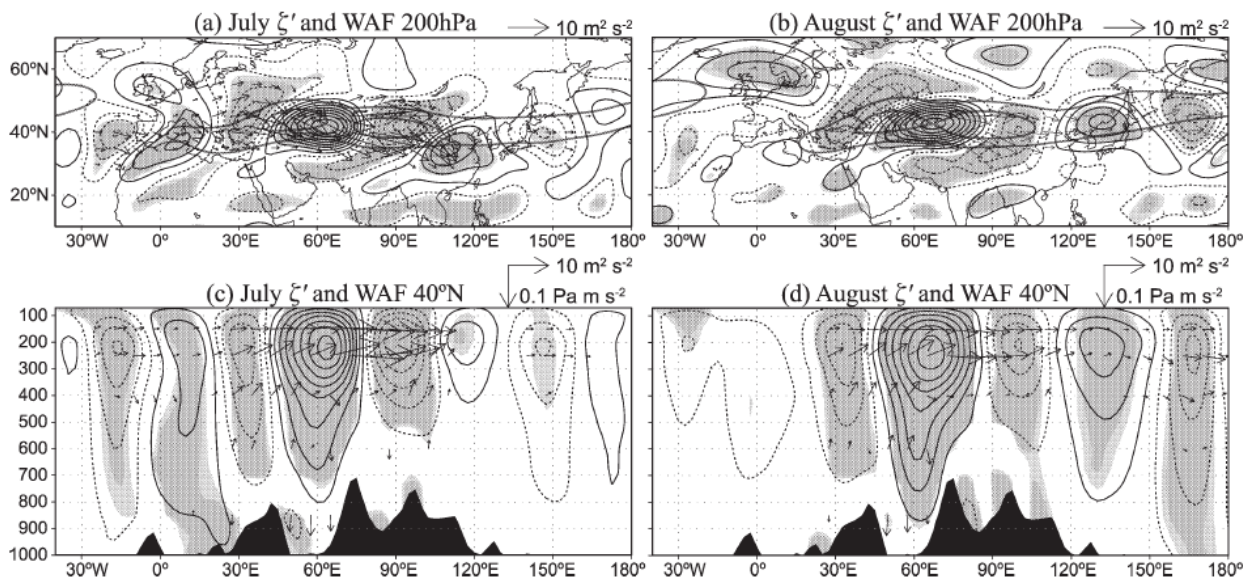
夏の下層循環場に対して主成分分析を行い、(上段)第 1、(下段)第 2 モードに各要素を回帰。矢印は波の活動度フラックス、▲は各モードの対流活動の中心、陰影は有意水準 10%以下で有意な領域。Kosaka and Nakamura (2010) の Figs. 14, 15 を転載。©American Meteorological Society. Used with permission.

(4) シルクロードパターン

シルクロードパターン (Enomoto et al., 2003; Enomoto, 2004; 榎本, 2005; 小坂, 2011) は、PJ パターンとともに夏の日本の天候に影響を及ぼすテレコネクションパターンで、ユーラシア大陸上の亜熱帯ジェット気流に沿った定常ロスビー波列として現れる。気候値の分布でも、シルクロードパターンとして、定常ロスビー波に対応するジェット気流の蛇行がみられるが、その強さや位置が年々あるいは季節内の時間スケールで変動する。第 3.2-10 図 (a) (b) は、7 月と 8 月のシルクロードパターンの典型的な分布である (Kosaka et al., 2009)。およそ 40°N を流れる亜熱帯ジェット気流に沿ってユーラシア大陸から本州付近にかけて波列パターンが明瞭である。ただし 8 月の方が東西の波長がやや大きい。ジェット気流は日本付近で弱まるため、下流への波束伝播が滞り、蛇行が大きく増幅することもある。夏季は、ユーラシア大陸の対流圏上層に分布するチベット高気圧の北縁が亜熱帯ジェット気流に対応する。このため、本州付近でジェット気流が北に蛇行する位相となる場合、チベット高気圧が日本付近に張り出すことに対応する。

鉛直方向には順圧的な構造となり (同図 (c) (d))、日本付近でジェット気流が北に蛇行すると、対流圏の中・下層の太平洋高気圧も日本付近へ張り出す形となる (小笠原高気圧とも呼ぶ)。このような背の高い高気圧に覆われるため、日本付近は大気の状態が安定して晴れやすくなる。それに加えて、上層から下層まで暖かい空気に覆われるため、気温の高い状態となる。特に、PJ パターンとシルクロードパターンが同時に現れると、顕著な高温となりやすい (2010 年 8 月 (田中, 2011)、2018 年 7 月など)。

なお、ユーラシア大陸上の亜熱帯ジェット気流に沿った定常ロスビー波については、シルクロードパターンとは異なる位相を持つ場合もある。このため、総称的にシルクロード・テレコネクション (木本, 2017) と呼ばれることもある。また、亜熱帯ジェット気流に沿って緯度円上を一周するように波列パターンが卓越することがあり、これは Circumglobal (地球を周回するという意味) テレコネクション (CGT; Branstator, 2002; Ding and Wang, 2005; 2007) と呼ばれる。



第 3.2-10 図 (a) (c) 7 月と (b) (d) 8 月の典型的なシルクロードパターンの (a) (b) 200hPa 渦度、(c) (d) 40°N 沿いの渦度の東西-鉛直断面

200hPa 南北風の主成分第 1 モードに各要素を回帰。矢印は波の活動度フラックス、陰影は有意水準 10% 以下で有意な領域。Kosaka et al. (2009) の Fig. 2 から引用。

3.2.3 ブロッキング高気圧

中高緯度帯を流れる偏西風が北に大きく蛇行し、空間スケールの大きい高気圧が発達して、1週間以上停滞することがある。これをブロッキング高気圧と呼ぶ。偏西風に沿って伝播する移動性の高低気圧が、ブロッキング高気圧によって東進が阻害(ブロック)されるため、このように呼ばれている(Rex, 1950 など)。熱波や寒波、干ばつなどの異常気象の原因となることも多く、2週間気温予報では重要な予測対象となる。本項では、ブロッキング高気圧の特徴や発生、維持のメカニズム、予測精度について解説する。

(1) ブロッキング高気圧の特徴

はじめに、実際の事例から、ブロッキング高気圧の発達から衰退までの様子を概観する。第 3.2-11 図は、2017年2月上旬に太平洋東部で発生したブロッキング高気圧の事例で、ブロッキング高気圧は発達後、東シベリアに西進し、西日本を中心に寒波や大雪をもたらした。500hPa 高度の分布(同図上段)をみると、1月29日の時点では日付変更線付近に弱いリッジがみられるが、ブロッキング高気圧はまだ明瞭ではない。その東には寒冷低気圧があり、この付近では偏西風が分流傾向になっている。31日頃から日付変更線の東でリッジが増幅し始め、2月2日にはアラスカ付近で5640mの等値線が閉じ、3日にかけて最も発達した。等値線間隔の狭い領域から推定される偏西風はアラスカ付近で北に大きく蛇行するとともに、30~40°N帯にも偏西風の軸がみられ、分流が明瞭である。その間の領域は偏西風が弱く、高気圧の南側では東風となっている。ブロッキング高気圧の中心付近では平年偏差が400mを超え、振幅の大きなリッジであることがわかる。上流側の日本の東ではトラフも深まっている。

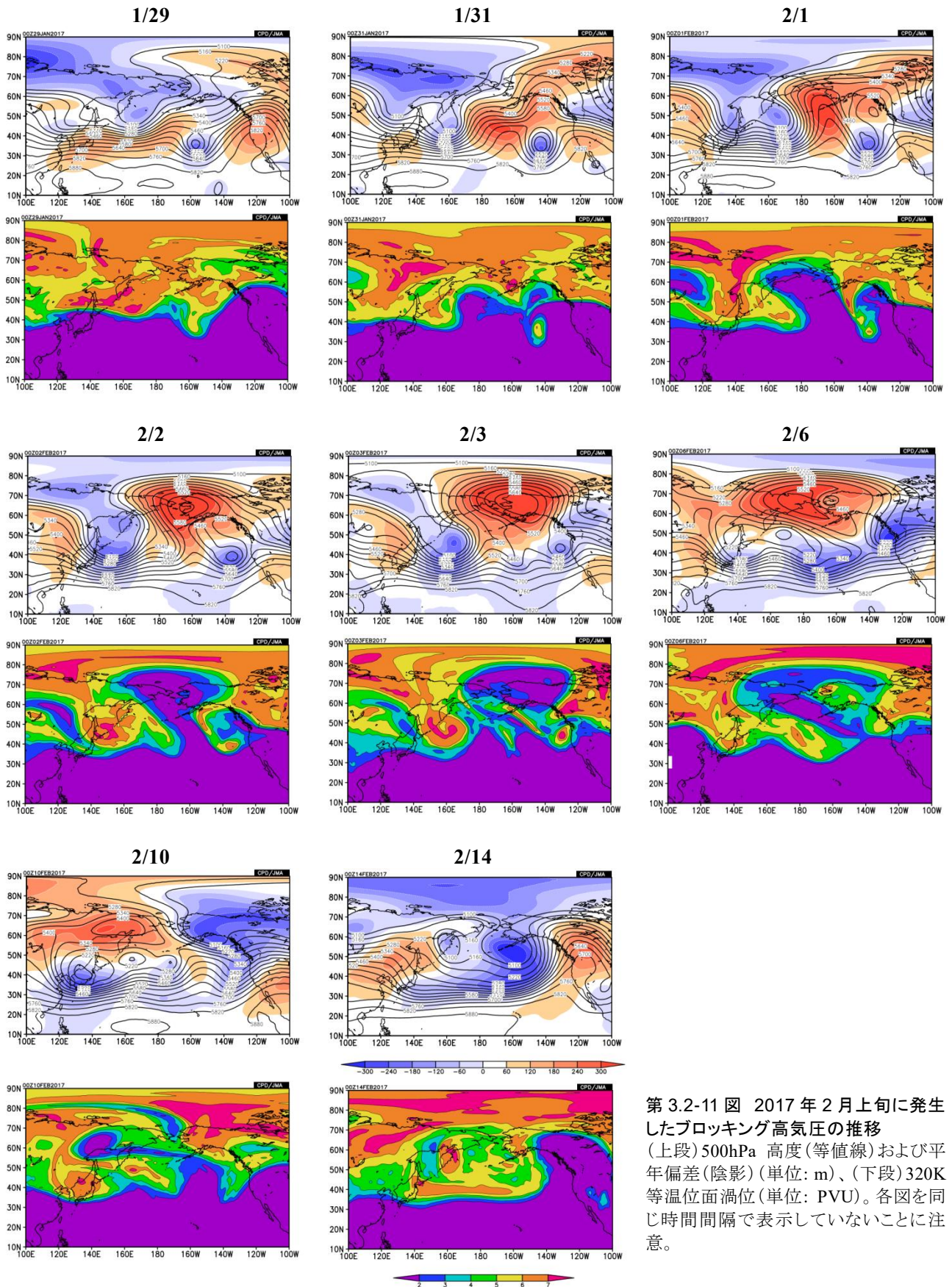
同図下段には、320K 等温位面(高緯度帯では対流圏界面付近(およそ 300hPa)、低緯度では対流圏中層に対応)における渦位(ポテンシャル渦度)の分布を示す。断熱的な条件下では、空気塊は等温位面上において渦位を保存しながら移動するため、渦位を空気塊の追跡のためのトレーサとすることができる。高/低渦位は低気圧性/高気圧性の渦に対応するため、低渦位の空気塊からブロッキング高気圧をモニターで

きる(二階堂, 1986)。1月29日の分布からもわかるように、通常、亜熱帯側で低渦位、高緯度側で高渦位の空気塊が明瞭に分かれている。31日頃から日付変更線の東で、亜熱帯側の低渦位の空気塊が次第に高緯度側に舌状に陥入すると同時に、その上流側では高緯度側の高渦位が南に伸びていく。2月1日の時点で160°E~180°では60°N帯より45°N帯の方が渦位の値が大きく、南北勾配が逆転(ロスビー波が砕波)している。3日には低渦位の塊が亜熱帯域から切離された。このように、ブロッキング高気圧は低緯度側を起源とする低渦位の空気塊で構成され、渦位の南北勾配の逆転で特徴づけられることがわかる。

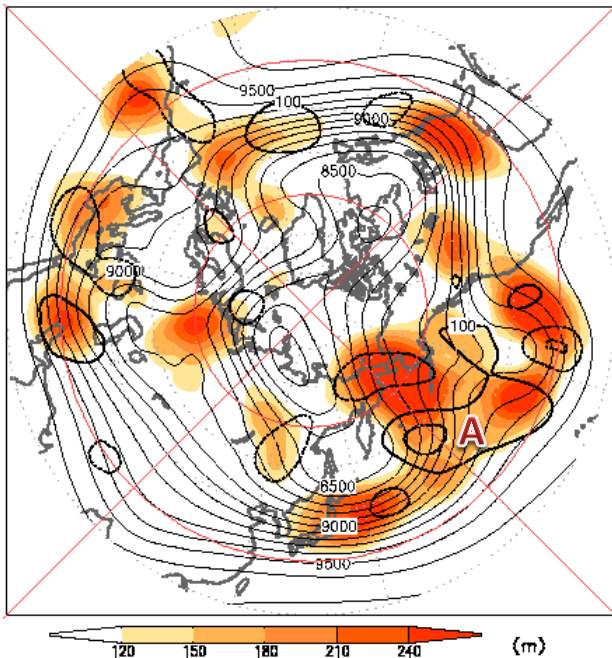
このブロッキング高気圧は最盛期まではほぼ停滞していたが、その後、徐々に弱まりつつ西進を始め、10日頃に東シベリアに達した。これにより、ブロッキング高気圧の上流側に位置していた高渦位の空気塊が高緯度側からちぎれるような形となり、日本付近に南下、強い寒気をもたらされた。14日になると、ブロッキング高気圧の低渦位の空気塊や上流側の高渦位の空気塊も不明瞭になっている。

第 3.2-12 図には、1月31日頃の移動性擾乱の活動が活発な領域を陰影で示している。ブロッキング高気圧の上流側では、ブロッキング高気圧の発達前から擾乱の活動が活発になっており、同図では日本付近から日付変更線付近にかけて、偏西風の軸に沿う形で活発となっている。一方、そこから東では偏西風の分流のため、ブロッキング高気圧の北と南をまわるように活発な領域が現れており、名前の由来どおり、移動性高低気圧の移動を阻害していることがわかる。太い等値線は31日時点の個々の移動性擾乱の位置を示しており、日付変更線付近に分布する高気圧(図中A)は、分流によって北西-南東に引き伸ばされている。この高気圧は、その後ブロッキング高気圧の北縁をまわるように移動した(図略)。

ブロッキング高気圧の鉛直構造は、定常ロスビー波(第 3.2.1 項)と同様に順圧的で、背が高く暖かい高気圧として現れるため、ブロッキング高気圧直下では異常高温や少雨となることがある。また、ブロッキング高気圧の南にブロッキング低気圧を伴うこともあり、これを「双極子型」といい、偏西風が南北に分流して流れ



第 3.2-11 図 2017 年 2 月上旬に発生したブロッキング高気圧の推移 (上段)500hPa 高度(等値線)および年偏差(陰影)(単位: m)、(下段)320K 等温位面渦位(単位: PVU)。各図を同じ時間間隔で表示していないことに注意。

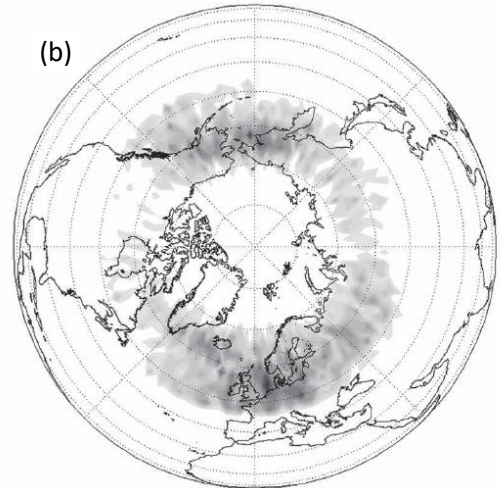
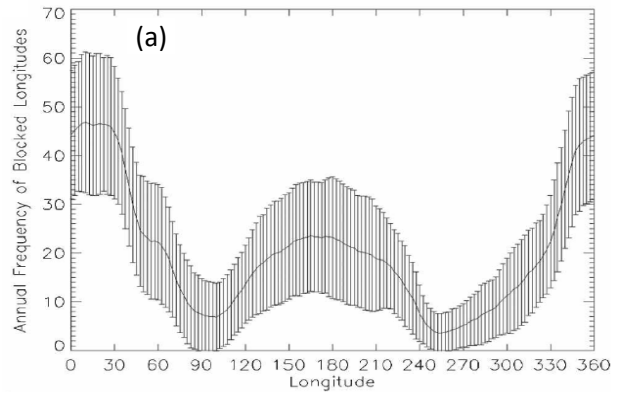


第 3.2-12 図 2017 年 1 月 31 日頃の移動性擾乱の活動度(陰影)と個別の擾乱の位置(太線)
 陰影は 1 月 29 日～2 月 2 日の日別 300hPa 高度(Z300)の標準偏差で、移動性擾乱の活動度を示す。太線は 1 月 31 日の Z300 の 5 日平均からの偏差(点線は負)を表し、個々の擾乱の位置を示す。A は本文中で言及している移動性高気圧。細実線は 5 日平均 Z300。単位はいずれも m。

る(第 3.2-11 図で 2 月 10 日はこれに近い)。一方、低気圧を伴わず、偏西風の北への蛇行で特徴付けられるものは「Ω型」と呼ばれる(2 日は Ω 型に近い)。

上記の事例から(事例ごとに特徴は大きく異なるが)、ブロッキング高気圧は、振幅が非常に大きいこと、同じ場所に停滞すること(東西に移動することもある)、長期間持続することなどで特徴付けられる。また、定常ロスビー波の波列パターンと異なり、変動が局所的に分布しやすいことも特徴として挙げられる。とはいえ、ブロッキング高気圧を定量的に定義する共通の基準は存在せず、目的に応じて様々な定義が用いられているのが現状である(Barriopedro et al., 2010)。以下、ブロッキング高気圧の統計的な特徴について述べるが、検出方法によって若干違いが生じるため、ここでは大体の特徴が把握できれば十分である。

第 3.2-13 図は Barriopedro et al. (2006) によって検出された 1948～2002 年の 55 年間の北半球のブロッキング高気圧の発生頻度の分布である。これをみると大西洋東部からヨーロッパにかけての領域で発生が最も多く、次いで日付変更線付近を中心とした太平



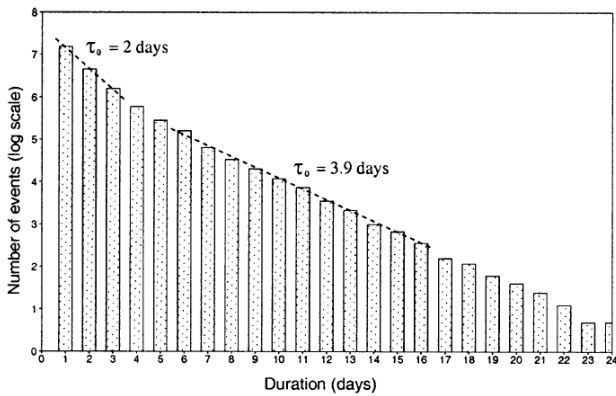
第 3.2-13 図 ブロッキング高気圧の頻度の分布

(a) 経度分布(実線が平均、エラーバーが 1 標準偏差の範囲)と(b) 冬の空間分布。単位は%。Barriopedro et al. (2006) の Figs. 6, 8 を転載。

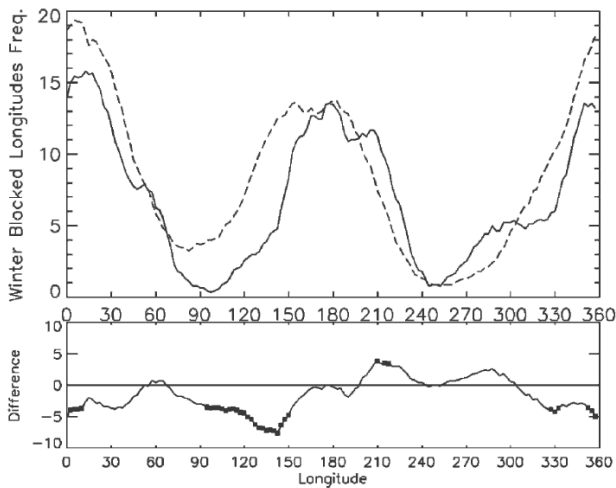
© American Meteorological Society. Used with permission.

洋で多くなっている。これらは太平洋や大西洋のジェット気流や移動性擾乱の活動が活発なストームトラックの出口付近に対応する。発生頻度の季節変化は大きくないが、寒候期に発生が多く、暖候期に少なくなるところが多い(図略)。

第 3.2-14 図は、Pelly and Hoskins (2003a) によって検出された北半球のブロッキング高気圧を持続期間ごとにプロットしたものである。これをみると、ブロッキング高気圧に固有の周期帯は存在せず、持続期間が長くなるにつれて指数関数的に減少するようである。ただし、5 日間程度を境に持続性の程度が異なり、持続期間の短い現象は 2 日間でその数が $1/e$ (e は自然対数) に減少するが、持続期間の長い現象は $1/e$ になるのに 3.9 日間もかかる。つまり、持続期間 5 日間以上の方が、それより短い現象(ブロッキング高気圧で



第 3.2-14 図 ブロッキング高気圧の継続期間ごとの頻度
棒グラフはその日数以上継続したイベント数を示す。縦軸は対数軸であることに注意。Pelly and Hoskins (2003a) の Fig. 10 を転載。
© American Meteorological Society. Used with permission.



第 3.2-15 図 (上段)エルニーニョ(実線)、ラニーニャ(点線)時の冬のブロッキング高気圧の頻度(単位: %)と(下段)両者の差
下段の黒点は 1%の有意水準で有意な差があることを示す。Barriopedro et al. (2006) の Fig. 9 を転載。
© American Meteorological Society. Used with permission.

はなく移動性高気圧を検出しているとみられる)よりも持続しやすい。つまり、ブロッキング高気圧には移動性の高低気圧よりも持続するような維持機構が働いていることが示唆される。両者は持続期間 5 日間程度で明確に分離されており、ブロッキング高気圧の時間スケールは 1 週間程度かそれ以上といえる。

ブロッキング高気圧と ENSO との関連については、北太平洋の冬季のブロッキング高気圧の頻度が、ラニーニャ時に多く、エルニーニョ時に少なくなることが指摘されている (Chen and Van Den Dool, 1997; Barriopedro and Calvo, 2014 など)。第 3.2-15 図

(Barriopedro et al., 2006) をみると、ラニーニャ時(点線)にはエルニーニョ時(実線)に比べて太平洋、特に西部で発生頻度が多くなっており、ラニーニャ時には太平洋ではブロッキング高気圧の発生領域が西にシフトすることを表している。

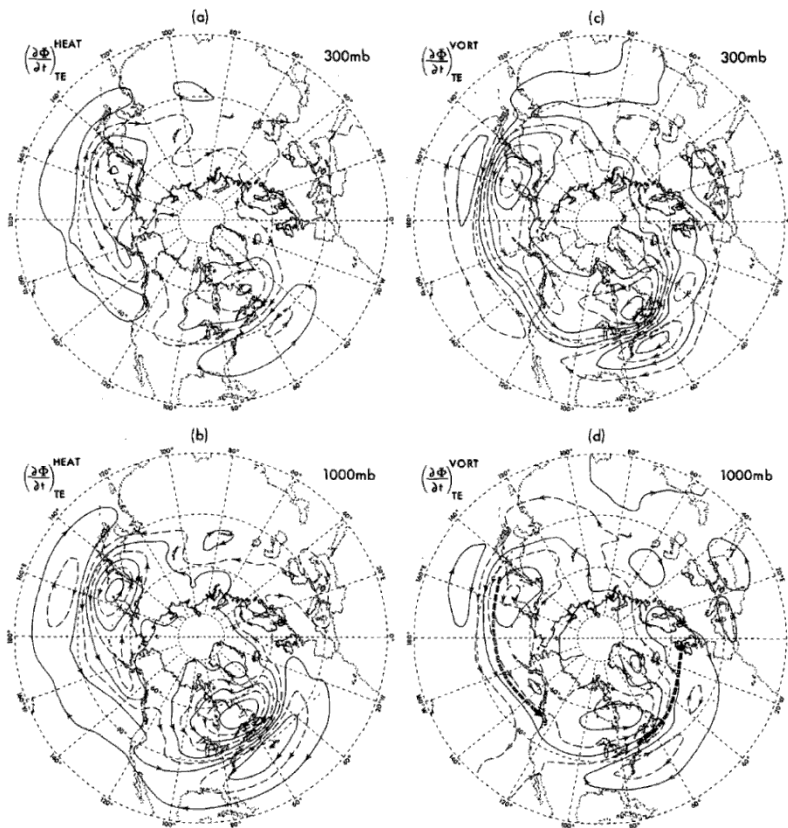
(2) ブロッキング高気圧のメカニズム

ここでの記述は木本(1993)や山崎(2015)に多くを依っており、詳細についてはそれらを参照されたい。

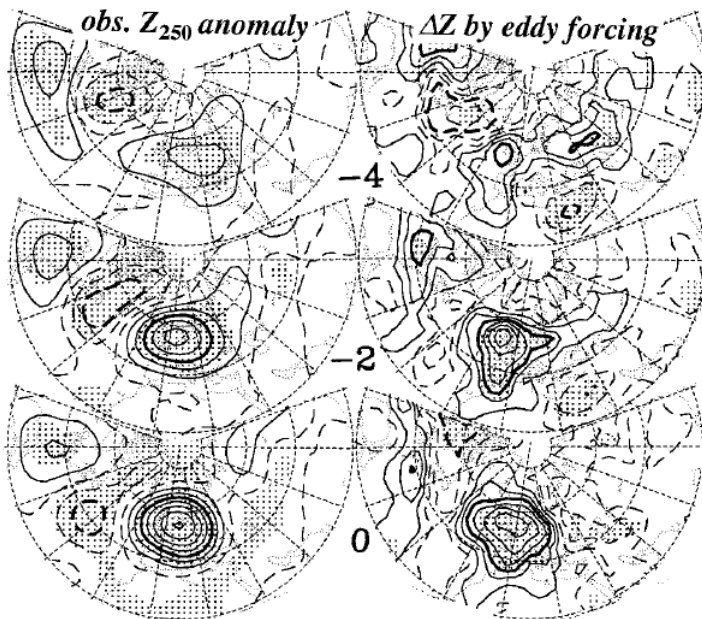
ア 移動性高気圧の役割

ブロッキング高気圧のように振幅の大きな現象は、非線形効果が大きい。非線形性を含めて考える場合、様々な波長や周期の波同士が相互に干渉しあうため、波は次第に形を変え、突っ立っていき(steeptening 効果という)、最終的には海岸でよくみられるような砕け波となってしまう(第 3.2.1 項で述べた定常ロスビー波は、近似的に線形的な議論が可能。波同士の相互作用は考えなくてよく、個々の波の効果は単純に足し合わせればよい(波の重ね合わせが可能))。しかし、非線形性が大きくても何らかのバランスが維持されると、増幅しても波が崩れず、安定的な孤立渦が存在しうることが知られている(辻村, 1993)。その一つとして、一様西風中、北側に高気圧性、南側に低気圧性の双極子型ブロッキングのような構造を持つものが理論的に非線形解として存在する(モドンと呼ばれる)。とはいえ、非線形的な共鳴によってブロッキング高気圧のような擾乱が形成されたとしても、摩擦などによってすぐに減衰してしまうため、これに抗して長期間持続するには何らかのメカニズムが必要である。

ブロッキング高気圧の維持機構としては、ブロッキング高気圧によって東進を阻害された移動性高気圧が重要な役割を果たしていると考えられている(移動性擾乱のフィードバック効果)。南北の温度傾度(傾圧性)によって生じた移動性の高低気圧は、熱や運動量(または渦度)の輸送を通じて、より大きなスケールの流れの場に影響を及ぼす。第 3.2-16 図は、移動性擾乱の熱および渦度フラックスが大規模場(高度)をどの程度変化されるかを見積もった結果である(8 年分の冬を平均; Lau and Holopainen, 1984)。熱はス



第 3.2-16 図 移動性擾乱のフィードバック効果を見積もった結果
 移動性擾乱の (a) (b) 熱フラックス及び (c) (d) 渦度フラックスによってもたらされる高度変化量。8 年分の冬を平均した結果。(a) (c) 300hPa、(b) (d) 1000hPa。矢印で地衡風の向きを表し、高気圧性循環は高度を上げる方向、低気圧性循環は下げる方向に寄与している。Lau and Holopainen (1984) の Fig. 3 を転載。
 © American Meteorological Society.
 Used with permission.



第 3.2-17 図 太平洋の冬季のブロッキング高気圧の合成図
 (左) 250hPa 高度偏差、(右) 移動性擾乱の渦度フラックスによる 250hPa 高度の変化の寄与。上から最盛期の 4 日前(-4)、2 日前(-2)、最盛期(0)。描画範囲は 20~90°N、90°E~50°W。Nakamura et al. (1997) の Fig. 4 を転載。
 © American Meteorological Society.
 Used with permission.

トームトラックの赤道側から極側に輸送され、南北の傾圧性を解消するように働くため、対流圏上層(同図(a))では極側で高度を上げ、赤道側で下げるように働く一方、下層(同図(b))では逆向き(極側で下がり、赤道側で上がる)に働く。一方、渦度も極側に輸送され、ストームトラックの極(赤道)側で対流圏全体で高

度を下げる(上げる)順圧的なパターンを誘起する効果があり(同図(c)(d))、偏西風を維持するように働く(運動量輸送の観点からは偏西風の軸で収束)。特に対流圏上層では、渦度フラックスの効果(同図(c))の方が熱フラックスの効果(同図(a))より大きいため、移動性擾乱は、通常は偏西風を挟んだ南北勾配を維

持する方向に働く(Lau and Nath, 1991)。

つまり、ブロッキング高気圧などによってストームトラックの強弱や位置が変化すれば、それに対応して移動性擾乱がブロッキング高気圧を維持するように働くことが期待される。実際、Mullen(1987)の解析では、大西洋のブロッキング高気圧の維持に移動性擾乱が寄与していることが示されている。第 3.2-17 図は、Nakamura et al. (1997)による太平洋のブロッキング高気圧に対する移動性擾乱のフィードバック効果の合成図である。左列の 250hPa 高度偏差をみると、最盛期(0 日)に向けてブロッキング高気圧が発達していることがわかる。右列は高度の変化に対する擾乱の寄与(渦度フラックスの収束発散)で、最盛期の 4 日前(-4)から正、つまり高度を上げる効果が確認でき、移動性擾乱がブロッキング高気圧の成長や維持に寄与していることがわかる。

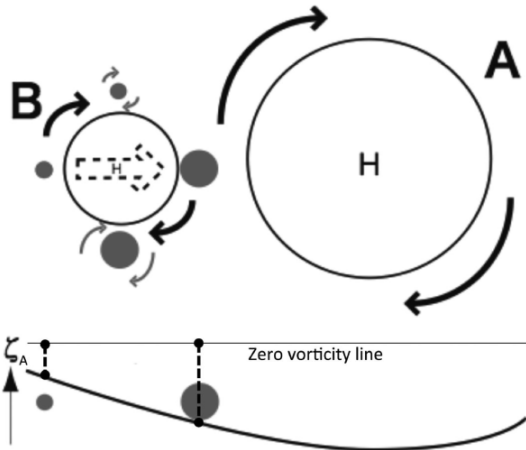
また、Shutts(1983)は数値実験を通じて、移動性擾乱によるフィードバック効果の実体を物理的に明確に説明した。大陸東岸で傾圧不安定により発生した擾乱は、偏西風の出口付近でブロッキング高気圧に達すると、ブロッキング高気圧西縁の分流場によって南北に引き伸ばされる大きな変形を受ける(ブロッキング高気圧を玉ねぎとすると、変形された擾乱はブロッキング高気圧に巻きつく玉ねぎの皮のイメージか)。一般に、擾乱の南北への伸張は、より大きなスケール(ブロッキング高気圧)へのエネルギー輸送を伴い(逆カスケードと呼ぶ)、これがフィードバック効果の実体であるとした。このメカニズムは Eddy Straining Mechanism (ESM; Straining は引っ張りを意味)と呼ばれる。

ESM では移動性の高気圧と低気圧の役割を区別せず、同等に扱っていた。一方、Yamazaki and Itoh (2013a, b)は、ESM を拡張する形で、渦位の観点から移動性擾乱、特にブロッキング高気圧に対する移動性高気圧の役割について新たな説明を行っている。第 3.2-11 図でみたように、ブロッキング高気圧は低渦位の空気塊として認識できる。また、移動性高気圧も低渦位の空気塊である。彼らは、移動性高気圧の持つ低渦位の空気塊がブロッキング高気圧に補給されることが、ブロッキング高気圧の持続に寄与しているこ

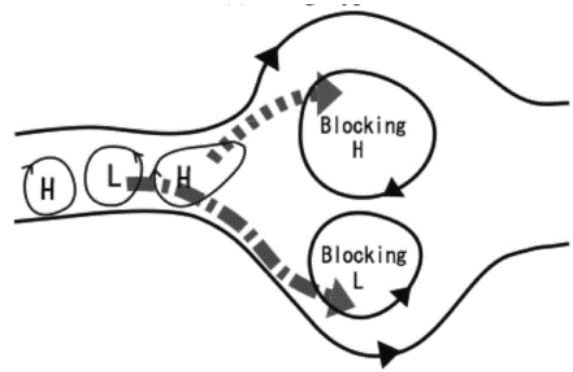
とを示した。第 3.2-18 図に、低渦位の渦(ブロッキング高気圧と移動性高気圧)の相互作用の概念図を示す。①ブロッキング高気圧に対応する渦 A に伴う高気圧性の渦度は十分遠方まで分布し、渦 A に近いほど負の渦度が大きいと仮定する(下図の曲線と黒丸)。このため、移動性高気圧に対応する渦 B の西縁で小さな負渦度、東縁で大きな負渦度が分布する。②渦 B 自身による高気圧性の流れにより、渦 A による大きな負渦度が南縁、小さな負渦度が北縁に移流する(黒矢印)。③南縁あるいは北縁に移流した負渦度は、それぞれ強いあるいは弱い高気圧性の回転流を誘起する(細い矢印)。その回転流に働く向きはそれぞれ強い東向き、弱い西向きとなり、その差によって渦 B は渦 A がある東に引き付けられる(大きい破線矢印)。渦 B が移動性低気圧のときは、逆向き、つまり渦 A から引き離されることになる。このように、ブロッキング高気圧が移動性高気圧だけを引き付け、選択的に低渦位の空気塊を吸収し、移動性低気圧は排除することによってブロッキング高気圧が発達・維持するようなメカニズムを、選択的吸収メカニズム (Selective Absorption Mechanism, SAM)と呼ぶ。なお、双極子型ブロッキングの場合、移動性低気圧は南側のブロッキング低気圧に吸収されることになる(第 3.2-19 図)。このような渦同士の相互作用は、熱帯低気圧の移動に関するベータドリフト(山口, 2013)あるいは「藤原の効果」の説明と同等で、このような相互作用がフィードバック効果の実体である。特に、移動性の高気圧と低気圧を同等に扱っている ESM と異なり、SAM では低気圧と高気圧の役割を区別したことが大きな特徴である。

イ 準定常ロスビー波の局所碎波

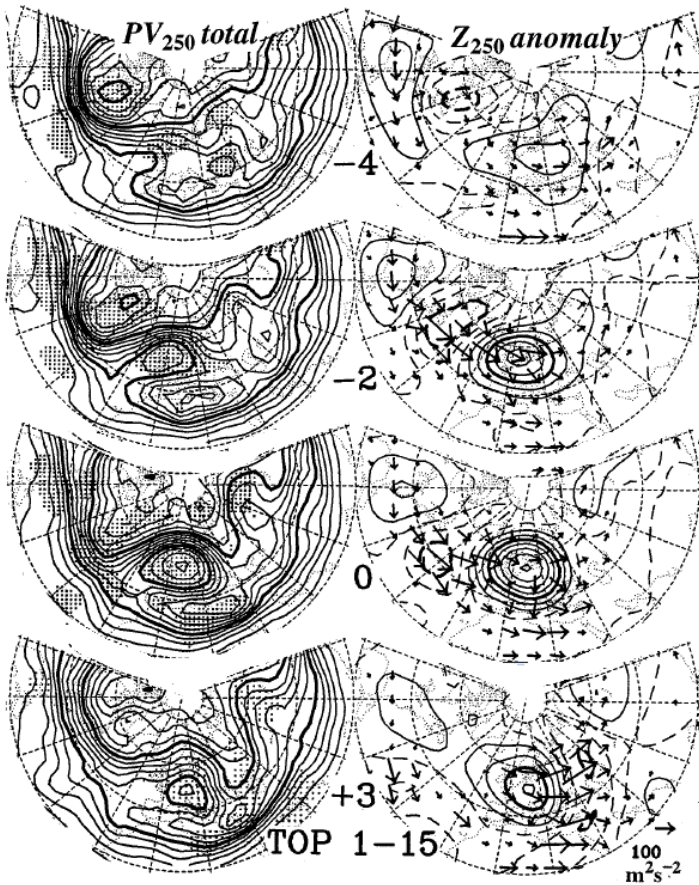
Nakamura et al. (1997)はブロッキング高気圧の形成や発達に対して、定常ロスビー波の波束伝播の重要性を指摘している。第 3.2-20 図は、大西洋のブロッキング高気圧 15 事例を抽出し、ピークの前後の数日間の推移を合成図として示したものである。左列の 250hPa 渦位をみると、ブロッキング高気圧の最盛期(0 日)に向けて、数日前(-4, -2)からヨーロッパ付近で明瞭なリッジ(低緯度側の低渦位)が発達していく様子がみられる。また、極側の高渦位も低緯度側に



第 3.2-18 図 渦と渦の相互作用の概念図
 A はブロッキング高気圧の渦、B は移動性高気圧の渦を示す。下図と黒丸は渦 A による渦度分布を示す。Yamazaki and Itoh (2013a) の Fig. 1 を転載。
 ©American Meteorological Society. Used with permission.



第 3.2-19 図 双極子型ブロッキングの場合の SAM の概念図
 西からの H と L は移動性の高低気圧を表す。Yamazaki and Itoh (2013a) の Fig. 2 を転載。
 ©American Meteorological Society. Used with permission.



第 3.2-20 図 大西洋の冬季のブロッキング高気圧の合成図
 (左)250hPa 渦位、(右)250hPa 高度偏差と波の活動度フラックス(矢印)。上から最盛期の 4, 2 日前(-4, -2)、最盛期(0)、3 日後(+3)。描画範囲は 20~90°N、100°W~120°E。Nakamura et al.(1997)の Fig. 1 を転載。
 © American Meteorological Society. Used with permission.

伸び、低渦位の南に分布しており、渦位の南北勾配が逆転している。つまり、ロスビー波の碎波が起きていることがわかる。右列には 250hPa 高度と波の活動度フラックス(矢印)を示している。最盛期の数日前から、ブロッキング高気圧の上流に波列パターンと波束伝播(矢印)がみられ、これによりブロッキング高気圧に

対応するリッジが発達したことがわかる。ブロッキングの領域では偏西風が弱いため、下流への波束伝播がみられず、ここで波のエネルギーが収束し、リッジが増幅、最終的に碎波したと考えられる。最盛期の 3 日後にはブロッキング高気圧から下流に波束伝播がみられ、波のエネルギーを消散しながら、次第に勢力が弱

まっていづろがみられる。

ブロッキグ高気圧が形成されやすいジェット気流の出口付近では、定常ロスビー波の波束伝播が滞り、高気圧が増幅して、「局所碎波」を起こしやす。これらもブロッキグ高気圧の形成メカニズムの一つである。

ブロッキグ高気圧の発達期における高周波擾乱のフィードバック効果と定常ロスビー波の波束伝播の寄与を定量的に見積ると、領域や季節によってその重要性は異なる。大西洋では両者が共に重要な役割を担っているが、太平洋では高周波擾乱の寄与の方が支配的であった (Nakamura et al., 1997; 第 3.2-17 図も参照)。

(3) ブロッキグ高気圧の予測

結合モデル、大気モデルにかかわらず、数値モデルによるブロッキグ高気圧の発生頻度や持続性は、総じて現実よりも過小傾向のようである (D'Andrea et al., 1998; Anstey et al., 2013 など)。各国の数値予報センターの現業モデルも全般に同様の傾向がある (Kimoto et al., 1992; Tibaldi and Molteni, 1990; Pelly and Hoskins, 2003b など; 当庁の全球アンサンブル予報システムについては新保 (2017))。ブロッキグの発生が多い大西洋からヨーロッパにかけてや太平洋では、再解析データと比べて発生頻度が少なく、特に、大西洋からヨーロッパ周辺の過小傾向はモデル間で共通の特徴である。Scaife et al. (2010) は、ブロッキグの過小傾向について、モデルの気候平均場にそもそもバイアスがあることが原因であると指摘している。特に、大西洋からヨーロッパでは多くのモデルで偏西風が実際よりも強いバイアスがあり、ブロッキグ高気圧が形成されにくいようである。

また、モデルの解像度を上げると、大西洋における過小傾向が緩和することが報告されている (Matsueda et al., 2009; Berckmans et al., 2013 など)。例えば、Anstey et al. (2013) は、CMIP5 モデルを水平/鉛直解像度が高いグループと低いグループにわけてブロッキグ高気圧の頻度の差を比較したところ、解像度が高いほうが大西洋からヨーロッパ周辺では過小傾向が緩和することがわかった。一方、太平洋では過小傾向が改善した地域もみられるが、大西洋側ほど明瞭で

はなかった。Matsueda et al. (2009) は、大気モデルを異なる水平解像度 (20~180km) で現在気候実験を行ったところ、高解像度モデルでは大西洋からヨーロッパのブロッキグ高気圧の頻度をよく再現した一方、太平洋では高解像度モデルではむしろ過大傾向であった。大西洋での再現が改善する原因について、Berckmans et al. (2013) は、ブロッキグ高気圧の維持に重要な移動性擾乱によるフィードバック効果の表現が改善したこと、上流側にあたる北米大陸の地形の表現が精緻化し、偏西風の表現が向上したこと (上述の強風バイアスの改善) を指摘している。

さて、実際の予報では、ブロッキグ高気圧が発生する位置やタイミング、持続期間などを十分なリードタイムでも正確に予測することが必要である。Matsueda (2009) は、各国数値予報センターの現業アンサンブル予報データを使って3年分の冬のブロッキグ高気圧の予測精度を調査している。これによると、アンサンブルメンバー間のばらつきは、偏西風が卓越するゾーナルな流れのときよりもブロッキグが発生しているときに大きい傾向があり、リードタイムが長くなるにつれて (2 週目以降)、ブロッキグ高気圧を大きな確率で予測することが難しくなる傾向がみられた。また、ゾーナルとブロッキグの2つの状態の間の移行を予測するのはより難しく、特に、大西洋からヨーロッパではブロッキグへの移行の精度が太平洋より低かった。

Ferranti et al. (2015) も、ヨーロッパ中期予報センター (ECMWF) の現業アンサンブル予報データ (水平解像度 32km) を使って、大西洋からヨーロッパでの流れの状態の移行に関する予測の評価を行っている。例えば、ゾーナルな流れを初期値とした予測のうち、10 日目の予測誤差が大きかった事例の多くは、実際にはブロッキグに移行したものの、それを十分に予測できず、ゾーナルな状態が持続していた。逆に、ブロッキグを初期値とした予測のうち、10 日目の予測誤差が大きかった事例では、実際にはブロッキグが持続したものの、それを予測できずゾーナルな流れに移行したものが多かった。使われたモデル特有の傾向も含まれてはいるが、この結果はブロッキグへの移行やその状態の持続、終了については予測の不確実性が相対的に大きいことを示している。

参考文献

- 榎本剛, 2005: 盛夏期における小笠原高気圧の形成メカニズム. *天気*, **52**, 523-531.
- 木本昌秀, 1993: ブロッキング現象. *気象研究ノート*, **179**, 319-367.
- 木本昌秀, 2017: 「異常気象」の考え方. 朝倉出版, 219pp.
- 小坂優, 2011: シルクロードパターン再考. *天気*, **58**, 519-531.
- 新保明彦, 2017: ブロッキング高気圧. 平成28年度季節予報研修テキスト, 38-41.
- 高谷康太郎, 2009: 「波の活動度」および「波の活動度フラックス」. *天気*, **56**, 831-833.
- 田中昌太郎, 2011: 2010年夏の異常高温. 平成23年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 82-93.
- 辻村豊, 1993: 線形と非線形. *気象研究ノート*, **178**, 3-21.
- 二階堂義信, 1986: Q-map(等温位面上で解析された渦位分布図)—その2 Q-map の実際—. *天気*, **33**, 300-331.
- 前田修平, 佐藤均, 2007: 定常ロスビー波とその影響. 平成19年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 61-71.
- 前田修平, 佐藤均, 渡部雅浩, 2007: 2005年12月の熱帯対流活動と日本付近の異常低温. *気象研究ノート*, **216**, 89-94.
- 前田修平, 2013: 偏西風の変動とテレコネクションパターン. 平成24年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 103-111.
- 山口宗彦, 2013: ベータドリフト. *天気*, **60**, 133-135.
- 山崎哲, 2015: 渦と渦の相互作用によるブロッキング持続メカニズム. *天気*, **62**, 491-509.
- Anstey, J. A., P. Davini, L. J. Gray, T. J. Woollings, N. Butchart, C. Cagnazzo, B. Christiansen, S. C. Hardiman, S. M. Osprey and S. Yang, 2013: Multi-model analysis of Northern Hemisphere winter blocking: Model biases and the role of resolution. *J. Geophys. Res.*, **118**, 3956-3971.
- Barnston A. G. and R. E. Livezey, 1987: Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1083-1126.
- Barriopedro, D., R. G.-Herrera, A. R. Lupo and E. Hernandez, 2006: A climatology of Northern Hemisphere blocking. *J. Climate*, **19**, 1042-1063.
- Barriopedro, D., R. G.-Herrera and R. M. Trigo, 2010: Application of blocking diagnosis methods to general circulation models. Part I: a novel detection scheme. *Clim. Dyn.*, **35**, 1373-1391.
- Barriopedro, D. and N. Calvo, 2014: On the relationship between ENSO, stratospheric sudden warmings, and blocking. *J. Climate*, **27**, 4704-4720.
- Berckmans, J., T. Woollings, M.-E. Demory, P.-L. Vidale and M. Roberts, 2013: Atmospheric blocking in a high resolution climate model: Influences of mean state, orography and eddy forcing. *Atmos. Sci. Lett.*, **14**, 34-40.
- Branstator, G., 2002: Circumglobal teleconnections, the jet stream waveguide, and the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, **15**, 1893-1910.
- Chen, W. Y. and H. M. Van Den Dool, 1997: Asymmetric impact of tropical SST anomalies on atmospheric internal variability over the North Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 725-740.
- D'Andrea, F., S. Tibaldi, M. Blackburn, G. Boer, M. Deque, M. R. Dix, B. Dugas, L. Ferranti, T. Iwasaki, A. Kitoh, V. Pope, D. Randall, E. Roeckner, D. Straus, W. Stern, H. Van den Dool, D. Williamson, 1998: Northern Hemisphere atmospheric blocking as simulated by 15 atmospheric general circulation models in the period 1979-1988, *Clim. Dyn.*, **14**, 385-407.
- Ding, Q. and B. Wang, 2005: Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer. *J. Climate*, **18**, 3483-3505.
- Ding, Q. and B. Wang, 2007: Intraseasonal Teleconnection between the Summer Eurasian Wave Train and the Indian Monsoon. *J. Climate*, **20**, 3751-3767.
- Enomoto, T., B. J. Hoskins and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 157-178.
- Enomoto, T., 2004: Interannual variability of the Bonin high associated with the propagation of Rossby waves along the Asian jet. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1019-1034.
- Ferranti, L., S. Corti and M. Janousek, 2015: Flow-dependent verification of the ECMWF ensemble over the Euro-Atlantic sector. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **141**, 916-924.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
- Horel, J. D. and J. M. Wallace, 1981: Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813-839.
- Jin, F. and B. J. Hoskins, 1995: The direct response to tropical heating in a baroclinic atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 307-319.
- Kimoto, M., H. Mukougawa and S. Yoden, 1992: Medium-range forecast skill variation and blocking transition: A case study. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1616-1627.
- Kodera, K., H. Mukougawa and S. Itoh, 2008: Tropospheric impact of reflected planetary waves from the stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L16806.
- Kosaka, Y. and H. Nakamura, 2006: Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan teleconnection pattern. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2009-2030.
- Kosaka, Y., H. Nakamura, M. Watanabe and M. Kimoto, 2009: Analysis on the dynamics of a wave-like teleconnection pattern along the summertime Asian jet based on a reanalysis dataset and climate model simulations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 561-580.

- Kosaka, Y. and H. Nakamura, 2010: Mechanisms of meridional teleconnection observed between a summer monsoon system and a subtropical anticyclone. Part I: The Pacific–Japan pattern. *J. Climate*, **23**, 5085-5108.
- Lau, N.-C. and E. O. Holopainen, 1984: Transient eddy forcing of the time-mean flow as identified by geopotential tendencies. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 313-328.
- Lau, N.-C. and M. J. Nath, 1991: Variability of the baroclinic and barotropic transient eddy forcing associated with monthly changes in the midlatitude storm tracks. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2589-2613.
- Matsueda, M., 2009: Blocking predictability in operational medium-range ensemble forecasts. *SOLA*, **5**, 113-116.
- Matsueda, M., R. Mizuta, and S. Kusunoki, 2009: Future change in wintertime atmospheric blocking simulated using a 20-km-mesh atmospheric global circulation model. *J. Geophys. Res.*, **114**, D10114.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 24-43.
- Mori, M. and M. Watanabe, 2008: The growth and triggering mechanisms of the PNA: A MJO-PNA coherence. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 213-236.
- Mullen, S. L., 1987: Transient eddy forcing of blocking flows. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3-22.
- Nakamura, H., M. Nakamura and J. L. Anderson, 1997: The role of high- and low-frequency dynamics in blocking formation. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2074-2093.
- Nishii, K. and H. Nakamura, 2005: Upward and downward injection of Rossby wave activity across the tropopause: A new aspect of the troposphere-stratosphere dynamical linkage. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **131**, 545– 564.
- Nitta, T., 1986: Long-term variations of cloud amount in the western Pacific region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 373-390.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Pelly, J. L. and B. J. Hoskins, 2003a: A new perspective on blocking. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 743-755.
- Pelly, J. L. and B. J. Hoskins, 2003b: How well does the ECMWF Ensemble Prediction System predict blocking? *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 1683-1702.
- Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217-229.
- Rex, D. F., 1950: Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate. Part I: An aerological study of blocking action. *Tellus*, **2**, 196– 211.
- Scaife, A., T. Woollings, J. Knight, G. Martin and T. Hinton, 2010: Atmospheric blocking and mean biases in climate models. *J. Climate*, **23**, 6143-6152.
- Shutts, G. J., 1983: The propagation of eddies in diffluent jetstreams: Eddy vorticity forcing of ‘blocking’ flow fields. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, 737-761.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2005: Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian High. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4423-4440.
- Tibaldi, S. and F. Molteni, 1990: On the operational predictability of blocking. *Tellus*, **42A**, 343-365.
- Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnection in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812.
- Yamazaki, A. and H. Itoh, 2013a: Vortex-vortex interactions for the maintenance of blocking. Part I: The selective absorption mechanism and a case study. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 725-742.
- Yamazaki, A. and H. Itoh, 2013b: Vortex-vortex interactions for the maintenance of blocking. Part II: Numerical experiments. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 743-766.

3.3 偏西風の帯状変動¹

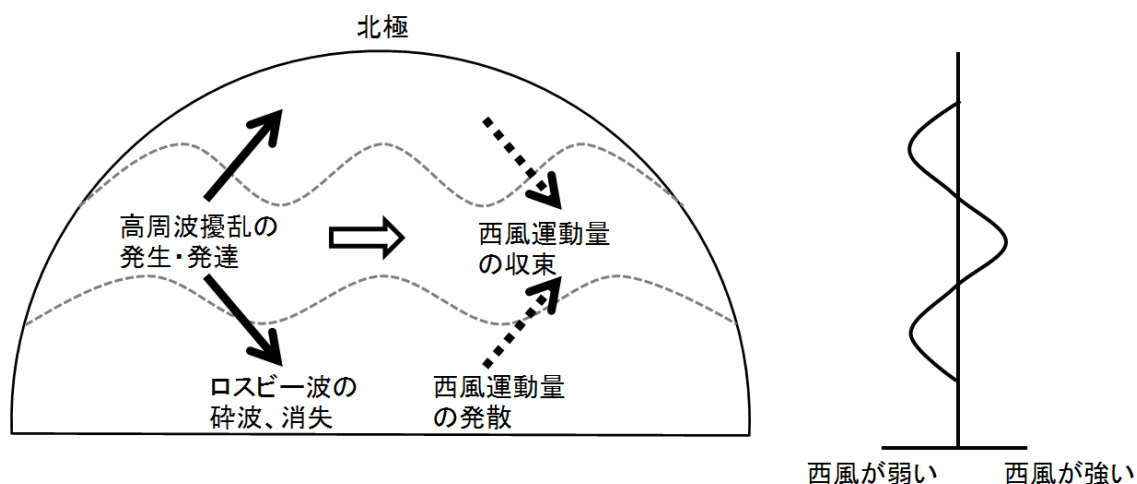
極を中心にして西から東へ向かって吹く地球規模の風を偏西風という。偏西風には成層圏で吹くものもあるが、本節では対流圏で吹く偏西風を取り上げ、前節で取り上げたロスビー波の伝播より時空間スケールが大きく、1か月程度から季節スケールの異常天候をもたらすことが多い偏西風の南偏や北偏など東西帯状の変動について述べる。

3.3.1 偏西風の成因

熱帯域では太陽放射により地表が加熱され、強い上昇流を伴う積雲対流の活動が活発である。上昇した空気は成層が安定した成層圏まで上昇することができずに南北に発散し、南北の緯度 30 度付近で下降流となり、対流圏下層では赤道側へ向かう流れとなり、ハドレー循環を形成する。ハドレー循環による対流圏上層の極向きの流れは、地球の自転による角運動量の保存則に従い、南北の緯度 30 度付近の上空では強い西風となり、亜熱帯ジェット気流と呼ばれる偏西風の1つを形成する(田中, 2007)。さらに、傾圧不安定性によって発達した高周波擾乱が亜熱帯ジェット気流の持つ西風運動量をさらに北に運ぶこと、また、これらの擾乱により西風運動量が収束することで寒帯前線ジェット気流が形成されている。図 3.3-1 に示すように、寒帯前線ジェット気流の領域では、傾圧不安定

性により発生・発達した高周波擾乱(ロスビー波としての性質を持つ)が南北に伝播することにより、西風運動量が収束して(ロスビー波が出て行くので)西風加速し、その南北の領域では西風減速することになる。このような東西平均流と擾乱の相互作用により、寒帯前線ジェット気流が形成されると考えられている(Vallis, 2006)。

寒帯前線ジェット気流は、比較的短時間に大きく蛇行したり、分流や合流を繰り返したりするため、ある程度長い期間の平均図や 30 年間の平年図では不明瞭となる。一方、亜熱帯ジェット気流は、寒帯前線ジェット気流に比べると蛇行が小さく、位置の変化も小さいため平均図や平年値でも明瞭に表れる。また、季節変化も明瞭で、日本付近では 1 月に北緯 30 度付近に位置し、春から初夏にかけて北上して 7 月頃には北緯 40 度付近に達する。そして、8 月からは徐々に南下を始め、秋にかけて風速を強めながら 12 月には北緯 30 度付近まで南下する。この南北の季節変化は、ハドレー循環の南北の季節変化と連動している。また、亜熱帯ジェット気流と寒帯前線ジェット気流は、それぞれ亜熱帯と中緯度、中緯度と寒帯の境を吹く風ともいえ、これらの偏西風の南北の変動が季節進行の遅早や異常気象と関連することが多い。



第 3.3-1 図 寒帯前線ジェット気流の形成メカニズム
Vallis (2006)を参考に著者が作成

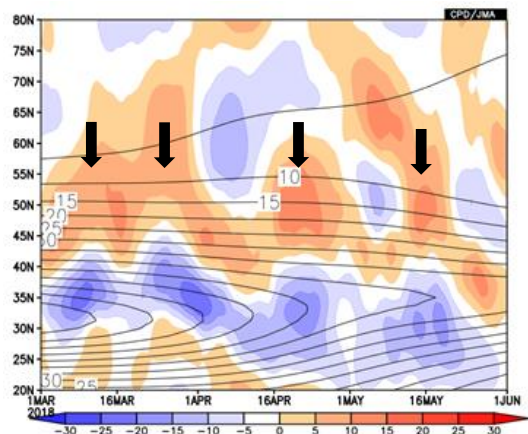
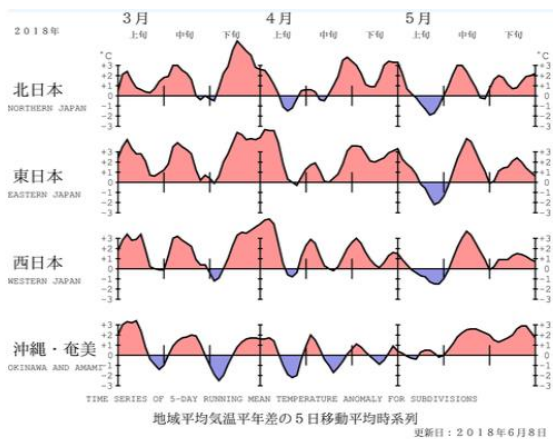
¹ 伊藤 明

3.3.2 偏西風の南偏・北偏

亜熱帯ジェット気流は対流圏では上層ほど西風が強く、温度風平衡の関係から南北の温度勾配が強くなっている。このため、亜熱帯ジェット気流の南偏や北偏は、その地域に気温の大きな偏差をとまうことが多い。例えば、2005/06年冬、特に12月は極東域から北太平洋にかけて亜熱帯ジェット気流の南偏が明瞭であり、日本付近へ寒気が南下しやすく、記録的な低温となった(前田ほか, 2006)。一方、2018年春は、極東域では亜熱帯ジェット気流が北偏する状態が続いたため、日本付近は暖かい空気に覆われやすく、特に東日本では1946年以降で最も暖かい春となった(第3.3-2図)。このときの日本付近の偏西風をみると、3月中旬前半と下旬後半、4月中旬後半、5月中旬頃に北緯40~50度付近の西風が特に強まっていることがわかる。これは、ロスビー波束の伝播により偏西風の北への蛇行が特に強められたためである。そして、第3.3-2図の左図によると、偏西風が北へ蛇行した時期に日本の地上気温がかなり高くなっていたことがわかる。

3.3.3 北半球冬期に卓越する偏西風の帯状変動

次に、北半球冬期の高度場や気圧場に卓越するパターンの中で、日本の天候と関わりの深いものを2つ挙げ、その変動パターンと日本の気温との相関関係を第3.3-3図と第3.3-1表に示す。1つ目の北極振動(Arctic Oscillation; AO)は、北極域と中緯度域の気圧偏差が逆符号となるほぼ環状の偏差パターンである(Thompson and Wallace, 1998)。AOの変動は、特に冬期の北日本の気温との間に高い相関関係がみられる。AOは鉛直方向に偏差パターンが変わらない順圧的な構造をしており(山崎, 2004)、偏西風の変動とも深く関わっている。次に、偏西風の主な変動パターンを確認するために、200hPa東西風の帯状平均を主成分分析した結果を第3.3-4図に示す。第1主成分には、偏西風の中心付近にあたる北緯30度付近と、北緯50~60度付近に変動のピークがみられ、AOの変動に対応している。すなわち、第3.3-4図の右図の赤線に示した2007年1月のように正のAOの時は、第3.3-3図のように北極付近で気圧(高度)が低く、中緯度帯で気圧(高度)が高いときで、偏西風は中心付近で弱まり、その北側で強まる傾向があつて偏西風は北偏し、特に北日本では寒気の南下が弱く暖冬になりやすい傾向がある。一方、同図の黒線で示した2011年1月のように負のAOの時は、偏西風は中心付近で強く、中緯度帯に寒気が流れ込みやすい状況となり、特に北日本では寒冬になりやすい傾向がある。これを極東域の気圧配置で表すと、負のAOの時は冬季の日本付近にみられるプラネタリースケールのトラフが深まり、西高東低の冬型の気圧配置が平



第3.3-2図 2018年春の日本の地上気温年偏差と日本付近の偏西風

左図:5日移動平均の地上気温年偏差。単位は℃。

右図:東経125~145度で平均した200hPa東西風の緯度-時間断面図。線は気候値、色は年偏差を表す。単位はm/s。横軸は、2018年3月1日から6月1日までを表す。等値線の極大域が亜熱帯ジェット気流の年々の軸を示す。2018年春は、期間を通して亜熱帯ジェット気流の軸付近で年より風が弱く、その北側で年より風が強いことを表している。右図の矢印は、亜熱帯ジェット気流の北偏が明瞭な時期を表す。

年より強まりやすいことに対応している。

2 つ目のパターンとしては、極東域で南北の高度場偏差が双極子構造としてみられる Western Pacific (WP) パターン (Wallace and Gutzler, 1981) を挙げる (第 3.3-3 図)。WP パターンは、北海道付近が正負の境目となっており、東・西日本の気温との相関が高く、西日本を中心に全国的に寒冬となった 2017/18 冬は正の WP パターンがみられ、東・西日本で寒冬となった年には正の WP パターンがみられることが多い。

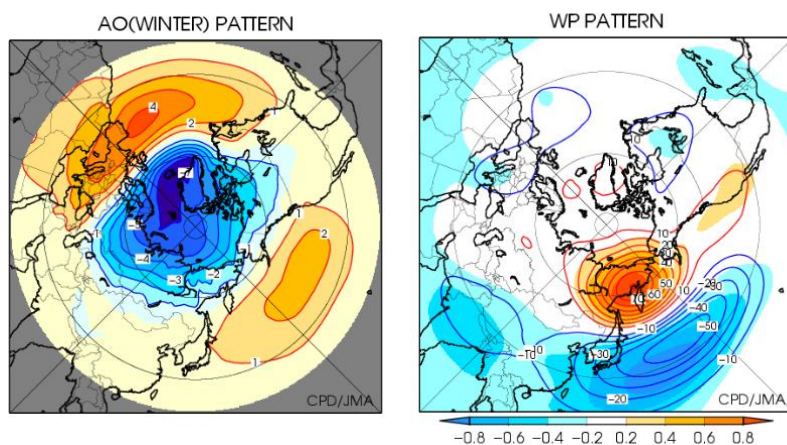
次に、これらの変動パターンを維持するメカニズムについて、前田 (2013) の解説によると、帯状平均東西風と帯状平均からのずれ成分である擾乱との間に正のフィードバックが働くことで、帯状平均流のパターンが維持されていることが述べられている。

このように、AO や WP パターンなどの長周期変動

の監視と予測は日本の天候を予測する上で重要であり、2 週間気温予報を行う際は、AO との対応がよい北半球極渦指数と、WP パターンとの対応がよい極東東西指数をそれぞれの主な指標として、予報資料に掲載する予定である。それらの指数の予測精度については、第 3.6 節を参照されたい。

3.3.4 エルニーニョ/ラニーニャ現象と偏西風の帯状変動

エルニーニョ現象の発生時は、水温の高い太平洋西部の暖水が東に広がるため、熱帯域では大気により加熱され、熱帯と中緯度との温度勾配が強まるため、温度風平衡の関係より偏西風は強化され、やや赤道側によることが知られている (小林と前田, 2016)。この偏西風の南偏傾向は年を通してみられる特徴 (長谷

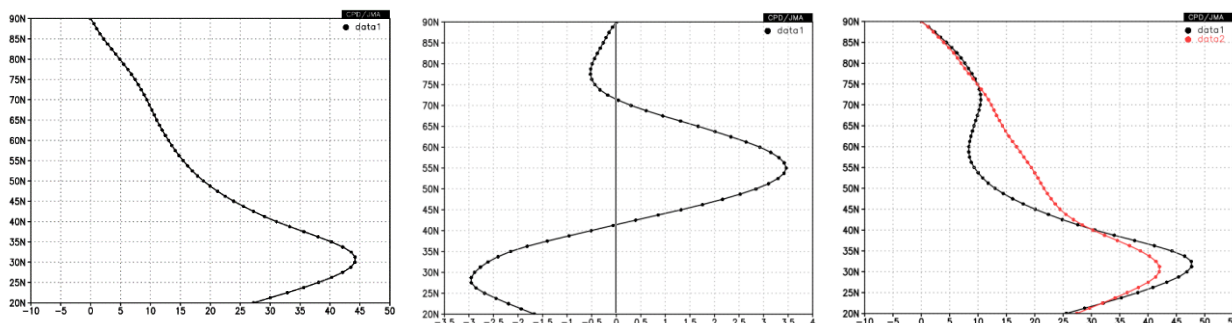


第 3.3-1 表 AO パターンおよび WP パターンと 1 月の地上気温との相関係数 (統計期間は、1981~2018 年)

	AO	WP
北日本	0.57	-0.30
東日本	0.47	-0.54
西日本	0.47	-0.58
沖縄・奄美	0.22	-0.38

第 3.3-3 図 1 月の AO と WP パターンの空間分布と日本の地上気温との相関係数

左図: 海面気圧を主成分分析したときの第 1 主成分を表す。
 右図: WP のテレコネクション指数と 500hPa 高度との回帰係数を表す。
 赤線は正、青線は負の回帰係数を表し、陰影は相関係数を表す。

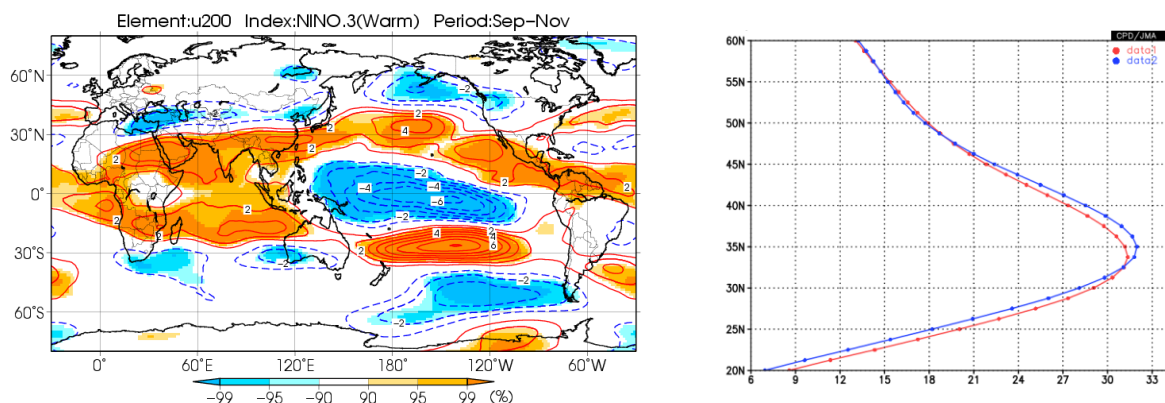


第 3.3-4 図 1 月の帯状平均した 200hPa 東西風の主な変動パターン

左図: 200hPa 東西風の帯状平均 (東経 0 度~360 度を平均) した気候値 (1981~2010 年)。単位は m/s。

中図: 主成分分析の第 1 主成分を表す。統計期間は 1981~2010 年。

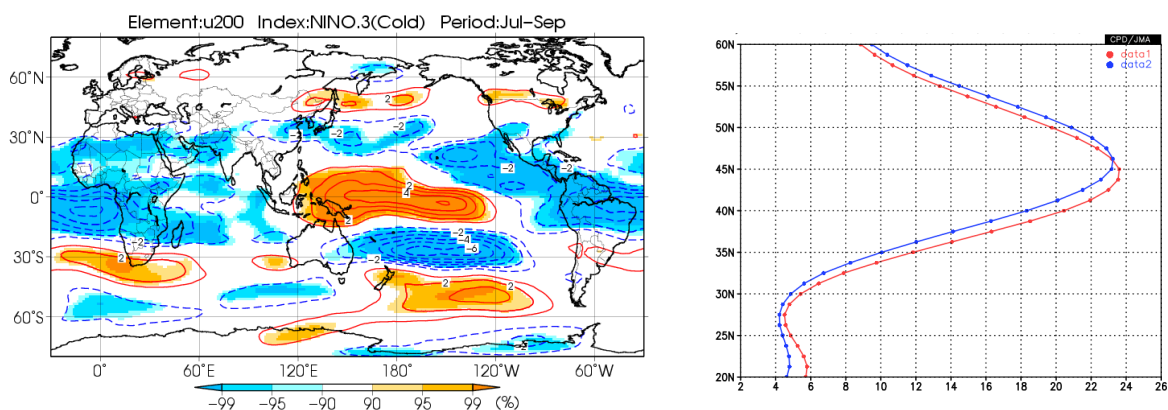
右図: 第 1 主成分スコアが大きかった年の分布。赤: 2007 年 1 月、黒: 2011 年 1 月。



第 3.3-5 図 エルニーニョ/ラニーニャ現象発生時の 200hPa 東西風の特徴(9~11 月)

左図:エルニーニョ現象発生時の 9~11 月の 200hPa 東西風の合成図。赤線は正、青線は負の回帰係数を表す(単位は m/s)。また、陰影は信頼度水準を表す。

右図:エルニーニョ/ラニーニャ現象発生時の 200hPa 東西風の帯状平均(東経 0 度~150 度を平均)の合成図(単位は m/s)。統計期間は、1958~2017 年。赤:エルニーニョ現象、青:ラニーニャ現象。



第 3.3-6 図 エルニーニョ/ラニーニャ現象発生時の 200hPa 東西風の特徴(7~9 月)

第 3.3-5 図と同じ。ただし、左図はラニーニャ現象発生時の 7~9 月の 200hPa 東西風を表す。

右図はエルニーニョ/ラニーニャ現象発生時の 200hPa 東西風の帯状平均(東経 120 度~西経 120 度を平均)の合成図。

川, 2009)だが、特に秋はユーラシア大陸から東シナ海にかけての南偏が明瞭である(第 3.3-5 図)。エルニーニョ現象発生時の日本の天候を調査した田中ほか(2015)によると、秋は西日本と沖縄・奄美を中心に低温傾向がみられ、大陸上で偏西風が南偏して、西日本と沖縄・奄美では平年より冷たい空気に覆われやすいと考えられる。なお、冬季については、フィリピン付近の対流不活発にともなう下層高気圧性循環偏差により、沖縄・奄美や西日本では暖かい空気が入りやすく、高温傾向となることがわかっている。

一方、ラニーニャ現象の発生時は、西部太平洋に暖水が蓄積され、対流活動がより活発となる。偏西風は全体的には北偏傾向がみられ、特に盛夏期から初秋にかけては北太平洋上で偏西風の北偏が明瞭で(第 3.3-6 図)、田中ほか(2015)によると、北日本から西日本にかけては高温傾向となることがわかっている。

3.3.5 まとめ

2018 年春は、日本付近の偏西風が東西帯状に北偏した状況下で、ロスビー波の伝播によりさらに偏西風の北偏が強められたために、全国的に気温がかな

り高くなり、東日本では記録的な高温となった。2018年春は前年の秋からラニーニャ現象が続いており、この偏西風の北偏はラニーニャ現象と関連している可能性がある。一方、2017/2018 冬は正の WP パターンが卓越し西日本を中心に寒冬となった。AO や WP パターンのような偏西風の帯状変動は、主に冬季に異常天候をもたらすことが多い。以上のように、偏西風の東西帯状の変動は、異常天候をもたらす要因の 1 つといえ、早期天候情報や 1 か月予報が対象とする現象の1つといえる。

参考文献

- 小林ちあき, 前田修平, 2016: ENSO に伴う対流圏帯状平均偏差場の形成メカニズムと全球エネルギーバランス. 東アジア域における大気循環の季節内変動に関する研究集会.
- 田中博, 2007: 偏西風の気象学. 気象ブックス 016, 成山堂書店.
- 田中基裕, 竹川元章, 野津原昭二, 2015: エルニーニョ/ラニーニャ現象等発生時における日本の天候の特徴. 平成 27 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 152-163.
- 長谷川寛, 2009: ENSO サイクルに関連した大気循環場の変動. 平成 21 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 36-52.
- 前田修平, 佐藤均, 小林ちあき, 2006: 2005 年 12 月の日本の異常低温と大気大循環. 平成 18 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 74-86.
- 前田修平, 2013: 偏西風の変動とテレコネクションパターン. 平成 24 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 103-111.
- 山崎孝治, 2004: 北極振動の概要. 北極振動, 気象研究ノート, **206**, 1-9.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Vallis, G. K., 2006: *Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics*. Cambridge Univ. Press, pp490.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 785-812.

3.4 熱帯の対流活動の中緯度への影響¹

2週間気温予報の時間スケールでは、熱帯の対流活動が変動すると、周辺の大気の流れも変化し、結果として日本付近など中緯度帯の天候にも頻繁に影響が及ぼす。ここでは、2週間気温予報の予報作業において考慮すべき、熱帯の対流活動と中緯度大気への影響について解説する。

3.4.1 熱帯の対流活動の大気への影響

(1) 熱帯の対流活動による熱帯大気への影響(松野・ギル応答)

赤道域では、コリオリ力が小さい一方で、その緯度変化は大きいという独特の環境から、特有の波(赤道波)が存在する。Matsuno (1966)や Gill (1980)では、赤道付近に対流活動活発域を想定した熱源を置いたときの大気循環の応答について示した。2週間気温予報や天候監視で着目する数日以上の時間スケールをもつ赤道波としては、それぞれ下記の特徴を持つ赤道ケルビン波、赤道ロスビー波が挙げられる。

赤道ケルビン波:

- ・振幅は赤道で最大、緯度方向に指数関数的に減少
- ・気圧、東西風偏差は赤道をはさんで南北対称
- ・高気圧偏差の領域が西風、低気圧偏差の領域が東風
- ・赤道域を速い速度で東進
- ・傾圧構造(上・下層で逆位相)

赤道ロスビー波:

- ・赤道からある程度離れた(ロスビー変形半径(約1500km)程度)ところが高・低気圧偏差のピーク²
- ・気圧偏差に沿った風偏差(例えば、低気圧領域では、北半球は反時計回り、南半球は時計回り)
- ・ゆっくり(赤道ケルビン波の東進する速さの1/3)と西進
- ・傾圧構造(上・下層で逆位相)

第3.4-1図は、これらを模式的に示したもので、熱源の北西・南西側には赤道ロスビー波に対応する下

層低気圧性循環偏差と上層高気圧性循環偏差、熱源の東側の赤道域には赤道ケルビン波に対応する下層東風、上層西風偏差という、松野・ギル応答が見られ、季節予報支援資料や異常天候の解説等でも、しばしば参照されている。

(2) 熱帯の対流活動に対する中・高緯度への影響

(1)は静止大気での話であるが、基本場として偏西風、特にジェット気流などを含む場合には、熱帯の対流活動による大気循環への影響は中・高緯度により大きく及ぶ。第3.4-2図は、Jin and Hoskins (1995)による、赤道に定常的な熱源を与えたときの大気循環の応答である。左列((a), (b))は背景場がない場合で、先の第3.4-1図と同じ状況を示している(等値線は流線関数³を示していることに留意)。このとき、中・高緯度には強い応答は見られない。

右列((c), (d))は冬(12~2月)の帯状平均を背景場として左列と同様の熱源を与えたときの大気循環の応答を示している。熱帯では左列(背景場のないとき)と同様の松野・ギル応答のような偏差が見られる。これに加えて、北太平洋には、北東方向(下流)に波列状の応答が見られている。この波列は、第3.2節で述べた定常ロスビー波と同様に、等価順圧な構造(上・下層とも同じ流れの偏差)となっており、熱帯の対流活動による加熱の影響で、中・高緯度の偏西風帯にロスビー波が励起されたことが反映されている。

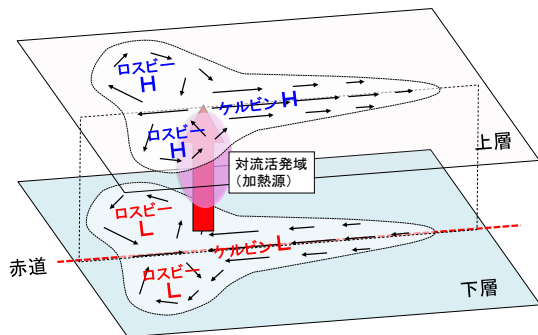
なお、熱帯の対流活動が中・高緯度の偏西風帯のロスビー波を引き起こすきっかけとしては、次の2つのケースが考えられる。

- ・熱帯の対流活動の活発(不活発)による赤道ロスビー波に対応する上層の高(低)気圧性循環の一部が、亜熱帯ジェット気流近傍(鉛直西風シアのある領域)と重なる場合、傾圧的な赤道ロスビー波の一部が順圧的なロスビー波に変換され、偏西風の下流へ等価順圧なロスビー波が伝播する。

¹ 平井 雅之

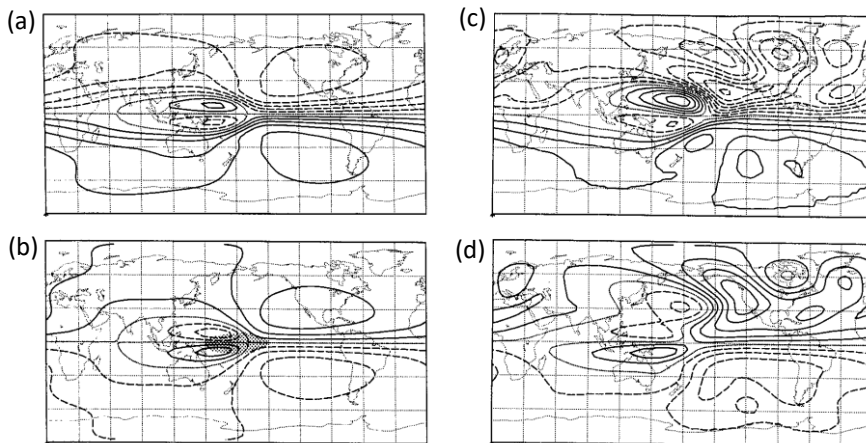
² ここでは最も大きな南北スケールをもつ成分について示す。

³ 流線関数は、大気の大規模な流れについて、流れに平行な成分と直交する成分(発散・収束)に分けたときの、平行な成分を表す量。正(負)の値の場合、右(左)回りの流れを表すように定義される。例えば、北半球では、正(負)の値の場合、高気圧性(低気圧性)循環を表す。



第 3.4-1 図 松野・ギル応答の模式図

Matsuno(1966)や Gill(1980)をもとに、赤道上に対流活動活発域を想定したときの熱帯の大気循環の応答の模式図。



第 3.4-2 図 Jin and Hoskins (1995)による、赤道に定常的な熱源を与えたときの大気循環の応答

左列(a), (b)は背景場がない静止大気中の上層及び下層の流線関数の応答、右列(c), (d)は12~2月の帯状平均を背景場として同様の熱源を与えたときの大気上層及び下層の流線関数の応答を示す

© American Meteorological Society. Used with permission.

・熱帯域の対流活動活発(不活発)による上層の発散(収束)風が、亜熱帯ジェット気流近傍に上層高(低)気圧性の循環を励起させる⁴。

3.4.2 熱帯の季節内変動

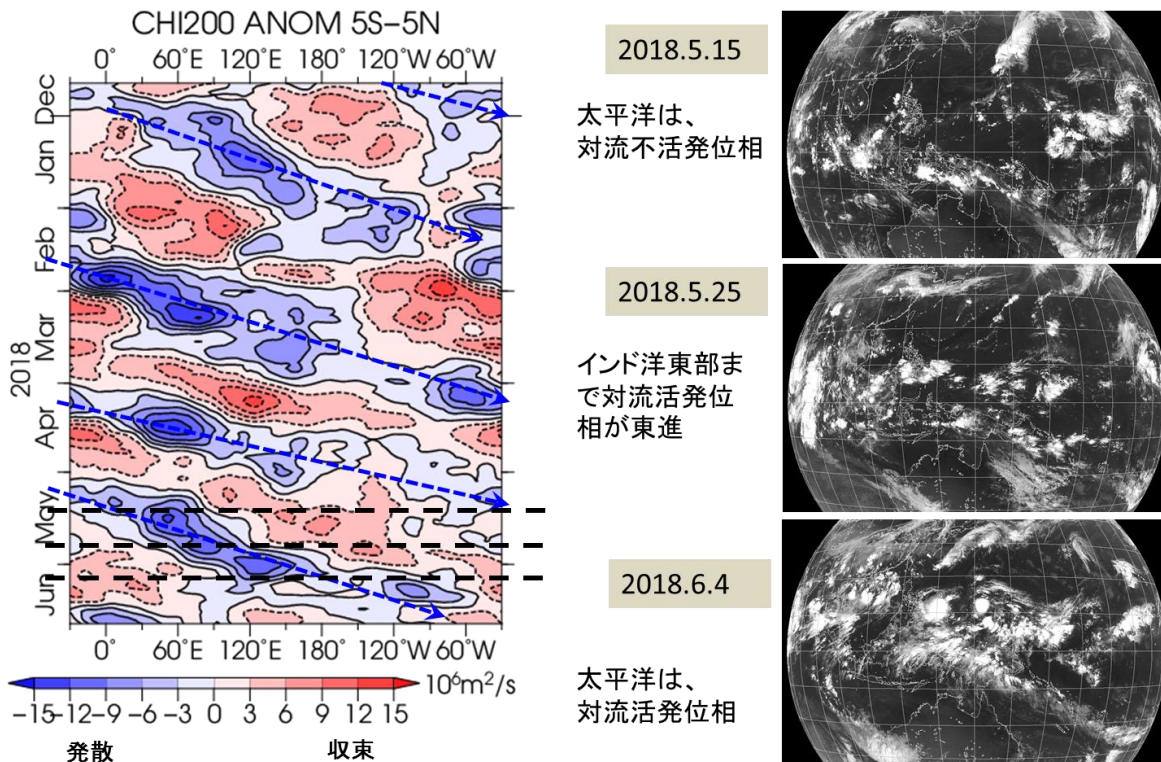
熱帯では、対流活動の活発・不活発な傾向を示す領域が、赤道を1周する、マッデン・ジュリアン振動(Madden-Julian Oscillation: MJO, Madden and Julian, 1971, 1972)が見られ、これは熱帯の季節内の時間スケールで最も卓越する変動として知られている。MJOの振幅の変動は大きく、明瞭に見られるときもあれば、不明瞭で東進が連続的に見られないときもある。MJOが東進する速度は、対流活動と結びつきが強いときに

は遅くなり、およそ30から60日かけてゆっくりと赤道を東進する傾向がある。一方、対流活動との結びつきが弱いときは、気圧・風偏差が赤道ケルビン波のように速く東進し、およそ2週間程度で全球を一周することもある。なお、実際の季節予報の支援資料等での解説では、対流活動と気圧・風偏差が結びついたMJOの遅い東進と対流との結びつきが弱い気圧・風偏差の速い東進を明確に区別せず、「熱帯の季節内変動の東進は...と見込まれる」と解説することが多い。

MJOを含む熱帯の季節内変動の診断には、上層の大規模発散・収束を表す赤道域の200hPa速度ポテンシャル(量)⁵がしばしば使われる。なお、実況の監

⁴ 亜熱帯ジェット気流が流れる緯度では、絶対渦度(相対渦度+惑星渦度)の南北の傾きが大きく、熱帯の対流活動活発に伴う発散風によって低緯度側の小さな渦度が北向きに移流されることにより(渦度の小さな)高気圧性の渦が作られる。特に、ジェット気流近傍では絶対渦度の緯度変化が大きく、渦度が効果的に生成される。負の渦度が効果的に生成されることについては、渦度方程式を用いて説明する必要がある(平成24年度季節予報研修テキスト第5.3.2節付近を参照していただきたい)。

⁵ 速度ポテンシャルは、大気の大規模な流れについて、流れに平行な成分と直交する成分(発散・収束)に分けたときの、発散・収束成分を表す量で、負(正)の値が大きいほど、大規模発散(収束)が強いことを意味するように定義される。熱帯では対流活動が活発なほど、速度ポテンシャルが上層で小さく、下層で大きくなる(上層発散・下層収束)。



第 3.4-3 図 2018 年前半の熱帯季節内変動の例

左列は、JRA-55 による赤道域 (5°S~5°N) の大気上層 200hPa の速度ポテンシャル偏差の時間経度断面図。黒破線は、右図の参考とするため、5 月 15 日、25 日、6 月 4 日の時期を示す。青矢印は、上層発散偏差の東進を示す。

右図は、上から 2018 年 5 月 15 日、25 日、6 月 4 日の気象衛星赤外面像 (ひまわり) で、画像中央の経線が 140°E。

視には OLR⁶も多用される。第 3.4-3 図は、2018 年前半の赤道域の 200hPa 速度ポテンシャル平年偏差の時間経度断面図である。上層の発散偏差と収束偏差に対応する速度ポテンシャルの負偏差域と正偏差域がそれぞれ東進している様子が見られる。右図に、5 月中頃から 6 月はじめにかけての太平洋西部を中心とした気象衛星 (ひまわり) の赤外面像を示す。5 月 15 日時点では、太平洋は対流不活発位相 (上層収束に対応する速度ポテンシャル正偏差) が位置しており、太平洋西部の熱帯域の対流雲は少ない。5 月 25 日時点では、対流不活発位相が太平洋の日付変更線の東側まで東進する一方、インド洋には対流活動の

活発位相 (速度ポテンシャル負偏差) が東進し、衛星画像でもインド洋には対流雲が多く、太平洋東部は依然として対流雲の少ない状態が続いていることが確認できる。6 月 4 日には、対流活動の活発位相が太平洋に東進し、衛星画像でも対流雲が多く発生していることが確認できる。このように、個々の対流雲が赤道域を一周東進しているわけではないが、対流活動活発・不活発になりやすい領域が、季節内変動に伴い東進している。

3.4.3 熱帯の季節内変動の日本付近への影響

第 3.4.1 項で示したように、季節内変動などにより熱帯の対流活動が変わると、偏西風帯にロスビー波が励起され、下流 (東) へ並エネルギーが伝播してロスビー波列が作られることで、中・高緯度へも影響が及ぶ (Matthews et al. 2004)。MJO に関わる中・高緯度への具体的な遠隔影響については、多くの研究が行わ

⁶ 大気上端の外向き長波放射量 (Outgoing Longwave Radiation; OLR) は、雲頂や地表面から射出された長波放射を表す。熱帯では層状雲より対流雲が卓越するため、値が小さいほど積乱雲の発生・発達が生起 (積雲対流の活発傾向) なことを意味する (気象衛星の赤外面像で、より白く写る状況をイメージするとよい)。

れてきた。例えば、MJO と太平洋—北米パターン (PNA パターン) の関連は、第 3.2.2 項で解説したとおりである。また、Henderson et al. (2016) は、MJO と北半球高緯度の各地域のブロッキング頻度の関連について調べた。日本の天候に影響の大きい北太平洋高緯度 (140°E~160°W) のブロッキング頻度は、対流活動の活発位相がインド洋西部からインドネシア付近へ東進するときに小さく、対流活動の活発位相が太平洋西部から東部、大西洋へ東進するときに大きくなることを示した。これには、MJO に伴う対流活動によって励起された亜熱帯ジェット沿いのロスビー波列によって、中・高緯度の高度の南北勾配が増大または減少することが、ブロッキング頻度の増加・減少に影響することを指摘している。

Takahashi and Shirooka (2014) は、北半球冬季の北太平洋のストームトラックの活動度⁷と MJO の位相との関連について、エルニーニョ・ラニーニャ現象時に分けて示した。MJO の対流活動の活発位相がインド洋から海洋大陸にあるときは、ラニーニャ現象時は北太平洋の西部 (日本の東を含む) で、エルニーニョ現象時は北太平洋の中部 (日本のるか東海上) でストームトラックの活動度が大きくなる。MJO の対流活動の活発位相が太平洋西部から中部にあるときは、ラニーニャ現象時は高緯度でストームトラックの活動度が弱く、エルニーニョ現象時は北太平洋の中緯度で強くなる傾向があることを示した。

また、北大西洋振動 (North Atlantic Oscillation: NAO) との関係についても調べられており、Cassou (2008) では、MJO の対流活動の活発位相が太平洋西部か中部を東進するときに正の NAO、太平洋東部から大西洋を東進するとき負の NAO が現れやすいことが示された。

このような MJO による大気循環への影響を踏まえて、Matsueda and Takaya (2015) は、MJO の位相と顕著な気温の出現頻度の統計関係が全球的に及んでいることを示した。また、それによると、気象庁の1か月アンサンブル予報システムの再予報において、MJO の振幅が大きい時には予測 2 週目の顕著な気温の予測

精度が平常なときに比べて高くなることを示した。このため、MJO と日本付近への影響を把握しておくことは、2週間気温予報等の予報作業で有用と言える。

以下では MJO をふくむ熱帯季節内変動の日本付近への影響の特徴を示すが、冬と夏でその特徴に違いがあることが知られているため、冬と夏に分けて示す。

(1) MJO の日本付近への影響 (冬)

遠藤と原田 (2008) は、MJO と日本の冬の天候との関連について示した。ここでは、遠藤と原田 (2008) で示された知見について、現用の大気再解析データである気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55; 古林ほか, 2015) を用いて再計算したもので解説する。

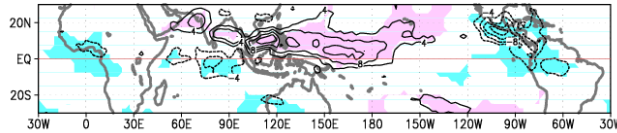
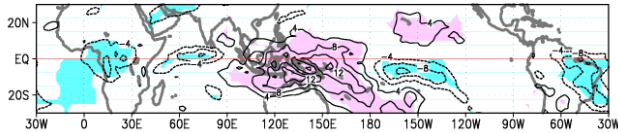
MJO の位相や振幅の監視には、しばしば MJO 指数 (Wheeler and Hendon 2004) を基にした方法が用いられる⁸。第 3.4-4 図に、MJO の位相を 8 つの位相に層別化したときの OLR の合成図を示す。位相 1 から 8 は、対流活動の活発位相がインド洋から太平洋、大西洋へ東進することに対応している。

第 3.4-5 図は、MJO の位相ごとの日本付近の 850hPa 気温の合成図を示している。MJO の対流活動の活発位相がインド洋西部に位置するときは日本付近で高温傾向、インドネシアから太平洋西部に位置するときは低温傾向が見られる。このうち、日本付近で高温及び低温傾向が見られた、位相 2 (対流活動の活発位相がインド洋西部に位置し日本付近が高温傾向) と位相 6 (対流活動の活発位相がインドネシアから太平洋西部に位置し日本付近が低温傾向) の各要素の合成図を、第 3.4-6 図に示す。

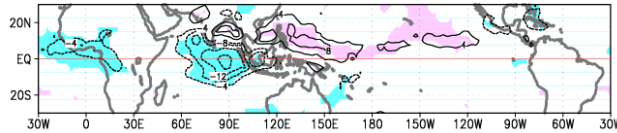
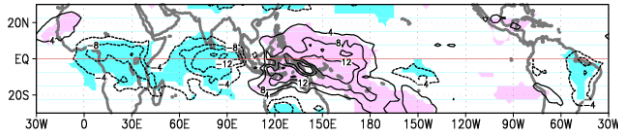
⁷ 運動エネルギー・じょう乱成分の鉛直平均 (925~200hPa)

⁸ オリジナルの方法と比べて、代替の要素を使う (OLR の代わりに 200hPa 速度ポテンシャル) ことがある。

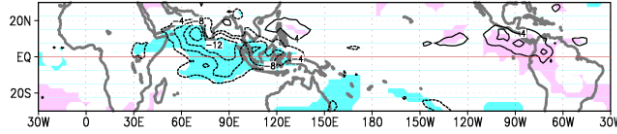
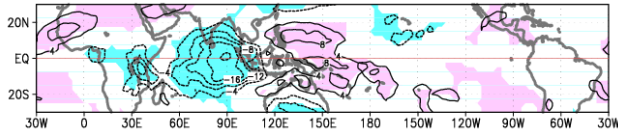
位相1 (大西洋 ~アフリカ)



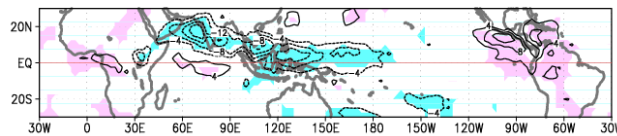
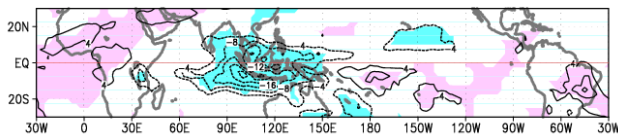
位相2 (インド洋西部)



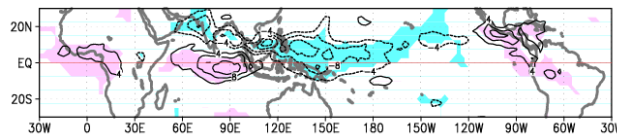
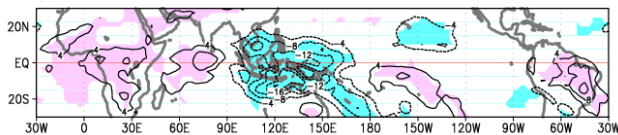
位相3 (インド洋中部)



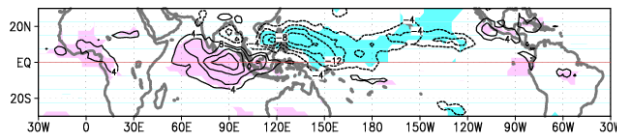
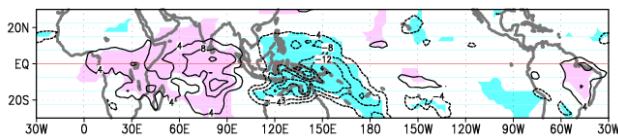
位相4 (インド洋東部)



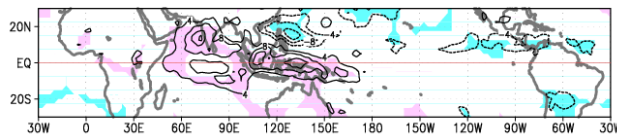
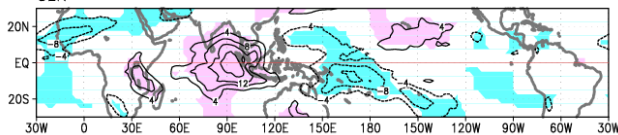
位相5 (インドネシア)



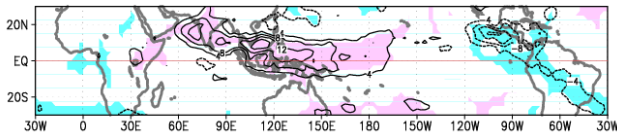
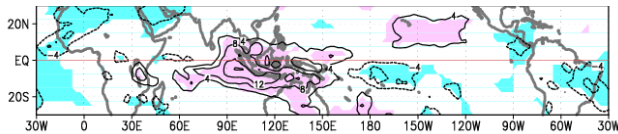
位相6 (太平洋西部)



位相7 (太平洋中部~太平洋東部)

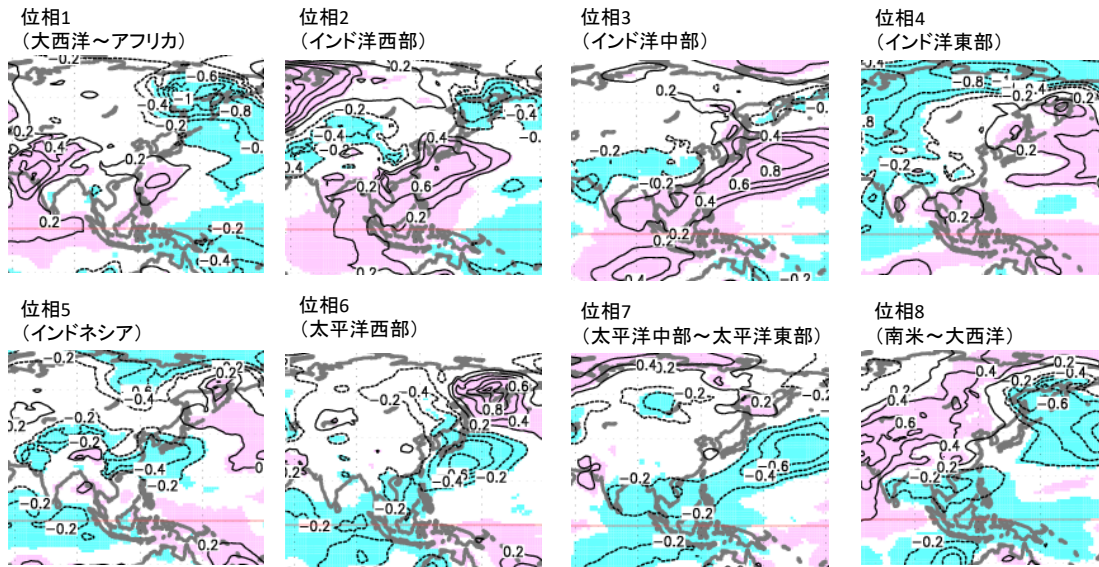


位相8 (南米~大西洋)

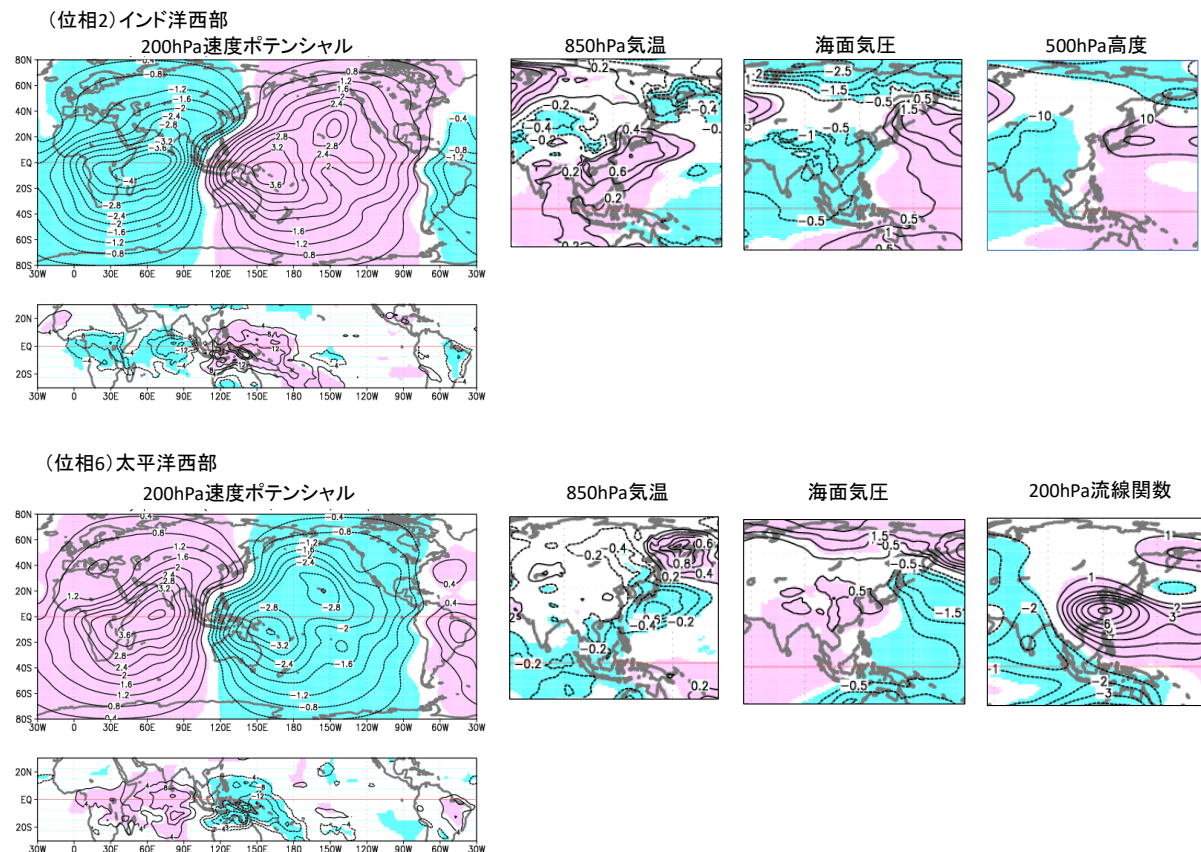


第 3.4-4 図 冬(12~2月;左)と夏(6~8月;右)の MJO の位相ごとの OLR 偏差の合成図

MJO 指数の振幅が 1 以上の事例の合成図を示す。等値線は OLR 偏差で 4W/m^2 ごと、陰影は 95% の水準で統計的に有意な領域を示す。MJO 指数は、Wheeler and Hendon (2004) を基に、JRA-55 の風と米国海洋大気庁 (NOAA) 気候予測センター (CPC) の OLR データにより再計算した。統計期間は、それぞれ 1979/80 冬~2011/12 冬、及び 1980 年夏~2012 年夏。



第 3.4-5 図 冬(12~2月)の MJO の位相ごとの日本付近の 850hPa 気温偏差の合成図
 計算方法は第 3.4-4 図と同様。等値線は気温偏差で 0.2°C ごと、陰影は 95% の水準で統計的に有意な領域を示す。



第 3.4-6 図 冬(12~2月)の MJO 位相が 2(対流活動の活発位相がインド洋西部)と位相 6(対流活動の活発位相がインドネシアから太平洋西部)の各要素の合成図
 上段は位相 2 の 200hPa 速度ポテンシャル(等値線の間隔は $0.4 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)、OLR(同 $4 \text{ W}/\text{m}^2$)、850hPa 気温(同 0.2°C)、海面気圧(同 0.5 hPa)、500hPa 高度(同 10m)の年平均偏差の合成図を示す。下段は位相 6 の合成図で、500hPa 高度の代わりに 200hPa 流線関数(等値線の間隔は $1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)を示す。計算方法は第 3.4-4 図と同様。

対流活動の活発位相がインド洋西部に位置するとき(第3.4-6図上段)には、海面気圧は日本の東で高く、西高東低の冬型の気圧配置が弱い。500hPa 高度は日本付近では東海上ほど高く、上空の偏西風が南西から北東に流れやすく、北からの寒気の流れ込みは弱い(予報現場で言われる西谷パターンの)状況となっている。これに対応して、下層気温は、特に東日本以西で高温傾向となっている。高温域はさらに日本の南海上からフィリピン付近まで広がり、北西の季節風に伴う下層寒気の流れが全体的に弱いことがうかがえる。また、フィリピンの東には、熱帯太平洋の MJO の対流不活発に対応して海面気圧が高くなっており、その北縁にあたる東シナ海から本州南岸にかけては、海面気圧が東西に相対的に低く、描画領域の上端にあたる OLR は小さくなっており、太平洋側は低気圧の影響を受けやすいことが考えられる。

対流活動の活発位相がインドネシアから太平洋西部に位置するとき(第3.4-6図下段)には、海面気圧では西高東低の冬型の気圧配置を強める偏差分布となっている。上層には華中東岸に高気圧性循環偏差、日本の東で低気圧性循環偏差の波列が見られ、日本付近の上層の流れは北西から南東の流れ(北から寒気の流れ込みやすい状態)となっている。この波列は、MJO の対流活動活発・不活発域に対応した太平洋西部での上層発散偏差(対流活動活発傾向)と整合的である。また、上層の流れに対応して、日本付近は東日本以西に低温傾向が見られる。なお、使用したデータや期間が異なる Matsueda and Takaya (2015)では北日本付近で顕著な低温の出現頻度が大きくなる傾向が示されており、日本付近は全体的に低温傾向が現れやすいと考えておくのがよいと考えられる。

先に述べた Takahashi and Shirooka(2014)によると、MJO の位相による北太平洋のストームトラックの活動の特徴は、エルニーニョ・ラニーニャ現象により異なることから、将来的には、MJO と日本の天候の関連についても、エルニーニョ・ラニーニャ現象により層別化した形で知見が整理できるとよいと考える。

(2) 熱帯季節内変動の日本付近への影響(夏)

北半球の夏季には、アジアモンスーンの季節進行と関連して、インド洋から太平洋西部における熱帯季節内変動に関わる対流活動の変動が赤道より北側の熱帯域で大きくなる(Lee et al. 2013)。また、夏のインド洋から太平洋西部では、赤道付近を対流活動活発・不活発域が東進する成分だけではなく、北進する成分も見られる(第3.4-4図右列)。例えば、位相1から4で対流活動の活発位相がインド洋からインドネシア付近を東進するとき、それから若干遅れてアラビア海(位相2)やベンガル湾(位相3)など、インド洋北部に対流活動活発域が見られる。同様に、位相4から7でインドネシアから太平洋の赤道付近を対流活動の活発位相が東進するとき、フィリピンからマリアナ諸島付近に対流活動活発域が見られる。このような夏に見られる対流活動活発・不活発域の北進は、MJO と付随した現象という見方ができる一方、MJO と積極的に区別して夏の季節内振動(Boreal Summer Intraseasonal Oscillation; BSISO)と呼ばれることも多い⁹。

夏の熱帯季節内変動は、熱帯域のモンスーン入りのタイミングに影響を与える(Wheeler and Hendon 2004)。また、季節内変動は各地域の熱帯低気圧の発生や活動度にも影響を与え(Klotzbach 2014)、数値予報モデルの予測2週目でも概ね再現することができる(Lee et al. 2018)。北西太平洋での熱帯低気圧の発生や活動度は、MJO の対流活動の活発位相が太平洋を東進しているとき(位相5, 6付近)大きく、インド洋を東進しているとき(位相2, 3付近)小さい。なお、Lee et al.(2018)では、気象庁の全球EPSをはじめとした世界の主要な数値予報機関のモデルの予測特性が示され、それによれば全球EPSの予測2週目では熱帯低気圧発生数は過少ではあるものの、MJO の位相別の発生傾向は解析に近いと指摘されている。

BSISOの監視指数はKikuchi et al. (2012)やLee et al.(2013)などにより提唱され、気候監視の現場でも利用されている。第3.4-7図は、Lee et al.(2013)と同

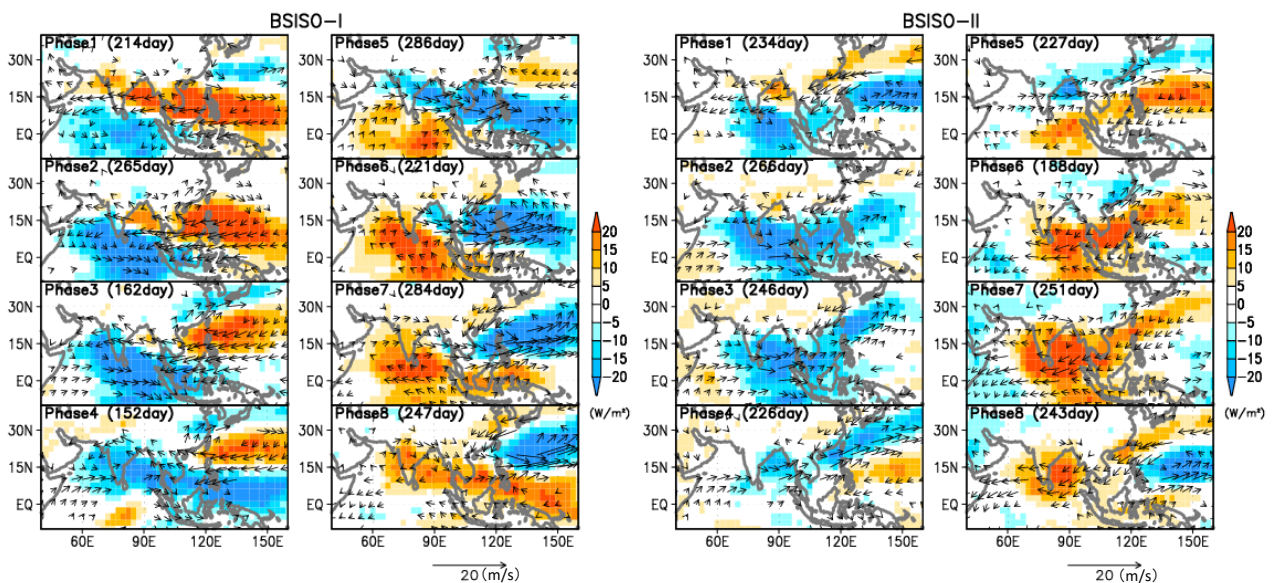
⁹ 1か月予報の支援資料などの解説では、季節内変動の北進モードと書かれることが多い。

じ手法で JRA-55 の解析データを用いて気象庁の平年値期間(1981~2010年)で再計算した、BSISO の位相別の合成図である。BSISO は熱帯インド洋や太平洋西部を北東進するモード(Yasunari 1979)と、北西進するモード(Murakami 1984)の2つの変動の大きな領域に分けられ、それぞれ BSISO-1, -2 と示されることもある。BSISO-1 の合成図に着目すると、位相1から4(5から8)では、インド洋北部を対流活動活発(不活発)域が北東進する傾向が見られる。また、BSISO-2 では、位相1から3にかけてフィリピンからベンガル湾を対流活動活発域が北西進、位相4ではベンガル湾から本州の南にかけて対流活動活発域が西から東へ広がる傾向が見られる。なお、インド洋から太平洋西部で対流活動活発・不活発域の北進はしばしば見られるものの、MJO に比べて BSISO の位相の移り変わりは明瞭に見られないことも多く、位相の移り変わりについては参考程度として、後で例示するように対流活動に関わる要素の緯度時間断面図で確認するのがよいと考える。

夏の季節内変動は、主にフィリピン付近の対流活動の変動に関連したテレコネクションを通じて、日本の天候にも大きな影響を与える。夏の日本の天候に大きな影響を与えるテレコネクションパターンとして、

古くから Pacific-Japan (PJ) パターンが知られている(Nitta 1987)。PJ パターンは、第3.2.2項で解説されているように、熱帯太平洋西部(フィリピン付近)の対流活動の変化に伴って、そこから日本付近、北太平洋に向かう波列として見られるテレコネクションパターンである。

なお、Nitta(1987)で示された PJ パターンでは、フィリピン付近と本州付近の高度・気圧場が逆偏差パターンとなるが、実際には太平洋西部といっても対流活動の活発域の場所により波列パターンがずれ、日本付近への影響の仕方も異なるため、「フィリピン付近で対流活動活発=日本付近は太平洋高気圧に覆われやすい」と安易に考えることには懸念がある。第3.4-8図は、7から8月の太平洋西部のいくつかの領域の降水量と海面気圧の相関を示している。20°N 帯のフィリピン付近が多雨のときは、本州付近で気圧が高く、太平洋高気圧に覆われやすいことを見込まれる。Nitta(1987)で示されたオリジナルの PJ パターンは、これに近い。一方、10°N 帯のフィリピン付近が多雨のときは、統計的に有意ではないものの本州の南東海上で気圧が高く、本州付近は太平洋高気圧の縁辺に位置し、湿った空気の影響を受けやすいと見込まれる。また、対流活動活発域が 140°E より東に位置するときも、そ



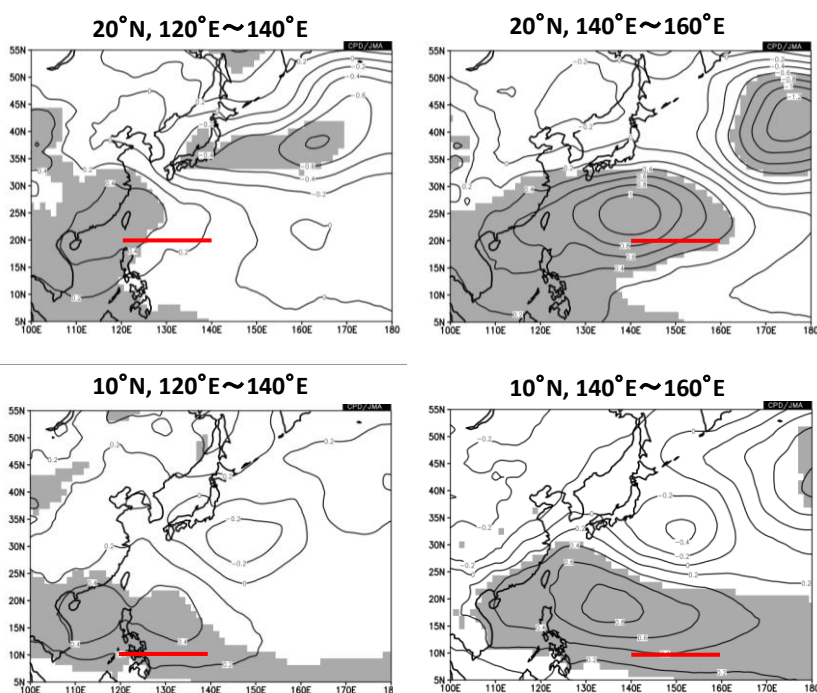
第 3.4-7 図 BSISO の位相別の OLR 偏差(陰影)と 850hPa 風偏差(矢印)の合成図

左は BSISO-1、右は BSISO-2 の位相別の合成図を示す。Lee et al.(2013)を基に、JRA-55 の解析データの平年値期間 1981~2010 年で再計算したもの。

の北側の高気圧性偏差は日本の東へ位置し、縁辺の湿った空気の影響を受けやすくなる。

最後に2017年8月に見られた熱帯季節内変動の例を示す。2017年8月は、北日本と東日本太平洋側では前線やオホーツク海高気圧に伴う冷たく湿った気流により、顕著な日照不足となり、特に東北太平洋側は記録的な寡照(統計開始は1946年)となった。一方、沖縄・奄美を中心に九州にかけては太平洋高気圧に覆われやすく顕著な高温と多照になった¹⁰。赤道域の上層発散場の時間経度断面図によりMJOとして熱帯季節内変動が東進するモードを見ると(第3.4-9図左)、日本の天候に影響を及ぼす太平洋西部では7月中旬頃に対流活動の活発位相が通過した後、8月はじめには対流不活発位相が通過している。北進モードの監視には、BSISO指数のほかに、ある経度帯のOLRなどの緯度時間断面図もよく使われる。日本付近の経度帯のOLRと下層の流線関数の緯度時間断面図

では、太平洋西部の赤道域を対流不活発位相が東進した8月はじめに対流不活発域(下層高気圧性循環偏差で太平洋高気圧の張り出しの強い領域)が10°N付近に位置し、8月終わりにかけて30°N付近まで北上している(第3.4-9図右)。この対流不活発及び下層高気圧性循環偏差の北進を平面図で示したものが第3.4-10図である。8月上旬から中旬にかけて、フィリピンの東で下層高気圧性循環偏差となり、さらに北へ波列パターンが見られ(負のPJパターン)、本州付近は低気圧性循環偏差、北海道の北は高気圧性循環偏差が見られる。この時期の海面気圧を見ると(第3.4-11図)、沖縄・奄美から本州の南海上では太平洋高気圧が強いものの、日本海中部から東日本は東西に気圧が低く前線帯となり、オホーツク海はオホーツク海高気圧に対応した高気圧偏差が見られる。オホーツク海高気圧の発生の直接のトリガーは、偏西風の蛇行に伴うシベリアでの上層リッジの発達である



第3.4-8図 7~8月の太平洋西部の熱帯域のOLRに対する海面気圧の回帰係数

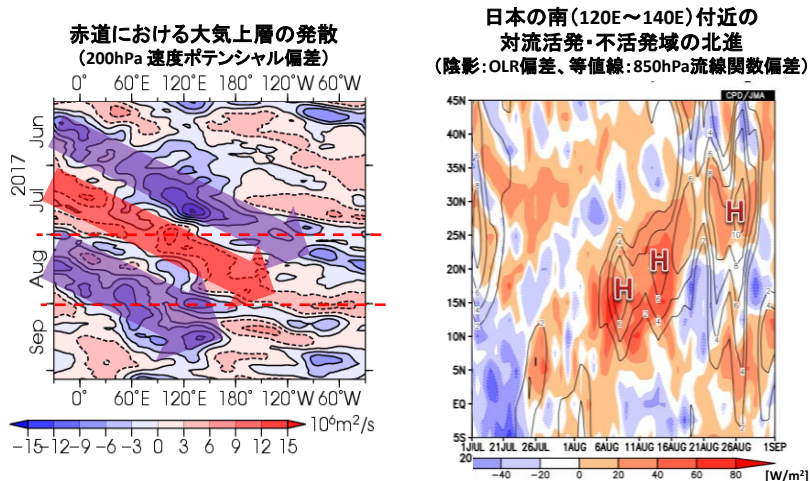
各図の赤の領域(緯度経度を図上に示す)のOLRに対する海面気圧の回帰係数(等値線、0.2hPaごと)を示す。陰影は、95%の水準で統計的に有意な領域を示す。統計期間は1979年~2018年。海面気圧はJRA-55、OLRは米国海洋大気庁(NOAA)気候予測センター(CPC)の解析データを用いた。

¹⁰ 詳細は、気候変動監視レポート2017(気象庁, 2017)のトピックスIを参照のこと。

https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/monitor/2017/pdf/ccmr2017_topics.pdf

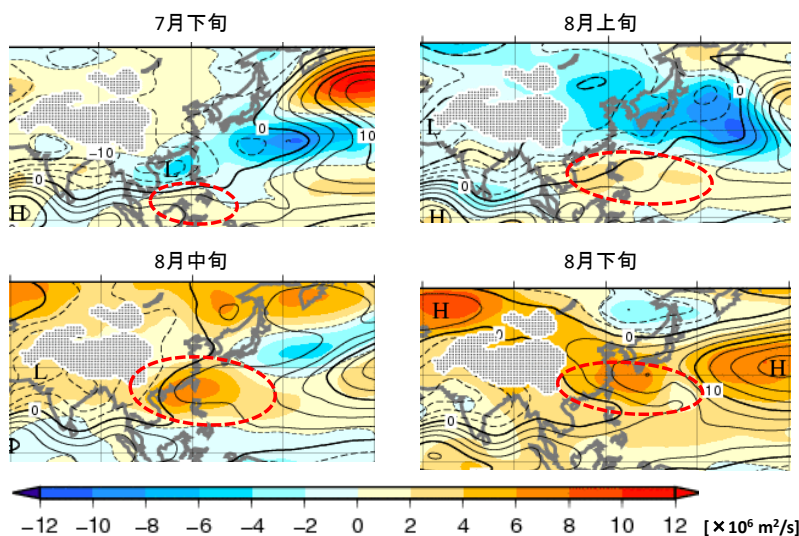
が(第 3.5 節)、太平洋西部の対流不活発から負の PJ パターンを通じてオホーツク海周辺の高度場が上がりやすく、オホーツク海高気圧の発生に寄与しているとみられる。8 月下旬は、負の PJ パターンの波列が北へずれ、西日本以南は下層高気圧性偏差となり、太平洋高気圧に覆われやすく高温・多照となった。北・東

日本では、オホーツク海高気圧は解消したものの、太平洋高気圧の北縁に位置したため低気圧や前線の影響を引き続き受けやすく、日照不足の状態が続いた。



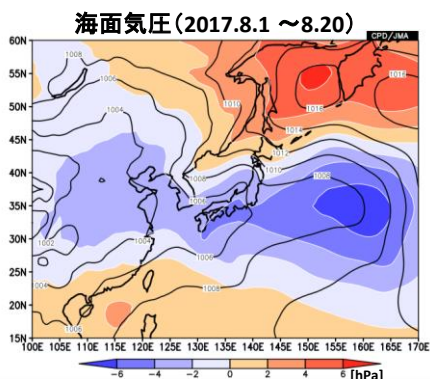
第 3.4-9 図 2017 年夏に見られた熱帯季節内振動

左図は、(5°S~5°N)の大気上層 200hPa の速度ポテンシャルの時間経度断面図で、上層発散(青)、収束(赤)偏差の東進を矢印で示す。右図は、日本の南(120°E~140°E)の OLR (陰影)と 850hPa 流線関数(等値線)の緯度時間断面図で、図中の H マークは、流線関数の正偏差の極大(下層の高気圧性循環偏差の極大)かつ OLR の大きい領域を示す。



第 3.4-10 図 2017 年夏の 850hPa 流線関数の推移

等値線は 850hPa 流線関数、陰影は 850hPa OLR 偏差を示す。熱帯季節内変動の北進モードに対応して、フィリピンから日本の南を正偏差域が北上している(赤縞線で示された領域)。



第 3.4-11 図 2017 年 8 月 1 日から 20 日の海面気圧

等値線は海面気圧で 2hPa ごと。陰影は海面気圧の平年偏差を示す。

参考文献

- 遠藤洋一, 原田やよい, 2008: マッデン・ジュリアン振動と冬季の日本の天候及び循環場との関係, *天気*, **55**, 159-171.
- 気象庁, 2017: 2017年8月の北・東日本太平洋側の不順な天候と沖縄・奄美の顕著な高温, 気候変動監視レポート2017, 1-3.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷 昌己, 小野田浩克, 大野木和敏, 釜堀弘隆, 小林ちあき, 遠藤洋和, 宮岡健吾, 高橋清利, 2015: 気象庁 55年長期再解析(JRA-55)の概要. 平成26年度季節予報研修テキスト第2章, 気象庁地球環境・海洋部, 66-115.
- Cassou, C., 2008: Intraseasonal interaction between the Madden-Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation. *Nature*, **455**, 523-527.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
- Henderson, S. A., E. D. Maloney, and E. A. Barnes, 2016: The influence of the Madden-Julian oscillation on Northern Hemisphere winter blocking. *J. Climate*, **29**, 4597-4616.
- Jin, F. and B. J. Hoskins, 1995: The direct response to tropical heating in a baroclinic atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 307-319.
- Kikuchi K, B. Wang, Y. Kajikawa 2012: Bimodal representation of the tropical Intraseasonal oscillation. *Clim. Dyn.*, **38**:1989-2000.
- Klotzbach, P. J., 2014: The Madden-Julian oscillation's impacts on worldwide tropical cyclone activity. *J. Climate*, **27**, 2317-2330.
- Lee, J. Y., B. Wang, M. C. Wheeler, X. Fu, D. E. Waliser, and I. S. Kang, 2013: Realtime multivariate indices for the boreal summer intraseasonal oscillation over the Asian summer monsoon region. *Clim Dyn.*, **40**, 493-509.
- Lee, C.-Y., S. J. Camargo, F. Vitart, A. H. Sobel, and M. K. Tippett, 2018: Subseasonal tropical cyclone genesis prediction and MJO in the S2S dataset. *Wea. Forecasting*, **33**, 967-988.
- Madden, R., and P. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- Madden, R., and P. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.
- Matsueda, S., and Y. Takaya, 2015: The global influence of the Madden-Julian oscillation on extreme temperature events. *J. Climate*, **28**, 4141-4151.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 24-43.
- Matthews, A. J., B. J. Hoskins, and M. Masutani, 2004: The global response to tropical heating in the Madden-Julian oscillation during the northern winter. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1991-2011.
- Mori, M., and M. Watanabe, 2008: The growth and triggering mechanisms of the PNA: A MJO-PNA coherence. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 213-236.
- Murakami, M., 1984: Analysis of the deep convective activity over the western Pacific and Southeast Asia. II: Seasonal and intraseasonal variations during northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 88-108.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Takahashi, C., and R. Shirooka 2014: Storm track activity over the North Pacific associated with the Madden-Julian Oscillation under ENSO conditions during boreal winter. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 10,663-10,683.
- Wheeler, M. C., and H. H. Hendon, 2004: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917-1932.
- Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the northern hemisphere summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **57**, 227-242.

3.5 日本の天候に影響を与える停滞性の高気圧¹

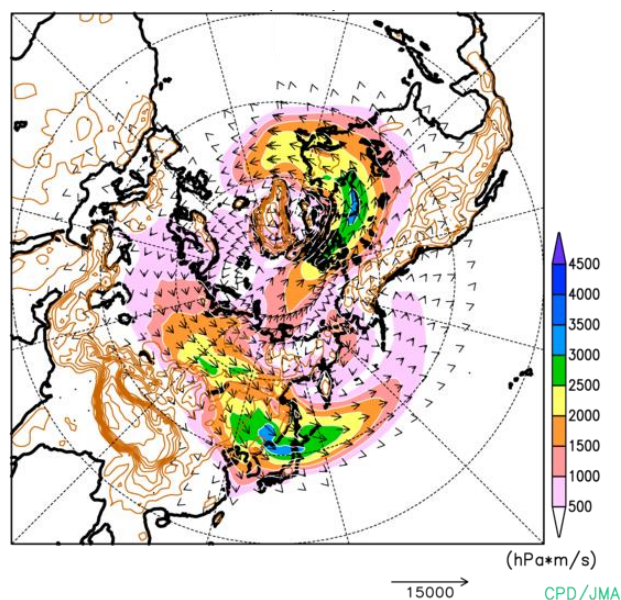
日本の天候は、冬は、大陸上のシベリア高気圧から吹き出す北西からの季節風の影響を受ける一方、夏になると、南の海上に位置する太平洋高気圧が優勢となり、高温多湿となるが、ときには日本の北東海上に位置するオホーツク海高気圧からの冷涼湿潤な気流の影響で、天候不順となることもある。本節では、日本の天候に影響を与える停滞性の高気圧(シベリア、オホーツク海、太平洋高気圧)について、その変動(特に季節内時間スケール)の特徴や要因を解説する。なお、藤川(2013)では、これらの高気圧の気候値的な特徴や形成メカニズム、経年変動について詳細な解説を行っているので、あわせて参照されたい。

3.5.1 シベリア高気圧

シベリア高気圧は冬にユーラシア大陸上で発達する停滞性の高気圧で、12月後半から1月前半の最盛期には中心付近の海面気圧(SLP)が1030hPaを超え、高気圧から吹き出す北西季節風によって東アジア周辺に寒気が流れ込むため、その変動は日本の冬の天候に大きな影響を及ぼす。第3.5-1図は、Iwasaki et al. (2014)に基づいて算出した1月の平年の大気下層の寒気の流れ(280K等温位面より下層の大気質量のフラックス; 寒気質量フラックス)であるが、シベリア高気圧の北東縁に沿ったユーラシア大陸東岸から日本付近にかけては、北米東岸とならび、高緯度帯の寒気が南へ流れ出す主要な経路であることがわかる。第3.5-2図は、1月下旬における日本の気温とSLPの相関係数で、日本のいずれの地域でも、気温が低いとき、シベリア高気圧の大陸東岸への張り出しが強い(等値線は平年のSLPを示す)傾向がみられる。北日本の気温はバイカル湖付近から中国東北区付近での高気圧の強まりと相関が高く、東日本は華北～華中、西日本は華中～華南、沖縄・奄美では華南～南シナ海のSLPと相関が高い。特に、華南方面へ高気圧が張り出すと、南シナ海や東南アジアへも寒気が流れ込み、これらの地域では気温低下だけでなく、積雲対流活動が活発となることもある(荻野, 2010)。

シベリア高気圧の季節内時間スケールでの増幅は、上空のブロッキング高気圧が関係していることが多い。Takaya and Nakamura (2005a, 2005b)は、シベリア上空でのブロッキング高気圧の発達について、①ユーラシア大陸上の寒帯前線ジェット気流に沿った上流からの波束伝播により、西シベリアでリッジが増幅、ブロッキング高気圧に発達する場合(大西洋型)、②北太平洋東部で発達したブロッキングが東シベリアに西進する場合(太平洋型)の二つがあることを示した。大西洋型は波列状の偏差パターンとして現れ、ユーラシア(EU)パターン(第3.2.2項)と似ている一方、太平洋型は西太平洋(WP)パターン(第3.3節)に近い。

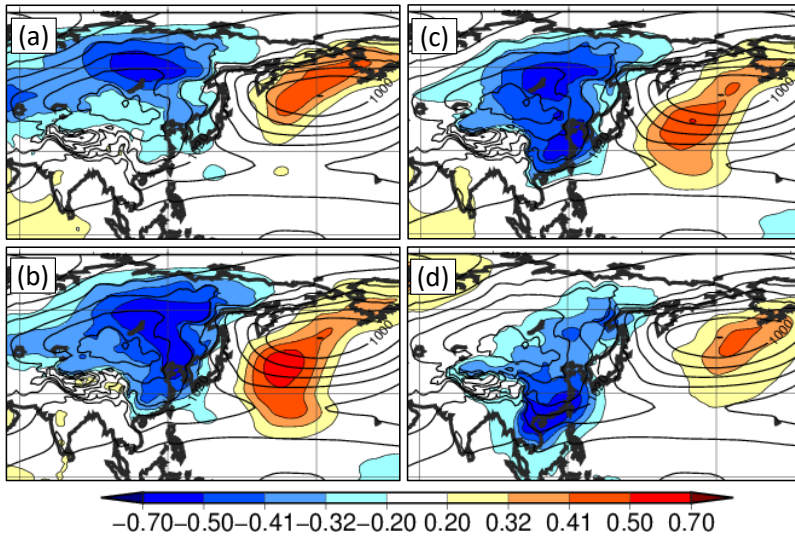
大西洋型として、第3.5-3図に日本付近に強い寒気が流れ込んだ2018年1月下旬の事例を示す。このとき、さいたま(埼玉県)では26日の日最低気温が観測史上1位の低温となる -9.8°C を記録するなど、東・西日本で気温がかなり低くなった²。ユーラシア大陸上では、寒気の流れ込みに先立つ1月中旬、寒帯前線ジェット気流に沿った波束伝播により、西シベリア付近でリッジが増幅し(同図(a))、ブロッキング高気圧となった(d)。シベリア高気圧は上空のリッジのやや南東を中心に発達(b)、次第に大陸東岸にかけて張り出し



第3.5-1図 1月の平年の寒気質量フラックス
280K等温位面より下層の大気質量のフラックス(矢印)とその大きさ(陰影)。1981～2010年平均。Iwasaki et al. (2014)に基づいて算出。茶色の線は標高(500m間隔)。

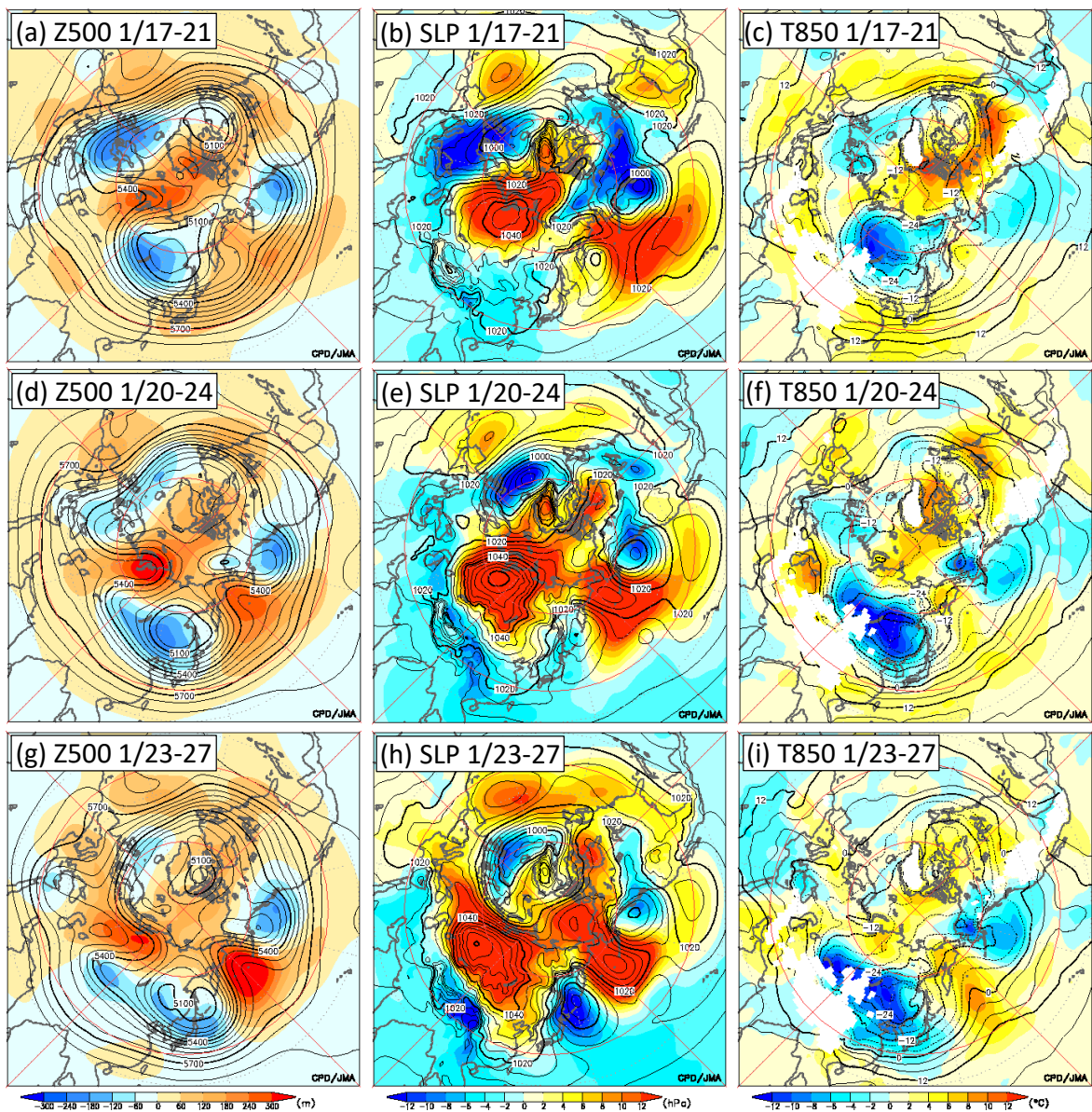
¹ 大野 浩史

² <https://www.jma.go.jp/jma/press/1802/01b/japan20180201.html>

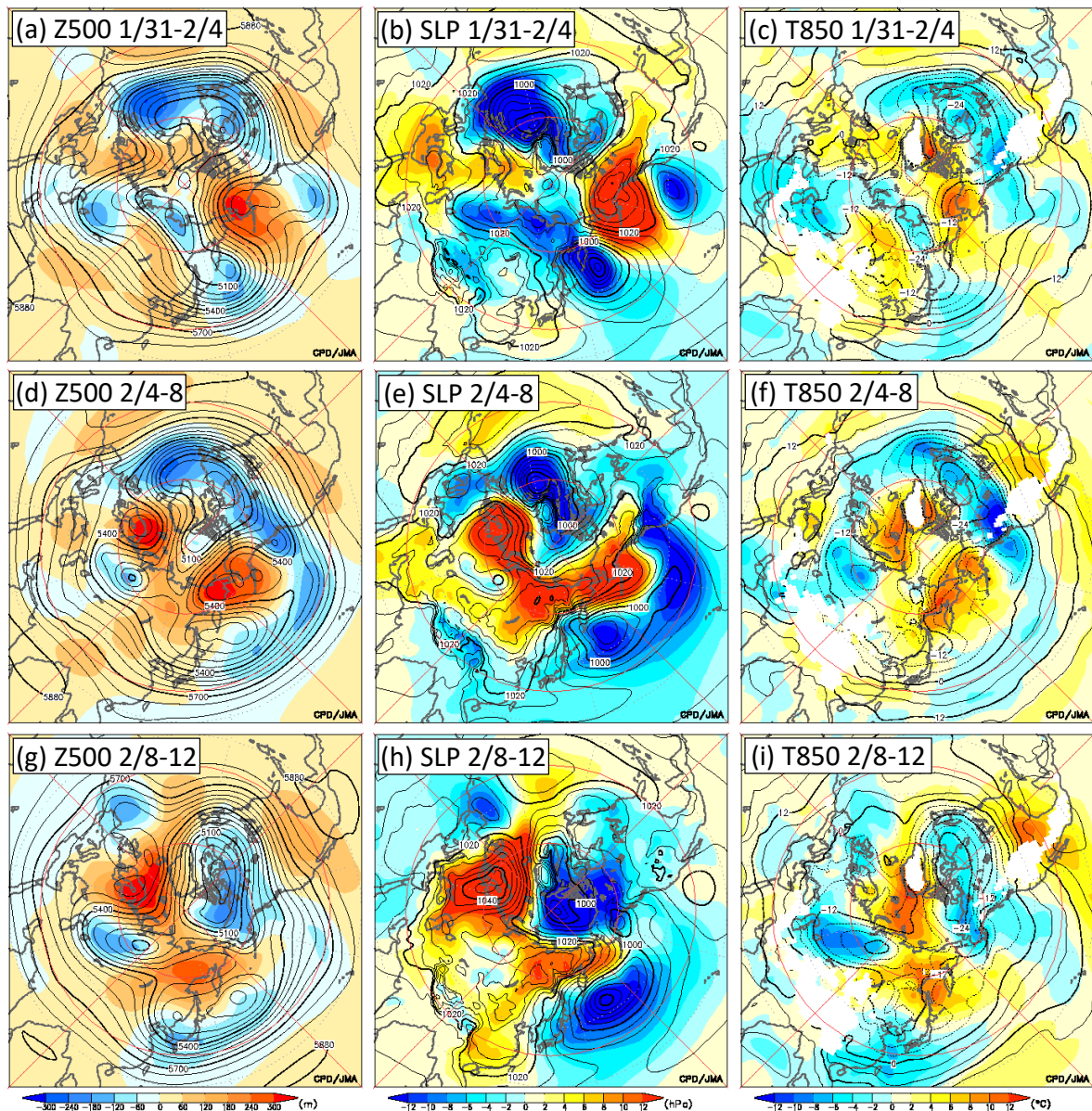


第 3.5-2 図 1 月下旬の (a)北日本、(b)東日本、(c)西日本、(d)沖縄・奄美の気温と SLP の相関係数

等値線は平年の SLP。統計期間は 1979～2017 年。相関係数 0.32、0.41 はそれぞれ 5%、1% の有意水準で有意となることに相当。地域平均気温は長期トレンドを除去後に相関係数を算出している。



第 3.5-3 図 2018 年 1 月後半の (a, d, g)500hPa 高度、(b, e, h)SLP、(c, f, i)850hPa 気温の推移 (a, b, c) 1 月 17～21 日、(d, e, f) 20～24 日、(g, h, i) 23～27 日の 5 日間平均。陰影は平年偏差。



第 3.5-4 図 2017 年 2 月前半の (a, d, g)500hPa 高度、(b, e, h)SLP、(c, f, i)850hPa 気温の推移 (a, b, c) 1 月 31 日～2 月 4 日、(d, e, f) 2 月 4～8 日、(g, h, i) 8～12 日の 5 日間平均。陰影は平年偏差。

(e)、日本付近で冬型の気圧配置が強まった(h)。このため、バイカル湖付近に蓄積していた強い寒気(c)が日本付近に流れ込んだ(f, i)。鉛直構造としては、通常、ブロッキング直下では順圧的な暖かい高気圧偏差となるが、その東側では、高気圧東縁の北風偏差による寒気移流により、地表付近を中心とした冷たい高気圧偏差(傾圧的な構造)となる。

第 3.5-4 図は、太平洋型によりシベリア高気圧が発達し、西日本を中心に寒気が流れ込んだ 2017 年 2 月前半の例である。この事例では、1 月下旬から北太平洋東部でブロッキングが発達し(同図(a))、2 月上

旬にかけてベーリング海(d)、東シベリア方面に西進した(g)。シベリア高気圧ははじめ東シベリアで強まり(e)、その後南に張り出したため(h)、西日本を中心に寒気が流れ込んだ(i)。ブロッキングの発達に対するロスビー波の波東伝播の寄与は不明瞭で、移動性擾乱の活動が寄与していたと考えられる(第 3.2.3 項)。

中三川ほか(2013)は、日本海側で「かなりの多雪」となったときの循環場の特徴として、シベリア上空でリッジが発達し、地表ではシベリア高気圧が強化、東へ張り出す傾向があることを示した。上空のリッジの発達については、東北日本海側より南で多雪になった場

合は、大西洋型に加え、太平洋型の特徴もみられたのに対し、北海道日本海側で多雪のときは、主に太平洋型の特徴がみられるようである。

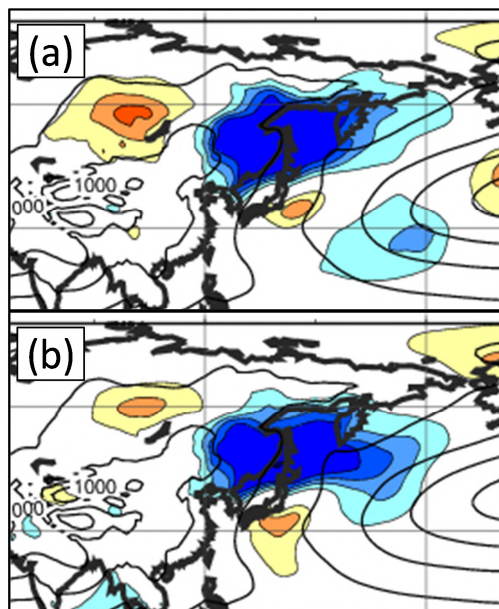
シベリア高気圧の発達に重要なシベリア上空でのリッジの発達について、当庁の全球アンサンブル予報システム(全球 EPS)の予測精度は、例えば、大西洋型として EU パターン指数、太平洋型として WP パターン指数の 2 週目のアノマリー相関係数はいずれも 0.6 程度(冬を初期値とした場合)と一定の精度がある。ただし、数値予報モデルは一般的にブロッキング高気圧の発生頻度が過小傾向のバイアスがあり(新保, 2017; 第 3.2.3 項も参照)、特に太平洋東部はブロッキングの過小バイアスが明瞭な地域の一つであるため、太平洋型によるシベリア高気圧の増幅も過少傾向となる可能性がある。

3.5.2 オホーツク海高気圧

オホーツク海高気圧は、暖候期にオホーツク海を中心に現れる背の低い高気圧である。下層雲や霧に覆われて日が射さず、冷たい海面水温もあいまって、地表付近に薄い寒気の層を伴う。平年では6月から8月上旬にオホーツク海付近が高圧部となるが、常に存在するわけではなく、ほとんど現れない年もある。第 3.5-5 図は7月下旬の北・東日本の気温と SLP の相関係数の分布である。図は省略したが西日本も含め、いずれの地域でも沿海州付近からオホーツク海にかけて負相関となっており、各地域で低温となるときはオホーツク海高気圧が発達する傾向がわかる。太平洋側の地域で寡照となったときも同様の分布となり、オホーツク海高気圧に沿った北東からの冷たく湿った気流により天候が不順になりやすいことに対応する。

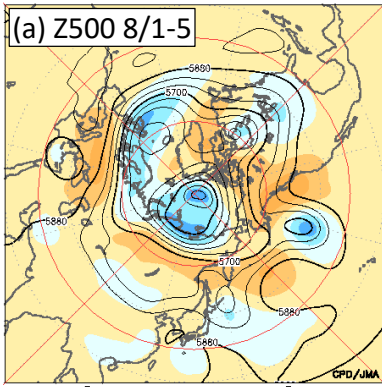
オホーツク海高気圧の季節内時間スケールでの増幅には、東シベリアからオホーツク海上空のブロッキング高気圧が大きく寄与している(Nakamura and Fukamachi, 2004 など)。このブロッキングの形成の要因については、前項同様、寒帯前線ジェット気流に沿った波束伝播と太平洋で発達したブロッキングの西進の二つが挙げられる。Nakamura and Fukamachi (2004) では、それぞれの現れやすさの季節的な違いから、前者を7月型、後者を5月型としている。

第 3.5-6 図は、2017 年 8 月前半に北・東日本太平洋側に不順な天候をもたらしたオホーツク海高気圧の事例である。2017 年夏は、7 月末にオホーツク海高気圧が発生、8 月前半にかけて持続したため、北・東日本太平洋側で日照不足となったほか、北日本太平洋側では低温となった³。オホーツク海高気圧が特に強まった8月中旬(同図(f, i))の500hPa 高度(e, h)をみると、東シベリアからオホーツク海ではリッジが増幅しており、ブロッキング的な流れとなっている。このブロッキングは、8 月初めにアラスカ付近で発達したリッジ(a)が、次第に東シベリア方面に西進したほか(b)、寒帯前線ジェット気流に沿った波束伝播により増幅した様子もみられ((e), 第 3.5-7 図)、5月型、7月型の両方の特徴を示している。地表付近のオホーツク海高気圧の位置(f, i)は、上空のリッジ(e, h)に比べ中心が南東側にずれており、やや傾圧的な構造となっている。これは、ブロッキングの直下では高気圧性循環偏差が励起され、その北東風偏差による寒気移流により、ブロッキングの南東側に地表付近を中心とした冷たい高気圧を形成したためとみられる(Nakamura and Fukamachi, 2004)。

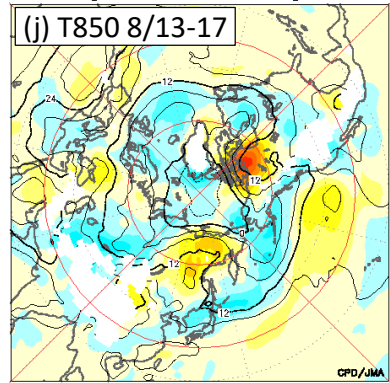
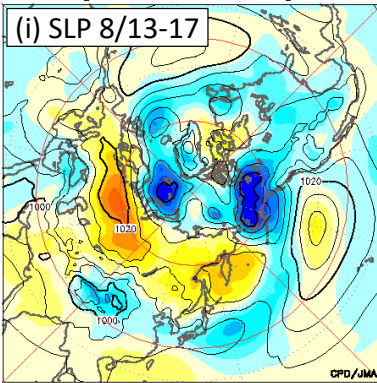
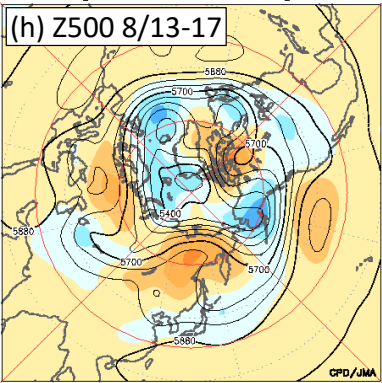
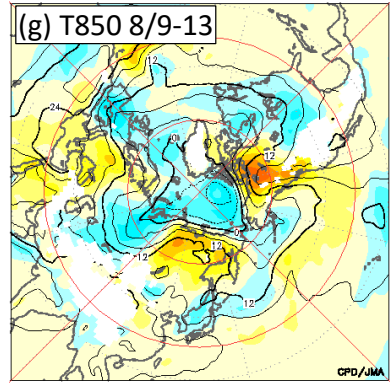
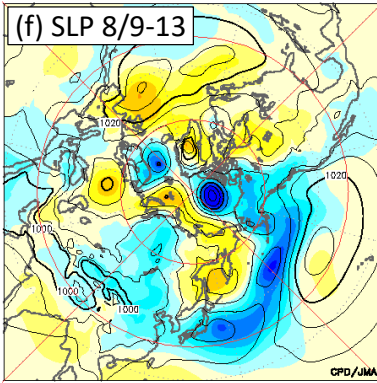
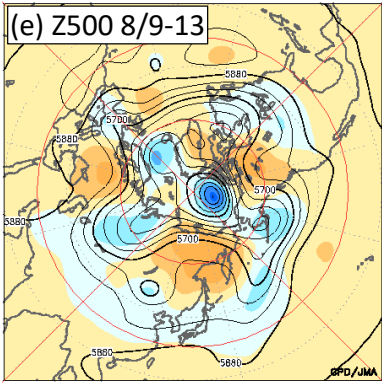
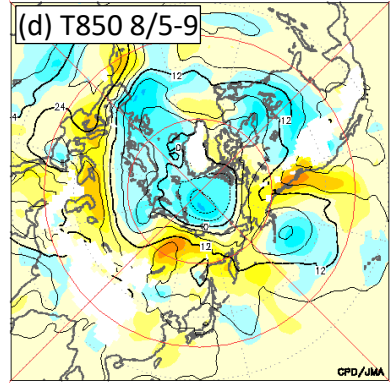
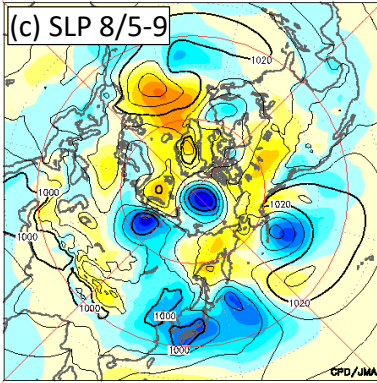
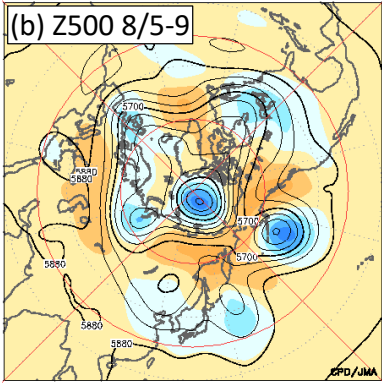


第 3.5-5 図 7 月下旬の(a)北日本、(b)東日本の気温と SLP の相関係数
詳細は第 3.5-2 図と同じ。

³ <https://www.jma.go.jp/jma/press/1708/17a/japan20170817.html>



第 3.5-6 図 2017 年 8 月前半の (a, b, e, h)500hPa 高度、(c, f, i) SLP、(d, g, j)850hPa 気温の推移
 (a) 8 月 1~5 日、(b, c, d) 5~9 日、(e, f, g) 9~13 日、(h, i, j) 13~17 日の 5 日間平均。陰影は平年偏差。



-300 -240 -180 -120 -60 0 60 120 180 240 300 (m)

-12 -10 -8 -6 -4 -2 0 2 4 6 8 10 12 (hPa)

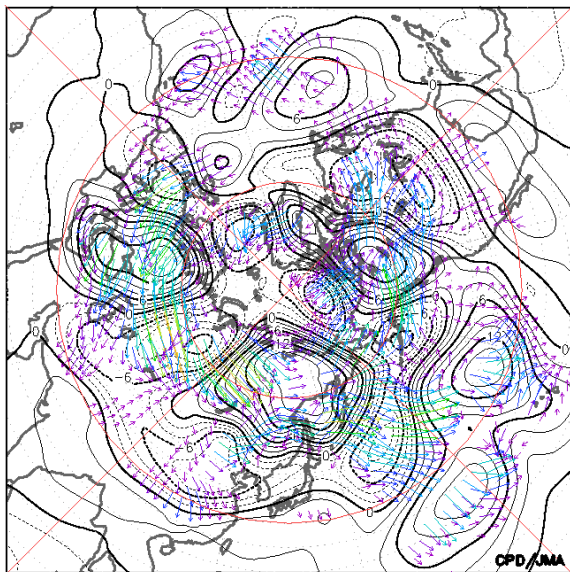
-12 -10 -8 -6 -4 -2 0 2 4 6 8 10 12 (°C)

また、東シベリア付近のリッジの発達には、熱帯の対流活動も関係している可能性がある。Arai and Kimoto (2008) は、夏の東アジアで卓越する循環場のパターンとして、フィリピン付近と東シベリア付近で同

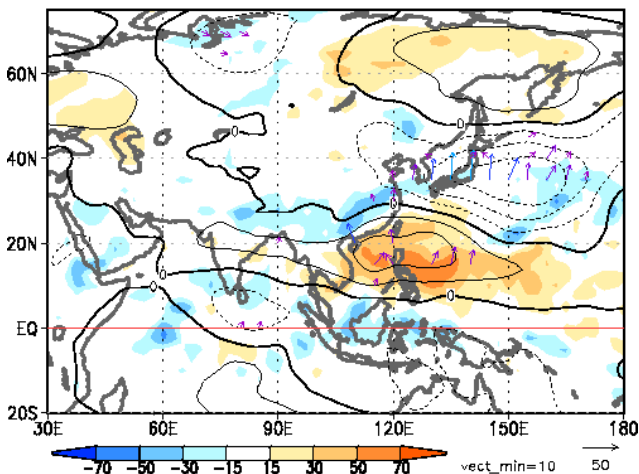
位相、日本付近で逆位相となる南北方向の三極子構造を抽出している。2017 年 8 月 (第 3.5-8 図) も、フィリピン付近で正、本州付近で負偏差と逆位相の PJ パターン (第 3.2.2 項) が明瞭であるほか、東シベリア付近

では正偏差となる三極子構造がみられた。

オホーツク海高気圧の予測精度として、東シベリア南部からオホーツク海付近(130~150°E、50~60°N平均)で平均した500hPa高度の5~8月を初期値としたアノマリー相関をみると、1.5週目(6~12日)は0.6~0.7程度だが、2週目(10~16日)になると0.4~0.5程度に低下する。前述の2017年8月前半の事例については、7月23日初期値の予測資料から8月上旬(2週目)のオホーツク海付近のリッジや地上付近の高圧部はある程度予測されていたが、日本付近の明瞭な低温は8月6日初期値の資料まで予測できなかった。



第3.5-7図 2017年8月9~13日の300hPa波の活動度フラックス
等値線は300hPa流線関数年偏差。



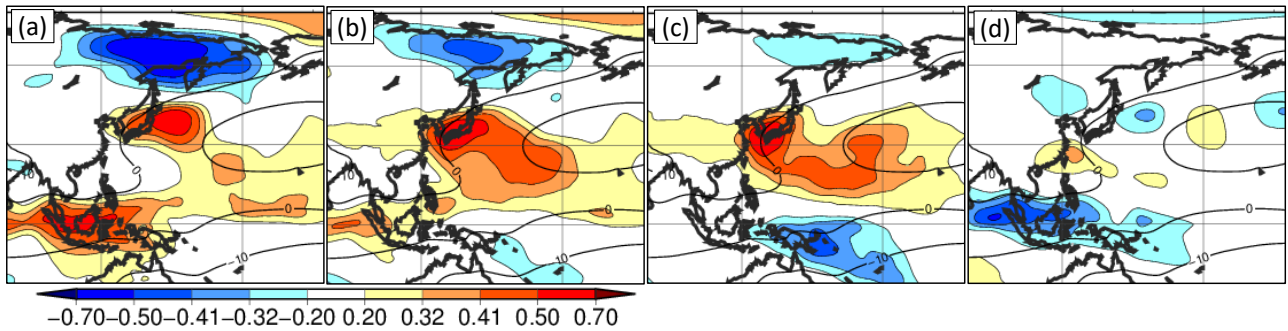
第3.5-8図 2017年8月6~15日のOLR(陰影)と850hPa流線関数(等値線)の年偏差
矢印は850hPa波の活動度フラックス。

3.5.3 太平洋高気圧

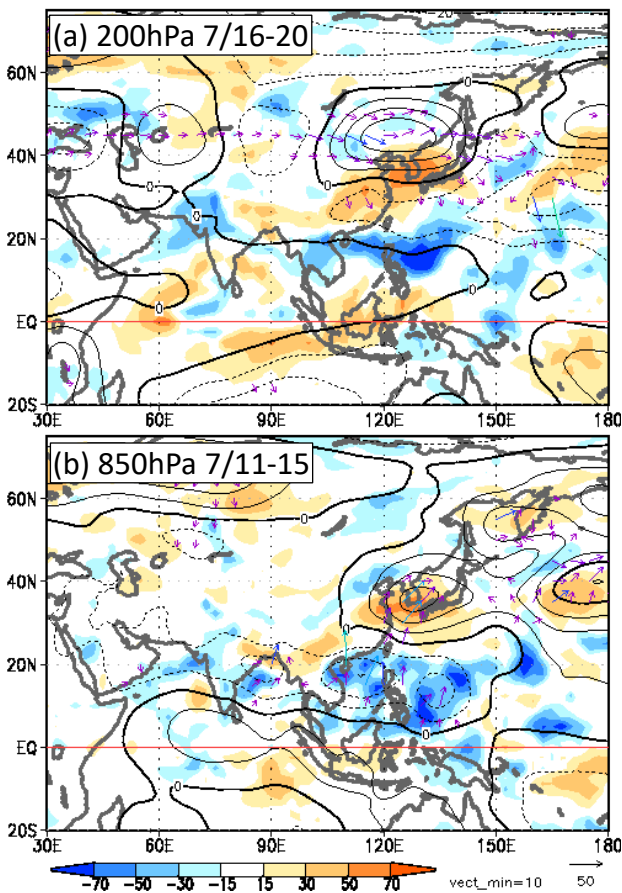
太平洋高気圧は、北太平洋東部を中心に一年を通じて存在する亜熱帯の高気圧で、夏にかけて日本付近に張り出してくる。梅雨期は高気圧の北縁が梅雨前線帯に対応し、暖かく湿った空気を日本付近にもたらし。盛夏期となって日本付近を高気圧が覆うようになると、晴れて気温が上昇する。日本付近から日本の南海上に高気圧の副中心が現れる場合、これを小笠原高気圧と呼ぶこともある。第3.5-9図は、8月上旬の地域平均気温と850hPa流線関数の相関係数で、北・東・西日本の高温時には本州付近、沖縄・奄美の高温時には沖縄方面へ太平洋高気圧が張り出す傾向がみられる。多照時も同様の分布となる。

太平洋高気圧の日本付近での変動をもたらす原因として、南からはフィリピン付近の対流活動によって励起されたPJパターン、西からは亜熱帯ジェット気流に沿った波束伝播(シルクロードパターン)が挙げられる(第3.2.2項)。第3.5-10図は、2018年7月中旬の事例である。2018年7月は、上旬に平成30年7月豪雨が発生した後、北・東・西日本で晴れて気温が上昇し、東日本の7月平均気温が1946年以降で1位の高温(年差+2.8°C)となるなど、記録的な高温となった⁴。顕著な高温となった7月中旬、本州付近は上層、下層とも高気圧性循環偏差となり、背の高い高気圧に持続的に覆われた。下層(同図(b))は、フィリピン周辺での活発な対流活動(陰影は外向き長波放射量(OLR)偏差で、青は対流活発域を示す)に対応して低気圧性循環偏差となる一方、東シナ海から本州付近は太平洋高気圧の張り出しに対応した高気圧性循環偏差となっており、PJパターンが明瞭である。上層(a)はおおよそ40°Nに位置する亜熱帯ジェット気流に沿って波列状の偏差パターン(シルクロードパターン)がみられ、華北から本州付近でリッジが増幅し(チベット高気圧の張り出しに対応)、下層の太平洋高気圧を強化したとみられる。このように、PJパターンとシルクロードパターンにより太平洋高気圧が強まり、顕著な高温となったのは、1898年以降で最も暑い夏となった2010年にもみられた(田中, 2011)。

⁴ <https://www.jma.go.jp/jma/press/1808/10c/h30goukouen20180810.html>



第 3.5-9 図 8 月上旬の(a)北日本、(b)東日本、(c)西日本、(d)沖縄・奄美の気温と 850hPa 流線関数の相関係数
等値線は平年の 850hPa 流線関数。統計期間は 1979～2017 年。相関係数 0.32、0.41 はそれぞれ 5%、1%の有意水準で有意となることに相当。地域平均気温は長期トレンドを除去後に相関係数を算出している。



第 3.5-10 図 2018 年 7 月 (a) 16～20 日の 200hPa 流線関数と (b) 11～15 日の 850hPa 流線関数の平年偏差(等値線)
陰影は OLR 平年偏差、矢印は波の活動度フラックス。

第 3.5-11 図は 2013 年 8 月上旬の事例である。2013 年夏は、西日本を中心に高温となったほか(夏の平均気温平年差は+1.2℃で 1946 年以降で 1 位の高温)、東北日本海側や北陸、中国地方では多雨となり、1 時間 80mm 以上の大雨の発生も多かった。一方、東日本太平洋側や沖縄・奄美ではかなりの少雨となるな

ど、極端な天候となった。850hPa 流線関数偏差をみると(同図(a))、高気圧性循環偏差となっている東シナ海から本州南海上にかけて太平洋高気圧の張り出しが強かったことがわかる。7～8 月はこのようなパターンが概ね持続したため、日本海側には高気圧の縁辺に沿って湿った空気が流れ込みやすかった一方、沖縄・奄美や太平洋側では高気圧に覆われやすかった。太平洋高気圧の本州南海上への張り出しが強かったのは、フィリピン周辺の対流活発域(a)から吹き出した上層の発散風が東シナ海～本州南海上で収束(b)、下降流となり(c)、渦管の圧縮の効果により下層の高気圧性循環を強めたためとみられる(気象庁, 2014)。このように、局所的な南北循環(ローカルなハドレー循環)の強化によって、PJ パターンのような循環偏差が現れ、太平洋高気圧が強まることもある。

最後に 2011 年の梅雨期の事例を示す(第 3.5-12 図)。同図(a, b)ではいずれも明瞭な PJ パターンがみられ、6 月下旬(同図(a))は本州南岸に太平洋高気圧が張り出しており、その北縁にあたる本州北部付近に梅雨前線帯が位置しやすかった。実際にこのとき奄美地方で 6 月 22 日ごろに梅雨明けした一方、北陸地方で 6 月 18 日ごろ、東北南部、北部では 6 月 21 日ごろに梅雨入りしている。一方、7 月上・中旬(同図(b))は対流域が 6 月中旬(同図(a))より北に位置していることと関連して、本州上空への太平洋高気圧の張り出しが明瞭で、日本付近では梅雨前線帯が不明瞭となっており、九州南部より北では 7 月 8～9 日ごろに早い梅雨明けとなった。この事例では、太平洋高気圧の張り出しをもたらしたフィリピン付近の対流活動に夏季北半球季節内振動(BSISO; 第 3.4 節)が寄与し

ていたとみられる(気象庁, 2012)。第 3.5-13 図をみると、フィリピン付近の経度帯(125~140°E)で周期的に BSISO に対応する対流活発域の北上(図中 A~D)がみられ、6 月下旬の太平洋高気圧の強化は図中の B、7 月上・中旬は C の時期に対応する。対流活発域の北上に対応して、30~40°N 帯に位置する梅雨前線帯も北上する様子がみられる。

参考文献

荻野慎也, 2010: コールドサージ. 天気, **57**, 853-855.
 気象庁, 2012: 2011 年夏季の熱帯季節内変動と日本の天候への影響. 気候系監視年報 2011, 57-62.
 気象庁, 2014: 2013 年夏の日本及び東アジアの極端な天候. 気候系監視年報 2013, 63-74.
 新保明彦, 2017: ブロッキング高気圧. 平成 28 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 38-41.
 田中昌太郎, 2011: 2010 年夏の異常高温. 平成 23 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 82-93.
 中三川浩, 峯松宏明, 大久保忠之, 2013: かなり多い降雪時の合成図解析. 平成 25 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 9-16.

藤川典久, 2013: 停滞性の高低気圧及び前線の特徴と形成メカニズム. 平成 24 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 41-82.

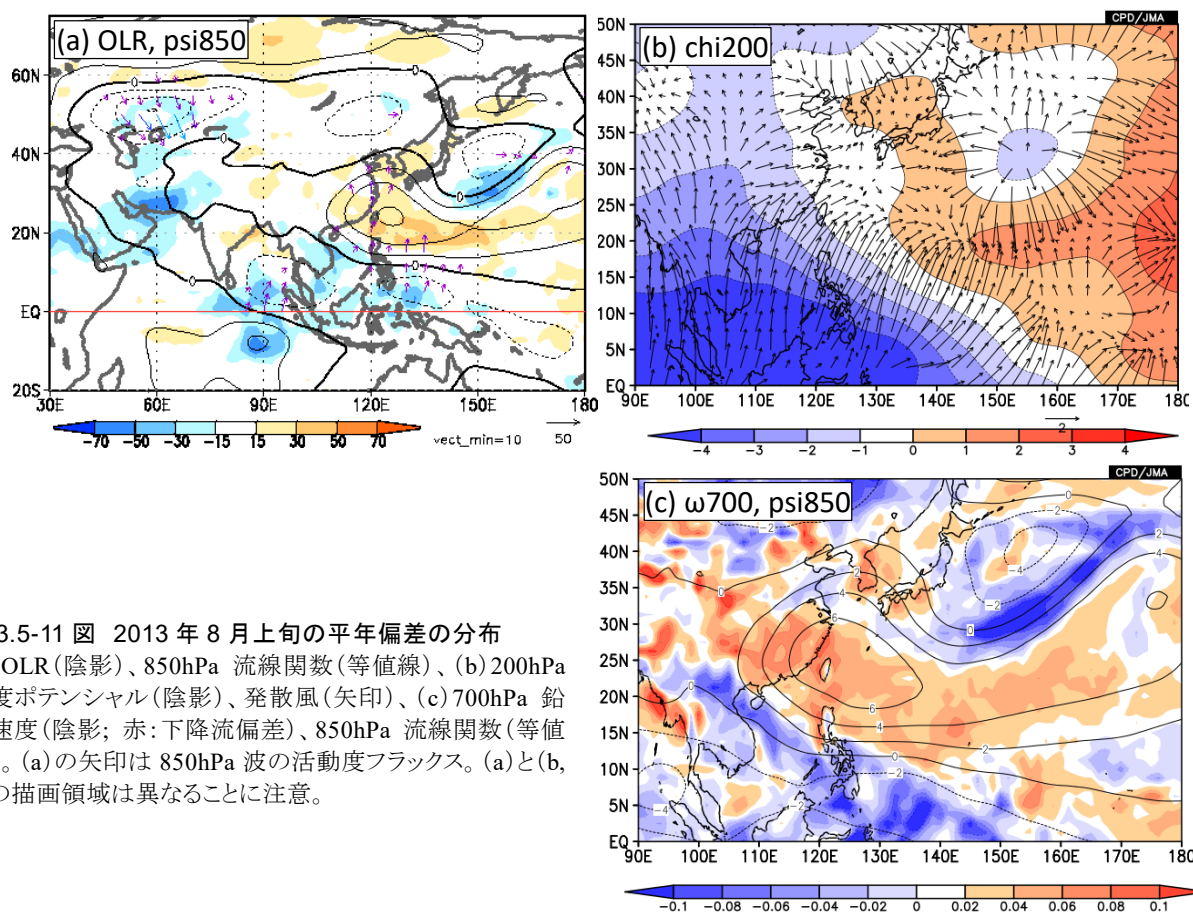
Arai, M. and M. Kimoto, 2008: Simulated interannual variation in summertime atmospheric circulation associated with the East Asian monsoon. *Clim. Dyn.*, **31**, 435-447.

Iwasaki, T., T. Shoji, Y. Kanno, M. Sawada, M. Ujiie and K. Takaya, 2014: Isentropic analysis of polar cold airmass streams in the Northern Hemispheric winter. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 2230-2243.

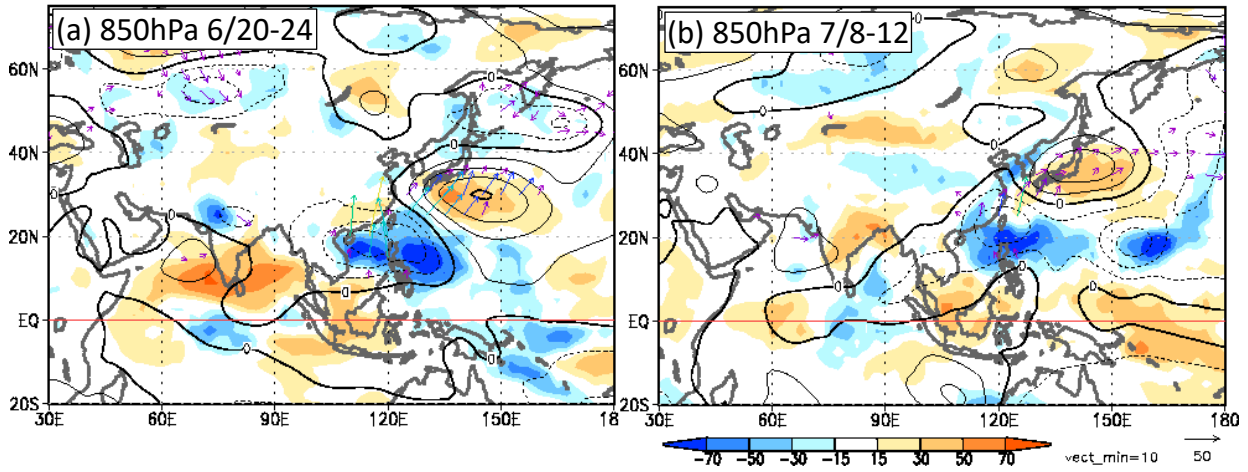
Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2004: Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1213-1233.

Takaya, K. and H. Nakamura, 2005a: Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian High. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4423-4440.

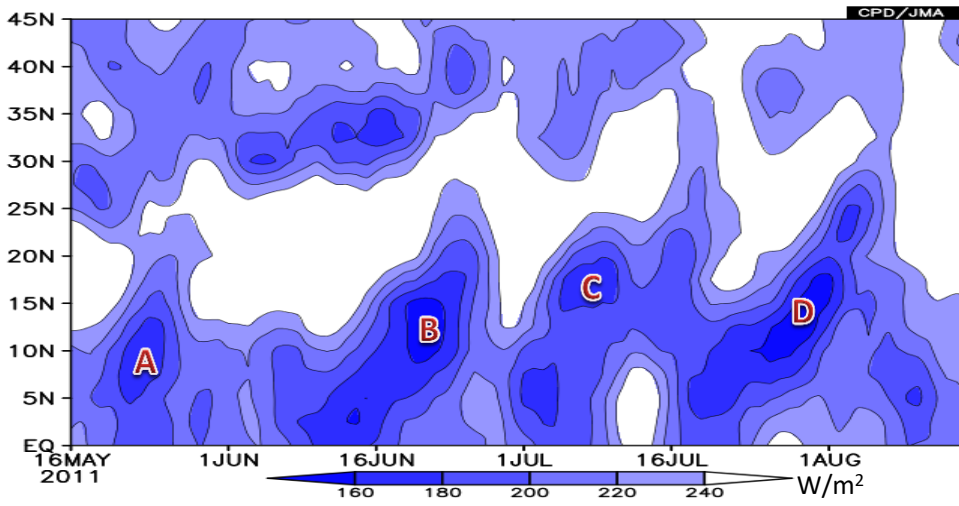
Takaya, K. and H. Nakamura, 2005b: Geographical dependence of upper-level blocking formation associated with intraseasonal amplification of the Siberian High. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4441-4449.



第 3.5-11 図 2013 年 8 月上旬の平年偏差の分布
 (a) OLR(陰影)、850hPa 流線関数(等値線)、(b) 200hPa 速度ポテンシャル(陰影)、発散風(矢印)、(c) 700hPa 鉛直速度(陰影; 赤: 下降流偏差)、850hPa 流線関数(等値線)。(a)の矢印は 850hPa 波の活動度フラックス。(a)と(b, c)の描画領域は異なることに注意。



第 3.5-12 図 2011 年(a)6 月 20~24 日、(b)7 月 8~12 日の OLR(陰影)と 850hPa 流線関数(等値線)の平年偏差
矢印は 850hPa 波の活動度フラックス。



第 3.5-13 図 125~140°E 平均 OLR の南北-時間断面図
5 日間移動平均。図中 A~D は BSISO に伴う対流発域の北進に対応。

3.6 全球アンサンブル予報システムによる 5 日間平均の予測精度¹

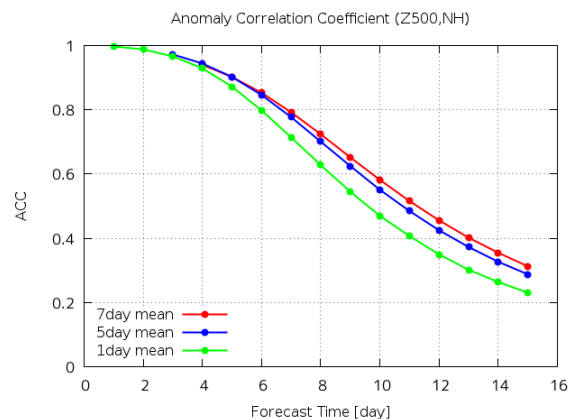
3.6.1 はじめに

2 週間気温予報の予報作業においては、これを支援する全球アンサンブル予報システム(全球 EPS)の予測精度や予測特性を把握した上で、予測資料を利用することが重要である。本節では、2 週間気温予報を対象とした予報期間における全球 EPS の予測精度について、再予報の検証結果²をもとに述べる。なお、現在運用されている全球 EPS の仕様及び全般的な予測精度や予測特性については、気象庁地球環境・海洋部(2017)を参照いただきたい。

本節では、12~2 月を初期時刻とする予測を「冬期間」の予測と呼ぶ。同様に、3~5 月、6~8 月、9~11 月を初期時刻とする予測をそれぞれ「春期間」、「夏期間」、「秋期間」の予測と呼ぶ。また、予測 3~7 日目、予測 7~11 日目、予測 11~15 日目の 5 日間平均をそれぞれ「1 週目中頃」、「2 週目初日」、「2 週目期末」とする。

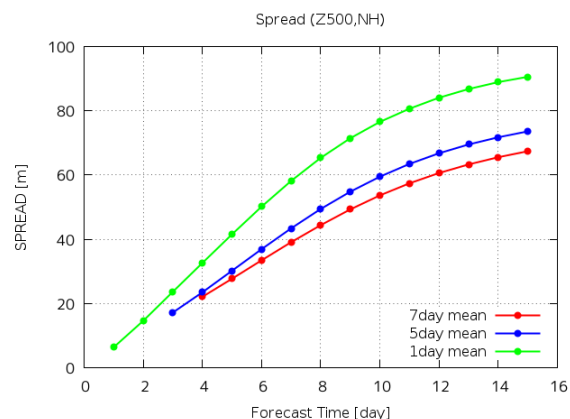
3.6.2 平均する日数や季節による予測精度や予測特性の違い

2 週間気温予報では、7 日間平均を予測対象としていた従来の 1 か月予報や異常天候早期警戒情報とは異なり、5 日間平均を予測対象とする。このため、平均する日数の違いによる予測精度や予測特性の違いを確認する必要がある。まず、北半球 500 hPa 高度のアノマリー相関係数(ACC)の予測時間による変化を、平均する日数別に算出した結果を第 3.6-1 図に示す。日平均の ACC(緑線)は 7 日間平均の ACC(赤線)と比べて大幅に低い一方、5 日間平均の ACC(青線)は 7 日間平均の ACC に近い特性を持つことがわかる。同様に、予測の不確実性の大きさを表すスプレッドについても、5 日間平均のスプレッドは 7 日間平均のスプレッドに近い特性を持つことがわかる(第 3.6-2 図)。



第 3.6-1 図 北半球域(20°N~90°N)における、500 hPa 高度のアノマリー相関係数(ACC)の予測時間による変化(通年の検証結果)

赤線、青線、緑線はそれぞれ 7 日間平均、5 日間平均、日平均による予測の検証結果を示す。横軸は予測時間[day]で、期間平均の中心日を示す(例えば、横軸の 4 日目は、5 日間平均の場合は予報 2~6 日目、7 日間平均の場合は予報 1~7 日目にそれぞれ対応する)。



第 3.6-2 図 第 3.6-1 図と同じ。ただし、検証指標はスプレッド(単位 m)

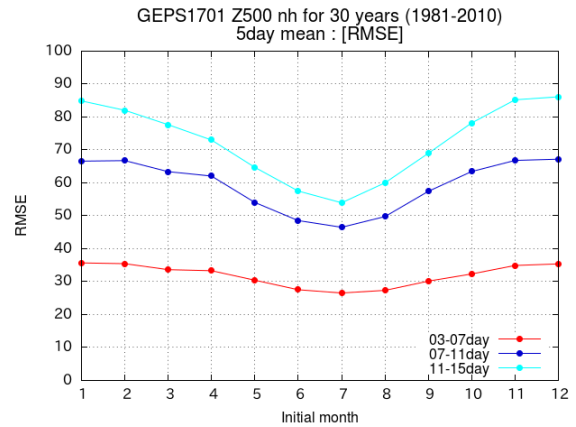
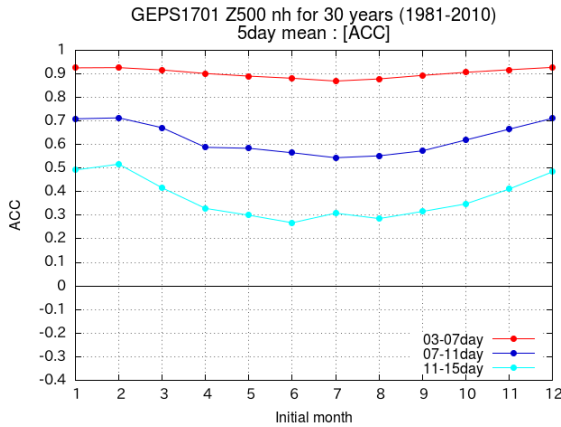
次に、予測精度の季節依存性について述べる。一般に、ACC は北半球では夏より冬のほうが高く、二乗平均平方根誤差(RMSE)は気候学的な変動度の大きい冬半球側で大きくなる傾向がある(平井と伊藤, 2013)。この傾向が、全球 EPS における北半球 500 hPa 高度を対象とした月別の検証結果(第 3.6-3 図)でも確認できた。

3.6.3 5 日間平均の予測精度

本項では、熱帯や中高緯度の循環場及び循環指数における 5 日間平均の予測精度について述べる。

¹ 関口 亮平、高倉 寿成

² 本節では、1981 年から 2010 年までを検証期間とし、気象庁 55 年長期再解析(JRA-55; 古林ほか, 2015)を検証値とした検証結果を示す。



第 3.6-3 図 初期月別の、北半球 500 hPa 高度の ACC(左図)及び RMSE(右図、単位 m)

赤線、青線、水色線はそれぞれ 1 週目中頃、2 週目初日、2 週目期末の各期間における検証結果を示す。横軸は初期時刻の月を示す。

なお、5 日間平均の平均誤差については、月平均場の平均誤差と同様の特徴が見られたため本項では説明を割愛する。月平均場の平均誤差については、関口 (2017) を参照いただきたい。

まず、熱帯や中緯度の 200 hPa 速度ポテンシャル及び 850 hPa 流線関数について、夏期間・冬期間における ACC の水平分布を第 3.6-4 図、第 3.6-5 図に示す。両要素とも、2 週目初日では ACC が決定論的予報の限界の目安³となる 0.6 を概ね上回っており、特に冬初期日において予測精度が高い。ただし、夏初期日の海洋大陸からフィリピンの東海上にかけては、200 hPa 速度ポテンシャルの予測精度が周囲と比べて相対的に低い。また、2 週目期末の ACC は、従来の 7 日間平均における予測 2 週目 (予測 10~16 日目) と同程度であった (図略)。

次に、北半球中高緯度の 500 hPa 高度、850 hPa 気温、及び海面更正気圧について、夏期間・冬期間における ACC の水平分布を第 3.6-6 図、第 3.6-7 図に示す。2 週目初日では、冬初期日については ACC が概ね 0.6 を上回っており、夏初期日についても 0.5~0.6 程度となっている。2 週目期末の日本付近に着目すると、冬初期日における 500 hPa 高度や 850 hPa 気温の ACC が 0.5 以上と大きい一方、夏初期日ほどの要素も ACC が概ね 0.3~0.5 程度となっている。

第 3.6-8 図は、各季節における熱帯 200 hPa 速度ポテンシャル、北半球 500 hPa 高度、日本域 850 hPa 気温の ACC を、予測時間別に示した結果である。いずれの要素も、2 週目初日までは 0.6 を概ね上回っている。また、各季節における主な循環指数等の年々変動について、検証値 (JRA-55) との相関 (第 3.6-1 表) を見ると、2 週目初日にかけて日本域の 850 hPa 気温の相関係数は概ね 0.6 以上となっている。特に、秋・冬初期日の予測精度が非常に高い。2 週目期末にかけても、全季節・全指数で相関係数が 0.31 を超えており、検証値との間に有意な正の相関がある。

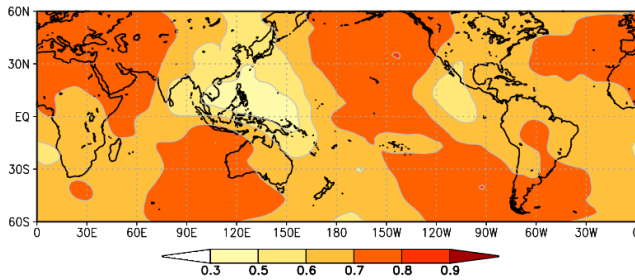
3.6.4 まとめ

本節では、全球 EPS による 5 日間平均の予測精度について述べた。再予報の検証結果から、予測 2 週目までの 5 日間平均の予測精度は、従来の 7 日間平均の予測精度と概ね同程度の特徴を持つことが確認できた。また、熱帯や中高緯度の循環場については 2 週目初日にかけて予測精度が高く、各種循環指数については 2 週目期末まで検証値 (JRA-55) との間に有意な正の相関があることが示された。

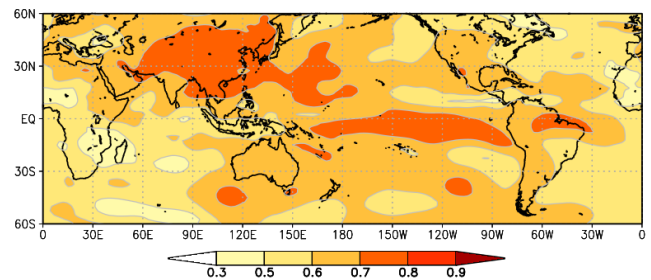
再予報に基づく評価は、現業運用されている全球 EPS の予測精度を把握するのに有用である。しかしながら、計算機資源の制約により再予報の仕様は現業運用の仕様とは異なる (金浜, 2017)。特に、メンバー

³ 一般に、天気図において ACC が 0.6 以上であれば予報値と検証値の偏差パターンは似ているとされ (高野, 2002)、決定論的予報の限界の目安とされる。

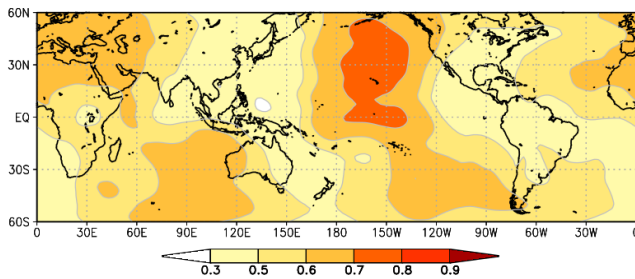
200 hPa 速度ポテンシャル(2 週目初日)



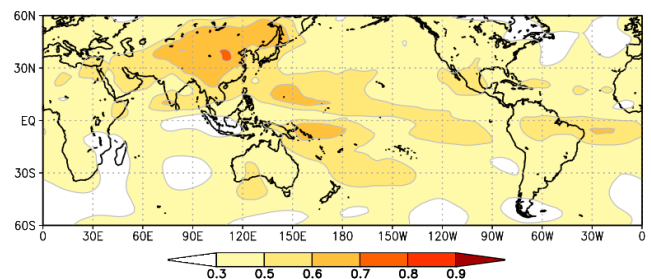
850 hPa 流線関数(2 週目初日)



200 hPa 速度ポテンシャル(2 週目期末)



850 hPa 流線関数(2 週目期末)



第 3.6-4 図 夏期間における、200 hPa 速度ポテンシャル及び 850 hPa 流線関数の ACC
上段は 2 週目初日、下段は 2 週目期末の検証結果をそれぞれ示す。

数の違いが予測精度に与える影響は大きい⁴ことから、本節で述べた検証結果を解釈する際には、再予報と現業運用の仕様の違いに関する留意が必要である。

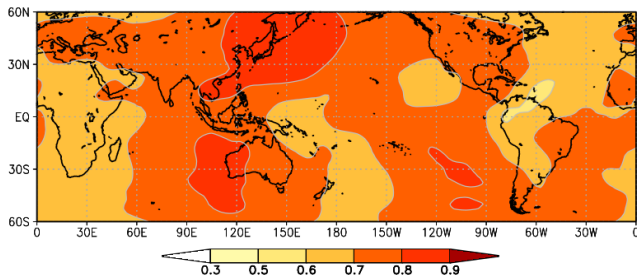
高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. アンサンブル予報, 気象研究ノート, **201**, 73-103.
平井雅之, 伊藤明, 2013: 1 か月予報と異常天候早期警戒情報の予報システム. 平成 24 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 168-195.

参考文献

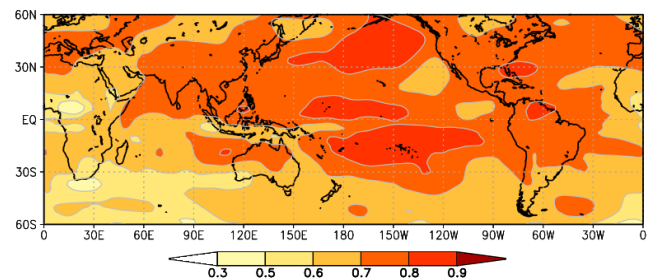
- 足立恭将, 関口亮平, 2017: 循環指数等の予測精度. 平成 28 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 24-27.
- 金浜貴史, 2017: 再予報の仕様. 平成 28 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 9-11.
- 気象庁地球環境・海洋部, 2017: 1 か月予報システムの更新 ~ 全球アンサンブル予報システムの運用開始 ~. 平成 28 年度季節予報研修テキスト, 81pp.
- 工藤淳, 2018: ガイダンスに用いる統計の基礎. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 24-34.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌巳, 小野田浩克, 大野木和敏, 釜堀弘隆, 小林ちあき, 遠藤洋和, 宮岡健吾, 高橋清利, 2015: 気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) の概要. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66-115.
- 関口亮平, 2017: モデル平年値と平均誤差. 平成 28 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 12-17.

⁴ 現業運用では 50 メンバーで予測を行うのに対し、再予報では 5 メンバーで予測を行っている。このため、平均的には現業運用のほうが再予報よりも予測精度が高いことが期待される。

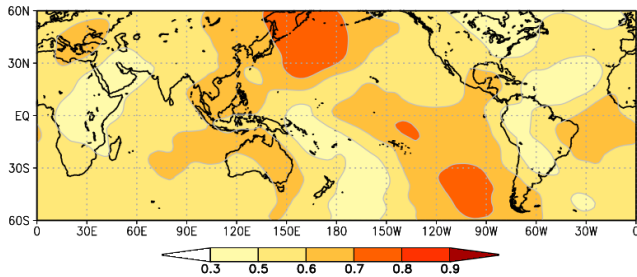
200 hPa 速度ポテンシャル(2 週目初日)



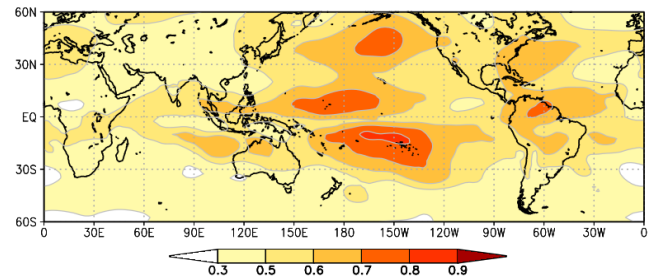
850 hPa 流線関数(2 週目初日)



200 hPa 速度ポテンシャル(2 週目期末)

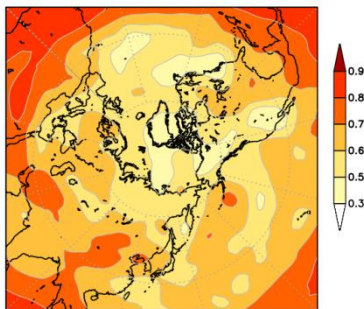


850 hPa 流線関数(2 週目期末)

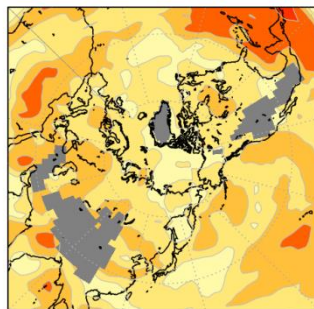


第 3.6-5 図 第 3.6-4 図と同じ。ただし、季節は冬期間。

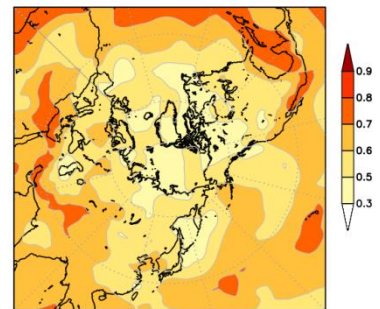
500 hPa 高度(2 週目初日)



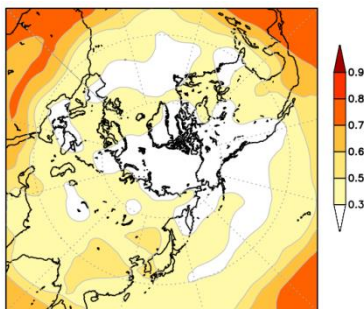
850 hPa 気温(2 週目初日)



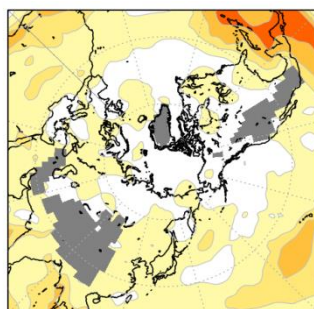
海面更正気圧(2 週目初日)



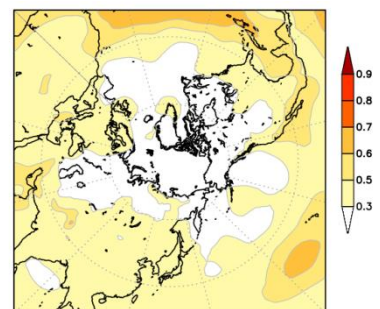
500 hPa 高度(2 週目期末)



850 hPa 気温(2 週目期末)



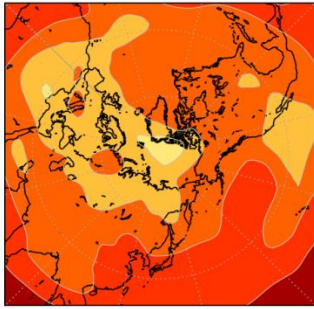
海面更正気圧(2 週目期末)



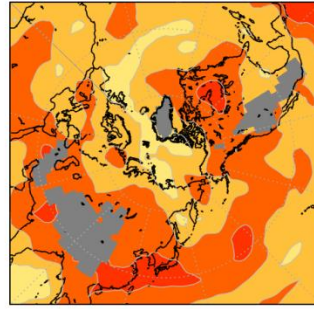
第 3.6-6 図 夏期間における、北半球域の 500 hPa 高度、850 hPa 気温、及び海面更正気圧の ACC

上段は 2 週目初日、下段は 2 週目期末の検証結果をそれぞれ示す。なお、850 hPa 気温の検証図では、標高 1500 m 以上の領域に灰色のマスクをかけた。

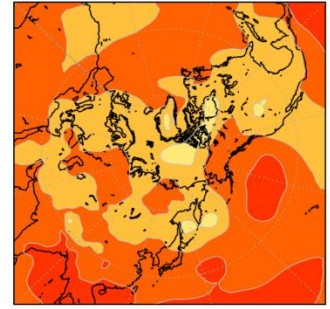
500hPa 高度 (2 週目初日)



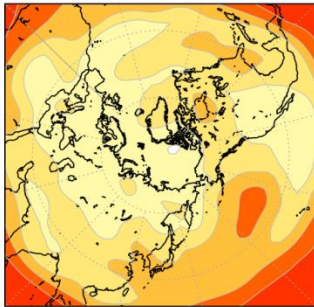
850hPa 気温 (2 週目初日)



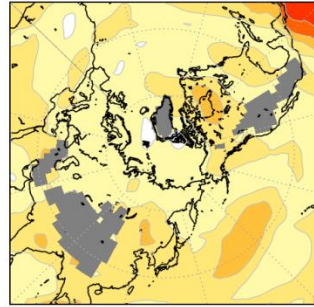
海面更正気圧 (2 週目初日)



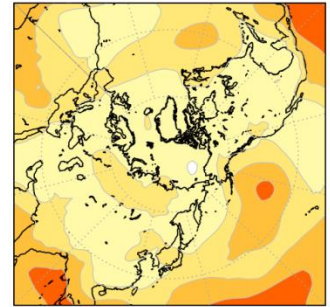
500hPa 高度 (2 週目期末)



850hPa 気温 (2 週目期末)

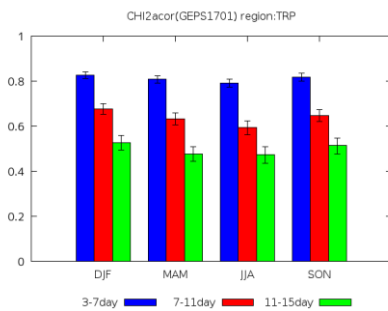


海面更正気圧 (2 週目期末)

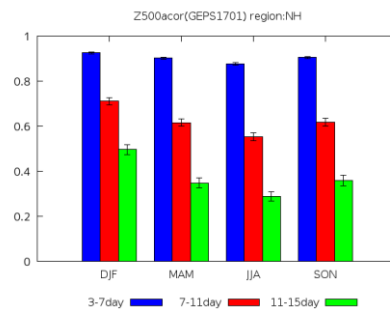


第 3.6-7 図 第 3.6-6 図と同じ。ただし、季節は冬期間。

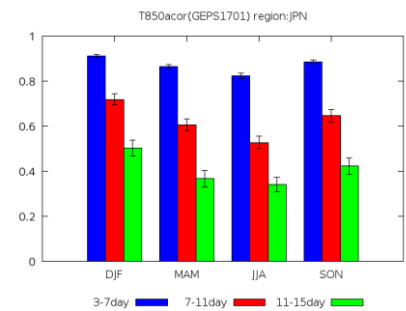
(a) 200 hPa 速度ポテンシャル (熱帯)



(b) 500 hPa 高度 (北半球)



(c) 850 hPa 気温 (日本域)



第 3.6-8 図 (a) 熱帯域 (20°S~20°N) における 200 hPa 速度ポテンシャル、(b) 北半球域における 500 hPa 高度、(c) 日本域 (20°N~60°N、100°E~170°E) における 850 hPa 気温の ACC

グラフの青色の棒は 1 週目中頃、赤色の棒は 2 週目初日、緑色の棒は 2 週目期末における ACC をそれぞれ示し、誤差棒はブートストラップ法 (工藤, 2018) で見積もった 95% 信頼区間を示す。横軸は季節を示しており、"DJF" は冬期間、"MAM" は春期間、"JJA" は夏期間、"SON" は秋期間にそれぞれ対応する。

第 3.6-1 表 主な循環指数等における、予測値と検証値(JRA-55)との年々変動の相関係数

表中の値は、検証期間における全 36 初期日(各月 10 日、20 日、月末)の相関係数をそれぞれ求め、それらを季節ごとに 9 初期日分を平均したものである。表中の黄・オレンジ・赤の背景色で示した要素は相関係数がそれぞれ 0.31, 0.6, 0.8 以上であることを示す。有意水準 5%(片側)の t 検定で評価した場合(サンプル数 30)、相関係数が 0.31 以上のとき、各要素の偏差の予測値と検証値との間に、統計的に有意な正の相関があるといえる。循環指数等の定義は、足立と関口(2017)及び本テキストの第 2.4.3 項、第 3.2.2 項を参照。

初期日の季節		春			夏		
予測対象期間		1週目中頃	2週目初日	2週目期末	1週目中頃	2週目初日	2週目期末
850hPa気温	北日本	0.91	0.67	0.54	0.88	0.58	0.44
850hPa気温	東日本	0.90	0.64	0.52	0.86	0.56	0.40
850hPa気温	西日本	0.90	0.65	0.52	0.80	0.53	0.41
850hPa気温	沖縄・奄美	0.88	0.68	0.47	0.78	0.55	0.33
東西指数(極東域)		0.93	0.65	0.40	0.90	0.69	0.40
沖縄高度		0.91	0.74	0.53	0.89	0.60	0.51
東方海上高度		0.94	0.70	0.53	0.90	0.68	0.49
オホーツク海高気圧指数		0.89	0.63	0.39	0.91	0.63	0.43
北半球極渦指数		0.94	0.72	0.43	0.92	0.65	0.37
ユーラシアパターン指数		0.95	0.75	0.43	0.92	0.68	0.37
初期日の季節		秋			冬		
予測対象期間		1週目中頃	2週目初日	2週目期末	1週目中頃	2週目初日	2週目期末
850hPa気温	北日本	0.93	0.79	0.53	0.94	0.77	0.55
850hPa気温	東日本	0.93	0.82	0.55	0.96	0.81	0.54
850hPa気温	西日本	0.94	0.80	0.53	0.96	0.83	0.55
850hPa気温	沖縄・奄美	0.89	0.70	0.50	0.94	0.80	0.54
東西指数(極東域)		0.93	0.71	0.47	0.96	0.77	0.56
沖縄高度		0.93	0.78	0.56	0.95	0.85	0.65
東方海上高度		0.95	0.77	0.55	0.96	0.83	0.63
オホーツク海高気圧指数		0.92	0.69	0.35	0.93	0.72	0.50
北半球極渦指数		0.93	0.69	0.51	0.95	0.76	0.48
ユーラシアパターン指数		0.95	0.72	0.53	0.96	0.76	0.56

4 2週間気温予報(5日間平均気温)の活用¹

4.1 はじめに

異常天候早期警戒情報は、例えば、稲作における深水管理(水田の水の量を増やすことで影響を緩和する対策)や田植え時期の調整による活着不良対策、果樹の凍霜害対策といった早期警戒の情報として利用されている。その他、家畜の暑さ対策や電力の需給予測、冷・暖房機器の販売計画などに役立つ。大雪に関する異常天候早期警戒情報は、除排雪の事前準備(スケジューリング調整等)、屋根雪等の早期の除雪、農業施設の補強や果樹の枝折れ防止などの事前対策、除雪中の事故への注意喚起に利用できる。基となる予測データ(以下、ガイダンス)は、作物の生育予測や病虫害発生予察に活用されている(第1.2節)。2週間気温予報では、異常天候早期警戒情報から以下の拡張が行われ、活用方法の広がりが期待される。

- ・予報とガイダンスの毎日提供
- ・これまでの7日間平均気温から5日間平均気温へ対象を変更
- ・平均気温に加え、「最高・最低気温」を予測項目に追加

本章では、これらによる活用可能性とガイダンスの提供方法を示す。

4.2 発表形態の拡充による効果

2週間気温予報は、毎日提供されるので、利用者は日々最新の予測情報を活用することができる。例えば、農業関係部署における営農計画、技術情報の作成や企業における営業会議が毎週月曜日午前中である場合、これまでは前週の木曜日に更新された予測情報を用いなければならなかったが、前日の日曜日に更新された最新の予報を活用することができ、より精度の高い予測を用いた対応が可能になる。また、数日前からの予報の一貫性も確かめつつ、より効果的な対策の意思決定が可能となる。

5日間平均気温での提供となることについては、これまでの7日間平均気温に比べて、より詳細に時間

スケールの短い気温の変動をとらえることができるようになる(第2.1節)。また、農業分野で利用される暦日半旬別(5日間の平均)のデータとの比較が容易となる。

最高・最低気温が予測項目に追加されることで、高温や低温障害への対策等への活用が期待できる。果樹では日焼け(気温が高いときに、直射日光が当たると発生する)等の高温障害、凍霜害に対するハウスの換気等の事前対策に効果的に活用できる。週間天気予報で提供される最高・最低気温と組み合わせて活用することで障害発生の目安にしている気温などとの比較が容易となり、早めに対策を講じることができる。複数の県等の農業関係部署からは、農業技術情報等の充実が期待でき、より効果的な営農指導が可能になるといった意見があがっている。

4.3 農業分野でのガイダンス活用可能性

ガイダンスでは、2週間気温予報で対象とする週間天気予報の地点よりも多い約150地点のデータが毎日提供される。これまでの異常天候早期警戒情報で提供する平均気温に最高・最低気温も追加される。第1.2節で示した水稻の冷害・高温障害の軽減に向けた2週間先の農作物警戒情報では、これまでの平均気温のみならず日々の週間天気予報で提供される最高・最低気温と比較しながらの監視ができる。小麦の赤かび病対策で重要な開花期予測の改善、水稻の刈り取り適期の予報や果樹の開花日予測といった作物の生育予測や病虫害発生予察においては、平均気温が有効利用されている。データが毎日最新されることや、対象がこれまでの7日平均気温から5日平均気温となることで詳細な気温の変動も捉えられることなどにより精度が向上することも期待できる。より効果的な作業計画に伴う人員配置、農機材(近年主流となりつつある防除に利用する無人ヘリの予約等)の準備や手配が期待できる。これらの予測では、従来は、平年値を使用していたことが多いが、1か月先の気温予測値とともに2週間先のガイダンスを組み合わせることで活用することにより、より精度の高い予測が可能となる。

¹ 萱場 互起、宮脇 祥一郎

4.4 農業以外の分野での活用可能性

農業以外の分野でも次のような活用の可能性がある。

(1) 防災分野

2週間先までに顕著な高温や低温になる可能性を事前に把握するためには、最高、最低気温の値を把握することが求められる。週間天気予報とともに利用することで熱中症や寒波などへの対策をより早めに講じることができる。

(2) 電力分野

平年と比べて季節進行が早いか遅いか、あるいは電力需要の高まる最高・最低気温が予報されているかなどを把握することが可能となる。これを基に電力の需要変化を予測することで、発電やメンテナンスの計画を調整することが可能となる(野津原と伊藤, 2013)。

(3) 天候の影響を受けやすい小売分野(家電・飲料・アパレル関係など)

平年と比べて季節進行が早いか遅いか、あるいは商品需要の高まる気温が予報されているかなどを把握することが可能となる。これにより商品の需要変化を予測し、在庫調整等に反映すれば販売機会ロスの削減などにつなげることが可能となる。需要予測は、なじみがあり体感で決まることがメリットである。

(4) 生活情報

週間天気予報対象地点の最高・最低気温について、過去1週間からこの先2週間までの気温変化を一括で把握することが可能で、体調の管理や衣服の準備あるいはレジャー計画などに役立てることができる。

4.5 気温予測データ公開の紹介

2013年5月に公開した気候リスクポータルサイト²では、気候リスク管理に関する解説ページのほか、気候リスクの評価に必要な気象データのダウンロードページや、気候リスクへの対応に利用できる確率予測資料



第 4.5-1 図 2週間気温予報の確率予測データの公開ページのイメージ

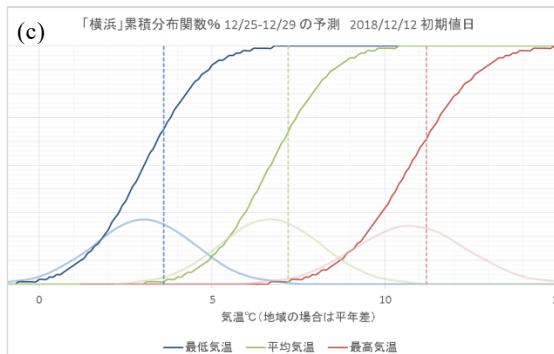
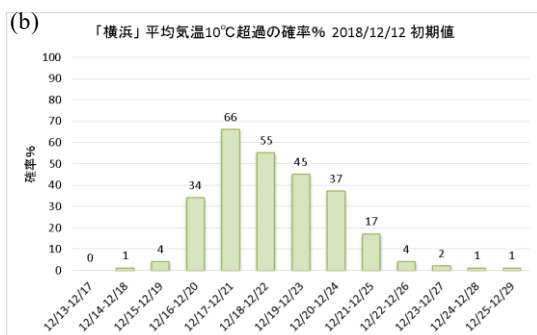
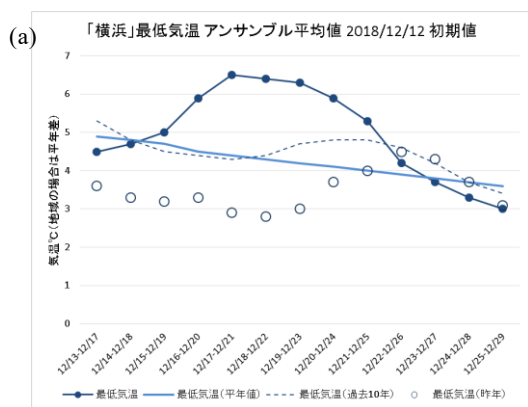
を掲載している(伊藤, 2013)。2019年6月頃からは、これらに加えて2週間気温予報の基となる、5日間平均の平均・最高・最低気温の確率予測資料を入手できるページを公開する予定である(第 4.5-1 図)。この気温予測データは、これまでと同様に表計算ソフトなどで編集可能な CSV 形式で提供する。また、データの表示やグラフの描画が容易にできるエクセルファイルで作成したサンプルワークシートも提供する(第 4.5-2 図)。これを用いれば数値予報ガイダンスの累積確率から任意の閾値毎の確率を表示することができ、利用者ごとに異なる条件での気候リスクへの対応が可能となる。

確率情報の利用についてだが、確率予報であれ決定論な予報であれ、情報に基づく意思決定過程には人による判断を含め何らかの判断基準が存在する。この判断基準は、経験により定まるが、いくつかは対策に必要な費用(コスト)とそれにより軽減できる損失額(ロス)の大きさの関係といった経済的価値に基づいた問題とし、ある程度の事例数を経て利益が生ずるという条件で定まるものである。この問題を定式化したものはコスト/ロス・モデルと呼ばれ、損失を最小とする判断基準を事前に定める作業に用いられる。2週間気温予報では確率予測資料を提供しているので、利用者の判断基準の選択肢は広がり、意思決定過程

² <https://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/index.html>

への取り込みが容易であるので、確率予報³がより効果的に利用される場面が増えると期待される。

共同研究(気象庁と農研機構,2016)を通じた成功事例の創出や、その成果の都道府県農政部署(試験場や普及センターも含む)への普及とその際に得られたニーズを参考にしている。また、一般社団法人日本アパレル・ファッション産業協会、日本チェーンドラッグストア協会、大手家電流通協会、一般社団法人全国清涼飲料連合会との共同調査の際に得られた、気候情報の改善に対するニーズも反映され、幅広い分野にとっての利便性向上を実現しており、活用がさらに広がることが期待できる。週間天気予報とも組み合わせれば、初動を早くできるなど、より効果的な対応が可能となる。



第 4.5-2 図 サンプルワークシートで描画できるグラフ
(a)は、2 週間先までの最低気温予測の推移。比較のため過去 10 年平均の値と昨年の値も描画できる。(b)は、2 週間先までの平均気温予測のある閾値を超える確率値。(c)は、気温予測の累積確率値を示す。(それぞれ 5 日間平均値)

4.6 まとめ

2008 年 3 月に運用が始まった異常天候早期警戒情報を廃止し、2019 年 6 月頃から 2 週間気温予報を開始する。この拡充には、気象庁が農研機構と実施した

参考文献

伊藤明, 2013: 1か月予報と異常天候早期警戒情報のためのガイドンス. 平成 24 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 182-195.
 気象庁, 国立研究開発法人農業・食品産業技術総合研究機構, 2016: 気候予測情報を活用した農業技術情報の高度化に関する研究. 共同研究報告書(平成 23~27 年度), 31pp.
https://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/nogyo_hokoku.html
 野津原昭二, 伊藤明, 2013: 電力需要予測のための2週目気温予測の提供. 平成 25 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 50-53.

³ 気象庁ホームページ確率予報の利用のページアドレス:
https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/kisetsu_riyou/use/index.html

5 今後の展望

5.1 外国気象機関の状況¹

2 週間気温予報は、気候リスクを抱える多くの分野での利用が期待される一方で、予測精度の向上、ユーザーのニーズに応じた情報の作成など、今後も改善を進めていく必要がある。当庁は 2018 年 10 月に「2030 年に向けた数値予報技術開発重点計画」²を策定、公表した。これは国民の安全・安心を守り、活力ある社会を実現するための数値予報の技術開発目標や、その実現のための方策をまとめたもので、同年 8 月に交通政策審議会気象分科会により取りまとめられた提言「2030 年を見据えた気象業務のあり方」³を踏まえたものでもある。この中で、社会経済活動への貢献のため、気候リスクを低減し、生産性向上に資する数か月先までの予測精度を向上させることとしており、2 週間先までの暴風や大雪などの極端現象、1 か月間先までの熱波や寒波に関する予測情報を 2030 年までに提供することが目標として挙げられている。本節では、次節以降で今後の展望について述べる前に、そのヒントとなるような外国気象機関の取り組みや提供されているプロダクトを概観する。

ヨーロッパ中期予報センター (ECMWF) では、10～15 日間先までの様々なアンサンブル予報プロダクト⁴を、主にヨーロッパ各国の気象機関向けに提供している (一部は世界気象機関 (WMO) 加盟国や有料で商用向けにも提供) (ECMWF, 2013)。プロダクトとしては、気圧や気温などの予報マップに加え、アンサンブルデータを用いた確率予測資料、特定の地点における日ごとの気温、降水量、風などを箱ひげ図により予測の幅も含めて表示したメテオグラム、熱波や大雨、暴風などの極端現象の発生確率分布と気候値的な発生確率分布の差を指数化した顕著予測指数 (EFI: Extreme Forecast Index; Lalaurette, 2002; 2003) などが含まれる。また、ウェブアプリケーション ecCharts を

利用すると、アンサンブル予測データを簡単に可視化するだけでなく、あるしきい値を満たす現象の発生確率分布を算出、表示することも可能で、利用者ごとの個別のニーズに応じたプロダクトを作成することができる。

2016 年に策定された ECMWF の 10 か年計画 (ECMWF, 2016) では、2025 年までの目標として、2 週間先までの熱波や大雨、暴風などの極端現象の予測、4 週間先までの極端現象をもたらすような大規模な循環場の変動の予測を挙げている。このため、アンサンブル予報モデルの高解像度化 (水平解像度 5km、現在は 15 日までの予測は 18km) に加え、地球システムモデルの精緻化を進めることとしている (既に 2013 年から 1 か月先までのアンサンブル予報にも大気海洋結合モデルを使用)。また、今後も世界の数値予報センターをリードしていくため、高性能の大型計算機の整備、優秀な人材の確保 (そのための採用方法、雇用条件、労働環境等の整備) も進めていくこととしている。

英国気象局 (UKMO) では、6 日間先までの雨、風、雪、霧、凍結等の現象のリスク情報を地図とコメントという形式で一般向けに提供している⁵。リスク情報は、現象によるインパクトの大きさ×発生確率として、黄色、橙、赤の 3 段階で表示される (第 5.1-1 図)。黄色は影響の小さい現象が発生する可能性が高いとき、あるいは可能性が低いが発生すれば影響が大きいとき、赤は両方とも大きいときに発表される。また、UKMO には高度利用のためのコンサルタントを担うグループ (Applied Science and Scientific Consultancy) も設置されており、公的機関や民間に対して、気象・気候リスクを抱える業務でのリスク緩和のため、様々な時間スケールの予測情報の提供を行っている。対象分野には、エネルギーや海事に加え、小売、保険なども含まれる。リスク管理に関する情報では、アンサンブル予報データを用いた確率予測情報も提供される。なお、同局が 2015 年にまとめた 2021 年までの計画 (Met Office 2015) では、顕著現象や気候変動に係る気象・気候リスクの緩和、社会経済活動への支援のため、

¹ 大野 浩史

² https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/tecdev/nwp_strategic_plan_towards_2030.html

³ https://www.mlit.go.jp/policy/shingikai/kishou00_sg_000077.html

⁴ プロダクトの概要は以下で確認できる。

<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/documentation-and-support/medium-range-forecasts>

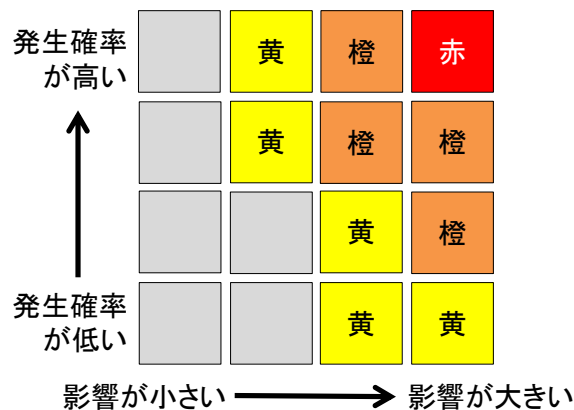
⁵ <https://www.metoffice.gov.uk/public/weather/warnings>

数値予報システムの改善やプロダクト、サービスの高度化を引き続き進めていくこととしている。

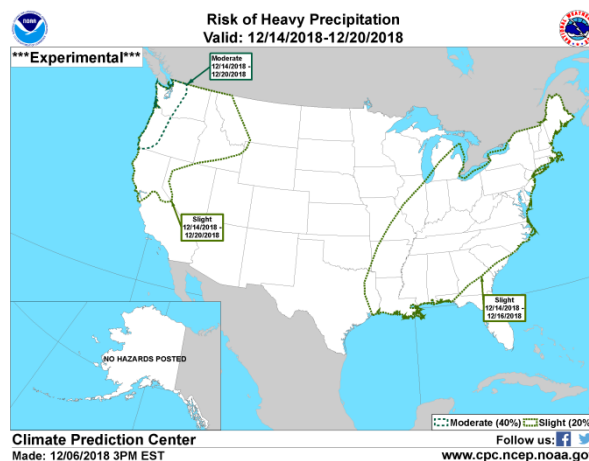
米国海洋大気庁気候予測センター(CPC/NOAA)では、14日間先までの顕著現象の発生予測を、Hazards Outlook⁶として公表しており、高温・低温、大雨、洪水、大雪、強風、干ばつの見通しを、警戒地域の分布図とテキストによる解説で提供している。また、試験的に2週目の顕著な高温・低温や大雨(上位15パーセンタイルとなるような現象で定義。気温は日別、大雨は3日間積算で評価)については確率的な情報も提供しており、その確かさに応じて、Slight(20%)、Moderate(40%)、High(60%)の3段階で発表している(第5.1-2図)。また、特定の基準を超える気温(例えば華氏温度で100度(100°F、摂氏温度では37.8度(37.8°C))を超えるような熱波)の発生確率の空間分布のマップも提供されている。

参考文献

- ECMWF, 2013: 25 years of ensemble forecasting at ECMWF. *ECMWF Newsletter*, **153**, 20-31.
- ECMWF, 2016: Strategy 2016 – 2025: The strength of a common goal. 27pp. Available on line at <https://www.ecmwf.int/en/about/what-we-do/strategy>
- Lalurette, F., 2002: Early detection of abnormal weather conditions using a probabilistic extreme forecast index. *ECMWF Tech. Memorandum*, **373**.
- Lalurette, F., 2003: Early detection of abnormal weather conditions using a probabilistic extreme forecast index. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 3037-3057.
- Met Office, 2015: Met Office Science Strategy: 2016-2012. 42pp. Available on line at <https://www.metoffice.gov.uk/research/news/2015/new-science-strategy>



第 5.1-1 図 英国気象局のリスク情報のイメージ
縦軸が現象の発生確率、横軸がその現象が発生したときの影響の大きさを表し、両者の程度に応じた警戒のレベルを色(黄色、橙、赤)で表している。



第 5.1-2 図 CPC/NOAA による 2 週目の大雨の発生確率マップの例
2018 年 12 月 6 日発表の例。緑色の破線(40%)、点線(20%)で確率を表す。

⁶ <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/predictions/threats/threats.php>

5.2 全球 EPS の将来的な開発の方向性と展望¹

5.2.1 はじめに

当庁では、2 週間気温予報を支援する全球アンサンブル予報システム(全球 EPS; 第 3.6 節)に対して、大気モデルやアンサンブル初期摂動作成手法の継続的な開発に加えて、水平高解像度化、鉛直層数増強、アンサンブルメンバー数の倍増を計画している(本田, 2018)。また、2019 年に開始する 2 週間気温予報に合わせて、現在配信している全球域・日本域プロダクト(格子点データ及び統計値)を高解像度化・高頻度化する。本節では、さらに将来的な全球 EPS の開発について、2 週間先の予測精度に寄与する現象を概観し、当庁の 2030 年に向けた数値予報技術開発重点計画²や海外数値予報センターの開発動向も踏まえた上で、その方向性と展望について述べる。

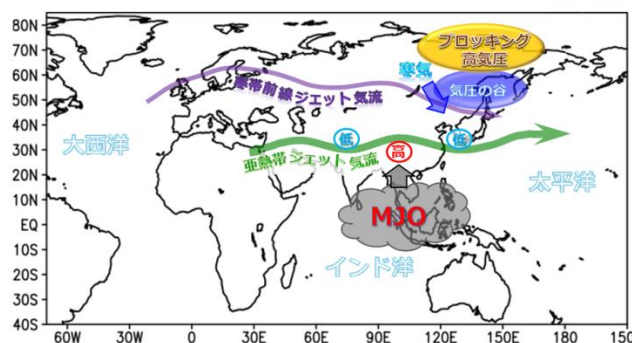
5.2.2 2 週間先の予測精度に寄与する現象

数値予報モデルの予測精度向上には、様々な時間・空間スケールで重ね合わさっている各現象とそれらの相互作用の表現の改善が必要となる。一般に日本域での日々の天気予報においては、日変化や傾圧不安定波動(総観規模擾乱)などの相対的に空間スケールが小さく、時間変動の周期が短い現象が大きく寄与する。そのため、対象時刻の瞬間値で予測精度を把握することができるが、これらの現象の予測可能性は数日を超えると低くなると考えられている。

一方、空間スケールが大きく、時間変動の周期が長い現象の方が予測可能性を持つことが知られており(Buizza and Leutbecher, 2015)、2 週間先での日本上空の予測に対しては、日本から少し離れた熱帯や中緯度からのこのような現象による寄与が重要となる。しかし、予測結果の有効利用には高周波・小スケールの現象の影響を軽減するための処理(時空間平均、ローパスフィルターなど)が必要となり、平年値からの偏差で応答・相互作用を把握することが多い。

このとき、数値予報モデルによる予測誤差の時間・空間的な伝播経路の把握が重要となる。例えば、数

日から数週間先の予測誤差は、中緯度の傾圧不安定波動の位相速度だけでなく、準定常ロスビー波の群速度によっても伝播する(前田, 2013)。特に、大規模に組織化した積雲が様々なスケールで相互作用するマッデン・ジュリアン振動(MJO)は、一度発生すると熱帯の循環場を持続的に支配するため影響が大きい。そのため、MJO に伴う対流の非断熱加熱により励起された準定常ロスビー波が亜熱帯ジェットに沿って伝播するような状況では、数値予報モデルの予測誤差も MJO が存在するインド洋から日本域に数日程度で伝播することが知られている(第 5.2-1 図; Roundy, 2012)。さらに、予測誤差は海洋や陸面など下部境界の影響を受け、アジアモンスーンやブロッキングなど熱帯と中緯度の様々な現象(第 3 章)とも相互作用しながら、太平洋から北アメリカを越えてヨーロッパやアフリカへ影響が及ぶことも認識されている(Stan et al., 2017)。



第 5.2-1 図 MJO に伴う熱帯と中緯度の相互作用の例
MJO に伴う対流活発域の北側で高気圧性の渦が作られ、ロスビー波が亜熱帯ジェット気流に沿って伝播し、ブロッキングなど中緯度の様々な現象と相互作用する。

5.2.3 2 週間先の予測精度の改善に向けて

これまで 2 週間先の予測は、大気を持つ初期値鋭敏性のために難しいと考えられ、「予測可能性の砂漠」とも呼ばれていた(Vitart et al., 2012)。しかしながら、現業数値予報センターのモデル予測精度が向上して研究と理解が進むにつれて、現象の空間・時間スケールを選べばある程度は予測可能と認識されるようになり、研究促進に向けた S2S (Sub-seasonal to Seasonal) 予測プロジェクトが 2012 年に立ち上げられた(Vitart et al., 2017; White et al., 2017)³。当庁も全

¹ 小森 拓也、足立 恭将

² https://www.jma.go.jp/jma/kishou/knownow/tecdev/nwp_strategic_plan_towards_2030.html

³ 2018 年には「S2S 予測プロジェクト Phase 2」が提案され、2023 年まで継続される予定となっている。

球 EPS を用いて、この国際プロジェクトに参加している。様々な現象に対して S2S プロダクトを用いた国際比較が行われた結果、特に当庁の数値予報モデルは MJO の予測精度(振幅や位相速度など)が十分ではないため(Vitart, 2017; 久保, 2017)、その精度改善の必要性が内外で認識されている⁴。

1 か月先までの予測に対して、当庁では大気モデルを運用しているが、数値予報モデルの積分時間が進むほど海洋変動からの寄与が次第に大きくなるため S2S 予測プロジェクトへの参加機関の多くが大気海洋結合モデルを運用している。また近年では、相対的に解像度の低いアンサンブル予報モデルだけでなく、高解像度短中期予報モデルの大気海洋結合化の開発が主流となっている。例えば、カナダ気象局(ECCC)では2017年12月に大気海洋結合化した高解像度決定論全球モデルが世界で初めて現業化された。欧州中期予報センター(ECMWF)でも大気海洋結合化した高解像度決定論全球モデルが2018年6月に現業化された。英国気象局(UKMO)においては、2016年に5か年開発計画を策定し、2020年の高解像度決定論全球モデルの大気海洋結合化を目指して開発が進められている。

このような国際的な背景のもと、当庁でも全球 EPS に対して様々なフィージビリティスタディを行いながら開発を進めている。一般に、大気モデル本体(データ同化システムについては後述)に海洋が変動する効果を導入するためには、完全結合(Full Coupling)、部分結合(Partial Coupling)、2段階法(Two-Tiered Method)などの手法が知られている。

完全結合は、予測初期から海洋モデルと完全に結合する手法であるが、海洋モデル実行の計算機資源が必要となる上に、初期値を作成するデータ同化システムが結合化されていないと予測初期に不整合(初期ショック)を生じる要因となる。部分結合は、予測初期は SST 解析プロダクト⁵を用い、時間と共に完全結

合に近づける手法である。海洋モデル実行の計算機資源は必要であるが、初期ショックを抑制する効果が期待できる。2段階法は、大気モデルの下部強制力として、予め大気海洋結合モデルで予測された SST を用いる手法であり、当庁でも2003年3月から2010年2月まで現業季節 EPS(当時は大気モデル)に対して運用していた(新保ほか, 2009)。既存の大気海洋結合モデルを利用することにより、大気モデル単体の計算機資源はほぼ変わらず、SST 解析プロダクトを予測初期に用いれば初期ショック抑制も期待できる。SST 予測値を提供している大気海洋結合モデルが改良されると、自動的にその恩恵を受けられるが、モデル気候値を計算するための再予報を行う必要がある。

ECMWF では、2018年6月以降、決定論とアンサンブルの両現業モデルに対して、熱帯域では完全結合、中高緯度は部分結合(8日目以降は完全結合)を採用している。また、米国国立環境予報センター(NCEP)では、2022年までに天気予報から季節予報までを支援する統一的なモデルの枠組みの構築を計画しており、現在、結合化の効果を導入する2段階法のアプローチを試みている(Zhu et al., 2018)。

全球 EPS に海洋が変動する効果を導入するために当庁が行ったフィージビリティスタディの例として、低解像度版(約110km格子)の解析 SST 初期偏差固定の現業短期予報決定論モデル(大気モデル:米原, 2017)に対して、現業季節 EPS(大気海洋結合モデル:高谷, 2015)の海洋モデルを完全結合した実験結果を第5.2-2図に示す。大気モデルと結合モデルの根平均二乗誤差(RMSE)の差を大気モデルのRMSEで規格化した5日目の予測結果を見ると、東西平均気温(図(a))と500hPa高度(図(b))ともに、結合化することで熱帯では予測精度が改善し、中高緯度では悪化していることがわかる。なお、ECMWFでも同様の結果が得られており、海洋モデルの解像度が現業 SST 解析プロダクトよりも低く、中高緯度での海洋の中規模渦を解像できないためと推測されている。また、この中高緯度での精度悪化を抑制するためにECMWFでは部分結合が導入された(Mogensen et al., 2018)。第5.2-2図において、熱帯域での500hPa高度のRMSE(図(c))と200hPa速度ポテンシャルのア

⁴ 第3回数値予報モデル開発懇談会の「委員からの主なご意見」:https://www.jma.go.jp/jma/kishou/shingikai/kondankai/suuchi_model_kondankai/part3/part3-gijigaiyou.pdf

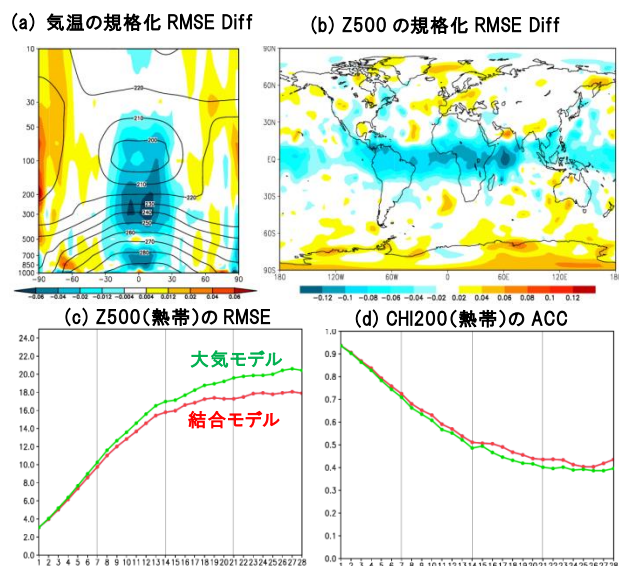
⁵ 例えば、全球 EPS で使用している MGDSSST(栗原ほか, 2006)など

ノマリ相関係数(図(d))の時間変化を見ると、サンプル数が十分ではないものの、予測 28 日目にかけて結合化による改善が持続していることがわかる。今後は、現業全球 EPS の解像度(約 40km 格子)を用いた部分結合の実験や、季節 EPS の SST 予測値を用いた2段階法など現状の計算機資源で運用できる実利的なアプローチも試みる予定である。

一方、初期ショックを抑制して予測精度を向上させるために、データ同化システムの大気海洋結合化に向けた開発も各国で活発に進められている(Penny et al., 2017)。ECMWF では、実験的な大気海洋結合再解析(CERA-20C と CERA-SAT)での実績を踏まえて、海水域での弱結合同化システム⁶を 2018 年 6 月に現業化し、2019 年には海洋域でも現業化する予定であ

る。また弱結合同化から準強結合同化へ向けた開発が現在進行中であり、大気再解析 ERA5 の後継となる ERA6 は大気海洋結合再解析とする計画である。UKMO でも、弱結合同化システムの現業化に向けた開発が進んでおり、現在、テストモードでの結合予測実験が日々行われている。当庁では、気象研究所において弱結合同化システムの研究開発を行っており、全球 EPS の結合化とともに現業運用を視野に入れた今後の開発が期待されている。

結合同化は、大気と海洋・海氷のプロセスだけでなく大気と陸面・積雪のプロセスに対しても開発が行われている。ECMWF、UKMO、フランス気象局などでは、衛星観測データの効果的な利用に向けて陸面結合同化手法の研究開発が進められている。また、S2S 予測プロジェクトなどでは、陸面は大気や海洋と比べて 2 週間先の予測に対する寄与が大きいと考えられており⁷、モデル本体の開発と合わせて大気陸面結合同化の重要性が認識されている。将来的には、成層圏の気温や風に寄与する既存の物理過程(放射過程や重力波など)の改善だけでなく、オゾンや二酸化炭素の衛星データ同化など成層圏での化学過程との結合を通じて、対流圏と成層圏の相互作用による予測精度改善も重要な開発課題の一つとなり得る。



第 5.2-2 図 低解像度版(約 110km 格子)決定論モデルによる大気海洋結合化のインパクト実験結果(JRA-55 (古林ほか, 2015)に対する検証)

上段: 予測 5 日目の RMSE の差を大気モデルの RMSE で規格化した(a) 東西平均気温と(b) 500hPa 高度の結果(結合モデルの精度が高い領域が負)。下段: 熱帯域(20S-20N)での(c) 500hPa 高度の RMSE と(d) 200hPa 速度ポテンシャルのアノマリ相関係数の時間変化(緑線は大気モデル、赤線は結合モデル、横軸は予測日数)。2016 年 6 月から 2017 年 8 月の 91 サンプル(5 日毎)の結果。

⁶ 「弱結合同化」では、第一推定値は結合モデルで作成するが、データ同化自体は大気と海で別々のシステムで行う。「準強結合同化」では、データ同化を別々のシステムで行いつつも、(アウトループの繰り返しにより)個々のシステムの解析インクリメントが他方のシステムに影響を与える。「強結合同化」では、1 つの同化システムとして結合データ同化を行う。

5.2.4 不確実性情報の改善に向けて

一般に、計算機資源は数値予報システム(モデルとデータ同化)の高解像度化、物理過程の改良や新たなコンポーネント(海洋、海氷、波浪、化学過程など)の実装、アンサンブルメンバー数の増強などへ割り当てられるが、不確実性情報を改善するためには、アンサンブルメンバー数だけでなく、アンサンブル初期摂動作成手法の開発も重要となる。

現在、全球 EPS では、特異ベクトル(SV)法と局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(LETKF)法の組み合わせによって各メンバーのアンサンブル初期摂動を作成している。一方、現業の 4 次元変分法データ

⁷ 例えば、WWRP/WCRP Sub-seasonal to Seasonal Prediction Project (S2S) Phase II Proposal の Figure 2 参照

https://www.wmo.int/pages/prog/arep/wwrp/new/documents/WWRP_2018_4_S2S_Phase_II_Proposal.pdf

同化システムに対して、LETKF を組み合わせて予報誤差を見積もるハイブリッドデータ同化システムへの高度化が計画されている(本田, 2018)。そのため、予報アンサンブルと解析アンサンブルがなるべく連動・整合する方向に開発することが望ましい。

また、全球 EPS では、モデルアンサンブル手法として確率的物理過程強制法 (SPPT) を実装しているが、ECMWF や UKMO では、より物理的に意味付け可能なアプローチとして物理過程のパラメータを直接扱う確率的パラメータ摂動法 (SPP) への移行へ向けた開発が進められている (Leutbecher et al., 2017)。現在、個々の物理過程の定式化自体を確率的にする様々なアプローチが研究されているが、開発・維持コストを考慮して実利的なものを実装する必要がある。

数値予報システム全体としての高解像度化が進む中、最適なメンバー数や過去の初期値での予測メンバーの利用 (LAF 法)、予測時間に応じた解像度の変更⁸など、その時の計算機資源に応じた継続的な開発と調整は今後も不可欠となるだろう。

5.2.5 おわりに

本節では、2 週間先を中心とした全球 EPS の予測精度改善に向けて、将来的に取り組むべき開発の方向性と展望について述べた。S2S 予測プロジェクトの国際比較などにより、(熱帯の循環場を持続的に支配して日本への影響が大きい) MJO に対する当庁の予測精度改善の必要性が内外で認識される中、大気モデル本体の改良、海洋結合化やアンサンブル初期摂動作成手法の開発などをバランスよく行っていくことが必要となる。その上で、海外数値予報センターの動向も踏まえると、①数値予報モデルとデータ同化手法に対する地球システム化、②短期予報から季節予報までのシームレス化、③数値予報システム(とプロダクト)の高解像度・高頻度化、を目指した開発が重要と考えられる。

①については、第 5.2.3 項で述べたとおり、既に各国で数値予報システムの大気海洋結合化に向けた開発が進められており、数値予報モデルとデータ同化に

おいて、大気と陸面・海氷・波浪などの各過程をいかに整合的に結合化できるかが今後の課題となっている。当庁では、まずは結合化した全球 EPS での 2 週間先の予測を目指し、さらに将来的には大気海洋結合同化による予測初期からの予測精度改善を視野に入れた開発を行うべく、現在、様々なフィージビリティスタディを行っている。

②についても、以前から短期予報から季節予報までを統一的に扱うシームレスなモデル開発の必要性が叫ばれてきており (Brunet et al., 2010; Hoskins, 2013)、既に世界的な開発の流れとなっている。当庁では、既に全球 EPS によって短期予報から 1 か月予報までを統一的に扱っているが、季節予報とのシームレス化についても、季節 EPS の 1 か月予報での利用に向けた開発を今後の方向性として検討している。

③については、限られた計算機資源を有効に使うて予測精度を向上させるため、最適な解像度での各コンポーネント(例えば大気モデルと海洋モデル)の組み合わせや、1 初期値当たりのアンサンブルメンバー数を考慮しながら、より良い不確実性情報を提供できる構成での運用が課題となる。

モデル開発は日々の地道な努力の積み重ねである。今後も、各分野での研究や海外数値予報センターでの動向にも注視しながら、現業数値予報センターとして開発を着実に継続していく必要がある。

参考文献

- 久保勇太郎, 2017: MJO. 平成 28 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 33-37.
- 栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析. 測候時報, 73, S1-S18.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌巳, 小野田浩克, 大野木和敏, 釜堀弘隆, 小林ちあき, 遠藤洋和, 宮岡健吾, 高橋清利, 2015: 気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) の概要. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66-115.
- 新保明彦, 平井雅之, 森浩俊, 足立典之, 出原幸志郎, 2009: 大気海洋結合モデルによる季節アンサンブル予報システムの概要と予測精度. 平成 21 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 93-100.

⁸ 現在の全球 EPS では、予測 18 日目を以降に 40km 格子から 55km 格子に低解像度化して運用している。

- 高谷祐平, 2015: 概論. 平成 27 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1-4.
- 本田有機, 2018: NAPS10 における改良計画. 平成 30 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 2.
- 前田修平, 2013: 季節予報に関わる現象のメカニズムを理解するための力学的な基礎知識. 平成 24 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 282-318.
- 米原仁, 2017: 全球数値予報システムの改良の概要. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-7.
- Brunet, G., M. Shapiro, B. Hoskins, M. Moncrieff, R. Dole, G. Kiladis, B. Kirtman, A. Lorenc, B. Mills, R. Morss, S. Polavarapu, D. Rogers, J. Schaake, and J. Shukla, 2010: Collaboration of the Weather and Climate Communities to Advance Subseasonal-to-Seasonal Prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91**, 1397–1406.
- Buizza, R. and M. Leutbecher, 2015: The forecast skill horizon. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **141**, 3366–3382.
- Hoskins, B., 2013: The potential for skill across the range of the seamless weather-climate prediction problem: a stimulus for our science. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **139**, 573–584.
- Leutbecher, M., S. Lock, P. Ollinaho, S. T. Lang, G. Balsamo, P. Bechtold, M. Bonavita, H. M. Christensen, M. Diamantakis, E. Dutra, S. English, M. Fisher, R. M. Forbes, J. Goddard, T. Haiden, R. J. Hogan, S. Juricke, H. Lawrence, D. MacLeod, L. Magnusson, S. Malardel, S. Massart, I. Sandu, P. K. Smolarkiewicz, A. Subramanian, F. Vitart, N. Wedi, and A. Weisheimer, 2017: Stochastic representations of model uncertainties at ECMWF: state of the art and future vision. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **143**, 2315-2339.
- Mogensen, K., P. Browne, and S. Keeley, 2018: NWP gaps and needs. *Presentation at the workshop on observations and analysis of sea surface temperature and sea ice for NWP and climate applications*, available on line at: <https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2018/17978-nwp-needs-and-gaps.pdf>.
- Penny, S. G., S. Akella, O. Alves, C. Bishop, M. Buehner, M. Chevallier, F. Counillon, C. Draper, S. Frolov, Y. Fujii, A. Karspeck, A. Kumar, P. Laloyaux, J-F. Mahfouf, M. Martin, M. Pea, P. de Rosnay, A. C. Subramanian, R. Tardif, Y. Wang, and X. Wu, 2017: Coupled Data Assimilation for Integrated Earth System Analysis and Prediction: Goals, Challenges, and Recommendations. *WWRP report 2017-3*, Available on line at: https://www.wmo.int/pages/prog/arep/wwrp/new/documents/Final_WWRP_2017_3_27_July.pdf
- Roundy, P. E., 2012: Tropical-extratropical interactions. In W. K.-M. Lau and D. E. Waliser (Eds.), *Intraseasonal Variability in the Atmosphere-Ocean Climate System* (pp. 497-512). Springer Praxis Books.
- Stan, C., D. M. Straus, J. S. Frederiksen, H. Lin, E. D. Maloney, and C. Schumacher, 2017: Review of tropical-extratropical teleconnections on intraseasonal time scale. *Reviews of Geophysics*, doi:10.1002/2016RG000538
- Vitart F., A. W. Robertson, and D. L. T. Anderson, 2012: Subseasonal to seasonal prediction project: bridging the gap between weather and climate. *WMO Bull.*, **61(2)**, 23–28.
- Vitart, F., C. Ardilouze, A. Bonet, A. Brookshaw, M. Chen, C. Codorean, M. Déqué, L. Ferranti, E. Fucile, M. Fuentes, H. Hendon, J. Hodgson, H.-S. Kang, A. Kumar, H. Lin, G. Liu, X. Liu, P. Malguzzi, I. Mallas, M. Manoussakis, D. Mastrangelo, C. MacLachlan, P. McLean, A. Minami, R. Mladek, T. Nakazawa, S. Najm, Y. Nie, M. Rixen, A. W. Robertson, P. Ruti, C. Sun, Y. Takaya, M. Tolstykh, F. Venuti, D. Waliser, S. Woolnough, T. Wu, D.-J. Won, H. Xiao, R. Zariyov, and L. Zhang, 2017: The Subseasonal to Seasonal (S2S) Prediction Project Database. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **98**, 163-173.
- Vitart F., 2017: Madden – Julian Oscillation prediction and teleconnections in the S2S database. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **143**, 2210-2220.
- White, C. J., H. Carlsen, A. W. Robertson, R. J. T. Klein, J. K. Lazo, F. Vitart, E. Coughlan De Perez, A. J. Ray, V. Murray, S. Bharwani, D. Macleod, R. James, L. Fleming, A. P. Morse, B. Eggen, R. Graham, E. Kjellström, E. Becker, K. V. Pegion, N. J. Holbrook, D. Mcevoy, M. Depledge, S. Perkins-kirkpatrick, T. J. Brown, R. Street, L. Jones, T. A. Remenyi, I. Hodgson-johnston, C. Buontempo, R. Lamb, H. Meinke, B. Arheimer, and S. E. Zebiak, 2017: Potential applications of subseasonal-to-seasonal (S2S) predictions, *Meteorological Applications*, **24**, 315-325.
- Zhu, Y., X. Zhou, W. Li, D. Hou, C. Melhauser, E. Sinsky, M. Peña, B. Fu, H. Guan, W. Kolczynski, R. Wobus, and V. Tallapragada, 2018: Toward the improvement of subseasonal prediction in the National Centers for Environmental Prediction Global Ensemble Forecast System. *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, **123**.

5.3 ガイドランスの改善に向けて¹

本節では、ガイドランス作成手法について概観し、課題を挙げ改善の方向性を示す。

数値予測モデルの予測誤差は予測時間とともに増大するため、その誤差を適切に評価しなければならない。そのため、予測したい物理量を確率密度分布で評価する必要がある。

この確率密度分布を限られた計算機資源で推定するために、当庁など世界の多くの予報機関ではアンサンブル予報を行っている。しかし、アンサンブル予報から得られる分散は一般に予測誤差より小さくなる。予測誤差を引き起こす要因は、初期値誤差、物理過程の誤差、数値計算上の誤差など様々あるが、アンサンブル予報で考慮出来ている要因が限定的であることが分散過小の一因と考えられている(Raftery et al, 2005)。またアンサンブルメンバー数の不足も分散過小要因となる。そこで、統計的手法の併用により、確率密度分布の推定が必要となる。

Gneiting (2014)は、アンサンブル予報の結果から確率密度分布を推定する方法として、Ensemble Model Output Statistics(EMOS)と Bayesian Model Averaging (BMA)の二つの手法を紹介している。EMOSは、アンサンブル平均値やアンサンブルスプレッドなどのモデルの情報を用いて確率密度分布を定義するパラメータ(たとえば平均や分散)を可変にする手法である。通常、線形回帰を行った場合は誤差分布として等分散の正規分布を仮定している。このため、予測される確率密度分布の分散は一定となりモデルが環境場に応じて表現している誤差の情報が活用できない。EMOSでは、分散も可変にすることで修正の自由度が増すため、そのような点が改善される可能性がある。一方、BMAは、各モデルで予測した確率密度分布を重み付きで重ね合わせることで、モデルに固有の不確実性を考慮した確率密度関数を推定する手法である。

当庁の2週間気温予報や1か月予報におけるガイドランスでは、5メンバーの再予報データを用いて線形回帰を行い、正規分布のパラメータである平均の予測

式の作成および分散の推定を行っている。その上で、これらのパラメータを用いて、現業では26(または50)メンバーを5メンバーごとの5(または10)組に分けてそれぞれで正規分布を作成して重ね合わせている(田中ほか, 2017)。このようにすることでモデルの不確実性の情報を予測に反映させている。ただし、5メンバーごとの組から推定される正規分布の分散は線形回帰によって推定されたものであり一定となっている。このため、5メンバーの予測の散らばりを考慮できていない。この5メンバーの予測に前述のEMOSを用いることで、モデルの情報をよりくみ取れる可能性がある。

また、季節予報で用いるガイドランスでは、降水量や降雪量といった本来は正規分布とならないような物理量においても2.5乗根するなどして正規分布に近づけるように変数変換を行い、正規分布を仮定することによって予測を行っている。このような手法について、久保(2012)は応答変数の「構造にあわせて適切な確率分布を選ぶ」ことが重要であり、変数変換による手法は好ましくない旨を主張している。季節予報ガイドランスにおいても、変数変換せずに、応答変数にあわせた確率分布を仮定するべきだろう。たとえば、Sheuerer and Hamil(2015)は、切断ガンマ分布を仮定して12時間降水量を予測した。その結果、5日先でもBSSは正となることが確認されている。

これまでは、再予報データと観測値から正規分布やガンマ分布など、ある特定の分布を仮定してそのパラメータを推定する手法について述べてきた。一方、パラメータを推定せず、過去のデータからその確率密度分布を推定する手法がある。Hamil et al.(2015)は、過去の予測データから現在の予測データと似た日を抽出し、その際に観測された値を集めて確率密度分布とする手法を提案している。分布を仮定する推定方法では、正規分布などの簡単な分布で仮定できる場合は良いが、より適切に予測するためには複雑な分布を検討しなければならないことがある。この手法は、そのような複雑な分布を検討する必要がないことが大きなメリットである。ただし、この手法は過去に出現したデータに依存してしまい、過去に出現したことがないような値を表現することは不得意となるため注意が必要である。

¹ 伊藤 晋悟

モデルの予測データを用いたガイダンスの手法だけでなく、実況データから Deep Learning を用いて予測する手法も報告されている。Saha et al.(2017)は、モンスーンの降水量について、モンスーンオンセットの数か月から 1 年程度前の実況値から推定できないか調査を行った。この際、自己符号化器(岡谷, 2015)を用いて実況データを“圧縮”し、“圧縮”されたデータを用いて回帰を行うことで予測している。この手法は過去の実況データを用いて予測をしたものである。同様の考えで、モデルデータを有効な情報に“圧縮”して、予測を推定する手法は、少ない説明変数で有効な情報を表現できるという点で優れているので、検討する価値があると見込まれる。

このほか、パラメータの誤差を考慮した予測を行う手法もある。これまでパラメータの推定には最小二乗法を用いており、決定論的に求めている。すなわち、回帰係数や分散などのパラメータは固定値であるとしている。パラメータに大きな誤差が見込まれない場合は良いが、サンプルが少ないなどの理由でパラメータに誤差が見込まれる場合は、ベイズ理論を用いてパラメータの事後確率を算出し、その分布を用いて予測分布を推定する方が精度が高くなる可能性がある(渡辺, 2012)。

以上挙げた手法のほかにも、ランダムフォレストによる手法も検討されている(Taillardat et al., 2016)。その他、未学習データに対しても高い識別能力を有するサポートベクターマシンなど、これまで統計分野で広く利用されている手法の選択も考えられる。また、これらの手法を現業に適用する際にはその開発や維持・管理コストを考慮することも重要である(工藤, 2018)。それぞれの手法について、その効果や開発および維持・管理コストなども考慮したうえで、最適な手法を採用できるよう、今後調査していく必要がある。

参考文献

- 岡谷貴之, 2015: 深層学習(機械学習プロフェッショナルシリーズ). 講談社, 176pp.
- 工藤淳, 2018: ガイダンスの開発と運用. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 86-87.
- 久保拓弥, 2012: データ解析のための統計モデリング入門—一般化線形モデル・階層ベイズモデル・MCMC, 岩波書店, 267pp.

- 田中基裕, 伊藤晋悟, 平井雅之, 2017: 1 か月予報及び異常天候早期警戒情報のためのガイダンスの改善. 平成 28 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 48-64.
- 渡辺澄夫, 2012: ベイズ統計の理論と方法. コロナ社, 226pp.
- Gneiting T., 2014. Calibration of Medium-Range Weather Forecasts, *ECMWF Technical Memorandum*, **719**.
- Hamill, T. M., M. Scheuerer, and G. T. Bates, 2015: Analog probabilistic precipitation forecasts using GEFS reforecasts and climatology-calibrated precipitation analyses. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 3300-3309.
- Raftery, A. E., T. Gneiting, F. Balabdaoui, and M. Polakowski, 2005: Using Bayesian Model Averaging to Calibrate Forecast Ensembles. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1155-1174.
- Saha, M., Mitra, P., and Nanjundiah, R. S., 2017: Deep Learning for Predicting the Monsoon over the Homogeneous Region of India. *Journal of Earth System Science*, **126**, 54.
- Sheuerer, M. and Thomas M. Hamill, 2015: Statistical Postprocessing of Ensemble Precipitation Forecasts by Fitting Censored, Shifted Gamma Distributions. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 4578-4596.
- Taillardat, M., Mestre, O., Zamo, M., and Naveau, P., 2016: Calibrated ensemble forecasts using quantile regression forests and ensemble model output statistics. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 2375-2393.