



Title	日本周辺域における前線の出現特性及び降雨の地域特性に関する研究
Author(s)	宮本, 真希
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(工学)
Dissertation Number	甲第15850号
Issue Date	2024-03-25
DOI	https://doi.org/10.14943/doctoral.k15850
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/91968
Type	doctoral thesis
File Information	Maki_Miyamoto.pdf



A Study on Appearance of Atmospheric Fronts and Regional

Characteristics of Rainfall around Japan

日本周辺域における前線の出現特性及び降雨の地域特性に関する研究

Maki MIYAMOTO

宮本真希

A Doctor Thesis

博士論文

北海道大学大学院工学院

on February 20, 2024

ABSTRACT

Atmospheric fronts are density interfaces formed between two air masses with different characteristics. In particular, fronts stagnate around Japan from May to July, and are called Baiu fronts. The heavy rains associated with Baiu fronts cause extensive damage from river overflows and landslides, and therefore, it is necessary to develop flood control plans that take into account changes in the frequency and amount of rainfall in the future climate with global warming. In addition, since fronts and typhoons are familiar terms that are frequently used in daily weather forecasting, it is thought that the location information of these fronts and typhoons can be utilized as disaster prevention information. Therefore, the inclusion of weather factors such as fronts and typhoons in flood risk assessment can be used as information that can be widely understood by the general public.

This study discusses the characteristics of fronts that have appeared around Japan over the past 43 years and their contribution to extreme rainfall events. This contributes to our understanding of the mechanism of extreme rainfall events by proposing an analytical method to provide meteorological background for assessing the risk of extreme rainfall events at the basin scale.

In Chapter 2, we developed a method for extracting fronts from ground weather images and converting them to grid data. The location information of fronts for 43 years using this method shows that the number of stagnant fronts appearing in August has increased 1.5 times since the 1990s in Hokkaido, Japan. In recent years, the strengthening of the Pacific High and the weakening of the Okhotsk High have caused the fronts to move northward.

In Chapter 3, the contribution of fronts to heavy rainfall events was evaluated for 109 first-class water systems in Japan. In particular, it was found that the meteorological field patterns causing heavy rainfall in the Ishikari River basin were divided into two main types: 40% were fronts associated with extratropical cyclones, and 30% were combinations of fronts and typhoons far from the basin. In particular, the largest rainfall event in early August 1981 was caused by a combination of a front and a distant typhoon.

In Chapter 4, fronts are defined as dimensionless indices consisting of horizontal temperature gradients and vorticity determined from horizontal winds, based on the front data developed in Chapter 2. In the area where the front appears, the horizontal temperature gradient is large and the vorticity determined from the horizontal wind is positive. By developing a method for extracting fronts using dimensionless numbers of both variables, it is possible to extract fronts from the atmospheric field.

In Chapter 5, the front extraction method developed in Chapter 4 is applied to the climate prediction information d4PDF, which consists of a large number of ensemble experiments. The rainfall patterns in the Ishikari River basin based on the 5-km-resolution precipitation distribution reproduced and predicted by the climate model were similar to those observed in Chapter 3. In particular, the frequency of heavy rainfall events of the size equivalent to that of the early August 1981 event increased by a factor of 2.3 with an increase in the climatic external forcing. The frequency of frontal torrential rains associated with extratropical cyclones increased by a factor of 2.4, while the frequency of torrential rains associated with frontal torrential rains combined with distant typhoons increased by a factor of 1.5. The top three cases of heavy rainfall in the future climate that have higher precipitation than the largest heavy rainfall in the past are the heavy rainfall of the said pattern.

In this study, we compiled information on the location of fronts over the past 43 years based on ground weather maps and found that the number of stagnant fronts in Hokkaido has increased 1.5-fold in August since the 1990s. It was also found that 40% of the heavy rainfall events in the Ishikari River basin were caused by fronts associated with extratropical cyclones, and 30% were caused by a combination of fronts

and distant typhoons. We developed a method to estimate the location of fronts based on atmospheric conditions. By applying this method to the latest climate projection information, it was found that in the future climate, which is significantly influenced by climate change, the meteorological field pattern of heavy rainfall in the Ishikari River basin is similar to that of the present climate. On the other hand, the heavy rainfall corresponding to the largest rainfall pattern in the past is often caused by a front associated with an extratropical cyclone in addition to a combination of a front and a distant typhoon, and the frequency of the former increases 2.4 times and that of the latter increases 1.5 times with the increase of external climatic forces. The rainfall pattern of this type is one of the top three in the future climate, and it causes more extreme rainfall than the largest rainfall in the past.

論文要旨

大気中の前線は、性質の異なる2つの気団の間に形成される密度界面である。特に日本周辺においては5月から7月にかけて前線が停滞し、これを梅雨前線と呼ぶ。梅雨前線に伴い生じる豪雨によって発生する河川の氾濫や土砂崩れの被害は甚大かつ広範囲に及ぶため、温暖化が進行した将来気候における当該パターンの豪雨の発生頻度や降水量の変化を考慮した治水計画の策定が必要である。加えて、前線や台風は日々の天気予報において頻繁に使用される一般にも馴染みの深い用語であるため、これらの位置情報を把握することで防災情報として活用できると考えられる。したがって水害リスクの評価に前線や台風などの気象要因を含めることで、一般に広く理解しやすい情報として利用可能となる。

本研究は過去43年間に於いて日本周辺に出現した前線の出現特性および極端豪雨への寄与を論じている。これは流域スケールにおける豪雨リスクの評価に対して気象学的背景を付与するための分析手法を提案し、豪雨の発生メカニズムの理解に貢献するものである。

第2章では、地上天気図の画像から前線を抽出し、グリッドデータに変換する手法を構築した。当該手法を用いて作成した43年間の前線の位置情報によって、北海道においては8月に出現する停滞性の前線の数に1990年代以降1.5倍に増加していることを示した。近年においては太平洋高気圧の強化とオホーツク海高気圧の弱化により、前線の出現する位置が北上していたことが確認された。

第3章では、全国の一級水系109水系を対象に、大雨事例に対する前線の寄与を評価した。特に、石狩川流域において豪雨をもたらす気象場パターンは主に2つに分けられ、温帯低気圧に伴う前線が4割、前線と遠方の台風の組み合わせが3割を占めることがわかった。特に、既往最大の豪雨事例である1981年8月上旬における豪雨は前線と遠方の台風の組み合わせによるものであることを示した。

第4章では、第2章で作成した前線データに基づき、水平方向の気温勾配と水平風から決定される渦度から構成される無次元数の指標で前線を定義した。前線の出現する領域においては水平方向の気温勾配が大きく、水平風から決定される渦度が正となる。両変数の無次元数を用いた前線の抽出手法を構築することで、大気場からの前線抽出が可能となった。

第5章では、第4章で構築した前線の抽出手法を大量のアンサンブル実験で構成される気候予測情報d4PDFに適用した。気候モデルにより再現・予測された5km解像度の降水量分布に基づく石狩川流域における豪雨の気象場パターンは第3章で示した観測のものと類似していた。特に1981年8月上旬の豪雨に相当する降雨規模の豪雨の出現頻度は、気候外力の増加とともに2.3倍に増加することを示した。そのうち、温帯低気圧に伴う前線による豪雨が2.4倍、前線と遠方の台風の組み合わせによる豪雨が1.5倍に増加することがわかった。将来気候において既往最大規模の豪雨よりも降水量が多い上位3事例は当該パターンの豪雨である。

これを要するに本研究では、地上天気図に基づいて過去43年間の前線の位置情報を作成し、これを用いて北海道における停滞性の前線の8月の出現数が1990年代以降、1.5倍に増加していることを明らかにした。また、石狩川流域において発生した豪雨事例のうち、温帯低気圧に伴う前線による豪雨が4割、前線と遠方の台風の組み合わせによる豪雨が3割を占めることがわかった。さらに、大気の状態に基づいて前線の位置を推定する手法を構築した。当該手法を最新の気候予測情報に適用することで、気候変動の影響が顕著な将来気候においては、石狩川流域における豪雨の気象場パターンは現在の気候と同様であることがわかった。その一方で、既往最大事例に相当する降雨規模の豪雨は、観測において確認された前線と遠方の台風の組み合わせによる事例に加えて温帯低気圧に伴う前線による事例が多く、気候外力の増加とともに前者の生起頻度は2.4倍、後者の生起頻度は1.5倍に増加することを示した。当該パターンの豪雨は将来気候において上位3事例を占めており、既往最大規模の豪雨よりも極端な降水をもたらす。

Acknowledgements

まず初めに、北海道大学 山田朋人教授には5年にわたる専門的なご指導と熱意にあふれたサポートをいただきまして心から感謝申し上げます。様々な分野を広く学び、これまで想像もしなかった経験をさせていただきました。博士論文の中核となった前線に関する研究だけでなく、ありとあらゆる自然現象の面白さを発見し、学問の観点から解釈する体験を積み重ねる機会を与えてくださったことは、今後の研究生生活の大きな糧となります。多くの経験を通して自身を磨き抜き人間としての幅広さを持つことの重要性を教えていただきましたことに深く感謝いたします。

また、同大学工学部河川・流域工学研究室の泉典洋教授には、博士論文の副査を引き受けていただきました。学部生の頃より研究に関するご助言を頂くだけでなく、圧倒的な熱量の思いを持って研究活動に取り組まれている姿から、土木分野を牽引する責任の重大さを学びました。心から感謝の意を表します。副査を引き受けてくださった同大学 渡部靖憲教授、萩原亨教授には研究に関する議論をしていただきました。深く感謝申し上げます。博士論文の審査を引き受けてくださった同大学 西村聡教授、高野伸栄教授、杉山隆文教授、松本高志教授、内田賢悦教授、岸邦宏教授、石川達也教授、猿渡亜由未准教授には、審査にかかわる議論をしていただきました。心より感謝申し上げます。

同大学工学部河川・流域工学研究室で研究員を務めた岡地寛季博士、星野剛博士、Dr. Yiwen Mao、清水啓太博士、石原道秀博士、成岱蔚博士、Dr. Shrivastava Sourabh、Dr. Nguyen Thu、Dr. Dzung Nguyen-Le にも感謝の意を表します。皆様との議論や研究活動は、私の研究を深める上で非常に有益でした。そして大学院の4年間、同研究室とともに学生生活を過ごした青木一真さん、Abhinav Dengriさん、伊藤大生さん、植村郁彦さん、Zhuyuan Wuさん、大屋祐太博士、奥野和樹さん、加藤亮介さん、神辺大地さん、児玉武史さん、齊藤隼斗さん、齋藤優樹さん、Xiao Huiruさん、鈴木章弘さん、田中健人さん、寺門智哉さん、内藤大悟さん、橋本弾さん、長谷川禎史さん、古岡應次郎さん、Hugo Bethancourtさん、Xuxiang Yeさん、正岡由仁さん、松岡陽生さん、Mamy Andriamboavonjyさん、三橋日向さん、宮崎巧太郎さん、山田嵩さん、横田慶二さん、米田駿星さん、Warda Panondiさん、Waruth Pojsilapachaiさんにも心よりお礼申し上げます。皆さんと過ごした日常や、ともに命を燃やした激闘の日々に支えられました。

また、研究活動を含め公私ともに交流を深めた津々浦々の同期の亀井千尋さん、近藤誠さん、倉持将也さん、鈴木雄斗さん、加藤葉菜さん、齋藤舜さん、柳原脩臣さん、吉村飛鳥さん、坂本律さん、中村祐貴さん、千葉彩さん、柳原駿太さん、中下早織さん、飯田康生さん、山崎耕平さんにも深く感謝申し上げます。皆様との交流や議論は、新たな刺激を与えていただくとともに大きな励みとなりました。

最後に、いついかなるときも傍で見守り続けてくれた家族の皆さんに心から感謝します。

Contents

1 序論	19
1.1 研究の背景	19
1.2 前線とは	21
1.2.1 前線の物理的表現	21
1.2.2 前線の発達・消滅過程	23
1.2.3 前線の発達・消滅モデル	23
1.3 本研究の目的と構成	25
1.3.1 本研究の目的	25
1.3.2 本論文の構成	25
2 天気図に描かれる前線の気候特性	27
2.1 はじめに	27
2.1.1 研究背景	27
2.1.2 研究目的	30
2.2 使用したデータと解析方法	31
2.2.1 使用したデータ	31
2.2.2 解析手法	33
2.3 解析結果	44
2.3.1 前線の出現頻度	44
2.3.2 地域別出現頻度	49
2.4 第2章のまとめ	57
3 日本周辺に出現する前線に伴う降雨の気候特性	58
3.1 はじめに	58
3.1.1 研究背景	58
3.1.2 研究目的	59
3.2 使用したデータと解析手法	60
3.2.1 使用したデータ	60
3.2.2 解析手法	65
3.3 解析結果	69
3.3.1 全国109水系の前線による豪雨事例の出現頻度	69
3.3.2 豪雨事例における前線からの距離と降水量の関係	73

3.3.3	九州地方における前線の停滞と災害をもたらした豪雨事例の関係	77
3.3.4	九州地方における前線の停滞時の降水量	81
3.3.5	石狩川流域における豪雨	85
3.4	第3章のまとめ	101
4	物理指標による前線抽出	102
4.1	はじめに	102
4.1.1	研究背景	102
4.1.2	研究目的	103
4.2	解析手法	103
4.2.1	使用したデータ	103
4.2.2	前線を抽出する手法	104
4.2.3	前線の抽出手法の精度評価	118
4.3	解析結果	122
4.4	第4章のまとめ	125
5	石狩川流域における前線による豪雨リスクの将来予測	126
5.1	はじめに	126
5.1.1	研究背景	126
5.1.2	目的	130
5.2	使用したデータと解析手法	131
5.2.1	使用したデータ	131
5.2.2	解析手法	132
5.3	解析結果	137
5.4	第5章のまとめ	142
6	結論	143
6.1	まとめ	143
	研究業績	145
	付録 A：流体力学に関する基礎的な物理則	149
	References	174

List of Figures

図-1.1	地上および高層気象観測により観測された前線の断面. 実線は温位, 破線は水平風の等値線である. 温位傾度の大きい領域を太実線で強調している. Sanders(1955)[35]の Fig.9 を引用.	22
図-1.2	ノルウェー学派の温帯低気圧モデル. Bjerknes and Solberg (1922)[5] の Fig2 を引用.	24
図-1.3	シャピロ・カイザーの温帯低気圧モデル. Shapiro and Keyser (1990)[38] の Fig23 を引用.	25
図-2.1	アジア太平洋域の地上天気図. それぞれ, (a)1973 年 10 月から 1988 年 12 月, (b)1989 年 1 月から 1996 年 2 月, (c)1996 年 3 月から 1996 年 12 月, (d)1997 年 1 月から 1999 年 12 月, (e)2000 年 1 月から 2005 年 12 月の間に発行された地上天気図の一例. 気象庁は (e) において黒枠内に示す日本周辺域を対象とした地上天気図も提供している. 期間ごとに天気図の書式が異なることが窺える. これらの天気図は紙で保管されていたものをスキャンして画像として保存されているものもあるため, 天気図ごとに (e) に示す天気図の外枠の位置が異なる.	31
図-2.2	天気図に示された前線をグリッドデータに変換する手順.	33
図-2.3	ASAS における画素への緯度・経度座標の割り当て. (a) 緯度・経度 10 度おきに該当する画素 (黒点) に座標を与え, 線形内挿 (青で示す領域) および線形外挿 (赤で示す領域) することで, すべての画素に座標を割り当てた. (b) 画素に割り当てた緯度の空間分布. (c) 画素に割り当てた経度の空間分布.	34
図-2.4	SPAS における黒点は天気図を画像解析して前線をグリッドデータに変換する際に, 緯度と経度を与えた点を示し, 黒枠内は内挿, 黒枠外は外装により緯度と軽度の情報を補間した.	34
図-2.5	地上天気図に描かれた前線が元々着色されている場合とそうでない場合において抽出される前線の違い. (a)2000 年 10 月 31 日 00UTC の地上天気図. 前線抽出の対象領域 (黒枠) に描かれた前線は赤色と青色で描かれている. (b) 地上天気図から RGB 値に基づき抽出した前線. (c)(b) から形状認識により記号部を取り除いた前線. (d)(b) と (c) の共通部分. (e) 地上天気図の彩度を 0 とすることで白黒に変換し, 前線に着色してから RGB 値に基づき抽出した前線. (b) から (e) において白が前線グリッド, 黒が非前線グリッドである.	35

図-2.6	前線グリッドの存在率. (a) 全グリッドに対する前線グリッドの数の割合. (b) 空間解像度 10km で前線の太さが約 100km とした前線 D のグリッドに対する前線グリッドの数の割合. 前線 A,B,C,D は図-2.5(b),(c),(d),(e) で示す前線に対応する. (a) における左側のグループは緯度 0.1 度 × 経度 0.125 度のグリッドで表される前線, 真ん中のグループは緯度 0.1 度 × 経度 0.125 度のグリッドで前線の太さを約 100km とした前線, 右側のグループは緯度 1.0 度 × 経度 1.0 度のグリッドで表される前線である.	39
図-2.7	前線の太さおよび空間解像度を変えた際における前線の表現の違いと種類分け.	42
図-2.8	時空間的に連続する前線の出現日数の相対頻度. 1978 年から 2020 年の 6 月から 10 月の間に出現した 1978 個の前線を対象とする.	43
図-2.9	1978 年から 2020 年の 6 月から 8 月における前線の出現頻度の空間分布. 各グリッドにおける 1 シーズンあたりの累計出現数を示す. (a) は全種類の前線, (b) は温暖前線, (c) は停滞前線, (d) は寒冷前線, (e) は閉塞前線に対応する.	45
図-2.10	1978 年から 2020 年の 6 月から 8 月における前線の出現頻度の空間分布. 各グリッドにおける 1 シーズンあたりの累計出現数を示す. (a) は停滞性前線, (b) は移動性前線に対応する.	46
図-2.11	1978 年から 2020 年の 6 月から 10 月における前線の出現頻度の季節変化. 日本領域における日平均の累計出現数を旬別に示す. (a) において灰色は前線の累計出現数を示し, 前線の種類別に, 赤は温暖前線, 青は寒冷前線, 緑は停滞前線, 紫は閉塞前線の累計出現数を示す. (b) において赤は停滞性前線, 青は移動性前線の累計出現数を示す.	47
図-2.12	1978 年から 2020 年の 6 月から 8 月における前線の出現頻度の年々変動. 日本領域における日平均の累計出現数を示す. (a) において灰色は前線の累計出現数を示し, 前線の種類別に, 赤は温暖前線, 青は寒冷前線, 緑は停滞前線, 紫は閉塞前線の累計出現数を示す. (b) において赤は停滞性前線, 青は移動性前線の累計出現数を示す.	49
図-2.13	地域別前線出現回数のカウント方法および 5 日間平均の算出方法	50
図-2.14	全国 13 地域における 1978 年から 2020 年の 6 月から 10 月の前線出現回数. (a) は気象庁の予報区分に基づく全国 13 地域を示す. (b)-(g) において各地域の前線出現回数を示す. (b),(c) は北海道, (d),(e) は東北北部, (f),(g) は東北南部における前線の出現回数であり, (b),(d),(f) は停滞性前線, (c),(e),(g) は移動性前線の出現回数を示す. (d),(f) において示す黒色の下向き三角は当該地方の梅雨入り, 上向き三角は梅雨明けの日を示す.	51
図-2.15	全国 13 地域における 1978 年から 2020 年の 6 月から 10 月の前線出現回数. (a) は気象庁の予報区分に基づく全国 13 地域を示す. (a)-(h) において各地域の前線出現回数を示す. (a),(b) は関東, (c),(d) は北陸, (e),(f) は東海, (g),(h) は近畿における前線の出現回数であり, (a),(c),(e),(g) は停滞性前線, (b),(d),(f),(h) は移動性前線の出現回数を示す. (a),(c),(e),(g) において示す黒色の下向き三角は当該地方の梅雨入り, 上向き三角は梅雨明けの日を示す.	52

図-2.16	全国 13 地域における 1978 年から 2020 年の 6 月から 10 月の前線出現回数. (a) は気象庁の予報区分に基づく全国 13 地域を示す. (a)-(h) において各地域の前線出現回数を示す. (a),(b) は中国, (c),(d) は四国, (e),(f) は九州北部, (g),(h) は九州南部における前線の出現回数であり, (a),(c),(e),(g) は停滞性前線, (b),(d),(f),(h) は移動性前線の出現回数を示す. (a),(c),(e),(g) において示す黒色の下向き三角は当該地方の梅雨入り, 上向き三角は梅雨明けの日を示す.	53
図-2.17	全国 13 地域における 1978 年から 2020 年の 6 月から 10 月の前線出現回数. (a) は気象庁の予報区分に基づく全国 13 地域を示す. (a)-(d) において各地域の前線出現回数を示す. (a),(b) は奄美, (c),(d) は沖縄における前線の出現回数であり, (a),(c) は停滞性前線, (b),(d) は移動性前線の出現回数を示す. (a),(c) において示す黒色の下向き三角は当該地方の梅雨入り, 上向き三角は梅雨明けの日を示す.	54
図-2.18	日本周辺において前線が形成される気象場	56
図-2.19	8 月における日本周辺の気圧配置の変化. 2000 年から 2020 年までの平均値と 1978 年から 1999 年までの平均値の違いを示す. 陰影は海面更正気圧を表す. 正の値であれば, 1978 年から 2020 年までのうち, 後半 21 年の平均値の方が大きいことを示し, 負の値であれば, 前半 22 年の平均値の方が大きいことを示す. 等値線は 500hPa (高度約 5500m) におけるジオポテンシャル高さ (気圧に相当する) が 5880m である位置を示し, 青色は前半 22 年の平均値, 赤色は後半 21 年の平均値, 黒色は 43 年間の平均値を示す.	57
図-3.1	全国の一級水系	60
図-3.2	全国の一級水系における流域平均日降水量の 95 パーセンタイル値. 1978 年から 2015 年の 6 月から 8 月を対象とする. 領域平均日降水量 95 パーセンタイル値を各流域における豪雨事例の定義における日降水量の閾値とする.	66
図-3.3	前線と流域間の距離	67
図-3.4	1999 年 6 月 27 日における前線の移動と日降水量. 日降雨量 [mm/日] を陰影および等値線, 同日午前 9 時における前線と翌日午前 9 時における前線をそれぞれ赤, ピンクの塗りつぶしで示す.	69
図-3.5	全国の一級水系で発生した豪雨事例の総降水量に対する前線周辺 500km 以内における降水量の割合. 1978 年から 2015 年の 6 月から 8 月を対象とした. (a) 各水系で発生した豪雨事例における日降水量, (b) 前線周辺で発生した各水系の豪雨事例における日降水量. (c) 前線周辺における降水量が豪雨事例における降水量を占める割合.	70
図-3.6	全国の一級水系で発生した豪雨事例数のうち, 前線周辺 500km 以内において発生した豪雨事例数の割合. 1978 年から 2015 年の 6 月から 8 月を対象とした. (a) 各水系で発生した豪雨事例数, (b) 前線周辺で発生した各水系の豪雨事例数. (c) 前線周辺で発生した豪雨事例数が各水系で発生した豪雨事例数を占める割合.	70

図-3.7	全国の一級水系で発生した豪雨事例の流域平均降水量に対する前線周辺 500km 以内における流域平均降水量の割合。1978 年から 2015 年の 6 月から 8 月を対象とした。濃灰色の棒は各水系で発生した豪雨事例における流域平均日降水量、薄灰色の棒はそのうち前線周辺 500km 以内における流域平均日降水量、黄色の線は前線周辺における流域平均降水量が全豪雨事例における流域平均降水量を占める割合を示す。	71
図-3.8	全国の一級水系で発生した豪雨事例の流域平均降水量に対する前線周辺 500km 以内における流域平均降水量の割合。1978 年から 2015 年の 6 月から 8 月を対象とした。流域ごとに豪雨事例の閾値とする降水量基準を変化させた。	72
図-3.9	1978 年から 2015 年の 6 月から 8 月までの各グリッドにおける日降水量 95 パーセントイル値	73
図-3.10	1978 年から 2015 年の 6 月から 8 月までの各グリッドにおける降水量が豪雨事例の総降水量を占める割合。(a) 豪雨事例における日降水量, (b) 前線から 500km 以内で発生した豪雨事例における日降水量, (c) 前線から 500km 以内における降水量が豪雨事例の総降水量を占める割合。	73
図-3.11	1978 年から 2015 年の 6 月から 8 月までの各グリッドにおける降水量が前線からの距離別に豪雨事例の総降水量を占める割合。(a),(c),(e),(g),(i) 前線から 500km 以内で発生した豪雨事例における日降水量, (b),(d),(f),(h),(j) 前線から 500km 以内における降水量が豪雨事例の総降水量を占める割合。前線からの距離別に (a),(b)0-100km 内, (c),(d)100-200km 内, (e),(f)200-300km 内, (g),(h)300-400km 内, (i),(j)400-500km 内における降水量に対応する。	74
図-3.12	1978 年から 2015 年の 6 月から 8 月までの各グリッドにおいて発生した豪雨事例数が全大雨事例数を占める割合の前線からの距離別空間分布。(a),(c),(e),(g),(i) 前線から 500km 以内で発生した豪雨事例数, (b),(d),(f),(h),(j) 前線から 500km 以内における豪雨事例数が全大雨事例数を占める割合。前線からの距離別に (a),(b)0-100km 内, (c),(d)100-200km 内, (e),(f)200-300km 内, (g),(h)300-400km 内, (i),(j)400-500km 内において発生した豪雨事例に対応する。	75
図-3.13	全豪雨事例の総降水量に対する前線周辺における降水量の割合と日降水量パーセントイルの関係。なお、日降水量のパーセントイル値を超える日を豪雨事例として抽出する。それぞれ前線から (a)0-100km, (b)100-200km, (c)200-300km, (d)300-400km, (e)400-500km 内において発生した豪雨事例の降水量に対応する。	76
図-3.14	全豪雨事例のうち前線周辺において発生した豪雨事例の割合と日降水量パーセントイルの関係。なお、日降水量のパーセントイル値を超える日を豪雨事例として抽出する。それぞれ前線から (a)0-100km, (b)100-200km, (c)200-300km, (d)300-400km, (e)400-500km 内において発生した豪雨事例に対応する。	77
図-3.15	2006 年から 2020 年において各年の 5 月から 7 月にかけて九州地方に前線が停滞していた累計日数。青破線は 15 年間に於ける前線停滞の累計日数の年平均 (17 日) を示す。	78

図-3.16	2006年から2020年の5月から7月にかけて九州地方に前線が停滞した各イベントの日数別に示した停滞回数。停滞期間と災害事例期間に重複があったイベントはピンク、重複がなかったイベントは青で示す。	79
図-3.17	2006年から2020年の5月から7月における天気図に示された前線の存在頻度分布。色は存在頻度を示す。なお、天気図上の前線が幅100kmを持つと仮定した。	80
図-3.18	九州地方における日降雨量および前線の出現頻度の領域平均	82
図-3.19	九州地方における領域平均日降雨量と前線の南北移動の関係。事例の発生時期に基づき色を変えて示す。	83
図-3.20	九州地方において前線が南北移動する際の天気図パターン	84
図-3.21	台風経路図.(a)は2016年台風10号, (b)は1981年台風12号の経路を示す.	85
図-3.22	2016年台風10号と1981年台風12号が北海道に接近・通過した事例における降雨分布と気象場.(a),(b),(c)は日降雨量 [mm/day], (d), (e), (f)は海面更正気圧 [hPa](等値線), 850hPaの水平風 [m/s](矢印)と相当温位 [K](陰影)を示す。緑線は相当温位の勾配が大きい領域から推定した前線である.	86
図-3.23	2016年台風10号および1981年台風12号が熱帯低気圧として発生した時の下層の気象場。等値線は海面更正気圧 [hPa], 色は850hPaにおける気温 [K], ベクトルは850hPaにおける水平風 [m/s]を示す.	87
図-3.24	2016年台風10号および1981年台風12号が北海道に接近した時の環境場。黒と紫の等値線はそれぞれ1000hPaと500hPaにおけるジオポテンシャル高さ [m], 色は1000hPaと500hPaの間の層厚 [m]を示す.	88
図-3.25	石狩川流域ならびにその周辺に出現していた前線の検索範囲.	94
図-3.26	石狩川流域で発生した豪雨事例において出現していた前線の走向.	95
図-3.27	石狩川流域の直上に前線が存在していた際の豪雨事例のうち、前線の走向が東-西または北東-南西であった事例の気象場の平均。(a),(b)は前線の走向が東-西である6事例の平均的な気象場, (c),(d)は前線の走向が北東-南西である13事例の平均的な気象場を示す。(a),(c)は大気下層の状態を表し、陰影が850hPa(高度約1500m)の相当温位(気温並びに水蒸気量を代表する物理量), 矢印が850hPaの水平風, 等値線が1000hPa(地表面付近)のジオポテンシャル高さ(気圧に相当する物理量)である。(b),(d)は大気中層の状態を表し、陰影が500hPaのジオポテンシャル高さ, 矢印が500hPaの水平風である.	97
図-3.28	1978年から2016年の6月から8月までに石狩川流域において発生した大雨事例数。色は大雨事例の発生要因を示す。緑色は6,7月における停滞性の前線, 赤色は8月における停滞性の前線, 青色は移動性の前線, 黄色は台風を表す。斜線は台風の中心から500km以内において発生した大雨事例, クロス線は台風の中心から1500km以内において発生した大雨事例であることを示す.	98

図-3.29	1978年から2016年の6月から8月までに石狩川流域において発生した大雨事例の日降水量。色は大雨事例の発生要因を示す。緑色は6,7月における停滞性の前線、赤色は8月における停滞性の前線、青色は移動性の前線、黄色は台風を表す。丸は前線単体による大雨事例、三角は台風の中心から500km以内において発生した大雨事例、バツは台風の中心から1500km以内において発生した大雨事例である。	99
図-3.30	石狩川流域において停滞性の前線による大雨事例が発生した日における気象場の平均。1978年から2016年の8月における大雨事例を対象とした。(a)は大気上層における気象場を示す。等値線は500hPa(高度約5500m)におけるジオポテンシャル高さ[m], 陰影および矢印は200hPa(高度約8000m)における水平風[m/s]である。(b)は大気下層における気象場を示す。等値線は海面更正気圧[hPa], 陰影は850hPa(高度約1500m)における相当温位[K], 矢印は850hPaにおける水平風[m/s]である。(c)は(a)と同様であるが、石狩川流域に停滞性の前線が出現していた全事例の平均からの差を示す。(d)は(b)と同様であるが、石狩川流域に停滞性の前線が出現していた全事例の平均からの差を示す。 . . .	100
図-4.1	前線付近における理想的な気温分布	106
図-4.2	中央差分の計算	110
図-4.3	2018年6月15日00UTCにおいて前線から500km以内に存在したグリッド。最も近い種類の前線に応じた色で前線からの距離を示す。最も近い前線が温暖前線なら赤、寒冷前線なら青、停滞前線なら緑で示す。天気図に描かれた前線の位置は黒の模様で表す。	111
図-4.4	2006年から2020年の6月から8月において出現した前線の法線方向における温位とその一階微分並びに二階微分の絶対値。6月の平均値を(a),(d),(g), 7月の平均値を(b),(e),(h), 8月の平均値を(c),(f),(i)に示す。	112
図-4.5	前線上における温位の水平勾配および前線を形成する暖気・寒気的位置関係。	113
図-4.6	2006年から2020年の6月から8月において出現した前線の法線方向における相当温位とその一階微分並びに二階微分の絶対値。6月の平均値を(a),(d),(g), 7月の平均値を(b),(e),(h), 8月の平均値を(c),(f),(i)に示す。	114
図-4.7	2006年から2020年の6月から8月において出現した前線の法線方向における比湿とその一階微分並びに二階微分の絶対値。6月の平均値を(a),(d),(g), 7月の平均値を(b),(e),(h), 8月の平均値を(c),(f),(i)に示す。	115
図-4.8	2006年から2020年の6月から8月において出現した前線の法線方向における惑星渦度で除した相対渦度。6月の平均値を(a), 7月の平均値を(b), 8月の平均値を(c)に示す。	115
図-4.9	2006年から2020年の6月から8月において出現した前線から100km以内における温位, 相当温位, 湿球温位, 比湿, 密度の一階微分並びに二階微分と, 惑星渦度で規格化した相対渦度に関する出現頻度の累積分布。日本周辺域における平均値を太い灰色の線で示す。	117

図-4.10	物理指標 TFP を用いた前線抽出における閾値の組み合わせ別の前線抽出精度。2006 年から 2020 年の 6 月から 8 月の日本周辺域を対象として, (a),(d) 捕捉率, (b),(e) 空振り率, (c),(f) エクイタブルスレットスコアを求めた. (a)-(c) は熱力学変数 τ として温位 θ , (d)-(f) は熱力学変数 τ として相当温位 θ_e を用いた客観手法のスコアである.	119
図-4.11	物理指標 TFP を用いた前線抽出における閾値の組み合わせ別の前線抽出精度。2006 年から 2020 年の 6 月から 8 月の日本周辺域を対象として, (a),(d),(g) 捕捉率, (b),(e),(h) 空振り率, (c),(f),(i) エクイタブルスレットスコアを求めた. (a)-(c) は熱力学変数 τ として湿球温位 θ_w , (d)-(f) は熱力学変数 τ として混合比 ω , (g)-(i) は熱力学変数 τ として密度 ρ を用いた客観手法のスコアである.	120
図-4.12	物理指標 TDFP を用いた前線抽出における閾値の組み合わせ別の前線抽出精度。2006 年から 2020 年の 6 月から 8 月の日本周辺域を対象として, (a),(d),(g),(j) 捕捉率, (b),(e),(h),(k) 空振り率, (c),(f),(i),(l) エクイタブルスレットスコアを求めた. (a)-(c) は熱力学変数 τ として温位 θ , (d)-(f) は熱力学変数 τ として相当温位 θ_e , (g)-(i) は熱力学変数 τ として湿球温位 θ_w , (j)-(l) は熱力学変数 τ として混合比 ω を用いた客観手法のスコアである.	121
図-4.13	2018 年 6 月 15 日午前 9 時 (JST) における前線抽出のインデックス (色) と天気図に示された前線 (黒線).	122
図-4.14	2006 年から 2020 年の 5 月から 7 月における天気図に示された前線の存在頻度分布. 色は存在頻度を示す. なお, 天気図上の前線が幅 100km を持つと仮定した.	123
図-4.15	2018 年 6 月 15 日 00UTC における気温分布と TFP による前線抽出.	124
図-4.16	2018 年 6 月 15 日 00UTC における渦度の無次元数の分布と TDFP による前線抽出.	124
図-5.1	(左上) 一つの変数の時系列. (右上) 3 次元的に見た軌道の概念図. (下) $P = 10$, $r = 28$, $b = 8/3$ の場合の運動の軌道. P , r , b の定義は本文 [12] を参照. (吉崎, 2014 の第 1 図を引用 [64])	127
図-5.2	全球大気大循環モデル (AGCM) 並びに領域気候モデル (RCM) の計算領域. 左図が AGCM, 右図が RCM の計算領域を示し, 右図における陰影は標高を表す. (d4PDF 利用手引きより引用 [1])	128
図-5.3	AGCM において下方境界条件に用いられた 6 つの大気海洋結合大循環モデルにおける SST のアンサンブル平均に対する各モデルにおける SST のアンサンブル平均の偏差. (a) は CC, (b) は HA, (c) は MP, (d) は GF, (e) は MI, (f) は MP における SST のアンサンブル平均の偏差を示す.	129
図-5.4	北海道およびその周辺領域を対象とする d4PDF-20km から空間解像度 5km への DDS. (a) は d4PDF-20km の対象領域, (b) は 5km への DDS 実験の計算領域である. (Hoshino et al.2020 の Fig.1 を引用 [17])	130

図-5.5	6月から8月の北海道周辺域における気象場. (a)は2006年から2020年におけるMSMの解析値, (b)はd4PDF-20kmの4度上昇実験である. 陰影は850hPaにおける相当温位 [K], 矢印は850hPaにおける水平風 [m/s], 等値線は500hPaにおけるジオポテンシャル高さ [m] を表す.	131
図-5.6	6月から8月の北海道周辺域における日降水量の空間分布. (a)は2006年から2020年における解析雨量, (b)はd4PDF-5kmの過去再現実験における降水量, (c)はd4PDF-5kmの4度上昇実験における降水量である.	132
図-5.7	石狩川流域の流域図. 水色で示す領域が石狩川流域である.	132
図-5.8	石狩川流域の流域平均日降水量95パーセンタイルから99パーセンタイル. 上向き三角の黒線は解析雨量, 下向き三角の黒線はAPHRODITE, 青線は過去再現実験, 赤線は4度上昇実験におけるパーセンタイル値である. 4度上昇実験は全SSTパターンを含めた場合とSSTパターン別に分けた場合のパーセンタイル値を示しており, 赤色の丸は全SSTパターンを含めた場合, 赤色の菱形はCCの場合, 赤色の四角はHAの場合, 赤色の下向き三角はMPの場合, 赤色の上向き三角はGFの場合, 赤色の左向き三角はMIの場合, 赤色の右向き三角はMRの場合におけるパーセンタイル値である. 灰色の棒グラフは過去再現実験におけるパーセンタイル値に対する4度上昇実験におけるパーセンタイル値の割合を示す.	133
図-5.9	過去再現実験における前線の出現頻度のアンサンブル平均. (a)は6月から8月, (b)は6月, (c)は7月, (d)は8月における年間出現回数を示す.	135
図-5.10	4度上昇実験における前線の出現頻度のアンサンブル平均. (a)は6月から8月, (b)は6月, (c)は7月, (d)は8月における年間出現回数を示す.	136
図-5.11	4度上昇実験における6月から8月の前線の出現頻度のSSTパターン別アンサンブル平均. (a)はCC, (b)はHA, (c)はMP, (d)はGF, (e)はMI, (f)はMPにおける年間出現回数を示す.	137
図-5.12	石狩川流域において各パーセンタイル以上の大雨事例に対する前線の寄与の将来変化. (a)は前線による大雨事例の発生数が各パーセンタイル以上の大雨事例の発生数を占める割合, (b)は前線による大雨事例の流域平均日降水量, (c)は前線による大雨事例の総降水量が各パーセンタイル以上の大雨事例の総降水量を占める割合を示す. 青は過去再現実験, 赤は4度上昇実験に対応する. 灰色の棒グラフは過去再現実験から4度上昇実験への変化率である.	138
図-5.13	石狩川流域における上位5%の大雨事例の確率年の将来変化. 対象期間は6月から8月とした. 黒は1978年から2016年における雨量計による観測に基づき推定した流域平均日降水量, 青はd4PDF-5kmの過去実験における流域平均日降水量, 赤はd4PDF-5kmの4度上昇実験における流域平均日降水量である.	139
図-5.14	石狩川流域における上位5%の要因別の大雨事例の発生頻度および総降水量に対する割合の将来変化. 青はd4PDF-5kmの過去実験, 赤はd4PDF-5kmの4度上昇実験である. 陰影は流域平均日降水量のパーセンタイルを表す.	140

図-5.15	石狩川流域における上位 5%の要因別の大雨事例の流域平均日降水量の将来変化。青は d4PDF-5km の過去実験，赤は d4PDF-5km の 4 度上昇実験である。棒グラフは平均値，黒線の上端と下端はそれぞれ 90 パーセントイル値，10 パーセントイル値を示す。	141
図-A.1	物体の表面に対して平行な方向に作用する力 (Hoskins and James, 2014[18] の Fig. 2.1 を引用)	149
図-A.2	物体の表面に対して垂直な方向に作用する力 (Hoskins and James, 2014[18] の Fig. 2.2 を引用)	150
図-A.3	流線と速度ベクトルの関係	151
図-A.4	流れの中に存在する障害物により発生するよどみ点 (Hoskins and James, 2014[18] の Fig. 2.3 を引用)	151
図-A.5	ピトー管	152
図-A.6	2 次元流れ場の種類。 (a) は発散する流れ， (b) は回転する流れ， (c),(d) は 2 種類の変形流れである。 (Hoskins and James, 2014[18] の Fig. 2.4 を引用)	153
図-A.7	変形流れにおける収縮軸と拡張軸 (Hoskins and James, 2014[18] の Fig. 2.5 を引用)	155
図-A.8	空間中に固定された仮想の物体表面 (Hoskins and James, 2014[18] の Fig. 2.8 を引用)	158
図-A.9	体積 V の直方体	159
図-A.10	流体要素に作用する応力	165
図-A.11	流体要素に作用するせん断力	166

List of Tables

表-2.1	天気図に示された前線の抽出を実施した研究. Thomas and Schultz (2019) の TABLE1(a)[45] に加筆.	29
表-2.2	梅雨明け・梅雨入りの予報区分に基づく全国 13 地域の GIS データ	32
表-2.3	天気図から抽出した記号部を持つ前線並びに数値処理により記号部を取り除いた前線の比較	36
表-2.4	天気図から抽出した記号部を持つ前線並びに手作業による処理を経て記号部を取り除いた前線の比較	36
表-2.5	天気図から抽出したのち手作業による処理を経て記号部を取り除いた前線並びに数値処理により記号部を取り除いた前線の比較	37
表-2.6	天気図から抽出した記号部を持つ前線並びに数値処理により記号部を取り除いた前線の比較	37
表-2.7	天気図から抽出した記号部を持つ前線並びに手作業による処理を経て記号部を取り除いた前線の比較	38
表-2.8	天気図から抽出したのち手作業による処理を経て記号部を取り除いた前線並びに数値処理により記号部を取り除いた前線の比較	38
表-2.9	天気図から抽出した記号部を持つ前線並びに数値処理により記号部を取り除いた前線の比較	38
表-2.10	天気図から抽出した記号部を持つ前線並びに手作業による処理を経て記号部を取り除いた前線の比較	39
表-2.11	天気図から抽出したのち手作業による処理を経て記号部を取り除いた前線並びに数値処理により記号部を取り除いた前線の比較	39
表-2.12	空間解像度別の前線データの諸元. ドメインサイズは前線の太さを 100km とするために用いるドメインの大きさ, 再解析データは空間解像度が同じ再解析データを示す.	40
表-2.13	オリジナルデータにおける前線の種類の組み合わせと新たに定義する前線の種類の区分	41
表-3.1	前線に伴う豪雨により一級水系の河川の氾濫あるいは内水氾濫が発生した事例. 日本全国における事例のうち一部を示す.	59
表-3.2	一級水系の旧水系域コード (1)	61
表-3.3	一級水系の旧水系域コード (2)	62
表-3.4	一級水系の旧水系域コード (3)	63

表-3.5	一級水系の旧水系域コード (4)	64
表-3.6	一級水系の旧水系域コード (5)	65
表-3.7	2016 年台風 10 号および 1981 年台風 12 号の事例で確認された特徴的な気象場の定義. なお, 前者の気象場は特徴 4 を有さない.	91
表-3.8	太平洋から北海道に接近する台風をとりまく環境場の組み合わせ. 組み合わせの要素は, ①低緯度帯の低圧部において台風 (熱帯低気圧) が発生, ②太平洋高気圧が例年より北東に偏在, ③寒冷渦が台風より西側に存在, ④前線が北海道に存在することである.	92
表-3.9	気象擾乱の組み合わせ別の最大日降水量 R [mm/日] に関する度数分布表. 2016 年以前の事例を対象とした北海道 (北緯 42-45 度・東経 140-145 度) における領域平均した最大日雨量を R とする.	93
表-4.1	使用した 3 次元気象データの一覧	103
表-4.2	気象庁の前線解析に用いられる情報 (気象庁, 2017[2] を元に作成)	105
表-4.3	再解析データから前線を客観抽出した既往研究 (Thomas and Schultz, 2019[45] に加筆)	108
表-4.4	カテゴリー検証に用いる分割表	118
表-5.1	前線および台風による大雨事例の将来変化.	141
表-5.2	石狩川流域における前線および台風による極端豪雨の発生頻度の将来変化. 流域平均日降水量が 100mm/日以上の事例を極端豪雨として定義した.	142

Chapter 1

序論

1.1 研究の背景

地球は表面の約3分の2が水で覆われており、体積にして14億立方キロメートルの水が存在すると言われる。そのうち、淡水はわずか2.5%である。さらに氷や氷河を除くと、河川や地下水、湖沼として存在する水は0.8%にまで限定される。普段我々が利用できる水は地球全体の水の約0.01%（約10万立方キロメートル）に限られ、これらの水は地表面からの蒸発により大気中に還元され、再び降水として河川や湖沼の水に還り、利用可能となる。（参考：国土交通省 HP「水資源：世界の水資源」）地球全体で人間活動に必要なとする水量に足ると推算されているが、実際には国や地域によって水資源の差が非常に大きい。これには降水分布と水資源の分配が大きな要因として挙げられるが、ここでは降水分布について取り上げる。

ある地域においてどれだけの降水量が得られるかは、大気中に存在する水蒸気量と水蒸気を凝結させ水（あるいは雪、氷；これらを総称して降水と呼ぶ）として地上に到達させる降水系において水蒸気を降水に変換する効率に依存する。例えば、赤道付近の低緯度帯においては、気温が高いため大気中に存在しうる水蒸気量が多い。加えて海面水温が高いため海面からの蒸発量が多く、大気に含まれる水蒸気量が多い。さらに単位面積あたりで得られる太陽放射のエネルギー量が多いため対流が発生しやすく、夕立やスコールのように局地的な降水系が発達する傾向にある。日本が位置する中緯度帯では、大気中に存在する水蒸気量は低緯度帯に比べ少ないが、低緯度帯と高緯度帯の南北方向の気温差に起因する傾圧不安定を解消するために水平方向数千キロメートルの大規模な擾乱が生じ、それらが中緯度帯における主要な降水系として機能する。その代表例が温帯低気圧（発達がより激しいものを爆弾低気圧と呼ぶ）や前線である。

日本は季節風の影響を受けやすいこともあり、世界的に見ると日本における水資源量は豊富であり、豪雨災害による被害が目立つ。例えば平成30年7月豪雨では、梅雨前線の停滞により九州を中心として西日本で水害が発生した。令和元年東日本台風では関東から東北にかけて大雨をもたらし、洪水が広く発生した。令和2年7月豪雨では九州を中心に大雨となり、球磨川や筑後川で氾濫が発生した。台風は中心に向かって反時計回りの風が吹く低気圧性の擾乱であり、降水域が円状に広がる一方で、前線は大気の性質が異なる気団同士の間を生じる密度界面であるから、降水域は線状に形成される。すなわち、前線が日本列島に沿って存在すれば被害地域が全国に広がり、日本列島を横断するように存在すれば被害地域から数十キロメートル離れた地域ではほとんど

ど雨が降らないことも起こりうる。

気候の変化に伴いこのような豪雨災害への適応策の実現が喫緊の課題である。将来気候を仮定した実験設定に基づく気候モデルによる、局所的な豪雨を十分に表現できる空間解像度 5km の大量アンサンブルデータを用いた豪雨に関する将来予測が実施されている。流出・氾濫解析においては降水量をインプットとして扱い、ハザード・リスク情報を創出するが、降水系が発達して地上に降水が到達するまでの過程を扱うことで降水の要因まで含めた説明が可能となる。最新の気候予測情報において台風の抽出は既に完了しており、台風による降水の特定が行われている [17] 一方で、前線の抽出は実施されておらず前線周辺で生じた降水が特定されていない。日本において降水をもたらす代表的な気象擾乱の一つである前線の影響を定量化することは、大雨リスクの評価において不可欠である。

前線の周辺で発生する豪雨の将来予測を行うためには、大気場データから前線を抽出して前線に伴う降水を特定する一連の手法を構築し、気候予測情報に適用することが必要である。前線を抽出するための手法は Hewson(1998)[14] により体系化されており、地球全体（以降、全球）で出現した前線周辺における降水の定量化がなされたのは Catto et al.(2012)[7] が初めてである。その後、多くの研究で前線に伴う降水の将来予測が実施されてきたが、空間解像度は最も細かいもので数十キロメートルであり局所的な豪雨を捉えることができていない。そこで、本研究では時空間スケールが小さい極端豪雨を解像できるデータセットに対して適用可能な前線抽出手法および前線に伴う降水の抽出手法を構築する。

1.2 前線とは

水と油のように密度の異なる流体が密接して存在するとき、密度界面が形成される。流体が水の場合、密度が異なる要因は水温と塩分濃度である。例えば、河床勾配が緩やかな河川の河口では海水が侵入しやすい感潮域が存在し、塩水と淡水の間に密度界面が生じる。海洋においては温かい海流が水温の低い海域に流入した際に海洋前線と呼ばれる密度界面が発生する。流体が空気の場合、密度の違いは主に気温に依存する。本研究では大気中に発生する密度界面（以降、前線）を扱う。

1.2.1 前線の物理的表現

Margules(1906)[24]は総観規模(水平方向 2,000km 以上)の前線が密度の不連続線であると仮定して(これを 0 次オーダーの前線; zero-order front と呼ぶ)、水平面に対する前線の角度 α とそれを決定する気象要素の関係を次の通り示した。なお、それぞれ東向き、北向き、鉛直上向きを正とする座標軸 x, y, z において前線が x 軸と平行に存在する状況を考える。

$$\tan \alpha = \frac{\delta z}{\delta y} = -\frac{\frac{\partial P}{\partial y}\Big|_c - \frac{\partial P}{\partial y}\Big|_w}{\frac{\partial P}{\partial z}\Big|_c - \frac{\partial P}{\partial z}\Big|_w} \quad (1.1)$$

ここで、 P は気圧、下付き文字の c, w はそれぞれ寒気側、暖気側における物理量を表す。さらに、総観規模の大気の運動を考える場合、地衡風平衡と静水圧平衡が成り立つ。水平方向において気圧傾度力とコリオリ力 fV が釣り合うことを地衡風平衡、鉛直方向において気圧傾度力と重力加速度 g が釣り合うことを静水圧平衡と呼ぶ。

$$u_c = -\frac{1}{\rho_c f} \frac{\partial P}{\partial y}\Big|_c, u_w = -\frac{1}{\rho_w f} \frac{\partial P}{\partial y}\Big|_w \quad (1.2)$$

$$\left(\frac{\partial P}{\partial z}\Big|_c = -g\rho_c, \frac{\partial P}{\partial z}\Big|_w = -g\rho_w \right) \quad (1.3)$$

ここで、 ρ は密度、コリオリパラメータ f は $f = 2\omega \sin \phi$ 、 ω は地球の自転角速度、 ϕ は緯度である。これを (1.1) 式に代入する。

$$\tan \alpha = \frac{f}{g} \frac{u_w T_c - u_c T_w}{T_w - T_c} \quad (1.4)$$

したがって、(1.4) 式より東西方向に伸びる前線が上空にいくにつれて北側に傾く場合 ($\alpha > 0$)、定義より気温は $T_w > T_c$ であるから $u_w > u_c$ となる。

北半球において前線面が鉛直上向きに北側へ傾いていることは観測より確認されているが、異なるアプローチで前線周辺の風速場を導く。東西方向に前線が存在する時、北側に寒気、南側に暖気が存在する。ある等圧面間における鉛直気柱内の大気はそれぞれ理想気体の状態方程式を満たす。

$$P_c = \rho_c R T_c, P_w = \rho_w R T_w \quad (1.5)$$

ここで、 R は気体定数、定義より $T_c < T_w$ である。等圧面間における気柱内の大気の質量は保存さ

れる(静水圧平衡を仮定)ため、 $P_c = P_w$ であるから(1.5)式より $\rho_c > \rho_w$ である。さらに、 $P = \rho V$ より気柱の体積 V は暖気側が寒気側より大きい ($V_w > V_c$)。気柱の底面を単位面積とすると体積 \propto 気柱の長さであるため、暖気(南側)は寒気(北側)より気柱の長さが大きい。さらに、気柱の上端は等圧面上に存在するため、ある高度における南北方向の圧力勾配は負となり ($\frac{\partial P}{\partial y} < 0$)、北向きに力が作用することで南風が吹く。圧力勾配により単位質量の空気塊に作用する力を気圧傾度力 $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y}$ と呼ぶ。水平方向の空間スケールが 2000km 以上の総観規模を仮定すると、移動する空気塊は進行方向に対して右向きに力を受けて(コリオリ力; 転向力) 東向きの速度成分を持つため、 $\frac{\partial u}{\partial y} < 0$ となり前線周辺では正の相対渦度が生じる。(1.5)式からも前線周辺の東西風 u について $u_w > u_c$ ($\therefore \frac{\partial u}{\partial y} < 0$) を導くことができた。

凧や風船を用いて上空の大気の状態を観測すること(高層気象観測)が可能となり、前線は気温の不連続線ではなく、図-1.1に示すように、鉛直方向に1km未満、水平方向に100km未満の気温勾配の大きい領域(遷移層; 以降、前線帯と呼ぶ)であることが明らかとなった[4]。これにより、気温勾配(気温の1階差分)の不連続により前線が特徴づけられることから1次オーダーの前線(first-order front)と呼ばれる。

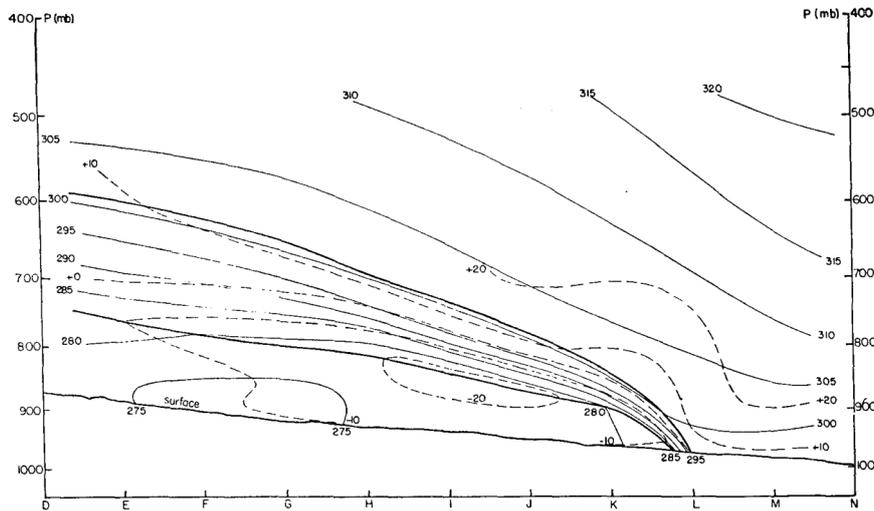


FIG. 9. Distributions of potential temperature and horizontal wind component normal to cross-section E-N, 0300 GCT 18 April 1953. Heavy solid lines: boundaries of frontal zone. Light solid lines: potential isotherms at intervals of 5 K. Dashed lines: isopleths of wind component normal to cross section at intervals of 10 m/sec, positive value representing flow directed into plane of section.

図-1.1: 地上および高層気象観測により観測された前線の断面。実線は温位、破線は水平風の等値線である。温位傾度の大きい領域を太実線で強調している。Sanders(1955)[35]のFig.9を引用。

ただし、空間スケールが数千 km にわたる総観規模の前線は1次オーダーの前線として扱うことができる一方で、空間スケールが1km程度の非常に小さい規模の前線は0次オーダーの前線として扱うのが一般的である。例えば、発達した積乱雲からの冷たい空気の発散に伴う一種の密度流(冷氣外出流)の先端で発生する前線(gust front[11])や、晴れた日における海と陸の気温差により海から陸に向かって吹く風(海陸風)によって発生する海陸風前線(sea breeze front[25])は0次オーダーの前線として扱われる。本研究では総観規模の前線を対象とするため、気温勾配の不連続により定義される前線を扱う。

1.2.2 前線の発達・消滅過程

前線帯は気温勾配の大きい領域であることから、Petterssen(1936)において気温勾配の時間変化 $|\nabla_h T|$ を前線の発達および消滅傾向を示す指標として用いることが提案された [32].

$$\frac{d}{dt} \frac{\partial T}{\partial y} = \frac{\partial v}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial u}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial w}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial p} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) \quad (1.6)$$

ここで、 θ は温位、 u, v は水平風速、 w は鉛直風速である。簡単のため左辺を温位の南北勾配の時間変化として、右辺第1項は水平風の合流による効果、第2項は水平風速が水平方向に異なる効果、第3項は鉛直風速が水平方向に異なる効果、第4項は非断熱加熱による効果である。これらは数値予報が発展する1960年代以前の地表面および高層の気象観測から得られたまばらな点情報に基づく知見である。

1.2.3 前線の発達・消滅モデル

前線の構造に関する研究を紹介する。Bjerknes and Solberg(1922)[5]はノルウェーのベルゲンで行われた地上気象観測をもとに前線モデルを提案した(図-1.2)。このモデルはノルウェー(あるいは、ベルゲン)学派の温帯低気圧モデルと呼ばれ、温帯低気圧の発生から発達、消滅とともに前線のライフサイクルを説明する。図-1.2 aでは寒気(黒矢印)と暖気(白抜き矢印)の間に前線(破線)が存在する。前線上に小さな擾乱が発生し(図-1.2 b)、擾乱が発達すると温帯低気圧が発生する(図-1.2 c)。この時、寒気が暖気に衝突する寒冷前線と暖気が寒気に衝突する温暖前線を伴う。さらに寒冷前線が温暖前線に追いつくと温帯低気圧の中心付近に暖気が閉塞される(図-1.2 d, e)。そのまま温帯低気圧の中心も寒気に覆われ、温帯低気圧は消滅していく(図-1.2 f, g, h)。

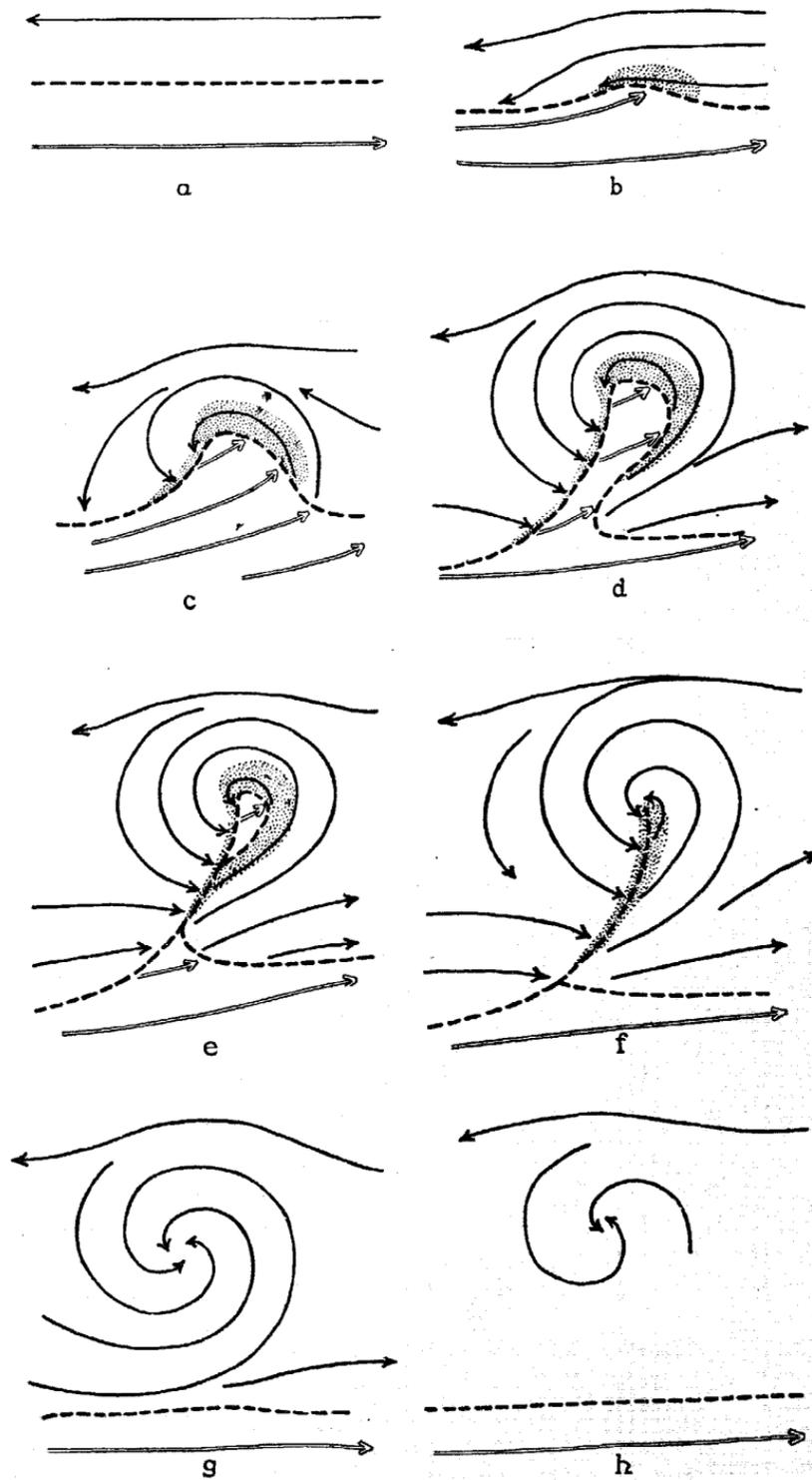


図-1.2: ノルウェー学派の温帯低気圧モデル. Bjerknes and Solberg (1922)[5] の Fig2 を引用.

ノルウェー学派の温帯低気圧モデルでは大気中のみを議論していたことに対し, Shapiro and Keyser(1990)[38] では海面からの潜熱加熱の効果を含めることで, 爆弾低気圧(短時間で発達する温帯低気圧)の発達過程を説明した. さらに, 地上観測に加え高層気象観測や気象モデルを用いて前線の構造を詳細に調べ, 海上で発達する温帯低気圧モデルを考案した(図-1.3). 温帯低気圧が

発生して温暖前線と寒冷前線を伴う（図-1.3 I）ことはノルウェー学派と一致する．しかし，図-1.3 II において温暖前線と寒冷前線は分裂し（frontal fracture），温暖前線は寒冷前線の進行方向に対して背面に回り込む（図-1.3 III）．寒冷前線の後ろ側に伸びる温暖前線は後屈前線（back-bent front）と呼ばれる．後屈前線は低気圧中心に向かって伸び続け，温帯低気圧の中心の暖気が周囲から隔離される（secluded）と温帯低気圧の発達は終わりを迎える（図-1.3 IV）．

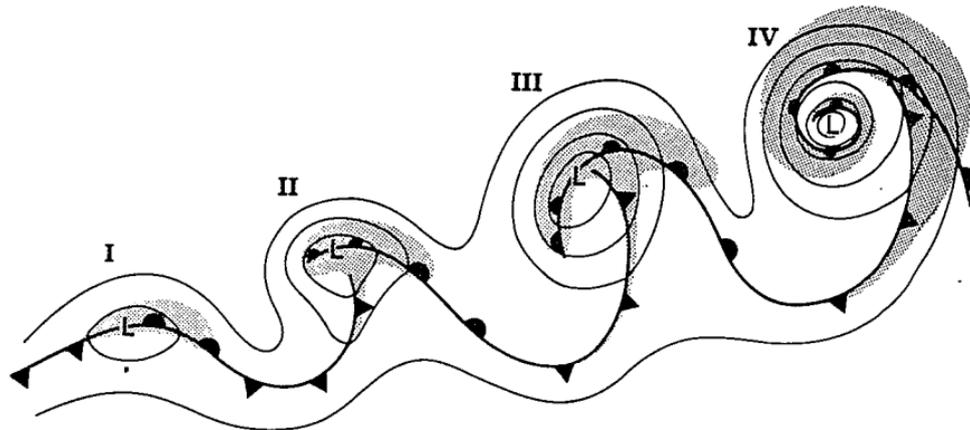


図-1.3: シャピロ・カイザーの温帯低気圧モデル. Shapiro and Keyser (1990)[38] の Fig23 を引用.

1.3 本研究の目的と構成

1.3.1 本研究の目的

これまで述べてきたように前線に関する研究は20世紀初頭から行われてきた．当時の限られた観測情報から導かれた前線の構造は，観測や数値計算の技術が発達した現在においても通念的な理解として扱われている一方で，これまで出現した前線の位置や出現環境場に関して統一した整理はなされていない．加えて，前線周辺における降水の時空間的特性についても事例解析に基づく定性的な理解にとどまる．また，日本では100年以上にわたり予報官が数値計算や実況観測に基づき前線の位置を推定して天気図に描いてきたことで，前線が雨天または荒天をもたらしやすい気象システムだということが広く一般に知られており，防災情報としての利用価値を有する．以上より，本研究の目的は，前線の出現特性および降水特性を定量化し，それらが気候変動下において将来どのように変化するか明らかにすることである．

1.3.2 本論文の構成

本研究は前線が出現する物理環境場および前線周辺における降水の時空間分布の体系化を目指すものであり，6章から構成される．

第1章では本研究の背景，目的を述べた．第2章では天気図に示された前線の抽出手法を開発するとともに，当該手法を用いて前線の出現に関する気候特性を定量化する．気象庁は予報官が推定した前線の位置が記録された地上天気図を作成および提供している．天気図に描かれた前線は，厳密には同一の定義にならうものではないが，本章で述べたような物理的根拠に基づいた前線抽出によるものであり，ある程度の確らしさを有する．そこで，画像として提供されている天

気図から前線を抽出してグリッドデータに変換する手法を構築することで、前線の位置情報を数値的に扱うことを可能とする。当該データを用いて日本周辺における過去数十年間の前線の出現特性を明らかにした。これ以降の章では、作成した前線グリッドデータを用いて解析を行う。

第3章では、日本において発生する豪雨に対する前線の寄与を定量的に示すために、全国の一級水系を対象として豪雨の総降水量に対して前線周辺における降水量の占める割合を明らかにする。我が国で発生する水害において前線がどの程度重要なものであるかを明示するものである。さらに、時間的特性として季節間変化や年々変動、空間的特性として前線からの距離との関係について分析を実施する。

第4章と第5章は、第3章までの解析から得られた前線およびその周辺における降水の気候特性に関する将来予測を実施するための取り組みである。第4章では、前線グリッドデータを基に3次元気象場データにおいて前線を表現するための物理指標を作成する。第5章では、前線による豪雨の発生数および降水量の将来変化を予測するために、石狩川流域を対象として、前線の影響下において豪雨が発生した事例を最新の気候予測情報から抽出する。

第6章では、本論文を総括する。

Chapter 2

天気図に描かれる前線の気候特性

第2章の概要 本章の目的は、1978年から2020年までの43年間の地上天気図に描かれた前線をデジタル情報として利用可能なものとする手法を構築し、当該手法により作成した長期間の前線データを用いて日本周辺における前線の出現特性を解明することである。気象庁が作成した地上天気図は画像媒体で保存されているため、RGB値により前線を特定することで画素から緯度・経度を座標とするグリッドに前線の情報を複写する。天気図に描かれる前線は、1999年以前は黒色、2000年以降は赤や青色で三角や半円を持つ線（前線記号）として表現されている。1999年以前の天気図に対して前線の着色を実施し、2000年以降の天気図に対して前線記号を線として抽出することで、年代による書式の違いを考慮した同質の前線データを作成した。当該データを用いることで、北海道における前線の出現頻度は7月下旬から9月上旬にかけて最大となり、特に1990年代以降は1980年代に比べ前線の出現頻度が増加していたことを明らかにした。前線が頻出化した要因を明らかにするため、8月における月平均気象場の変化を分析したところ、暖気団を形成する太平洋高気圧が強く寒気団を形成するオホーツク海高気圧が弱まっていたため、両気団の境界に北海道が位置することが多くなったためであることが分かった。

2.1 はじめに

2.1.1 研究背景

前線とは密度の不連続線として定義され、中緯度において頻繁に発生する総観規模（水平方向2000km以上）の気象擾乱である。前線は天気図解析において気温差の大きい領域に存在すると解釈され、気象庁が作成する天気図に描かれる。天気図に描かれた前線を利用して前線のグリッドデータを作成する手法が開発された[63][48]が、天気図の書式や前線の表現方法によって手法の適用可能な期間は2000年以降に限定されていた。気象庁は100年以上にわたり天気図上に前線の位置を記録しており、これは前線の構造や形成・発達メカニズムに加え、前線周辺における降雨分布および降雨形成メカニズムの解明において基礎となる情報を創出するにおいて非常に有用である。本章では気象庁が作成した1978年以降の天気図に対して適用可能な前線抽出手法を構築し、前線の気候特性を明らかにすることを目指す。

地上天気図に描かれた前線を抽出して前線の気候特性を明らかにしようとする挑戦は20世紀前半より続けられてきた（表-2.1）。多くの研究において数度単位での前線抽出が行われ、気候や季

節の変化の把握に役立てられた。本研究での取り組みはこれまで蓄積されてきた知見に加えて、過去に出現したすべての前線の情報を活用することで統計的かつ包括的に前線の気候特性を定量的に評価するものである。

研究	領域	期間	空間解像度	抽出元の天気図
Pettersen (1939)	西ヨーロッパおよび 周辺海域	1933-1935年の1月	5度格子	ベルゲン学派作成の 地上天気図
Schumann and van Rooy (1951)	北半球	1928-1938年	5度格子	アメリカ大気海洋庁作成の 地上天気図
Reed and Kunkel (1960)	北緯 20-90 度	1952-1956年の夏季	-	アメリカの気象局作成の 地上天気図
Morgan et al. (1975)	アメリカおよびカナダ南部	1961-1970年	-	アメリカの気象局作成の 地上天気図
Flocas (1984)	北緯 30-50 度・ 西経 10 度-東経 30 度	1971-1979年	5度格子	イタリア・イギリス・ヨーロッパの 気象局作成の地上天気図
Sato and Takahashi (2001)	北緯 20-50 度・ 東経 110-150 度	1959-1995年の6-8月	経度 10 度間隔	気象庁作成の 地上天気図
妹尾・加藤 (2009)	北緯 20-50 度・ 東経 120-150 度	1971-2000年の7-8月	緯度 2 度・ 経度 15 度	日本気象協会発行の 地上天気図
高橋 (2009)	北緯 15-55 度・ 東経 110-160 度	1979-2007年の4-12月	緯度 1 度・ 経度 10 度	気象庁作成の 地上天気図
Utsumi et al.(2014)	北緯 20-50 度・ 東経 120-155 度	2000-2010年	1度格子	アジア周辺域地上天気図 (ASAS)
本研究	北緯 22.4-47.6 度・ 東経 120-150 度	1978-2020年の6-10月	緯度 0.1 度・ 経度 0.125 度	ASAS および SPAS

表-2.1: 天気図に示された前線の抽出を実施した研究. Thomas and Schultz (2019) の TABLE1(a)[45] に加筆.

2.1.2 研究目的

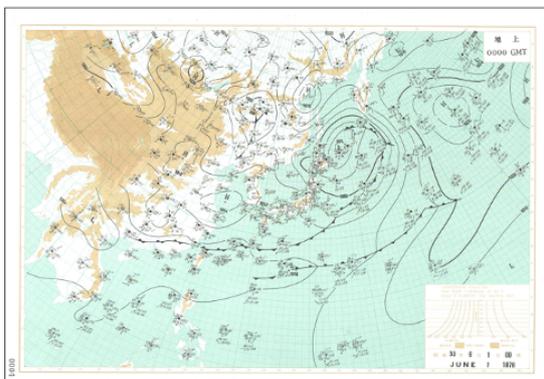
本章の目的は、過去数十年間の天気図に描かれた前線を、長期間にわたる均質な前線のグリッドデータに変換する手法を開発することである。長さ数千 km にも及ぶ前線の位置情報の抽出に取り組んできた研究はこれまでも実施されてきたが、数年間分の分析にとどまることや、抽出された情報の空間解像度が緯度・経度数度であることから、長期的に統一された前線の位置情報を空間的に密に利用することができなかった。本研究では、1978 年から 2020 年の夏季を含む 6 月から 10 月における毎日午前 9 時 (JST; Japan Standard Time) の地上天気図から前線を抽出し、最小で空間解像度 10km 相当のグリッドデータを作成する。前線の抽出においては天気図画像の RGB 値を利用して前線を特定することで、高解像度の前線位置情報を得ることができる。作成した前線グリッドデータを用いて、日本周辺における前線の時空間的な出現頻度に加えて、梅雨前線のように特定の時期に出現する前線に着目して地域別に出現時期ならびにその長期変化を明らかにする。

2.2 使用したデータと解析方法

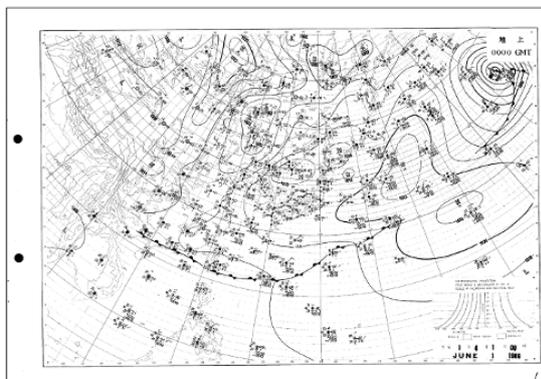
2.2.1 使用したデータ

2.2.1.1 地上天気図

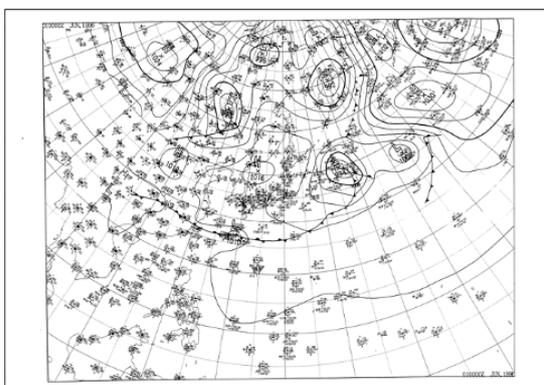
(a) 1973.10～1988.12



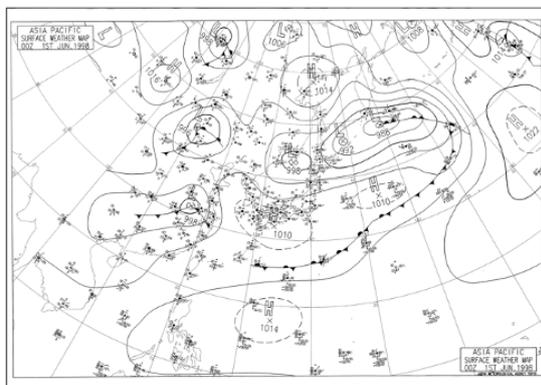
(b) 1989.01～1996.02



(c) 1996.03～1996.12



(d) 1997.01～1999.12



(e) 2000.01～2005.12

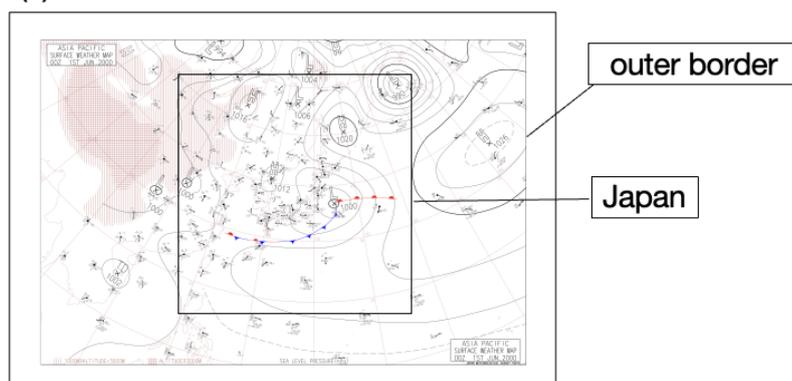


図-2.1: アジア太平洋域の地上天気図. それぞれ, (a)1973年10月から1988年12月, (b)1989年1月から1996年2月, (c)1996年3月から1996年12月, (d)1997年1月から1999年12月, (e)2000年1月から2005年12月の間に発行された地上天気図の一例. 気象庁は(e)において黒枠内に示す日本周辺域を対象とした地上天気図も提供している. 期間ごとに天気図の書式が異なることが窺える. これらの天気図は紙で保管されていたものをスキャンして画像として保存されているものもあるため, 天気図ごとに(e)に示す天気図の外枠の位置が異なる.

1978年から2020年の6月から10月における地上天気図を使用した。天気図はPDF(Portable Document Format)などの画像データとして気象庁より提供されている。気象庁が作成する地上天気図はアジア太平洋周辺域(ASAS)と日本周辺域(SPAS)を対象としたものがあり、本研究では1978年から2001年まではASAS, 2002年から2020年まではSPASを使用した。図-2.1に示す通り天気図の書式は年代ごとに異なるが、前線は三角や半円(以下、記号部)を有する線として表現されている。

2.2.1.2 地域データ

地域データは、気象庁による梅雨入り・梅雨明けの予報区分に基づいた全国13地域の各領域を示すGISデータを気象データ高度利用ポータルサイト[54]より取得し、グリッドデータへ変換した。梅雨入り・梅雨明けの発表に用いられる予報区分の地域名と気象庁防災情報XMLフォーマット技術資料[55]の個別コード表に記載される地域名ならびに地域コードを表-2.2にまとめる。

地域名(予報区分)	地域名(個別コード表)	地域コード
北海道地方	北海道地方	010100
東北北部地方	東北北部	010203
東北南部地方	東北南部	010204
関東甲信地方	関東甲信地方	010300
東海地方	東海地方	010400
北陸地方	北陸地方	010500
近畿地方	近畿地方	010600
中国地方	中国地方	010700
四国地方	四国地方	010800
九州北部地方	九州北部地方(山口県を含む)	010900
九州南部地方	九州南部	011001
奄美地方	奄美地方	011002
沖縄地方	沖縄地方	011100

表-2.2: 梅雨明け・梅雨入りの予報区分に基づく全国13地域のGISデータ

2.2.2 解析手法

2.2.2.1 天気図からの前線抽出

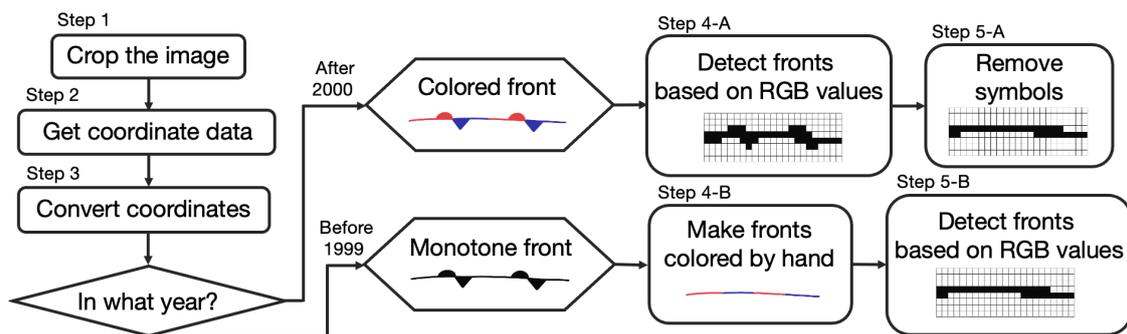


図-2.2: 天気図に示された前線をグリッドデータに変換する手順。

天気図から前線を抽出する手順を図-2.2に示す。上述の通り天気図は画像データであるため、前線情報を画素からグリッドへ変換する必要がある。まず初めに、画素を緯度・経度を座標として持つグリッドに対応させるための処理を実施する。天気図の外枠に合わせて画像をトリミングする。外枠はおおむね鉛直(水平)であるため、黒のピクセルが多い列(行)を探す。ただし、1996年以前の天気図は紙媒体で保存されていたものをスキャンしてデジタル化された画像データであるため外枠が鉛直(水平)方向から多少傾いており、外枠に完璧に合わせたトリミングはできないことが多い。トリミングした画像は統一した大きさへリサイズする。次に、緯度および経度10度おきに座標を取得する。本研究では、あらかじめ対応するピクセルに緯度・経度の座標を割り当てた。既知点をもとに線形内挿および線形外挿を行い、すべてのピクセルに座標を割り当てた。次に、北緯22.4度から47.6度、東経120度から150度の範囲において、緯度方向に0.1度、経度方向に0.125度のグリッドデータ(日本周辺においては10km四方のグリッドに相当する)を作成する。ピクセルの座標をもとに、各グリッドに前線情報を結びつけることで、グリッドへの変換が完了する。最後に、前線をRGB値に基づいて抽出し、グリッドデータを作成する。1999年以前の天気図においては前線が黒で描かれているため、事前に目視による判断で前線の色付けした後にRGB値による前線抽出を行った。2000年以降の天気図はRGB値に基づいて前線を抽出したのち、半円や三角を形状認識で抽出して記号部を除去する。その際、前線本体を除去してしまう場合があるため、物体認識を行い、近くに存在する物体同士をひとつの物体として繋ぎ合わせる。これにより、すべての年代の天気図から前線を抽出し、記号部を含まない線としてグリッドデータに変換することができる。

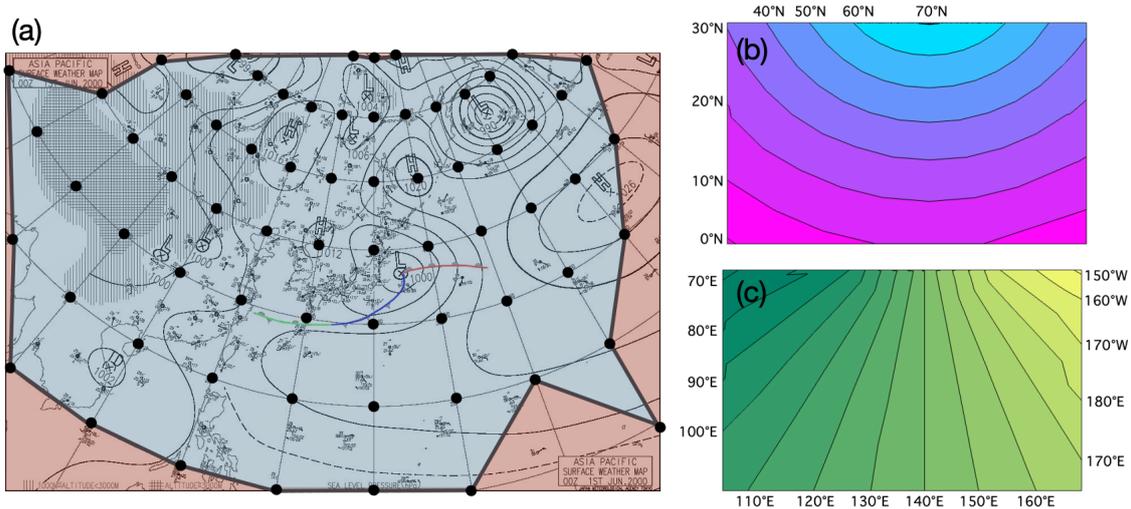


図-2.3: ASASにおける画素への緯度・経度座標の割り当て. (a) 緯度・経度10度おきに該当する画素(黒点)に座標を与え, 線形内挿(青で示す領域)および線形外挿(赤で示す領域)することで, すべての画素に座標を割り当てした. (b) 画素に割り当てた緯度の空間分布. (c) 画素に割り当てた経度の空間分布.

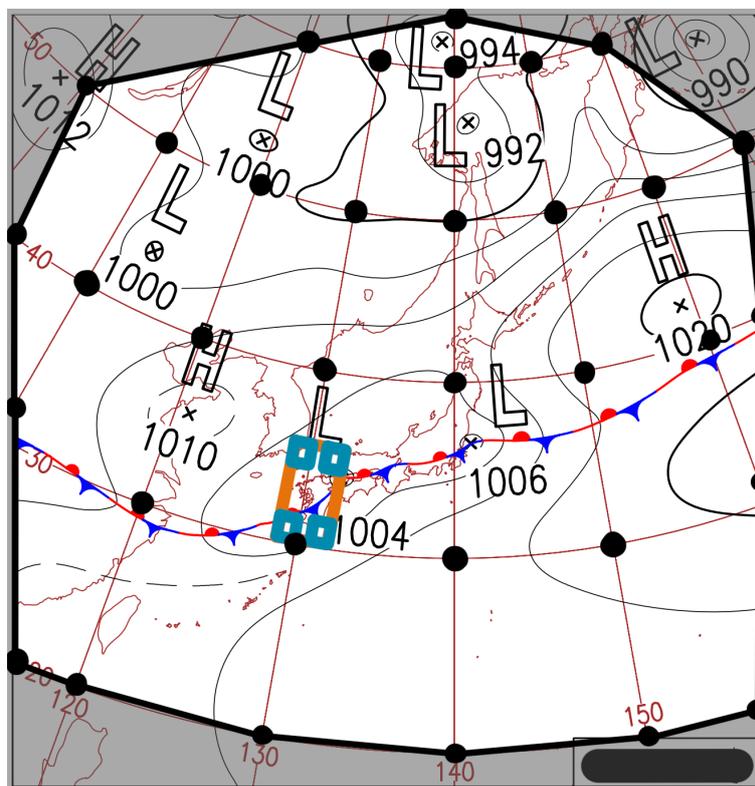


図-2.4: SPASにおける黒点は天気図を画像解析して前線をグリッドデータに変換する際に, 緯度と経度を与えた点を示し, 黒枠内は内挿, 黒枠外は外装により緯度と経度の情報を補間した.

天気図を外枠に合わせてトリミングおよびリサイズした後, 座標を取得する. 図-2.3(a)に示す通り, 緯度・経度10度おきに座標に対応するピクセルをあらかじめ指定した(図-2.3(a)の黒点). 図-2.3(a)において黒枠の内側は線形内挿, 外側は線形外挿を行うことで各ピクセルに図-2.3(b,c)

のような緯度・経度分布を割り与えた。事前に座標を与えず、画像ごとに緯度線と経度線の交点を特定することでも座標の取得が可能であるが、低気圧や高気圧などの天気記号が交点に重なった場合、緯度線と経度線が描かれず、座標が取得できなくなるため、内挿および外挿により得られる緯度・経度の空間分布が不適當になる可能性がある。なお、図-2.3(b,c)においても領域の端で緯度経度の空間分布に歪みが存在するが、本解析では北緯 22.4 度から 47.6 度、東経 120 度から 150 度の領域における前線データを作成するため、解析に影響はない。なお、同様の処理を日本周辺域の地上天気図 (SPAS) にも実施した (図-2.4)。SPAS においては表示領域が狭いため、緯度・経度の座標の既知点をより細かく配置することで、前線データの対象領域が線形内挿によって座標を割り当てる領域内に存在するようにした。これにより、対象とする領域における前線への座標の割り当ての精度を妥當なものとした。

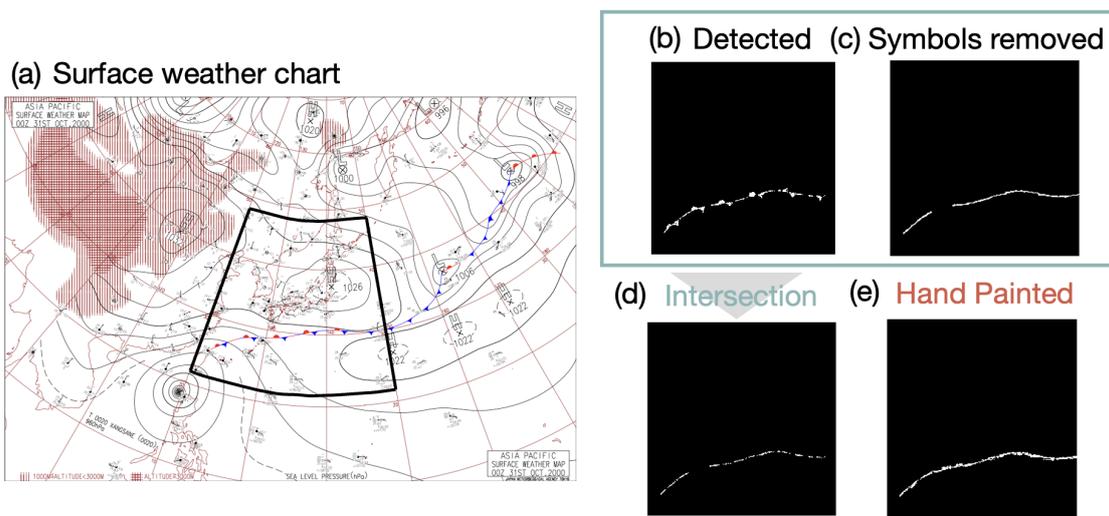


図-2.5: 地上天気図に描かれた前線が元々着色されている場合とそうでない場合において抽出される前線の違い。(a)2000年10月31日00UTCの地上天気図。前線抽出の対象領域(黒枠)に描かれた前線は赤色と青色で描かれている。(b)地上天気図からRGB値に基づき抽出した前線。(c)(b)から形状認識により記号部を取り除いた前線。(d)(b)と(c)の共通部分。(e)地上天気図の彩度を0とすることで白黒に変換し、前線に着色してからRGB値に基づき抽出した前線。(b)から(e)において白が前線グリッド、黒が非前線グリッドである。

2000年以降の前線は図-2.1の通り、赤や青で表現されるため、各ピクセルのRGB値を取得することで抽出することができる(図-2.5(a))。例えば、赤は温暖前線、青は寒冷前線、ピンクは閉塞前線、赤と青が短距離で交互に並ぶ場合は停滞前線として区別できる。ただし、得られた前線データは記号部を含むため、形状認識により三角や半円など線以外の部分を抽出して取り除き、記号部が取り除かれて分断された線同士を物体認識により繋ぎ合わせた(図-2.5(b))。この時、閉塞前線を有する場合、閉塞前線、寒冷前線および温暖前線の接合部分において前線の誤検出が生じやすい。そこで、天気図からRGB値に基づいて抽出した前線と記号部を取り除いた前線の共通部分のみを前線として取り出したデータが図-2.5(c)である。しかし、1999年以前の天気図において前線は黒1色で表されるためRGB値を用いた抽出ができない。それに加えて、各地の観測点における観測情報が記載されており、物体認識で前線記号とそれ以外の文字を区別することが困難である。そこで、対象期間のうち午前9時における実況天気図に描かれた前線を種類ごとに色付けした。区

別をより簡単にするために停滞前線は緑で表し、三角や半円などの記号部を無視した線として前線を扱うことで図-2.5(d)のように前線データを作成した。図-2.5(a)から(d)に示す前線と同様に作成した前線データをそれぞれ前線 A, B, C, D と呼ぶ。

0.1 度 × 0.125 度グリッドの前線データ

まず初めに 2000 年 6 月から 10 月の天気図を対象に画像解析を行い、記号部を含む前線 (A) と記号部を取り除いた前線 (B) のグリッドデータを作成した。格子サイズは緯度 0.1 度、経度 0.125 度である。各データについて、全グリッドに対して前線が存在するグリッドの割合 [%] を表-2.3 に示す。前線 A と前線 B の前線グリッド数はほぼ等しい (表-2.3 中 A, B) が、前線の位置は異なる (表-2.3 中 $A \cap \bar{B}$, $\bar{A} \cap B$)。そのうち表-2.3 中 $A \cap \bar{B}$ は前線 A に含まれる記号部に対応すると推測される。また、前線 B の作成においては前線の記号部を取り除いてから残った線部をつなぎ合わせている。この際、元はつながっていた線部が一部欠損する場合がある (閉塞前線がすべて欠損することも多い) ことも寄与する。同過程において天気図には示されていなかった位置に前線が引かれる場合があり、表-2.3 中 $\bar{A} \cap B$ は前線 B を作成する際に誤抽出されたものに対応すると推測される。

	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT
A	0.15	0.09	0.05	0.10	0.16
B	0.14	0.09	0.05	0.10	0.15
$A \cap \bar{B}$	0.07	0.05	0.03	0.05	0.07
$\bar{A} \cap B$	0.06	0.04	0.02	0.05	0.07

表-2.3: 天気図から抽出した記号部を持つ前線並びに数値処理により記号部を取り除いた前線の比較

次に、2000 年 6 月から 10 月の天気図に示された前線をもとに手作業で、記号部を有さない前線 (C) を作成した。前線 A と前線 C それぞれについて、全グリッドに対して前線が存在するグリッドの割合 [%] を表-2.4 に示す。前線 C は前線 A より前線グリッド数が多い (表-2.4 中 A, C)。表-2.4 中 $A \cap \bar{C}$ は前線 A に含まれる記号部に対応すると考えられるが、表-2.3 中 $A \cap \bar{B}$ と比較して少ない。さらに、表-2.4 中 $\bar{A} \cap C$ が表-2.3 中 $\bar{A} \cap B$ より多いことは、前線 C が前線 B より線部の幅が大きいことに一致する。

	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT
A	0.15	0.09	0.05	0.10	0.16
C	0.20	0.13	0.07	0.14	0.20
$A \cap \bar{C}$	0.06	0.03	0.02	0.04	0.06
$\bar{A} \cap C$	0.10	0.07	0.04	0.08	0.09

表-2.4: 天気図から抽出した記号部を持つ前線並びに手作業による処理を経て記号部を取り除いた前線の比較

さらに、前線 A と前線 B が共通して存在するグリッドに存在する前線 D ($A \cap B$) を作成し、1999 年以前の天気図に示された前線と同条件でグリッドデータを作成した前線 C と比較する (表-2.5)。前線 D は前線 C より前線グリッド数が少なく、表-2.3 中 $A - A \cap \bar{B}$ および $B - \bar{A} \cap B$ と一致し

ており、前線 D は記号部を含まないが、線部の欠損を有する。表-2.5 より、 $C \cap \bar{D}$ は C に対して 50%以上であり、 $\bar{C} \cap D$ は D に対して 20%未満である。したがって、前線 C は前線 D と概ね同じ位置に存在し、さらに C に対する D の割合から、前線 C は前線 D に比べ線部の幅が 2.5 倍から 3.5 倍程度であると推測される。

	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT
C	0.20	0.13	0.07	0.14	0.20
D	0.08	0.05	0.03	0.05	0.09
$C \cap \bar{D}$	0.13	0.09	0.05	0.10	0.12
$\bar{C} \cap D$	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01

表-2.5: 天気図から抽出したのち手作業による処理を経て記号部を取り除いた前線並びに数値処理により記号部を取り除いた前線の比較

幅をもつ前線のグリッドデータ

前線が 100km 程度の幅を持つことは複数事例の観測において確認されており (Sanders 1955[35]), 上記において作成した 0.1 度 \times 0.125 度の前線データに対して、前線が存在するグリッド (以下、前線グリッド) を中心とする 11 \times 11 グリッドを前線グリッドとした。さらに、記号部を有する前線データ A、画像解析により記号部を除いた前線データ B、手作業により記号部を除いた前線データ C、前線データ A および B に共通して存在する前線のみを取り出した前線データ D について 2.2.2.1 項と同様にデータの比較を行う。

表-2.6 中の A に対する $A \cap \bar{B}$ の割合および B に対する $\bar{A} \cap B$ の割合や表-2.7 中の A に対する $A \cap \bar{C}$ の割合および C に対する $\bar{A} \cap C$ の割合、表-2.8 中の C に対する $C \cap \bar{D}$ の割合および D に対する $\bar{C} \cap D$ の割合はいずれも前線に 100km 幅を付与する前の結果と比べて小さい。前線グリッドの数に対してデータ間の前線の位置の違いが小さいといえる。さらに、表-2.8 によると $C \cap \bar{D}$ は C に対して 20%程度であり、 $\bar{C} \cap D$ は D に対して 2%程度である。したがって、前線 C の大部分は前線 D と同じ位置に存在し、さらに C に対する D の割合から、前線 C は前線 D に比べ線部の幅が 1.2 倍から 1.3 倍程度であると推測される。

	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT
A	1.31	0.79	0.45	0.90	1.36
B	1.18	0.74	0.41	0.85	1.27
$A \cap \bar{B}$	0.22	0.10	0.07	0.15	0.20
$\bar{A} \cap B$	0.10	0.05	0.03	0.09	0.11

表-2.6: 天気図から抽出した記号部を持つ前線並びに数値処理により記号部を取り除いた前線の比較

1 度 \times 1 度グリッドの前線データ

前線が 100km 程度の幅を持つと仮定するもう 1 つの方法として、本項では 1 度 \times 1 度グリッドの前線データを作成し、上述と同様のデータ間比較を行う。

	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT
A	1.31	0.79	0.45	0.90	1.36
C	1.29	0.81	0.45	0.92	1.34
$A \cap \bar{C}$	0.13	0.07	0.05	0.08	0.12
$\bar{A} \cap C$	0.12	0.08	0.05	0.10	0.10

表-2.7: 天気図から抽出した記号部を持つ前線並びに手作業による処理を経て記号部を取り除いた前線の比較

	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT
C	1.29	0.81	0.45	0.92	1.34
D	1.06	0.67	0.37	0.73	1.14
$C \cap \bar{D}$	0.26	0.15	0.09	0.20	0.21
$\bar{C} \cap D$	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01

表-2.8: 天気図から抽出したのち手作業による処理を経て記号部を取り除いた前線並びに数値処理により記号部を取り除いた前線の比較

表-2.9中の A に対する $A \cap \bar{B}$ の割合および B に対する $\bar{A} \cap B$ の割合や表-2.10中の A に対する $A \cap \bar{C}$ の割合および C に対する $\bar{A} \cap C$ の割合、表-2.8中の C に対する $C \cap \bar{D}$ の割合および D に対する $\bar{C} \cap D$ の割合はいずれも前線に幅100kmを付与する前の結果より数%程度小さく、 $0.1 \text{ 度} \times 0.125 \text{ 度}$ のグリッドデータにおいて前線の幅100kmを与えた場合の結果より数%程度大きい傾向にある。さらに、表-2.8によると $C \cap \bar{D}$ は C に対して30%未満であり、 $\bar{C} \cap D$ は D に対して2%未満である。したがって、前線 C の大部分は前線 D と同じ位置に存在し、さらに C に対する D の割合から、前線 C は前線 D に比べ線部の幅が1.2倍から1.3倍程度であると推測される。

	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT
A	1.15	0.66	0.38	0.78	1.16
B	1.05	0.62	0.33	0.70	1.09
$A \cap \bar{B}$	0.20	0.10	0.08	0.15	0.18
$\bar{A} \cap B$	0.10	0.06	0.03	0.08	0.11

表-2.9: 天気図から抽出した記号部を持つ前線並びに数値処理により記号部を取り除いた前線の比較

	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT
<i>A</i>	1.15	0.66	0.38	0.78	1.16
<i>C</i>	1.16	0.71	0.38	0.77	1.14
$A \cap \bar{C}$	0.12	0.06	0.05	0.09	0.11
$\bar{A} \cap C$	0.13	0.10	0.05	0.08	0.09

表-2.10: 天気図から抽出した記号部を持つ前線並びに手作業による処理を経て記号部を取り除いた前線の比較

	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT
<i>C</i>	1.16	0.71	0.38	0.77	1.14
<i>D</i>	0.92	0.55	0.29	0.60	0.96
$C \cap \bar{D}$	0.27	0.17	0.10	0.18	0.20
$\bar{C} \cap D$	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01

表-2.11: 天気図から抽出したのち手作業による処理を経て記号部を取り除いた前線並びに数値処理により記号部を取り除いた前線の比較

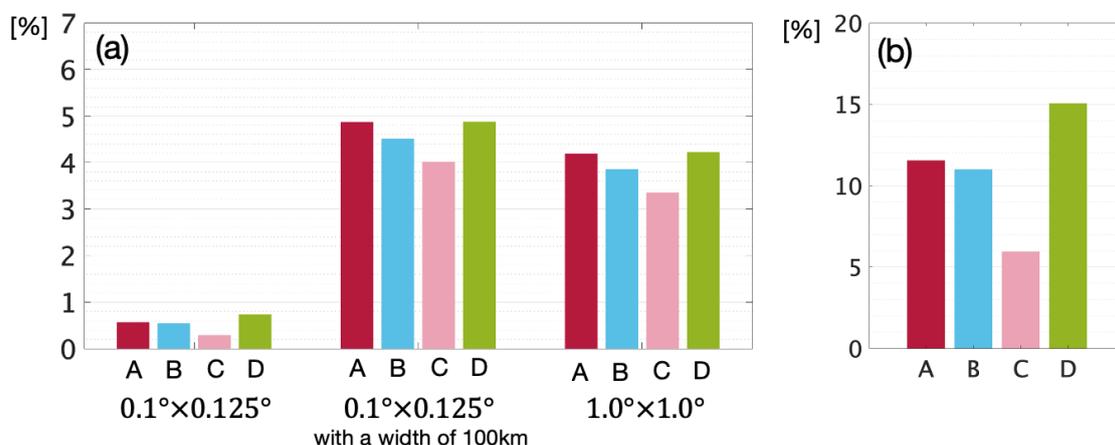


図-2.6: 前線グリッドの存在率. (a) 全グリッドに対する前線グリッドの数の割合. (b) 空間解像度 10km で前線の太さが約 100km とした前線 D のグリッドに対する前線グリッドの数の割合. 前線 A,B,C,D は図-2.5(b),(c),(d),(e) で示す前線に対応する. (a) における左側のグループは緯度 0.1 度 × 経度 0.125 度のグリッドで表される前線, 真ん中のグループは緯度 0.1 度 × 経度 0.125 度のグリッドで前線の太さを約 100km とした前線, 右側のグループは緯度 1.0 度 × 経度 1.0 度のグリッドで表される前線である.

前線の太さおよび空間解像度が異なることに起因する前線の表現の違い

元々前線が色付けされている 2000 年の 6 月から 10 月における天気図を対象として作成した 4 通りの前線データを比較する. 全グリッドに対して前線が存在するグリッドの割合を図-2.6 に示す. まず初めに, 天気図から RGB 値に基づいて抽出した前線 A と手作業で前線を色付けして記号部を除去した前線 D を比較する (図-2.6(a)). これは 1999 年以前の天気図に対して手作業で前線を色付けして抽出した前線と 2000 年以降の天気図から抽出した前線の比較に相当する (図-2.2 の step5-B および 4-A). 前線 A は前線 D に比べてグリッド数が 1.3 倍から 1.4 倍程度少なく, 両者の共通部分 (白線) が前線 A を占める割合は 6 割程度, 前線 D を占める割合は 5 割程度である. 前線 A のみ

存在するグリッドは前線の記号部に対応すると推測される。また、前線 D のみ存在するグリッドは図-2.5(b), (d) からわかる通り、手作業で色付けした前線は線が太いことに対応すると考えられる。次に、天気図から抽出した前線 A とこれに含まれる記号部を形状認識により取り除いた前線 B の比較を図-2.6(b) に示す。これは図-2.2 の step4-A および 5-A における前線の比較に相当する。両者のグリッド数は同程度であり、共通して存在する前線グリッドの数は抽出した前線の半数に満たない。前線 B の作成において記号部を取り除いた後、近接する物体同士を繋いだ際に元の前線が欠損する場合がある。特に、閉塞前線は全体が欠損する場合も少なくない。この過程において天気図では前線が存在しなかった位置に前線がひかれる場合があり、前線 B のみ存在するグリッドに対応すると推測される。

さらに、前線 A と前線 B の共通部分を抽出して前線 C を作成し、手作業で色付けして抽出した前線 D と比較する (図-2.6(d))。これは 1999 年以前の天気図に対して手作業で前線の色付けを行い抽出した前線と 2000 年以降の天気図から抽出して記号部を除いた前線の比較に相当する (図-2.2 の step5-B および 5-A)。両者の共通部分が前線 C を占める割合は 2 割未満であることから、前線 C, D は概ね同じ位置に存在し、前線 D は前線 C に比べて前線グリッド数 (すなわち前線の太さ) が 2.5 倍から 3.5 倍程度であると推定される。なお、前線グリッドの周辺 11×11 グリッドに前線が存在すると仮定した場合、前線 D は前線 C に比べて前線のグリッド数が 1.2 倍から 1.3 倍程度である。前線データを緯度 0.1 度 \times 経度 0.125 度のグリッドに代わり緯度 1 度 \times 経度 1 度のグリッドで表現した場合においても同様の結果が得られた。すなわち、図-2.2 に示す抽出手法に則って作成した前線データは、1999 年以前のものは前線 D、2000 年以降のものは前線 C に対応し、両者のデータの質の違いは、前線の太さを 100km 程度与えることで大幅に軽減される。

前線の種類の判別

上述の通り、1999 年以前の天気図に示された前線は前線の種類に基づき着色したため、天気図から前線を抽出した段階で種類の判別が可能である。2000 年以降の天気図に示された前線は、温暖前線が赤、寒冷前線が青、閉塞前線がピンク、停滞前線が赤と青の前線記号が交互に並んだものであり、温暖前線・寒冷前線・停滞前線を色だけで判別することはできない。そこで、 0.1 度 \times 0.125 度の前線データ (前線 C) における赤色と青色の画素に対応するグリッドの配置に基づき前線の種類を判別する。

空間解像度	ドメインサイズ	領域	再解析データ
$lat0.1^\circ \times lon0.125^\circ$	11×11	$N22.4^\circ - 47.6^\circ, E120^\circ - 150^\circ$	MSM
$lat0.25^\circ \times lon0.25^\circ$	5×5	$N22^\circ - 48^\circ, E120^\circ - 150^\circ$	ERA5
$lat1.25^\circ \times lon1.25^\circ$	-	$N22.5^\circ - 47.5^\circ, E120^\circ - 150^\circ$	JRA55

表-2.12: 空間解像度別の前線データの諸元。ドメインサイズは前線の太さを 100km とするために用いるドメインの大きさ、再解析データは空間解像度が同じ再解析データを示す。

後に前線データとの比較に用いる大気データや雨量データとの互換性を持たせるため、前線デー

タを複数の空間解像度で作成する（表-2.12）．変換先のデータ（0.25度・0.25度または1.25度・1.25度）の各グリッド内において，変換元のデータ（0.1度・0.125度）の前線グリッドが1個でも存在する場合，変換先のデータの当該グリッドは前線グリッドとして扱う．さらに，前線の太さを100kmとするために，空間解像度0.1度×0.125度のデータにおいて各前線グリッドを中心として11×11のドメイン内のグリッドを新たに前線グリッドとする．空間解像度が異なる場合のドメインサイズをそれぞれ表-2.12内に示す．なお，1.25度格子の前線データに関しては，グリッドサイズが約120kmであるからこの処理は必要ない．

前線データの空間解像度を変換する過程や前線に幅を与える過程を経て，複数の種類の前線が同一グリッドに存在するようになる場合がある．同一グリッドに存在する前線の種類の組み合わせにより，新たに前線の種類の区分を定義する．

	寒冷前線	温暖前線	閉塞前線	停滞前線
寒冷前線	○	×	×	×
温暖前線	×	○	×	×
閉塞前線	×	×	○	×
停滞前線	×	×	×	○
中立点	△	△	×	○
低気圧の中心・閉塞点	△	△	△	×

表-2.13: オリジナルデータにおける前線の種類の組み合わせと新たに定義する前線の種類の区分

寒冷前線，温暖前線，閉塞前線並びに停滞前線が単体で存在するグリッドにおいては，それぞれ該当する種類の前線が存在するものとした．一方で，寒冷前線または温暖前線と閉塞前線が同一グリッドに存在する場合，暖気と寒気のどちらの勢力が卓越するわけでもない領域として中立点であると解釈する．これは流れの淀み点に相当する．また，寒冷前線や温暖前線，閉塞前線のいずれか2種類以上の前線が同一グリッドに存在する場合，当該グリッドは低気圧の中心あるいは閉塞点であると解釈する．以上の処理を経て作成した分類済みの前線データを図-2.7に示す．

図-2.7(a)において，天気図から抽出した前線（前項の前線C）を色情報およびその配列に基づき前線の種類を分類した結果を示す．前線の全体を概ね抽出できているが，途切れ途切れになっている箇所があり，数値処理において1本の前線として扱うことが難しい．また，停滞前線の記号部（半円と三角）が取り除かれず，完全に線であるといえない．これに対して11×11のドメインを用いて前線に太さを与え，異なる種類の前線が複数存在するグリッドにおける前線の種類の再分類を実施した結果を図-2.7(b)に示す．前線は連続した1本の線（帯とも言えるが）としてグリッドデータにおいて表現されている．東経145度の停滞前線の記号部を除き，前線の記号部は無視できるようになった．図-2.7(c),(d)は図-2.7(a)に示す0.1度・0.125度のグリッドで構成された前線を，それぞれ0.25度格子，1.25度格子のものとして変換した後，0.25度格子の前線データ

に対して5×5のドメインを用いて前線の太さを100km程度とし、前線の種類を再分類したものである。これ以降の解析では、空間解像度への言及がない限り、図-2.7(b)に示す0.1度・0.125度のグリッドサイズの前線データを用いることとする。

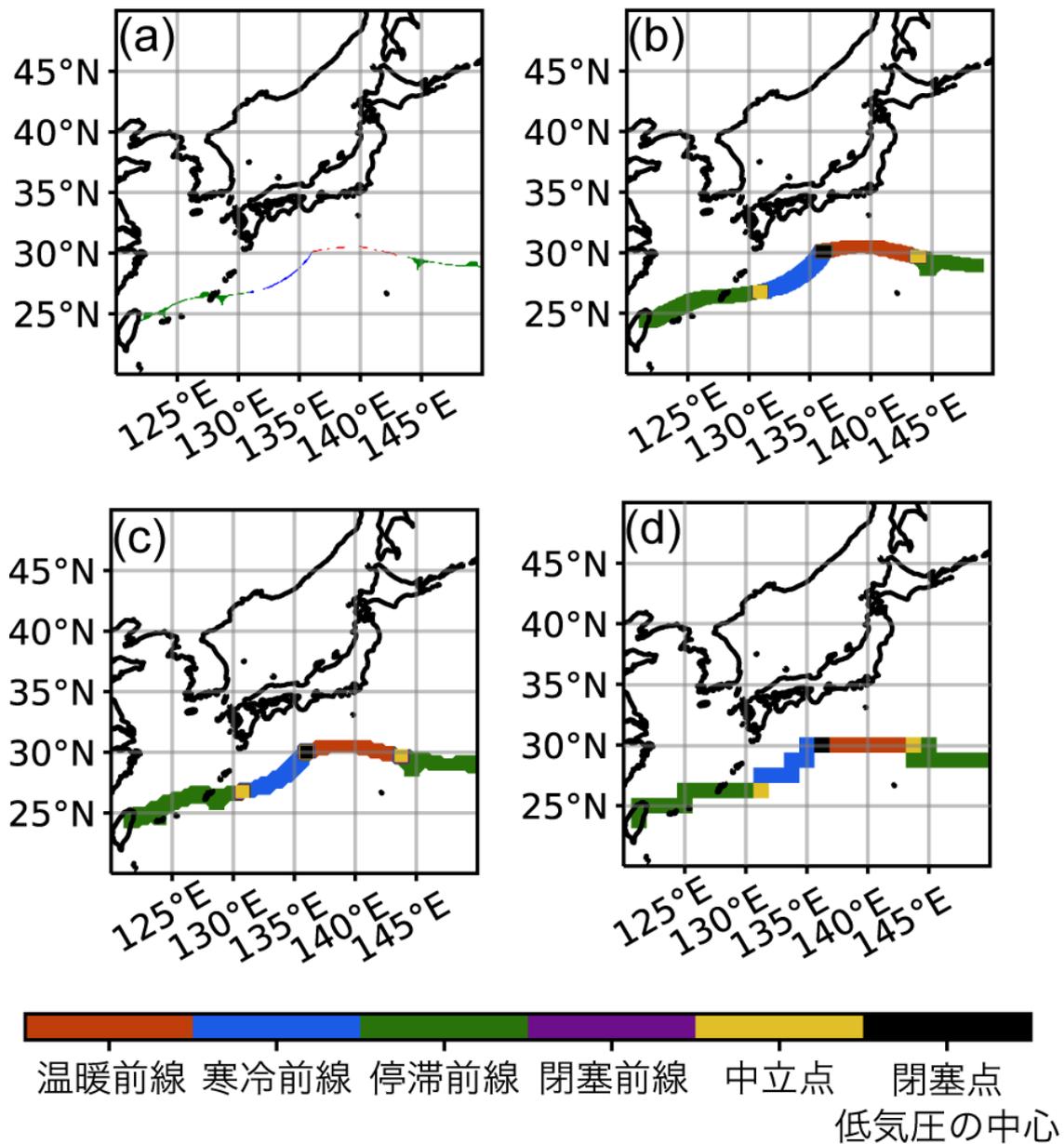


図-2.7: 前線の太さおよび空間解像度を変えた際における前線の表現の違いと種類分け

前線の時空間的連続性

天気図から作成した前線データは図-2.5(d)に示す通り、一部が欠損している場合がある。前線の太さを100kmにする処理をした後においても前線の欠損がある場合は、前線グリッドの集合体(前線オブジェクト)が複数に分かれて存在する。したがって、前線オブジェクト同士の空間的連続性が認められる場合は、当該前線オブジェクト群を一つの前線としてみなすこととする。この処理を経て、1978年から2020年の6月から10月において日本および周辺海域に出現した前線の

数は 8048 個となる。

さらに、毎日午前 9 時（日本時間）に出現する前線が、前日に出現していた前線と同一のものであるかどうか調べた。ある 1 日の間における同一の前線の移動パターンは大きく次の 2 つに分けられる。

- 前線の移動距離が 500km 程度におさまる
- 前線が東進し、移動距離が 2000km 程度におさまる

上記の特徴に基づき前線の時間的連続性が認められた前線の数 は 1978 個となる。前線が連続して出現していた日数の相対頻度を図-2.8 に示す。連続出現日数が 4 日以内であった前線が 7 割弱を占め、時空間的に同一であるとみなされる前線が連続して出現していた最長期間は 2020 年 6 月 1 日から 7 月 20 日までの 50 日間である。

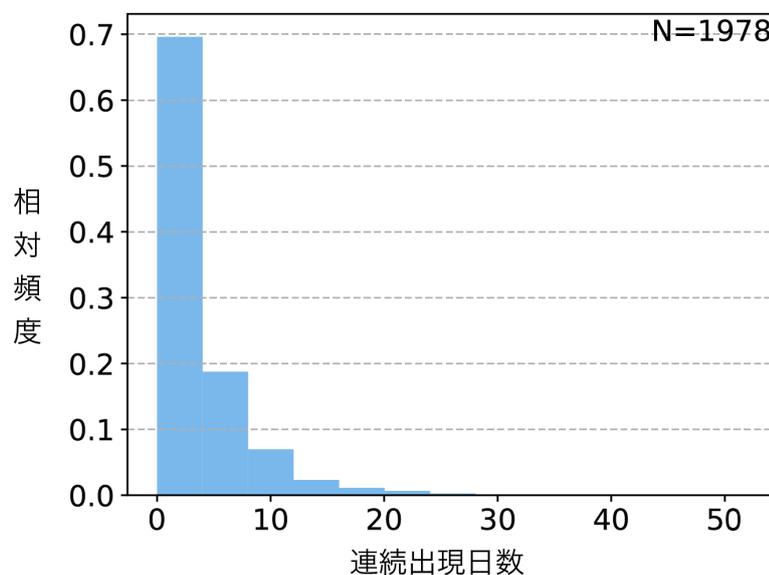


図-2.8: 時空間的に連続する前線の出現日数の相対頻度。1978 年から 2020 年の 6 月から 10 月の間に出現した 1978 個の前線を対象とする。

同一の前線が存在していた日数が 5 日以上であれば当該前線を停滞性のものとし、4 日以下であれば移動性のものであると定義すると、停滞性前線は 601 個、移動性前線は 1377 個である。なお、空間的に連続する前線の出現日数に換算すると、累計 8048 日のうち停滞性前線に分類されたものの出現日数は累計 5388 日、移動性前線に分類されたものの出現日数は累計 2660 日である。停滞性あるいは移動性前線が複数個同時に発生していた日があることを考慮し、実際の日数とは異なることを明確にするために累計日数として表記した。

停滞性前線と移動性前線を定義する連続日数の閾値は、地上天気図との比較により決定した。地上天気図において温帯低気圧等の数日程度で日本周辺域を通過する擾乱に伴って移動する前線が移動性前線、熱帯に由来する気団と寒帯に由来する気団の間に形成されて気団の勢力バランスに応じて位置が南北に変動する準定常前線が停滞性前線として分類されるような閾値を採用している。

2.3 解析結果

2.3.1 前線の出現頻度

空間分布

図-2.9は1978年から2020年の6月から8月における前線の出現頻度の空間分布である。6月から8月を1つのシーズンとして、各グリッドにおけるシーズン平均の前線の累計出現数を出現頻度として示す。日本の夏季に当たる6月から8月において、前線は北緯30度から35度付近を中心に出現する。特に、図-2.9(a)より、1シーズンあたり平均8回以上前線が出現する高頻出帯が東シナ海上および四国から関東にかけての沿岸部から日本の東の海上において存在する。そのうち、東シナ海上および四国から関東にかけての沿岸部においては、停滞前線の出現頻度が特に高い（図-2.9(c)）一方で、関東沿岸部の東側から日本の東の海上にかけての高頻出帯においては温暖前線や寒冷前線の出現頻度も高くなる（図-2.9(b),(d)）。

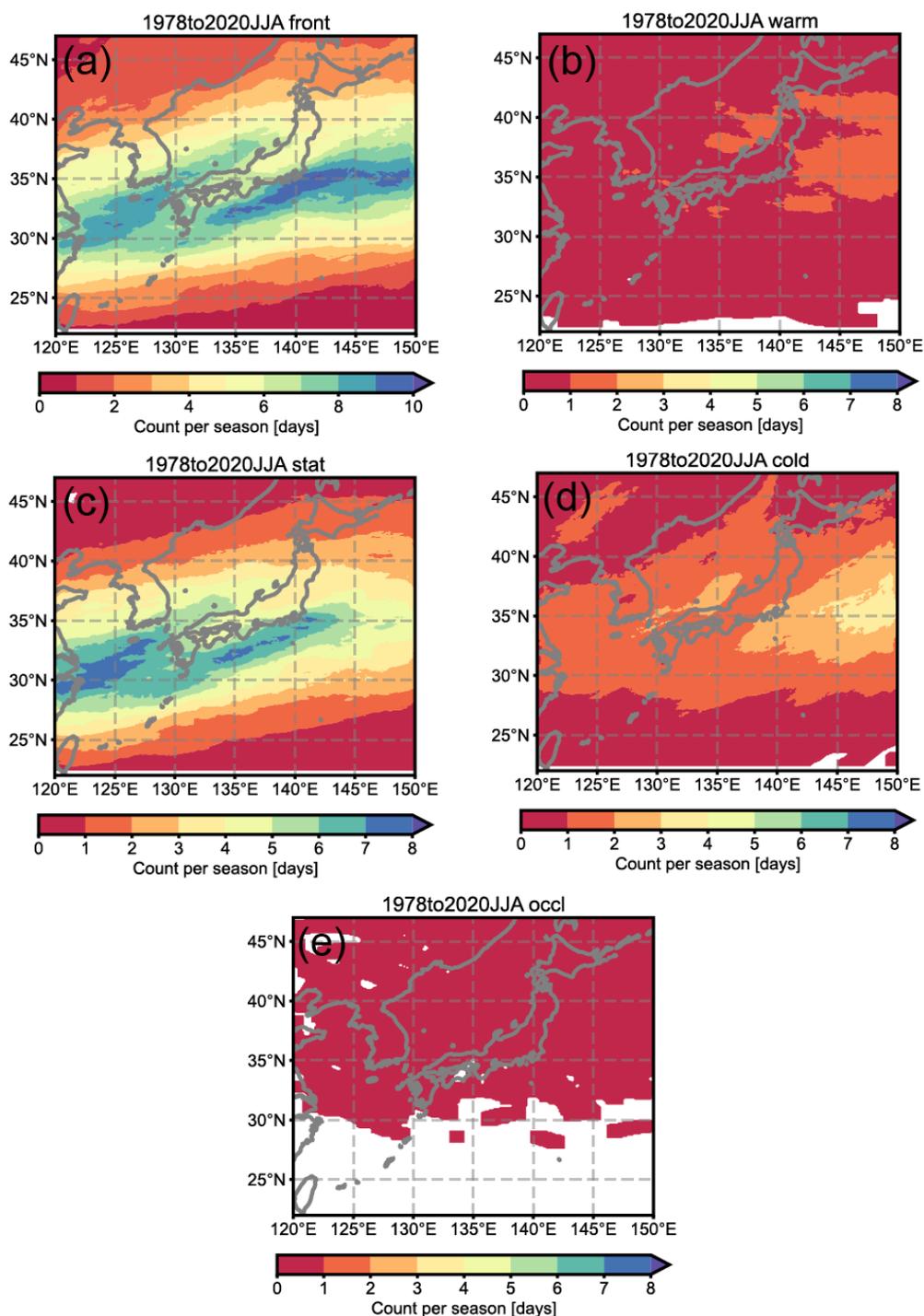


図-2.9: 1978年から2020年の6月から8月における前線の出現頻度の空間分布. 各グリッドにおける1シーズンあたりの累計出現数を示す. (a)は全種類の前線, (b)は温暖前線, (c)は停滞前線, (d)は寒冷前線, (e)は閉塞前線に対応する.

停滞性および移動性の前線の出現頻度の空間分布を図-2.10に示す. 図-2.10(a),(b)はそれぞれ停滞性の前線, 移動性の前線の各グリッドにおける1シーズンあたりの累計出現数である. 停滞

性的前線について1シーズンあたり5回以上出現する高頻出帯が北緯30度から35度付近の緯度帯に存在しており、四国の南側から関東の東側にかけて最頻出となる。移動性的前線は北緯30度以北において1シーズンあたり0.4回以上出現していた。停滞性的前線に比べて移動性的前線の出現頻度は非常に少ない。図-2.8に示す通り、停滞性的前線と移動性的前線の出現数は3:7であるが、移動性的前線は数日程度で日本周辺を西から東に通過するため出現日数は少なくなる。1978年から2020年の6月から8月における停滞性的前線と移動性的前線の総出現日数はそれぞれ3366日、1073日であった。

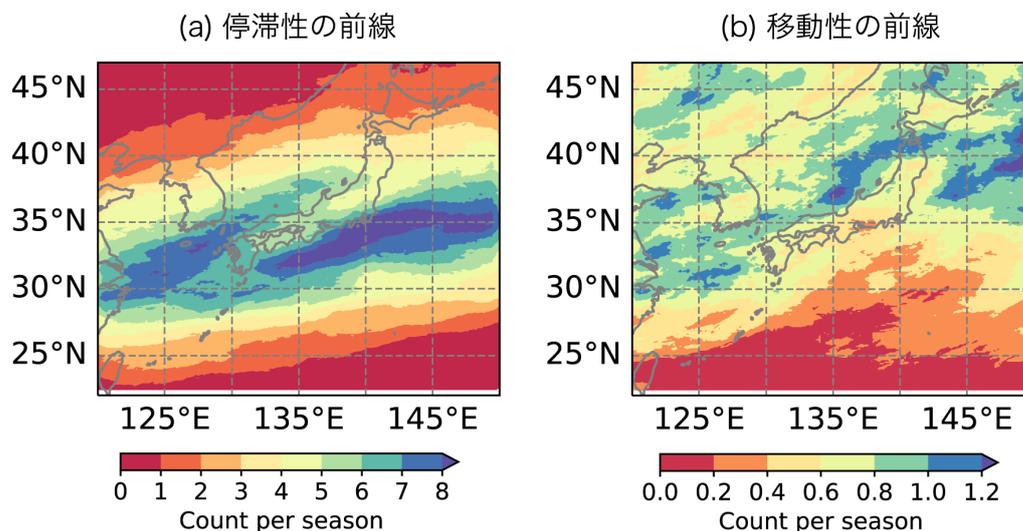


図-2.10: 1978年から2020年の6月から8月における前線の出現頻度の空間分布。各グリッドにおける1シーズンあたりの累計出現数を示す。(a)は停滞性的前線、(b)は移動性的前線に対応する。

2.3.1.1 季節間変化

1978年から2020年に日本周辺域に出現した前線の本数を6月から10月まで旬別にカウントした(図-2.11)。空間的に連続して存在していた前線の日平均累計出現数を図-2.11(a)において灰色の線で示す。6月から10月を通した前線の日平均出現数は1.1個である。7月下旬から8月下旬にかけて最も出現数が少なく、これは盛夏期に対応することから、太平洋高気圧の張り出しが強まることによって前線が出現しにくい気候になっていると考えられる。前線の種類別に出現数をカウントすると、停滞前線、寒冷前線、温暖前線、閉塞前線の順に多く(それぞれ図-2.11(a)中の緑、青、赤、紫に対応する)、シーズン平均はそれぞれ0.8個、0.6個、0.4個、0.1個である。

図-2.9より、空間分布で出現頻度を示した場合は、停滞前線と寒冷前線の出現頻度を最大値で比べると停滞前線が約2倍多い。一方で、日本域における前線出現本数においては停滞前線の出現頻度が約1.1倍多い。これは、Petterssen(1939)[33]においても指摘されていたことであるが、停滞前線は寒冷前線よりも総延長が長く、空間分布で表すと多く見えやすいためであると考えられる。

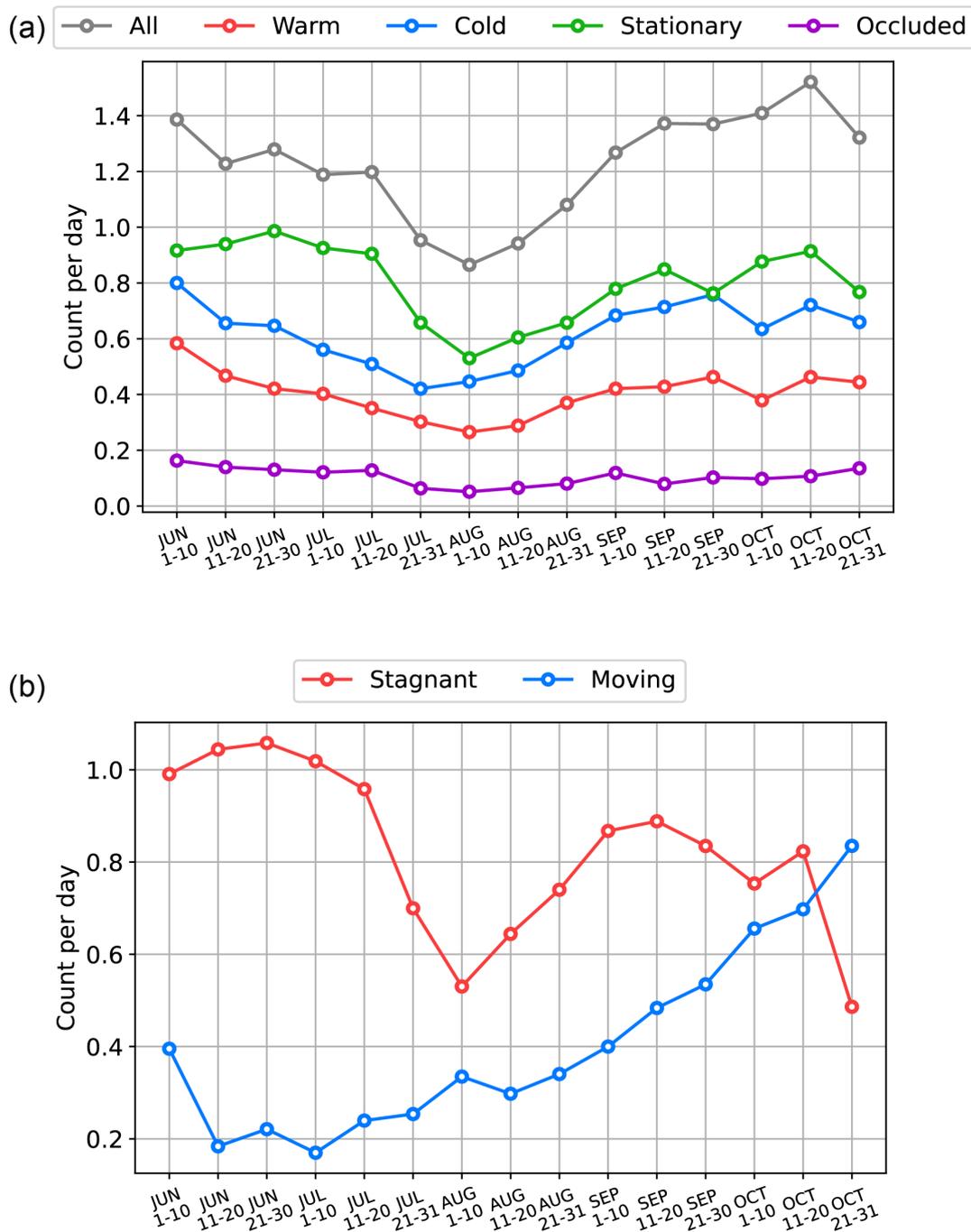


図-2.11: 1978年から2020年の6月から10月における前線の出現頻度の季節変化。日本領域における日平均の累計出現数を旬別に示す。(a)において灰色は前線の累計出現数を示し、前線の種類別に、赤は温暖前線、青は寒冷前線、緑は停滞前線、紫は閉塞前線の累計出現数を示す。(b)において赤は停滞性の前線、青は移動性の前線の累計出現数を示す。

停滞性並びに移動性の前線の旬別出現頻度を図-2.11(b)においてそれぞれ赤、青で示す。日平均の累計出現数は停滞性の前線が0.9個、移動性の前線が0.3個である。停滞性の前線の出現数は図-2.11(a)に示す停滞前線の出現数と10月下旬を除いて同期しており、出現数の差は0.1個程度

であり、停滞性の前線のほとんどに停滞前線が含まれている。停滞性の前線の出現数が最も少ない時期は8月上旬と10月下旬である。移動性の前線においては6月中旬から7月上旬にかけて最も出現数が少なく、それ以降は出現数が増加していき10月下旬には停滞性前線より出現数が多くなる。

2.3.1.2 年々変動

1978年から2020年までの各年において6月から8月に日本周辺域に出現した前線の本数をカウントした(図-2.12)。前線の種類並びに停滞性・移動性の分類と図-2.12内の線の色の対応は図-2.11と同様である。図-2.12(a)より、前線の累計出現数は減少傾向にあり、43年間で3割程度減少した。特に2006年から2020年までの15年間においては43年平均の1.1個を下回る年がほとんどである。種類別には、寒冷前線と温暖前線がともに半分程度まで減少している一方で、停滞前線は約2倍に増えた。停滞性並びに移動性の前線の年間出現数は毎年の変動がありながらも、一貫して停滞性の前線の方が多く出現していた。両者ともに出現数は減少傾向にあり、停滞性の前線は2005年以降、43年平均の0.9個を下回る年が多い。移動性の前線も同様に2007年以降、43年平均の0.3個を下回る年が続いている。

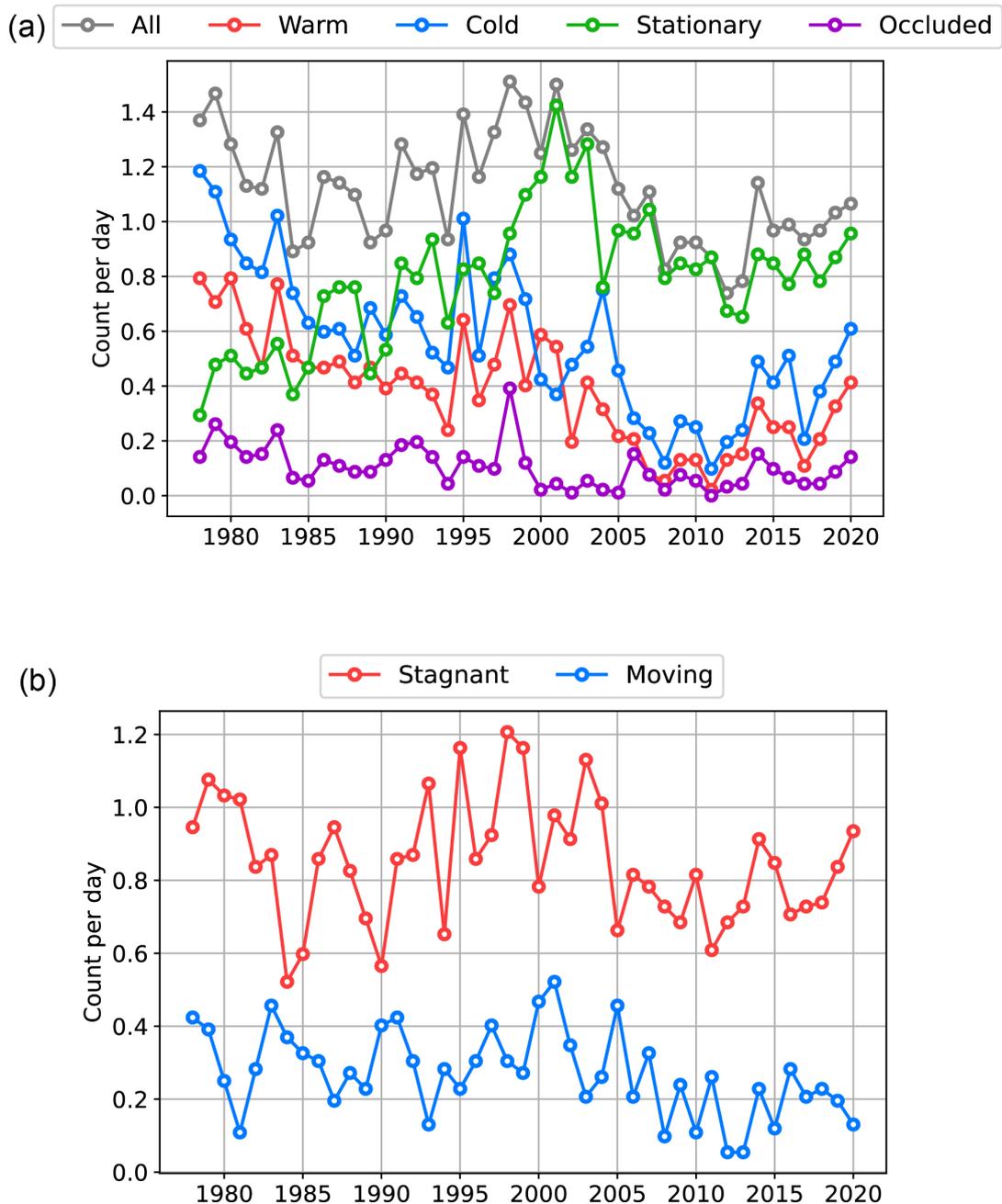


図-2.12: 1978年から2020年の6月から8月における前線の出現頻度の年々変動。日本領域における日平均の累計出現数を示す。(a)において灰色は前線の累計出現数を示し、前線の種類別に、赤は温暖前線、青は寒冷前線、緑は停滞前線、紫は閉塞前線の累計出現数を示す。(b)において赤は停滞性の前線、青は移動性の前線の累計出現数を示す。

2.3.2 地域別出現頻度

日本全国の各地域における前線の出現回数をカウントする。例えば北海道における前線の出現回数を調べる場合、図-2.13の左図に示す通り、北海道に前線グリッドが存在する場合は1、存在

しない場合は0として、1978年から2020年の6月から8月を対象に3496日間で北海道に前線が存在していた回数を数える。ただし、同じ日に前線が2本存在していたとしても、前線の「本数」ではなく前線の「出現回数」を評価するため前線の本数は考慮しない。次に、前線の有無を表す毎年の時系列データから5日移動平均を求める。図-2.13の右図に示すように7日間の時系列データに対して5日移動平均を求める場合、前後2日を含めた5日間の日平均を7日分求める。ただし、最初2日間ならびに最後2日間については存在しない日のデータを参照することになるが、0と仮定して5日平均を算出する。

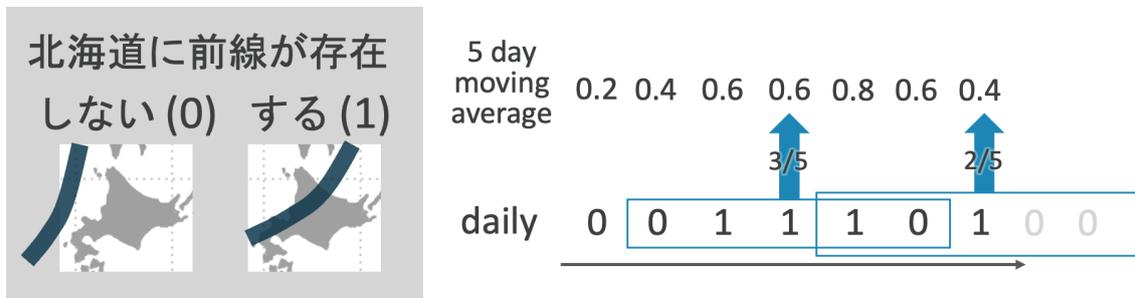


図-2.13: 地域別前線出現回数のカウント方法および5日間平均の算出方法

上述の解析を気象庁の予報区分に基づく全国13地域（図-2.14(a)）に対して実施し、43年分の前線出現回数の5日移動平均を図-2.14(b)-(g)および図-2.15, 図-2.16, 図-2.17に示す。横軸を年、縦軸を日付として陰影で前線出現回数を表すことで、横軸方向の変化から年々変動、縦軸方向の変化から季節進行を読み取ることができる。例えば、北海道においては図-2.14(b)より、7月中旬以降から8月末にかけて停滞性の前線の出現回数が多く、特に1990年台後半において顕著であった。東北以南の地域については、気象庁により毎年梅雨入り・梅雨明けの発表がされており、梅雨入りの日を下向き三角、梅雨明けの日を上向き三角で示す（例えば図-2.14(d),(f)）。

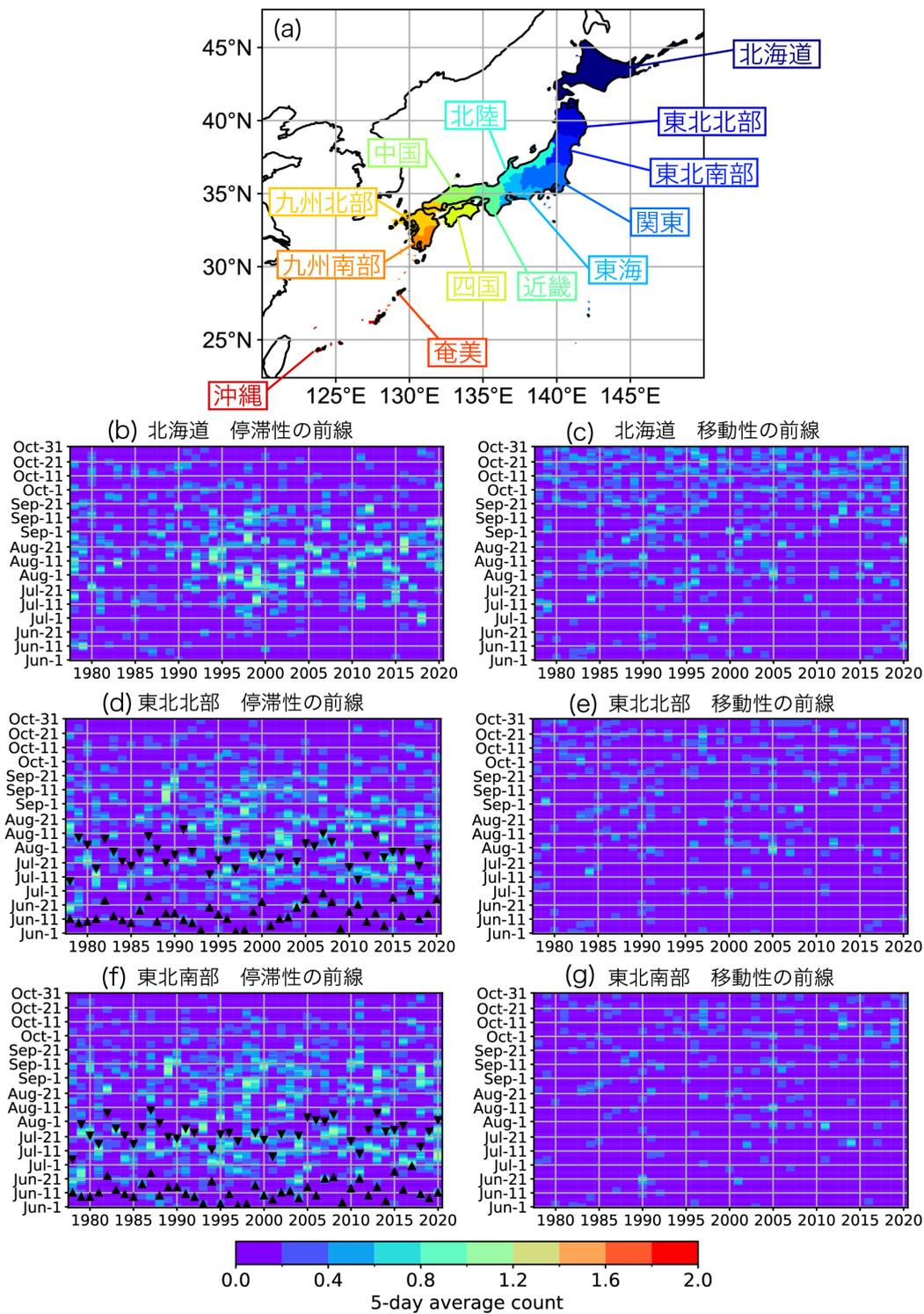


図-2.14: 全国13地域における1978年から2020年の6月から10月の前線出現回数。(a)は気象庁の予報区分に基づく全国13地域を示す。(b)-(g)において各地域の前線出現回数を示す。(b),(c)は北海道,(d),(e)は東北北部,(f),(g)は東北南部における前線の出現回数であり,(b),(d),(f)は停滞性前線,(c),(e),(g)は移動性前線の出現回数を示す。(d),(f)において示す黒色の下向き三角は当該地方の梅雨入り、上向き三角は梅雨明けの日を示す。

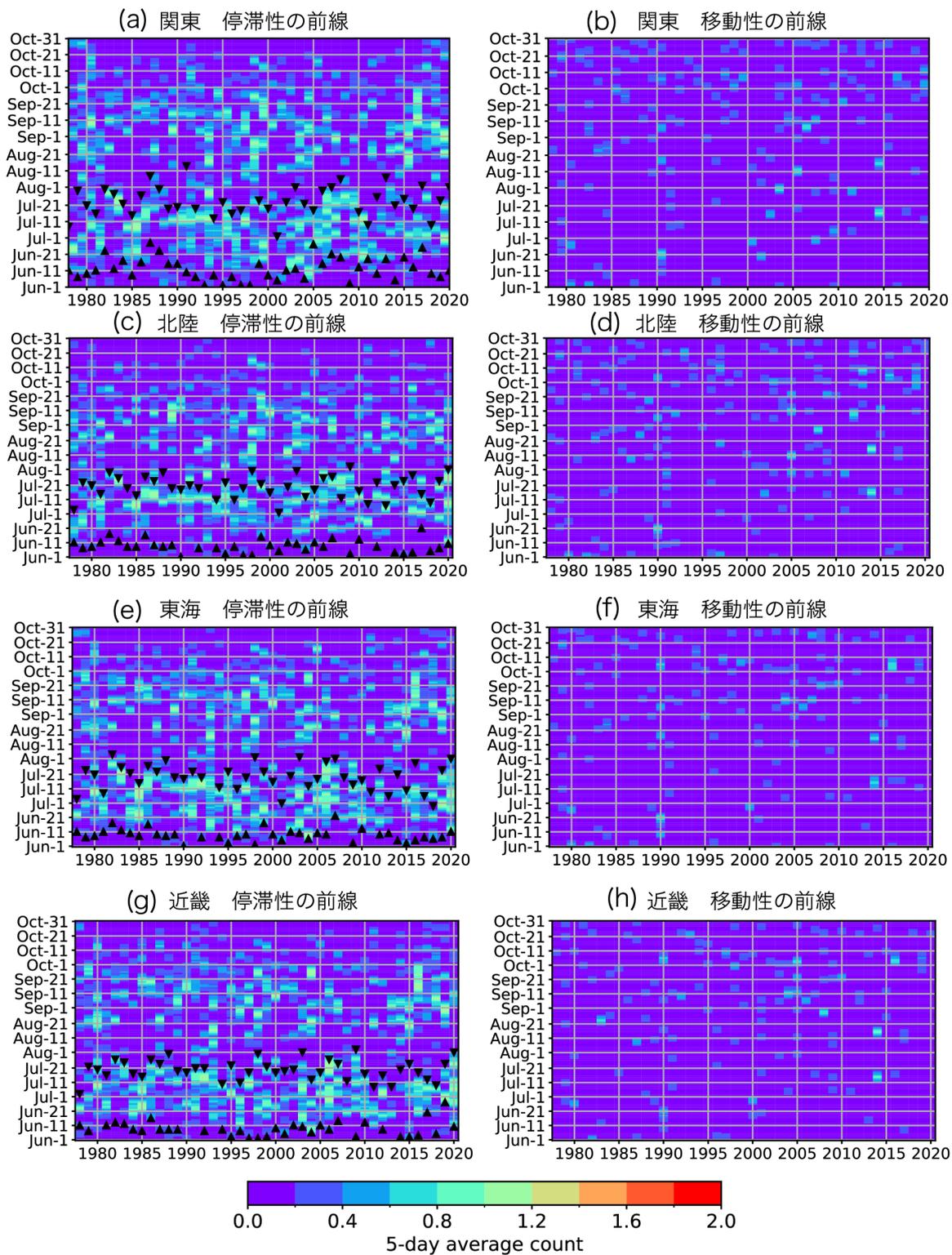


図-2.15: 全国13地域における1978年から2020年の6月から10月の前線出現回数。(a)は気象庁の予報区分に基づく全国13地域を示す。(a)-(h)において各地域の前線出現回数を示す。(a),(b)は関東,(c),(d)は北陸,(e),(f)は東海,(g),(h)は近畿における前線の出現回数であり,(a),(c),(e),(g)は停滞性の前線,(b),(d),(f),(h)は移動性の前線の出現回数を示す。(a),(c),(e),(g)において示す黒色の下向き三角は当該地方の梅雨入り,上向き三角は梅雨明けの日を示す。

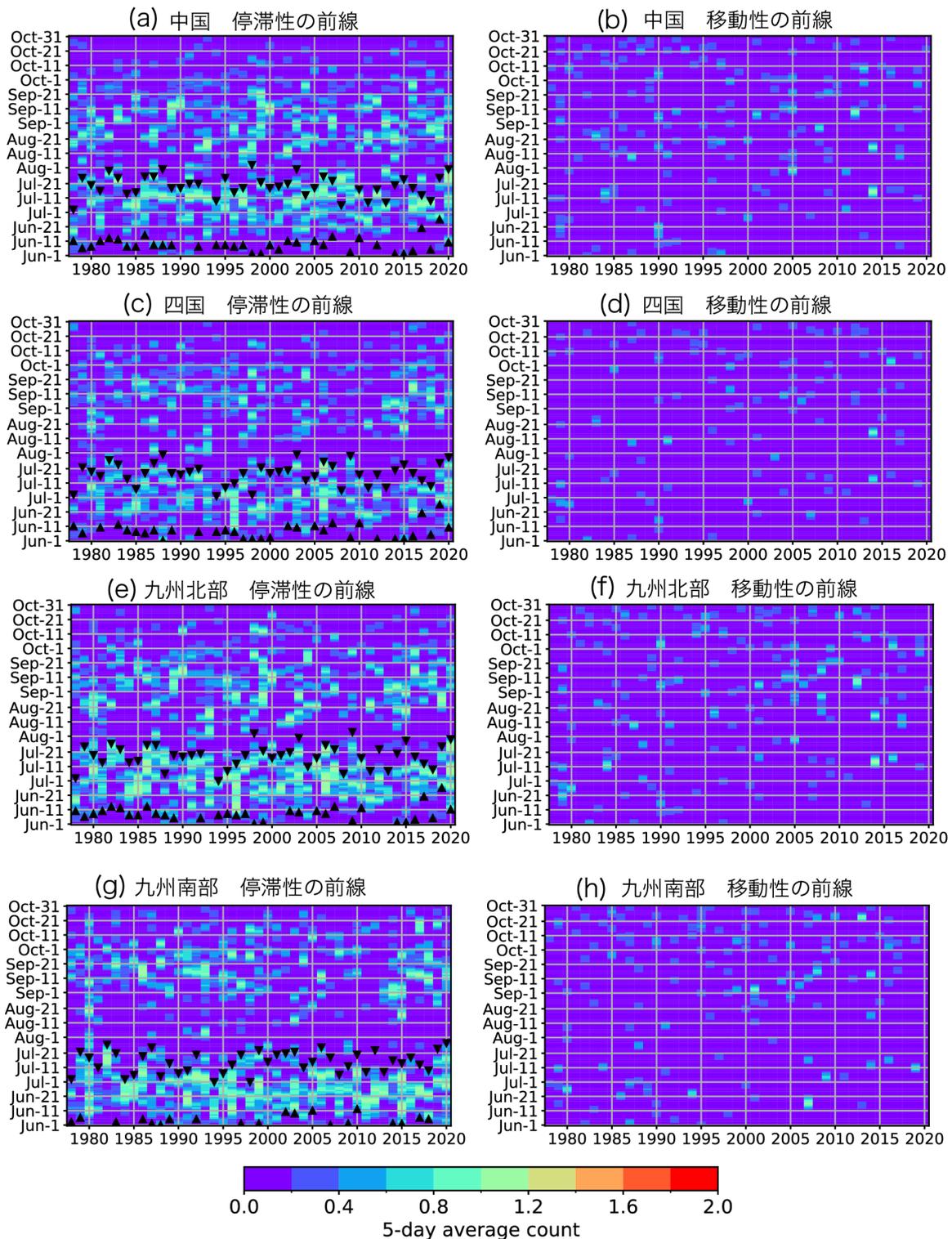


図-2.16: 全国13地域における1978年から2020年の6月から10月の前線出現回数。(a)は気象庁の予報区分に基づく全国13地域を示す。(a)-(h)において各地域の前線出現回数を示す。(a),(b)は中国,(c),(d)は四国,(e),(f)は九州北部,(g),(h)は九州南部における前線の出現回数であり,(a),(c),(e),(g)は停滞性の前線,(b),(d),(f),(h)は移動性の前線の出現回数を示す。(a),(c),(e),(g)において示す黒色の下向き三角は当該地方の梅雨入り,上向き三角は梅雨明けの日を示す。

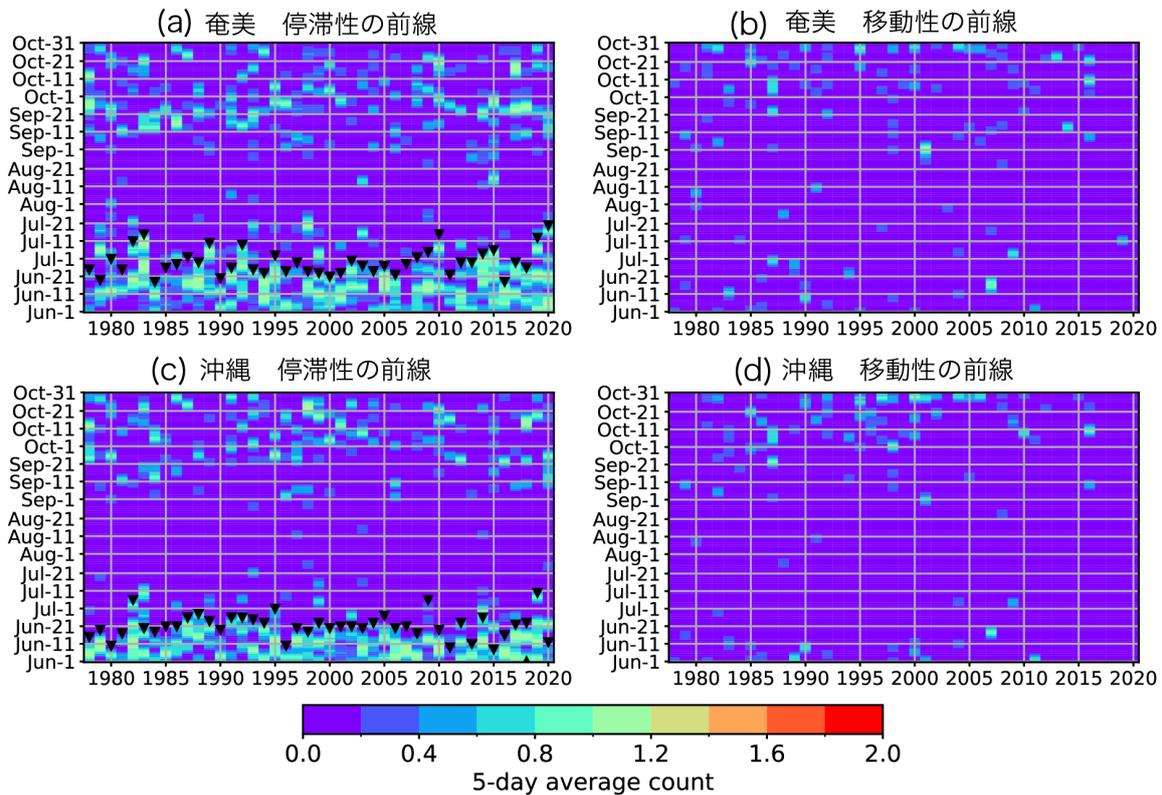


図-2.17: 全国13地域における1978年から2020年の6月から10月の前線出現回数。(a)は気象庁の予報区分に基づく全国13地域を示す。(a)-(d)において各地域の前線出現回数を示す。(a),(b)は奄美,(c),(d)は沖縄における前線の出現回数であり,(a),(c)は停滞性前線,(b),(d)は移動性前線の出現回数を示す。(a),(c)において示す黒色の下向き三角は当該地方の梅雨入り、上向き三角は梅雨明けの日を示す。

各地域における前線出現回数の年々変動および季節変化に関する特徴を以下に述べる。

北海道 7月中旬から8月末にかけて停滞性前線の出現回数が多く、10月に移動性前線の出現回数が多い。(図-2.14(b),(c))。

東北北部 6月においては停滞性前線の出現回数が少なく、7月から8月において出現回数が多い(図-2.14(d),(e))。

東北南部 6月においては停滞性前線の出現回数が少なく、6月下旬から8月末にかけて多い。出現回数のピークは7月中旬にみられる(図-2.14(f),(g))。

関東甲信 6月中旬から7月中旬並びに8月中旬から9月下旬にかけて停滞性前線の出現回数が多い(図-2.15(a),(b))。

北陸 6月下旬から7月中旬並びに8月中旬から9月中旬にかけて停滞性前線の出現回数が多い(図-2.15(c),(d))。

東海 6月下旬から7月中旬並びに8月下旬から9月下旬にかけて停滞性の前線の出現回数が多い(図-2.15(e),(f)).

近畿 6月下旬から7月中旬並びに8月下旬から9月下旬にかけて停滞性の前線の出現回数が多い(図-2.15(g),(h)).

中国 6月下旬から7月中旬並びに8月中旬から9月中旬にかけて停滞性の前線の出現回数が多い(図-2.16(a),(b)).

四国 6月下旬から7月上旬並びに8月中旬から9月下旬にかけて停滞性の前線の出現回数が多い(図-2.16(c),(d)).

九州北部 6月中旬から7月中旬並びに8月中旬から9月下旬にかけて停滞性の前線の出現回数が多い(図-2.16(e),(f)).

九州南部 6月上旬から7月上旬並びに9月上旬から9月下旬にかけて停滞性の前線の出現回数が多い(図-2.16(g),(h)).

奄美 6月並びに9月下旬から10月下旬にかけて停滞性の前線の出現回数が多い(図-2.17(a),(b)).

沖縄 6月上旬から中旬並びに9月下旬から10月下旬にかけて停滞性の前線の出現回数が多い(図-2.17(c),(d)).

北海道における停滞性の前線の出現頻度の増加

北海道において停滞性の前線が出現する回数が8月に増加している理由を考察する。まず初めに、北海道に前線が出現する際の気象場の特徴を説明する。図-2.18は8月に出現する前線が形成される際の気象場である。大気上層における偏西風は北海道の周辺を流れる。偏西風は熱帯側の暖気と極側の寒気の間に出現する強い西風であることから、偏西風付近において前線が形成されやすい場となっていると考えられる。これに加え、大気下層においては太平洋高気圧から吹き出す暖気が北海道周辺に南西から流入し、オホーツク海高気圧から吹き出す寒気が北海道周辺に北東から流入する。したがって、北海道の周辺において異なる気団が衝突することで前線が形成される。

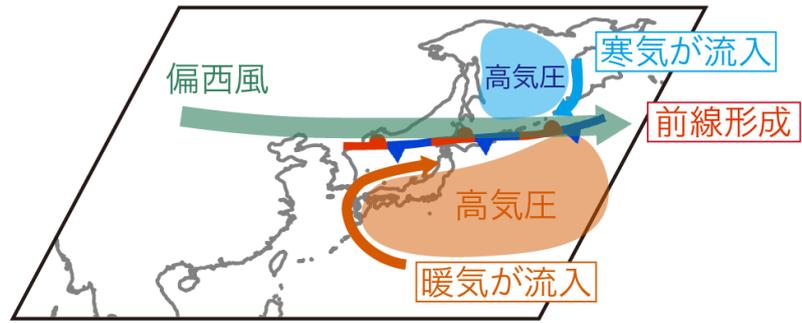


図-2.18: 日本周辺において前線が形成される気象場

1978年から2020年までの気圧配置の変化を図-2.19に示す。実線は500hPa（高度約5500m）におけるジオポテンシャル高さ（気圧に相当する）の5880mの等値線であり、太平洋高気圧の縁辺を表すものである。太平洋高気圧は地表面から大気中層（500hPa付近）にかけて存在する比較的背景の高い高気圧であることから500hPaにおけるジオポテンシャル高さに基づき位置を推定することができる。細実線は各年8月の平均値であり、太実線は青色が前半22年間の8月の平均値、赤色が後半21年間の8月の平均値、黒色が43年間の8月の平均値を表す。前半22年間に比べて後半21年間の平均値は北側および西側へ広がっており、太平洋高気圧の張り出しが強い。また、図-2.19中の陰影は海面更正気圧の前半22年間の平均値から後半21年間の平均値への変化量を示す。正の値（赤）は後半21年間の平均値の方が大きく、負の値（青）は後半21年間の平均値の方が小さいことを表す。オホーツク海高気圧は地表面から高度2000mにわたり存在する背景の低い高気圧であり、オホーツク海周辺において海面更正気圧が高いことで特徴づけられる。オホーツク海周辺においては前半22年間に比べて後半21年間の平均値の方が0-1hPa程度小さく、近年、オホーツク海高気圧が弱い傾向であることを示す。したがって、近年、太平洋高気圧が強まる一方でオホーツク海高気圧が弱まっているため、気団の境界が北海道周辺に出現しやすくなり、前線の出現頻度が増加したと考えられる。

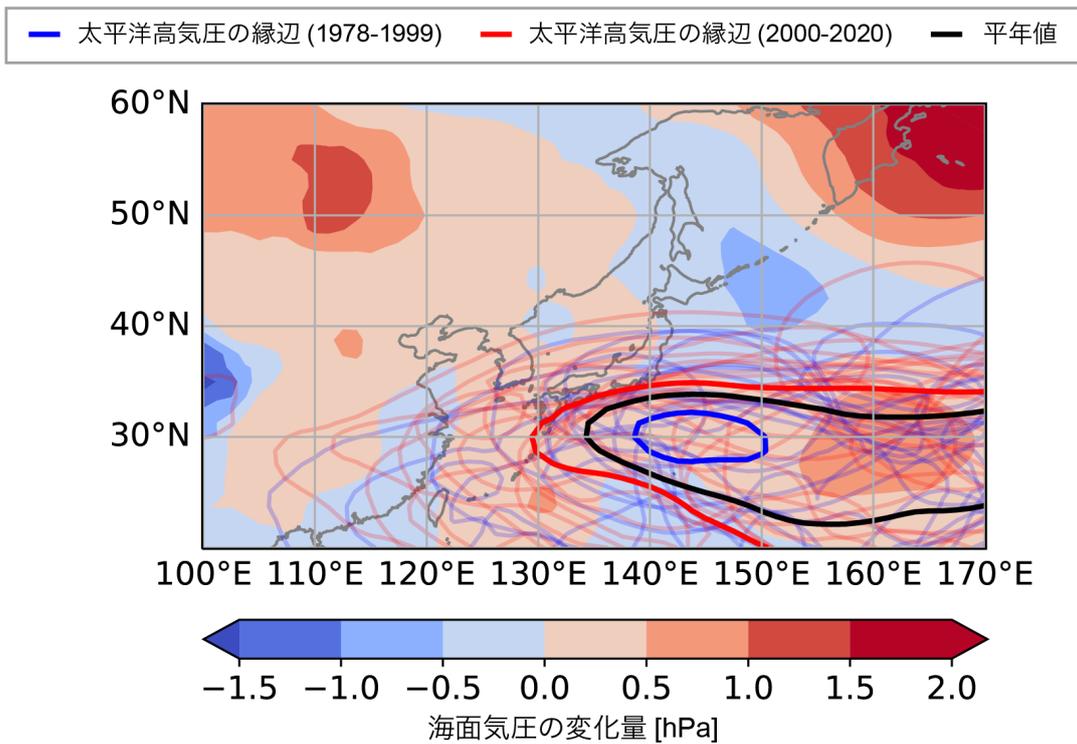


図-2.19: 8月における日本周辺の気圧配置の変化. 2000年から2020年までの平均値と1978年から1999年までの平均値の違いを示す. 陰影は海面更正気圧を表す. 正の値であれば, 1978年から2020年までのうち, 後半21年の平均値の方が大きいことを示し, 負の値であれば, 前半22年の平均値の方が大きいことを示す. 等値線は500hPa(高度約5500m)におけるジオポテンシャル高さ(気圧に相当する)が5880mである位置を示し, 青色は前半22年の平均値, 赤色は後半21年の平均値, 黒色は43年間の平均値を示す.

2.4 第2章のまとめ

本章では, 地上天気図の画像から前線を抽出し, グリッドデータに変換する手法を構築した. 当該手法を用いて作成した43年間の前線の位置情報によって, 北海道においては8月に出現する停滞性の前線の数が増加していることを示した. 近年においては太平洋高気圧の強化とオホーツク海高気圧の弱化により, 前線の出現する位置が北上していたことが確認された.

Chapter 3

日本周辺に出現する前線に伴う降雨の気候特性

第3章の概要 本章の目的は、大雨に対する前線の寄与を流域単位で評価し、大雨をもたらす気象場パターンを前線や台風等の天気図スケールの気象擾乱に基づき類型化することである。本研究では石狩川流域を対象とし、1978年から2016年の6月から8月における流域平均日降水量上位5%の事例を大雨事例として定義した。大雨発生時における気象場の特徴を分析したところ、北海道の上空を流れる偏西風が北海道の西側において赤道側に蛇行し、下層においては日本の東側に位置する太平洋高気圧および北日本周辺における低気圧性の循環に伴い、北海道への暖湿空気の流入が強化されていたことを明らかにした。個々の事例における主な気象場パターンは、温帯低気圧に伴う前線が4割を占め、次いで前線と遠方の台風の組み合わせが約3割であった。石狩川流域における既往最大事例である1981年8月上旬（通称、昭和56年水害）における大雨は、8月4,5日の両方で流域平均日降水量が100mm/dayを超え、前線と遠隔の台風の影響により発生したものである。第5章では当該事例と同等の大雨事例の出現頻度および気象場パターンの将来変化を予測する。

3.1 はじめに

3.1.1 研究背景

日本が位置する中緯度帯は、気温が高い低緯度帯と気温が低い高緯度帯の間に挟まれ、気温の南北差を解消しようとする大気循環の過程において降水系が発達しやすい。前線はそのような降水系のひとつであり、中緯度帯における降水量の約7割が前線に由来するものである[7]。特に日本においては初夏の降雨は前線（主に停滞前線）に伴うことが多く、この時期の前線を梅雨前線と呼ぶ。九州地方においては梅雨末期に豪雨が頻発しており、近年では平成30年7月豪雨、令和2年7月豪雨などが発生した。令和2年の豪雨災害では最大100mm/h以上の降雨域を有する線状降水帯が発生し、球磨川の氾濫や大規模な土砂災害を引き起こした[16]。日本全国を対象に集中豪雨の発生要因を総観規模の擾乱（低気圧や前線、台風等）別に分類すると、前線により発生した事例は約3割であり[69]、日本で実施する豪雨対策において前線による豪雨は考慮されるべき重大な豪雨リスクである。

前線に伴う豪雨により一級水系の河川の氾濫あるいは内水氾濫が発生した事例の一部を表-3.1にまとめる。氾濫した河川名を表中に記載するが、実際にはその他、複数の河川における溢水・

越水、破堤や内水氾濫による浸水被害が生じている。例えば、石狩川水系石狩川の氾濫による甚大な被害が発生した昭和 56 年水害においては、1981 年 8 月 5 日、北海道の西岸付近に前線が停滞しており、台風 12 号が太平洋側から接近したことにより、3 日夜からの積算降水量は全道各地で 100mm 以上、特に道央においては 300mm 以上を観測する地点もあった。同日正午頃に旭川市（石狩川上流）および深川市（石狩川中流）において溢水が発生した。さらにその後も増水し続け、同日午後 11 時頃、江別市において 1.5km にわたり溢水が発生した [65]。また、西日本を中心に広域にわたる被害が発生した平成 30 年 7 月豪雨においては、2018 年 7 月 5 日、九州地方への台風 7 号の接近に伴い、前日まで北日本に停滞していた前線が西日本に南下したことで、中国地方では総降水量が最大で 450mm を超える記録的な豪雨が発生した。高梁川水系小田川では堤防が決壊し、岡山県倉敷市真備町において浸水が発生した。その他、広島県広島市において太田川水系三篠川からの溢水、島根県江津市等において江の川水系江の川からの溢水、広島県福山市において芦田川水系芦田川からの溢水および内水氾濫により浸水被害が発生した [59][67]。

大雨期間	浸水が発生した日	水系	河川
1981 年 8 月 4-5 日	1981 年 8 月 5 日	石狩川水系	石狩川
2004 年 7 月 12-13 日	2004 年 7 月 13 日	信濃川水系	五十嵐川・刈谷田川
2010 年 8 月 23-24 日	2010 年 8 月 24 日	石狩川水系	忠別川
2011 年 7 月 28-30 日	2011 年 7 月 29 日	信濃川水系	茶郷川・西又川
2012 年 7 月 11-14 日	2012 年 7 月 12 日	白川水系	白川
2018 年 7 月 5-7 日	2018 年 7 月 5 日	高梁川水系	小田川
2020 年 7 月 3-8 日	2020 年 7 月 4 日	球磨川水系	球磨川
2022 年 8 月 3-4 日	2022 年 8 月 3 日	最上川水系	最上川

表-3.1: 前線に伴う豪雨により一級水系の河川の氾濫あるいは内水氾濫が発生した事例。日本全国における事例のうち一部を示す。

津口・加藤 (2014) により日本全国で発生した豪雨の出現特性が前線や台風等の発生要因別に統計的に示されている。豪雨の定義には全国的に統一した降水量が採用されているため、西日本では豪雨の発生数が多く、北日本では少ない。分析の目的に応じて豪雨の定義に用いる降水量の閾値を設定することが必要である。

3.1.2 研究目的

本章の目的は、全国の 109 水系を対象として、各流域において統計的にある頻度で発生する降水量により定義される豪雨事例を抽出し、前線の周辺で発生した事例を特定する手法を開発することである。当該手法により、一級水系の各流域において前線の影響を強く受けた豪雨の発生頻度を評価することが可能となる。また、Catto et al.(2012) による前線に伴う降水の抽出手法 [7] においては前線からの距離 500km 以内の降水を抽出していたが、流域の大きさに対して 500km は過大であるため、100km 単位で前線周辺の降水量を推定する手法を提案する。

3.2 使用したデータと解析手法

3.2.1 使用したデータ

第2章において作成した前線グリッドデータを用いる。空間解像度は緯度0.1度・経度0.125度であり、11×11のドメインにより前線の太さを与えたものを使用する。前線の種類は区別しない。Catto et al.(2012)[7]とUtsumi et al.(2014)[48]は降水量データとしてGlobal Precipitation Climatology Project(GPCP; Huffman et al., 2001[19]),Catto and Pfahl (2013)[8]はERA-Interim(Dee et al.,2011[9]), Utsumi et al.(2017)[47]はGSMaP(Ushio et al.,2009[46])を用いた。本解析で使用する前線データに対して、GPCPやGSMaPの観測期間は短いため、十分に長い期間の日降水量データを利用することができない。また、豪雨発生時における局所的な大雨を適切に表現するためには、ERA-Interimの空間分解能は荒すぎる。そこで本研究では、日本全国の日降水量を5km解像度で提供するAPHRODITEと解析雨量を用いる。APHRODITEは全国の地上雨量計による観測、解析雨量では全国の地上雨量計および気象レーダによる観測に基づき作成された観測雨量のグリッドデータである。前線データとの互換性を確保するため、線形内挿により空間解像度を緯度0.1度・経度0.125度に変更した。この格子サイズは、日本が位置する北緯40度付近においては約10kmに相当する。

流域データ

本章では流域単位で解析を実施した。流域データは、国土数値情報ダウンロードサイト [57] より流域界のGISデータを取得し、グリッドデータに変換したものを用いた(図-3.1)。全国の一級水系の名前とGISデータから各水系の情報を抽出するために必要となる旧水系域コードを表-3.2から表-3.6にまとめる。

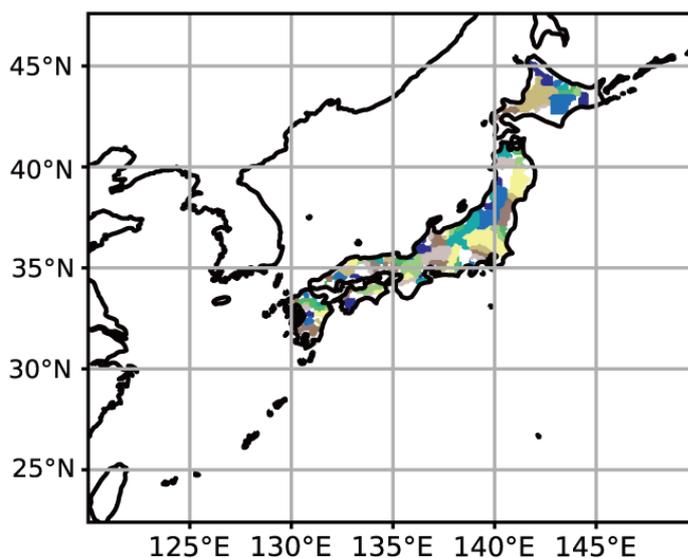


図-3.1: 全国の一級水系

地方整備局等名	水系番号	旧水系域コード	水系名	読み仮名
北海道開発局	0101	81001	天塩川	テシオガワ
	0102	81006	留萌川	ルモイガワ
	0103	81007	石狩川	イシカリガワ
	0104	81008	尻別川	シリベツガワ
	0105	81009	後志利別川	シリベシトシベツガワ
	0106	81010	鷓川	ムカワ
	0107	81011	沙流川	サルガワ
	0108	81013	十勝川	トカチガワ
	0109	81012	釧路川	クシロガワ
	0110	81005	網走川	アバシリガワ
	0111	81004	常呂川	トコロガワ
	0112	81003	湧別川	ユウベツガワ
	0113	81002	渚滑川	ショコツガワ
東北地方整備局	0201	82020	阿武隈川	アブクマガワ
	0202	82019	名取川	ナトリガワ
	0203	82018	鳴瀬川	ナルセガワ
	0204	82017	北上川	キタカミガワ
	0205	82016	馬淵川	マベチガワ
	0206	82015	高瀬川	タカセガワ
	0207	82014	岩木川	イワキガワ
	0208	82021	米代川	ヨネシロガワ
	0209	82022	雄物川	オモノガワ
	0210	82023	子吉川	コヨシガワ
	0211	82024	最上川	モガミガワ
	0212	82025	赤川	アカガワ

表-3.2: 一級水系の旧水系域コード (1)

地方整備局等名	水系番号	旧水系域コード	水系名	読み仮名
関東地方整備局	0301	83026	久慈川	クジガワ
	0302	83027	那珂川	ナカガワ
	0303	83028	利根川	トネガワ
	0304	83029	荒川	アラカワ
	0305	83030	多摩川	タマガワ
	0306	83031	鶴見川	ツルミガワ
	0307	83032	相模川	サガミガワ
	0308	83046	富士川	フジカワ
北陸地方整備局	0401	84033	荒川	アラカワ
	0402	84034	阿賀野川	アガノガワ
	0403	84035	信濃川	シナノガワ
	0404	84036	関川	セキカワ
	0405	84037	姫川	ヒメカワ
	0406	84038	黒部川	クロベガワ
	0407	84039	常願寺川	ジョウガンジガワ
	0408	84040	神通川	ジンヅウガワ
	0409	84041	庄川	ショウガワ
	0410	84042	小矢部川	オヤベガワ
	0411	84043	手取川	テドリガワ
	0412	84044	梯川	カケハシガワ

表-3.3: 一級水系の旧水系域コード (2)

地方整備局等名	水系番号	旧水系域コード	水系名	読み仮名
中部地方整備局	0501	85045	狩野川	カノガワ
	0502	85047	安倍川	アベガワ
	0503	85048	大井川	オオイガワ
	0504	85049	菊川	キクガワ
	0505	85050	天竜川	テンリュウガワ
	0506	85051	豊川	トヨガワ
	0507	85052	矢作川	ヤハギガワ
	0508	85053	庄内川	ショウナイガワ
	0509	85054, 85055	木曾川	キノガワ
	0510	85056	鈴鹿川	スズカガワ
	0511	85057	雲出川	クモズガワ
	0512	85058	櫛田川	クシダガワ
	0513	85059	宮川	ミヤガワ
近畿地方整備局	0601	86067	新宮川	シングウガワ
	0602	86066	紀の川	キノカワ
	0603	86062	大和川	ヤマトガワ
	0604	86061	淀川	ヨドガワ
	0605	86064	加古川	カコガワ
	0606	86065	揖保川	イボガワ
	0607	86068	九頭竜川	クズリュウガワ
	0608	86069	北川	キタカワ
	0609	86060	由良川	ユラガワ
	0610	86063	円山川	マルヤマガワ

表-3.4: 一級水系の旧水系域コード (3)

地方整備局等名	水系番号	旧水系域コード	水系名	読み仮名
中国地方整備局	0701	87071	千代川	センダイガワ
	0702	87072	天神川	テンジンガワ
	0703	87073	日野川	ヒノガワ
	0704	87074	斐伊川	ヒイカワ
	0705	87075	江の川	ゴウノカワ
	0706	87076	高津川	タカツガワ
	0707	87083	佐波川	サバガワ
	0708	87082	小瀬川	オゼガワ
	0709	87081	太田川	オオタガワ
	0710	87080	芦田川	アシダガワ
	0711	87079	高梁川	タカハシガワ
	0712	87078	旭川	アサヒガワ
	0713	87077	吉井川	ヨシイガワ
四国地方整備局	0801	88087	重信川	シゲノブガワ
	0802	88088	肱川	ヒジカワ
	0803	88091	渡川	ワタリガワ
	0804	88090	仁淀川	ニヨドカワ
	0805	88089	物部川	モノベガワ
	0806	88085	那賀川	ナカガワ
	0807	88084	吉野川	ヨシノガワ
	0808	88086	土器川	ドキガワ

表-3.5: 一級水系の旧水系域コード (4)

地方整備局等名	水系番号	旧水系域コード	水系名	読み仮名
九州地方整備局	0901	89092	遠賀川	オンガガワ
	0902	89096	松浦川	マツウラガワ
	0903	89099	本明川	ホンミョウガワ
	0904	89097	六角川	ロッカクガワ
	0905	89098	嘉瀬川	カセガワ
	0906	89094	筑後川	チクゴガワ
	0907	89095	矢部川	ヤベガワ
	0908	89100	菊池川	キクチガワ
	0909	89101	白川	シラカワ
	0910	89102	緑川	ミドリカワ
	0911	89103	球磨川	クマガワ
	0912	89110	川内川	センダイガワ
	0913	89111	肝属川	キモツキガワ
	0914	89109	大淀川	オオヨドガワ
	0915	89108	小丸川	オマルガワ
	0916	89107	五ヶ瀬川	ゴカセガワ
	0917	89106	番匠川	バンジョウカワ
	0918	89105	大野川	オオノガワ
	0919	89104	大分川	オオイタガワ
	0920	89093	山国川	ヤマクニガワ

表-3.6: 一級水系の旧水系域コード (5)

3.2.2 解析手法

各流域における豪雨事例の抽出

日本は北太平洋のストームトラックの上流に位置するだけでなく、モンスーンや台風の影響下にあるため、降水の要因は地域や時期によって大きく異なる。したがって、日本全国における豪雨の分析を実施する際は、地域ごとの降水特性を考慮する必要がある。図-3.2は6月から8月における全国109水系の流域平均日降水量の95パーセンタイル値を示す。図-3.2はAPHRODITEを

用いて、それぞれ 1978 年から 2015 年を対象として求めた 95 パーセンタイル値である。全国 109 水系における流域平均日降水量の 95 パーセンタイル値は網走川水系の 15.1mm から小丸川水系の 73.7mm まで及ぶ。これは、ある頻度で発生する日降水量で定義する豪雨の定義が流域によって大きく異なることを示す。そこで、各流域において流域平均日降水量が 95 パーセンタイル値を超える日を豪雨事例として定義する。当該基準に基づいた各流域における豪雨事例のサンプル数は以下の通りである。

$$\text{APHRODITE: } 38 \text{ 年} \times 92 \text{ 日/年} \times (5/100) = 174 \text{ 日} \quad (3.1)$$

$$\text{解析雨量: } 33 \text{ 年} \times 92 \text{ 日/年} \times (5/100) = 151 \text{ 日} \quad (3.2)$$

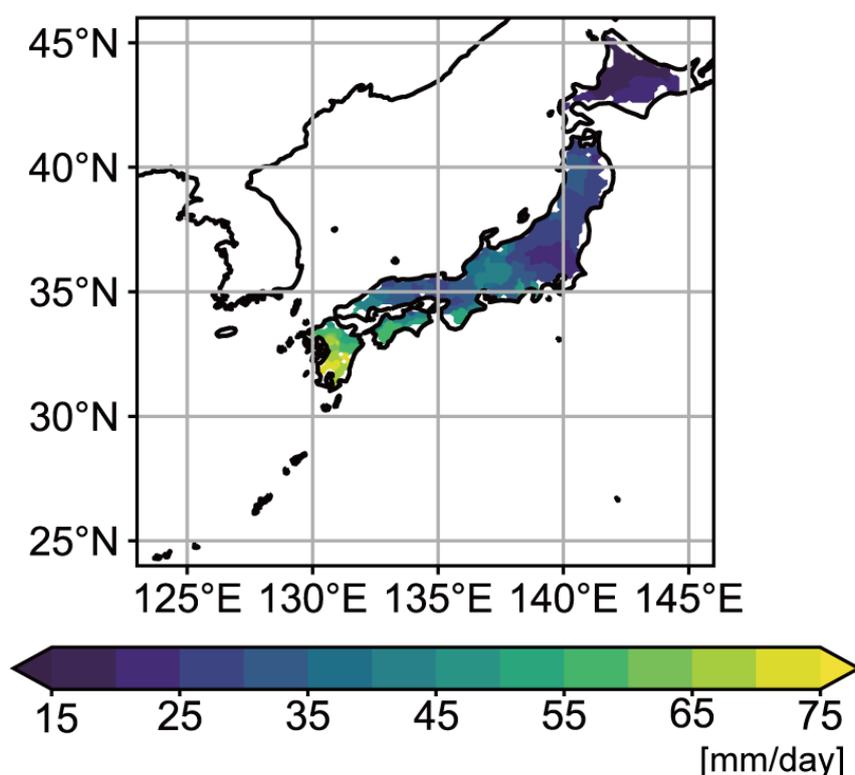


図-3.2: 全国の一級水系における流域平均日降水量の 95 パーセンタイル値. 1978 年から 2015 年の 6 月から 8 月を対象とする. 流域平均日降水量 95 パーセンタイル値を各流域における豪雨事例の定義における日降水量の閾値とする.

前線周辺で発生する豪雨事例の定義

本解析では、ある流域で豪雨事例が発生した日において当該流域と前線との距離が 500km 以内である場合、前線周辺で発生した豪雨事例であると定義する。事例の抽出手順を次に記す。

1. ある流域で豪雨事例が発生した日における日本時間午前 9 時に出現した前線を用意する。

2. 前線グリッドから流域グリッドまでのユークリッド距離を計算する。
 - (a) 前線グリッドと流域グリッドが重なっている場合、前線と流域間の距離は 100km 以下である。
 - (b) 前線グリッドと流域グリッドが重なっていない場合、1 グリッドの大きさを 10km とし、求めたユークリッド距離を実際の距離に変換し、100km を加算する。
3. 前線と流域間の距離が 500km 以内であれば、当該豪雨事例は前線周辺で発生したものである。

上記手順において、前線グリッドと流域グリッドが重なっている場合とそうでない場合における前線と流域間の距離の算出方法が異なる理由に関して詳しく述べる。本解析において用いる前線データは 11×11 の大きさを有するドメインを用いて前線に太さを与えたものであり、前線の太さは 200km 程度である。図-3.3 に示すように 200km 幅を有するいわば前線帯の中心を前線として考えると、前線グリッドと流域グリッドが重なる場合、前線と流域間の距離は 100km 以内であると言える。したがって、前線グリッドと流域グリッドが重ならない場合にユークリッド距離を実際の距離に変換したものは前線帯の端から流域までの距離に相当するため、100km を加算することで前線（前線帯の中心）から流域までの距離を求めることができる。

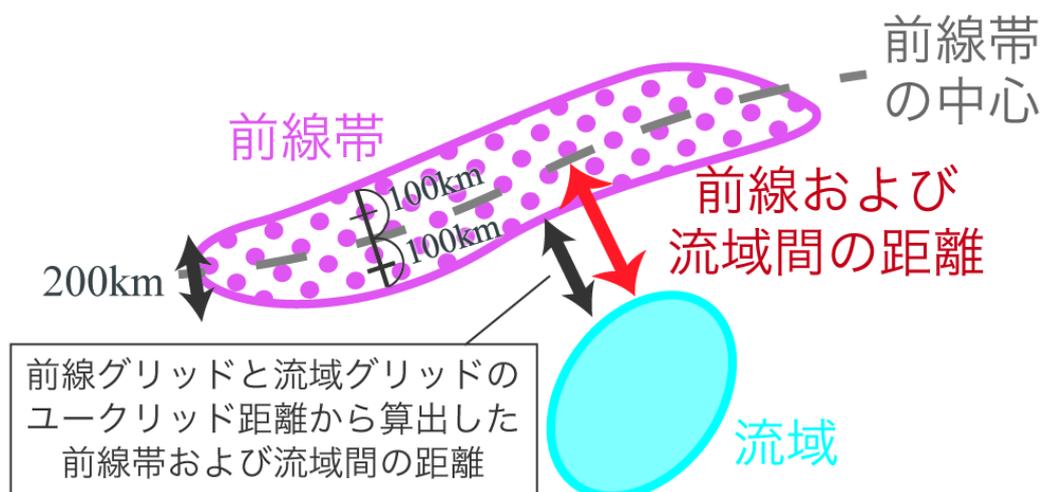


図-3.3: 前線と流域間の距離

なお、前線と流域間の距離 500km を閾値として定めた理由は、多くの既往研究において採用されているためであるが、閾値を 250km, 750km とした場合の前線周辺における降水も示す。Catto et al.(2012)[7] と Catto and Pfahl(2013) では、空間分解能 2.5 度の降水グリッドそれぞれに対して周辺グリッド 5 度以内において前線グリッドを探し、前線に関わる降水量を求めた。Utsumi et al.(2014)[48] と Utsumi et al.(2017)[47] は空間分解能 1 度の降水グリッドに対して前線グリッドの検索範囲を 250km ずつ広げた場合と狭めた場合を試した上で半径 500km とした。また、前線は水平気温勾配の大きい領域（前線帯）の暖気側の境界として扱われることが多く、地上および

高層気象観測より、前線帯の幅は約 100km であることが報告された [35]。そのため、前線面における強制上昇による降水が発生する場合は前線から 100km 以内において降水が生じる可能性が高い。例えば、2004 年 7 月に新潟県や福島県で発生した事例がこれに該当する [43]。一方で、2012 年 7 月、熊本県では前線の南側 300-400km において線状降水帯が発生した。

3.2.2.1 ある地域に停滞する前線の移動量

ある日の午前 9 時における前線と翌日午前 9 時における前線の最長距離を、ある 1 日間における前線の移動量として定義する。また、前線が通過した領域を対象に領域平均日降水量を求め、前線の移動時における降水量を算出する。例えば、1999 年 6 月 27 日午前 9 時における前線（図-3.4 中の赤）は翌 28 日午前 9 時にかけて最大で南向きに 1.5 度（約 150km）移動した。前線と東西境界に囲まれた領域における 1999 年 6 月 27 日の日降雨量の空間平均は 4.8mm/日である。

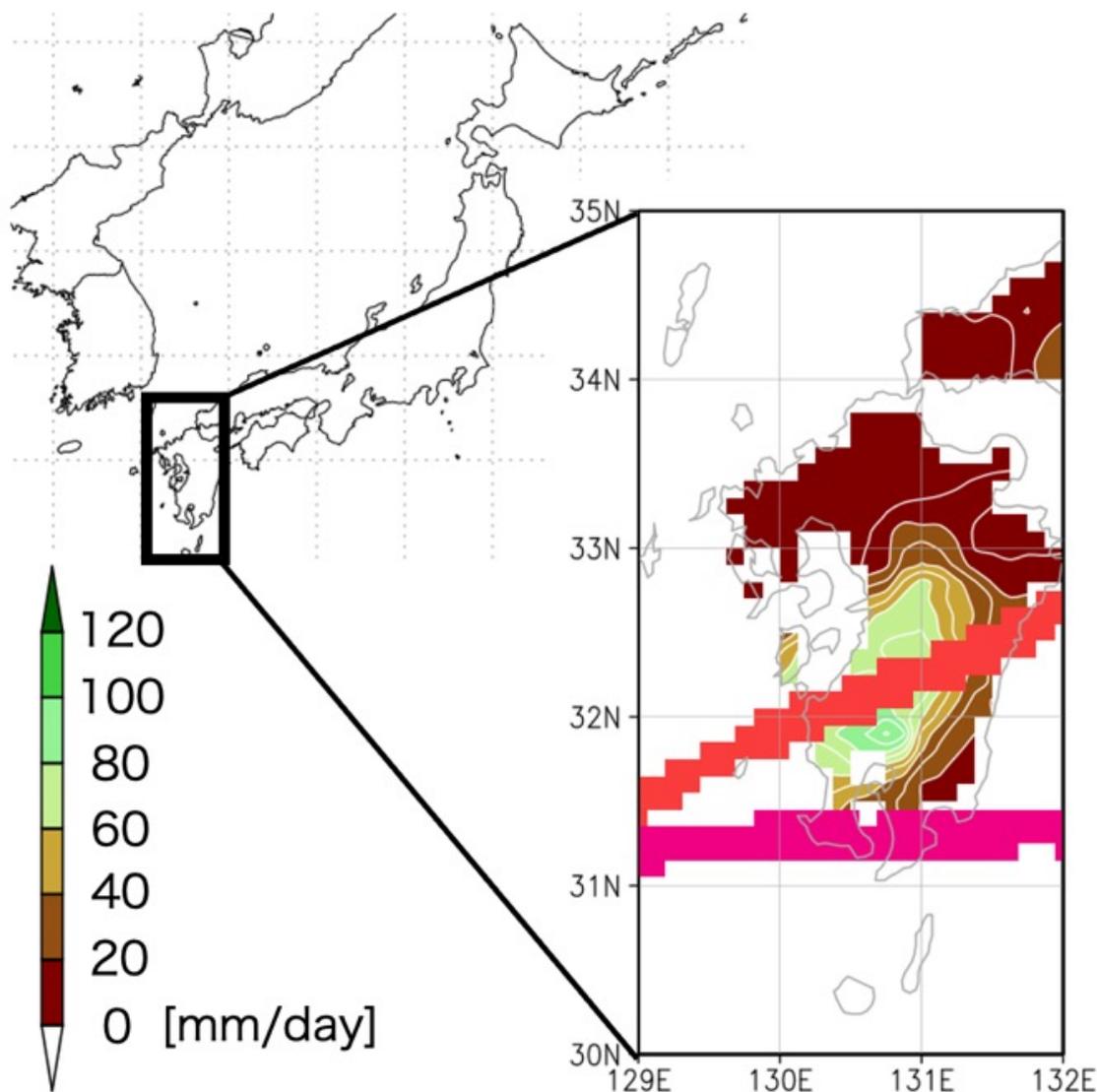


図-3.4: 1999年6月27日における前線の移動と日降水量. 日降水量 [mm/日] を陰影および等値線, 同日午前9時における前線と翌日午前9時における前線をそれぞれ赤, ピンクの塗りつぶしで示す.

3.3 解析結果

3.3.1 全国109水系の前線による豪雨事例の出現頻度

全国の一級水系で発生した豪雨事例における前線周辺500km以内の降水量の寄与を調べた. 各水系で発生した豪雨事例における日降水量を図-3.5(a)に示す. ある水系において前線周辺で発生した豪雨事例を対象として, 前線周辺500km以内のグリッドにおける日降水量を図-3.5(b)に示す. 図-3.5(c)は前線周辺における降水量が豪雨事例における降水量を占める割合である. 日本全国において前線周辺の降水の割合が半分を超える. 特に, 北海道を除き, 東北以南の日本海または東シナ海に面する流域において前線周辺の降水の割合が高い傾向がみられ, 前線周辺における降水量が9割程度を占める地域もある. これらの特徴は豪雨事例の発生数においても同様である

(図-3.6) .

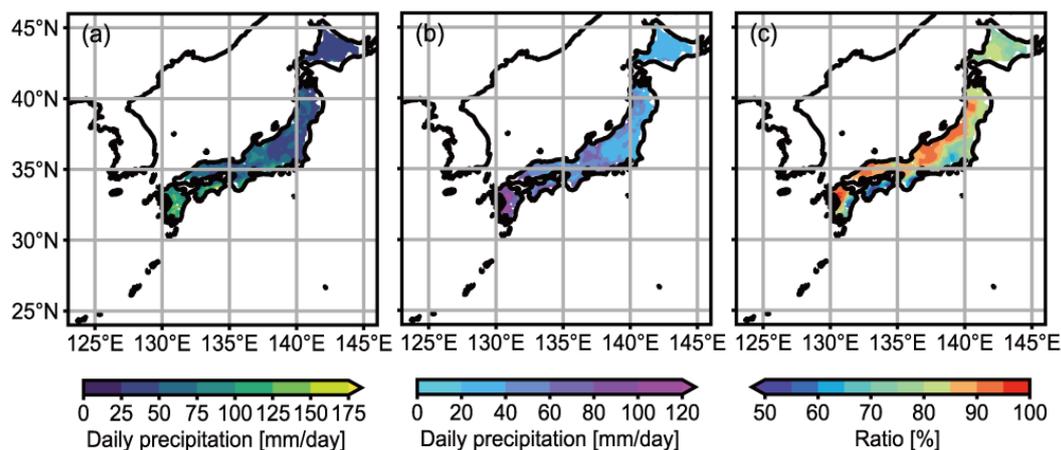


図-3.5: 全国の一級水系で発生した豪雨事例の総降水量に対する前線周辺 500km 以内における降水量の割合. 1978 年から 2015 年の 6 月から 8 月を対象とした. (a) 各水系で発生した豪雨事例における日降水量, (b) 前線周辺で発生した各水系の豪雨事例における日降水量. (c) 前線周辺における降水量が豪雨事例における降水量を占める割合.

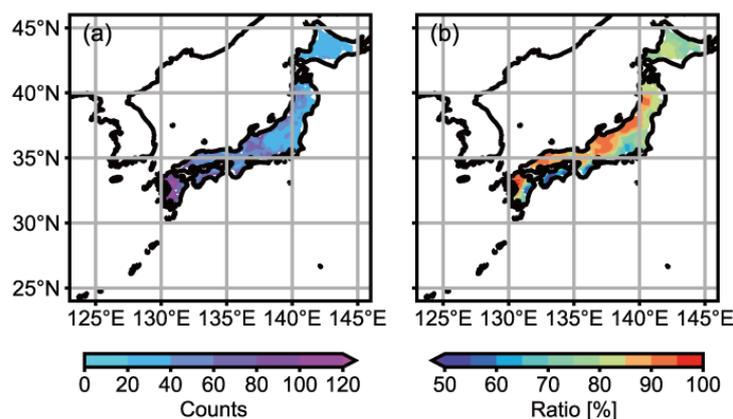


図-3.6: 全国の一級水系で発生した豪雨事例数のうち, 前線周辺 500km 以内において発生した豪雨事例数の割合. 1978 年から 2015 年の 6 月から 8 月を対象とした. (a) 各水系で発生した豪雨事例数, (b) 前線周辺で発生した各水系の豪雨事例数. (c) 前線周辺で発生した豪雨事例数が各水系で発生した豪雨事例数を占める割合.

また, 流域ごとの特徴を明瞭に示すため, 全国 109 水系で発生した豪雨事例における流域平均降水量並びにそれに対する前線周辺の降水量の寄与を図-3.7 にまとめる. さらに, 豪雨事例を定義する日降水量の基準を 95-99 パーセントイルの間とした場合の変化を図-3.8 に示す.

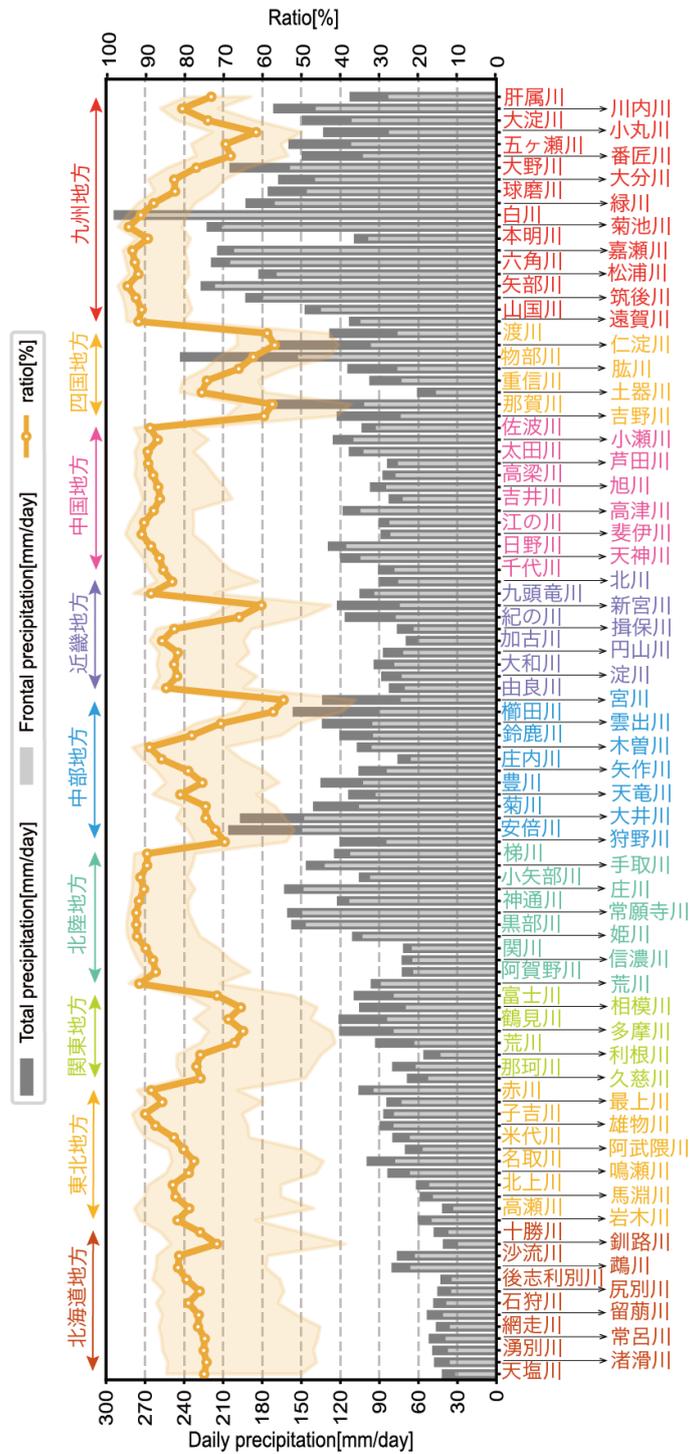


図-3.7: 全国の一級水系で発生した豪雨事例の流域平均降水量に対する前線周辺 500km 以内における流域平均降水量の割合。1978 年から 2015 年の 6 月から 8 月を対象とした。濃灰色の棒は各水系で発生した豪雨事例における流域平均日降水量，薄灰色の棒はそのうち前線周辺 500km 以内における流域平均日降水量，黄色の線は前線周辺における流域平均降水量が全豪雨事例における流域平均降水量を占める割合を示す。

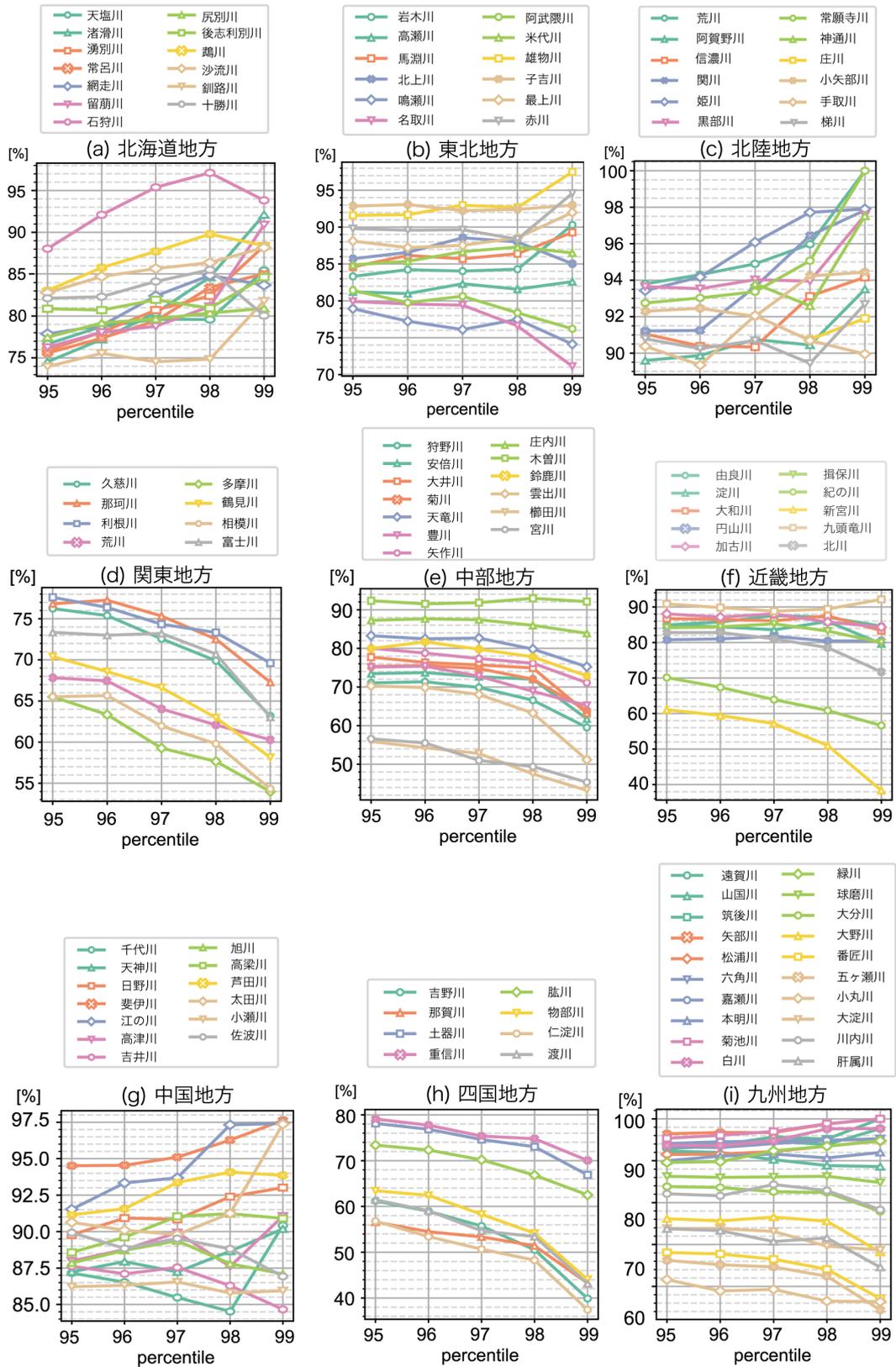


図-3.8: 全国の一級水系で発生した豪雨事例の流域平均降水量に対する前線周辺500km以内における流域平均降水量の割合。1978年から2015年の6月から8月を対象とした。流域ごとに豪雨事例の閾値とする降水量基準を変化させた。

3.3.2 豪雨事例における前線からの距離と降水量の関係

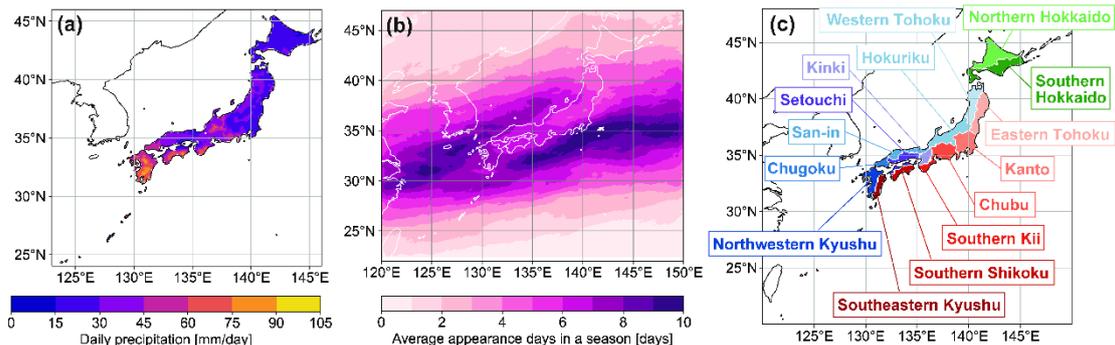


図-3.9: 1978年から2015年の6月から8月までの各グリッドにおける日降水量95パーセントイル値

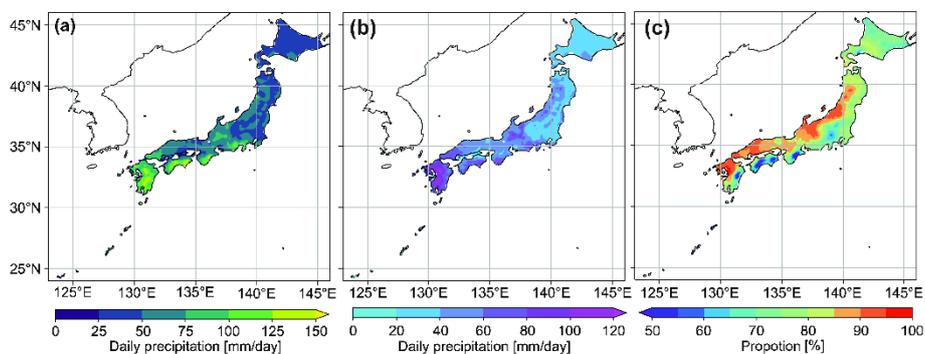


図-3.10: 1978年から2015年の6月から8月までの各グリッドにおける降水量が豪雨事例の総降水量を占める割合. (a) 豪雨事例における日降水量, (b) 前線から500km以内で発生した豪雨事例における日降水量, (c) 前線から500km以内における降水量が豪雨事例の総降水量を占める割合.

本解析で開発した手法を各グリッドに対して適用した. 初めに, 各グリッドにおける日降水量の95パーセントイル値を図-3.9に示す. さらに, 前線から500km以内における降水量が豪雨事例の総降水量を占める割合を図-3.10に示す. 図-3.10(a)より, 前線の有無や距離に関わらず, 豪雨事例における日降水量は西日本で多いことがわかる. 特に, 太平洋に面する九州, 紀伊南部, 四国南部のほとんどのグリッドにおいて100mm/日以上であるが, 日本海側や瀬戸内海側では50-100mm/日程度である. その一方で, 関東や北陸以北の地域では50mm/日以下のグリッドが多い. 前線から500km以内のグリッドにおける日降水量は九州北西部が最も多い(100mm/日以上; 図-3.10(b)). 図-3.10(c)より, 日本海側や東シナ海側では豪雨事例の総降水量のうち前線周辺における降水量の割合は80%以上である一方で, 太平洋側と北海道においては最大で80%にとどまる.

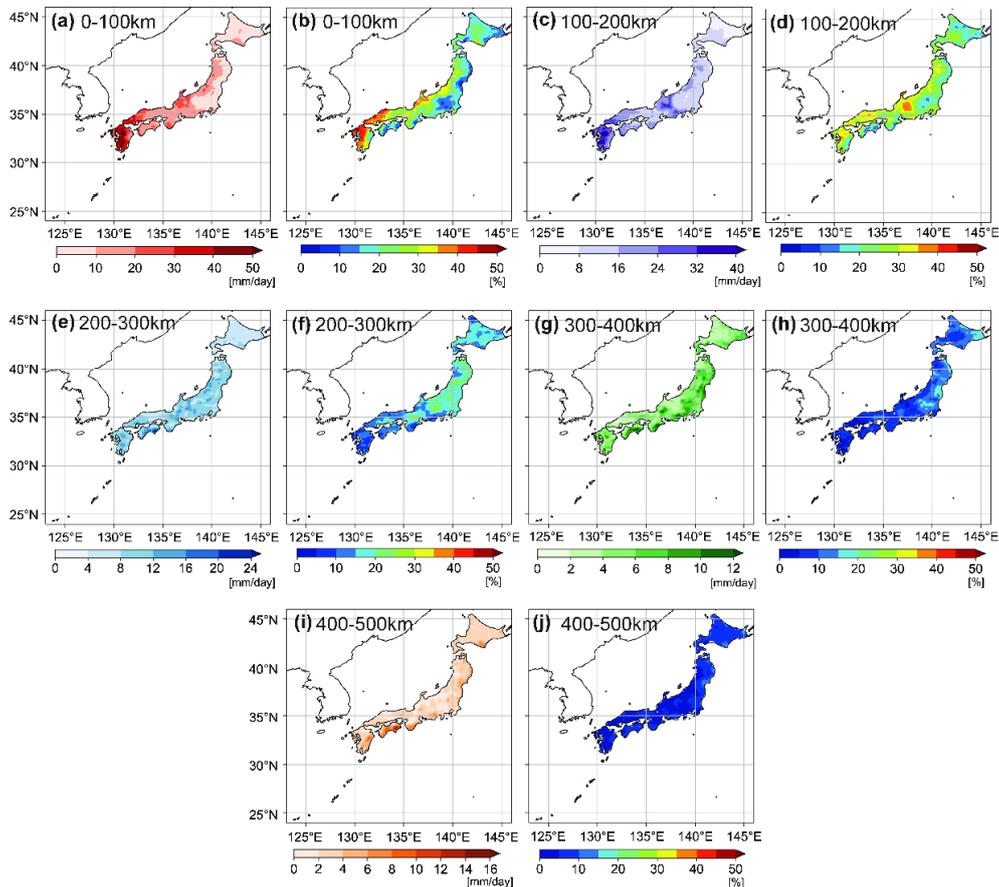


図-3.11: 1978年から2015年の6月から8月までの各グリッドにおける降水量が前線からの距離別に豪雨事例の総降水量を占める割合. (a),(c),(e),(g),(i) 前線から500km以内で発生した豪雨事例における日降水量, (b),(d),(f),(h),(j) 前線から500km以内における降水量が豪雨事例の総降水量を占める割合. 前線からの距離別に(a),(b)0-100km内, (c),(d)100-200km内, (e),(f)200-300km内, (g),(h)300-400km内, (i),(j)400-500km内における降水量に対応する.

上述した通り、前線の影響を直接的に受けて発生した降水と前線の影響を間接的に受けて発生した降水を区別するために、前線からの距離0-500kmまで100kmごとに前線周辺における降水量を示す図-3.11。前線からの距離が遠くなるにつれて、豪雨事例における日降水量が減少する。すなわち、前線から遠くなるほど各グリッドにおける豪雨事例174日間の積算降水量が減少する傾向がある。前線から500km以内で発生した豪雨事例の日降水量は、前線の距離が0-100kmおよび100-200kmのものと地域特性が一致する一方で、前線からの距離が200kmを超えると違いが生じる。前線からの距離が200-300kmの場合、日本全国のほとんどのグリッドにおいて日降水量は10-20mm/日程度である。北海道では10mm/日を下回るグリッドが多く、四国南部では20mm/日を上回るグリッドが多い。豪雨事例における前線に係る降水量の割合は日本海側と太平洋側とで顕著な差は見られないが、西日本では比較的少なく、近畿以東では多い。前線からの距離が300km以上の場合、前線に係る降水量は太平洋側で比較的多く、その割合は関東以北の太平洋側の地域において高い。

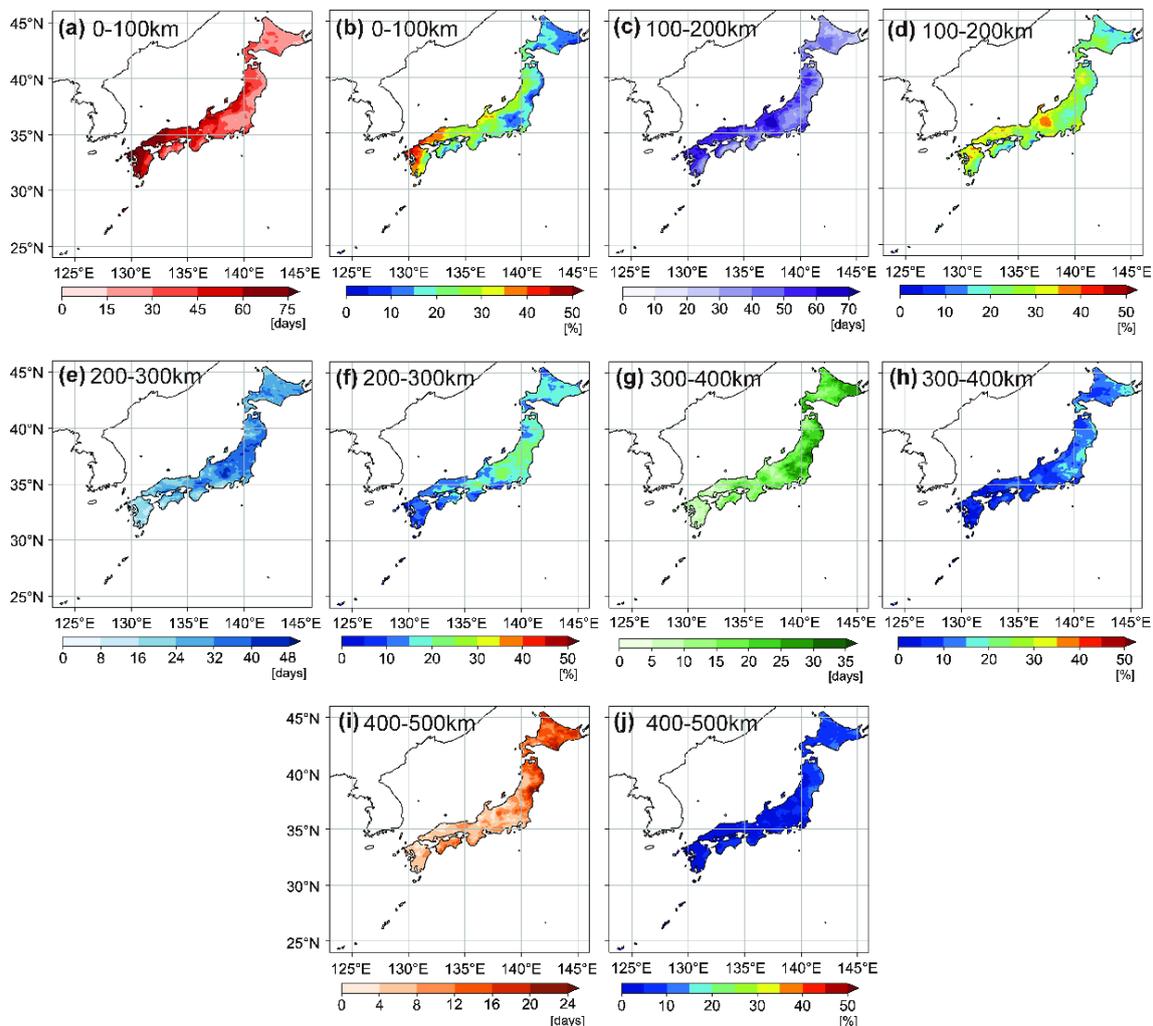


図-3.12: 1978年から2015年の6月から8月までの各グリッドにおいて発生した豪雨事例数が全大雨事例数を占める割合の前線からの距離別空間分布。(a),(c),(e),(g),(i) 前線から500km以内で発生した豪雨事例数, (b),(d),(f),(h),(j) 前線から500km以内における豪雨事例数が全大雨事例数を占める割合。前線からの距離別に(a),(b)0-100km内, (c),(d)100-200km内, (e),(f)200-300km内, (g),(h)300-400km内, (i),(j)400-500km内において発生した豪雨事例に対応する。

津口・加藤(2014; 以降, TK14)は, 日本全国で局地的な大雨が発生する要因を総観規模の擾乱に基づいて地域別に分類した[69]。本解析で得られた結果は既往研究の結果と概ね一致する。例えば, 紀伊南部, 四国南部, 九州南東部では台風による局地的な豪雨が多い。これは, 豪雨事例における日降水量は多いが, そのうち前線から500km以内における降水量の割合が他の地域に比べて低いという結果と整合する。また, TK14によると, 日本海側では台風よりも停滞前線による局地的な豪雨が多く発生する。これは, 前線から200km以内における降水量の割合が太平洋側よりも日本海側で高いという結果と整合する。特に, 九州北西部と紀伊南部において停滞前線による局地的な豪雨な発生数が多い。九州北西部では, 前線から500km以内における降水量の割合が80%以上を占め, 日本全国の中で最も高いという結果と整合する。また, 紀伊南部では, 上述した通り台風による豪雨の発生数が多い一方で, 前線から500km以内における日降水量が周辺より多い地域とTK14の図-10(b)において示される局地的な豪雨の発生地点が一致している。なお,

前線周辺における日降水量の割合および前線周辺で発生した豪雨事例数の割合の空間分布は概ね同じ地域特性を示す。

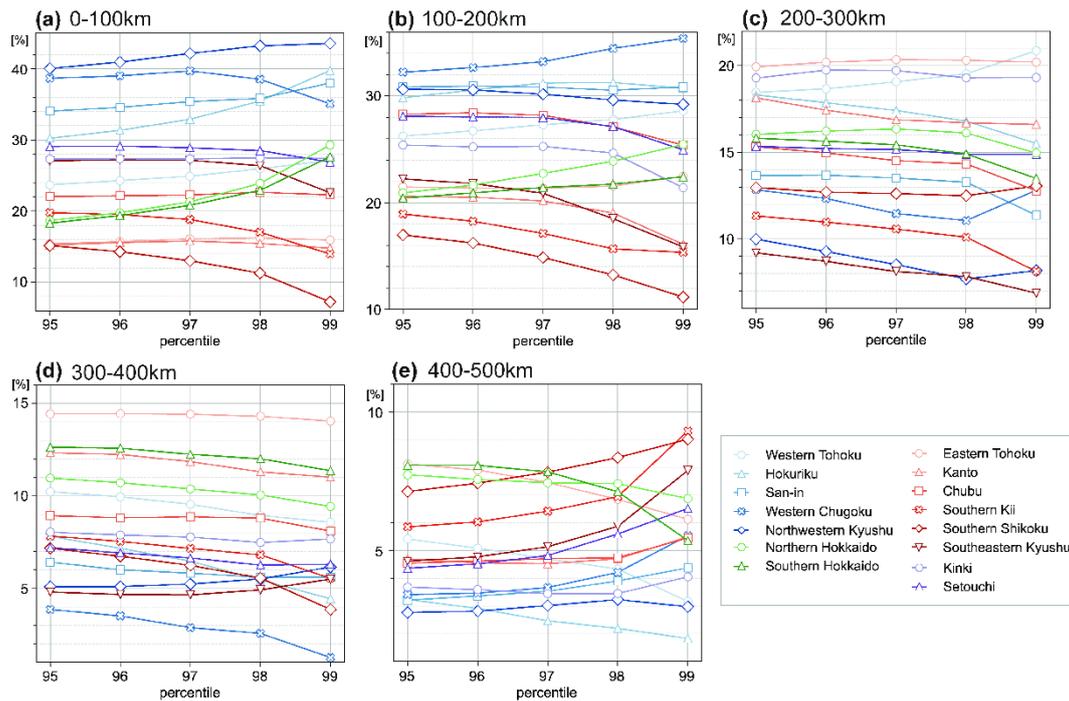


図-3.13: 全豪雨事例の総降水量に対する前線周辺における降水量の割合と日降水量パーセンタイルの関係。なお、日降水量のパーセンタイル値を超える日を豪雨事例として抽出する。それぞれ前線から(a)0-100km, (b)100-200km, (c)200-300km, (d)300-400km, (e)400-500km内において発生した豪雨事例の降水量に対応する。

豪雨事例の抽出基準である日降水量のパーセンタイルを変化させた場合、上記の地域特性の変容を調べるために、閾値とする日降水量のパーセンタイル値並びに全豪雨事例のうち前線周辺における降水量が占める割合の関係を図-3.13に示す。閾値を日降水量の95-99パーセンタイル値とすると、1シーズン中に毎年1-5日程度確率的に発生する豪雨事例に対する前線周辺における降水の寄与に関して、前線から400-500km内における降水量を除き、その地域特性は概ね一定である。図-3.13より、前線から200km以内の日本海側並びに東シナ海側の地域において、豪雨事例の日降水量に対する前線の影響が顕著である。また、前線から300-500km内においては太平洋に面した地域において前線の影響が強い。さらに、前線から200km以内で発生した豪雨（例えば1981年8月の北海道における豪雨[66]）では、北海道において発生した豪雨事例の降水量が多いほど、全豪雨事例の総降水量に対する前線周辺における降水量の割合が高く、前線の影響が顕著である。その一方で、前線から400-500km離れた地点で発生した豪雨事例では、西日本において日降水量が多いほど前線の影響は大きくなるが、北日本においてはそのような傾向は見られない。これらの特徴は、前線周辺における豪雨事例の発生数の割合に関しても同様である(図-3.14)。

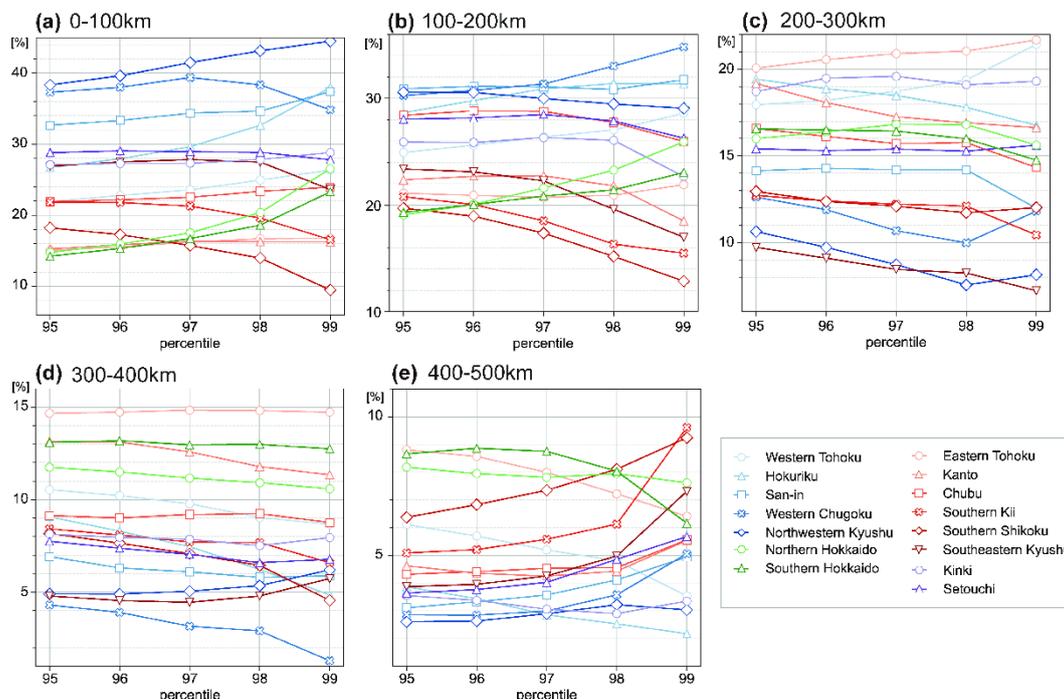


図-3.14: 全豪雨事例のうち前線周辺において発生した豪雨事例の割合と日降水量パーセンタイルの関係。なお、日降水量のパーセンタイル値を超える日を豪雨事例として抽出する。それぞれ前線から (a)0-100km, (b)100-200km, (c)200-300km, (d)300-400km, (e)400-500km 内において発生した豪雨事例に対応する。

3.3.3 九州地方における前線の停滞と災害をもたらした豪雨事例の関係

さらに、九州地方においては梅雨末期における豪雨による被害が顕著である。太平洋高気圧やアジアモンスーン由来の多量の水蒸気が南方から供給され、梅雨前線付近で収束することが豪雨発生の主な原因である。また、前線の南北方向への移動が小さいため同じ地域に降雨が集中しやすく、豪雨災害が発生する原因の一つとなっている。例えば、梅雨前線の南側に発生しやすい線状降水帯は数十キロメートルから数百キロメートル程度の水平スケールを持ち、地域的に豪雨をもたらす降水システムである。線状降水帯は災害を引き起こす可能性が高いことから、その発生メカニズムを解明する研究が盛んに実施されている⁶⁾。さらに、東シナ海上において梅雨前線の南側に、水蒸気量の差から成る水蒸気前線が発見され、それぞれの前線に伴う降雨帯が合流することで降雨が強化された事例が報告されている [28][29]。Sugimoto (2020) では豪雨イベントが発生する数日前にチベット高原の東側において低気圧性の渦が発生し、梅雨前線上を渦が東進して九州上空に到達した時に豪雨が発生していたことが統計的に示された [42]。そこで、本項では九州地方に停滞する期間において発生する豪雨事例に着目する。なお、ここで述べる「豪雨事例」は、気象庁が「災害をもたらした気象事例」と認定した事例 [56] を指す。

九州地方に前線が「存在」することを、「九州地方 (図-2.4 のオレンジ線で囲んだ領域内) において1個以上のグリッドに前線が存在し、かつ図-2.4 の青線で囲んだ四隅の領域以外のグリッドにも前線が存在する状態」と定義する。また、「2日以上連続して九州地方に前線が存在すること」を九州地方に前線が「停滞」すると定義し、この期間を前線「停滞」期間と呼ぶ。ただし、2006

年6月1日9時から4日9時までの4枚の天気図より前線の停滞が確認された場合、前線が九州地方に72時間停滞していたとして、前線停滞期間は3日間である。前線が九州に停滞していた期間が豪雨事例の発生期間と重複している場合、当該事例は前線の停滞時に発生したものであると定義する。九州地方の梅雨期間は九州北部と南部に分けて気象庁が毎年発表している。過去15年間において両地域の梅雨期間はすべて5月から7月の間であったことから、解析対象期間を2006年から2020年の5月から7月と定め、本解析を実施した。

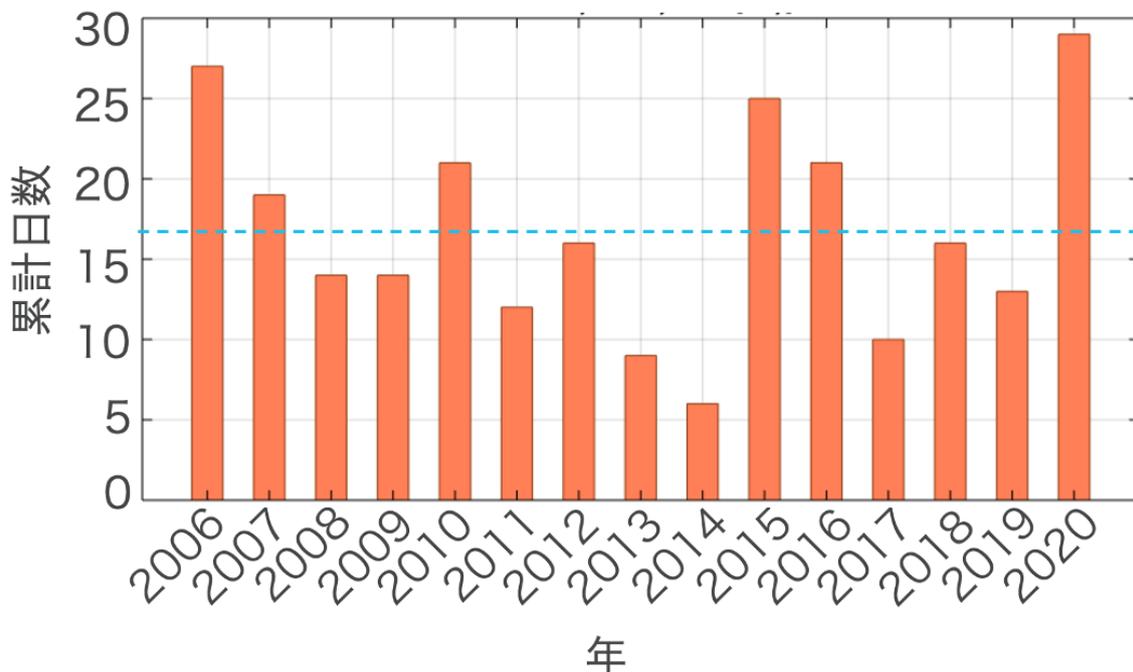


図-3.15: 2006年から2020年において各年の5月から7月にかけて九州地方に前線が停滞していた累計日数。青破線は15年間における前線停滞の累計日数の年平均(17日)を示す。

2006年から2020年の5月から7月において九州地方に前線が停滞していた累計日数を図-3.15に示す。図-3.15より、前線停滞日数の年間平均は17日であり、最も前線の停滞が長い年は2020年(29日間)、最も前線の停滞が短い年は2014年(6日間)である。なお、同期間において日降雨量が上位10%に該当する日のうち九州地方に前線が停滞していた日は44%(61日間)を占める。

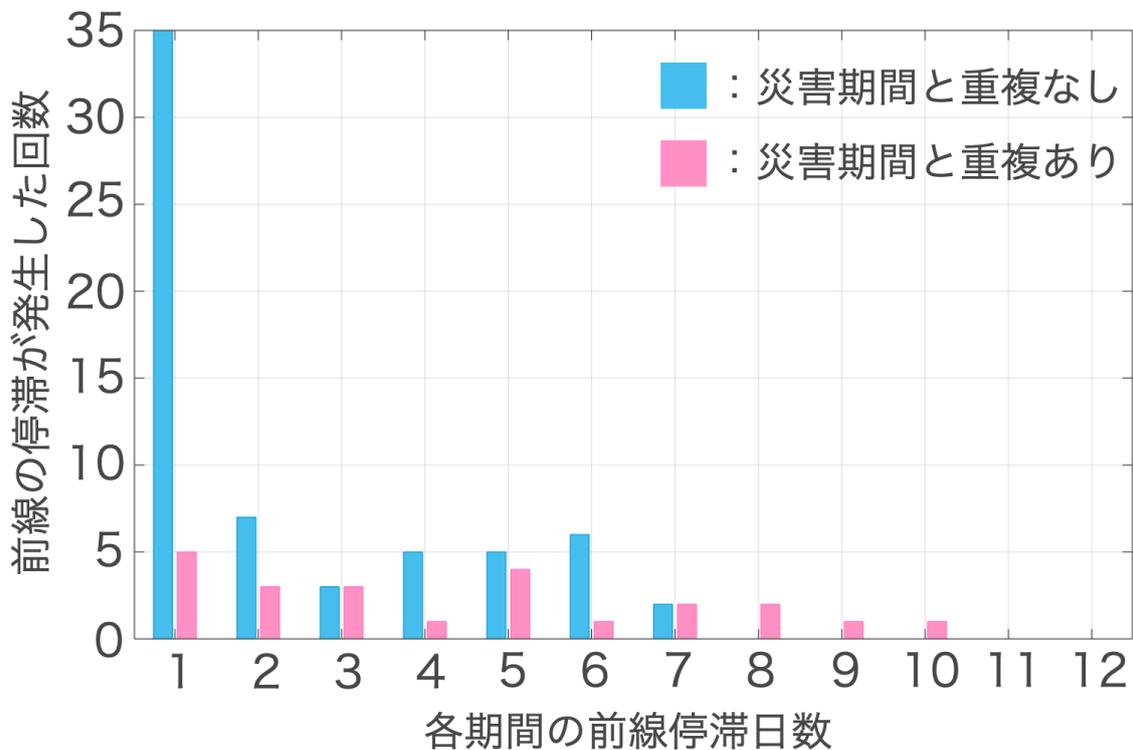


図-3.16: 2006年から2020年の5月から7月にかけて九州地方に前線が停滞した各イベントの日数別に示した停滞回数。停滞期間と災害事例期間に重複があったイベントはピンク、重複がなかったイベントは青で示す。

次に、前線が停滞している間に豪雨災害が発生していた停滞イベントの数を、図-3.16において停滞日数ごとにピンクで示した。青は豪雨災害との重複が確認されなかった停滞イベントである。なお、気象庁が「災害をもたらした気象事例」と認定した事例 [56] のうち、解析対象期間中において前線に伴う降雨によって九州地方に被害をもたらされた事例を豪雨災害と定義した。2006年から2020年の梅雨期間において前線が九州地方に停滞したイベントは92事例確認され、そのうち25事例は豪雨災害と同時期に発生していた。最長連続停滞日数は10日間であり、8日以上停滞していた4事例すべてにおいて、豪雨災害の発生時期と重複していた。

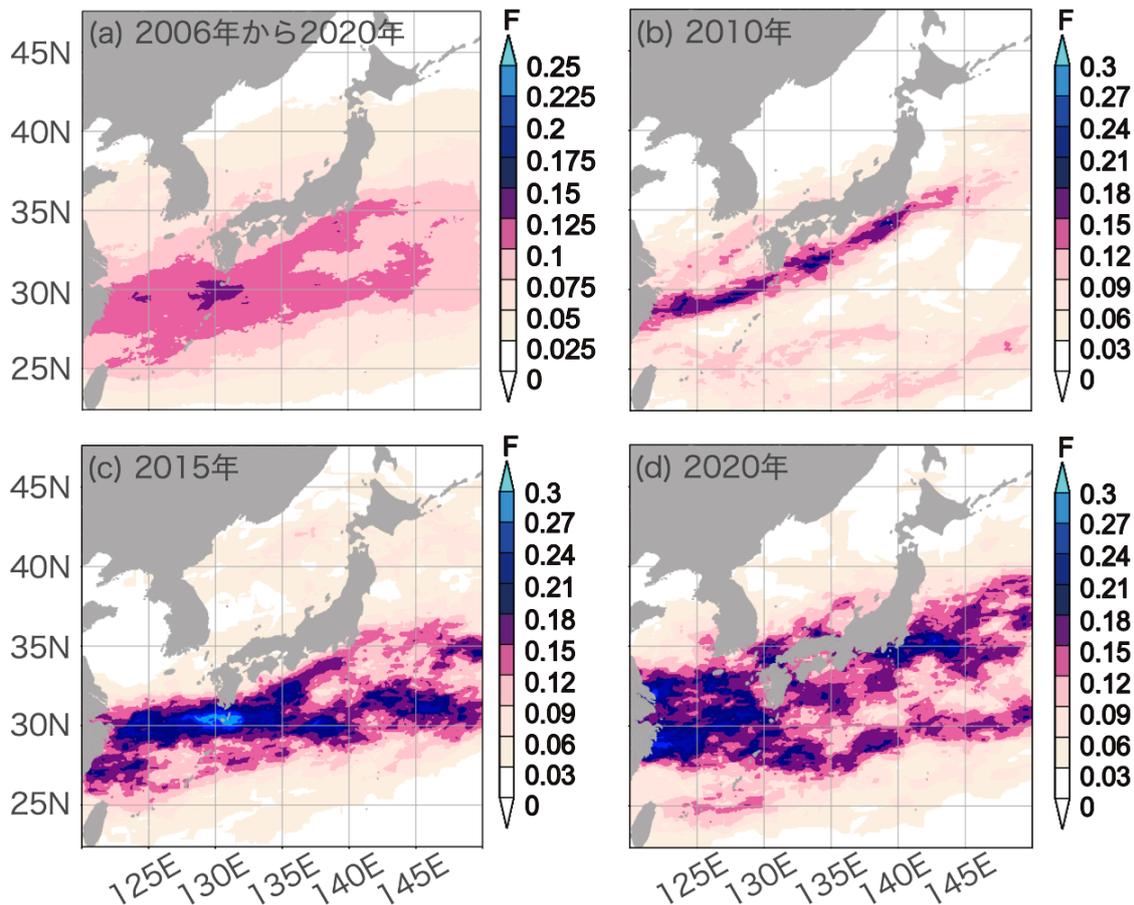


図-3.17: 2006年から2020年の5月から7月における天気図に示された前線の存在頻度分布. 色は存在頻度を示す. なお, 天気図上の前線が幅100kmを持つと仮定した.

天気図に示される前線は文字通り「線」として描かれているが、一般に、前線は走向に対して鉛直方向に約100km程度の幅を有する。そこで、天気図に描かれた前線に対して鉛直方向に前線が持つ幅を与え、過去15年間における前線の存在頻度分布を図-3.17に示す。図-3.17の(a)は2006年から2020年までの15年間における頻度分布である。各年の頻度分布のうち特徴的な年として図-3.17(b)2010年、(c)2015年、(d)2020年を示す。過去15年間における前線の存在頻度は北緯20度から40度の間に集中しており、梅雨前線の北限が北緯40度付近であることを示す(図-3.17(a))。九州地方の前線停滞日数が20日以上であった年は2006年、2007年、2010年、2015年、2016年、2020年である(図-3.15)。同年における九州地方の前線の存在頻度(図-3.17)は他の年に比べて高く、両者の結果は一致する。なお、図-3.16に示した通り、8日以上前線が九州地方に停滞していた4事例は2006年および2007年に1回ずつ、2015年に2回発生していた。次に、九州地方において前線の存在頻度が低かった年に着目する。2013年の九州地方周辺における存在頻度は0.05以下であった(図は省略)。5月から7月は92日間であるため、2013年に九州地方に前線が存在した日数は5日未満である。図-3.15より2013年の前線停滞日数は9日間であったが、前線帯の幅は100km程度であるため、九州地方の北側と南側それぞれに前線が停滞していたとすると妥当である。前線の停滞日数が最も短かった年は2014年であり、累計日数は6日間であった。しかし、2014年は2013年と比較すると九州地方周辺における前線の存在頻度が高い(図は省略)。

この相違は2014年において九州地方に前線が存在することは多かったが、移動性の前線が通過していたため前線の停滞日数は少なかったことに起因すると考えられる。

3.3.4 九州地方における前線の停滞時の降水量

本節では、梅雨期の九州地方を対象として前線の停滞時における降水量を評価する。前線が九州地方に停滞するという事は、前線が①北上する場合、②停滞する場合、③南下する場合の3パターンに分けることができる。前線が北上する場合、前線の南側、すなわち暖湿な気団の勢力が強くなるか前線の北側において寒冷な気団の勢力が弱まる。球磨川が氾濫した2020年7月4日の豪雨事例では、前線沿いを通過する低気圧の影響で南側からの暖湿空気の流入が強化されたことにより前線が北上したが、九州地方においては梅雨前線沿いを低気圧が通過する際に大雨が生じることが知られている [42]。

梅雨前線が停滞する場合、平成30年7月豪雨や令和2年7月豪雨のように前線の南側において大雨となることが多い。Moteki et al.(2004)で述べられている通り、降雨の蒸発により周囲の空気から熱を奪うため、相対的に寒気の勢力が強まり前線は南下することが推測される [28] が、寒気の強化と同程度に暖湿空気の流入が多い状況であると考えられる。梅雨前線が南下する場合、寒冷な気団の勢力が強まるか温暖な気団の勢力が弱まる。先述した2018年7月の西日本豪雨では、オホーツク海からの寒気の流入が南下の原因となっていた [27]。

降水量データとしてAPHRODITEを使用し、解析期間は1978年から2011年の6月から7月である。図-3.18に九州地方における領域平均日降水量（緑）および前線周辺100km以内における降水量（オレンジ）の年々変動を示す。黄線は九州地方における前線の出現頻度である。それぞれ34年平均は12.3mm/日、3.9mm/日、0.10である。前線の出現頻度が高い年は前線周辺の降雨も多い傾向にあるが、前線の出現頻度以外の要因による影響も十分に大きいと推測される。例えば、1986年と1987年を比較すると、それぞれ前線の出現頻度は0.14,0.07であり、差は2倍である。一方で前線周辺の降雨量は4.2,4.4mm/日であり、前線の出現頻度の変動に一致しない。

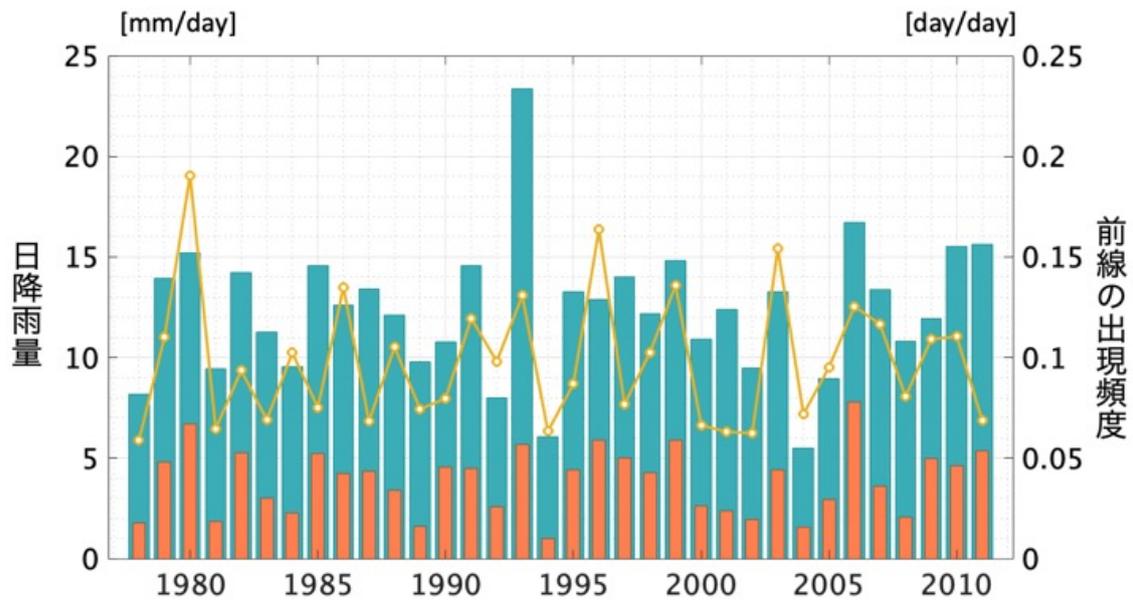


図-3.18: 九州地方における日降雨量および前線の出現頻度の領域平均

前線が2日連続で九州地方（北緯30度から35度，東経129度から132度；図-3.4内の黒枠）の東西境界を横断している189事例を抽出し，1日目および2日目の午前9時における前線と東西境界に囲まれた領域における日降雨量の空間平均を図-3.19に示す。前線の南北方向の移動が北向き（0度以上）であった事例は96事例，南向き（0度未満）であった事例は93事例である。前線が北側に移動した場合の平均日降雨量は4.6mm/日，南側に移動した場合は8.0mm/日である。

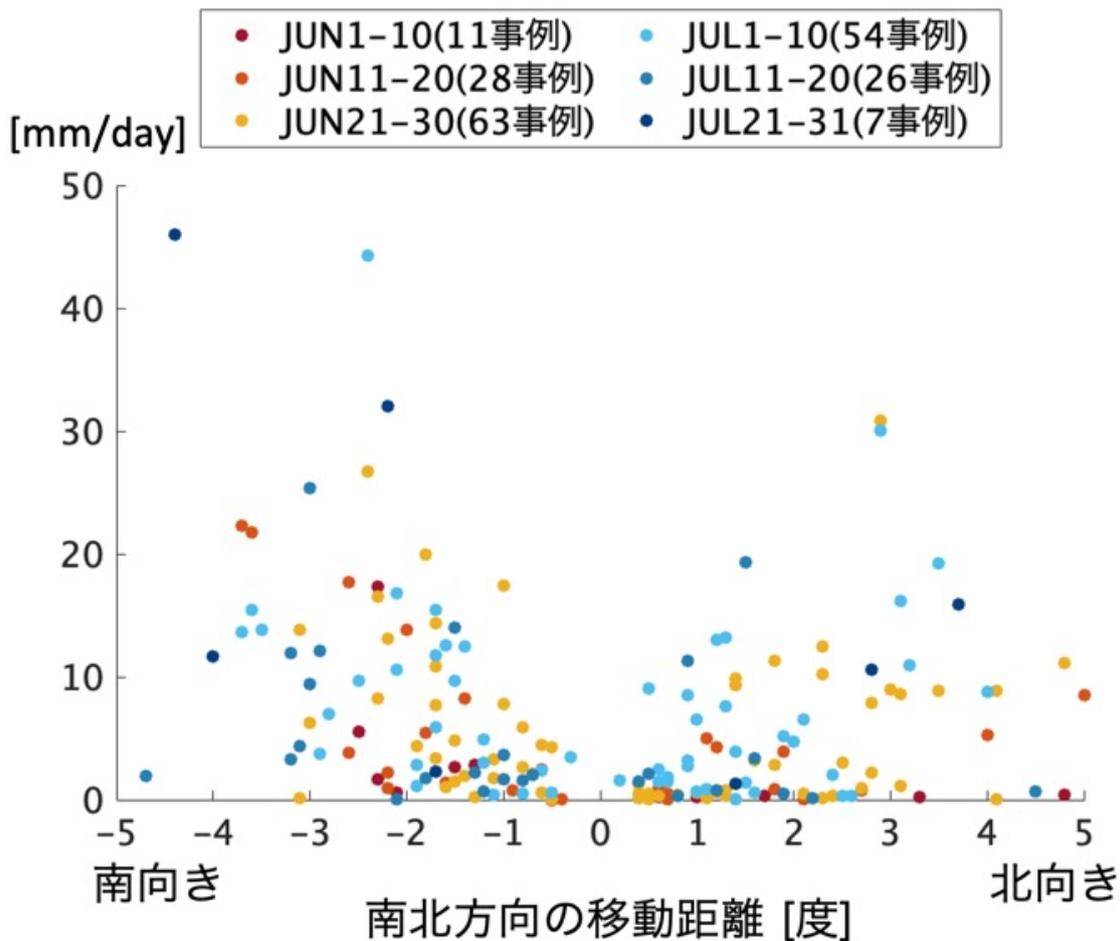


図-3.19: 九州地方における領域平均日降雨量と前線の南北移動の関係。事例の発生時期に基づき色を変えて示す。

さらに、前線が北向きに移動した場合、移動距離が1度から4度(100-400km程度)の時、日降雨量が10mm/日以上となる事例が多く、特に移動距離が3度(約300km)の時に最大となり、日降雨量はおおよそ30mm/日である。前線が南向きに移動した場合は、移動距離が1.5度から5度(150kmから500km程度)の場合、日降雨量が10mm/日以上となる。日降雨量が20mm/日を超える事例は移動距離が2.5度から4度(250-400km程度)の場合に集中するが、移動距離が5度(約500km)の時に日降雨量が最大であった。なお、南北方向を問わず、前線の移動距離が1度以下の場合、それ以外の場合に比べて降雨量が少ない。令和2年7月豪雨で筑後川が氾濫した際、九州地方の北側に前線が停滞しており、その南側にあたる筑後川流域に降雨が集中した。本解析での定義上、そのような大雨は前線の移動に伴う降雨として含まれないため、前線の移動距離が小さい場合は雨量が少なくなると推測される。日降雨量が20mm/日以上であった事例に着目すると、6月下旬以降に発生しているものが多い。特に、7月下旬における解析対象事例は7事例であり他の時期に比べて少ないが、そのうち2事例が含まれており、大雨となった確率が高い。事例の発生時期と前線の移動距離の関係においては、前線がほとんど動いていない(移動距離が100km以内)事例の多くは6月下旬から7月中旬に集中しており、九州地方における梅雨の全盛期に一致する。同様の傾向は、解析対象となった事例の数にも確認される。

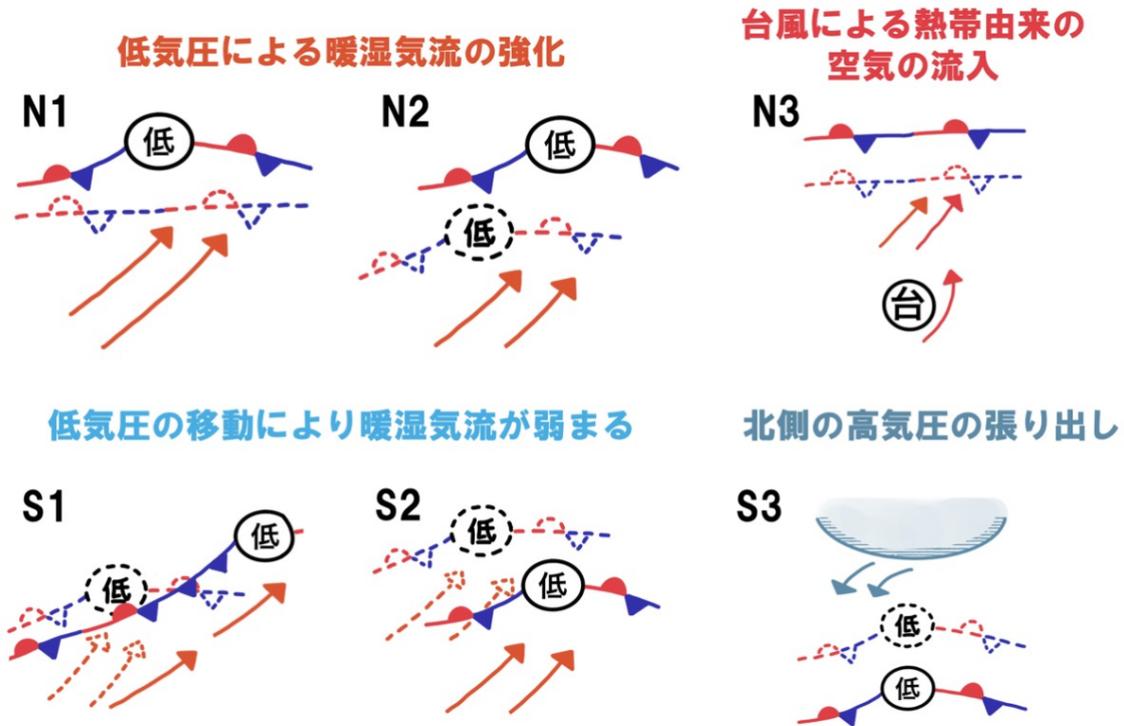


図-3.20: 九州地方において前線が南北移動する際の天気図パターン

次に、前線が南北に移動する要因を天気図から推定し、図-3.20 にまとめた。前線が北側に移動した事例では、九州地方において前線の北側に低気圧が形成されたパターン N1 や、東シナ海から東進してきた低気圧が九州地方の北側に接近・通過したパターン N2、九州地方の南側に台風・熱帯低気圧が接近していたパターン N3 が確認された。低気圧の形成・接近・通過により前線の南側において暖湿空気の流入が強化されたことや、台風および熱帯低気圧の接近に伴い、熱帯由来の非常に温かく湿った空気が九州地方まで流入してきたことにより、前線が北上したと考えられる。また、前線が南側に移動した事例は、九州地方より東側に存在する低気圧がさらに東進することで前線が南下するパターン S1 や、低気圧が九州地方を通過したのち北緯 35 度より南側に位置するパターン S2、前線の北側に存在する高気圧が南下するパターン S3 であった。低気圧周辺では反時計回りの循環場となっており、南側からの空気は低気圧の中心に対して東側から回り込むようにして流入する。九州地方以東に中心をもつ低気圧がさらに東進することで、南側からの暖湿空気は九州地方への流入が少なくなるため、前線が南下すると考えられる。また、低気圧が九州地方を通過した後、元いた位置より南側に存在する場合、暖湿な空気が流入する地点もそれに伴い南側に移動するため、九州地方への流入は少なくなる。さらに、前線の北側に存在する高気圧の張り出しが強まると寒気の流入が強化されて前線が南下する。平成 30 年 7 月豪雨における梅雨前線の南下はパターン S3 によるものである [27]。

3.3.5 石狩川流域における豪雨

過去に甚大な被害をもたらした事例

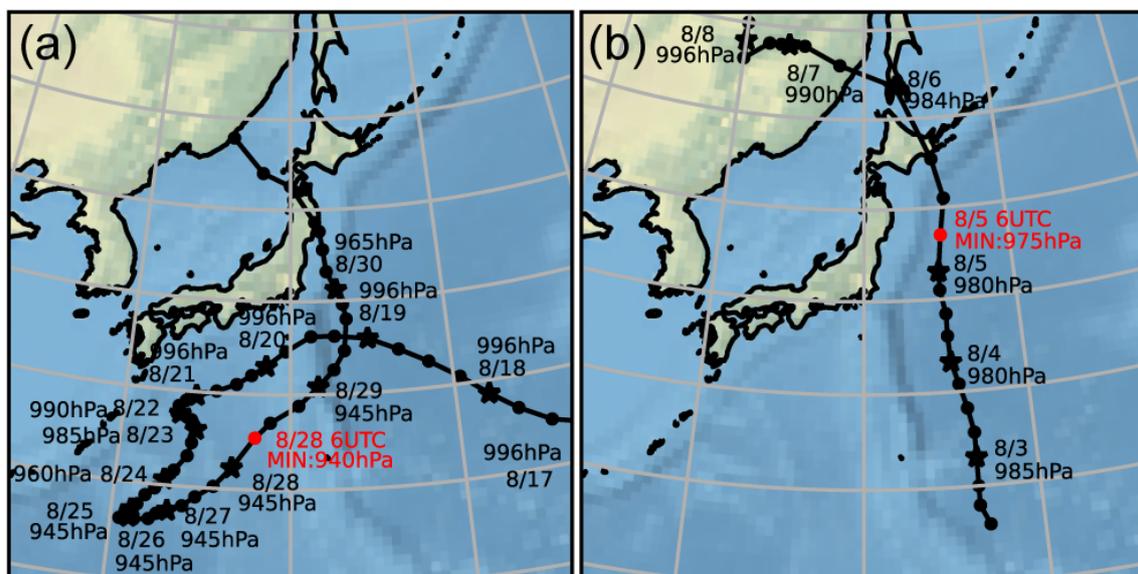


図-3.21: 台風経路図.(a)は2016年台風10号, (b)は1981年台風12号の経路を示す.

北海道における代表的な豪雨災害である平成28年北海道豪雨並びに昭和56年水害は、どちらも台風(それぞれ2016年台風10号並びに1981年台風12号)が北海道に接近・通過した際に発生した。両台風は太平洋を北上し、それぞれ北海道の南側と北側において西向きに進行した(図-3.21)。北海道に接近する台風の数には毎年2個程度であり少ないが、台風もまた大雨をもたらす主要な気象擾乱である。さらに北海道に接近する台風のうち、2016年台風10号と1981年台風12号のように太平洋側から接近するものは台風の強度が衰えにくい傾向にあるため、同様の毛色の台風による被害が大きくなりやすいことが考えられる。本項では、両事例を北海道における豪雨事例の気象場パターンの具体例として紹介する。なお、1981年台風12号の事例においては、台風が発生した北緯0度から20度付近で例年より対流が活発だったことや、日本の東側において気圧の尾根が停滞し、日本周辺は気圧の谷となっていたことが北海道付近における前線の停滞や台風の進路に影響を与えた可能性を指摘されている[60]。そこで本解析では台風の発生環境場および日本付近における気圧配置と前線の存在に着目する。

2016年8月における豪雨(平成28年北海道豪雨) 2016年8月下旬、2週間内に北海道へ3つの台風が上陸、1つの台風が接近した。台風7号、11号、9号が順々に北海道へ上陸・通過した後、台風10号が北海道に接近し、南側を通過した。その中でも特に甚大な被害をもたらした台風10号による豪雨事例について取り上げる[58]。

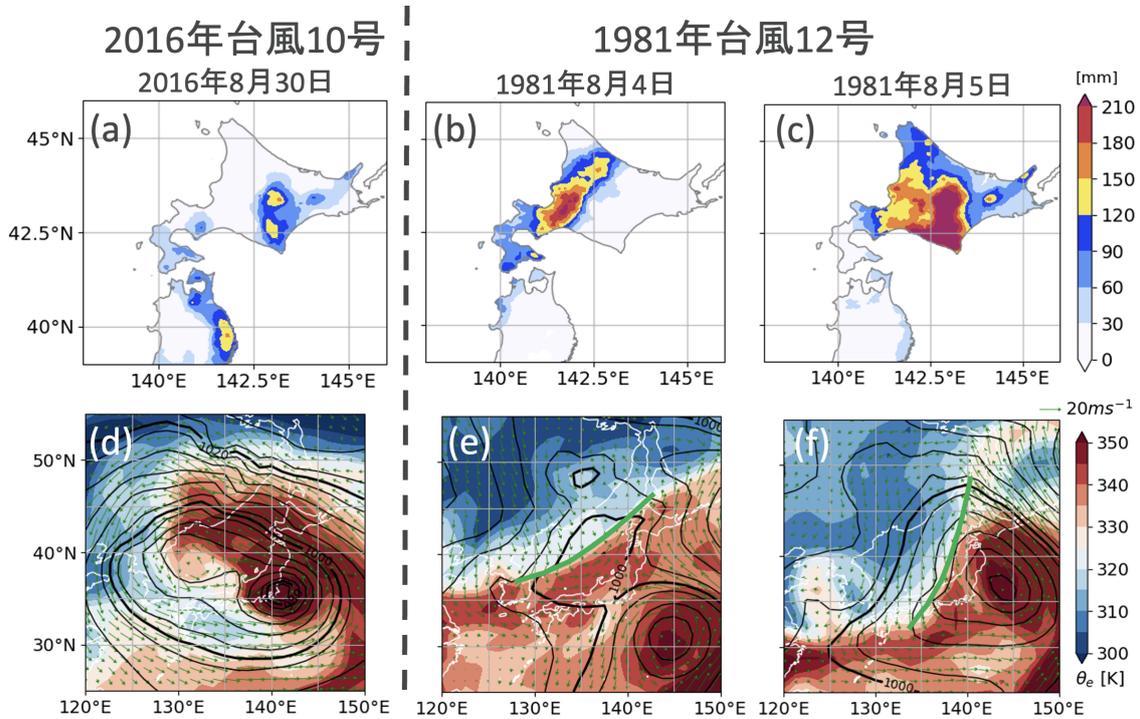
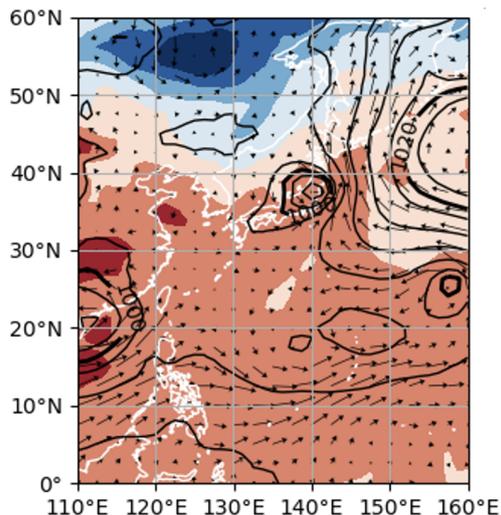


図-3.22: 2016年台風10号と1981年台風12号が北海道に接近・通過した事例における降雨分布と気象場.(a),(b),(c)は日降雨量[mm/day],(d),(e),(f)は海面更正気圧[hPa](等値線),850hPaの水平風[m/s](矢印)と相当温位[K](陰影)を示す.緑線は相当温位の勾配が大きい領域から推定した前線である.

2016年台風10号によって北海道に大雨がもたらされた日の日降水量と下層大気の総観場を図-3.22に示す.2016年8月30日,台風10号により北海道の中央に存在する日高山脈の風上側斜面において南北方向に広がる降雨分布となった(図-3.22(a)).このとき台風の中心は北海道の南側に位置しており,北海道に対して南東から暖かく湿った空気が流入していた(図-3.22(d)).1981年台風12号の接近時,北海道の北西側において相当温位の水平勾配の大きい領域が広がっており,前線が停滞していた.地上高さにおける前線は,下層における水平方向の相当温位の勾配が大きい領域をもとに特定されるのが一般的であり[2][34],図-3.22(d,e,f)に850hPa等圧面における相当温位と,それをもとに主観的に抽出した前線を示している.これは天気図に示された前線の位置と概ね一致する[62].石狩平野における降雨分布(図-3.22(b,c))はおおむね前線の向きと一致しており,前線に伴う降雨であると考えられる.

(a) 2016年台風10号

2016年8月17日00UTC



(b) 1981年台風12号

1981年8月2日06UTC $\times 10\text{ms}^{-1}$

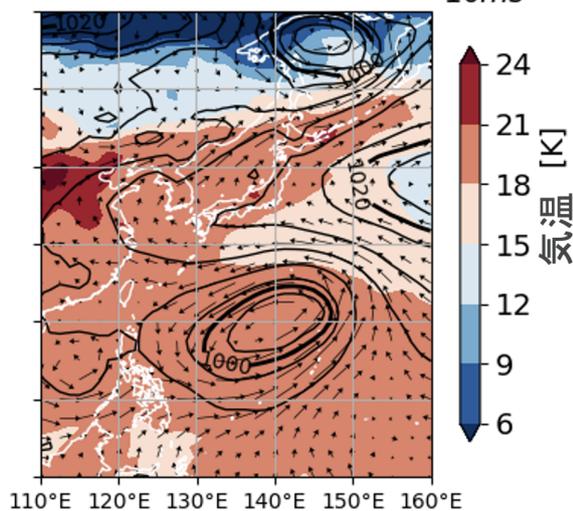
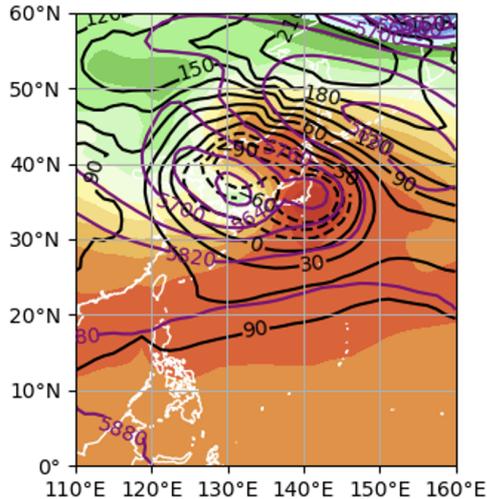


図-3.23: 2016年台風10号および1981年台風12号が熱帯低気圧として発生した時の下層の気象場. 等値線は海面更正気圧 [hPa], 色は850hPaにおける気温 [K], ベクトルは850hPaにおける水平風 [m/s] を示す.

図-3.23 に2016年台風10号が熱帯低気圧として発生した環境場を示す. 等値線は海面更正気圧 [hPa], 陰影は850hPa等圧面における気温 [K], 矢印は850hPa等圧面における水平風 [m/s] である. 図-3.23(a)より, 2016年8月17日06UTC, 台風10号は北緯27度・東経156度付近で発生しており, その南西に1000hPaの等圧線が閉じた低圧部が存在する. さらに, この低圧部と台風10号は1004hPaの同一等圧線に囲まれている. 図-3.21(a)より, 台風10号は東経132度まで西進したのち北緯20度まで南下し, 8月29日に北緯30度東経142度まで北東方向に進む. この間に北緯20度付近の低圧部で発生した台風11号, 9号が順に太平洋を北上して北海道を通過しており (図は省略), 台風10号が8月30日に岩手県 (北海道の南側) を通過した. 2016年台風10号が特異な経路をたどり気象予報との大きな違いが生じた [23] ことは防災的観点からも非常に重要である. 上記の特異な経路を辿った背景には, 台風10号の近くに存在した夏季の北太平洋西部に出現する低圧部 (モンスーンジャイア) や他の台風との渦と渦の相互作用の影響を受けていたことが考えられる. これら3つの台風が太平洋を北上した2週間を通して, 太平洋高気圧の縁辺は東経150度より東側に位置しており, 図-3.23(a)に示すように日本の東側では南風が卓越していた.

(a) 2016年台風10号
2016年8月30日00UTC



(b) 1981年台風12号
1981年8月5日00UTC

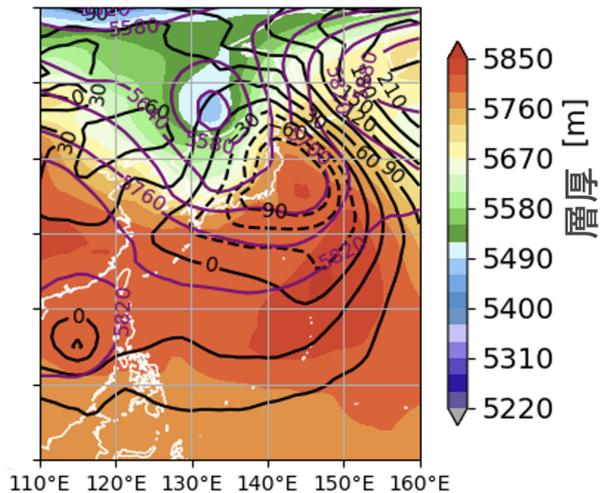


図-3.24: 2016年台風10号および1981年台風12号が北海道に接近した時の環境場. 黒と紫の等値線はそれぞれ1000hPaと500hPaにおけるジオポテンシャル高さ[m], 色は1000hPaと500hPaの間の層厚[m]を示す.

図-3.24は寒冷渦の発生を示す. 黒と紫の等値線はそれぞれ1000hPa, 500hPa等圧面におけるジオポテンシャル高度[m]であり, 色は1000hPaと500hPa間における層厚[m]である. 図-3.24(a)より, 2016年8月30日00UTC, 朝鮮半島付近に5700mの等ジオポテンシャル高度線に囲まれた低圧部が存在するが, 地表面付近においては不明瞭であり寒冷渦の特徴に整合する. その東に台風10号の中心が存在する. その後上層の低気圧と台風10号は日本海上空で重なり, 8月31日15UTCに台風10号は温帯低気圧となった.

1981年8月における豪雨(昭和56年水害) 1981年台風12号によって北海道に大雨がもたらされた日の日降水量と下層大気の総観場を図-3.22に示す. 台風12号は8月4日にそれよりもさらに南側に存在しており, 北海道の中央西部に位置する石狩平野において, 北東-南西方向に降雨分布が広がった(図-3.22(b, e)). 図-3.22(c, f)より, 翌日8月5日には台風12号は北上してさらに北海道に接近し, 日高山脈沿いおよび石狩平野を中心に北海道全域において大雨となった. 水蒸気を多量に含む空気が山地に向かって流入すると地形による強制上昇で降雨が発生するため, 山地の風上側斜面において降雨が集中する. 2016年8月30日と1981年8月5日の日高山脈沿いにおける降雨は地形性降雨だと考えられるが, 1981年8月4日と同月5日の石狩平野における降雨は異なる機構で生じた可能性が高いだろう.

図-3.23(b)より, 1981年8月3日00UTC, 1981年台風12号は北緯28度東経147度付近に発生しており, 台風中心から南西方向に低圧部が伸びている. 台風12号が太平洋を北上して北海道に接近する数日前, 太平洋高気圧の縁辺は東経140度付近まで張り出していたため, 北緯20度付近の低圧部周辺で発生した台風11号は朝鮮半島付近まで北西へ進んだのち転向した(図は省略). 台風12号が発生してから太平洋高気圧の張り出しは弱まり, 台風と高気圧の間で南西風が卓越した(図-3.23(b)). 図-3.24(b)より, 1981年8月5日00UTC, 沿海州付近に5580mの等ジオポテン

シャル高度線に囲まれた低圧部が位置しており、2016年の事例と比べて層厚が小さいことから中層から下層にかけて、より強い寒気が存在していたことが推測される。上層の低気圧の南東側に存在していた台風は北上し、1981年8月5日18UTC、トラフが西向きに傾いた状態で温帯低気圧となった。

北海道に豪雨をもたらした台風事例

事例解析において示した通り、1981年8月4日の北海道中西部を中心とした大雨は前線によるものであるが、北海道における代表的な豪雨災害2事例は台風によってもたらされたものである。また、本章で実施した解析より、北海道では日降水量上位5%に該当する豪雨事例の7-8割は前線の影響下において発生した。これにより、北海道で発生する豪雨は台風ならびに前線に関連するものがほとんどであると考え、本章ではこの2つの気象擾乱それぞれが存在する場で発生する豪雨事例に着目する。

特異な経路をたどり北海道に大雨をもたらした2016年台風10号と1981年台風12号の環境場を精査して、台風経路および降雨分布への影響要因に関する類似点と相違点を示した。本章では、北海道に大雨をもたらした代表的な事例と同じ気象擾乱の組み合わせで構成される気象場を過去数十年間において他に経験したことがあるかどうか明らかにすることを目的とする。2つの台風事例のように太平洋から北海道に接近する経路の台風について特徴的な気象場の有無を調べ、それぞれの組み合わせ事例に対して北海道における領域平均の最大日降水量を示す。

1981年8月4日の事例においては北海道の北西沿岸付近に停滞する前線に沿うように降雨が集中し、降雨分布と形状が一致する石狩川流域において特に被害が大きくなった。暖気と寒気の境界として存在する前線の暖気側においては前線に向かって暖湿空気が流入する構造となるため、前線の走向と降雨分布の広がる方向が一致することは不思議ではない。したがって、前線の走向および流域の形状の組み合わせによっては同じ規模の大雨でも当該流域における被害の程度が大きく異なると考えられる。そこで、本章では、前線による豪雨事例を抽出し、前線の走向別に取りうる日降水量を示す。

台風経路は気象庁のベストトラックから取得した。気象データはJRA-55[21]を利用した。気象庁が作成した再解析データであり、時間解像度は6時間、空間解像度は1.25度、鉛直層は37層の等気圧面で構成されている。雨量データはAPHRODITE V1207[20]を利用した。地上観測(AMeDAS)のデータから作成されており、空間解像度は0.05度のグリッドデータである。なお、2015年以前の日降水量は日本標準時に基づいて作成された(日本標準時で0時から24時;協定世界時で前日15時から当日15時の24時間積算雨量)が2016年の日降水量は協定世界時に基づいて作成された。

北海道に接近した台風事例の抽出 台風を含む熱帯低気圧の進行方向への影響要因は指向流とベータジャイアの二つに大きく分かれる[61]。指向流とは熱帯低気圧周辺の環境場による大規模な大気の流れのことであり、日本周辺において指向流を生み出す要因は、太平洋高気圧や偏西風が挙げられる。北西太平洋上に発生する台風の多くは、太平洋高気圧から吹き出す時計回りの流れに沿って北上し、対流圏上層の偏西風に流されて北西へ進む。一部の台風は近くに存在する熱帯低気圧や寒

冷渦 (偏西風の蛇行により流れから切り離された寒気を持つ低気圧性の渦) との相互作用により上述とは異なる進路をとることがある。ベータジャイアとは地球の自転により台風の中心の東西に発生する渦の対のことであり、台風を北側に進める効果を有するが、指向流があるときベータジャイアの寄与は相対的に小さい。まずは本項で説明する手法に基づき北海道に太平洋側から直接接近する台風を抽出したのち、台風経路に係る気象要因を特定する。

気象庁は「日本に接近した台風」を定義する際に用いる気象官署等を定めており [53]、本解析においては北海道に所在するいずれかの気象官署等と台風の中心の距離が 300km 以下となる場合、「北海道に接近した台風」として定義する。気象庁が提供する台風の中心位置のデータによると、1951 年から 2021 年に発生した台風の数 は 1,856 個であり、そのうち北海道に接近した台風は 221 個であった。さらに北緯 30 度から北緯 40 度において太平洋上 (東経 141 度から 160 度) を通過した台風 (86 個) のうち、太平洋上から北海道に接近 (北野ら (2017) で定義された太平洋ルート [68] に相当) した台風は 40 個であった。前節における 2016 年台風 10 号と 1981 年台風 12 号の事例解析より、次の 3 点を類似点であることが示された。

- 低緯度帯の低圧部において台風 (熱帯低気圧) が発生
- 太平洋高気圧が例年より北東に偏在
- 寒冷渦が台風より西側に存在

一方で、両事例の相違点は前線が北海道付近に存在することであり、これは 1981 年台風 12 号の事例のみにおいて確認された特徴である。本解析で抽出した北海道に台風が接近した事例の気象場において同様の特徴を有するかどうか、各条件の判断基準は表-3.7 の通りである。

① 低緯度帯の低圧部において台風(熱帯低気圧)が発生
台風(熱帯低気圧)の発生地点が東経110度から160度の間に存在する低圧部に内包されていること
② 太平洋高気圧が例年より北東に偏在
台風が北緯30度から40度を通過する時に500hPaの5880mジオポテンシャル高度の縁辺が東経150度以東にあること
③ 寒冷渦が台風より西側に存在
台風が北緯30度以北に存在する時に、南側に張り出した極域の寒気が切り離されたことで発生した等ジオポテンシャル高度線の閉曲線(低圧部)が台風より西側に存在すること
④ 前線が北海道付近に存在
台風が北緯30度以北に存在する時に、北海道付近に相当温位の水平勾配が大きい領域が数1000kmスケールで存在すること

表-3.7: 2016年台風10号および1981年台風12号の事例で確認された特徴的な気象場の定義。なお、前者の気象場は特徴4を有さない。

太平洋から北海道に接近した台風事例における気象場並びに日降水量 JRA-55のデータが利用可能な期間(1958年以降)において太平洋から北海道に接近した36個の台風について表-3.7にまとめた4つの特徴的な気象場の有無を表-3.8に示す。

	台風 (N = 36)	①	②	③	④		台風 (N = 36)	①	②	③	④
1	1958 年台風 21 号			○	○	19	2000 年台風 03 号	○			
2	1958 年台風 22 号				○	20	2000 年台風 05 号	○			
3	1960 年台風 14 号	○				21	2000 年台風 17 号	○			○
4	1961 年台風 24 号			○	○	22	2002 年台風 06 号				
5	1966 年台風 04 号				○	23	2002 年台風 07 号				
6	1967 年台風 25 号	○	○		○	24	2005 年台風 07 号				
7	1972 年台風 13 号			○		25	2009 年台風 11 号	○			○
8	1977 年台風 11 号	○			○	26	2011 年台風 13 号	○		○	○
9	1978 年台風 07 号					27	2012 年台風 12 号				
10	1981 年台風 12 号	○	○	○	○	28	2013 年台風 26 号	○			○
11	1982 年台風 05 号			○		29	2015 年台風 17 号				
12	1985 年台風 14 号			○	○	30	2015 年台風 23 号		○		
13	1986 年台風 12 号	○				31	2016 年台風 06 号		○		
14	1989 年台風 14 号		○			32	2016 年台風 07 号			○	
15	1992 年台風 17 号		○		○	33	2016 年台風 10 号	○	○	○	
16	1993 年台風 11 号	○		○		34	2016 年台風 11 号	○			
17	1995 年台風 12 号	○				35	2020 年台風 12 号				○
18	1996 年台風 17 号	○				36	2021 年台風 08 号				

表-3.8: 太平洋から北海道に接近する台風をとりまく環境場の組み合わせ. 組み合わせの要素は, ①低緯度帯の低圧部において台風(熱帯低気圧)が発生, ②太平洋高気圧が例年より北東に偏在, ③寒冷渦が台風より西側に存在, ④前線が北海道に存在することである.

1981 年台風 12 号の事例の気象場はすべての条件を満たしており, 2016 年台風 10 号の事例の気象場は前線が存在しなかったため 3 つの条件を満たす. 各事例の気象場が有する特徴の組み合わせに一致する事例は他に存在しない. 条件①, ②は概ね北緯 40 度以南の台風経路に影響を及ぼす環境要因であり, 2 つの条件の組み合わせは太平洋から北海道に接近する台風をとりまく気象場パターンに対応するだろう. 条件③は前節で示した通り, 台風の進路に影響を与える可能性を有するが, それに加えて極域の寒気が中緯度帯に流入することで条件④のように大気が不安定となること

も考えられる. まず初めに, 北緯 40 度以南における太平洋ルートの台風進路について条件①,②に着目する. どちらの条件も満たしていた事例は 2016 年台風 10 号と 1981 年台風 12 号の他に, 1967 年台風 25 号である. 太平洋高気圧から吹き出す時計回りの風の流れに沿うように台風は移動する. 低緯度帯の低圧部で台風(熱帯低気圧)が発生すると, 低圧部周辺の反時計回りの風の流れにより太平洋高気圧との間で指向流が強化される. 1981 年台風 12 号の事例では低圧部が太平洋高気圧の南西側に位置していたため, 指向流は北西向きだった. 2016 年台風 10 号および 1967 年台風 25 号の事例では低圧部の位置は南側であり, 指向流は西向きだった. 両事例ともに日本の南側に台風や熱帯低気圧が存在していた. 前者はそのまま西進を続けて日本の南側を反時計回りに一周し, 周囲の台風が北上した後に続いたが, 後者は日本に接近するとそのまま進路を北向きに取り, 太平洋高気圧の縁辺沿いを北上した. また, 条件②を満たさなかった事例のうち, 2016 年台風 7 号, 11 号を除くすべての事例において太平洋高気圧が日本の南あるいは本州付近に張り出していたが, 台風が通過するタイミングでは張り出しが弱まっていた.

条件③を満たす 10 事例について, 台風と寒冷渦の進路に関する相互作用を調べる. 2016 年台風 10 号および 1981 年台風 12 号と同様に, 台風が西向きに進んで寒冷渦と鉛直方向に重なる事例は 4 事例であった. 台風が西向きに進まずに寒冷渦と鉛直方向に重なる事例は 4 事例, 台風と寒冷渦が鉛直方向に重ならない事例は 2 事例であった. 台風と寒冷渦が鉛直方向に重ならない事例は他の 8 事例に比べ両者の距離が遠かった. 次に, 条件③, ④の組み合わせと雨量の関係を表-3.9 に示す. 各事例について北海道(北緯 42 度から 45 度・東経 140 度から 145 度)における領域平均日雨量の最大値 R に基づき, 雨量の分級を行なった. 2016 年台風 10 号は台風・寒冷渦の組み合わせ事例で最大日雨量 R は 33[mm/day](2016 年 8 月 30 日), 1981 年台風 12 号は台風・寒冷渦・前線の組み合わせ事例で最大日雨量 R は 122[mm/day](1981 年 8 月 5 日)であった. どの組み合わせにおいても最大日雨量 $R = 50$ [mm/day] 以上の事例が発生していた一方で, 台風のみでの組み合わせでは最大日雨量 R が 10[mm/day] に満たない事例が多い. 寒冷渦や前線が存在する場合, 寒気が北海道周辺まで南下しているため, 大気が不安定となり降雨システムが発達しやすい. 台風のみでの組み合わせでは, 寒気が存在しない可能性もあるため降雨量が少ない事例が多くなると考えられる.

	台風・寒冷渦・前線	台風・前線	台風・寒冷渦	台風
$50 \leq R$	2	2	1	2
$30 \leq R \leq 50$	0	1	1	2
$10 \leq R \leq 30$	1	5	3	6
$0 \leq R \leq 10$	2	0	0	6
合計	5	8	5	16

表-3.9: 気象擾乱の組み合わせ別の最大日降水量 R [mm/日] に関する度数分布表. 2016 年以前の事例を対象とした北海道(北緯 42-45 度・東経 140-145 度)における領域平均した最大日雨量を R とする.

石狩川流域において前線出現時に発生した豪雨事例

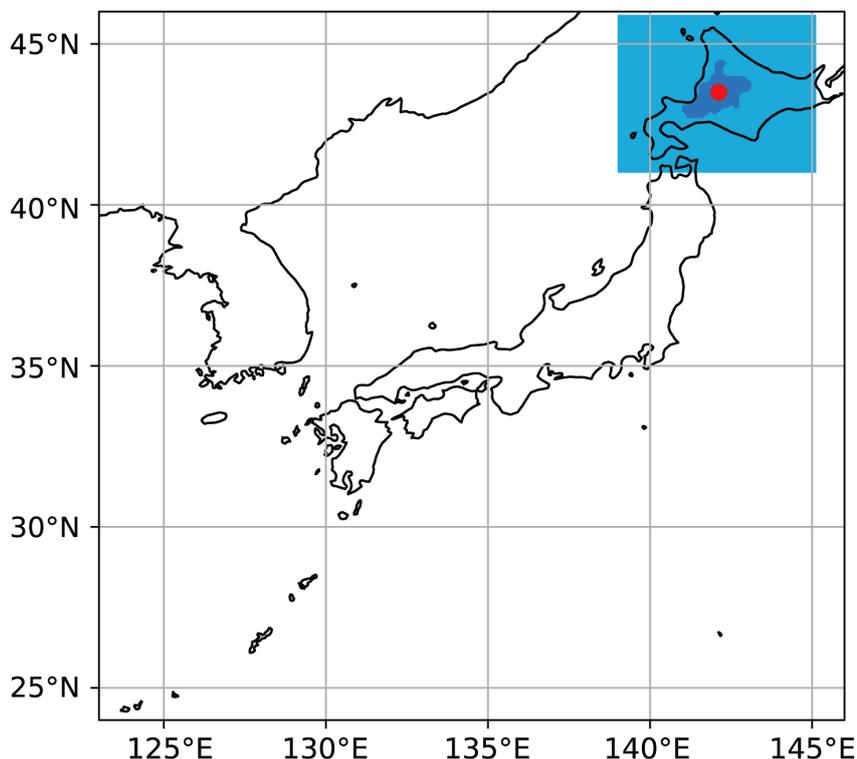


図-3.25: 石狩川流域ならびにその周辺に出現していた前線の検索範囲.

本章において抽出した石狩川流域における豪雨事例を対象として、当該事例において日本時間午前9時に石狩川流域周辺で出現していた前線の走向を調べる。まず、図-3.25に示す通り、石狩川流域（濃い青の塗りつぶし）の重心（赤丸）が存在するグリッドを中心とする71×71のドメイン（水色の塗りつぶし）を作成し、当該ドメイン内に存在する前線グリッドを抽出する。ドメイン内に存在する前線グリッドを一つの前線オブジェクトとしてみなし、以下の処理を番号順に実施することで、前線の角度を得る。なお、北向き（紙面上側）を0度として時計回りの方向に角度が増えるものとする。

1. 最東端（右端）および最西端（左端）に位置する前線グリッドが、同じ緯度に存在するならば、前線の角度を90度とする。
2. 条件1を満たさない時、最北端（上端）および最南端（下端）に位置する前線グリッドが、同じ経度に存在するならば、前線の角度を0度とする。
3. 条件1,2を満たさない時、オブジェクトの対角となるグリッドのペアを取得し、2点間の傾きから前線の角度を求める。

前線の走向は8方位に基づき、北-南、北東-南西、東-西、南東-北西の4つとした。すなわち、上記の解析より得られた前線の角度が0度から22.5度あるいは157.5度から180度であれば前線の

走向は北-南，22.5度から67.5度であれば北東-南西，67.5度から112.5度であれば東-西，112.5度から157.5度であれば南東-北西である。

1978年から2015年の6月から8月において石狩川流域で発生した175の豪雨事例のうち，石狩川流域の周囲500km以内に前線が存在していた事例は130事例である．さらにそのうち，前線の走向を推定することができたのは116事例であり，その中には事例解析において紹介した昭和56年水害を始めとして過去に発生した豪雨災害が含まれている．図-3.26に結果を示す．前線の走向は東-西が最も多く，次いで北東-南西が多い（図-3.26(a)）．次に，前線の走向別に116事例の領域平均日降水量を比較する．図-3.26(b)より，領域平均日降水量が最も大きい事例は，前線の走向が北-南であった1981年8月5日，2番目に多いのが北東-南西パターンであった1981年8月4日となった．どの走向においても領域平均日降水量は平均的には同程度である一方で，極端豪雨は北東-南西ならびに東-西パターンにおいて発生することが多い．また，豪雨事例の発生数の年々変化を前線の走向別に図-3.26(c)に示す．前線の走向に関係なく，石狩川流域における豪雨事例の発生数は増加傾向であり，特に，東-西パターンの豪雨事例が増えている．

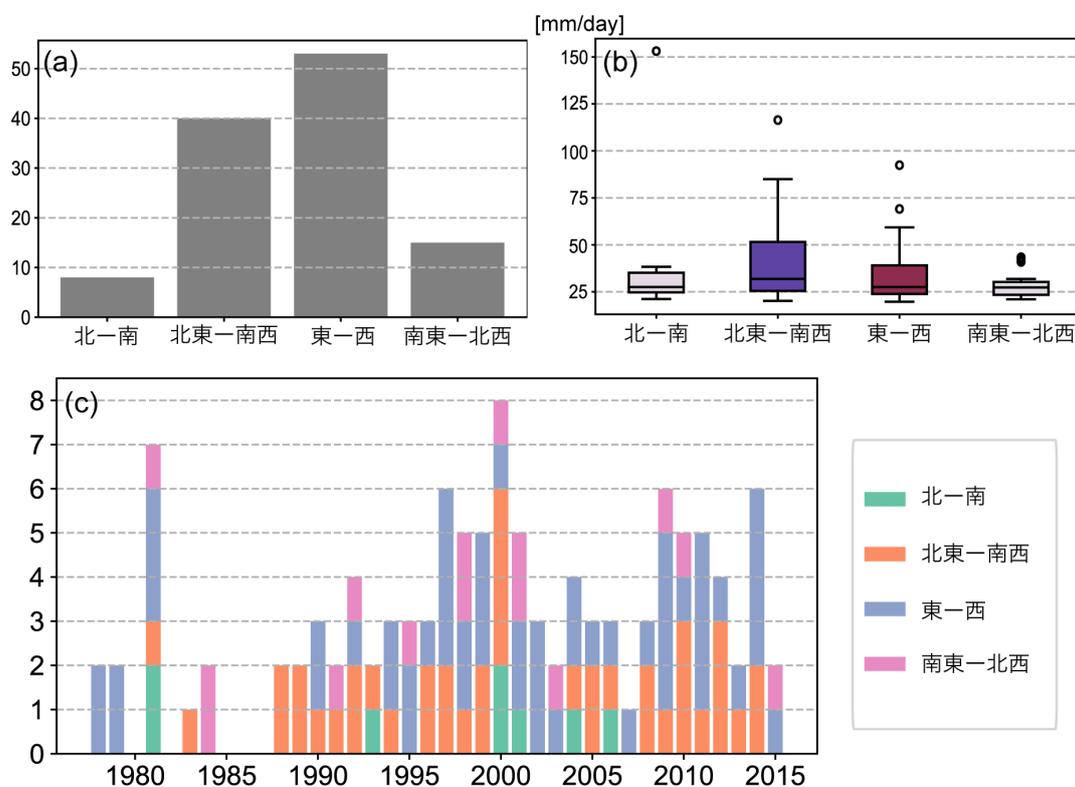


図-3.26: 石狩川流域で発生した豪雨事例において出現していた前線の走向.

次に，事例数が多かった東-西パターンおよび北東-南西パターンの中から，前線が石狩川流域の直上に存在していた事例を対象に，気象場の特徴を調べる．前線と流域の重心の距離が100km以内であった事例はそれぞれ6事例，13事例（1981年8月4日を含む）であり，前線による降水量は平均36.5mm/日，43.8mm/日であった．各パターンの周辺気象場についてそれぞれ6事例，13事例の平均値を図-3.27に示す．なお，気象データはJRA-55から毎日00UTCにおける6時間平

均値を取得したものである。図-3.27において(a),(b)は前線の走向が東-西である6事例の平均的な気象場、(c),(d)は前線の走向が北東-南西である13事例の平均的な気象場を示す。(a),(c)は大気下層の状態を表し、陰影が850hPa(高度約1,500m)の相当温位(気温並びに水蒸気量を代表する物理量)、矢印が850hPaの水平風、等値線が1000hPa(地表面付近)のジオポテンシャル高さ(気圧に相当する物理量)である。(b),(d)は大気中層の状態を表し、陰影が500hPaのジオポテンシャル高さ、矢印が500hPaの水平風である。

前線の走向が東-西の事例の気象場においては、北海道付近では大気下層において相当温位の勾配の大きい領域が東-西向きに広がっており、前線の走向と一致する。北海道の西側に大気下層における低気圧が存在し、さらに西側に大気中層における気圧の谷が存在することから、この低気圧は発達中の温帯低気圧であると考えられる。また、太平洋上の高気圧の張り出しが強く、北海道の西側の低気圧との間において気圧傾度が大きいため南西風が吹き、高相当温位領域が北海道付近まで流入している。次に、前線の走向が北東-南西の事例の気象場について述べる。明瞭な低気圧はみられないものの、樺太付近に大気下層における低気圧性循環が存在する。東-西の事例に比べて太平洋上の高気圧の張り出しは弱い一方で、北海道の西側に大気中層における気圧の谷が存在する。

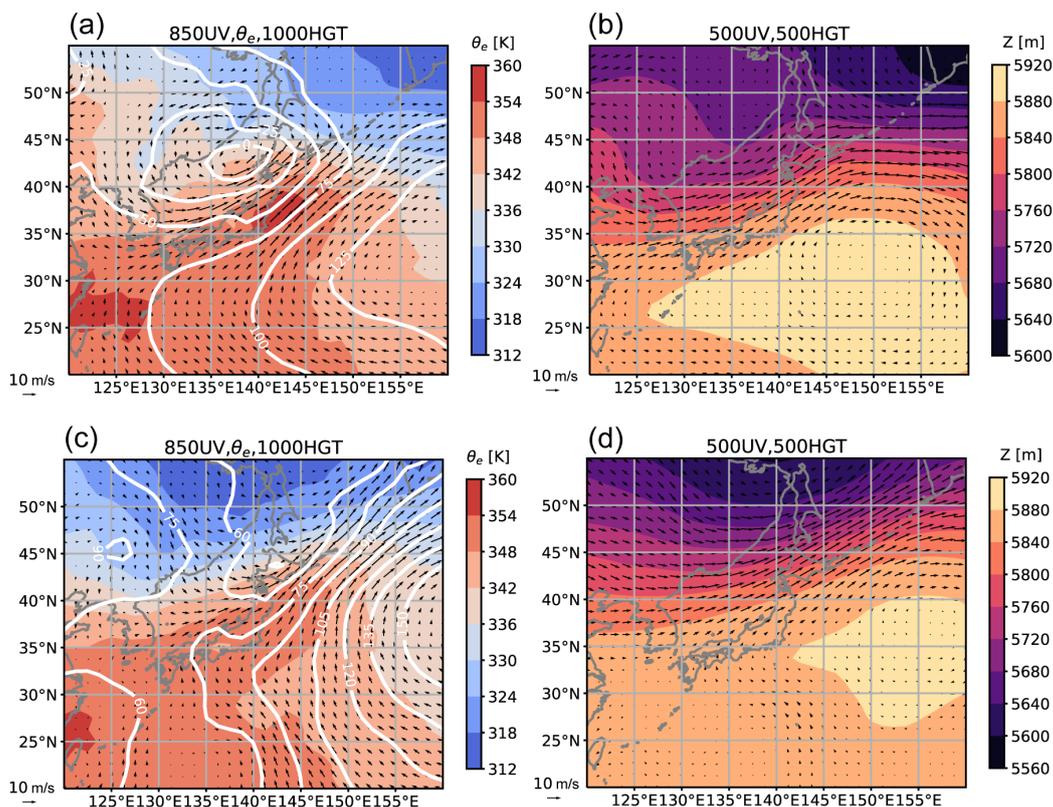


図-3.27: 石狩川流域の直上に前線が存在していた際の豪雨事例のうち、前線の走向が東-西または北東-南西であった事例の気象場の平均。(a),(b)は前線の走向が東-西である6事例の平均的な気象場、(c),(d)は前線の走向が北東-南西である13事例の平均的な気象場を示す。(a),(c)は大気下層の状態を表し、陰影が850hPa(高度約1500m)の相当温位(気温並びに水蒸気量を代表する物理量)、矢印が850hPaの水平風、等値線が1000hPa(地表面付近)のジオポテンシャル高さ(気圧に相当する物理量)である。(b),(d)は大気中層の状態を表し、陰影が500hPaのジオポテンシャル高さ、矢印が500hPaの水平風である。

1978年から2016年の6月から8月における石狩川流域の大雨事例の年別発生数を図-3.28に示す。大雨事例の発生数は1990年代後半から増加しており、特に停滞性的前線による大雨事例の発生数が約2倍に増加した。また、6-7月における停滞性的前線による大雨事例のほとんどは前線単体によって発生していた一方で、8月における停滞性的前線による大雨事例は、台風を中心から500-1500km以内において発生したものが3割程度である。

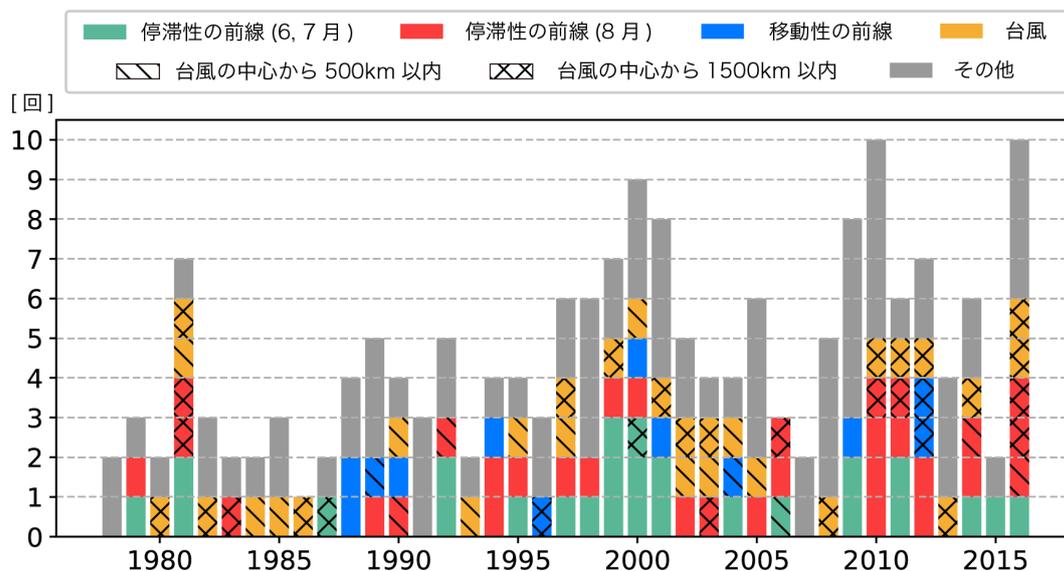


図-3.28: 1978年から2016年の6月から8月までに石狩川流域において発生した大雨事例数。色は大雨事例の発生要因を示す。緑色は6,7月における停滞性の前線, 赤色は8月における停滞性の前線, 青色は移動性の前線, 黄色は台風を表す。斜線は台風の中心から500km以内において発生した大雨事例, クロス線は台風の中心から1500km以内において発生した大雨事例であることを示す。

同事例を対象に, 発生年別に各事例における日降水量と発生要因を図-3.29に示す。最も降水量が大きかった事例は1981年8月5日(165 mm/day)であり, 停滞性の前線および遠隔の台風によって発生した。8月に停滞性の前線によって発生する大雨事例は, 台風の影響を受けるものを含め, 他の要因で発生する大雨事例に比べて日降水量が大きい傾向である。

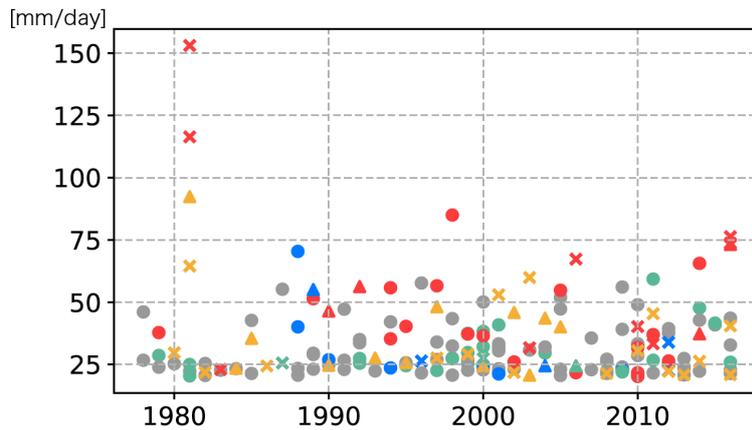


図-3.29: 1978年から2016年の6月から8月までに石狩川流域において発生した大雨事例の日降水量。色は大雨事例の発生要因を示す。緑色は6,7月における停滞性の前線, 赤色は8月における停滞性の前線, 青色は移動性の前線, 黄色は台風を表す。丸は前線単体による大雨事例, 三角は台風の中心から500km以内において発生した大雨事例, バツは台風の中心から1500km以内において発生した大雨事例である。

8月に石狩川流域において停滞性の前線による大雨事例が発生した日における気象場の特徴を図-3.30に示す。図-3.30(a)より、高度約5500m(500hPa)において西風が強い領域(偏西風)が北海道の上空に位置する。図-3.30(b)より、水蒸気と気温を代表する物理量である相当温位の勾配が大きい領域に北海道が位置する。緑色で示す高相当温位の領域が北海道の南側に広がり、北緯20-50度・東経145度以東に存在する太平洋高気圧の縁辺を流れる時計回りの流れによって、暖湿空気が南西から北海道周辺に向かって流入する。また、石狩川流域に停滞性の前線が出現していたが大雨が発生しなかった事例との気象場の違いを比較するために、8月に石狩川流域において停滞性の前線が出現していた事例の平均値と、停滞性の前線が出現していたかつ大雨が発生した事例の平均値の差を図-3.30(c),(d)に示す。図-3.30(c)より、北緯50度付近において西風が強い一方で、東経130度では西風が弱い。さらに、西風が弱まる地点の周辺において水平風が反時計回りとなっており、偏西風が南側へ蛇行している。図-3.30(d)より、大気下層においては北日本周辺で低気圧性の循環が強まり、北海道の東側において南風による温暖湿潤な空気の流入が、北海道の西側において北風による寒冷乾燥な空気の流入がみられる。

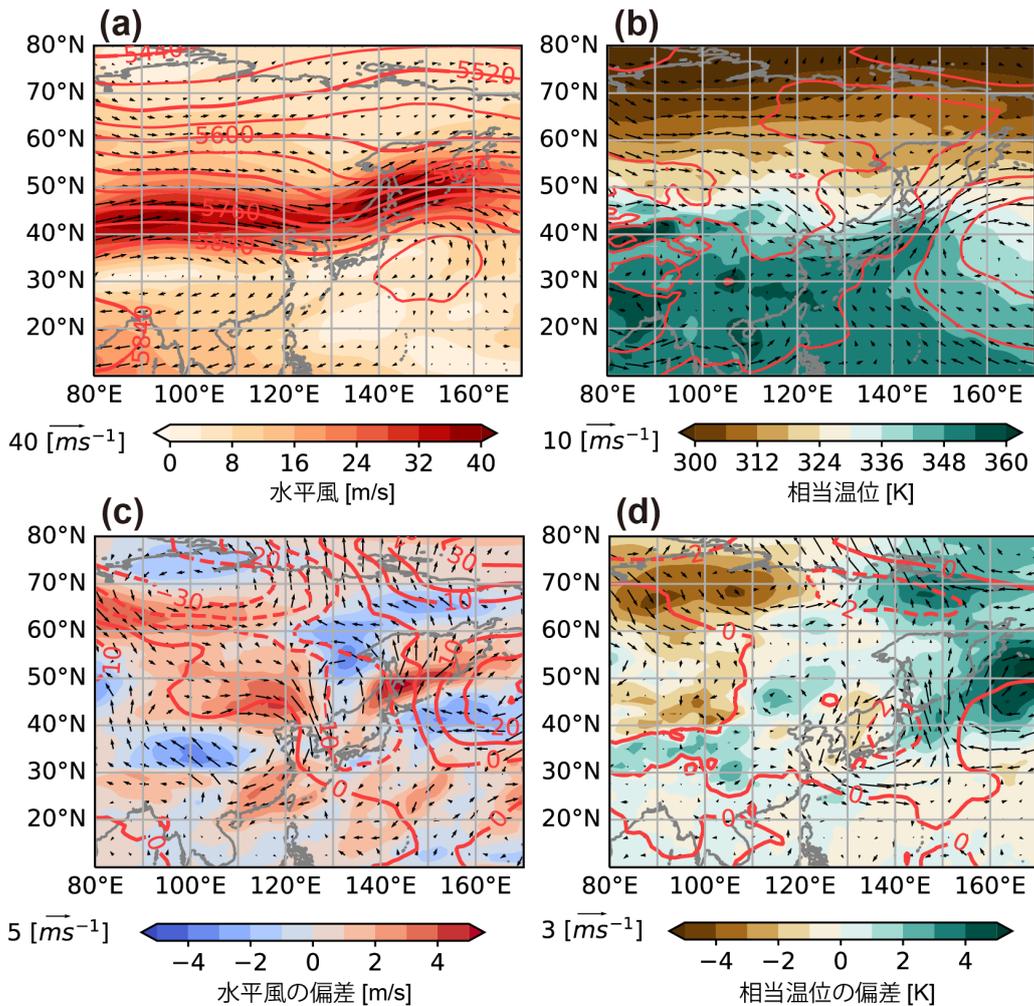


図-3.30: 石狩川流域において停滞性の前線による大雨事例が発生した日における気象場の平均. 1978年から2016年の8月における大雨事例を対象とした. (a)は大気上層における気象場を示す. 等値線は500hPa(高度約5500m)におけるジオポテンシャル高さ[m], 陰影および矢印は200hPa(高度約8000m)における水平風[m/s]である. (b)は大気下層における気象場を示す. 等値線は海面更正気圧[hPa], 陰影は850hPa(高度約1500m)における相当温位[K], 矢印は850hPaにおける水平風[m/s]である. (c)は(a)と同様であるが, 石狩川流域に停滞性の前線が出現していた全事例の平均からの差を示す. (d)は(b)と同様であるが, 石狩川流域に停滞性の前線が出現していた全事例の平均からの差を示す.

上述した通り, 石狩川流域において停滞性の前線による大雨が発生する時, 大気下層では北日本周辺において低気圧性の循環が強まり, 北海道周辺への暖湿空気の流入が強化されていた. 8月における当該事例33事例を対象に, その内訳を調べた結果, 全体の約4割を占める14事例が前線を伴う低気圧の中心が北日本周辺を通過していた時に発生していた. 4事例は温帯低気圧化している台風の接近時に発生しており, 9事例は遠隔の台風から前線周辺へ水蒸気が供給されていた事例であった. その一方で, 5事例は前線単体により大雨が発生していた.

3.4 第3章のまとめ

本章では、全国の一級水系 109 水系を対象に、大雨事例に対する前線の寄与を評価した。特に、石狩川流域において豪雨をもたらす気象場パターンは主に 2 つに分けられ、温帯低気圧に伴う前線が 4 割、前線と遠方の台風の組み合わせが 3 割を占めることがわかった。特に、既往最大の豪雨事例である 1981 年 8 月上旬における豪雨は前線と遠方の台風の組み合わせによるものであることを示した。

Chapter 4

物理指標による前線抽出

第4章の概要 本章の目的は、物理量による大気場からの前線抽出手法を構築することである。前線は密度の不連続線として定義され、すなわち水平方向の気温勾配の大きい領域に対応する。加えて、一部の前線は大気中に含まれる水蒸気量の違いにより特徴づけられる。また、前線が発達すると正の鉛直渦度が強化される。上記物理量を用いて熱力学変数および力学変数の無次元数を抽出指標として採用して前線抽出を実施した。抽出基準は天気図に示された前線が出現する気象条件を基に決定した。当該手法で用いる物理指標は、前線の実現に伴い大きい値をとり、特に温帯低気圧の中心付近では熱力学・力学成分の両方が大きい。また、台風や熱帯低気圧のように潜熱が主なエネルギー源として発達する擾乱においては、傾圧性を発達の源とする前線や温帯低気圧と異なり、力学成分が極端に大きくなる。

4.1 はじめに

4.1.1 研究背景

前線による降雨の将来変化の予測は、今後の治水対策において非常に重要な課題である。その予測には将来気候を仮定した大量アンサンブルデータが有用である。しかし、最も一般的な前線の解析方法は気象庁の予報官により作成された天気図の利用であり、数千年分の大量データを解析することは不可能である。そこで、前線の位置を推定する手段として数値手法が有効であると考えられる。Renard and Clarke(1965)は前線の特徴付ける気象要素は気温や水蒸気などの熱力学変数と風などの力学変数であるとして、熱力学変数を用いたパラメータ TFP(Thermal Frontal Parameter)を作成した[34]。TFPは前線解析において広く採用されており、気象庁においても参考資料として用いられている[2]。Hewson(1998)はTFPを利用して前線の位置を推定する手法(T判定)を提案した[14]。また、力学変数として風向の変化を用いた前線抽出手法(WND; wind-shift method)が提案されている[39]。Schemm et al.(2015)はT判定とWNDそれぞれを適用して位置を推定した前線を比較し、前線の物理特性によって各手法の適性が異なることを示した[37]。さらに、熱力学変数と力学変数の両方を採用した前線抽出手法(F判定)が提案されている[31]。最適な手法を選択して大量アンサンブルデータの解析結果を正しく解釈するためには、天気図に描かれた前線も含めて各数値手法の相互比較を通じた知見の積み重ねが必要不可欠である。

4.1.2 研究目的

本章では、前線を表す物理指標を作成し、当該指標を用いて気象場データから前線を抽出する手法を構築する。これまで同様の取り組みは多く実施されてきたが、指標に用いる物理量ならびに閾値、抽出を実施する高度等、多くの検討項目が存在する。加えて、同一手法を適用しても、用いる気象場データによって前線の抽出数は10倍異なる場合もある[41]。したがって、本研究では、気候変動下においても普遍的な前線の抽出手法を提案することを目的とする。複数の気象場データにおいて物理指標により表現される前線の数や長さを示し、第2章で作成した天気図に基づく前線グリッドデータとの比較を通して、物理指標を構成する物理量やその閾値を決定する。

4.2 解析手法

4.2.1 使用したデータ

本章では前線を抽出する手法を複数の気象場データに適用することで、当該データにおいて前線がどのように表現されているか検証する。使用した気象場データは、気象庁が全球モデルを用いて作成した長期再解析 JRA-55[21] および領域モデルを用いて作成した客観解析 MSM 並びにヨーロッパ中期予報センターが全球モデルを用いて作成した再解析 ERA5[13] である。全球モデルは地球全体を格子状に分割した数値予報モデルであり、静力圧平衡を仮定した静力学方程式系を基礎方程式に用いる。全球モデルによる予測値は領域モデルにおいて側方境界値として用いられる。領域モデルは日本域を対象とした数値予報モデルであり、非静力学方程式系を基礎方程式に用いる。数値予報モデルでは、事前に実施した数値予報を観測データと融合させる客観解析を初期値として用いる。後日、数値予報を予報対象時刻における観測データと融合させる再解析を実施する。

	JRA-55	MSM	ERA5
提供元機関	気象庁	気象庁	ヨーロッパ中期予報センター
期間	1958-現在	2002-現在	1940-現在
時間解像度	6 時間	3 時間	1 時間
空間解像度	1.25 度	0.1 度	0.25 度
鉛直層数	37	16	37
基礎方程式	静力学方程式系	非静力学方程式系	セミラグランジュ形式の 静力学方程式系

表-4.1: 使用した3次元気象データの一覧

4.2.2 前線を抽出する手法

前線に関連する物理量

アメリカ気象学会の専門用語集によると、前線は密度の異なる2つの気団の間の界面または遷移層であるとされており [40]、一般には水平方向の気温勾配の大きい領域が前線として扱われている。Margules(1906)は気温の異なる2つの気団の間に生じる界面の鉛直断面の傾き α が、前線の前後における気温 T_c, T_w および前線に沿う方向の風速 u_c, u_w によって決定されることを示した [24].

$$\tan \alpha = \frac{f u_w T_c - u_c T_w}{g (T_w - T_c)} \quad (1-2)$$

さらに、ノルウェー学派（ベルゲン学派とも呼ばれる）によって温帯低気圧のライフサイクルモデルが提唱され、温帯低気圧に伴って前線が発達・消滅するといわれた [5]。前線の発達・消滅傾向は水平方向の気温勾配 $|\nabla_h T|$ の時間変化によって評価することが可能である（前線形成関数; Frontogenesis function)[32].

$$\frac{d}{dt} \frac{\partial T}{\partial y} = \frac{\partial v}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial u}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial w}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial p} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) \quad (4.1)$$

ここで、 θ は温位、 u, v は水平風速、 w は鉛直風速である。簡単のため左辺を温位の南北勾配の時間変化として、右辺第1項は水平風の合流による効果、第2項は水平風速が水平方向に異なる効果、第3項は鉛直風速が水平方向に異なる効果、第4項は非断熱加熱による効果である。これらは数値予報が発展する1960年代以前の地表面および高層の気象観測から得られたまばらな点情報に基づく知見である。また、前線が低気圧に伴って生じることからも明らかではあるが、前線の周辺では相対渦度の鉛直成分が大きいことが知られている。相対渦度 $\zeta = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y$ に影響を与える効果を示すため、 $-\partial u / \partial y$ の時間変化を表す。

$$\frac{d}{dt} \left(-\frac{\partial u}{\partial y} \right) = \frac{\partial v}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial w}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial p} \right) - f \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial f}{\partial t} \quad (4.2)$$

ここで、 f はコリオリパラメータ（惑星渦度）である。右辺第1項は水平風の合流による効果、第2項は鉛直風速が水平方向に異なる効果であり、それぞれ式(4.1)の右辺第1項および第3項に対応する。すなわち、これら2つの効果により前線が発達傾向を示すならば、前線周辺における相対渦度も増大している。また、式(4.2)の右辺第3項はコリオリ力（地球の自転による転向力）の効果、第4項は絶対渦度（地球の自転による渦度）の時間変化の効果である。

気象庁による前線解析において第一要件とされているように、密度 ($\rho = p / R_d (1 + 0.61\omega) T$) の不連続には気温だけでなく水蒸気量も考慮されるべきである。実際に、日本の西側で出現する梅雨末期の梅雨前線は水蒸気量の違いにより認識されることが多く、1999年6月27日に梅雨前線の南側に出現した水蒸気量の違いによる前線（水蒸気前線）が梅雨前線との合流部付近において下層の水平風収束および降雨を強化した [28]。以上に述べた前線の特徴に基づき気象庁で前線解析が行われており、次の4項目が前線を解析する条件とされている。

1. 密度 ρ が不連続であること。ただし、 $\rho = p / R_d (1 + 0.61\omega) T$ である。

2. 前線を形成（等温線の集中を強化）するような風速場であること.
3. 発生から 12 時間以内に消滅しないこと.
4. メソ α スケール (水平方向 200-2000km) 以上であること.

さらに、前線の種類ごとに参照される観測情報を表-4.2 にまとめる [2]. 実際には、数値予報をもとに前線の位置を推定してから観測情報を用いた解析を実施する.

前線の種類	参照データ	特徴
温暖前線	地表面気象観測 高層気象観測 衛星画像	温度傾度, 風向・風速 風向・風速 層状雲の南端
寒冷前線	アナ型 地表面気象観測 高層気象観測 衛星画像	風向・風速, 気温, 露点温度, 気圧 雲バンドの対流雲列, セル状対流雲の東端
	カタ型 地表面気象観測 高層気象観測 衛星画像	気温・露点温度の傾度, 風向・風速 鉛直方向の風・温度の構造 -
停滞前線	地表面気象観測 高層気象観測 衛星画像 その他	温度傾度, 風向・風速 - 雲バンドの北端 (寒候期のみ南端) 上層ジェット, 前線の移動速度
	梅雨前線 地表面気象観測 高層気象観測 衛星画像 その他	温度傾度, 相当温位傾度, 地上の湿数・露点温度, 700hPa 強風軸 積乱雲の雲バンドの北端 亜熱帯高気圧の北縁, 亜熱帯ジェット気流, レーダーエコー合成図
閉塞前線	高層気象観測	500hPa 強風軸の南側

表-4.2: 気象庁の前線解析に用いられる情報 (気象庁, 2017[2] を元に作成)

次に、前線を抽出する客観手法において使用される物理指標を紹介する。最も広く用いられているのは熱力学変数 τ で構成された TFP (Thermal Frontal Parameter)[34] である。

$$TFP = -\nabla |\nabla \tau| \frac{\nabla \tau}{|\nabla \tau|} \quad (4.3)$$

Renard and Clarke(1965)においてTFPが提案されて以来、多くの研究で前線抽出への適用を検討されており、熱力学変数として気温 T 、温位 θ 、湿球温位 θ_w 、相当温位 θ_e などが用いられた。前線が気温勾配の大きい領域であると定義して理想的な気温の分布を想定すると、図-4.1に示すように、前線付近（前線帯）においては気温 T の変化が大きく、気温傾度 ∇T が極大となる。すなわち、 $\nabla|\nabla T|$ は前線帯の寒気（暖気）側の境界において極大（極小）値をとり、前線帯の内側で0となる。ただし、 $\nabla T/|\nabla T|$ は常に暖気側を正とする ∇T の単位ベクトルであるから、TFP は前線帯の暖気（寒気）側の境界において極小（極大）値をとる。

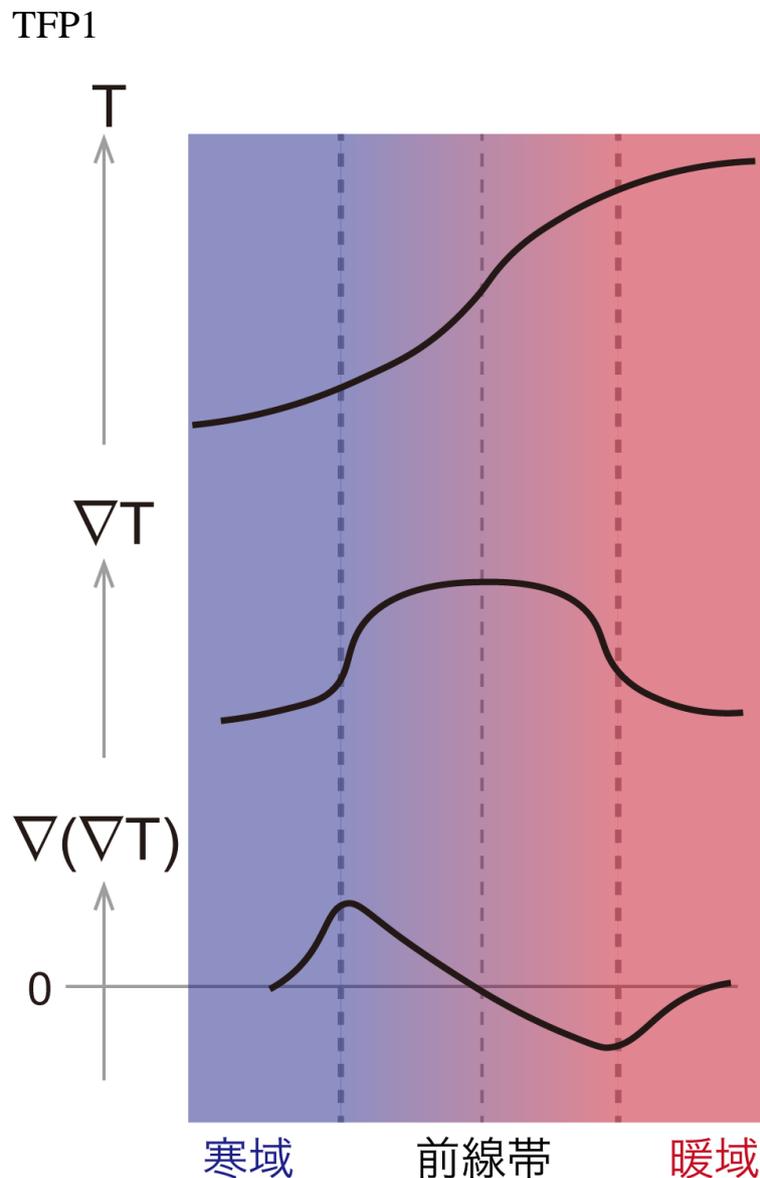


図-4.1: 前線付近における理想的な気温分布

熱力学変数だけでなく力学変数も前線抽出において有用であることが実証されている。例えば、風向・風速の変化により前線を抽出する手法 ([39]) は地上における風向・風速の変化が激しいアナ型の寒冷前線の認識に長けている。Parfitt et al.(2017)では水平方向の気温勾配と渦度の鉛直成分から指標（以下、TDFP; Thermodynamical Frontal Parameter）を作成した。次にTDFPの定

義を記す.

$$TDFP = \frac{\zeta_p |\nabla(T_p)|}{f |\nabla T|_0} \quad (4.4)$$

ここで, ζ_p は相対渦度 [1/s], f は惑星渦度 [1/s], $|\nabla(T_p)|$ は水平方向の気温勾配 [K/100km], $|\nabla T|_0$ は環境場における平均的な水平方向の気温勾配 [K/100km] である. 下付きの p は計算対象とする等圧力面の気圧を示す. 水平方向の気温勾配と相対渦度が大きい場において, TDFP は大きい値をとる.

前線の位置の客観推定に用いる指標を構成する物理量

前節で述べた通り, 前線の特徴づける物理量は様々であり, 気象庁の予報官による前線解析 (以降, 完全な数値的手法と対比して主観抽出と呼ぶ) では大気下層から上層まで含めた気象場と衛星画像で捉える雲分布を資料として多角的に前線の位置を推定する. しかし, 抽出手法の検証のための長期間の解析が可能なデータの確保や計算コストを考慮すると, 全ての項目を含めることは現実的ではない. そこで, 表-4.3 に示すように多くの既往研究にならい, 本研究では大気下層における熱力学変数 (気温および水蒸気量に係る物理量) と水平風を前線抽出に用いる物理量の候補として検討する.

既往研究	対象地域	使用データ	グリッド サイズ	対象期間	最小長さ・面積	物理量・高度
Serreze et al. (2001)	30° -90° N	NCEP-NCAR Reanalysis	2.5°	1979年- 1998年	-	850 hPa TFP(T)
Sanders and Hoffman (2002)	アメリカ 合衆国本土	地表面データ	0.5°	1999年8月- 2000年7月	-	$ \nabla\theta_{surface} $
Hoffman (2008)	アメリカ 合衆国本土	地表面データ	0.5°	1999年8月- 2000年7月	-	$ \nabla\theta_{surface} $
de la Torre et al. (2008)	20° -70° N	NCEP-NCAR Reanalysis	2.5°	1957年12月- 2006年2月	-	850 hPa TFP(θ_e)
Berry et al. (2011a)	80° S-80° N	ERA-40	2.5°	1958年- 2008年	4グリッド	850 hPa TFP(θ_w)
Berry et al. (2011b)	全球	ERA-Interim, NCEP-DOE 2, JMA, MERRA	2.5°	1989年- 2009年	4グリッド	850 hPa TFP(θ_w), TFP(θ)
Simmonds et al. (2012)	20° -90° S	ERA-Interim	1.5°	1989年1月- 2009年2月	-	10m・850 hPa 水平風
Catto et al. (2013)	60° S-60° N	ERA-Interim, AC-CESS1.3	2.5°	1997年- 2008年	4グリッド	850hPa TFP(θ_w)
Catto et al. (2014)	80° S-80° N	ERA-Interim, CMIP5 (18モデル)	2.5°	1980年- 2005年	4グリッド	850hPa TFP(θ_w)
Schemm et al. (2015)	20° -90° N, 20° -90° S	ERA-Interim	1.0°	1979年- 2012年	500km	850hPa TFP(θ_e), 10-m 水平風
Parfitt et al. (2017)	10° -90° N, 10° -90° S	ERA-Interim	0.75°	1979年- 2015年 DJF	3グリッド	900, 600hPa TFP(θ), TDFP(T)
Spensberger and Sprenger (2018)	全球	ERA-Interim	1.0°	1979年- 2014年	75,000 km2 × 250hPa	850 hPa $ \nabla\theta_e $
Thomas and Schultz (2019)	全球	ERA-Interim	0.75°	1979年- 2016年	-	850 hPa $ \nabla $, TFP F (θ, θ_e, q)
Soster and Parfitt (2022)	65° S-65° N TDFP では 15° S-15° N を除く	CFSR, ERA-20C, ERA-40, ERA5, ERA-Interim, JRA-55, MERRA-2, NOAA20C	up to data	1980年- 2001年	-	900hPa TFP(θ), TDFP(T)
Mack et al. (2022)	全球	ERA25	0.25°	2000年- 2019年 DJF	-	600 hPa TFP(θ),F(T),DSI

表-4.3: 再解析データから前線を客観抽出した既往研究 (Thomas and Schultz, 2019[45] に加筆)

前線が存在する気象場の特徴を捉えるために、850hPa 等気圧面 (高度約 1500m に相当する) に

おける以下の諸物理量を求める。

- 気温, 温位, 相当温位, 湿球温位, 混合比, 密度 ($T, \theta, \theta_e, \theta_w, \omega, \rho$)
- 上記6物理量の水平勾配 ($\nabla T, \nabla \theta, \nabla \theta_e, \nabla \theta_w, \nabla \omega, \nabla \rho$)
- 水平風の収束, 水平シア, 鉛直渦度 ($\nabla \cdot \mathbf{u}, \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}, \nabla \times \mathbf{u}$)

各物理量の求め方を以下に記述する。気圧 $P = 850[hPa]$ の等圧面における気温 T , 水平風速 u, v , 相対湿度 RH は再解析データから取得した。気圧 P , 気温 T の高度から地表面まで空気塊を断熱的に下降させた時の空気塊の気温 θ が温位である。

$$\theta = T \frac{P_0^{R_d/C_p}}{P} \quad (4.5)$$

ここで, $P_0 (= 1000[hPa])$ は地表面における気圧, $R_d (= 287[J/(kg \cdot K)])$ は乾燥気体の気体定数, $C_p (= 1004[J/(kg \cdot K)])$ は定圧比熱である。

さらに, 空気塊中に含まれる水蒸気がすべて凝結したと仮定して放出される潜熱による加熱の効果を含めた気温 θ_e が相当温位である。

$$\theta_e = \theta \exp\left(\frac{L\omega_s}{C_p T_d}\right) \quad (4.6)$$

なお, $L (= 2.5 \times 10^6[J/kg])$ は潜熱, ω_s は飽和混合比 $[kg/kg]$, T_d は露点温度 $[K]$ である。

空気塊に含まれる水蒸気が飽和している状態における水蒸気圧 (飽和水蒸気圧) e_s は Tetens(1930) の式より次の通り表される。

$$\ln e_s = -6096.9385T^{-1} + 21.2409642 - 2.711193 \times 10^{-2}T + 1.673952 \times 10^{-5}T^2 + 2.433502 \log T \quad (4.7)$$

$$e_s = \exp(e_s) \quad (4.8)$$

相対湿度 RH は空気塊に含まれ得る最大の水蒸気量に対する空気塊中の水蒸気量の割合を示す。

$$RH = \frac{e}{e_s} \times 100 \quad (4.9)$$

空気塊に含まれる乾燥空気の質量に対する水蒸気の質量の比が混合比 $\omega [kg/kg]$ である。

$$\omega = 0.622 \left(\frac{e}{p}\right) \quad (4.10)$$

飽和状態の空気塊の混合比 $\omega_s [kg/kg]$ は飽和混合比である。

$$\omega_s = 0.622 \left(\frac{e_s}{p}\right) \quad (4.11)$$

空気塊が飽和状態となる気温 $T_w[K]$ は湿球温度である.

$$T_w = T - 0.622 \left(\frac{L(e_s - e)}{PC_p} \right) \quad (4.12)$$

空気塊が地表面高さにおいて飽和状態となる温位 $\theta_w[K]$ は湿球温位である.

$$\theta_w = T_w \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R_d/C_p} \quad (4.13)$$

湿潤空気の密度 $\rho[kg/m^3]$ は次の通り表される.

$$\rho = \frac{P}{(1 + 0.61\omega)R_dT} \quad (4.14)$$

6 物理量の水平勾配 ($\nabla T, \nabla \theta, \nabla \theta_e, \nabla \theta_w, \nabla \omega, \nabla \rho$) や風の変形場 ($(\nabla \cdot \mathbf{u}, \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}, \nabla \times \mathbf{u})$) を求める際における離散化について述べる. 前線の太さが 100km 程度であることを考慮し, 中心のグリッドから n グリッドずつ離れたグリッド同士の差をとる中央差分を実施した. 水平勾配を求める際は, 東西方向の勾配と南北方向の勾配から絶対値の大きいものを水平勾配とした.

$$\frac{\delta T}{\delta x} = T(i+n, j) - T(i-n, j) \quad (4.15)$$

$$\frac{\delta T}{\delta y} = T(i, j-n) - T(i, j+n) \quad (4.16)$$

$x(y)$ 方向の差分を求める際は図-4.2 に示すように, 最初と最後の $2n$ 列 (行) を取り除いた配列同士を引き算することで, 計算コストを少なく中央差分を行った. この計算処理により元の領域の両端が n グリッドずつ失われるため, 配列サイズは $2n$ グリッドずつ小さくなる. なお, 南北方向 (y の次元) は北向きを正, 東西方向 (x の次元) は東向きを正とするが, 再解析データは北から南に向かってデータが格納されているおり南向きが正となっているため, 南北方向における差分では北向きが正となるように計算している.

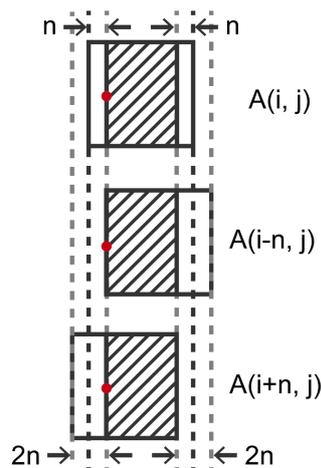


図-4.2: 中央差分の計算

前線の法線方向における諸物理量の分布

前線周辺における下層の気象場を把握するために、前線の法線方向における 850hPa の温位 θ 、相当温位 θ_e 、比湿 ω およびこれらの一階微分・二階微分ならびに規格化した渦度の分布を調べる。

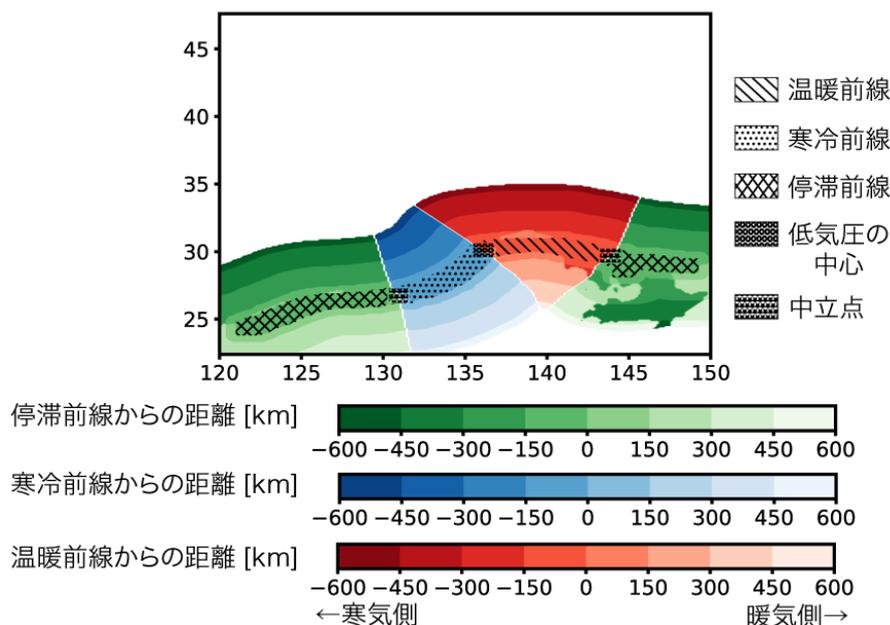


図-4.3: 2018年6月15日00UTCにおいて前線から500km以内に存在したグリッド。最も近い種類の前線に応じた色で前線からの距離を示す。最も近い前線が温暖前線なら赤、寒冷前線なら青、停滞前線なら緑で示す。天気図に描かれた前線の位置は黒の模様で表す。

前線を境として暖気側並びに寒気側の領域を特定し、各領域内のグリッドについて前線からの距離を求めることで、実質的に前線の法線方向におけるグリッドの位置を特定することができる。各グリッドの前線からの距離は、第3章で用いた手法と同様にして得られる。次に、前線グリッドにおける 850hPa の気温の中央値よりも気温が高いグリッドは暖気側、気温が低いグリッドは寒気側であると判別した。2018年6月15日00UTCにおいて前線が日本の南側に出現した事例に対して上記解析を実施した結果を図-4.3に示す。各グリッドから最も距離が近い種類の前線からの距離を、前線の種類別に色で分けて示す。東経145度付近の停滞前線の南側における領域は暖気側であると推測されるが、本解析においては寒気側に分類されていることを除き、全体として暖気側と寒気側を精度良く判別できている。

上記手法を用いて前線の法線方向における 850hPa の温位 θ 、相当温位 θ_e 、比湿 ω およびこれらの一階微分・二階微分並びに規格化した渦度の分布を調べた (図-4.4)。なお、使用したデータは MSM であり、差分においては $n = 5$ として、式 (4.15) で示した通り中央差分を実施した。対象期間は 2006 年から 2020 年の 6 月から 8 月とし、各月に出現した前線について平均値を示す。

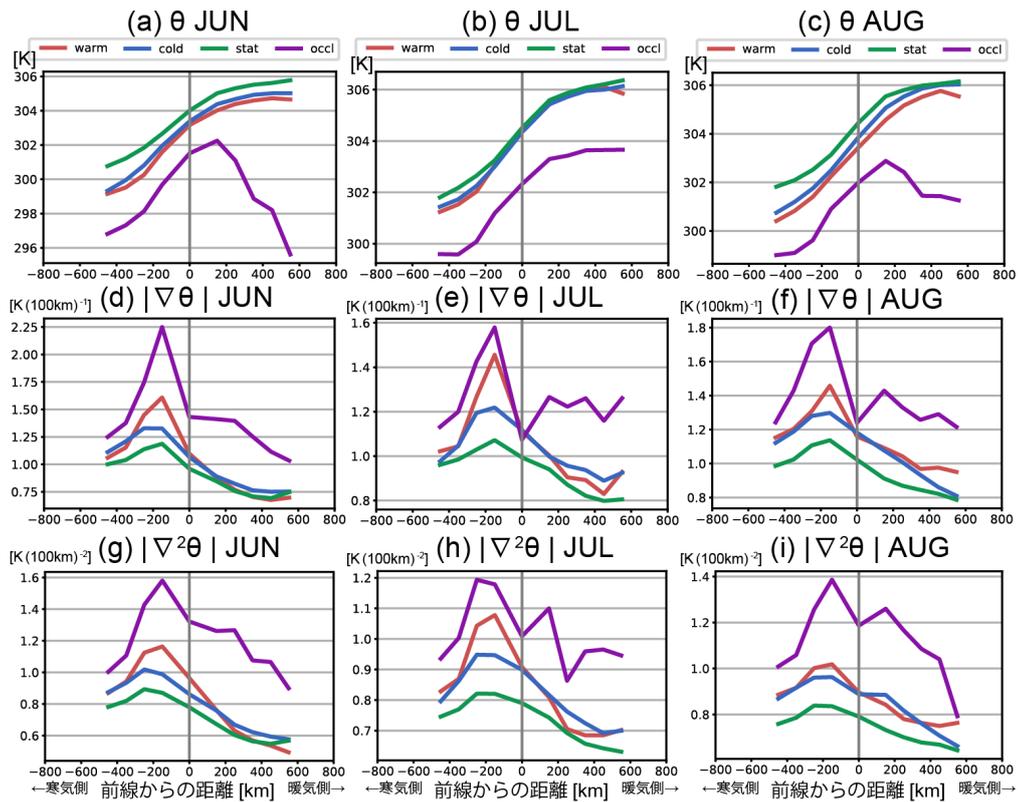


図-4.4: 2006年から2020年の6月から8月において出現した前線の法線方向における温位とその一階微分並びに二階微分の絶対値. 6月の平均値を(a),(d),(g), 7月の平均値を(b),(e),(h), 8月の平均値を(c),(f),(i)に示す.

式(4.3)の通り, TFPは熱力学変数 τ の二階微分 $\nabla|\nabla\tau|$ と $\nabla\tau$ の単位ベクトルで構成されており, $|\nabla\tau|$ が大きい領域の境界においてTFPの絶対値が大きくなる. 図-4.5に示す通り, 前線の種類によって暖気・寒気の位置関係はある程度決まっているが, $\nabla\tau$ の正の方向(前線に対して東側あるいは北側)に必ずしも暖気が存在するわけではない. $\nabla\tau$ の単位ベクトルに -1 を乗ずることで, 常に暖気側の境界においてTFPは正の値をとる.

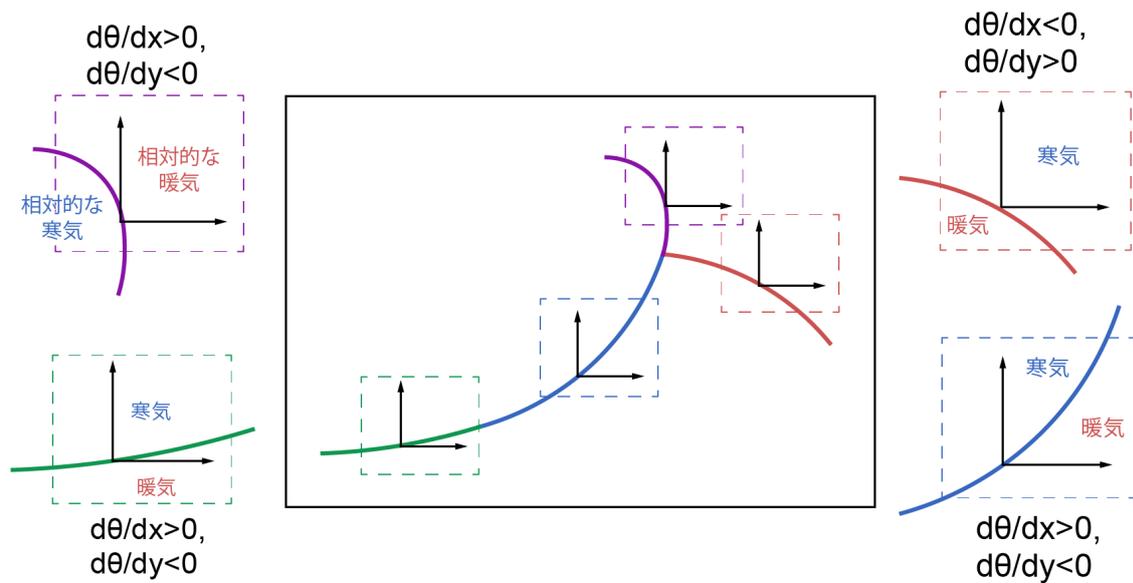


図-4.5: 前線上における温位の水平勾配および前線を形成する暖气・寒気の位置関係。

前線の法線方向における実際の温位 θ の分布を例に説明する。図-4.4(a) は暖气側を正とする前線の法線方向における温位 θ の分布である。前線の種類別に温暖前線は赤，寒冷前線は青，停滞前線は緑，閉塞前線は紫で示す。閉塞前線を除き，暖气側に進むほど温位が高い。図-4.4(g) に示す温位の一階微分 $|\nabla\theta|$ の分布より，どの種類の前線についても前線から寒気側に約 200km の距離において温位の水平勾配が最も大きい。図-4.4(m) より，温位の二階微分 $|\nabla^2\theta|$ が最大となる位置も前線から寒気側に約 200km の距離である。したがって，Hewson(1998)[14] が提案したように，TFP が正の値を取ることかつ $|\nabla\theta|$ が大きい値を取ることを条件とすれば，地上の前線に対して寒気側 200km 付近の位置において前線を抽出することができる。

季節ごとに取りうる値に違いが生じる可能性を考慮し，各月の平均をそれぞれの物理量について示している。温位に関しては月ごとに大きく分布が変化することはなく（図-4.4(a)-(c),(d)-(f),(g)-(i)），相当温位や比湿，相対渦度に関しても同様である（それぞれ図-4.6，図-4.7，図-4.8）。

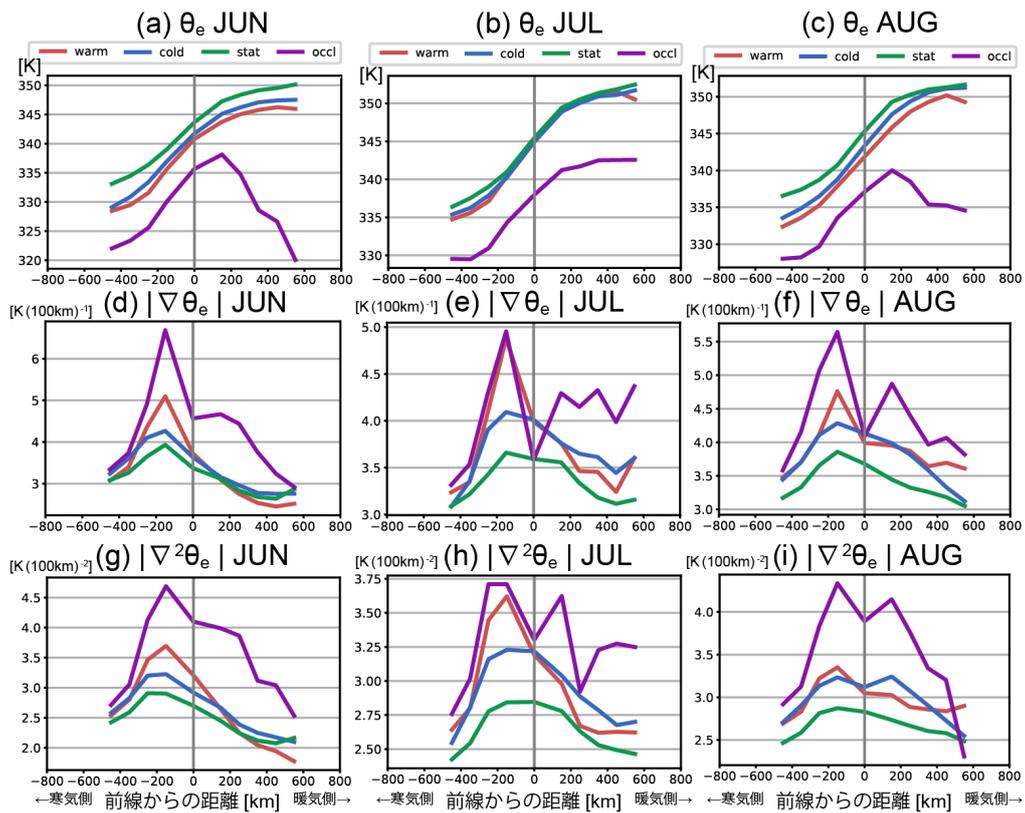


図-4.6: 2006年から2020年の6月から8月において出現した前線の法線方向における相当温位とその一階微分並びに二階微分の絶対値。6月の平均値を(a),(d),(g), 7月の平均値を(b),(e),(h), 8月の平均値を(c),(f),(i)に示す。

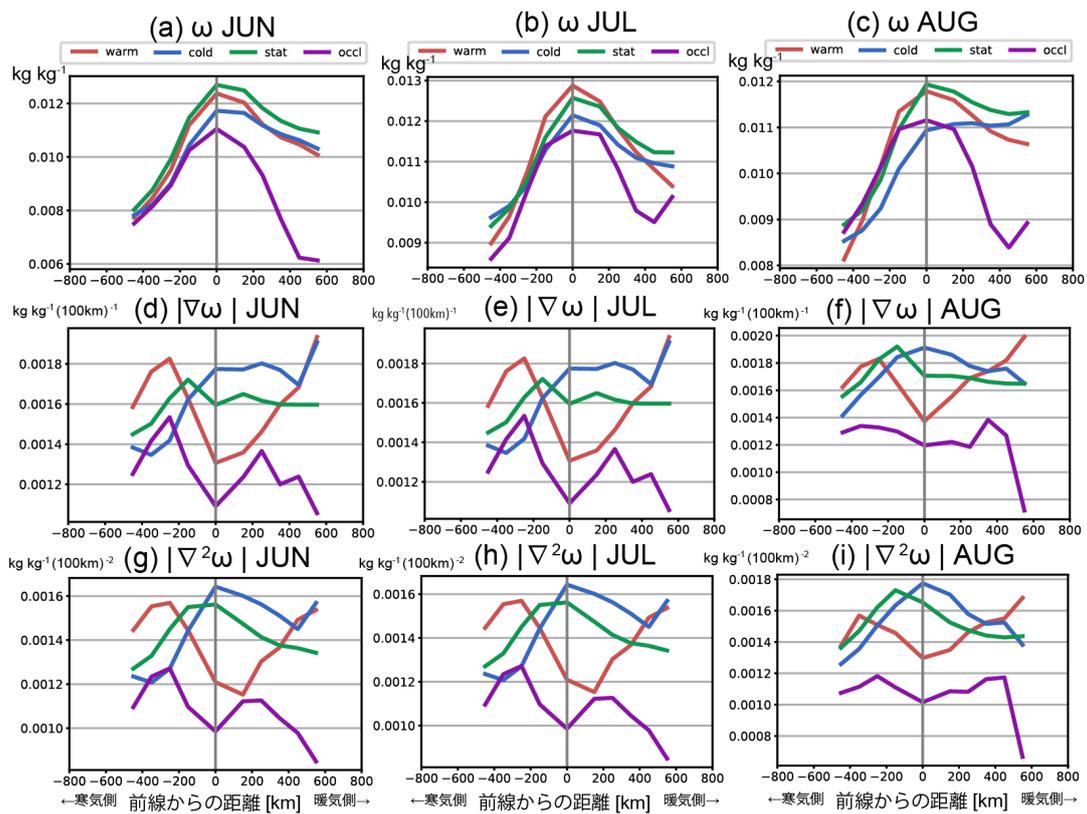


図-4.7: 2006年から2020年の6月から8月において出現した前線の法線方向における比湿とその一階微分並びに二階微分の絶対値. 6月の平均値を(a),(d),(g), 7月の平均値を(b),(e),(h), 8月の平均値を(c),(f),(i)に示す.

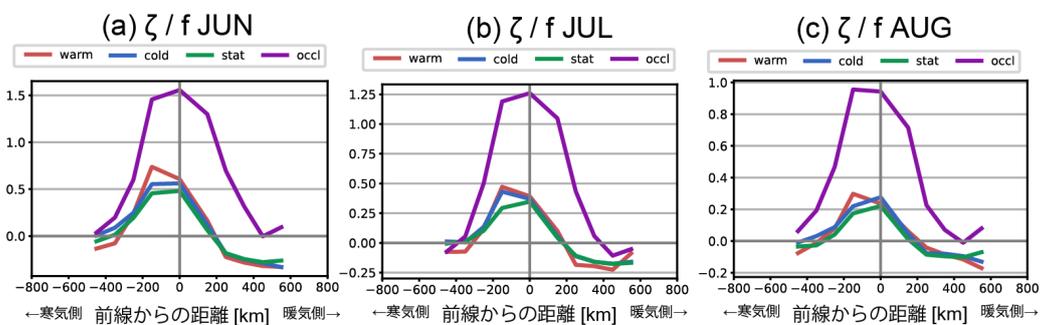


図-4.8: 2006年から2020年の6月から8月において出現した前線の法線方向における惑星渦度で除した相対渦度. 6月の平均値を(a), 7月の平均値を(b), 8月の平均値を(c)に示す.

熱力学変数間の違いについて言及すると、温位(図-4.4)と相当温位(図-4.6)は概ね同じ特徴を有する一方で、比湿は地上の前線の直上において極大値をとる(図-4.7). 一般に、前線は上空に行くほど寒気側に傾く構造を持つため、上述したように地表面高さにおける前線の寒気側約200kmの位置に、850hPaにおける前線が存在すると考えるのが妥当である. すなわち、これは850hPaにおける前線の暖気側に水蒸気が集中して存在することを示す. また、惑星渦度で規格化した相

対渦度に関しても水蒸気量と同様に、地上の前線の直上から寒気側 200km 付近にかけて極大となる (図-4.8)。

地表面高さの前線の直上における諸物理量

天気図から抽出した前線グリッドにおいて上述した諸物理量がどの程度の値を取りうるか調べる。気象データとして MSM を用い、850hPa における気温、相対湿度、水平風速を得た。式 (4.5) より、等気圧面において温位 θ は気温 T に対して定数倍した値となるため、両者の一階微分並びに二階微分は一致する。本解析では気温 T ではなく温位 θ を採用する。

前線グリッド上における温位 θ 、相当温位 θ_e 、湿球温位 θ_w 、比湿 ω 、密度 ρ の一階微分並びに二階微分と、惑星渦度で規格化した相対渦度の出現頻度を累積分布で示す (図-4.9)。どの物理量においても前線の種類による大きな違いはみられない。日本周辺域における平均値を太い灰色の線で示しており、前線グリッドのうち 6-7 割程度においては平均値より小さい値を取る。図-4.5 および図-4.7 から図-4.9 において示した通り、前線グリッドから寒気側に 200km 程度の位置で極大をとるため、平均値より小さい値となるグリッドが過半数を占めると考えられる。前線グリッドの多くが条件を満たす閾値を前線抽出において採用すると、日本周辺域の半分以上の地点において前線が存在すると判定することになってしまう。したがって、平均値より大きい値であることを絶対条件として閾値を設定する。

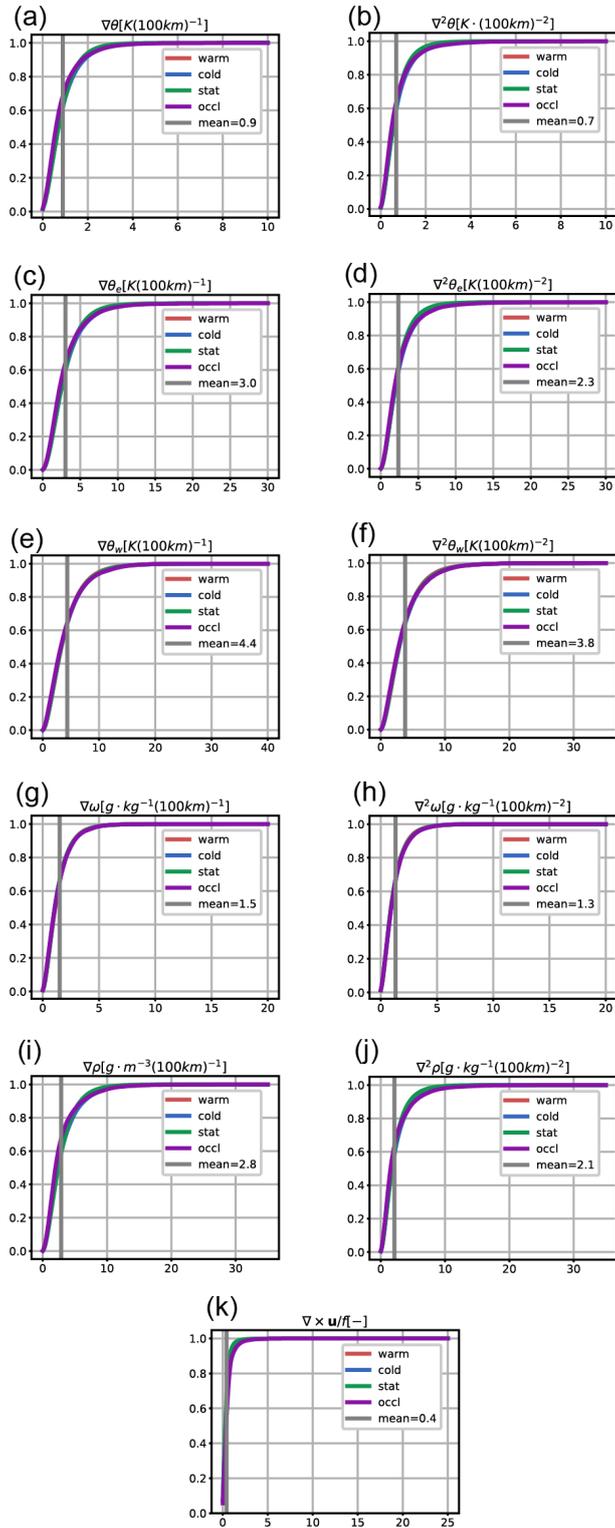


図-4.9: 2006年から2020年の6月から8月において出現した前線から100km以内における温位, 相当温位, 湿球温位, 比湿, 密度の一階微分並びに二階微分と, 惑星渦度で規格化した相対渦度に関する出現頻度の累積分布. 日本周辺域における平均値を太い灰色の線で示す.

4.2.3 前線の抽出手法の精度評価

気象データに対して物理指標による前線抽出手法（客観手法）を適用し，得られた前線が天気図から抽出した前線に最も類似する閾値を前線抽出の条件として選ぶ．前線抽出の物理指標は TFP と TDFP とし，熱力学変数 τ として温位 θ ，相当温位 θ_e ，湿球温位 θ_w ，混合比 ω ，密度 ρ を用いる．TDFP においては気温 T の代わりにこれらの変数を用いるが，密度は含めない．

抽出精度の評価には，天気予報の精度検証にも用いられている指標である捕捉率，空振り率，エクイタブルスレットスコアを使用する [52]．当該指標を用いた検証はカテゴリー検証と呼ばれ，本解析では各グリッドにおける前線の存在の有無を天気図および客観手法から得た前線データそれぞれについて判別し，結果の組み合わせによってカテゴリー別に分類する．その後，分類した結果を基に客観手法の特性を評価する．客観手法により抽出した前線が存在するグリッドの集団を A ，天気図から抽出した前線が存在するグリッドの集団を B とする時，カテゴリー検証で用いる分類結果を表-4.4 に示す．なお，Takahashi(2013)[44] と同様に，天気図から抽出した前線の 500km 以内に客観手法により抽出した前線が存在する場合は $A \cap B$ とする．

		天気図		計
		前線有 (B)	前線無 (\bar{B})	
客観手法	前線有 (A)	$A \cap B$	$A \cap \bar{B}$	-
	前線無 (\bar{A})	$\bar{A} \cap B$	$\bar{A} \cap \bar{B}$	-
計		M	-	N

表-4.4: カテゴリー検証に用いる分割表

捕捉率 (Probability of detection; POD) は，天気図から抽出した前線が存在するグリッドにおいて客観手法により抽出した前線が存在する割合であり，次式で定義される．天気図から抽出した前線をすべて客観手法により抽出できていれば POD は 1 となる．

$$POD = \frac{FO}{M} \quad (0 \leq POD \leq 1) \quad (4.17)$$

空振り率 (False alarm ratio; FAR) は，客観手法により抽出した前線が存在するグリッドにおいて天気図から抽出した前線が存在しない割合であり，次式で定義される．客観手法により抽出した前線がすべて天気図から抽出した前線に含まれていれば FAR は 1 となる．

$$FAR = \frac{A \cap \bar{B}}{A \cap B + A \cap \bar{B}} \quad (0 \leq FAR \leq 1) \quad (4.18)$$

エクイタブルスレットスコア (Equitable threat score; ETS) は，天気図から抽出した前線または客観手法により抽出した前線が存在するグリッドにおいて両者が存在する割合であり，次式で定義される．天気図から抽出した前線と客観手法により抽出した前線が完全に一致すれば ETS は 1 となる．なお， $S_f = P_c(A \cap B + A \cap \bar{B})$ ， $P_c = M/N$ である． P_c は天気図から抽出した前線の平均出現頻度であり，対象地域における気候学的な出現頻度といえる．スレットスコアは母数に $\bar{A} \cap \bar{B}$ を含めないことで，低頻度で発生する現象の検証に適した指標である．

$$ETS = \frac{A \cap B - S_f}{A \cap B + A \cap \bar{B} + \bar{A} \cap B - S_f} \quad \left(-\frac{1}{3} \leq ETS \leq 1\right) \quad (4.19)$$

物理指標 TFP を用いた前線抽出では、次の2条件を満たすグリッドにおいて前線が存在すると判定する。

$$TFP(\tau) > \alpha (\alpha > 0), |\nabla\tau| > \beta (\beta > 0)$$

TFP は暖気側の境界において正の極大を取るため、 $\alpha > 0$ である。熱力学変数 τ と閾値の組み合わせ (α, β) を変えて、TFP による前線抽出のスコアを図-4.10, 図-4.11 に示す。2006 年から 2020 年の 6 月から 8 月の毎日午前 9 時 (JST) を対象に TFP による前線抽出を実施した。気象データは MSM の解析値を用いた。閾値の組み合わせごとのスコアを等値線で示し、捕捉率 (POD) 並びにエクイタブルスレットスコア (ETS) は最大、空振り率 (FAR) は最小となる組み合わせを赤色のぼつ印で示す。

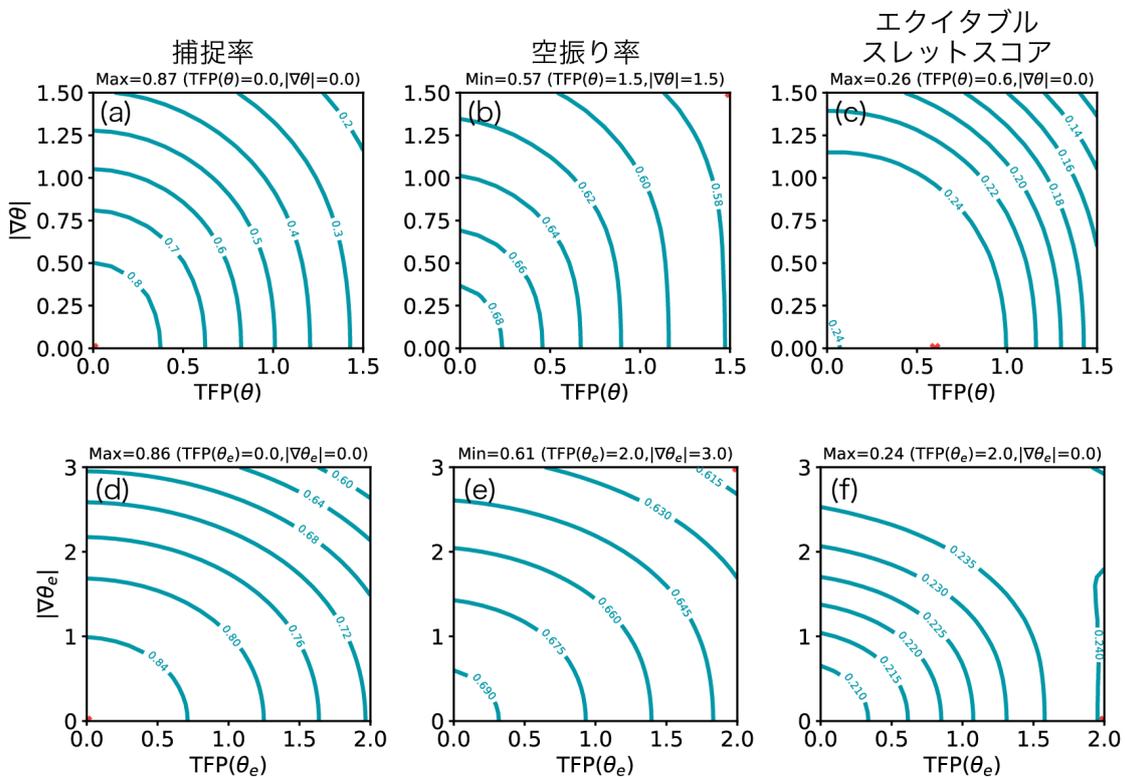


図-4.10: 物理指標 TFP を用いた前線抽出における閾値の組み合わせ別の前線抽出精度。2006 年から 2020 年の 6 月から 8 月の日本周辺域を対象として、(a),(d) 捕捉率、(b),(e) 空振り率、(c),(f) エクイタブルスレットスコアを求めた。(a)-(c) は熱力学変数 τ として温位 θ 、(d)-(f) は熱力学変数 τ として相当温位 θ_e を用いた客観手法のスコアである。

どの熱力学変数においても閾値を低く設定し、前線として抽出する領域を広くすると捕捉率が高くなる (図-4.10(a),(d), 図-4.11(a),(d),(g)). その一方で閾値を高く設定し、前線として抽出する領域を狭くすると空振り率が低くなる (図-4.10(b),(e), 図-4.11(b),(e),(h)). エクイタブルスレットスコアは捕捉率と空振り率の両方を加味した指標であり、捕捉率が低く、空振り率が高いほどエ

クイタブルスレットスコアは1に近い値をとる。どの熱力学変数においても $\beta = 0$ の時にエクイタブルスレットスコアは最大となる (図-4.10(c),(f), 図-4.11(c),(f),(i))。

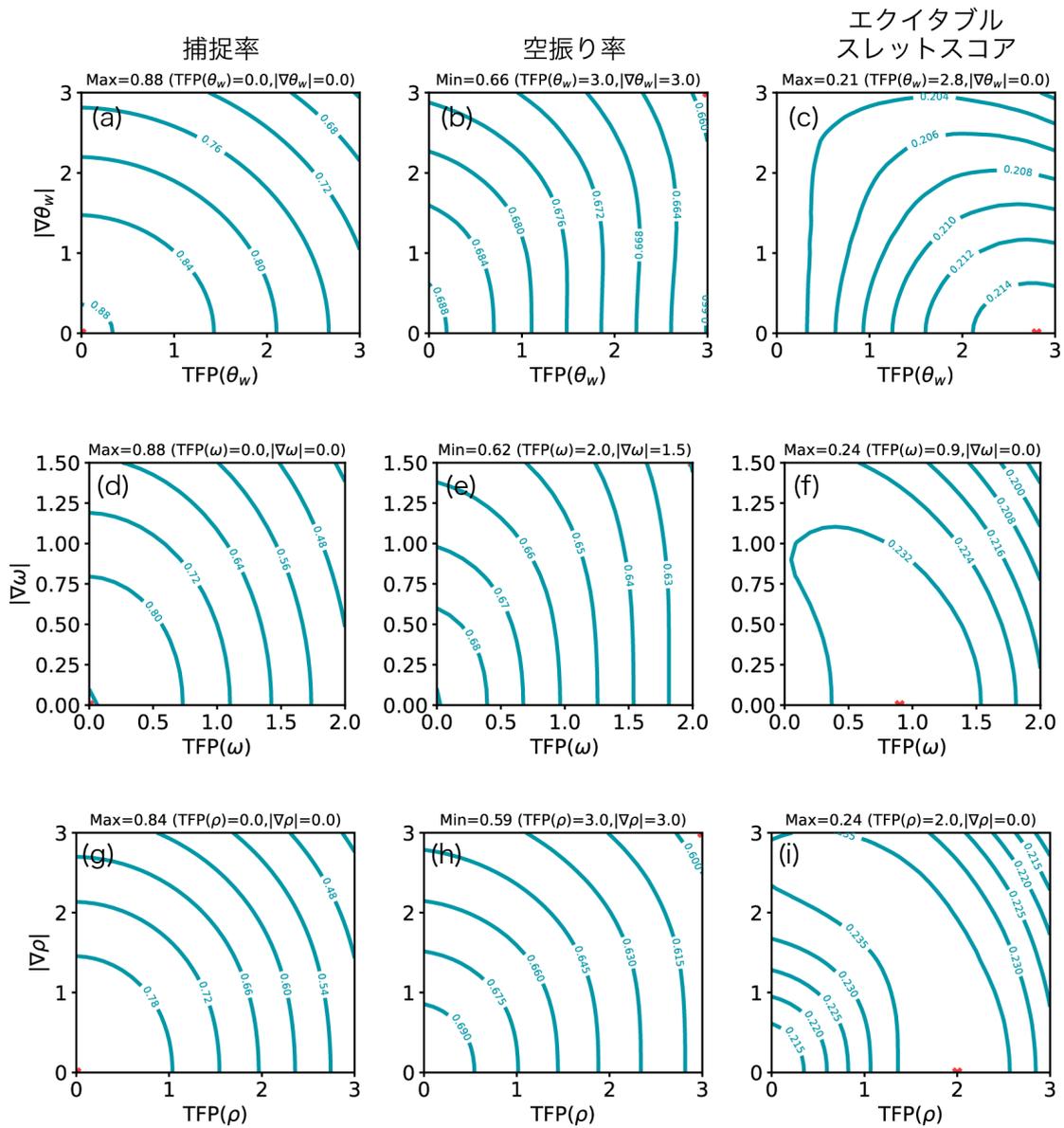


図-4.11: 物理指標 TFP を用いた前線抽出における閾値の組み合わせ別の前線抽出精度。2006 年から 2020 年の 6 月から 8 月の日本周辺域を対象として, (a),(d),(g) 捕捉率, (b),(e),(h) 空振り率, (c),(f),(i) エクイタブルスレットスコアを求めた。(a)-(c) は熱力学変数 τ として湿球温位 θ_w , (d)-(f) は熱力学変数 τ として混合比 ω , (g)-(i) は熱力学変数 τ として密度 ρ を用いた客観手法のスコアである。

物理指標 TDFP を用いた前線抽出では, 次の 2 条件を満たすグリッドにおいて前線が存在すると判定する。

$$\frac{\zeta_p}{f} > \alpha (\alpha > 0.1), \quad \frac{|\nabla \tau_p|}{|\nabla \tau|_o} > \beta (\beta > 1)$$

物理指標 TFP を用いた抽出と同様に、どの熱力学変数においても閾値を低く設定し、前線として抽出する領域を広くすると捕捉率が高くなる (図-4.12(a),(d),(g),(j)) 一方で、閾値を高く設定し、前線として抽出する領域を狭くすると空振り率が低くなる (図-4.12(b),(e),(h),(k)). エクイタブルスコアはどの熱力学変数においても $\alpha = 0.3, \beta = 0$ の時に最大となる (図-4.12(c),(f),(i),(l)).

4.3 解析結果

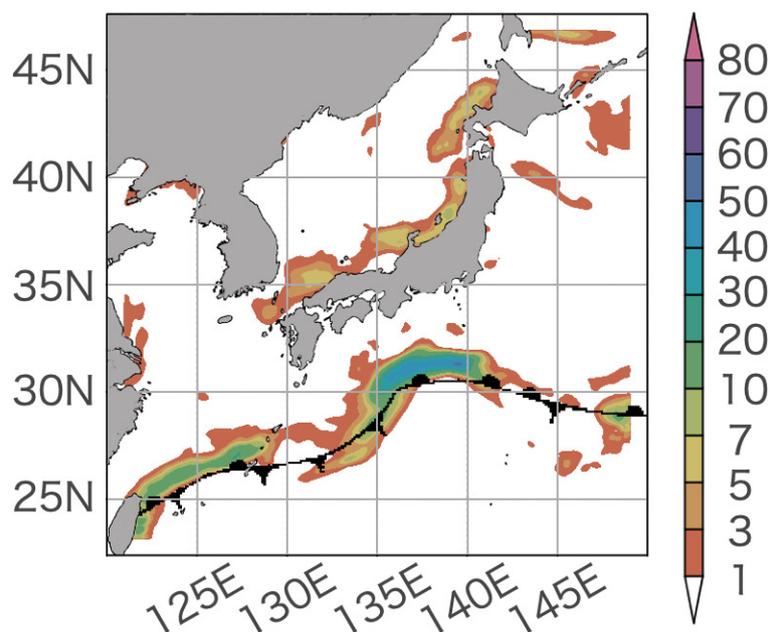


図-4.13: 2018年6月15日午前9時(JST)における前線抽出のインデックス(色)と天気図に示された前線(黒線).

前線周辺の気象場は、水平方向の気温勾配と正の相対渦度が大きいことで特徴付けられる。例として、図-4.13に2018年6月15日午前9時において日本の南海上に存在していた低気圧とそれに伴う前線を示す。色はインデックスFの値(以下、F値)、黒線は天気図に示された前線である。図-4.13において北緯30度東経137度付近に温帯低気圧の中心が位置しており、中心から前線が伸びている。前線周辺においてF値が1以上であった。さらに、温帯低気圧の中心付近ではF値が最大50以上となっている。前線を境界として気温差が大きい気団が存在し、水平方向の気温差を解消するために温帯低気圧は発達する。すなわち、低気圧周辺では相対渦度が強化されるため、F値は大きくなる。このように、F判定による前線抽出は、熱力学要素と力学要素の両方を用いて前線に似た物理的特性をもつ大気場を捉えることができる。また、前後24時間を含めた解析では、低気圧の発達に伴い周辺のF値の最大値が増加していた(図は省略)。その時、水平方向の気温勾配と渦度はどちらも増加しており、低気圧が発達するにつれて低気圧性循環が強まるとともに気温勾配も大きくなっていったことが明らかになった。一方で、日本海の沿岸付近においてもF値が1以上となっており、地形の影響により正の相対渦度が局所的に大きくなっていると推測される。

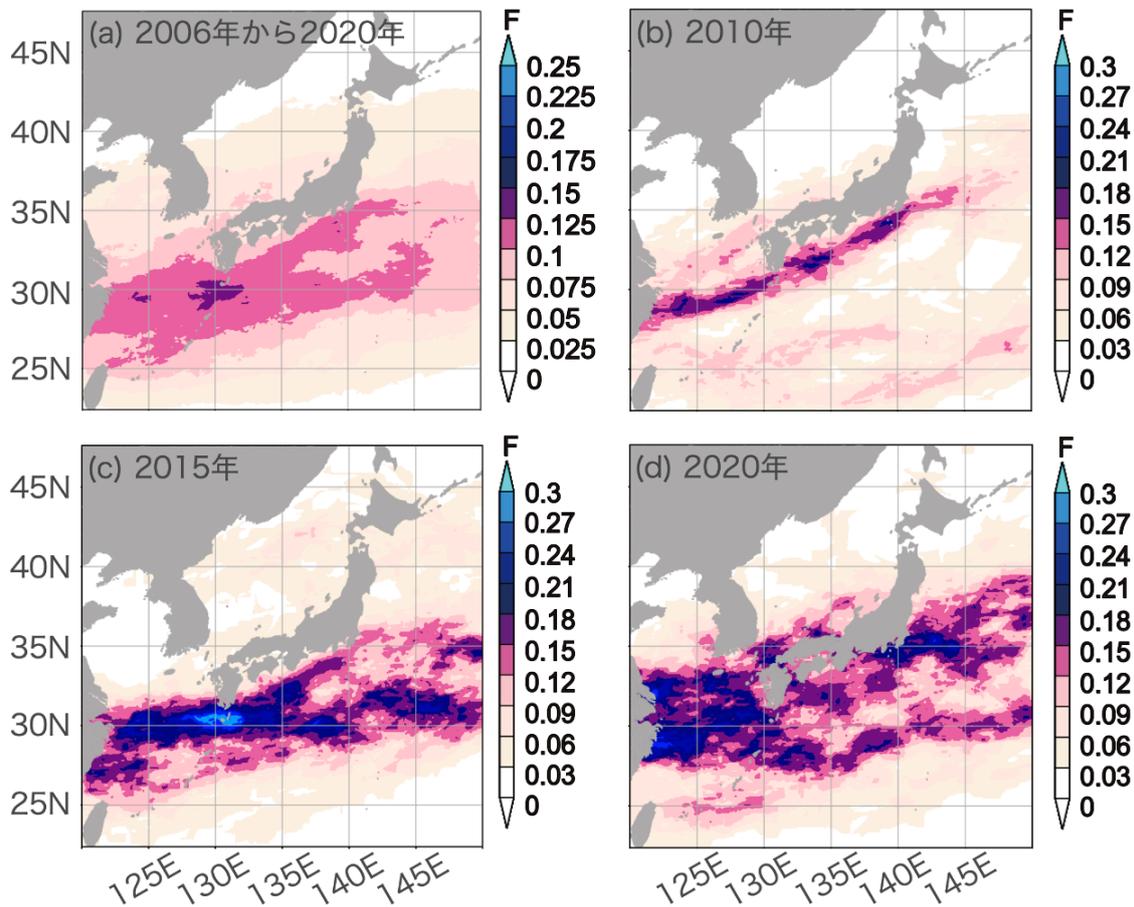


図-4.14: 2006年から2020年の5月から7月における天気図に示された前線の存在頻度分布. 色は存在頻度を示す. なお, 天気図上の前線が幅100kmを持つと仮定した.

TDFPを用いて抽出した前線の存在頻度分布を図-4.14に示す. 図-4.14(b)では2010年の存在頻度分布を示し, 東シナ海から本州に向かって東北東に高頻度領域が伸びる. 図-4.14(c)は2015年の存在頻度分布であり, 東シナ海から九州の南側に向かって東に伸びる高頻度領域が見られる. 図-4.14(d)において2020年の存在頻度分布を示し, 東シナ海から本州に向かって東北東に高頻度領域が伸びる. また, 天気図に示された前線の出現数が少ない北緯40度以北においてもTDFPによって抽出した前線の出現頻度が高い. これは中緯度帯において発生し通過していく低気圧を捉えているためであると推測される.

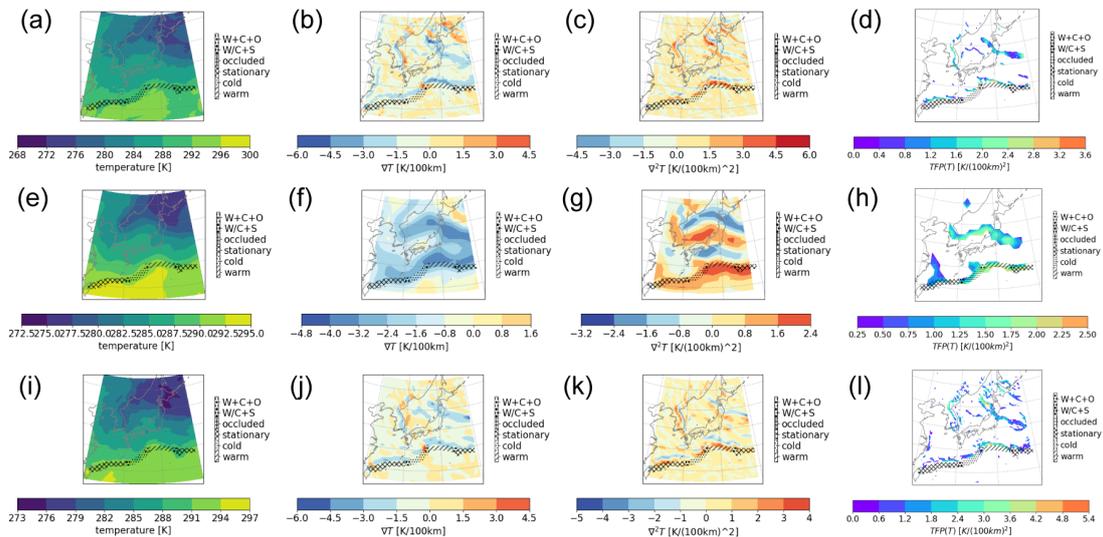


図-4.15: 2018年6月15日00UTCにおける気温分布とTFPによる前線抽出

同日における前線抽出をTFPおよびTDFPを用いて実施する。熱力学変数として気温 T 、力学変数として相対渦度 ζ を用いる。Hewson(1998)の手法[14]にならい、 $TFP > 0.33[K/(100km)^2]$ かつ $\nabla T > 1.49[K/100km]$ を満たすグリッドに前線が存在すると判定した結果を図-4.15に示す。図-4.15(a)-(d)はMSM、(e)-(h)はJRA-55、(i)-(l)はERA5における気温の分布並びに抽出結果である。天気図から抽出した前線の位置はハッチで示す。MSMにおける前線の表現を確認する。地表面における前線に対して850hPaにおける前線は北側に位置する。図-4.15(a)において気温の等値線の間隔が狭い領域に対応して天気図上の前線が存在する。気温の一階微分は天気図上の前線の北側において極小、南側において極大であり、二階微分はその逆である。TFPにより抽出された前線は、天気図上の前線の北側に位置しており、確からしい結果が得られた。

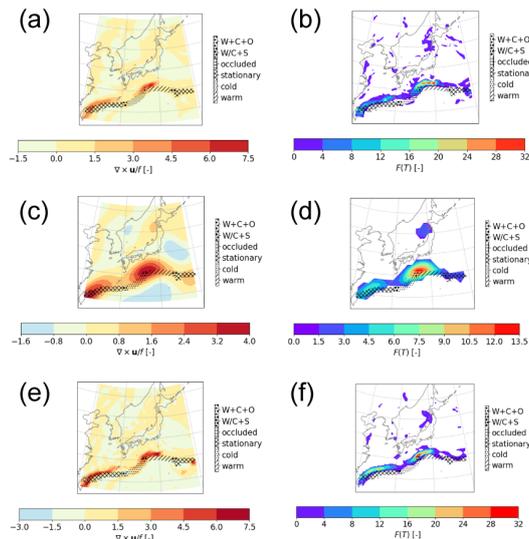


図-4.16: 2018年6月15日00UTCにおける渦度の無次元数の分布とTDFPによる前線抽出

TDFPを用いた前線抽出においては Parfitt et al.(2017)[31]と同様に $TDFP > 1$ を満たすグリッドに前線が存在すると判定した (図-4.16). 図-4.16(a),(b) は MSM, (c),(d) は JRA-55, (e),(f) は ERA5 における気温の分布並びに抽出結果である. TFP による抽出結果と同様に MSM における前線の表現を確認する. 惑星渦度で正規化した相対渦度については, 天気図上の前線の北側において正の値が分布しており, TDFP により抽出された前線も天気図上の前線の北側に位置する.

4.4 第4章のまとめ

本章では, 第2章で作成した前線データに基づき, 水平方向の気温勾配と水平風から決定される渦度から構成される無次元数の指標で前線を定義した. 前線の出現する領域においては水平方向の気温勾配が大きく, 水平風から決定される渦度が正となる. 両変数の無次元数を用いた前線の抽出手法を構築することで, 大気場からの前線抽出が可能となった.

Chapter 5

石狩川流域における前線による豪雨リスクの将来予測

第5章の概要 本章の目的は、石狩川流域における大雨事例の出現頻度および降水量の将来変化並びに大雨時における気象場パターンの出現頻度の将来気候における変化を予測することである。第4章で構築した物理指標を用いた前線抽出手法を気候予測情報に適用することで、既往研究で作成された台風位置情報と併せて大雨をもたらす気象場パターンを分析した。その結果、昭和56年水害と同程度あるいはそれ以上の降水量となる事例の出現頻度は、地球全体の平均気温が4度上昇したと仮定した将来気候において2.3倍増加することが分かった。加えて、大雨時の主な気象場パターンは温帯低気圧に伴う前線あるいは前線と遠隔の台風の組み合わせであり、各パターンの出現頻度は2.4倍、1.5倍に増加することを明らかにした。

5.1 はじめに

5.1.1 研究背景

北海道は日本の最北端に位置しており、冷涼な気候である。日本の中では北海道における降水量は少なく、豪雨事例の発生数も少ない。その一方で、台風や前線に伴う豪雨災害による被害は甚大なものであり、極端豪雨の発生頻度は他の地域に比べて低いが、こういった豪雨リスクを考慮した治水計画の策定が求められる。現在の気候において北海道は台風の接近数が少なく、梅雨前線が到達しない地域として知られている。しかしながら数百キロメートル南に位置する本州では、これらの気象要因の影響を多大に受ける環境にあることから、気候変動下において北海道の気候は現在の本州のような気候に変化する可能性があると考えられる。したがって、これまでになかったパターンの豪雨が発生する可能性を含め、十分な検討が必要とされる。こうした気候の変化を予測するために、全球大気大循環モデル (AGCM; Atmospheric Global Climate Model) 並びに領域気候モデル (RCM; Regional Climate Model) を用いて地球温暖化に資するアンサンブル気候予測データベース (d4PDF; database for Policy Decision making for Future climate change) が開発されている。当該データベースを用いたリスク評価アプローチが既に実施されており、気候予測情報を基にした流出・氾濫計算を経て浸水リスクや死亡リスクが推定されている [49]。

これまでの治水計画は過去に経験した豪雨の観測事実に基づいて対象とする降水規模を決定してきた。全国で統一的に密な降水観測が始まったのは1970年代であり、利用可能な観測データは高々数十年分である。気象庁においては30年程度の観測データがあれば、ある気候条件下で発生

しうる気象場を大体経験しているという理解の下で30年平均値を気候値として扱う [51] が、大雨のような極値の場合は数十年分の標本では取りうる値の不確実性が大きい。そもそも大気の状態の時間変化を予測する数値予報モデルにおいては微小に異なる初期値を与えたとしても時間発展に伴いまったく異なる結果が得られる。これは Lorenz(1963)[22] において示された通りであるが、大気中で生じる物理現象を定式化しようとする非線形方程式で表されるため、初期値によって解の振る舞いが大きく変わること起因する。図-5.1の左上図に示すように、ある時系列データの振る舞いはある程度規則性を持っているが、ある時間において急激に変化する。これは図-5.1の下図のように左側の円周を回っている中で、急に右側の円周に移動することと同じであり、解がこのような振る舞いをするを大気のカオス性と呼ぶ。極値の話に戻ると、数十年間の観測で捉える気候は、大気のカオス性によって経験しうるあらゆる可能性の中の一つにすぎない。そこで、数値予報モデルを用いて類似する気候条件下における60年間を何度も繰り返すことで、過去において経験しえたあらゆる可能性の再現および将来において経験しうるあらゆる可能性の予測を実現しようという試みが気候変動予測情報の開発である。

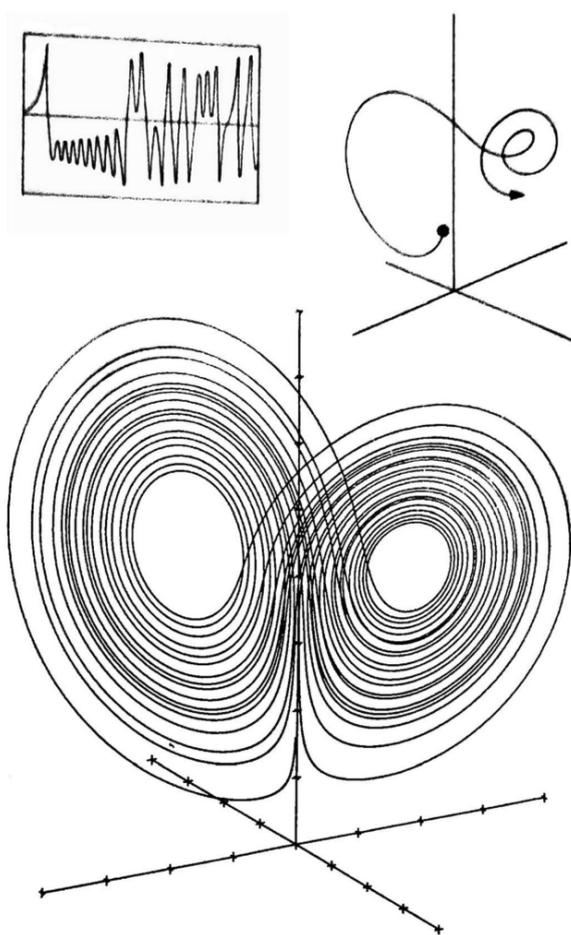


図-5.1: (左上) 一つの変数の時系列. (右上) 3次元的に見た軌道の概念図. (下) $P = 10$, $r = 28$, $b = 8/3$ の場合の運動の軌道. P , r , b の定義は本文 [12] を参照. (吉崎, 2014 の第 1 図を引用 [64])

数値予報モデルによる気候変動予測情報の作成

気候変動予測情報の作成において用いた数値予報モデルは全球大気大循環モデル (以降, AGCM) 並びに領域気候モデル (以降, RCM) である。

d4PDF-60km AGCMは図-5.2左図のように格子状に分割した地球全体の大気を予報領域とした数値予報モデルである。静力学平衡を仮定した静力学方程式系を基礎方程式とする。気候変動予測情報の作成においては気象研究所 (MRI; Meteorological Research Institute) が開発したMRI-AGCM3.2[3]を使用し、水平空間は切断波数319の線形ガウス格子 (TL319) に対応する640×320の60km格子で構成され、鉛直層は最上層を0.01hPaとする64層である。

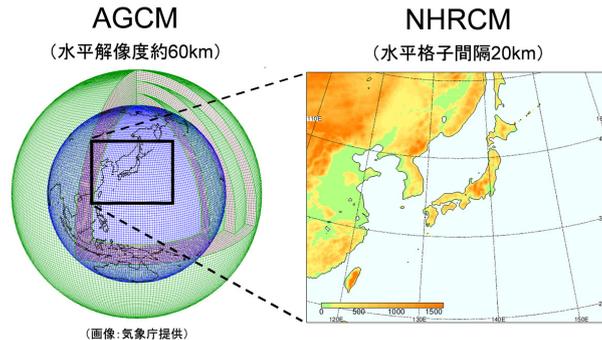


図-5.2: 全球大気大循環モデル (AGCM) 並びに領域気候モデル (RCM) の計算領域. 左図が AGCM, 右図が RCM の計算領域を示し, 右図における陰影は標高を表す. (d4PDF 利用手引きより引用 [1])

Mizuta et al.(2017) は AGCM において過去気候の再現実験 (以降, 過去再現実験) 並びに 4 度上昇を仮定した将来気候の予測実験 (以降, 4 度上昇実験) を実施した [26]. 海面水温 (以降, SST; Sea Surface Temperature) 並びに海水密度 (以降, SIC; Sea Ice Concentration), 海水厚さ (以降, SIT; Sea Ice Thickness) を下方境界条件とし, 全球平均温室効果ガスの密度並びにオゾンおよびエアロゾルの 3 次元空間分布を外力として与える。

過去再現実験の期間は 1951 年から 2010 年までの 60 年間であり, アンサンブル数は 100 メンバである. 観測から推定した月平均 SST および海水密度 (COBE-SST2[15] を使用) と月平均 SIT の気候値 [6] を下方境界条件として用いる. なお, アンサンブル計算の実施においては, COBE-SST2 における SST の誤差に基づいて SST に微小な擾乱 (δSST) を与えることで, 異なる初期条件を用意した. 全球平均温室効果ガスの密度は毎年観測値を与えた. オゾン並びにエアロゾルの 3 次元空間分布は, それぞれ気象研究所が開発した全球化学気候モデル (MRI-CCM; MRI Chemistry-Climate Model)[10] 並びに大気海洋結合大循環モデル (MRI-CGCM3; MRI Coupled Atmosphere-Ocean General circulation Model, version 3)[50] において推定したものをを用いた。

4 度上昇実験の期間は 60 年間であり, 全球平均地表面高さ気温が産業革命以前から 4 度上昇したと仮定して実験が実施された. これは CMIP5 の RCP8.5 (Representative Concentration Pathway 8.5) シナリオにおける 21 世紀末の気候に対応する. 温暖化の程度は 60 年間を通して一定とした. 4 度上昇実験において用いる SST は, 観測された SST から長期変化成分を除去した後に, SST の上昇の空間分布の気候値 (ΔSST) を加えたものである. 観測された SST の長期変化成分は, 1951

年から 2010 年における 5 年平均 SST から求めた経験的直交関数の固有ベクトルである。 ΔSST は、CMIP5 のモデルで実施された過去再現実験並びに RCP8.5 シナリオを仮定した将来予測実験から得た 1991 年から 2010 年および 2080 年から 2099 年における SST の差である。CMIP5 のモデルの中から、アメリカ大気研究センターが開発した CCSM4(以降、CC)、アメリカ大気海洋庁が開発した GFDL CM3(以降、GF)、イギリスのハドレーセンターが開発した HadGEM2-AO(以降、HA)、東京大学気候システム研究センター並びに国立環境研究所、海洋研究開発機構が開発した MIROC5(以降、HI)、ドイツのマックスプランク気象学研究所が開発した MPI-ESM-MR(以降、MP)、日本の気象研究所が開発した MRI-CGCM3(以降、MR) による実験結果を用いた。上記 6 個の CMIP5 モデルは SST 変化の空間分布のクラスター解析に基づいて選ばれており、CMIP5 のモデルが再現あるいは予測する SST の空間分布 (以降、SST パターン) は発生しうる SST パターンのほとんどを網羅する ()。各 SST パターンは全球平均地表面高さ気温が 4 度上昇となるように係数を乗じたものである。6 個の ΔSST についてそれぞれ異なる微小擾乱 δSST を初期条件として与えた 15 メンバのアンサンブル実験を実施したため、4 度上昇実験の総アンサンブル数は 90 メンバである。オゾン並びにエアロゾルの 3 次元空間分布は、過去再現実験と同様のモデルの実験結果から得た 2088 年から 2092 年における平均を与えた。

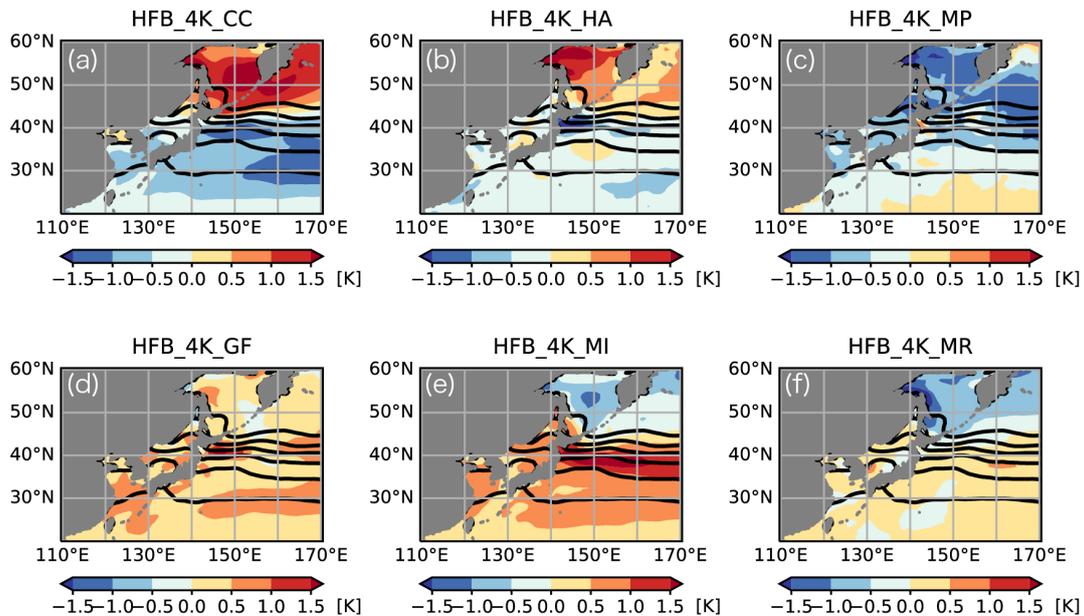


図-5.3: AGCM において下方境界条件に用いられた 6 つの大気海洋結合大循環モデルにおける SST のアンサンブル平均に対する各モデルにおける SST のアンサンブル平均の偏差。(a) は CC, (b) は HA, (c) は MP, (d) は GF, (e) は MI, (f) は MP における SST のアンサンブル平均の偏差を示す。

d4PDF-20km RCM による d4PDF-60km から空間解像度 20km への力学的ダウンスケーリング (以降、DDS; Dynamical Down Scaling) は、気象研究所が開発した非静力学領域気候モデル (NHRCM; Non-hydrostatic Regional Climate Model)[36][30] を用いて実施された [26]。これ以降、20km 解像度への DDS を d4PDF-20km と呼ぶ。計算領域は日本全域および朝鮮半島、アジア大陸

の東側を含む水平方向にグリッドサイズ 211×175(図-5.2 右図), 鉛直層 40 層で構成される。大気の圧縮性について近似を行わない完全圧縮方程式系を基礎方程式とする。過去再現実験は 50 メンバ, 4 度上昇実験は 90 メンバのアンサンブル計算である。d4PDF-60km における過去再現実験は 100 メンバであるが, 計算コストの都合上, d4PDF-20km においては 50 メンバとなっている。時間積分は 1 年ごとに分割されており, 1 つの計算はある年の 7 月 20 日から始まり翌年の 8 月 31 日に終了する。計算開始から 40 日間はスピナップ期間であり, 解析に利用できる期間は 9 月 1 日から翌年の 8 月 31 日までである。

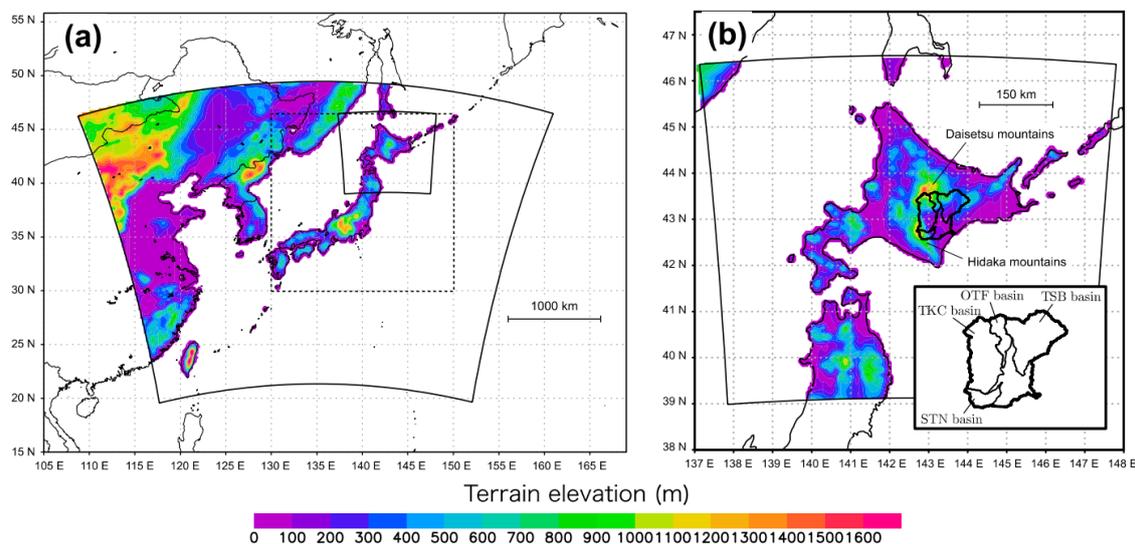


図-5.4: 北海道およびその周辺領域を対象とする d4PDF-20km から空間解像度 5km への DDS. (a) は d4PDF-20km の対象領域, (b) は 5km への DDS 実験の計算領域である。(Hoshino et al.2020 の Fig.1 を引用 [17])

d4PDF-5km d4PDF-60km 並びに d4PDF-20km の空間解像度は, 個々の雲や局所的な降水系の空間スケールに対して大きすぎるため, 局所的な豪雨・豪雪の再現性を高めるために NHRCM を用いて 5km 格子への DDS が実施されている図-5.4. Hoshino et al.(2020) は当該実験を実施した後, 台風による大雨の影響を十勝川の各支川の集水域(サブ流域)ごとに評価しており, サブ流域スケールでの分析が可能であることを示した [17]. 北海道領域を対象とする 1 年を通した DDS において計算コストの都合上, 十勝川の帯広基準地点を末端とする集水域における領域平均 72 時間降水量が 1 年間において最大となる日を年最大降雨事例とし, 年最大 72 時間降水量が大きい年から順に計算を実施した。過去再現実験は 777 年分, 2 度上昇実験は 441 年分, 4 度上昇実験は 1592 年分の 5km 解像度への DDS (以降, d4PDF-5km) が完了している。

5.1.2 目的

本研究では北海道の一級水系である石狩川水系における前線による豪雨の発生頻度や降水量が過去気候再現情報と将来気候予測情報においてどの程度変化するか定量的に明らかにする。具体的には, 第 3 章で構築した手法を用いて石狩川流域における大雨事例を d4PDF-5km から抽出し,

第4章で開発した前線抽出手法をd4PDF-20kmに適用することで当該事例に対する前線の影響を観測と比較した後、将来変化を示す。

5.2 使用したデータと解析手法

5.2.1 使用したデータ

本解析で用いたデータはd4PDF-20kmの気象場とd4PDF-5kmの積算降水量である。d4PDF-20kmの時間解像度は6時間であるが、1日1回午前9時(JST)の850hPaにおける水平風および比湿を用いた。d4PDF-5kmでは30分間隔で積算降水量が利用可能であるが、JSTに基づいて翌日午前0時から当日午前0時における積算降水量の差を日降水量として用いた。夏季における大雨を対象とするため解析期間は6月から8月とする。d4PDF-5kmにおいて利用可能なメンバを解析対象としたため、過去再現実験は777年分、4度上昇実験は1592年分を用いた。

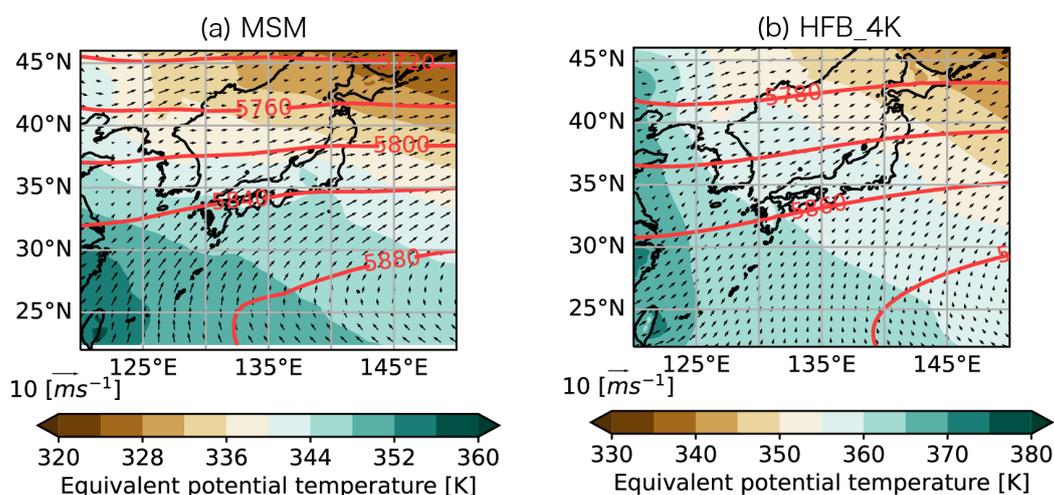


図-5.5: 6月から8月の北海道周辺域における気象場。(a)は2006年から2020年におけるMSMの解析値,(b)はd4PDF-20kmの4度上昇実験である。陰影は850hPaにおける相当温位[K],矢印は850hPaにおける水平風[m/s],等値線は500hPaにおけるジオポテンシャル高さ[m]を表す。

RCMによる再現性を検証するために、観測した事例のデータとして気象庁が作成した天気図から抽出した前線データ並びに地上雨量計および気象レーダーの観測に基づき作成された解析雨量、地上雨量計の観測に基づき作成されたAPHRODITEを用いた。前線データは1978年から2020年の期間において利用可能であり、解析雨量とAPHRODITEは前線データの期間に応じてそれぞれ1988年から2020年、1978年から2016年の降水量データを用いた。解析雨量は年代によって異なるが、後1時間降水量が最頻では30分間隔で利用可能であるため、JSTに基づいて当日0時から23時の後1時間降水量を積算して日降水量として用いた。APHRODITEは1978年から2015年まではJSTに基づいて作成された日降水量、2016年はUTCに基づいて作成された日降水量が利用可能であり、これらを使用した。なお、空間解像度はd4PDF-5kmと同じにするために0.05度格子へ線形内挿した。図-5.6は解析雨量およびd4PDF-5kmを基にした6月から8月の北海道周辺域における日降水量の空間分布である。

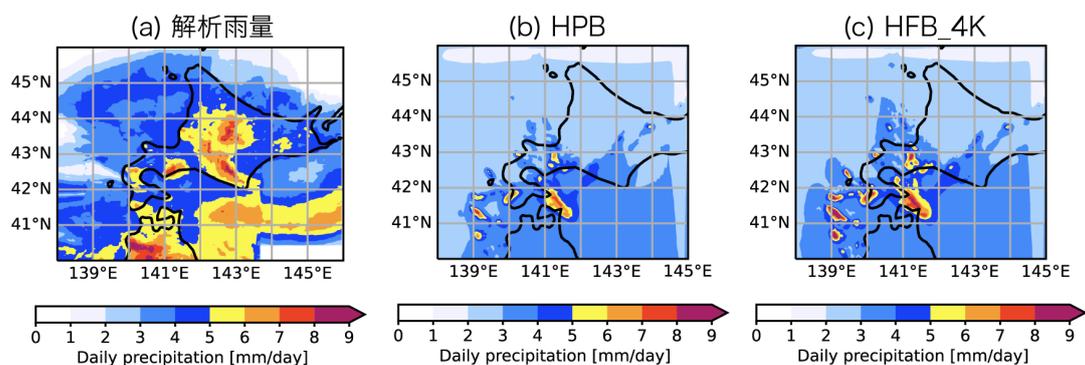


図-5.6: 6月から8月の北海道周辺域における日降水量の空間分布。(a)は2006年から2020年における解析雨量, (b)はd4PDF-5kmの過去再現実験における降水量, (c)はd4PDF-5kmの4度上昇実験における降水量である。

5.2.2 解析手法

石狩川流域における大雨事例の抽出

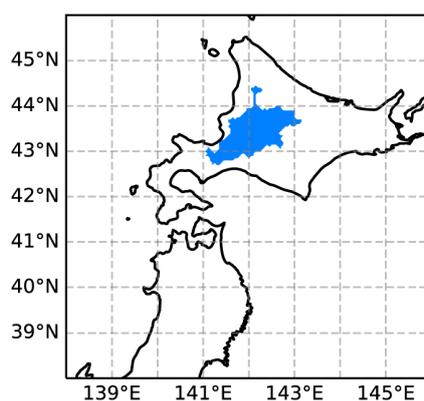


図-5.7: 石狩川流域の流域図。水色で示す領域が石狩川流域である。

第3章における大雨事例の抽出と同様に、流域平均日降水量が95パーセントイル以上の日を石狩川流域図-5.7)における大雨事例として定義する。抽出される大雨事例の日数を次に示す。

- 観測（解析雨量）： $33[\text{年}] \times 92[\text{日/年}] \times (5/100) = 151[\text{日}]$
- 観測（APHRODITE）： $38[\text{年}] \times 92[\text{日/年}] \times (5/100) = 174[\text{日}]$
- 過去再現実験： $777[\text{年}] \times 92[\text{日/年}] \times (5/100) = 3574[\text{日}]$
- 4度上昇実験： $1592[\text{年}] \times 92[\text{日/年}] \times (5/100) = 7323[\text{日}]$

観測並びに過去再現実験，4度上昇実験における石狩川流域の流域平均日降水量 95 パーセンタイル値から 99 パーセンタイル値を図-5.8 に示す。黒線は観測，青線は過去再現実験，赤線は 4 度上昇実験におけるパーセンタイル値である。灰色の棒グラフは過去再現実験の日降水量パーセンタイル値に対する 4 度上昇実験における日降水量パーセンタイル値の割合である。RCM による再現性を確認するため，観測並びに過去再現実験におけるパーセンタイル値を比較する。解析雨量（上向き三角の黒線），APHRODITE（下向き三角の黒線）は 95 パーセンタイル値から 99 パーセンタイル値までのすべてのパーセンタイルにおいて過去再現実験よりパーセンタイル値が大きい。4 度上昇実験におけるパーセンタイル値は，どの SST パターンであっても過去再現実験におけるパーセンタイル値よりも大きい。極端豪雨になるほど増加率は増加し，95 パーセンタイル値の増加率は 10% であるが，99 パーセンタイル値の増加率は 20% である。

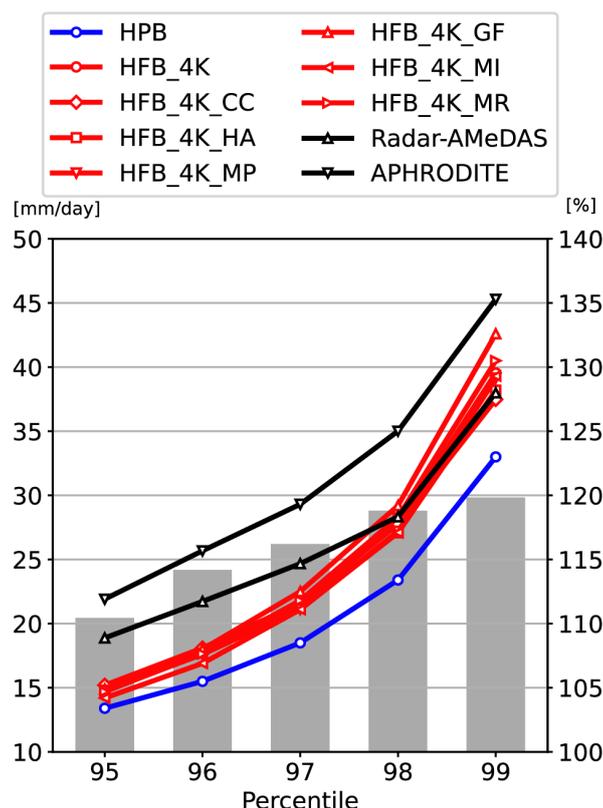


図-5.8: 石狩川流域の流域平均日降水量 95 パーセンタイルから 99 パーセンタイル。上向き三角の黒線は解析雨量，下向き三角の黒線は APHRODITE，青線は過去再現実験，赤線は 4 度上昇実験におけるパーセンタイル値である。4 度上昇実験は全 SST パターンを含めた場合と SST パターン別に分けた場合のパーセンタイル値を示しており，赤色の丸は全 SST パターンを含めた場合，赤色の菱形は CC の場合，赤色の四角は HA の場合，赤色の下向き三角は MP の場合，赤色の上向き三角は GF の場合，赤色の左向き三角は MI の場合，赤色の右向き三角は MR の場合におけるパーセンタイル値である。灰色の棒グラフは過去再現実験におけるパーセンタイル値に対する 4 度上昇実験におけるパーセンタイル値の割合を示す。

前線による大雨事例の抽出

第4章において実施した前線の客観抽出から、熱力学変数として温位を用いる物理指標 TDFP による抽出手法を採用した。d4PDF-20km から得た気象場より前線を抽出するため、抽出条件は空間解像度が 25km 程度である ERA5 においてエクイタブルスレットスコアが最大となる組み合わせ ($\zeta/f > 0.3, |\nabla\theta_p|/|\nabla\theta_o| > 1$) とした。当該手法により抽出した前線の出現頻度を図-5.10 に示す。

図-5.9, 図-5.10 より、前線の出現頻度の 6 月から 8 月における平均は、第3章において示した天気図から抽出した前線の出現頻度 (図-2.9) に比べて少ない。北緯 30 度から 35 度にかけてみられた前線の頻出帯に関して言えば、図-5.9(a), 図-5.10(a) においては北緯 25 度から 30 度付近にかけて前線の頻出帯が存在しており、当該領域における前線の出現頻度は天気図から抽出した前線の出現頻度の 3 分の 1 程度である。図-5.9(b)-(d) において 6 月から 8 月の月別に前線の出現頻度を示す。6 月においては前線の頻出帯は北緯 25 度から 30 度に存在し、7 月においても同様であるが、6 月よりも出現頻度が低い。8 月においては 6 月に比べて東経 135 度以東における出現頻度が低く、東シナ海においては高い。

過去再現実験と 4 度上昇実験における前線の出現頻度の空間分布を比べる。6 月から 8 月における平均としては、4 度上昇実験に対して過去再現実験が 10%程度高く、6 月および 8 月は日本周辺において全体的に同様の特徴である。ただし、8 月においては日本海における前線の出現頻度がほとんど変化しない。7 月においては日本周辺で前線の出現頻度に変化はみられない。

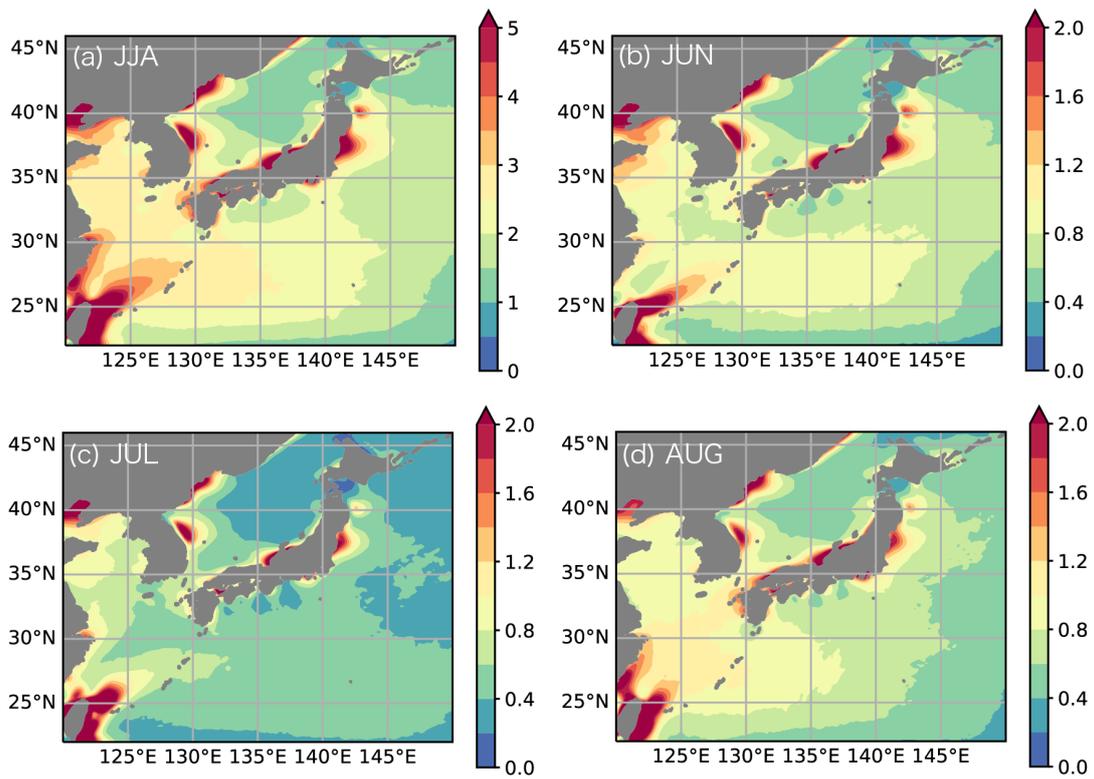


図-5.9: 過去再現実験における前線の出現頻度のアンサンブル平均. (a)は6月から8月, (b)は6月, (c)は7月, (d)は8月における年間出現回数を示す.

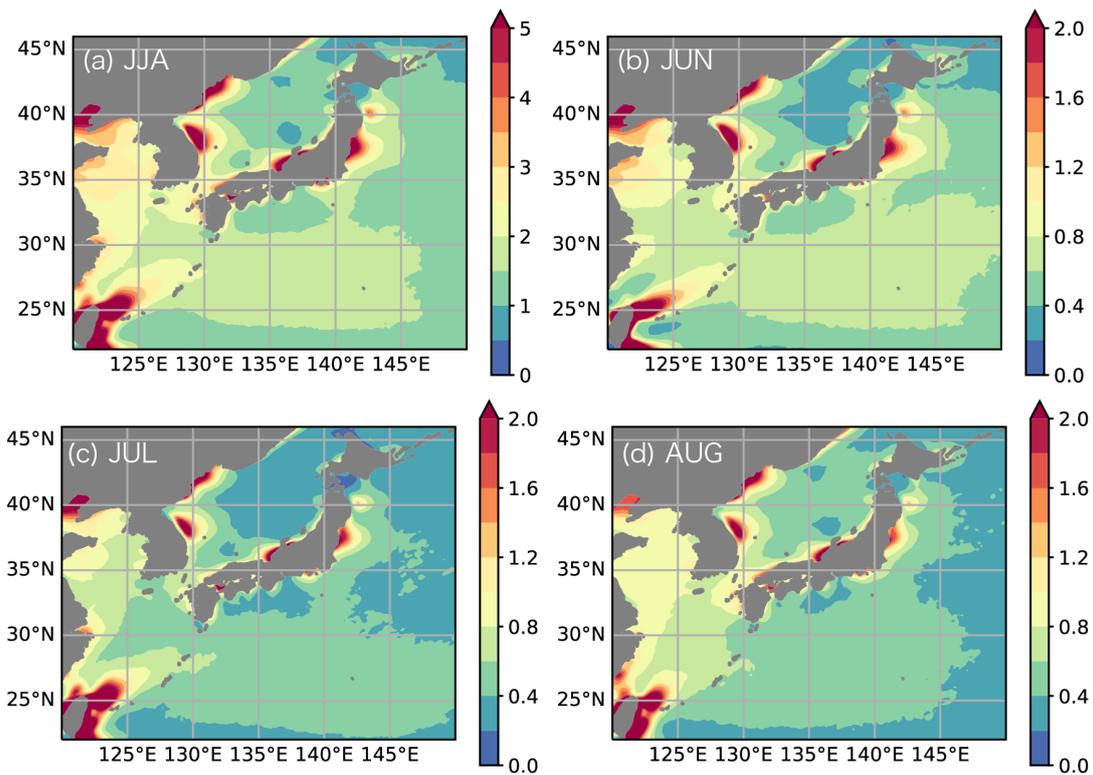


図-5.10: 4度上昇実験における前線の出現頻度のアンサンブル平均. (a) は6月から8月, (b) は6月, (c) は7月, (d) は8月における年間出現回数を示す.

SST パターン別に6月から8月における前線の出現頻度を図-5.11において示す. どのSSTパターンにおいても日本周辺における前線の出現頻度に大きな違いはないが, CCとMIは北緯25度から30度にかけて存在する前線の頻出帯並びに日本海において前線の出現数が比較的少ない.

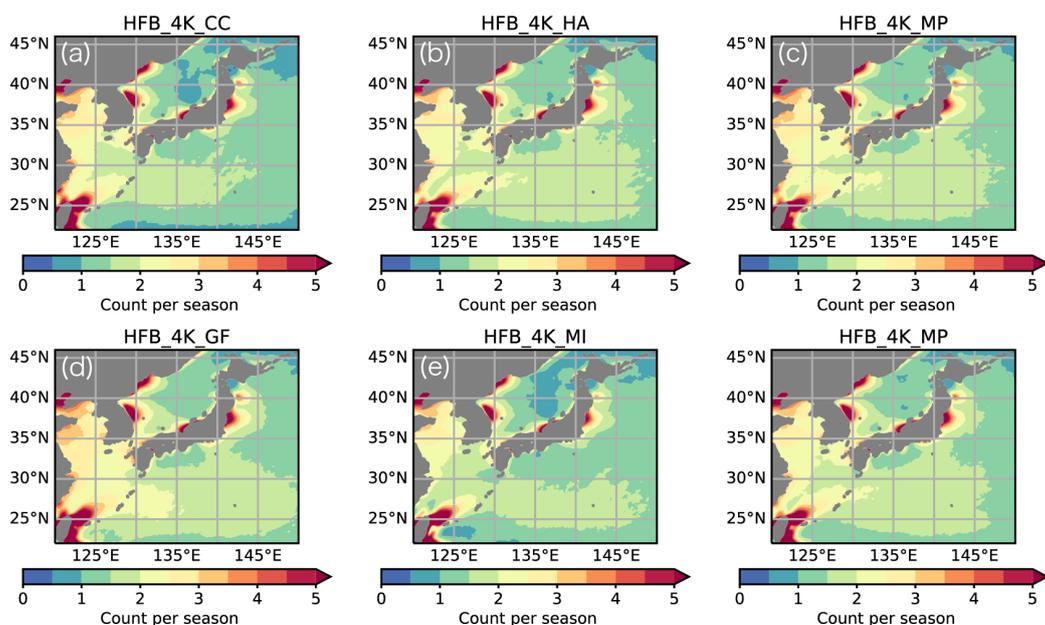


図-5.11: 4度上昇実験における6月から8月の前線の出現頻度のSSTパターン別アンサンブル平均。(a)はCC, (b)はHA, (c)はMP, (d)はGF, (e)はMI, (f)はMPにおける年間出現回数を示す。

5.3 解析結果

石狩川流域における前線による大雨事例の発生頻度および降水量の将来変化を図-5.12に示す。青線は過去再現実験, 赤線は4度上昇実験, 灰色の棒グラフは過去再現実験に対する4度上昇実験の割合である。図-5.12(a)より, 前線による大雨事例の発生数は各パーセント以上の大雨事例のうち半分以上を占める。過去再現実験における前線による大雨事例の発生頻度は4度上昇実験よりも平均的に5%から10%程度多く, 極端豪雨になるほど差は小さくなる。前線による大雨事例の流域平均日降水量については過去再現実験よりも4度上昇実験の方が平均的に20%程度多いが(図-5.12(b)), 前線による大雨事例の総降水量については, 過去再現実験が4度上昇実験よりも平均的に5%程度多い(図-5.12(c))。

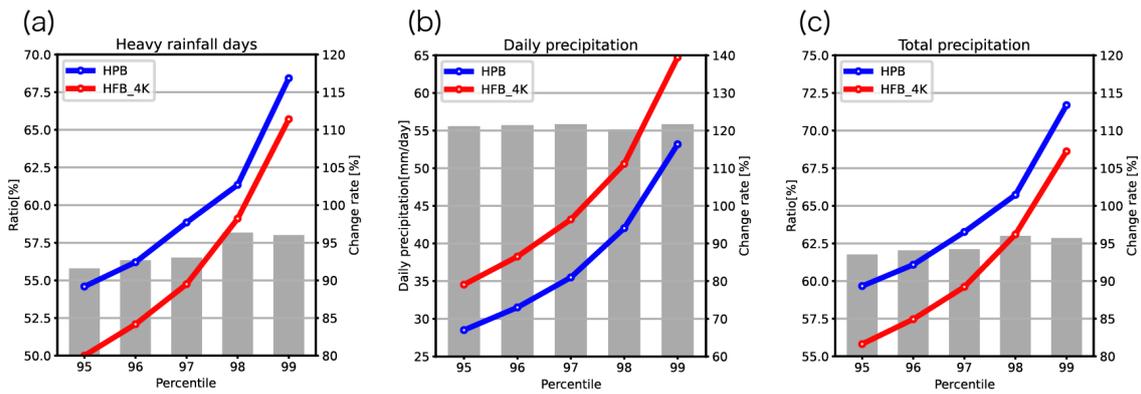


図-5.12: 石狩川流域において各パーセンタイル以上の大雨事例に対する前線の寄与の将来変化。(a) は前線による大雨事例の発生数が各パーセンタイル以上の大雨事例の発生数を占める割合, (b) は前線による大雨事例の流域平均日降水量, (c) は前線による大雨事例の総降水量が各パーセンタイル以上の大雨事例の総降水量を占める割合を示す。青は過去再現実験, 赤は4度上昇実験に対応する。灰色の棒グラフは過去再現実験から4度上昇実験への変化率である。

図-5.12 に示した流域平均日降水量の95パーセンタイル以上である事例を対象として、降水量の確率年を図-5.13 に示す。6月から8月を1シーズンとして、1シーズンあたりの当該事例の発生頻度 [回/92日] の逆数をとることで確立年を算出した。黒が1978年から2016年における雨量計による観測, 青がd4PDF-5kmの過去実験, 赤がd4PDF-5kmの4度上昇実験である。

図-5.13 より、観測における大雨事例の流域平均日降水量の確率年は、d4PDF-5kmの過去実験のものとの最大値および最小値の範囲内である。すなわち、過去気候において発生しえた降雨規模の大雨事例が、観測していた過去39年間に発生した。これはd4PDF-5kmの過去実験の再現性が十分であることに矛盾しない。

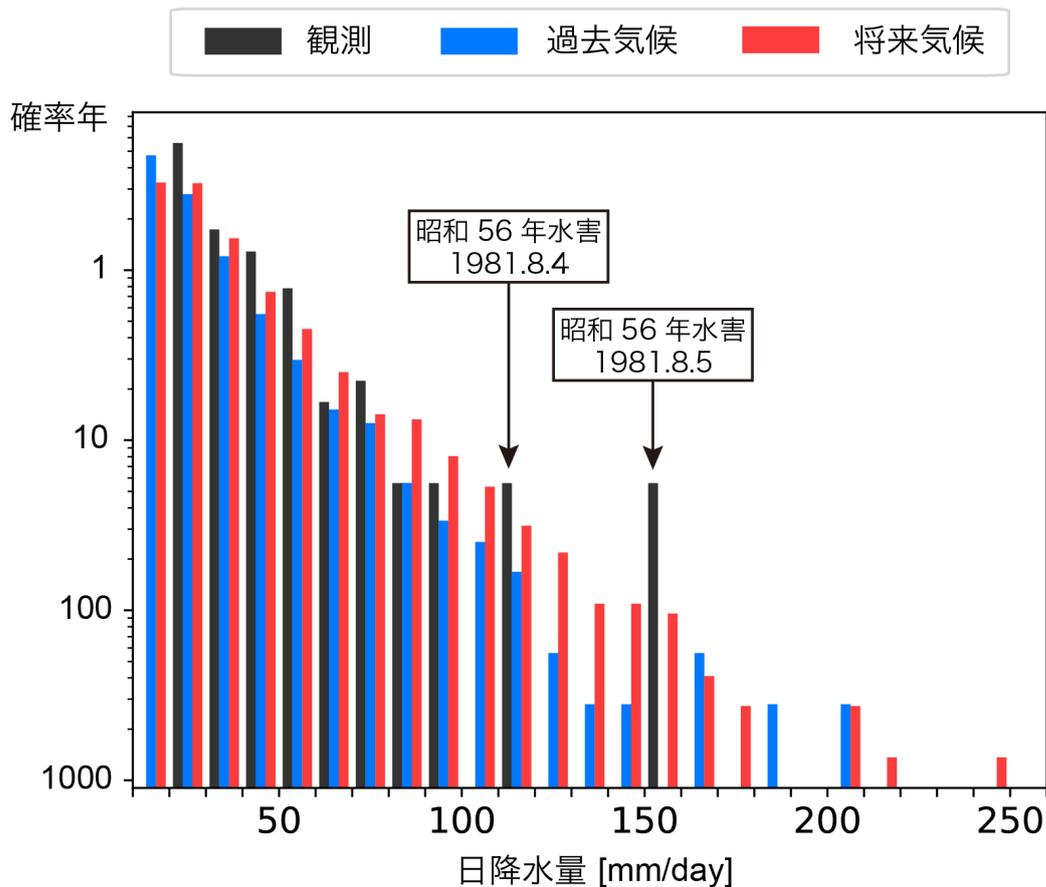


図-5.13: 石狩川流域における上位 5%の大雨事例の確率年の将来変化. 対象期間は 6 月から 8 月とした. 黒は 1978 年から 2016 年における雨量計による観測に基づき推定した流域平均日降水量, 青は d4PDF-5km の過去実験における流域平均日降水量, 赤は d4PDF-5km の 4 度上昇実験における流域平均日降水量である.

過去実験に比べて 4 度上昇実験における大雨事例の確率年は降雨規模の大きいものほど小さく, 出現頻度が高くなる (図-5.13). そこで, 発生要因別に石狩川における大雨事例の発生頻度および総降水量の割合の将来変化を図-5.14 に示す. 青は d4PDF-5km の過去実験, 赤は d4PDF-5km の 4 度上昇実験である. 図-5.14(a) より, 流域平均日降水量が 95 パーセント以上の大雨事例のうち, 約半数は前線によって発生したものである. 前線と遠方の台風の組み合わせによって発生した事例は 5%に満たない程度であるが, 99 パーセント以上の極端豪雨を多く含む. また, 過去気候から将来気候にかけて前線による大雨事例の発生頻度は 0.9 倍に減少し, 前線と遠方の台風の組み合わせによって発生する大雨事例の発生頻度は 1.1 倍に増加する. 図-5.14(b) より, 総降水量においても同様の特徴がみられる.

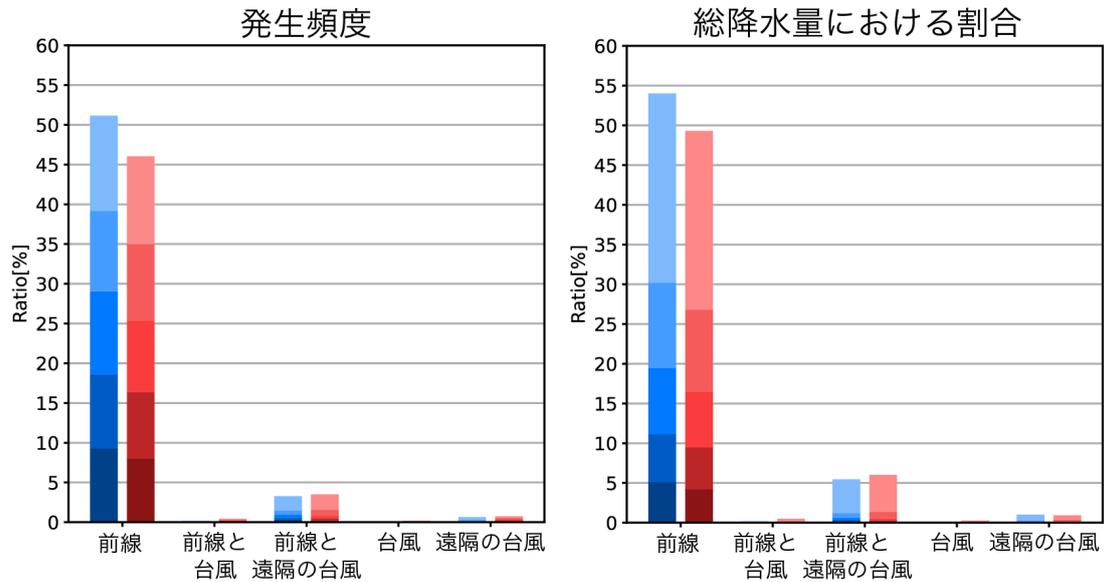


図-5.14: 石狩川流域における上位5%の要因別の大雨事例の発生頻度および総降水量に対する割合の将来変化. 青はd4PDF-5kmの過去実験, 赤はd4PDF-5kmの4度上昇実験である. 陰影は流域平均日降水量のパーセンタイルを表す.

石狩川流域における流域平均日降水量が95パーセンタイル以上の要因別大雨事例における日降水量を図-5.15に示す. 日降水量が最も大きいのは前線と遠方の台風の組み合わせによる大雨事例であり, 過去気候から将来気候にかけて日降水量の平均値は1.1倍に増加する. また, 前線による大雨事例では1.2倍, 前線と台風の組み合わせによる大雨事例では1.1倍, 台風による大雨事例では2.1倍, 遠方の台風による大雨事例では0.9倍に変化する.

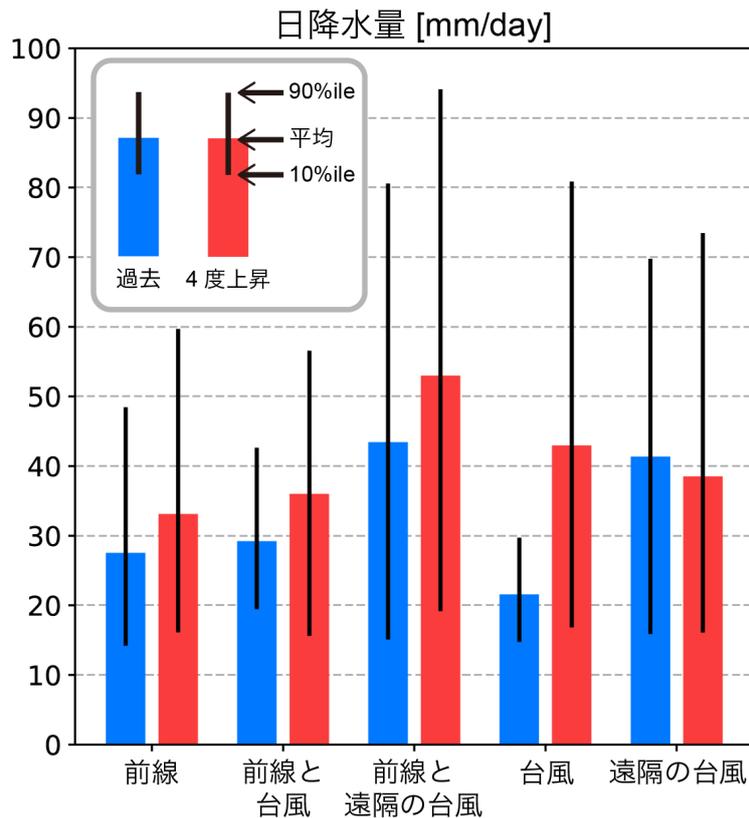


図-5.15: 石狩川流域における上位 5%の要因別の大雨事例の流域平均日降水量の将来変化。青は d4PDF-5km の過去実験, 赤は d4PDF-5km の 4 度上昇実験である。棒グラフは平均値, 黒線の上端と下端はそれぞれ 90 パーセンタイル値, 10 パーセンタイル値を示す。

なお、前線に関連する大雨事例（図-5.15 中の「前線」、「前線と台風」、「前線と遠隔の台風」と台風に関連する大雨事例（図-5.15 中の「前線と台風」、「前線と遠隔の台風」、「台風」、「遠隔の台風」）の発生頻度、総降水量に対する割合、日降水量の過去気候から将来気候への変化を表-5.1 に示す。前線による大雨事例の発生頻度および総降水量に対する割合は減少する一方で、日降水量は増加する。また、台風による大雨事例はどの項目においても増加する。

	発生頻度	総降水量に対する割合	日降水量
前線による大雨事例	-8%	-6%	+21%
台風による大雨事例	+16%	+14%	+16%

表-5.1: 前線および台風による大雨事例の将来変化。

石狩川流域において発生する前線並びに台風による大雨事例の 1 事例あたりの降水量が増加することから、既往最大事例である 1981 年 8 月上旬の豪雨に相当するあるいはそれ以上の降雨規模の事例を対象に生起頻度の将来変化を調べる。1981 年 8 月上旬の豪雨における流域平均日降水量（図-5.13 中に記載）に基づき 100mm/日以上 of 極端豪雨を対象とする。表-5.2 によると、極端豪

雨の発生頻度は2.3倍、そのうち低気圧に伴う前線による極端豪雨の発生頻度は2.4倍、前線と遠方の台風による極端豪雨の発生頻度は1.5倍に増加する。

	過去実験	4度上昇実験	変化率
大雨事例	0.032%	0.075%	2.3倍
低気圧に伴う前線による極端豪雨	0.020%	0.047%	2.4倍
温帯低気圧化する台風に伴う前線による極端豪雨	0.000%	0.001%	-
前線と遠方の台風による極端豪雨	0.008%	0.012%	1.5倍
台風による極端豪雨	0.000%	0.001%	-
遠方の台風による極端豪雨	0.000%	0.001%	-

表-5.2: 石狩川流域における前線および台風による極端豪雨の発生頻度の将来変化。流域平均日降水量が100mm/日以上的事例を極端豪雨として定義した。

5.4 第5章のまとめ

本章では、最新の気候予測情報を用いて前線の出現特性ならびに大雨事例における前線の影響に関する将来変化を評価した。第4章で構築した前線の抽出手法を大量のアンサンブル実験で構成される気候予測情報d4PDFに適用した。気候モデルにより再現・予測された5km解像度の降水量分布に基づく石狩川流域における豪雨の気象場パターンは第3章で示した観測のものと類似していた。特に1981年8月上旬の豪雨に相当する降雨規模の豪雨の出現頻度は、気候外力の増加とともに2.3倍に増加することを示した。そのうち、温帯低気圧に伴う前線による豪雨が2.4倍、前線と遠方の台風の組み合わせによる豪雨が1.5倍に増加することがわかった。将来気候において既往最大規模の豪雨よりも降水量が多い上位3事例は当該パターンの豪雨である。

Chapter 6

結論

6.1 まとめ

大気中の前線は、性質の異なる2つの気団の間に形成される密度界面である。特に日本周辺においては5月から7月にかけて前線が停滞し、これを梅雨前線と呼ぶ。梅雨前線に伴い生じる豪雨によって発生する河川の氾濫や土砂崩れの被害は甚大かつ広範囲に及ぶため、温暖化が進行した将来気候における当該パターンの豪雨の発生頻度や降水量の変化を考慮した治水計画の策定が必要である。加えて、前線や台風は日々の天気予報において頻繁に使用される一般にも馴染みの深い用語であるため、これらの位置情報を把握することで防災情報として活用できると考えられる。したがって水害リスクの評価に前線や台風などの気象要因を含めることで、一般に広く理解しやすい情報として利用可能となる。

本研究は過去43年間において日本周辺に出現した前線の出現特性および極端豪雨への寄与を論じている。これは流域スケールにおける豪雨リスクの評価に対して気象学的背景を付与するための分析手法を提案し、豪雨の発生メカニズムの理解に貢献するものである。

第2章では、地上天気図の画像から前線を抽出し、グリッドデータに変換する手法を構築した。当該手法を用いて作成した43年間の前線の位置情報によって、北海道においては8月に出現する停滞性前線の数が1990年代以降1.5倍に増加していることを示した。近年においては太平洋高気圧の強化とオホーツク海高気圧の弱化により、前線の出現する位置が北上していたことが確認された。

第3章では、全国の一級水系109水系を対象に、大雨事例に対する前線の寄与を評価した。特に、石狩川流域において豪雨をもたらす気象場パターンは主に2つに分けられ、温帯低気圧に伴う前線が4割、前線と遠方の台風の組み合わせが3割を占めることがわかった。特に、既往最大の豪雨事例である1981年8月上旬における豪雨は前線と遠方の台風の組み合わせによるものであることを示した。

第4章では、第2章で作成した前線データに基づき、水平方向の気温勾配と水平風から決定される渦度から構成される無次元数の指標で前線を定義した。前線の出現する領域においては水平方向の気温勾配が大きく、水平風から決定される渦度が正となる。両変数の無次元数を用いた前線の抽出手法を構築することで、大気場からの前線抽出が可能となった。

第5章では、第4章で構築した前線の抽出手法を大量のアンサンブル実験で構成される気候予

測情報 d4PDF に適用した。気候モデルにより再現・予測された 5km 解像度の降水量分布に基づく石狩川流域における豪雨の気象場パターンは第 3 章で示した観測のものと類似していた。特に 1981 年 8 月上旬の豪雨に相当する降雨規模の豪雨の出現頻度は、気候外力の増加とともに 2.3 倍に増加することを示した。そのうち、温帯低気圧に伴う前線による豪雨が 2.4 倍、前線と遠方の台風の組み合わせによる豪雨が 1.5 倍に増加することがわかった。将来気候において既往最大規模の豪雨よりも降水量が多い上位 3 事例は当該パターンの豪雨である。

これを要するに著者は、地上天気図に基づいて過去 43 年間の前線の位置情報を作成し、これを用いて北海道における停滞性の前線の 8 月の出現数が 1990 年台以降、1.5 倍に増加していることを明らかにした。また、石狩川流域において発生した豪雨事例のうち、温帯低気圧に伴う前線による豪雨が 4 割、前線と遠方の台風の組み合わせによる豪雨が 3 割を占めることがわかった。さらに、大気の状態に基づいて前線の位置を推定する手法を構築した。当該手法を最新の気候予測情報に適用することで、気候変動の影響が顕著な将来気候においては、石狩川流域における豪雨の気象場パターンは現在の気候と同様であることがわかった。その一方で、既往最大事例に相当する降雨規模の豪雨は、観測において確認された前線と遠方の台風の組み合わせによる事例に加えて温帯低気圧に伴う前線による事例が多く、気候外力の増加とともに前者の生起頻度は 2.4 倍、後者の生起頻度は 1.5 倍に増加することを示した。当該パターンの豪雨は将来気候において上位 3 事例を占めており、既往最大規模の豪雨よりも極端な降水をもたらす。

研究業績

国際論文（査読付き）

1. M. Miyamoto, T. J. Yamada: Regional characteristics of contribution of atmospheric fronts to heavy rainfall in boreal summer over Japan, Northwestern Pacific, Hydrological Research Letters.(accepted)
2. M. Miyamoto, T. J. Yamada, 2023: Points of consideration on identification of the atmospheric fronts depicted on weather charts, IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 1136, 012023.

国内論文（査読付き）

1. 橋本弾, 宮本真希, 大屋祐太, 山田朋人: 冬季石狩川下流域における筋状雲の抽出と雲域・非雲域下における GPS 可降水量の定量的評価, 土木学会論文集 B1(水工学). (掲載決定済み)
2. 宮本真希, 山田朋人: 2016 年台風 10 号および 1981 年台風 12 号の環境場および降雨分布の比較, 第 31 回地球環境シンポジウム, 79(5). (掲載決定済み)
3. 大屋祐太, 宮本真希, 山田朋人, 2022: 大量アンサンブルデータを用いた北海道周辺で抽出した線状降水帯の多発年・寡少年における夏季総観場の特徴, 土木学会論文集 B1(水工学), 78(2), I43-I48.
4. 宮本真希, 山田朋人, 2022: 天気図に示された前線に基づく梅雨期における九州地方の降雨の気候特性, 土木学会論文集 G(環境), 78(5), I151-I156.
5. 宮本真希, 山田朋人, 2021: 九州地方を対象とした梅雨期における前線および周辺環境場の年々特性, 土木学会論文集 B1(水工学), 77(2), I463-I468.

国内論文（要旨含む）

1. 宮本真希, 山田朋人, 2023: 日本周辺における前線の出現特性およびその環境場の地域特性, 水文・水資源学会／水文科学会 2023 年度研究発表会要旨集, , PP-2-1-35.
2. 宮本真希, 山田朋人, 2023: 1981 年 8 月上旬の北海道における大雨発生時の気象概況, 令和 4 年度土木学会北海道支部論文報告集, 79, B-02.

3. 宮本真希, 山田朋人, 2022: 天気図に示された前線を用いたメソスケールの前線移動と降雨の関係, 日本気象学会 2022 年度秋季大会講演予稿集, 122, 257.
4. 宮本真希, 山田朋人, 2022: 天気図に示された前線の高空間解像度グリッドデータによる表現とその活用, 水文・水資源学会／日本水文科学会 2022 年度研究発表会要旨集, PP-2-10.
5. 宮本真希, 山田朋人, 2022: 前線周辺における環境場の定量化に向けた天気図の活用, 日本気象学会 2022 年度春季大会講演予稿集, 121, 117.
6. 宮本真希, 山田朋人, 2022: 過去 43 年間の日本周辺における前線の気候特性, 細水, 68.
7. 宮本真希, 山田朋人, 2022: 北海道の暖候期における前線の特徴, 令和 3 年度土木学会北海道支部論文報告集, 78, B-39.
8. 宮本真希, 山田朋人, 2021: 北海道における前線特性の変化, 日本気象学会 2021 年度秋季大会講演予稿集, 120, 173.
9. 宮本真希, 山田朋人, 2021: 道央地域における秋季の前線とそれに起因する降雨特性, 細水, 67.
10. 宮本真希, 山田朋人, 2021: 梅雨期の九州地方における前線の停滞と降雨特性, 水文・水資源学会／日本水文科学会 2021 年度研究発表会要旨集, , PP-A-07.
11. 宮本真希, 山田朋人, 2021: 地上天気図と客観手法による前線の比較, 日本気象学会 2021 年度春季大会講演予稿集, 119, 116.
12. 宮本真希, 山田朋人, 2021: 気象要素を用いる客観手法による梅雨前線の季節進行と年々変動, 令和 2 年度土木学会北海道支部論文報告集, 77, B-26.
13. 宮本真希, 山田朋人, 2020: 気象要素による前線抽出方法とその評価, 日本気象学会 2020 年度春季大会講演予稿集, 117, 321.
14. 宮本真希, 山田朋人, 2020: 複数の気象要素と画像解析を用いた前線の抽出方法, 令和 1 年度土木学会北海道支部論文報告集, 76, B-10.

国内発表

1. 宮本真希, 山田朋人, 2023: 2016 年台風 10 号および 1981 年台風 12 号の環境場および降雨分布の比較, 第 31 回地球環境シンポジウム, 79(5), 滋賀, 2023 年 9 月 19 日-21 日.
2. 宮本真希, 山田朋人, 2023: 日本周辺における前線の出現特性およびその環境場の地域特性, 水文・水資源学会／水文科学会 2023 年度研究発表会要旨集, PP-2-1-35, 長崎, 2023 年 9 月 3 日-6 日.
3. 宮本真希, 山田朋人, 2023: 1981 年 8 月上旬の北海道における大雨発生時の気象概況, 土木学会北海道支部令和 4 年度年次技術研究発表会, B-02, 札幌, 2023 年 1 月 29 日.

4. 宮本真希, 山田朋人, 2022: 天気図に示された前線に基づく梅雨期における九州地方の降雨の気候特性, 第 30 回地球環境シンポジウム, A17, 札幌, 2022 年 8 月 31 日-9 月 2 日.
5. 宮本真希, 山田朋人, 2022: 天気図に示された前線を用いたメソスケールの前線移動と降雨の関係, 日本気象学会 2022 年度秋季大会, C356, 札幌, 2022 年 10 月 24 日-27 日.
6. 宮本真希, 山田朋人, 2022: 天気図に示された前線の高空間解像度グリッドデータによる表現とその活用, 水文・水資源学会/日本水文科学会 2022 年度研究発表会, PP-2-10, 京都, オンライン, 2022 年 9 月 4 日-7 日.
7. 宮本真希, 山田朋人, 2022: 前線周辺における環境場の定量化に向けた天気図の活用, 日本気象学会 2022 年度春季大会, MH-10, オンライン, 2022 年 5 月 17 日-22 日.
8. 宮本真希, 山田朋人, 2022: 北海道の暖候期における前線の特徴, 土木学会北海道支部令和三年度年次技術研究発表会, B-39, オンライン, 2022 年 1 月 29 日-30 日.
9. 宮本真希, 山田朋人, 2021: 過去 43 年間の日本周辺における前線の気候特性, 日本気象学会北海道支部研究発表会, 17, オンライン, 2021 年 12 月 21 日-22 日.
10. 宮本真希, 山田朋人, 2021: 九州地方を対象とした梅雨期における前線および周辺環境場の年々特性, 土木学会第 66 回水工学講演会, 78, オンライン, 2021 年 12 月 8 日-10 日.
11. 宮本真希, 山田朋人, 2021: 北海道における前線特性の変化, 日本気象学会 2021 年度秋季大会, MH-07+, 三重, 2021 年 12 月 2 日-8 日.
12. 宮本真希, 山田朋人, 2021: 梅雨期の九州地方における前線の停滞と降雨特性, 水文・水資源学会 2021 年度研究発表会, PP-A-07, オンライン, 2021 年 9 月 15 日-18 日.
13. 宮本真希, 山田朋人, 2021: 道央地域における秋季の前線とそれに起因する降雨特性, 第 1 回日本気象学会北海道支部オンライン研究発表会, 5, オンライン, 2021 年 7 月 15 日.
14. 宮本真希, 山田朋人, 2021: 地上天気図と客観手法による前線の比較, 日本気象学会 2021 年度春季大会講演予稿集, MH-01+, オンライン, 2021 年 5 月 16 日-21 日.
15. 宮本真希, 山田朋人, 2021: 気象要素を用いる客観手法による梅雨前線の季節進行と年々変動, 土木学会北海道支部令和二年度年次技術研究発表会, B-26, オンライン, 2021 年 1 月 30 日-2 月 7 日.
16. 宮本真希, 山田朋人, 2020: 気象要素による前線抽出方法とその評価, 日本気象学会 2020 年度春季大会, B453, オンライン, 2020 年 5 月 19 日-23 日.
17. 宮本真希, 山田朋人, 2020: 複数の気象要素と画像解析を用いた前線の抽出方法, 土木学会北海道支部令和元年度年次技術研究発表会, B-10, 札幌, 2020 年 1 月 24 日-25 日.

国際発表

1. M. Miyamoto, T. J. Yamada: Points of consideration on identification of the atmospheric fronts depicted on weather charts, 14th International Conference on Hydroinformatics, , University POLITEHNICA of Bucharest, Bucharest, Romania, July 4-8, 2022.
2. M. Miyamoto, T. J. Yamada: Environmental conditions of atmospheric fronts appearing in the rainy season in Japan, Japan Geoscience Union Meeting 2022, AAS08-P03, Chiba, Japan & Online, 22 May - 3 June 2022.
3. M. Miyamoto, T. J. Yamada: An Identification of Atmospheric Fronts by Image Analysis of Surface Weather Maps, The Fifth Convection-Permitting Modeling Workshop 2021 (CPM2021), online, 7-10, 14 September 2021.
4. M. Miyamoto, T. J. Yamada: Atmospheric fronts of the rainy season in kyushu region using an objective method, Japan Geoscience Union Meeting 2021, AHW21-P04, Online, e-poster, 3-6, June, 2021.
5. M. Miyamoto, T. J. Yamada: An Application of the Detection Method for Atmospheric Fronts to a Large Ensemble Climate Data, Japan Geoscience Union Meeting 2020 : Virtual, A-AS02, Virtual, iPoster, 12-16 July 2020.

受賞

1. 2021年5月受賞, 宮本真希, 山田朋人: 気象要素を用いる客観手法による梅雨前線の季節進行と年々変動, 令和二年度土木学会北海道支部優秀学生講演賞, 土木学会北海道支部令和二年度年次技術研究発表会, 2021年1月30日-2月7日.

その他

1. 第33回日本気象学会夏の学校実行委員会(塚田大河, 宮本真希ほか), 2022: 第33回日本気象学会夏期特別セミナー(気象若手夏の学校)開催報告, 天気, 69(1), 33-34.

付録 A：流体力学に関する基礎的な物理則

流体の定義

流体の仮想的な流体要素に作用する力は次の3種類に分けられる。

- 要素の表面に対して平行な方向に働く力
- 要素の表面に対して垂直な方向に働く力
- 要素の体積全体に対して働く力

初めの2つは単位面積に働く力（応力）で、それぞれせん断応力 (tangential stress), 垂直応力 (normal stress) と呼ばれる。単位は $[N/m^2] = [Pa]$ である。3つ目は単位体積に働く力で、単位は $[ms^{-2}]$ である。要素の表面に対して作用する力を表面力あるいは面積力 (surface force), 要素の体積全体に対して作用する力を物体力あるいは体積力 (body force) と呼ぶ。

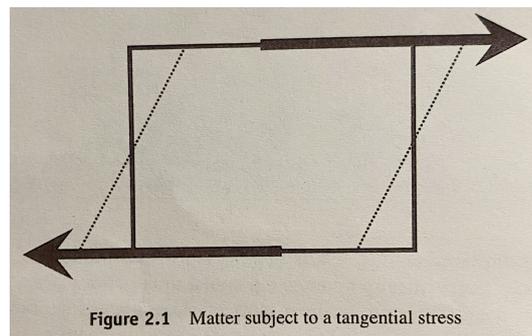


図-A.1: 物体の表面に対して平行な方向に作用する力 (Hoskins and James, 2014[18] の Fig. 2.1 を引用)

固体の両面にせん断応力が作用すると固体は図-A.1 のように変形するが、力がかからなくなると変形は元に戻る。変形を表す無次元量である歪み (strain) はせん断応力に比例する (フックの法則)。流体にせん断応力を作用させると同様に变形するが、力を取り除いても新たな構造としてそのまま形状を維持する。この場合、歪みとせん断応力の関係はフックの法則に従わない。その代わりに、ニュートンの粘性法則にならい、歪みの変化率はせん断応力に比例する (式 (A.1))。比例係数 μ を流体の粘性率と定義する。

$$F_r = \mu \frac{\partial u}{\partial z} \quad (A.1)$$

このような流体（例えば空気や水）をニュートン流体，それ以外の流体を非ニュートン流体と呼ぶ。また，流体は垂直応力が作用した時の反応によって2種類に分けられる。図-A.2のように体積が小さくなる流体（空気）を圧縮性流体と呼ぶ。垂直応力と体積は線形関係であり，状態方程式で表される。水など他の流体は大きな垂直応力を受けても体積はほとんど変化しない非圧縮性流体である。

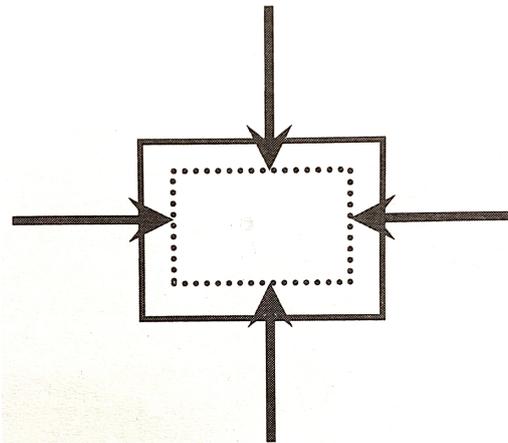


Figure 2.2 Fluid subject to normal stresses

図-A.2: 物体の表面に対して垂直な方向に作用する力 (Hoskins and James, 2014[18] の Fig. 2.2 を引用)

上述した流体ごとの違いは，分子構造によるものである。個体の場合，分子間力により分子同士が相対的な位置関係に固定されている。液体の場合は分子同士がある程度詰まっているため，垂直応力により分子の距離が近づくことはないがせん断応力が作用するとすぐに位置関係がずれる。気体の場合は分子が広がっているため，垂直応力やせん断応力が作用すると簡単に圧縮・せん断が生じる。本論文では，このような流体の物理特性を粘性とする。

流体要素を数モル単位まで区切ることにはしない。例えば，流体要素の状態変数の一つである気温は，その流体要素を構成する分子が持つ運動エネルギー・回転エネルギー・振動エネルギーの平均である。そのため，母数が少ないと各分子の代表性が強くなるため，要素ごとに気温の値のばらつきが大きくなってしまふ。そこで，モル数が少なく体積が小さい時，流体要素の変数は定数となると考える（連続体仮説； continuum hypothesis）。

流体の流れの運動学的特徴

流れの最も基本的な特性は方向と速さであり，流れの方向を連続的に繋ぎ合わせた線を流線 (stream line) として呼ぶ。流速ベクトルは流線に対して正接である。

図-A.3のような円形の流線上における流速が $\mathbf{u} = (u, v)$ のとき，1秒間の移動距離を $\delta \mathbf{r} = (\delta x, \delta y)$ とすると，流線上の流れは次の関係を満たす。

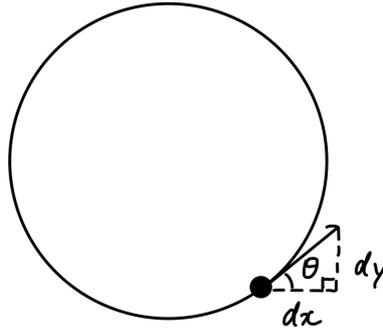


図-A.3: 流線と速度ベクトルの関係

$$\tan\theta = \frac{v(\mathbf{r}, t_0)}{u(\mathbf{r}, t_0)} = \frac{dy}{dx} \quad (\text{A.2})$$

$$(\text{A.3})$$

$$\frac{dx}{u(\mathbf{r}, t_0)} = \frac{dy}{v(\mathbf{r}, t_0)} = \frac{dz}{w(\mathbf{r}, t_0)} \quad (\text{A.4})$$

$$(\text{A.5})$$

流線は速度がゼロとなる点を持たない限り、無限遠まで伸び続けるか、循環する。速度がゼロとなる点をよどみ点 (stagnation point) と呼び、流れに対して垂直な面を持つ障害物が存在する時、流線はよどみ点を端に有するか、障害物を回り込むように避ける (図図-A.4)。

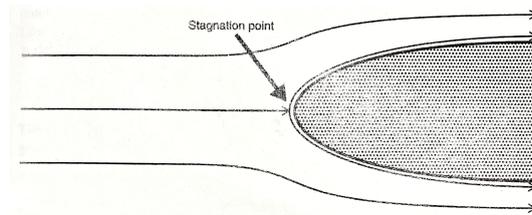


Figure 2.3 Streamlines of flow around a bluff body, illustrating the formation of a stagnation point

図-A.4: 流れの中に存在する障害物により発生するよどみ点 (Hoskins and James, 2014[18] の Fig. 2.3 を引用)

この性質を利用したものがピトー管 (pitot tube) であり、航空機の数値計に用いられている (図-A.5)。よどみ点では流速がゼロであるため、中央の管における圧力 P_1 は左右の管における圧力 P_2 よりも高い。 P_1, P_2 の差は流速分の速度水頭に対応するものであるため、ベルヌーイの式に適用して速度を求めることができる。

流体要素の移動経路を軌道 (trajectory) と呼び、次の式を満たす。

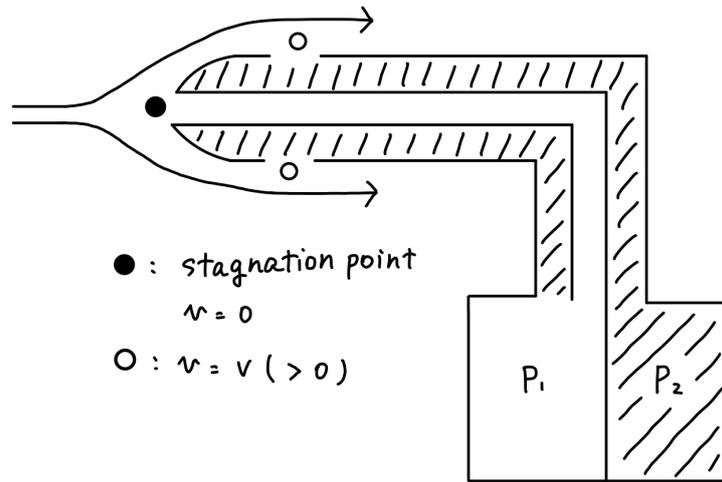


図-A.5: ピトー管

$$\frac{dx}{dt} = u(\mathbf{r}, t); \quad \frac{dy}{dt} = v(\mathbf{r}, t); \quad \frac{dz}{dt} = w(\mathbf{r}, t); \quad (\text{A.6})$$

流速が定常でない場合、 $\mathbf{u}(\mathbf{r}, t)$ は $\mathbf{u}(\mathbf{r}, t_0)$ から変化するため、軌道と流線は分離する（図A.3からも明らか）。

ここで、簡単のために二次元流を考えるが、三次元にも一般化できるので、流速を次のように示す。

$$\mathbf{v} = u\mathbf{i} + v\mathbf{j} \quad (\text{A.7})$$

流体要素は流れとともに移動するため、要素の変形は流速に一致する相対座標で図A.6のように捉えることができる。流体要素に対する流速の分布によって、流体要素の方向や大きさや形が変化する。

図A.6(a) は流体要素の面積は変化するが形と方向は変化しない純粋な発散の場合である。水平発散 D のように定義される。

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (\text{A.8})$$

方向や形は変化しないため、面積 A を用いて次のように表すこともできる。

$$D = \frac{1}{A} \frac{dA}{dt} \quad (\text{A.9})$$

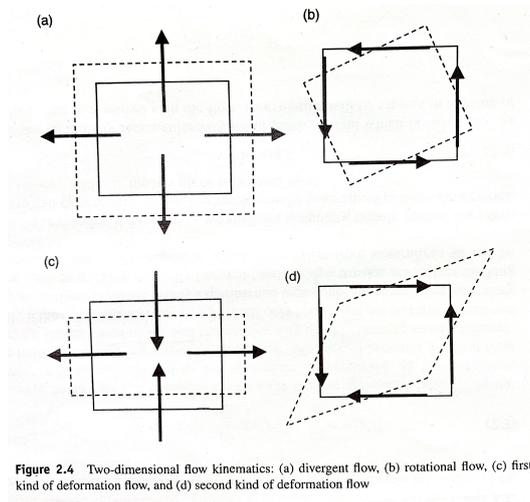


Figure 2.4 Two-dimensional flow kinematics: (a) divergent flow, (b) rotational flow, (c) first kind of deformation flow, and (d) second kind of deformation flow

図-A.6: 2次元流れ場の種類. (a)は発散する流れ, (b)は回転する流れ, (c),(d)は2種類の変形流れである. (Hoskins and James, 2014[18]のFig. 2.4を引用)

D が正ならば面積は増加しており発散の場であるが, 負の場合は面積は減少し収束の場である. このような純粋な発散の流れは速度ポテンシャル χ により次の通り定義される.

$$u = \frac{\partial \chi}{\partial x}, v = \frac{\partial \chi}{\partial y} \quad (\text{A.10})$$

流れは $\nabla \chi$ に並行であり, 式(A.8)より, 速度ポテンシャルと発散の関係式は次の通り楕円型偏微分方程式の形をとる.

$$\nabla^2 \chi = D \quad (\text{A.11})$$

図-A.6(b)は純粋な回転の場である. 渦度 ξ により次の通り定義される.

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (\text{A.12})$$

この場では, 流体要素は正方形のまま面積一定で $\frac{\xi}{2}$ の角速度で回転する. ここで, 式(A.10)で定義される純粋な発散の流れにおいては渦度 ξ はゼロである. 純粋な回転の流れは

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial y}, v = \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (\text{A.13})$$

であるから発散 D はゼロとなり,

$$\nabla^2\psi = \chi \quad (\text{A.14})$$

である。

ここで、式 (A.2) の両辺に uv をかける。

$$vdx = udy \quad (\text{A.15})$$

これに式 (A.13) を代入すると、

$$\frac{\partial\xi}{\partial x}dx + \frac{\partial\xi}{\partial y}dy = 0 \quad (\text{A.16})$$

$$d\xi = 0 \quad (\text{A.17})$$

$$\delta\xi = 0 \quad (\text{A.18})$$

であるから、流れ関数の等値線は流線に一致する。つまり、純粋な回転流れの方向は流線と並行であり、速さは流れ関数の勾配に比例する。二次元流れ \mathbf{v} は純粋な回転の流れ \mathbf{v}_R と発散の流れ \mathbf{v}_D の和で表される。

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_R + \mathbf{v}_D = \mathbf{k} \times \nabla\xi + \nabla\chi \quad (\text{A.19})$$

このように任意のベクトル場を発散なしの場と回転なしの場に分解することをヘルムホルツの分解 (Helmholtz decomposition) という。発散なしの場は元の場の波数空間における横成分、回転なしの場は縦成分である。大気においては純粋な回転の流れが卓越しており、 $|\mathbf{v}_D|$ は $|\mathbf{v}_R|$ に対して 10%程度である。

他にも一般的な流れとして $u = Ax, v = -Ax$ を描くと図-A.6(c), 図-A.7の通りである。これは流れ関数 $\xi = -Axy$ に対応する。この時、発散 D と渦度 chi はともにゼロであるため、流体要素は面積一定で回転しないが形状のみ変化する。この変形を表す物理量は次の通り表される。

$$F_1 = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \quad (\text{A.20})$$

図-A.7では膨張の軸が x 軸、収縮の軸が y 軸であったが、次の変形の流れは図-A.6(d) のように x 軸と y 軸が 45 度傾いた方向に膨張・収縮の軸を持つ。

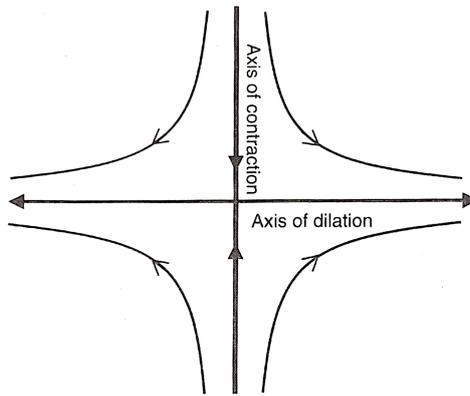


Figure 2.5 A deformation flow

図-A.7: 変形流れにおける収縮軸と拡張軸 (Hoskins and James, 2014[18] の Fig. 2.5 を引用)

$$F_2 = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \quad (\text{A.21})$$

F_1, F_2 が非ゼロの流れにおける総変形量は

$$F = \sqrt{F_1^2 + F_2^2} \quad (\text{A.22})$$

であり、膨張の軸が x 軸となす角度 α は

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{F_2}{F_1} \right) \quad (\text{A.23})$$

である。多くの地衡風では強い変形が生じるため、はじめは小さな塊であった流体も長い流れに引き伸ばされる。

支配方程式

単位体積の空気塊に n モルの空気分子が含まれており、乾燥した空気分子の平均重さを M とする。

$$PV = nR^*T \quad (\text{A.24})$$

$$P = \frac{nm}{V} \frac{R^*}{m} T \quad (\text{A.25})$$

$$P = \rho RT \quad (\text{A.26})$$

これを理想気体の状態方程式とよぶ。

温位

$$\theta = T \left(\frac{p}{p_R} \right)^{-k} \quad (\text{A.27})$$

ここで、 $k = R/c_p$ であり、 c_p は定圧比熱 (the specific heat of air at constant pressure) である。

熱力学の第一法則 (the first law of thermodynamics) はエネルギーが保存されている状態を表す。空気塊への熱の出入りがなければ、内部エネルギーの変化量と空気塊がおこなった仕事量は等しい。

$$dq = dU + dW \quad (\text{A.28})$$

dq は空気塊に加えられた熱の微小増加を示す。大気の内エネルギーは空気塊の気温から推定される。

$$dU = c_v dT \quad (\text{A.29})$$

ここで、 d_v は定積比熱 (the specific heat of air at constant volume) である。空気塊がおこなった仕事量は、空気塊の体積および空気塊に作用する圧力の変化も含まれる。

$$dW = pd\left(\frac{1}{\rho}\right) \quad (\text{A.30})$$

$\frac{1}{\rho}$ は α と表されることもあり、比容 (the specific volume) と呼ぶ。これは単位質量を有する体積を示す。したがって、熱力学の第一法則は式 (A.28) を書き換えると次のように表すことができる。

$$dq = c_v dT + pd\left(\frac{1}{\rho}\right) \quad (\text{A.31})$$

3つ目の原理は、ニュートンの第2法則 (Newton's second law of motion) である。流体要素に作用した力のベクトルの合計に応じて、流体粒子の加速度が生じることを述べた式である。

$$\frac{d\mathbf{u}}{dt} = \sum_i \mathbf{F}_i \quad (\text{A.32})$$

ここで扱う力は、単位質量に作用する力である。

ラグランジュ的視点とオイラー的視点

気象観測では、観測地点において様々な大気の物理量を測っており、多い少ないはあれども一定の時間間隔で繰り返して観測している。一般に観測地点は地球に対して固定されており、時間が経過して観測した値に違いが生じた場合、その要因として2つ考えられる。

- 空気の性質が変化した (加熱による気温の上昇など)
- 他の場所からやってきた空気の性質が、元々あったものと異なる (移流の効果)

先ほど述べた通り、観測から得られる大気の物理量の変化は、固定点における時間変化であるから「オイラー的 (Eulerian)」観測である。これに対して、物理則ではある流体要素における物理量に着目しているため「ラグランジュ的 (Lagrangian)」記述といえる。物理量 $Q(\mathbf{r}, t)$ の変化をオイラー的観点から捉えると、場所は固定して時間変化のみに着目しているため次のように表される。

$$\frac{\partial Q(\mathbf{r}, t)}{\partial t} \quad (\text{A.33})$$

また、ラグランジュ的観点の場合、流体要素を追跡して物理量の変化を捉えるため、場所も時間も変化している。

$$\frac{DQ(\mathbf{r}, t)}{Dt} \quad (\text{A.34})$$

流体要素を δt 秒間追跡した時の移動量を $\delta \mathbf{r}$ 、 Q の変化量を $\frac{DQ}{Dt}$ とする。

$$\frac{DQ}{Dt} = \lim_{\delta t \rightarrow 0} \frac{Q(\mathbf{r} + \delta \mathbf{r}, t + \delta t) - Q(\mathbf{r}, t)}{\delta t} \quad (\text{A.35})$$

$Q(\mathbf{r} + \delta \mathbf{r}, t + \delta t)$ をテイラー展開して2次以上の項は無視する。

$$\frac{DQ}{Dt} = \lim_{\delta t \rightarrow 0} \frac{Q(\mathbf{r}, t) + \delta t \left(\frac{\partial Q}{\partial t} \right) + \delta \mathbf{r} \cdot \nabla Q + O(\delta t^2, |\delta \mathbf{r}|^2)}{\delta t} \quad (\text{A.36})$$

$$= \lim_{\delta t \rightarrow 0} \left(\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\delta \mathbf{r}}{\delta t} \frac{\partial Q}{\partial \mathbf{r}} \right) \quad (\text{A.37})$$

$$= \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{D\mathbf{r}}{Dt} \nabla Q \quad (\text{A.38})$$

$$= \frac{\partial Q}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla Q \quad (\text{A.39})$$

この関係式の右辺の第2項は移流項と呼ばれ、流速と流体の他の物理量の勾配から成る。この項が非線形項であるため流体力学に複雑性がもたらされている。

質量保存則

オイラー的視点による導出

図-A.8のように空間に固定された体積 V 、面積 A の物体を考える。体積内に含まれる流体の総質量 m は

$$m = \int_V \rho dV \quad (\text{A.40})$$

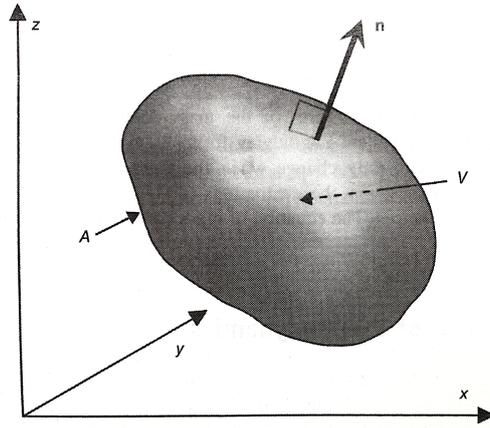


Figure 2.7 An imaginary surface, fixed in space

図-A.8: 空間中に固定された仮想の物体表面 (Hoskins and James, 2014[18] の Fig. 2.8 を引用)

であり, 体積中の質量の時間変化は

$$\frac{\partial m}{\partial t} = \int_V \left(\frac{\partial \rho}{\partial t} \right) dV \quad (\text{A.41})$$

である. 体積が空間に固定されているため, 質量の時間変化はオイラー微分で表現するのが適当. 質量が保存されるということは, 体積とその周囲のやり取りのみによって質量の変化が生じる. そこで, 体積中における質量フラックスは, 物体表面に対して垂直な単位ベクトル \mathbf{n} を用いて次のように表すことができる.

$$F = \oint_A (\rho \mathbf{u}) \cdot \mathbf{n} dA \quad (\text{A.42})$$

質量保存の原則より,

$$\frac{\partial m}{\partial t} = -F \quad (\text{A.43})$$

を満たす. すなわち,

$$\frac{\partial m}{\partial t} + \oint_A (\rho \mathbf{u}) \cdot \mathbf{n} dA = 0 \quad (\text{A.44})$$

であるから, ガウスの発散定理 (Gauss's divergence theorem) より

$$\frac{\partial m}{\partial t} + \int_V (\nabla \cdot (\rho \mathbf{u})) dV = 0 \quad (\text{A.45})$$

$$\frac{\partial(\rho V)}{\partial t} + \int_V (\nabla \cdot (\rho \mathbf{u})) dV = 0 \quad (\text{A.46})$$

$$\int_V \frac{\partial \rho}{\partial t} dV + \int_V (\nabla \cdot (\rho \mathbf{u})) dV = 0 \quad (\text{A.47})$$

$$\int_V \left(\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{u}) \right) dV = 0 \quad (\text{A.48})$$

となる。なお、ガウスの発散定理は以下の通り証明される。

ガウスの発散定理 (Gauss's divergence theory)

ある表面 S で囲まれた体積 V を考える。この表面に垂直な方向を持ち、体積 V に対して外向きを正とする単位ベクトルを \mathbf{n} とすると次のような関係が成り立つ。

$$\iiint_V \nabla \cdot \mathbf{A} dV = \iint_S \mathbf{A} \cdot \mathbf{n} dS \quad (\text{A.49})$$

ここで、任意のベクトル \mathbf{A} を三次元空間で積分すると

$$\int \mathbf{A} = \mathbf{i} \int A_x + \mathbf{j} \int A_y + \mathbf{k} \int A_z \quad (\text{A.50})$$

である。式 (A.49) によると、体積 V 中における発散 $\nabla \cdot \mathbf{A}$ がどのように分布していてもその体積積分は、体積 V の表面に対して垂直な \mathbf{A} の成分の面積積分に等しい。

証明

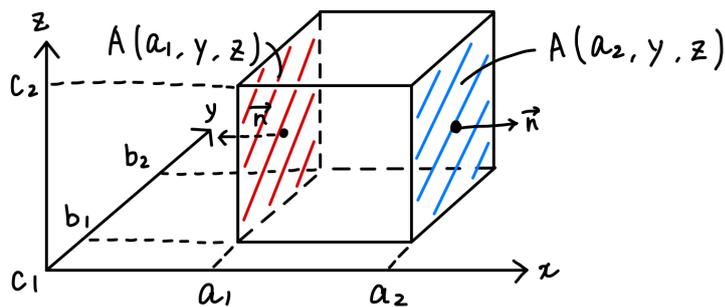


図-A.9: 体積 V の直方体

図-A.9のように $a_1 \leq x \leq a_2, b_1 \leq y \leq b_2, c_1 \leq z \leq c_2$ に存在する直方体を考える。この体積内でベクトル \mathbf{A} の発散を積分する。

$$\iiint \nabla \cdot \mathbf{A} dV = \int_{c_1}^{c_2} \int_{b_1}^{b_2} \int_{a_1}^{a_2} \left(\frac{\partial A_x}{\partial x} + \frac{\partial A_y}{\partial y} + \frac{\partial A_z}{\partial z} \right) dx dy dz \quad (\text{A.51})$$

$$= \int_{c_1}^{c_2} \int_{b_1}^{b_2} [A_x(a_2, y, z) - A_x(a_1, y, z)] dy dz \quad (\text{A.52})$$

$$+ \int_{c_1}^{c_2} \int_{a_1}^{a_2} [A_y(x, b_2, z) - A_y(x, b_1, z)] dx dz \quad (\text{A.53})$$

$$+ \int_{b_1}^{b_2} \int_{a_1}^{a_2} [A_z(x, y, c_2) - A_z(x, y, c_1)] dx dy \quad (\text{A.54})$$

ここで、右辺第1項は図-A.9においてベクトル \mathbf{A} を $x = a_1, a_2$ に存在する面それぞれについての積分の差である。 $x = a_2$ の面に関するベクトル \mathbf{A} と、その面に垂直であり体積に対して外向きを正とする単位ベクトル \mathbf{n} のスカラー積は正であり、 $x = a_1$ の面に関するベクトル \mathbf{A} の場合は負である。これは式 (A.51) における右辺第1項の符号と一致する。

このような体積が2つ隣り合っている場合を考える。両者はある1つの面で接しており、その面からのベクトル \mathbf{A} の発散は互いに打ち消しあう。そのため、複雑な形をした体積を微小に分割して考えた場合も同様であり、体積全体の表面積に関する積分が残る。

V は任意の体積であるから、いかなる体積においても式 (1.48) は成立する。すなわち、非積分関数は常にゼロとなる。

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{u}) = 0 \quad (\text{A.55})$$

ここで、 $\nabla \cdot (\rho \mathbf{u}) = \rho \nabla \cdot \mathbf{u} + \mathbf{u} \cdot \nabla \rho$ である。

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \rho + \rho \nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \quad (\text{A.56})$$

したがって、

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \quad (\text{A.57})$$

である。式 (A.55), (A.57) は密度の時間変化が流体の収縮・拡張時に生じることを示す。質量保存の式は連続式とも呼ばれる。

ラグランジュ的視点による導出

ある流体要素について、全質量に対する相対的な質量の変化を考える。流体要素内の質量は保存されるため、

$$\frac{1}{\delta M} \frac{D}{Dt}(\delta M) = \frac{1}{\rho \delta V} \frac{D}{Dt}(\rho \delta V) = \frac{\delta V}{\rho \delta V} \frac{D\rho}{Dt} + \frac{\rho}{\rho \delta V} \frac{D}{Dt}(\delta V) \quad (\text{A.58})$$

$$= \frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \frac{1}{\delta V} \frac{D}{Dt}(\delta V) = 0 \quad (\text{A.59})$$

である。ここで、 $\delta M = \rho \delta V$ である。さらに $\delta V = \delta x \delta y \delta z$ より、

$$\frac{1}{\delta V} \frac{D}{Dt}(\delta V) = \frac{1}{\delta x \delta y \delta z} \frac{D}{Dt}(\delta x \delta y \delta z) \quad (\text{A.60})$$

$$= \frac{\delta y \delta z}{\delta x \delta y \delta z} \frac{D}{Dt} \delta x + \frac{\delta x \delta z}{\delta x \delta y \delta z} \frac{D}{Dt} \delta y + \frac{\delta y \delta z}{\delta x \delta y \delta z} \frac{D}{Dt} \delta z \quad (\text{A.61})$$

$$= \frac{1}{\delta x} \frac{D}{Dt} \delta x + \frac{1}{\delta y} \frac{D}{Dt} \delta y + \frac{1}{\delta z} \frac{D}{Dt} \delta z \quad (\text{A.62})$$

ある 2 点における速度 u_A, u_B を $u_A = \frac{Dx}{Dt}, u_b = \frac{D(x+\delta x)}{Dt}$ とすると、

$$\delta u = u_B - u_A = \frac{D\delta x}{Dt} \quad (\text{A.63})$$

となる。同様に $\delta v = \frac{D}{Dt} \delta y, \delta w = \frac{D}{Dt} \delta z$ である。

$$\lim_{\delta V \rightarrow 0} \frac{1}{\delta V} \frac{D}{Dt} \delta V = \lim_{\delta x, \delta y, \delta z \rightarrow 0} \left(\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} + \frac{\delta w}{\delta z} \right) \quad (\text{A.64})$$

$$= \frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} + \frac{\delta w}{\delta z} = \nabla \cdot \mathbf{u} \quad (\text{A.65})$$

これより、式 (A.57) が導かれた。上式は三次元速度ベクトルの発散が、追跡する流体要素の体積の相対的な変化量に等しいことを示す。

熱力学の第一法則

熱力学の第一法則 (式 (A.31)) を書き換えるためにはいくつかの方法があるが、状態方程式 (式 (A.24)) の両辺について対数をとって微分する。

$$p = \rho RT \quad (\text{A.66})$$

$$\log p = \log \rho + \log R + \log T \quad (\text{A.67})$$

$$\frac{dp}{p} = \frac{dT}{T} + \frac{d\rho}{\rho} \quad (\text{A.68})$$

空気塊が影響を受ける気圧の変化を含む形式

$$dq = c_p dT - \left(\frac{1}{\rho}\right) dp \quad (\text{A.69})$$

ここで, $c_p = c_v + R$ は定圧比熱である. もし断熱過程であるならば, 空気塊への熱の出入りがな
いため ($dq = 0$), 式 (A.69) は理想気体について次のように変形できる.

$$c_p dT - \frac{dp}{\rho} = 0 \quad (\text{A.70})$$

状態方程式 (式 (A.24)) を代入して整理する.

$$c_p dT = \frac{RT}{p} dp \quad (\text{A.71})$$

$$\frac{dT}{T} = \frac{R}{c_p} \frac{dp}{p} \quad (\text{A.72})$$

これを変形して積分する.

$$\frac{dT}{T} = k \frac{dp}{p} \quad (\text{A.73})$$

$$\log T = k \log p + C \quad (\text{A.74})$$

ここで, $C = -k \log p_0 + \log \theta$ とすると,

$$T = \theta \left(\frac{p}{p_0}\right)^k \text{ where } k = \frac{R}{c_p} \quad (\text{A.75})$$

である. p_0 は基準とする大気圧 (大抵の場合 $p_0 = 1000[\text{hPa}]$), θ は温位 (potential temperature)
である.

気圧 p を用いずに温位を定義する ($s = c_p \ln \theta$) 場合, 熱力学の第一法則をさらに簡素に表現す
ることができる. 式 (A.69) に状態方程式を代入する.

$$dq = c_p dT - \frac{RT}{p} dp \quad (\text{A.76})$$

ここで, エントロピー s を用いて定義した温位は $s = c_p \ln \theta$ であるから,

$$s = c_p \ln T \left(\frac{p_0}{p}\right)^k \quad (\text{A.77})$$

$$= c_p \left(\ln T + \frac{R}{c_p} \ln p_0 - \frac{R}{c_p} \ln p \right) \quad (\text{A.78})$$

となる．両辺を微分して T をかける．

$$ds = c_p \left(\frac{dT}{T} - \frac{R}{c_p} \frac{dp}{p} \right) \quad (\text{A.79})$$

$$Tds = c_p dT - \frac{RT}{p} dp \quad (\text{A.80})$$

この式の右辺は式 (A.76) の右辺と一致するため、

$$dq = Tds \text{ where } s = c_p \ln \theta \quad (\text{A.81})$$

エントロピー $s = c_p \ln \theta$ とは状態を表す変数である．式 (A.81) を温位を用いて表すと次の通り．

$$dq = Tds \quad (\text{A.82})$$

$$= Td(c_p \ln \theta) \quad (\text{A.83})$$

$$= c_p \frac{T}{\theta} d\theta \quad (\text{A.84})$$

これらの式 (A.69), (A.81), (A.82) はラグランジュ的表現であり、断熱を仮定している．(全微分は流体要素における変化、偏微分は固定したある地点における変化) δt 秒間で δq を空気塊に加える (非断熱を仮定) する場合、 δt を極限まで 0 に近づけることで温位の変化率についてラグランジュ的微分方程式 (Lagrangian differential equation) が得られる．式 (A.82) の両辺を δt で割り、変形する．

$$\frac{\delta q}{\delta t} = c_p \frac{T}{\theta} \frac{\delta \theta}{\delta t} \quad (\text{A.85})$$

δt を 0 に近づける．

$$\frac{D\theta}{Dt} = \frac{1}{c_p} \frac{\theta}{T} \frac{Dq}{Dt} = \frac{1}{c_p} \frac{\theta}{T} \dot{q} = S \quad (\text{A.86})$$

\dot{q} はさまざまな物理過程による加熱への実質寄与を表す．これには放射フラックス収束、境界表面からの熱の乱流輸送や水の相変化に伴う潜熱が含まれている．源泉関数 S (source function) はこれらの過程を一まとめにしたもので、単位時間あたりの温位の変化である．きれいな大気の場合、長波放射に伴う冷却が支配的となり $S = 1[\text{K/day}]$ である．実際の多くの場面においては移流の効果がはるかに大きくなるため、2, 3 日未満の時間スケールにおいて熱力学の第一法則は温位の保存則となる．

$$\frac{D\theta}{Dt} = \frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \theta = 0 \quad (\text{A.87})$$

この文脈において、 $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ は長波放射に伴う冷却、 $\mathbf{u} \cdot \nabla \theta$ は移流の効果に対応する．長波放射により冷却された大気は風が吹くことでかき混ぜられ、一様な場となると考えられる．また、総観規模においては低気圧や高気圧などの擾乱の通過による移流を扱うため、2, 3 日より短い時間スケールにお

いては同じ擾乱の影響下にあると考えられる．そのため移流の効果も無視できるとして， $\frac{D\theta}{Dt} = 0$ とおけるだろう．

ニュートンの運動の第二法則

大気の流体要素に作用する力は2つに分類される．一つ目は体積力 (body force) であり，質量を有するすべての流体要素に対して体積全体にかけて作用する．この本において扱うただ一つの体積力であるかつ最も重要な体積力は重力 (the gravitational force) である．単位質量あたりに作用する重力を重力加速度 (the gravitational acceleration) と呼ぶ．

$$\frac{D\mathbf{u}}{Dt} = \frac{\partial\mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla\mathbf{u} = \mathbf{g} \quad (\text{A.88})$$

厳密には，重力加速度 \mathbf{g} は位置によって変化する．重力加速度は地球の中心からの距離に応じて減少する．また，地球の表面をある地点から別の地点に移動した時，地球の質量の空間的なばらつきにより重力加速度が変化する．しかし，この本での議論においてはこれらの変化はかなり小さい．重力は，重力ポテンシャル Φ というスカラー量の勾配である．

$$\mathbf{g} = -\nabla\Phi \quad (\text{A.89})$$

重力ポテンシャルは単位質量あたりのエネルギーである．大気中のある高さまで単位質量を持ち上げたときの仕事に相当する．重力ポテンシャルの絶対値は基準高さとする位置によって決定する任意の定数である．重力は，重力ポテンシャルの勾配だけで定義されるため，重力ポテンシャルの値が任意で決まることはたいした問題ではない．

二つ目は表面力 (surface force) であり，流体を構成する分子間において分子スケールで作用する．連続体仮説を考えると，流体要素を隔てる仮想的な表面に作用するものであり，応力と圧力は表面力である．せん断力 (tangential stress) が小さいあるいは非常に限定された流体の体積に作用する場合，応力 (normal stress) は等方的である．すなわち，あらゆる方向の応力が等しく作用する．このとき，圧力は負の応力であると定義される．ニュートンの第二法則において応力の効果を計算するため，流体中において3辺の長さが $\delta x, \delta y, \delta z$ である小さな直方体 (質量は $\rho\delta x\delta y\delta z$) を考える (図-A.10)．まず初めに， x 軸に垂直な面に作用する圧力 (x 軸方向の成分) を考える．正味の力は

$$\mathbf{F} = \mathbf{i}(p\delta y\delta z - (p + \delta p)\delta y\delta z) \quad (\text{A.90})$$

$$= \mathbf{i}(-\delta p\delta y\delta z) \quad (\text{A.91})$$

である． \mathbf{i} は x 軸方向の単位ベクトルである．単位質量あたりに作用する力 (圧力により生じる加速度) を得るために，両辺を流体要素の質量 ($\rho\delta x\delta y\delta z$) で割る．

$$\frac{\mathbf{F}}{\rho\delta x\delta y\delta z} = -\mathbf{i} \frac{\delta p}{\rho\delta x} \quad (\text{A.92})$$

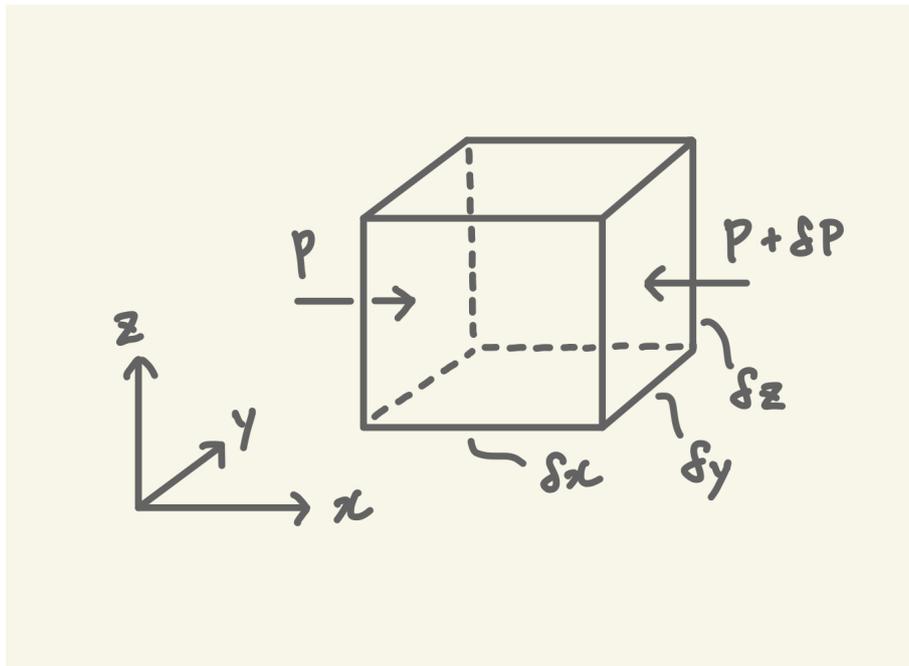


図-A.10: 流体要素に作用する応力

δx を極限まで 0 に近づけると, x 方向に作用する力は

$$F_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (\text{A.93})$$

である. y 軸, z 軸に垂直な面に対する圧力の効果も同様であるから, 流体要素の加速度に対する応力の効果をベクトル表記すると次の通りである.

$$\frac{\mathbf{F}}{\rho \delta x \delta y \delta z} = F_x = \frac{D\mathbf{u}}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p \quad (\text{A.94})$$

流れを加速させるのは圧力の勾配であるから, 圧力の絶対値は関係ないということがいえる. この項は気圧傾度力 (pressure gradient force) と呼ばれる. $(1/\rho)$ と p はどちらも流れの変数であるから, 非線形項であるということに気をつけたい. しかしながら移流項ほど非線形性が強くない. また, 非圧縮流体においては ρ が一定であるから, この項は線形である.

体積力と応力をニュートンの第二法則に含ませた形は, 運動方程式 (momentum equation) とも呼ばれ, 広く使われている.

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - \nabla \Phi \quad (\text{A.95})$$

この等式はオイラー方程式 (Euler's equation) と呼ばれる. ここではせん断力は無視できるものとして扱っているが, 実際の状況はもっと複雑である. 大気のようなたいの地球物理学的な流れにおいてはせん断力は非常に小さい. しかし, 局所的な地域においては, せん断力の効果が大きく, 流れを支配していることもある. たとえ多くの状況においてせん断力は無視できるとしても, このような理由から, オイラー方程式 (A.95) にせん断力の効果を加える. 図-A.11 のよう

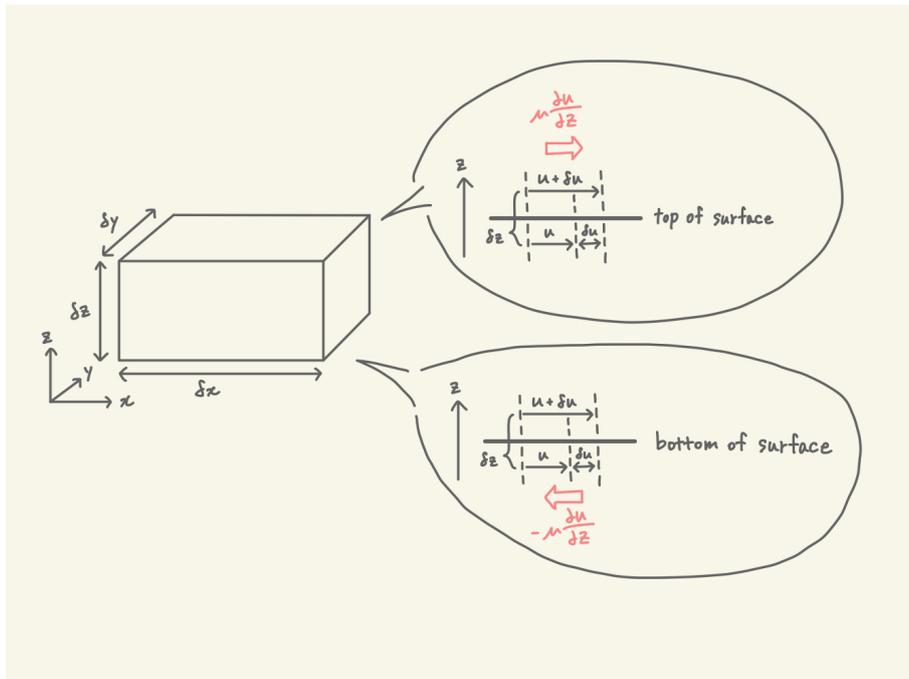


図-A.11: 流体要素に作用するせん断力

な流体の直方体について、 x 成分の速度が z 軸方向に変化する場合は考える。応力と同様に、実際の値よりも流体要素を横切る方向における力の変化が重要である。ニュートンの粘性法則より、流体要素の上側の表面に作用する x 軸方向の力は

$$F_{top} = \mu \left. \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{top} \delta x \delta y \quad (\text{A.96})$$

である。同様に、流体要素の下側の表面に作用する力は

$$F_{bottom} = -\mu \left. \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{bottom} \delta x \delta y \quad (\text{A.97})$$

である。 F_{bottom} は流体要素の下側に存在する流体によって生じるせん断力が、流体要素の下側の表面に作用する力であるため、マイナス記号は必ず必要である。ニュートンの第三法則より、流体要素の表面に作用する力と反対向きの力が裏側の面に作用するが、大きさは等しい。流体要素に作用する正味の力は F_{top} と F_{bottom} の差である。流体要素の質量は $\rho \delta x \delta y \delta z$ であるから、単位質量あたりの正味の力は次の通りである。

$$F_{total} = (F_{top} + F_{bottom}) / \rho \delta x \delta y \delta z \quad (\text{A.98})$$

$$= \left(\mu \left. \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{top} - \mu \left. \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{bottom} \right) / \rho \delta z \quad (\text{A.99})$$

$$= \frac{\mu}{\rho} \frac{\left. \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{top} - \left. \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{bottom}}{\delta z} \quad (\text{A.100})$$

δz を限りなく 0 に近づけると,

$$F_{total} = \nu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (\text{A.101})$$

である. ここで, $\nu = \mu/\rho$ は動粘性係数 (kinematic coefficient of viscosity) である. y 軸および z 軸における u の変化, すなわち v, w の変化も同様であるから, すべての結果を同時に表すために, 単位質量に対するせん断力の勾配は次の通り.

$$\mathbf{F}_T = \nu \nabla^2 \mathbf{u} \quad (\text{A.102})$$

この力を運動方程式 (A.95) に加えるナビエ・ストークス方程式 (Navier-Stokes equation) が得られる.

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - \nabla \Phi + \nu \nabla^2 \mathbf{u} \quad (\text{A.103})$$

圧縮性流体についてはこれは適用できない. 圧縮や引張に対する摩擦抵抗の項を加える必要がある.

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - \nabla \Phi + \nu \left(\nabla^2 \mathbf{u} + \frac{1}{3} \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) \right) \quad (\text{A.104})$$

追加した圧縮項は大気の運動に対して大きすぎる値を取るため, ほとんど重要でない.

本節の内容をまとめるため, 一連の微分方程式を示す.

$$\begin{aligned} \frac{D\theta}{Dt} &= S \\ \frac{D\rho}{Dt} + \rho \nabla \cdot \mathbf{u} &= 0 \\ \frac{D\mathbf{u}}{Dt} &= -\frac{1}{\rho} \nabla p - \nabla \Phi + \nu \nabla^2 \mathbf{u} \end{aligned}$$

式 (A.24) と式 (A.27) から T を消すことで状態方程式は次のようにまとめられる.

$$p^{1-k} = p_R^{-k} R \rho \theta \quad (\text{A.105})$$

これが 6 個の変数 u, v, w, p, θ, ρ に対する 6 個の方程式である. 式 (A.87), (A.57), (A.104) は時間 t に関する変数の変化を記述しており, 予後方程式 (予報式; prognostic equation) と呼ばれる. 数学的にシステムを完璧に記述する式系であり, どの変数の初期値を用いても以降の値を予測することができる.

ベルヌーイの定理

ベルヌーイの定理は単純だが，前節で導いた方程式から導き出される強力な結果である．オイラー方程式 (A.95) について，定常かつ非粘性 ($\nu \nabla^2 \mathbf{u} = 0$)，非圧縮 ($\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0$) の流れを仮定する．

$$\mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} = -\nabla \frac{p}{\rho} - \nabla \Phi$$

ベクトル公式より

$$\nabla(\mathbf{A} \cdot \mathbf{B}) = (\mathbf{B} \cdot \nabla)\mathbf{A} + (\mathbf{A} \cdot \nabla)\mathbf{B} + \mathbf{B} \times (\nabla \times \mathbf{A}) + \mathbf{A} \times (\nabla \times \mathbf{B})$$

であり， $\mathbf{A} = \mathbf{B} = \mathbf{u}$ として上に示す非線形移流項を次のように書き換える．

$$\nabla(\mathbf{u} \cdot \mathbf{u}) = 2\mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} + 2\mathbf{u} \times (\nabla \times \mathbf{u}) \quad (\text{A.106})$$

$$\mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} = \nabla \left(\frac{\mathbf{u} \cdot \mathbf{u}}{2} \right) - \mathbf{u} \times (\nabla \times \mathbf{u}) \quad (\text{A.107})$$

この公式を用いてオイラー方程式を次の通り変形する．

$$\mathbf{u} \times (\nabla \times \mathbf{u}) = \nabla \left(\frac{\mathbf{u} \cdot \mathbf{u}}{2} + \Phi + \frac{p}{\rho} \right) \quad (\text{A.108})$$

最後に，この方程式の両辺について \mathbf{u} との内積をとることで，スカラー量に変換する．左辺の $\mathbf{u} \times (\nabla \times \mathbf{u})$ は \mathbf{u} に対して垂直であるから， \mathbf{u} との内積は 0 となることに注意されたい．

$$\mathbf{u} \cdot \nabla B = 0 \quad (\text{A.109})$$

ここで，Bernoulli potential $\mathbf{B} = \nabla \left(\frac{\mathbf{u} \cdot \mathbf{u}}{2} + \Phi + \frac{p}{\rho} \right)$ は，同一の流線において保存される． \mathbf{B} の保存は，任意の流線上におけるエネルギーの構成を表すものであり，運動エネルギーや位置エネルギー，圧力エネルギーの関係性を満たすものである．圧力項が挙げられる理由は，我々が考えているのが剛体ではなく流体要素であるためだ．同一流線上における p , $\mathbf{u} \cdot \mathbf{u}$, Φ を関連づけるためにこの定理を用いる．例えば，断面が変化する管に沿う流れを考える．流れに垂直な間の断面を $A(s)$ とすると， s は流線沿いにおける距離に対応し，さらに流れが定常である場合，質量保存は次のように表される．

$$A_0 u_0 = A(s) u(s) \quad (\text{A.110})$$

さらに，管が水平であるならば Φ は変化しない．また，入口における p と u を p_0 と u_0 と表すと \mathbf{B} は同一流線上において保存されるため，

$$u_0^2 + \frac{p_0}{\rho} = \left(\frac{A_0}{A(s)} \right)^2 u_0^2 + \frac{p(s)}{\rho} \quad (\text{A.111})$$

となる。つまり、流速が大きくなると、圧力は必ず小さくなるし、その反対も然りである。ベルヌーイの定理が同一流線上の点どうしを比較する場合のみ有用であることに気をつけたい。違う流線上の点におけるエネルギーを比較することはできないし、乱流では流れが不定常であり流線を追跡することができないため不可能である。

A_0 に対して $A(s)$ が非常に小さい場合、

$$\left(\frac{A_0}{A(s)}\right)^2 u_0^2 > u_0^2 + \frac{p_0}{\rho} \quad (\text{A.112})$$

となりうる。そうすると、式 (A.111) の両辺は等しいため、 $p(s)$ は負となる。これは明らかに反物理的であり、ベルヌーイの定理における仮定の矛盾を示す。実際に上式を満たす場合、流体の流れはキャビテーション流れ (cavitating flow; 流体において圧力差により短時間で泡の発生と消滅が生じるため非定常となる現象) へ遷移していることを示す。断面積 $A(s)$ が小さいと流速 $u(s)$ が大きくなるため、圧力 $p(s)$ が小さくなる。もし圧力 $p(s)$ が飽和水蒸気圧を下回ると、液体が気化するため泡が発生するが、再び断面積が大きくなり流速および圧力が戻ると泡は消滅する。その際に生じる衝撃圧はポンプやプロペラにおける騒音・振動の原因となる。もちろん、ベルヌーイの定理をキャビテーション流れへの遷移に適用することはできない。

大気のような圧縮性流体においては、式 (A.109) は不完全である。もし流体要素の密度が変化に伴い体積も変化すれば、流体要素は周囲からの圧力に対抗するような仕事するためである。このような仕事を考慮するために、熱力学の第一法則が次の通りであるとする。

$$\dot{q} = c_v \mathbf{u} \cdot \nabla T + p \mathbf{u} \cdot \nabla \left(\frac{1}{\rho}\right) \quad (\text{A.113})$$

(式 (A.31) を参照) ここで、 \dot{q} は流体要素に加えられた熱である。この方程式は加熱が流体要素の内部エネルギーの変化あるいは流体要素が周囲からされた仕事によって現れることを述べる。式 (A.108) の代わりに次式が得られる。

$$\dot{q} = c_v \mathbf{u} \cdot \nabla T + p \mathbf{u} \cdot \nabla \left(\frac{1}{\rho}\right) + \frac{1}{\rho} \mathbf{u} \cdot \nabla p + \mathbf{u} \cdot \nabla \left(\frac{\mathbf{u} \cdot \mathbf{u}}{2} + \Phi\right) \quad (\text{A.114})$$

ここで、理想気体の方程式より $p/\rho = RT$ であり、定圧比熱は $c_p = c_v + R$ であるから式 (A.114) は次のように表される。

$$\mathbf{u} \cdot \nabla B = 0 \quad (\text{A.115})$$

ここで、 $B = \mathbf{u} \cdot \mathbf{u}/2 + \Phi + c_p T$ である。すなわち、圧縮性流体の定常流れにおいてベルヌーイの定理は、流体要素の運動エネルギー (kinetic energy) および位置エネルギー (potential energy)、そしてエンタルピー (enthalpy) の合計が同一流線上において保存されることを述べた定理である。そのため、もし流体要素が同一流線上を加速しながら移動する場合 (例: 翼の上側)、 B を保

存するために気温は低下する．さらに断熱冷却に伴い圧力は低下するため，

$$Tp^{-k} = \theta p_0^{-k} \quad (\text{A.116})$$

である．断熱膨張および圧縮によって翼の上側は下側よりも冷たくなるため，翼の下側の暖かい空気が上昇することを利用して飛行機が飛んでいるとも言えるだろう．流線上における気温の変化が十分に小さければ，式 (A.115) は非圧縮の形 (式 (A.109)) とすることができる．その条件はマッハ数 (Mach number；音速に対する代表流速の比) が小さいことである．山岳の風下における強風は，大気におけるベルヌーイの定理が一例である．山の山頂 1km から地上付近まで流線が降ってくる場合，式 (A.115) によると風速は理論上 140ms^{-1} 程度まで生じうる．

非断熱加熱と水蒸気

流体要素の時間発展は完全なる断熱過程におけるものではなく，熱力学方程式 (式 (A.87)) の右辺にある加熱・冷却項が重要である．流体要素は様々な過程において熱を供給されたり失ったりする．大抵の場合，加熱・冷却の速度は流体要素の移動に対して十分に遅いため，1, 2日より短い時間スケールにおいては近似的に断熱状態であると仮定できる．例えば，対流圏のきれいな空気が熱を失うのは自身の赤外熱放射 (長波放射) のせいである．これはたとえ宇宙においても同様である．大抵の場合，冷却速度は $1-2\text{K day}^{-1}$ であり，これは低気圧や高気圧などのよくある気象システムによってある地点の気温が変化する速度に対して小さい．同様に，地球一大気系は大気がきれいな状態においては日射 (短波放射) が地表面に到達することで加熱される．受け取った熱は様々な過程により大気中でかき混ぜられる．大抵の場合，短波放射による加熱は長波放射による冷却よりも 10^2Wm^{-2} 程度大きい．受け取った熱が大気全体にいきわたっていれば，気温の変化率は 1K day^{-1} となり，長波放射による冷却と同等である．これらの基礎的な計算に基づく，数日より短い時間スケール (空間的には総観規模に相当) においては，加熱・冷却の効果は流体粒子の運動に比べて小さいと言えよう．

しかし，この結論は当然のことではあるが正しくない．上の議論では大気に存在する水の役割を無視しているからである．水の効果を含まずに大気力学についてこれほど語られているのは実に驚くべきことである．つまるところ，一般的な考えとしては，気象学の主だった活用は雨雲に関する予報をすることである．中緯度における気象システムの主な特徴の多くは，水の効果についての詳細な議論をなしにしても明らかにされている．しかし，水が力学過程の根本を変えることはなくとも，水の相変化は気象システムの発達やある過程におけるエネルギーに対しては重要な役割を果たす．

水蒸気は大気の構成成分のひとつであり，非常に変動しやすい．暖かい熱帯の海上においては空気塊の質量の約 3% を占め，冷えた成層圏においては水蒸気の密度は 100 万分の 1 である．空気塊中の水蒸気量は比湿 (specific humidity) として表現される．比湿とは空気塊の総質量のうち水蒸気の質量が占める割合であり，一般に q で表される．また，湿潤空気とは乾燥空気と水蒸気を混合したものであり，湿潤空気，乾燥空気，水蒸気はそれぞれ理想気体方程式を満たす．水蒸気の特徴は乾燥空気のものとは異なっているため，湿潤空気の状態方程式は乾燥空気のものとはわ

ずかに異なる。

$$p = R_d \left(1 + q \left(\frac{R_v}{R_d} - 1 \right) \right) \quad (2.53)$$

なお、 R_d は乾燥空気の気体定数、 R_v は純粋な水蒸気の気体定数であり、水蒸気と乾燥気体の気体定数の比 $\frac{R_v}{R_d}$ の値は 1.61 となる。比湿 q のオーダーは 10^{-2} かそれよりも小さいため、乾燥気体と湿潤空気の状態方程式の違いはそれほど大きなものではない。大気中の水蒸気量を表す指標はもう一つあり、大気中に存在する水蒸気による圧力（以下、水蒸気圧 e ; vapour pressure）である。比湿 q の定義と、水蒸気および乾燥気体の状態方程式は次の通り。

$$\begin{aligned} q &= \frac{\rho_v}{\rho} = \frac{\rho_v}{\rho_d + \rho_v} \\ e &= \rho_v R_v T \\ p - e &= \rho_d R_d T \end{aligned}$$

2,3 行目の式を 1 行目の式に代入する。

$$q = \frac{e}{\frac{R_v}{R_d}(p - e) + e} \approx \frac{R_d e}{R_v p} \quad (2.54)$$

e は p に対して非常に小さいため、この近似は有効である。空気塊の最大水蒸気圧（つまり比湿）には決定的に上限がある。水蒸気圧が最大に達すると、飽和水蒸気圧と呼ばれ、水蒸気は凝結して水滴ができて始める。議論を進めるにおいて、空気が飽和するとこのような凝結は事実上すぐに発生する。飽和水蒸気圧 e_s はクラウジウス・クラペイロン式 (Clausius-Clapeyron equation) により与えられる。

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L}{T(\alpha_v - \alpha_l)} \quad (2.55)$$

ここで、 $\alpha_v = \rho_v^{-1}$, $\alpha_l = \rho_l^{-1}$ はそれぞれ水蒸気と液体の水の比容 (specific volumes) であり、 L は水蒸気が凝結した際に放出されるエネルギー（凝結潜熱; latent heat of condensation）である。凝結潜熱 L は定数、水蒸気の比容は液体の水の比容に対してかなり大きいと仮定すれば、飽和水蒸気圧は気温に依存するとして式 (2.55) を簡単に積分できる。そこで、気温を $T = T_0 + \Delta T$ とする。

$$e_s \approx e_{s0} \exp \left(\frac{L}{R_v T_0^2} \Delta T \right) \quad (2.56)$$

飽和水蒸気圧すなわち飽和比湿は気温に対して指数関数的に上昇するため、気温が $10K$ 上昇するごとに飽和比湿（飽和水蒸気圧）は 2 倍となる。 $T_0 = 273[K]$ とすると、飽和水蒸気圧は $611hPa$ であり、大気圧が $1000hPa$ とすると比湿は 3.8×10^{-3} である。

水の凝結による潜熱 L が非常に大きいため、大気力学において水蒸気は重要である。 $L = 2.5 \times 10^6 [J kg^{-1}]$ であり、一般的な物質に比べて 1 桁大きい。そのため、空気が上昇して断熱的に膨張した結果、空気が飽和すると、大量の潜熱が放出される。不飽和であれば上昇する空気塊は、飽

和した場合に比べて暖かい。比湿 q が Δq だけ変化した場合、凝結潜熱 ΔQ が放出される。

$$\Delta Q = -L\Delta q$$

負の符号は比湿が減少した時に熱が放出されることを示し、その逆もまた然りである。潜熱放出の重要性を示すために、いくつかの簡単な計算例が役立つ。気象システムにより日雨量 10 mm day^{-1} の降雨（比較的少なくはない雨量）がもたらされたとする、24時間で 10 kg m^{-2} の水が落下してきたことに相当する。

$$10^3 \text{ kg m}^{-3} \times 10 \text{ mm day}^{-1} = 10^3 \text{ kg m}^{-3} \times (10 \times 10^{-3}) \text{ m day}^{-1} = 10 \text{ kg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$$

もし空気柱のうち、地表面から 40 [kPa] までに含まれる水蒸気を消費して降雨がもたらされている場合、 60 [kPa] 分の湿潤空気の重さ m に対する消費した水蒸気（水）の重さ m_v の比は、その空気中における比湿の平均変化量である。

$$\begin{aligned} m &= 60 \text{ kPa/g} = 60 \times 10^3 \text{ Pa/g} \\ &= 60 \times 10^3 \text{ N m}^{-2} / 10 \text{ m s}^{-2} \\ &= 60 \times 10^3 \text{ kg m s}^{-2} \text{ m}^{-2} / 10 \text{ m s}^{-2} \\ &= 6 \times 10^3 \text{ kg m}^{-2} \\ \frac{m_v}{m} &= 10 \text{ kg m}^{-2} / (6 \times 10^3) \text{ kg m}^{-2} = 1.66 \times 10^{-3} \approx 1.7 \times 10^{-3} \end{aligned}$$

さらに、この降雨の凝結による潜熱放出は次の通り。

$$\begin{aligned} \Delta Q &= -L\Delta q = 2.5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1} \times 10 \text{ kg m}^{-2} \text{ day}^{-1} \\ &= 2.5 \times 10^7 \text{ J m}^{-2} \text{ day}^{-1} = \frac{2.5 \times 10^7}{3600 \times 24} \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1} \\ &= 289.3 \text{ W m}^{-1} = 290 \text{ W m}^{-1} \end{aligned}$$

これは全球平均の下向き短波放射とおおむね等しく、正味の加熱あるいは冷却よりも3倍大きい。熱力学方程式において対応するソース項は、

$$\dot{\theta} = - \left(\frac{p}{p_R} \right)^{-k} \frac{L}{c_p} \frac{Dq}{Dt}$$

飽和比湿 q_s は気温と気圧の関数であり、鉛直方向においては急激に変化する。鉛直流により飽和した空気塊が対流させられると、熱力学方程式のソース項は次のように表される。

$$\dot{\theta} = \left(\frac{p}{p_R} \right)^{-k} \frac{L}{c_p} \frac{\partial q_s}{\partial z} w \quad (2.57)$$

式(2.57)を個々の空気塊ではなく大気中で注目する領域に適用することを考える。数値予報モデルにおいてはグリッドボックスがそれに値するだろう。領域平均は上付きのバー $\overline{(\cdot)}$ 、領域平均か

らの差はプライム $(\cdot)'$ で示す. 注目する領域において式 (2.57) を平均する.

$$\bar{\theta} = \left(\frac{p}{p_R}\right)^{-k} \frac{L}{c_p} \left(\frac{\partial \bar{q}_s}{\partial z} \bar{w} + \overline{\left(\frac{\partial q'_s}{\partial z} w' \right)} \right) \quad (2.58)$$

References

- [1] d4pdf 利用手引き, last access: 2024-1-10. <http://www.miroc-gcm.jp/~pub/d4PDF/>.
- [2] Japan Meteorological Agency. 量的予報技術資料 第4章 アジア太平洋地上天気図の標準的な解析手法, volume 29. 2017.
- [3] Japan Meteorological Agency. Outline of the operational numerical weather prediction at the japan meteorological agency; appendix to wmo technical progress report., last access = 2024-1-10. <https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2022-nwp/index.htm>.
- [4] J Bjerknes and E Palmen. Investigation of selected european cyclones by means of serial wscents, vol. 12, 62 pp. *Am. Meteorol. Soc., Boston*, 1937.
- [5] Bjerknes, J. and Solberg, H. Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. *Geophys. Publik.*, 3(1):1–18, 1922.
- [6] R. H. Bourke and R. P. Garrett. Sea ice thickness distribution in the arctic ocean. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 13(3):259–280, April 1987.
- [7] J L Catto, C Jakob, G Berry, and N Nicholls. Relating global precipitation to atmospheric fronts: FRONTS AND PRECIPITATION. *Geophys. Res. Lett.*, 39(10), may 2012.
- [8] J L Catto and S Pfahl. The importance of fronts for extreme precipitation. *J. Geophys. Res.*, 118(19):10,791–10,801, October 2013.
- [9] D P Dee, S M Uppala, A J Simmons, P Berrisford, P Poli, S Kobayashi, U Andrae, M A Balmaseda, G Balsamo, P Bauer, P Bechtold, A C M Beljaars, L van de Berg, J Bidlot, N Bormann, C Delsol, R Dragani, M Fuentes, A J Geer, L Haimberger, S B Healy, H Hersbach, E V Hólm, L Isaksen, P Kållberg, M Köhler, M Matricardi, A P McNally, B M Monge-Sanz, J-J Morcrette, B-K Park, C Peubey, P de Rosnay, C Tavolato, J-N Thépaut, and F Vitart. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137(656):553–597, April 2011.
- [10] M. Deushi and K. Shibata. Development of a meteorological research institute chemistry-climate model version 2 for the study of tropospheric and stratospheric chemistry. *Pap. Meteorol. Geophys.*, 62:1–46, 2011.

- [11] Tetsuya Fujita and Henry A. Brown. A study of mesosystems and their radar echoes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 39(10):538–554, October 1958.
- [12] J Gleick. *Chaos: Making a New Science*. Penguin Books, 1987.
- [13] Bell B. Berrisford P. Biavati G. Horányi A. Muñoz Sabater J. Nicolas J. Peubey C. Radu R. Rozum I. Schepers D. Simmons A. Soci C. Dee D. Thépaut J-N. Hersbach, H. Era5 hourly data on single levels from 1940 to present. Accessed: 2023-12-2.
- [14] T D Hewson. Objective fronts. *Meteorol. Appl.*, 5(1):37–65, March 1998.
- [15] S. Hirahara, M. Ishii, and Y. Fukuda. Centennial-Scale sea surface temperature analysis and its uncertainty. *J. Clim.*, 27(1):57–75, January 2014.
- [16] Yasutaka Hirockawa, Teruyuki Kato, Kentaro Araki, and Wataru Mashiko. Characteristics of an extreme rainfall event in kyushu district, southwestern japan in early july 2020. *SOLAIAT*, advpub, 2020.
- [17] Tsuyoshi Hoshino, Tomohito J Yamada, and Hiroaki Kawase. Evaluation for characteristics of tropical cyclone induced heavy rainfall over the sub-basins in the central hokkaido, northern japan by 5-km large ensemble experiments. *Atmosphere*, 11(5):435, April 2020.
- [18] B. J. Hoskins and I. N. James. *Fluid Dynamics of the Mid-Latitude Atmosphere*. John Wiley & Sons, November 2014.
- [19] George J Huffman, Robert F Adler, Mark M Morrissey, David T Bolvin, Scott Curtis, Robert Joyce, Brad McGavock, and Joel Susskind. Global precipitation at One-Degree daily resolution from multisatellite observations. *J. Hydrometeorol.*, 2(1):36–50, February 2001.
- [20] Kenji Kamiguchi, Osamu Arakawa, Akio Kitoh, Akiyo Yatagai, Atsushi Hamada, and Natsuko Yasutomi. Development of APHRO-JP, the first japanese high-resolution daily precipitation product for more than 100 years. *Hydrological Research Letters*, 4:60–64, 2010.
- [21] Shinya Kobayashi, Yukinari Ota, Yayoi Harada, Ayataka Ebita, Masami Moriya, Hirokatsu Onoda, Kazutoshi Onogi, Hirotaka Kamahori, Chiaki Kobayashi, Hirokazu Endo, Kengo Miyaoka, and Kiyotoshi Takahashi. The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *気象集誌. 第2輯*, 93(1):5–48, 2015.
- [22] E N Lorenz. Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.*, 20(2):130–141, March 1963.
- [23] Mengyuan Ma, Melinda S Peng, Tim Li, and Lijuan Wang. Understanding the unusual track of typhoon lionrock (2016). *Weather Forecast.*, 37(4):393–414, April 2022.

- [24] M. Margules. Uber temperaturschichtung in stationar bewegter und ruhender luft. *Meteorol. Z.*, 23:243–254, 1906.
- [25] S T K Miller, B D Keim, R W Talbot, and H Mao. Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts.
- [26] Ryo Mizuta, Akihiko Murata, Masayoshi Ishii, Hideo Shiogama, Kenshi Hibino, Nobuhito Mori, Osamu Arakawa, Yukiko Imada, Kohei Yoshida, Toshinori Aoyagi, Hiroaki Kawase, Masato Mori, Yasuko Okada, Tomoya Shimura, Toshiharu Nagatomo, Mikiko Ikeda, Hirokazu Endo, Masaya Nosaka, Miki Arai, Chiharu Takahashi, Kenji Tanaka, Tetsuya Takemi, Yasuto Tachikawa, Khujanazarov Temur, Youichi Kamae, Masahiro Watanabe, Hidetaka Sasaki, Akio Kitoh, Izuru Takayabu, Eiichi Nakakita, and Masahide Kimoto. Over 5,000 years of ensemble future climate simulations by 60-km global and 20-km regional atmospheric models. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 98(7):1383–1398, July 2017.
- [27] Qoosaku Moteki. Role of typhoon prapiroon (typhoon no. 7) on the formation process of the baiu front inducing heavy rain in july 2018 in western japan. *SOLAIAIAT*, advpub, 2019.
- [28] Qoosaku Moteki, Hiroshi Uyeda, Takeshi Maesaka, Taro Shinoda, Masanori Yoshizaki, and Teruyuki Kato. Structure and development of two merged rainbands observed over the east china sea during X-BAIU-99 part i: Meso- β -Scale structure and development processes. *気象集誌. 第 2 輯*, 82(1):19–44, 2004.
- [29] Qoosaku Moteki, Hiroshi Uyeda, Takeshi Maesaka, Taro Shinoda, Masanori Yoshizaki, and Teruyuki Kato. Structure and development of two merged rainbands observed over the east china sea during X-BAIU-99 part II: Meso- α -Scale structure and build-up processes of convergence in the baiu frontal region. *気象集誌. 第 2 輯*, 82(1):45–65, 2004.
- [30] A. Murata, H. Sasaki, M. Hanafusa, and K. Kurihara. Estimation of urban heat island intensity using biases in surface air temperature simulated by a nonhydrostatic regional climate model. *Theor. Appl. Climatol.*, 112(1):351–361, April 2013.
- [31] R. Parfitt, A. Czaja, and H. Seo. A simple diagnostic for the detection of atmospheric fronts: A SIMPLE ATMOSPHERIC FRONTAL DIAGNOSTIC. *Geophys. Res. Lett.*, 44(9):4351–4358, May 2017.
- [32] S Petterssen. Contribution to the theory of frontogenesis. 1936.
- [33] S. Petterssen. *Frontogenesis and fronts in the Atlantic area*. Proc. Sixth General Assembly Int. Union of Geodesy, 1939.
- [34] Robert J Renard and Leo C Clarke. EXPERIMENTS IN NUMERICAL OBJECTIVE FRONTAL ANALYSIS. *Mon. Weather Rev.*, 93(9):547–556, September 1965.

- [35] Frederick Sanders. An investigation of the structure and dynamics of an intense surface frontal zone. *J. Atmos. Sci.*, 12(6):542–552, December 1955.
- [36] H. Sasaki, A. Murata, M. Hanafusa, M. Oh'izumi, and K. Kurihara. Reproducibility of present climate in a Non-Hydrostatic regional climate model nested within an atmosphere general circulation model. *SOLAIAT*, 7:173–176, 2011.
- [37] Sebastian Schemm, Irina Rudeva, and Ian Simmonds. Extratropical fronts in the lower troposphere-global perspectives obtained from two automated methods: Fronts in the lower troposphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 141(690):1686–1698, July 2015.
- [38] M A Shapiro and Daniel Keyser. Fronts, jet streams and the tropopause. In Chester W Newton and Eero O Holopainen, editors, *Extratropical Cyclones: The Erik Palmén Memorial Volume*, pages 167–191. American Meteorological Society, Boston, MA, 1990.
- [39] Ian Simmonds, Kevin Keay, and John Arthur Tristram Bye. Identification and climatology of southern hemisphere mobile fronts in a modern reanalysis. *J. Clim.*, 25(6):1945–1962, March 2012.
- [40] American Meteorological Society. Glossary of meteorology, last access November 17, 2023. <https://glossary.ametsoc.org/wiki/Welcome>.
- [41] Frederick Soster and Rhys Parfitt. On objective identification of atmospheric fronts and frontal precipitation in reanalysis datasets. *J. Clim.*, 35(14):4513–4534, July 2022.
- [42] Shiori Sugimoto. Heavy precipitation over southwestern japan during the baiu season due to abundant moisture transport from synoptic-scale atmospheric conditions. *SOLAIAT*, advpub, 2020.
- [43] K. Aranami T. Kato. Formation factors of 2004 niigata-fukushima and fukui heavy rainfalls and problems in the predictions using a cloud-resolving model. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, 1:1–4, 2005.
- [44] Nobuto Takahashi. An objective frontal data set to represent the seasonal and interannual variations in the frontal zone around japan. *気象集誌. 第2輯*, 91(3):391–406, 2013.
- [45] Carl M Thomas and David M Schultz. What are the best thermodynamic quantity and function to define a front in gridded model output? *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 100(5):873–895, May 2019.
- [46] Tomoo Ushio, Kazushi Sasashige, Takuji Kubota, Shoichi Shige, Ken'ichi Okamoto, Kazumasa Aonashi, Toshiro Inoue, Nobuhiro Takahashi, Toshio Iguchi, Misako Kachi, Riko Oki, Takeshi Morimoto, and Zen-Ichiro Kawasaki. A kalman filter approach to the global satellite mapping of precipitation (GSMaP) from combined passive microwave and infrared

- radiometric data. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 87A:137–151, 2009.
- [47] Nobuyuki Utsumi, Hyungjun Kim, Shinjiro Kanae, and Taikan Oki. Relative contributions of weather systems to mean and extreme global precipitation. *J. Geophys. Res.*, 122(1):152–167, January 2017.
- [48] Nobuyuki Utsumi, Hyungjun Kim, Shinta Seto, Shinjiro Kanae, and Taikan Oki. Climatological characteristics of fronts in the western north pacific based on surface weather charts. *J. Geophys. Res.*, 119(15):9400–9418, August 2014.
- [49] Tomohito J Yamada, Tsuyoshi Hoshino, and Akihiro Suzuki. Using a massive high - resolution ensemble climate data set to examine dynamic and thermodynamic aspects of heavy precipitation change. *Atmos. Sci. Lett.*, 22(12), December 2021.
- [50] Seiji Yukimoto, Yukimasa Adachi, Masahiro Hosaka, Tomonori Sakami, Hiromasa Yoshimura, Mikitoshi Hirabara, Taichu Y Tanaka, Eiki Shindo, Hiroyuki Tsujino, Makoto Deushi, Ryo Mizuta, Shoukichi Yabu, Atsushi Obata, Hideyuki Nakano, Tsuyoshi Koshiro, Tomoaki Ose, and Akio Kitoh. A new global climate model of the meteorological research institute: MRI-CGCM3 —model description and basic performance—. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 90A:23–64, 2012.
- [51] 気象庁. 気象観測統計の解説. Accessed: 2024-1-9.
- [52] 気象庁. 令和四年度数値予報解説資料. 2022.
- [53] 気象庁. 台風の接近の判断に用いる気象官署等, last access April 3, 2023. <https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/statistics/accession/kanshotou.pdf>.
- [54] 気象庁. 気象データ高度利用ポータルサイト, last access December 15, 2023. <https://www.data.jma.go.jp/developer/index.html>.
- [55] 気象庁. 気象庁防災情報 xml フォーマット 技術資料, last access December 15, 2023. https://xml.kishou.go.jp/tec_material.html.
- [56] 気象庁. 災害をもたらした気象事例（平成元年～本年）, last accessed August 26, 2021. https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/index_1989.html.
- [57] 国土交通省. 国土数値情報ダウンロードサイト, last access December 15, 2023. https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/gmlold/datalist/gmlold_KsjTplt-W12.html.
- [58] 国土交通省開発局. 平成 28 年 8 月北海道大雨激甚災害を踏まえた今後の水防災対策のあり方, last access December 11, 2023. https://www.hkd.mlit.go.jp/ky/kn/kawa_kei/ud49g7000000f010-att/splaat000000hdsv.pdf.

- [59] 国土交通省中国地方整備局. 平成 30 年 7 月豪雨 ～中国地方整備局 災害対応の記録～. 1 2019. p.14 文中.
- [60] 三輪健治 and 酒井重典. 大規模場からみた 1981 年 8 月の北海道の大雨. *気象庁研究時報*, 33(11):277–281, 1981.
- [61] 山口宗彦. ベータドリフト. *天気*, 60(2):133–135, 2013.
- [62] 植原茂次 and 武田宏. 昭和 56 年 8 月 3 日から 6 日にかけての前線と台風 12 号による石狩川洪水災害及び日高地方土砂災害調査報告. *主要災害調査*, 18:1–73, 1982.
- [63] 内海 信幸, 瀬戸 心太, and 鼎 信次郎. 地上天気図を元にした前線グリッドデータの作成. *地球環境シンポジウム講演集*, 21:91–95, 2013.
- [64] 吉崎 正憲. ローレンツ・カオスの理解の仕方 (気象の ABC-No.35). *天気*, 61(3):205–209, 2014.
- [65] 石崎澤. 1981 年 8 月北海道における 2 回にわたる大雨などによる災害について. *水利科学*, 1981.
- [66] 播磨屋敏生 and 菊地勝弘. 1981 年 8 月上旬北海道豪雨の解析 (i): 豪雨の微細構造と形成. *北海道大学地球物理学研究報告*, 1983.
- [67] 国土交通省中国地方整備局 福山河川国道事務所. 平成 30 年 7 月豪雨の概要について, last access December 13, 2023. https://www.cgr.mlit.go.jp/photo/h3007gouu_kiroku/pdf/h3007gouu_kiroku_002.pdf.
- [68] 北野慈和, 山本太郎, 小林彩佳, and 山田朋人. 2016 年 8 月豪雨事例を含む過去 56 年間に北海道周辺を通過・上陸した台風の統計的解析. *土木学会論文集 B1 (水工学)*, 73(4):I_1231–I_1236, 2017.
- [69] 津口 裕茂 and 加藤 輝之. 集中豪雨事例の客観的な抽出とその特性・特徴に関する統計解析. *天気*, 61(6):455–469, 2014.