

秋の対馬暖流と日本海沿岸における降雪の経年変動

横松, 和
九州大学大学院総合理工学府総合理工学専攻地球環境理工学メジャー

<https://hdl.handle.net/2324/7179511>

出版情報：九州大学，2023，修士，修士
バージョン：
権利関係：



令和 5 年度

九州大学大学院総合理工学府

総合理工学専攻地球環境理工学メジャー修士論文

秋の対馬暖流と日本海沿岸における降雪の経年変動

氏 名 横松 和

指導教員 木田 新一郎 准教授

目次

Abstract	3
第1章 はじめに	4
1.1 研究背景	4
1.2 先行研究	5
1.3 研究目的	5
1.4 論文の構成	6
第2章 使用データと解析手法	10
2.1 使用データ	10
2.2 解析手法	11
第3章 対馬暖流と降水量	16
3.1 秋の対馬暖流の総流量と冬の日本海沿岸の降水の相関	16
3.2 秋の対馬暖流の流量と冬の日本海沿岸1地点ごとの降水の相関	16
3.3 考察	17
第4章 対馬暖流と海面水温	20
4.1 秋の対馬暖流の流量変動	20
4.2 対馬暖流に対する海面水温（NDJ）の応答	20
4.3 海面水温のラグ相関	20
4.4 水道・東水道	21
4.5 考察	22
第5章 考察	27
5.1 大気変動の役割	27
5.2 空間分布の特徴	27
第6章 まとめ	31
参考文献	32
謝辞	34

Abstract

日本列島の日本海側は、世界有数の豪雪地帯として知られている。これは冬季、大気より暖かい日本海の海面水温 (SST) 上を季節風が北西より吹くことが要因の一つだと考えられている。日本海の暖かい SST は、南から流入する対馬暖流によって形成することから、Hirose and Fukudome (2006) は、秋の対馬暖流の強さが、冬季の日本海側の降水量の増減につながることを 1997-2005 年の観測データを用いて示した。本研究は、この関係性が近年も継続しているのか、そして対馬暖流の変動に伴って日本海の SST がどう応答しているのか、SST のより詳細な応答分布の特徴を明らかにし、また日本海沿岸の各地の降水量変動との関係をより詳細に明らかにするのが目的である。

対馬海流の流量、日本海の SST、アメダス雨量の観測データを用いて解析した結果、2006～2017 年の間、秋の対馬暖流と冬季の降水量との相関が弱くなっていたことが明らかになった。観測地点ごとに調べたところ、日本海沿岸全域で相関が弱くなっており、特に北日本沿岸で相関が逆転して負の相関を示していた。さらに秋の対馬暖流と初冬の日本海の SST との相関を調べたところ、対馬海流の総流量および西水道の流量は日本海南部の SST と強い相関を示すことがわかった。しかし、東水道の流量は 1997～2005 年は SST と日本海沿岸が強い相関を示していたものの、2006～2017 年はほぼ無相関へと変化していた。2006～2017 年の対馬暖流と降水量の関係性の変化は、対馬暖流の東水道の流量の変動によって起きた可能性があることが示唆された。

冬季の降雪量の変動は大気変動によっても起こる。そこで季節風の強さの指標であるモンスーンインデックス (MOI) と降水量との相関解析を行ったところ、全期間で MOI と降水量の領域平均とは強い相関を示していた。しかし、観測点ごとにみると 2006～2017 年は北陸の一部を除いて相関係数がほとんどの地点で下がっていた。対馬海流による SST 変動だけでなく、季節風に対する降水量の応答が日本海沿岸各地で弱まったことも、対馬海流の変動と冬季の降水量の関係性を弱くさせた一因である可能性がある。

第1章 はじめに

1.1 研究背景

冬季の日本は、同緯度帯の中でも比較的に寒冷である。大気再解析データ（JRA-55 アトラス、気象庁情報基盤部数値予報課）を用いて作成した 850 hPa 面（上空 1500 m）の冬季の平均気温を見てみると、日本が位置する北緯 35° 付近の東アジアと北米東岸は、同じ緯度帯の中でも特に寒冷域となっていることが分かる（図 1.1）。

日本は寒冷であるに加えて、北海道、東北、北陸地方などが世界有数の豪雪地帯となっている。豪雪は家屋の倒壊や交通機能の麻痺など、日常生活に様々な形で影響を及ぼす。日本政府は、「積雪が特にはなはだしいため、産業の発展が停滞的で、かつ、住民の生活水準の向上が阻害される地域」として国土の 51%を豪雪地帯に、そしてそのうち 20%を特別豪雪地帯に指定している（国土交通省国土政策局、2013）。特に日本海側の多くの地域は豪雪地帯として指定されている。これは日本海側が、大気より暖かい日本海に面しており、冬季は大陸から日本に向けて流入する寒気が存在するためである。

近年、朝鮮半島の長白山脈の南東から日本の日本海沿岸にかけて発生する日本海寒気団収束帯（Japan-sea Polar airmass Convergence Zone: JPCZ）が注目をあびている（図 1.2）。北陸から山陰にかけて短時間のうちに多くの降雪をもたらすことで深刻な雪氷災害をもたらすためである。JPCZ は年数回から十回程度、ユーラシア大陸から吹く北西風が長白山脈を越えずに二手に分かれ、風下である日本海で合流して収束した際に発生する。この収束帯には、対馬暖流によってもたらされた日本海のあったかい海水から大量に大気へ水蒸気が供給され、雪雲が発達するラインが形成されるようになる。JPCZ は 1 日～数日程度停滞し、風下で積乱雲が発生する。

JPCZ がもたらした大雪として 2018 年 1 月 10～日 1 月 12 日があげられる（平成 29 年度豪雪）。北陸地方、特に新潟県の山間部と平野部にも記録的な大雪となった。JR 信越線では列車が立ち往生するなど様々な交通網が麻痺し、ほかにも農業用のハウスの破損、漁船の沈没などの影響が報告されている（新潟地方気象台、2018）。冬季に発生する JPCZ の観測研究はなかなか進んでこなかったが、新学術領域研究「かわりゆく機構系における中緯度大気海洋相互作用 hotspot」では 2022 年 1 月下旬に、日本各地の豪雪をもたらした JPCZ は三重大学の立花教授をはじめとする研究チームによって、非常に強い寒波の下、観測が行われた（Tachibana et al., 2022）。水産大学校の耕洋丸上から 1 時間毎のバルーン観測が行われるなど、JPCZ の詳細な大気構造と海の内部構造が明らかになりつつあり、研究が進むことで降雪の予報の精度向上、豪雪による災害の被害軽減につながることが期待される。

日本海側の降雪と大気の変動、特に気温と降雪の関係について明らかにしたのが Takeuchi et al. (2008) である。特に豪雪地帯では、暖かい冬は降水量が少なく、寒い

冬は降水量が多い、つまり気温と冬季の降水量の関係には負の相関があることを観測データから示した(図 1.3)。そして大陸から寒波が流入した年は、雪が多くなるという関係があると明らかにした。

しかし、日本海側での降雪システムは、大気の変動のみで説明できるわけではない。冬季の日本海上空には西高東低の気圧配置の際には北西より寒気が流入し、日本海海面水温 (Sea Surface Temperature, SST) が気温よりも温度が高いために、寒冷な季節風により冷却されると同時に、大量の水蒸気と熱が大気に放出される。つまり日本海の水温も冬季の降雪の一要因となる。そして日本海南部の SST を暖めるのは、黒潮から分岐した対馬暖流である。そこで本研究では日本海の水温に影響をもつ対馬暖流の変動が、日本海側の降雪量に与える影響を明らかにすることである。

1.2 先行研究

対馬暖流の経年変動が、冬季の日本海沿岸の総降水量を変動させる要因となっている可能性がある。Hirose and Fukudome (2006) (HF06) は、対馬暖流の夏から秋 (8 月から 11 月まで) にかけての対馬暖流の平均流量が、冬季 (12 月から 2 月) の日本海沿岸の総降水量と強い相関があることを示した (図 1.4)。これは秋に日本海へ流入した対馬暖流の流量が多いことで日本海南部がさらに暖かくなり、日本海南部で蒸発が促進され、冬季の北西からの季節風によって湿潤な空気塊が日本にもたらされ、日本海側では平年より多い降雪量へと繋がっていることを示唆している。

HF06 では対馬暖流の流量を釜山-博多間で横断するフェリーかめりあ (図 1.5) に搭載した超音波流速計 (ADCP: Acoustic Doppler Current Profiler) で測定し、8~11 月の平均流量を求めている。日本海沿岸 44 地点の観測地点において AMeDAS を用いて観測された 12~2 月の総降水量の相関も求めており、両者の相関係数は 0.767 だった。対馬暖流の流速はおおよそ 0.1 m/s であり、4 ヶ月で対馬から青森の直線距離に相当する約 1000km 進む、つまり 1 季節の対馬暖流の変動から降水量の変動へと繋がるにはタイムラグが存在する。

1.3 研究目的

HF06 は、対馬暖流の経年変動が日本海側の降雪量に強い影響をもつことを明らかにしたが、使用したデータの解析期間が 9 年間のみと非常に短期間であった。よって同様の関係が近年も継続しているかは不明である。近年の傾向を明らかにするには、より長期的かつ近年のデータを用いて、近年の秋の対馬暖流と冬の降水量の関係性を明らかにする必要がある。また対馬暖流の変動に伴って SST がどう応答しているのか、SST の分布の特徴を明らかにしつつ、地域ごとの降水量の経年変動に果たす役割を解明することを目的とする。

日本海には黒潮を起源とする対馬暖流が対馬海峡を通じて流入する。この対馬暖流

は日本海を北緯 40 度付近を横断し津軽暖流として、津軽海峡から流出する。北緯 40 度は、日本海の Subarctic Front であり、水温、塩分の勾配があることが知られている。さらに対馬海峡の東水道から日本沿岸に沿って流れる第一分枝と西水道から朝鮮半島の東水道へ流れる第三分枝に分けられる。西水道から隠岐諸島方面へ流れる第二分枝は夏季だけ発達するため、今回は言及しない。よって、本研究では対馬暖流を西水道・東水道に、降水量データは観測地ごとに、SST は日本海全域を解析することで、HF06 では分からなかった地域的な特徴を統計的に詳しく調査する。

1.4 論文の構成

本論文は全 6 章で構成されている。以下のように各章の概要をまとめる。

第 1 章では、日本海側の降雪量の経年変動に対して対馬暖流の流量変動が果たする役割について述べた。第 2 章では本研究で用いた対馬暖流の流量、SST データ、降水量のデータの詳細について説明し、データの処理とその解析方法について記す。第 3 章では HF06 と同様に対馬暖流と降水量の解析を行い、さらに相関関係の空間分布を明らかにする。第 4 章では対馬暖流が SST に与える影響を明らかにする。時間変化、さらに西水道・東水道のデータを用いた詳細な解析で相関関係のある海域を詳細に検証する。第 5 章では MOI（モンスーンインデックス）を用いて近年の対馬暖流と降水量の関係性を考察する。第 6 章は第 5 章までの結果を総括し、結論とする。

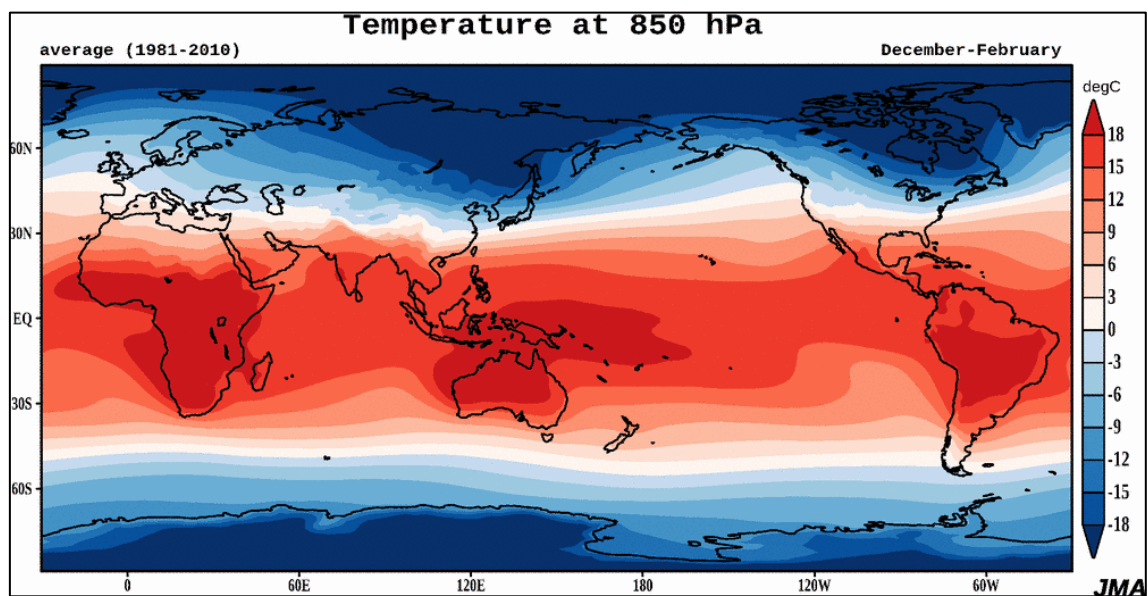


図 1.1 大気再解析データ (JRA-55 アトラス) を基に作成された 1981～2010 年の冬季 (12～翌 2 月) の 850hPa 面の気温の気候値 (気象庁情報基盤部数値予報課 “等圧面の気候値” JRA-55 アトラス 2015)

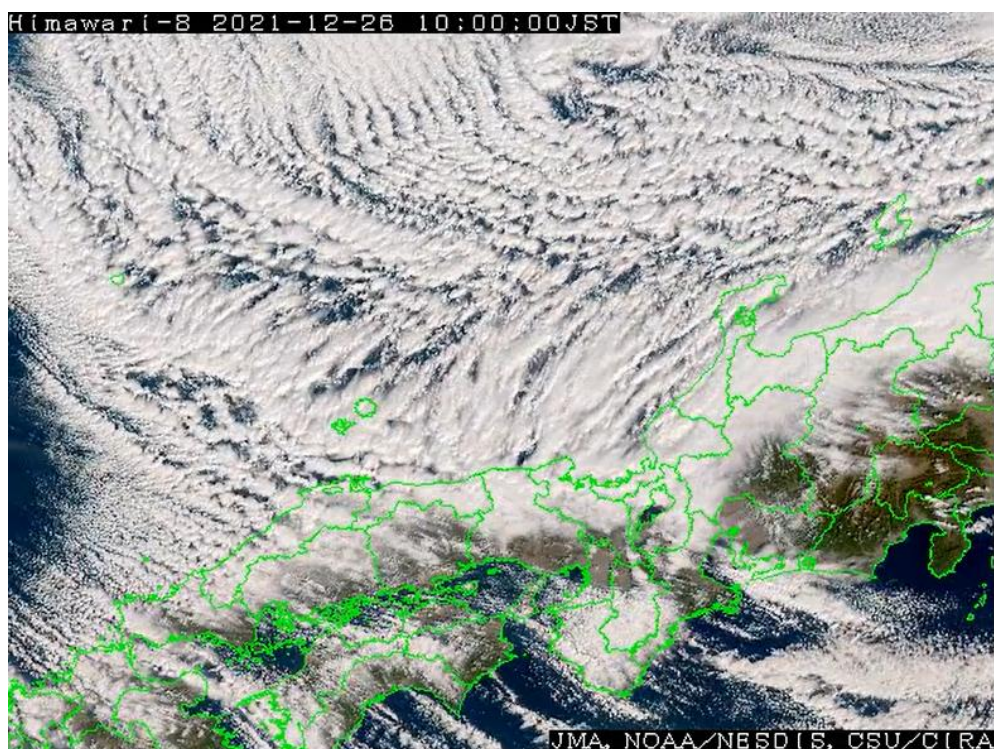


図 1.2 日本時間 2021 年 12 月 26 日 10 時のひまわりのトゥルーカラー再現画像 (提供：JMA, NOAA/NESDIS, CSU/CIRA) (気象庁 “冬型の気圧配置” 2023a)。島根沖に JPCZ が発生している。

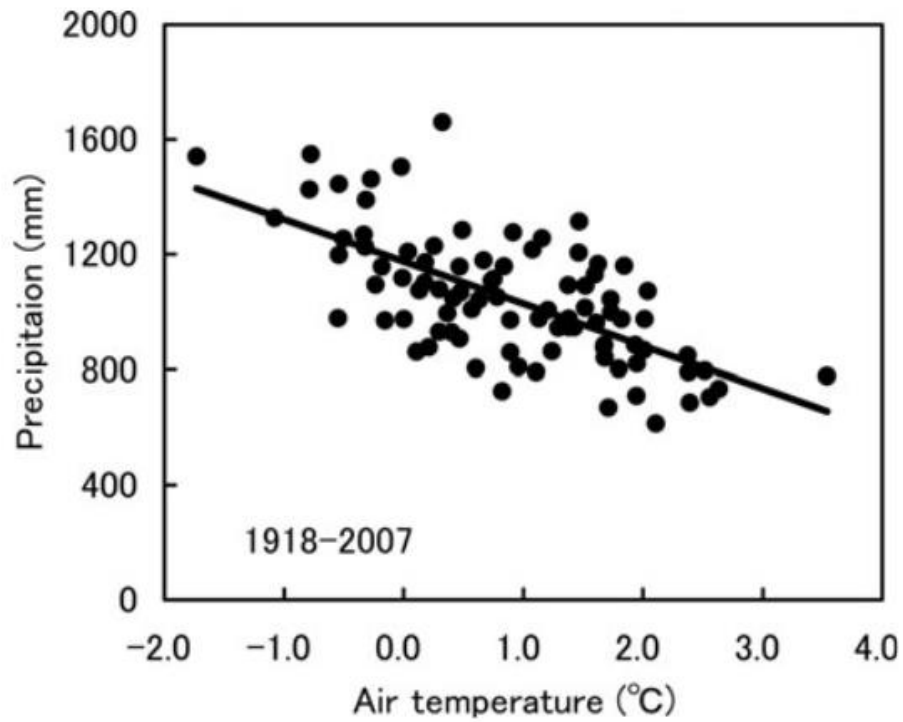


図 1.3 1918～2007 年の十日町市の冬季（12～翌 2 月）の気温と降水量の関係（Takeuchi et al.(2008)の Fig.3.）。

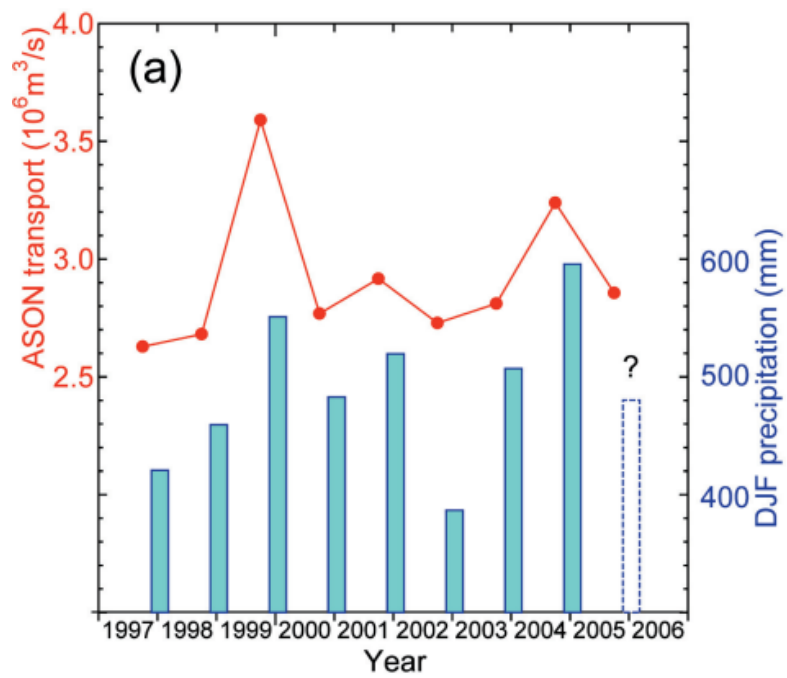


図 1.4 秋季（8～11 月）の対馬海峡を通過した対馬暖流の流量（赤線）と冬季（12～翌 2 月）の日本海沿岸の降水量（青色）。（Hirose and Fukudome (2006) の Fig.2.）



図 1.5 博多-釜山間を往復するフェリー「ニューかめりあ」
(カメリアラインホームページ、2023)

第2章 使用データと解析手法

2.1 使用データ

(a) 降水量

本研究で用いた降水量データは、気象庁の自動気象データ収集システム (AMeDAS: Automated Meteorological Data Acquisition System) により収集されたデータである (気象庁、2023b)。AMeDAS データはおおよそ 17 キロメートル間隔で設置している雨量計で計測したデータであり、時間解像度は 1 時間、計測は 0.5mm/hour である。降雪は、雪質によって積もり方が異なり、溶けることなく新たに降る雪によって圧雪されることもあるため、積雪深から定量的に降雪量を評価することは難しい。しかし、AMeDAS では採集した雪や霰などをヒーターで温め、降水量として換算するため、定量的な評価が可能である。観測点として表 1 の北海道から山陰までの日本海沿岸の 44 地点を用いた (図 2.2)。これらの観測点は HF06 の Fig.1 (図 2.1) を参考に選んだものである。解析期間は 1997~2017 年の 21 年間であり、降水量は各年の冬季の 12~翌 2 月までの降水量を足し合わせた積算値である。

(b) SST

本研究で用いた SST データは OISST (Optimum Interpolation Sea Surface Temperature) である (NOAA, 2023)。OISST は衛星、船舶、ブイ、アルゴフロートによって観測されたデータを用いて評価した SST であり、観測上の空間・時間のギャップを補完しているため欠損値がない。水平解像度は 0.25° 、時間解像度は 1 日ごとである。

日本近海の 1993 年 1 月 1 日から 2018 年 12 月 31 日までの 26 年分のデータを用いた。秋の対馬暖流が日本海へ広がる時間差を考慮し、各年の 10~翌 2 月までの 5 か月間のデータを主に用いた。1 グリッドごとの 3 ヶ月平均を 10~12 月 (OND)、11~翌 1 月 (NDJ)、12~翌 2 月 (DJF) で求めた。

日本海は対馬暖流が流れる流域で SST が高くなり、北緯 40° 付近には水温フロントがある (日比野ら、2009)。そこで本研究では図 2.3 に示すように日本海南部の海域を、対馬暖流が日本海に直接影響を及ぼす範囲と考えた。日本海における SST の領域平均を求める際は、この日本海南部で空間平均値である。

また、近年は地球温暖化によって全球規模の SST 昇温が報告されている。日本の気候変動 2020 では日本近海では、世界の年平均海面水温は 100 年当たり 0.55°C で、また日本近海の年平均海面水温は 100 年当たり 1.14°C で、有意に上昇している、と報告されている。SST 昇温の影響を取り除くため、本研究では領域平均した昇温トレンドを除去した SST を用いる。領域平均には北緯 34° ~ 50° 、東経 127° ~ 142° の瀬戸内海、太平洋を除いた年平均 SST を用い、1993~2019 年までの 27 年間のデータから

トレンドの大きさを最小二乗法で求め、その大きさは $0.208^{\circ}\text{C}/10$ 年であった(図 2.4)。SST データは 1993 年を基準に、トレンド成分を除去した値を用いる。1993 年の 3 ヶ月平均値を基準に、各年の上昇分の値のみを除去した。例えば、1994 年は OND、NDJ、DJF は、どれも 0.0208°C を引いており、月単位の上昇分は考慮していない。

(c) 対馬暖流

対馬暖流の流量データは内海(2019)を使用した。このデータは釜山-博多間で就航するカメラライン株式会社のフェリー「かめりあ」及び「ニューかめりあ」(図 1.5)に船底設置された超音波式多層流向流速計(ADCP: Acoustic Doppler Current Profiler)による流速の断面観測データをもとに流量を見積もったデータである。2004 年 2 月までは「かめりあ」で一日ごとに往路復路の観測、それ以降は「ニューかめりあ」が一日で往復運航したため、より高頻度の観測がなされた。データは 1 か月ごとに求められており、本研究では 1997~2017 年の 21 年間、そして秋季の対馬暖流として 8~11 月の流量の 4 か月平均値を各年の流量値として用いる。

本研究では、特別に分けて記さない限り、対馬暖流の流量は博多から釜山までの西水道・東水道を合わせた総流量のことを指す。対馬を境とした博多-厳原間の東水道、厳原-釜山間の西水道、を区別する場合は、そのように明記してある。

HF06 で用いられた流量データは、本研究と同様の ADCP 流速データより求められたものであるが、Takikawa et al. (2005) の方法で見積もられた値である。本研究で用いる内海(2019)では、観測の測線がよりフェリーの航路に合致するように再定義されている。内海(2019)の流量は 1997-2005 年の期間はいずれの年も HF06 よりも小さい値となっているが、値の変動には大きな違いはない。

2.2 解析手法

(a) 対馬暖流と降水量の相関解析

HF06 の結果と比較しながら、近年の対馬暖流の経年変動と、降水量の領域平均と観測点ごとの経年変動の相関解析を行った。よって対馬暖流の流量と日本沿岸の降水量の相関解析は、HF06 と同様に対馬暖流の流量は秋季(8~11 月)の月平均流量、降水量は冬季(12~翌 2 月)の総降水量を用いた。総降水量の領域平均は表 2.1 に示してあるすべての観測点の平均値である。

解析期間は HF06 と同様の 1997~2005 年、本研究で新たに追加した 2006~2017 年の 2 期間に分けて行う。各期間の結果を比較し、HF06 で示された対馬暖流と降雪の関係性が継続しているかを判断する。

(b) 対馬暖流と SST の相関解析

対馬暖流と日本海上の SST の経年変動の相関解析を行う際、対馬暖流の流量は先程

と同様、秋季（8～11月）の月平均流量を用いる。SSTの3ヶ月平均はHF06と同様のNDJに加えてONDとDJFも用いる。ただしHF06と異なり、トレンドを除去した値を用いる。相関解析は、降水量と同様に1997～2005年と2006～2017年の2期間に分けて行った。

表 2.1 降水量の解析に使用し AMeDAS の観測点の地名一覧。日本沿岸の 44 地点。

AMEDAS観測地			
益田	島根県益田市	羽幌	北海道苫前郡
浜田	島根県浜田市	留萌	北海道留萌市
松江	島根県松江市	小樽	北海道小樽市
米子	鳥取県米子市	札幌	北海道札幌市
鳥取	鳥取県鳥取市	岩見沢	北海道岩見沢市
豊岡	兵庫県豊岡市	倶知安	北海道虻田郡
舞鶴	京都府舞鶴市	寿都	北海道寿都郡
敦賀	福井県敦賀市	函館	北海道函館市
彦根	滋賀県彦根市	せたな	北海道久遠軍
福井	福井県福井市	深浦	青森県西津軽郡
金沢	石川県金沢市	能代	秋田県能代市
輪島	石川県輪島市	秋田	秋田県秋田市
富山	富山県富山市	弘前	青森県弘前市
朝日	富山県下新川郡	青森	青森県青森市
高田	新潟県上越市	北上	岩手県北上市
相川	新潟県佐渡市	盛岡	岩手県盛岡市
新潟	新潟県新潟市	本荘	秋田県由利本荘市
長岡	新潟県長岡市	酒田	山形県酒田市
湯沢	新潟県南魚沼郡	角館	秋田県仙北市
新庄	山形県新庄市	湯沢	秋田県湯沢市
山形	山形県山形市	若松	福島県会津若松市
大井沢	山形県西村山郡	江差	北海道檜山郡

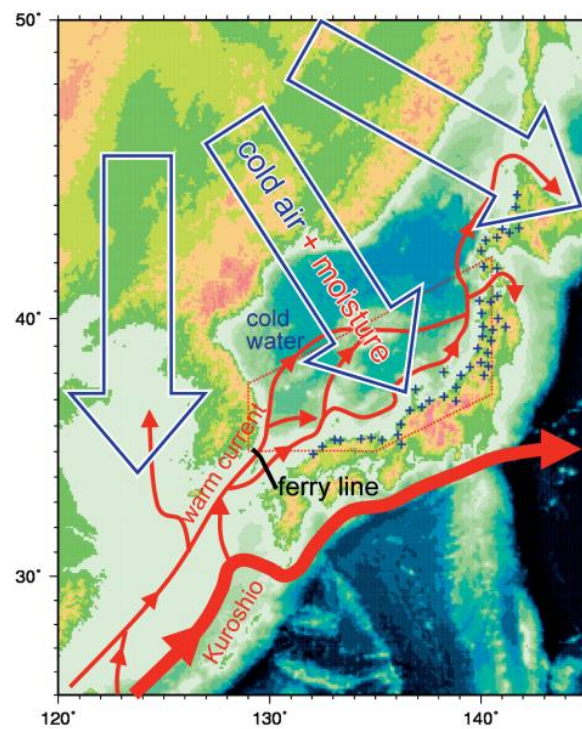


図 2.1 東アジアの暖流と冬季の季節風の模式図。青い十字は降水量の観測地点（Hirose and Fukudome (2006) の Fig.1.)

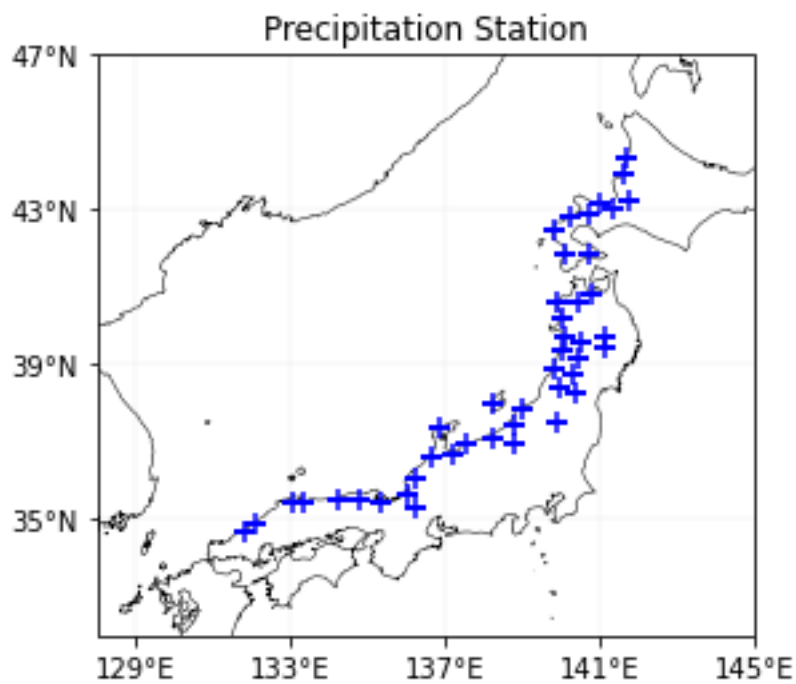


図 2.2 本研究で降水量の解析に用いた AMeDAS 観測地点（表 2.1）を地図上に示した

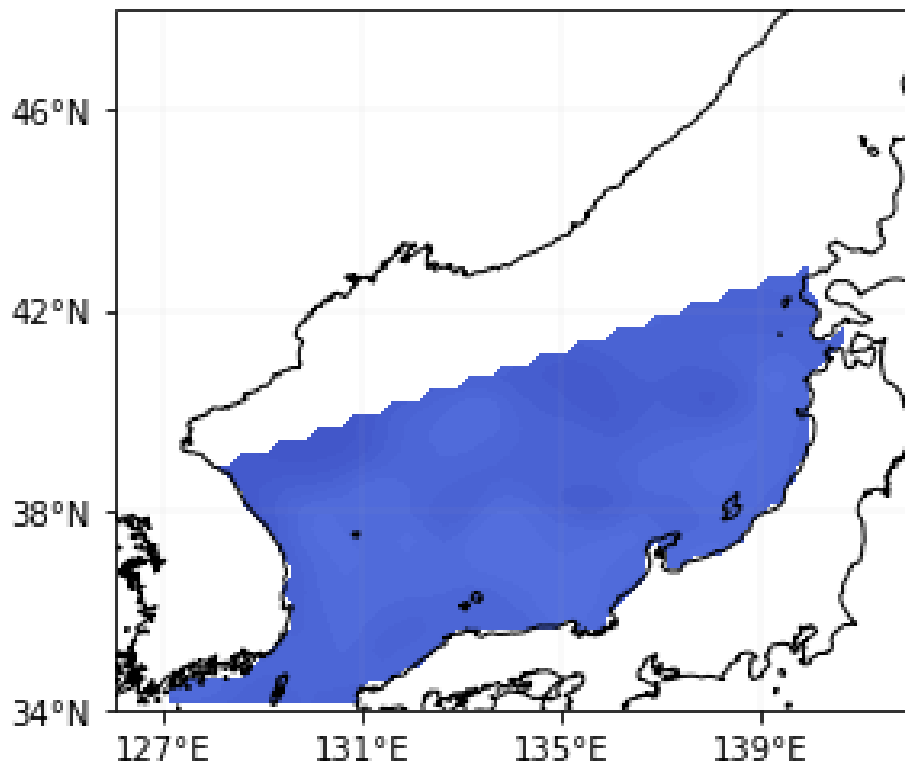


図 2.3 本研究で定義した対馬暖流が影響を及ぼす日本海南部の範囲（青色）

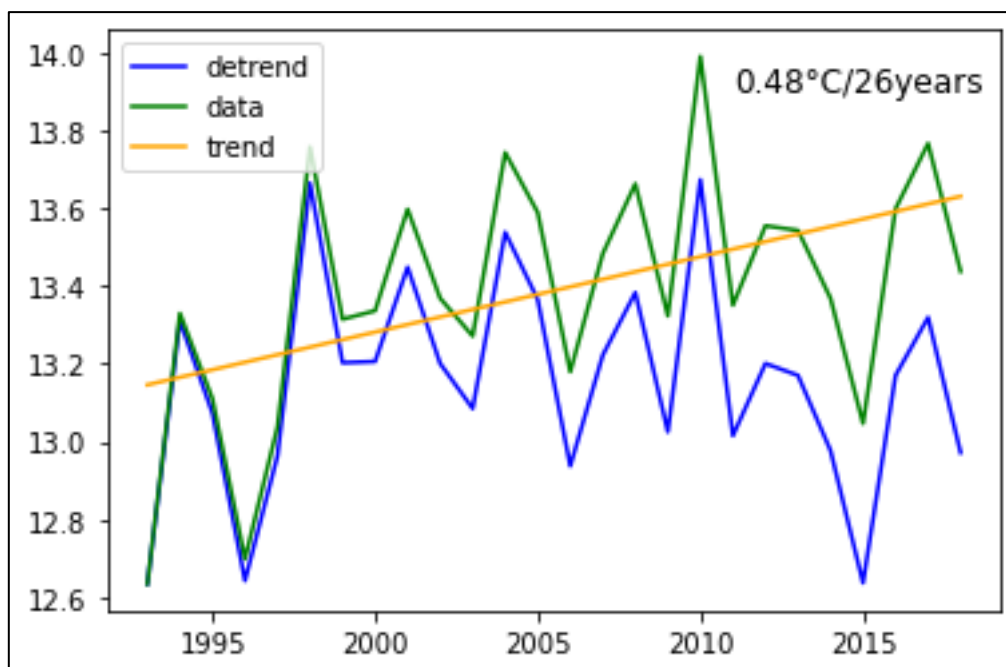


図 2.4 1993～2018 年の 1～12 月の年平均値を用いた日本海の SST の平均水温の経年変動とトレンド。緑が SST の変動、黄色は 26 年間のトレンド、青色がトレンドを除去した値。

第3章 対馬暖流と降水量

本章では内海（2019）で求められた秋季の対馬暖流の流量の経年変動と日本海沿岸の冬季の積算降水量の経年変動の相関解析を行う。

3.1 秋の対馬暖流の総流量と冬の日本海沿岸の降水の相関

1997～2017 年までの秋季の対馬暖流の流量と日本海沿岸の冬季の積算降水量の経年変動を求めた（図 3.1）。

1997～2005 年の値は、ほぼ HF06 と同様のものを示している。対馬暖流の流量の平均流量は 2.40 Sv である。1999 年、2004 年に 2.78、2.67 Sv と大きく、1997 年、2000 年は 2.16、2.29 Sv と小さい年であった。降水量の平均値は 477 mm であった。1999 年、2004 年が 529、569 mm と多く、1997 年、2002 年は 404 mm、379 mm と少ない年であった。対馬暖流と降水量の相関係数は 0.71 と非常に強い正の相関関係があり、p 値は 0.03 と統計的にも有意であった。

2006～2017 年の対馬暖流の流量は平均 2.50 Sv であった。2010 年、2011 年に 2.81 Sv、2.82 Sv と 2 年連続大きいものの、2013 年以降は 4 年連続で減少しており、2017 年には 2.18 Sv まで減少した。この期間の、1997～2005 年よりも 0.1 Sv 大きい。降水量は 2010 年、2014 年にそれぞれ 530 mm、572 mm と多く、2006 年、2013 年は 412 mm、478 mm と少ない年であった。降水量の平均値は 497 mm であり、1995～2007 年より 20 mm ほど多かった。対馬暖流と比べて降水量は 2013 年以降に連続して減少しておらず、対馬暖流の変動とは一致しない。対馬暖流と降水量の相関係数も 0.13 と小さく、さらに p 値は 0.71 と統計的に有意ではなかった。

3.2 秋の対馬暖流の流量と冬の日本海沿岸 1 地点ごとの降水の相関

1997～2005 年、2006～2017 年の 2 つの期間において対馬暖流の流量変動と観測地点ごとの降水量の相関解析を行った（図 3.2）。

1997～2005 年は日本海沿岸全域で正の相関である地点が分布していた。特に東北沿岸と北海道南部では相関係数が 0.7 を超える強い正の相関を示しており、北日本を中心に 95%の有意水準を満たしている地点が多く全体で 15 地点あった。西日本においても北日本ほどの強い相関ではなく、95%の有意水準を満たしていないが、正の相関を示している。

2006～2017 年は、1997～2005 年と比べてほぼ全域で大きく相関関係が変化している。特に東北沿岸と北海道南部では負の相関を示している。中でも北海道のせたなでは相関係数は -0.70 と強い負の相関を示しており、かつ 95%有意水準を満たしている。95%有意水準を満たす地点数は 4 地点と大幅に減少していた。

3.3 考察

解析から得られた秋の対馬暖流の流量と冬の日本海沿岸の降水の相関係数は 1997～2005 年の間は 0.71 と HF06 の値 (0.767) とも整合的である。そして、ほぼ同様の結果が得られたことからデータセットによる違いは小さいと考えられる。

2006 年以降は、秋の対馬暖流の流量に対する冬の日本海沿岸の降水の相関係数は大幅に下がっている。そこで降水量は領域平均せずに、山陰から北海道まで観測点ごとに相関係数を求めたところ、1997～2005 年と 2006～2017 年までは空間分布が大きく変わっていることが明らかになった。山陰から能登半島周辺までは大幅な変化はないが、2006～2017 年では東北地方沿岸を中心に負の相関関係がある。これは 1997～2005 年と真逆であり、HF06 で提唱されたメカニズムとも一致しない。つまり、対馬暖流の流量変化と降雪の変化を結びつける過程が 2 つの期間では異なっていることが予想される。

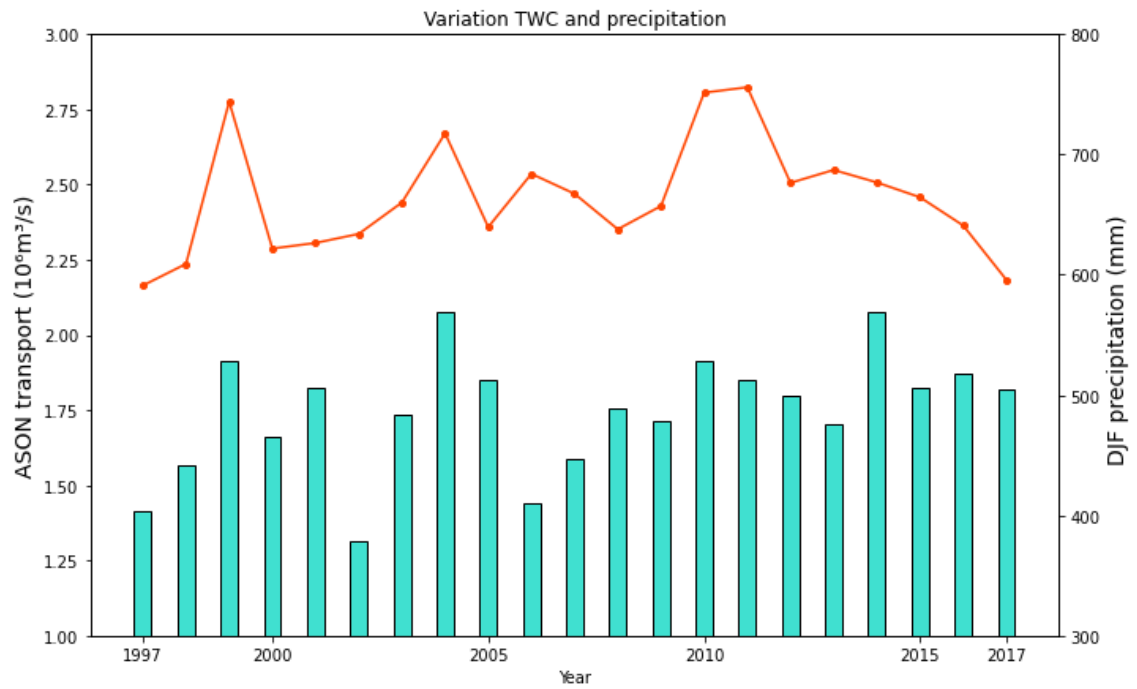
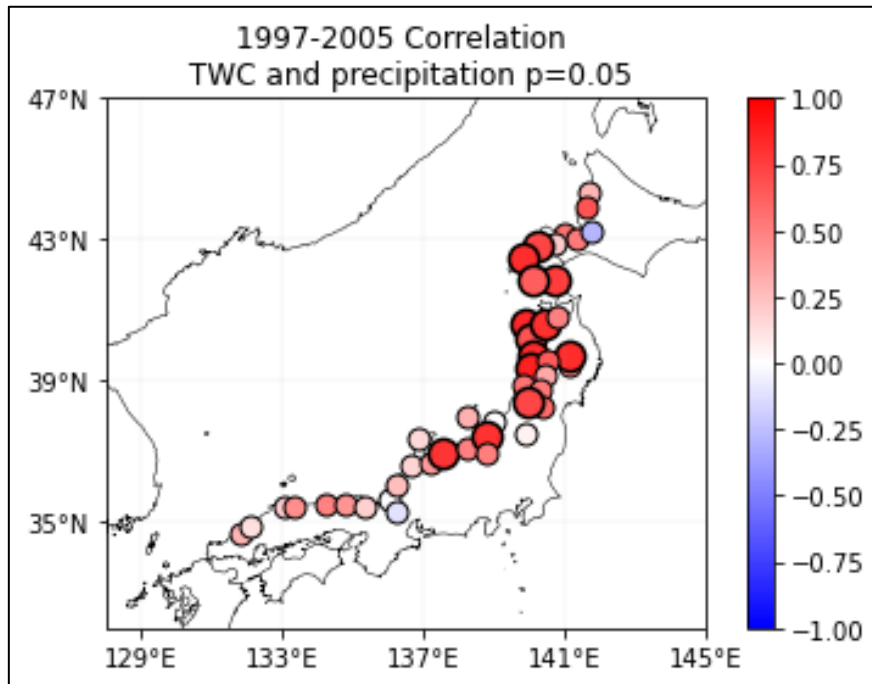
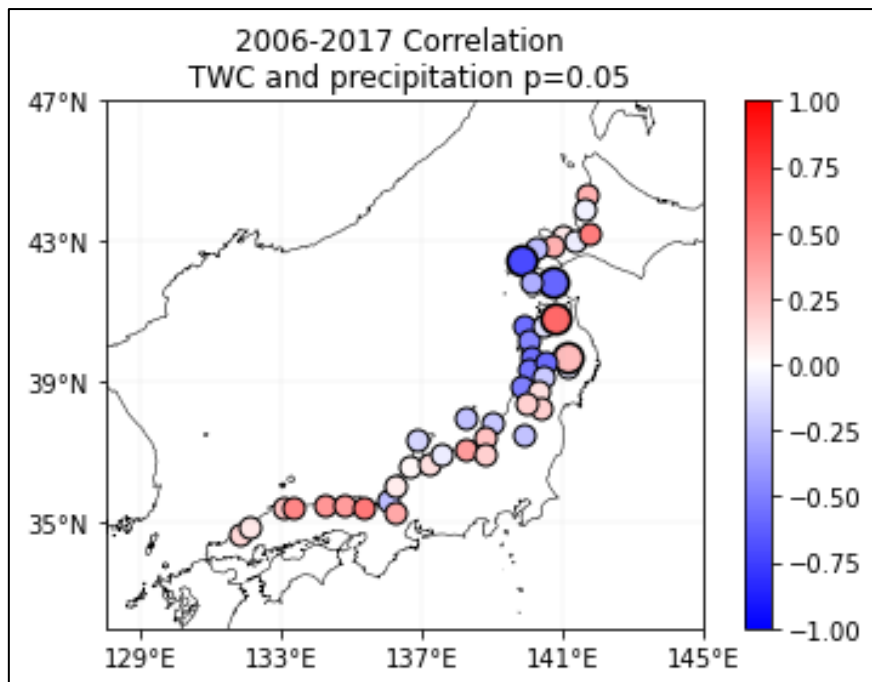


図 3.1 秋季（8～11 月）の対馬海峡を通過した対馬暖流の流量（赤線）と冬季（12～翌 2 月）の日本沿岸を領域平均した積算降水量値（青棒）。左の軸が対馬暖流の流量、右の軸が降水量を示す。



(a) 1997～2005 年の 9 年間の相関。



(b) 2006～2017 年の 21 年間の相関。

図 3.2 秋季（8～11 月）の対馬海峡を通過した対馬暖流の流量と冬季（12～翌 2 月）の日本沿岸の AMeDAS 観測点ごとの相関。大きい丸は 95% 有意水準を満たす。

第4章 対馬暖流と海面水温

HF06 で提唱されている秋季の対馬暖流の強弱と冬季の降雪の強弱を結びつけるメカニズムにおいて一体どの過程が 1997～2005 年と 2006～2017 年では異なるのか、SST の変動に着目して解析を行った。まず対馬暖流の総流量の変化に対する日本海上の SST の応答、続いて対馬暖流を西水道、東水道の流路に分け、それぞれに対する SST の応答を解析した。

4.1 秋の対馬暖流の流量変動

1997～2017 年の 21 年間において、秋季の対馬暖流の流量は西水道の方が東水道よりも大きい（図 4.1）。経年変動もあるが、西水道は東水道のおおよそ 1.5～2 倍ほどである。

対馬暖流の経年変動の傾向は西水道と東水道に違いがあった。1997 年を除いて、西水道の変動は対馬暖流の総流量の変動とほぼ一致していた。一方、東水道は 1997～2000 年までの 4 年は大きく変動しているものの、2001 年以降は変動が小さく、総流量と西水道の流量がともに大きかった 2004 年と 2010 年も特に大きな値を示していない。

4.2 対馬暖流に対する海面水温（NDJ）の応答

対馬暖流の経年変動が SST にどの程度影響を与えるか調べるため、対馬暖流の流量（8～11月）と SST（11～1月）の相関を日本海全体で求めた（図 4.2）。すると 1997～2005 年は、富山沖から北海道西岸まで広い範囲で強い正の相関があること示しており、統計的にも有意であることが分かった。加えて、長白山脈の南側の北緯 40° 付近にも強い正の相関の範囲があった。日本海南部で相関が小さい、もしくは負の相関を示しているのは山陰の沖合に位置する北緯 35～39°、東経 129～136° の範囲内である。一方、2006～2017 年は北緯 36～39° の範囲に強い正の相関があり、2005 年以前と比較して東北沿岸周辺の強い正の相関の範囲が小さくなった。特に北緯 39～42° の範囲では強い正の相関関係がある範囲が東北沿岸以外はほとんど存在せず、東経 130° 付近には負の相関関係を示す範囲もあった。1997 年から 2017 年にかけて継続して、対馬暖流の流路上に強い相関関係が存在していることから SST は対馬暖流の流路上で応答していると考えられる。

4.3 海面水温のラグ相関

秋季の対馬暖流に対する冬季の日本海の SST 応答はこれまで NDJ を対象に行った。さらに SST 応答の時間変化を検証するため、対馬暖流の流量は 8～11 月で固定するものの、日本海の海面水温を 10 月から翌 2 月までの範囲で 3 か月ごと（OND、NDJ、DJF）の相関を検証した（図 4.3）。

1997～2005 年は東北から北海道沿岸の広い範囲で強い正の相関があり、OND、NDJ、

DJF の時間変化とともにこの範囲は変わることなく、徐々に相関係数が大きくなっていく傾向があった。また 95%有意水準も満たしていた。また山陰の沖合に位置する北緯 35~39°、東経 129~136° の範囲内も対馬暖流の流路ではあるものの、同様に継続して相関が小さいままであった。

2006~2017 年は SST が山陰から北陸にかけて北緯 36~39° の範囲に強い相関があるが、OND、NDJ、DJF と時間が変化するとともに徐々に強い相関の範囲が減少していた。DJF の時には有意水準 95%を満たす範囲はほとんどなくなった。

強い相関が出現する範囲は違うが、1997~2005 年と 2006~2017 年のどちらの期間も、対馬暖流の流路上では SST は応答していることが分かった。1997~2005 年は相関が強まる傾向がある一方、2006~2017 年は弱まっている。対馬暖流によってもたらされた温かい海水は、時間とともに大気等の変動によって徐々に相関が弱まること自体は自然であり、2006~2017 年の SST 応答に不自然な傾向は確認できなかった。

4.4 水道・東水道

(a) 西水道

西水道の流量の経年変動に対する日本海上の SST の相関解析を行った（図 4.4）。1997~2005 年は OND では日本海南部に強い相関の範囲はほとんどないが、NDJ には西水道上、そして青森から北海道南部にかけて強い相関があらわれはじめ、95%有意水準も満たしていた。DJF には、青森・北海道南部から西へ範囲が伸び、北緯 40~45° に沿って強い相関が見られる。

2006~2017 年は OND では日本海南部の広い範囲にわたって強い相関があり、NDJ でも維持されているが、DJF では弱くなっていた。朝鮮半島沖の北緯 39~42°、東経 129~136° の範囲では総流量の時と同様に負または相関の小さい範囲が存在した。

西水道と SST の相関は、21 年間を通して対馬暖流の総流量と SST の相関関係と非常によく似ている。これは総流量に対する西水道の流量成分が大きいこと、そして経年変動の様子が似ていたこと（図 4.1）と整合的である。

(b) 東水道

東水道の流量の経年変動に対する日本海上の SST の相関解析を行った（図 4.5）。1997~2005 年は OND、NDJ、DJF にわたって東水道の流路である日本沿岸に沿って強い正の相関が続いている。95%有意水準を満たす範囲も時間変化ごとに徐々に日本沿岸に沿って北上していたことから、この結果は東水道を通った対馬暖流が日本海を暖めながら北上していることと整合的である。

2006~2017 年は OND、NDJ、DJF にわたって東水道と SST の強い相関を示す範囲が日本沿岸にほとんど存在せず、OND、NDJ に福井、石川沖に 95%有意水準を満たす正の相関の範囲が局所的に出現するのみであった。対馬暖流の変動に対して、

SST が応答していないということは、この期間において対馬暖流はそもそも日本海を暖める役割を果たしていない、もしくは大気によって早々と水温が冷え、対馬暖流のシグナルが確認できなくなったことが考えられる。

4.5 考察

秋季の対馬暖流が強まると日本海南部が暖まり、冬季の日本海の蒸発量が増えて日本海沿岸で降水量が増える、という HF06 のメカニズムは確かに 1997～2005 年の期間は機能していたと思われる。しかし、2006～2017 年では対馬暖流と降水量の間に強い相関関係が継続しなくなっていた。対馬暖流が日本海の SST を暖めるという役割は継続しているようだが、西水道・東水道に分けて対馬暖流の役割を検証してみると、西水道の流量と SST は強い相関関係が継続しているにも関わらず、東水道の流量は 1997～2005 年と 2006～2017 年では大きく変化していた。これは冬季の降水量のきっかけをつくるのは対馬暖流全体ではなく、東水道の成分であることが示唆している。ただ、2006 年～2017 年の東水道の流量は安定しており、変化が小さい。2017 年に最も小さい 0.818 Sv、2011 年に最も大きい 1.114 Sv である。2005 年以前と比べ、そもそもデータの分散が小さいことが、相関の弱さに繋がった可能性があることも留意したい。

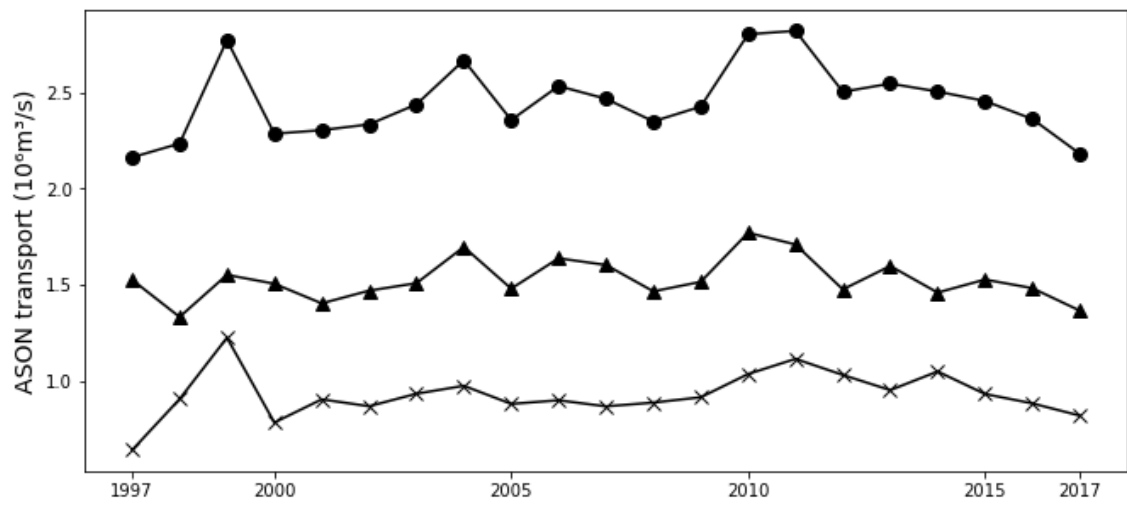
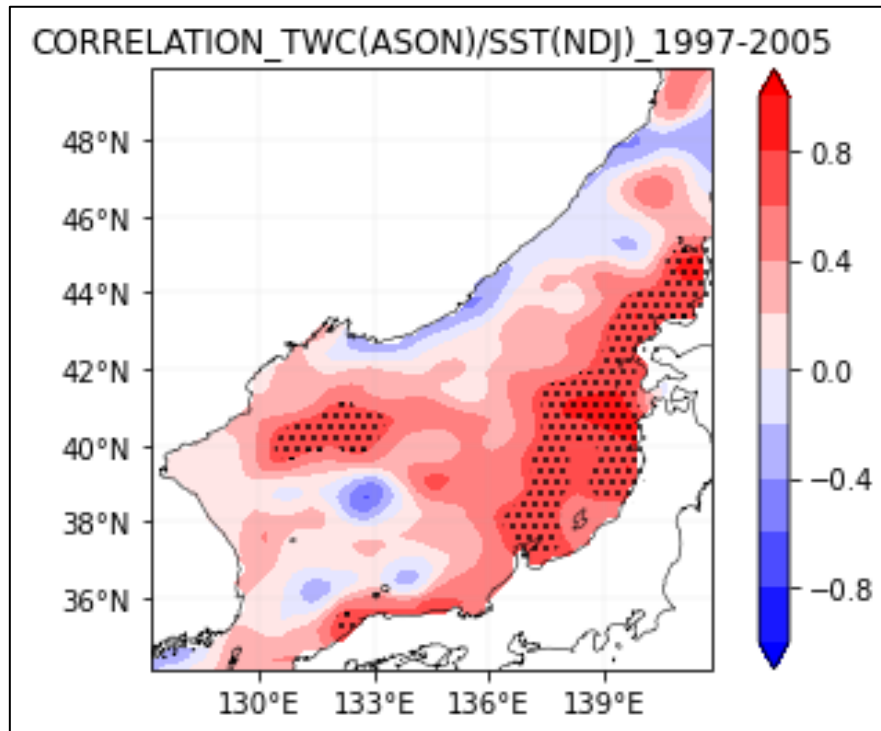
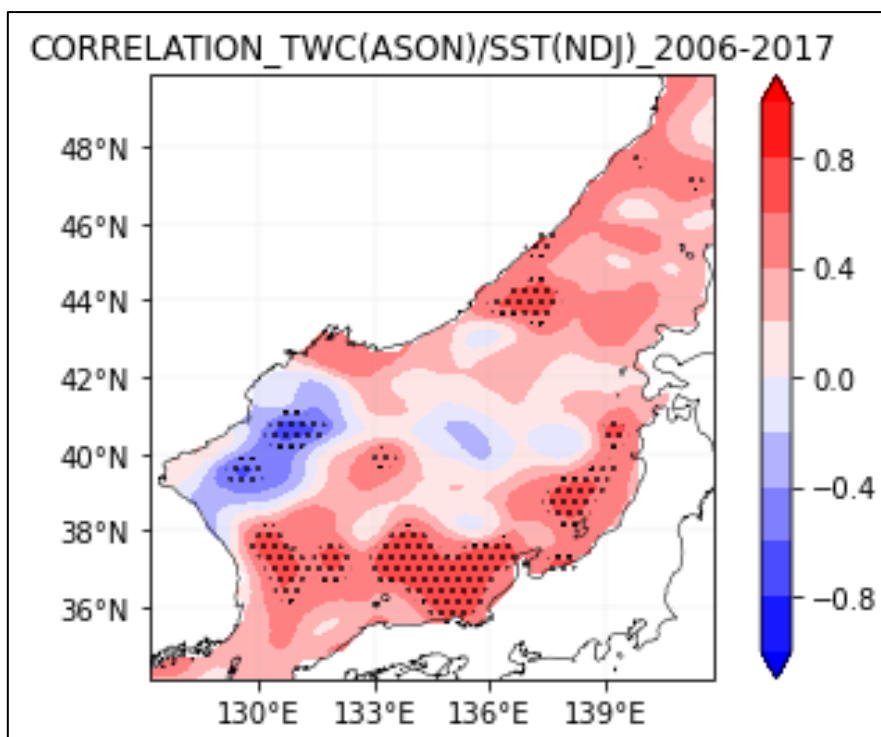


図 4.1 秋季（8～11 月）の対馬暖流の流量変動。●は総流量、▲は西水道の通過流、×は東水道の通過流を示す。



(a) 1997～2005 年の相関図。



(b) 2006～2017 年の相関図

図 4.2 秋季（8～11 月）の対馬暖流の流量と 11～翌 1 月の SST の相関。黒のドットは 95%有意水準を満たしている箇所を示している。

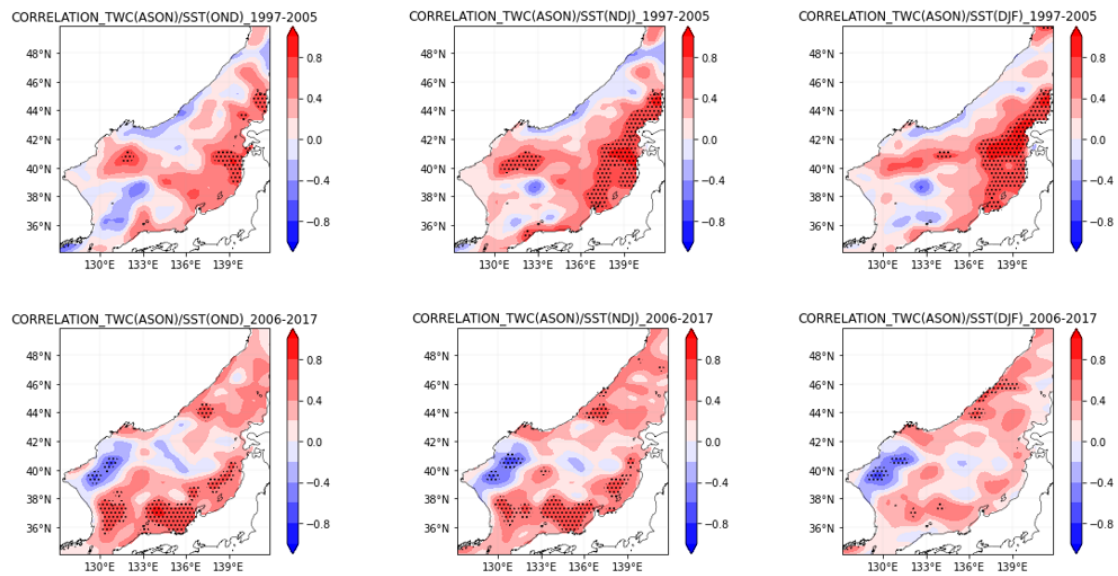


図 4.3 秋季（8～11 月）の対馬暖流の流量と SST の相関。（解像度：0.25°）上段が 1997～2005 年で左から SST を OND、NDJ、DJF。下段は 2006～2017 年で時間変化は上段と同様。

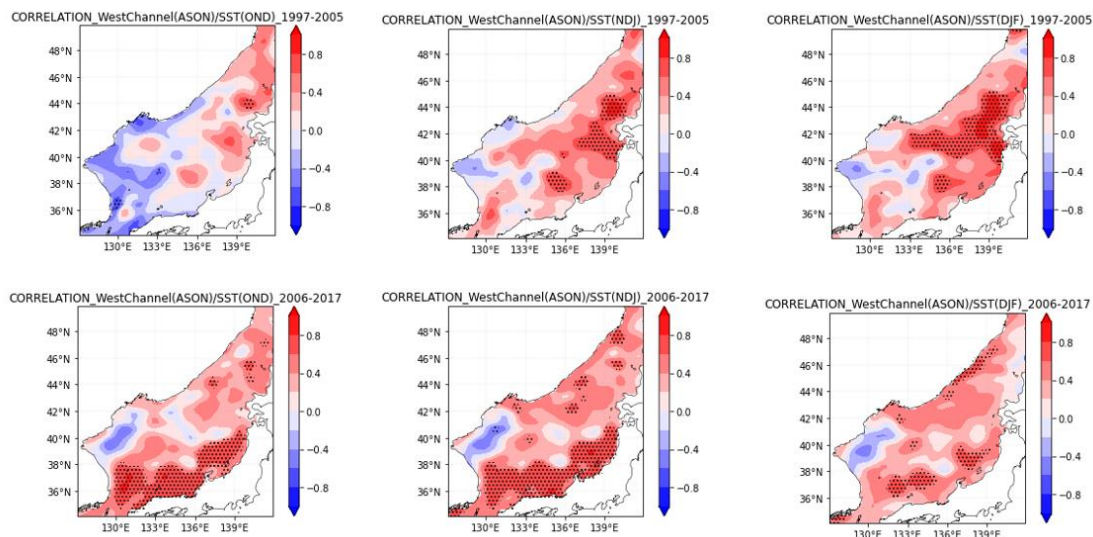


図 4.4 秋季（8～11 月）の西水道の流量と 11～翌 1 月の SST の相関。（解像度： 0.25° ）
上段が 1997～2005 年で左から SST を OND、NDJ、DJF を示す。下段は 2006～2017 年で時間変化は上段と同様。

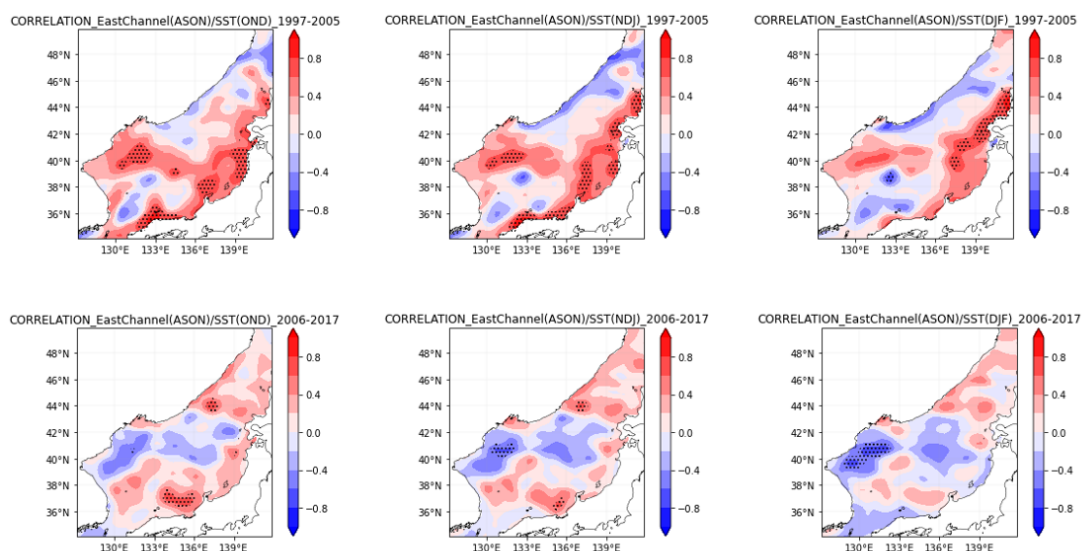


図 4.5 秋季（8～11 月）の東水道の流量と 11～翌 1 月の SST の相関。（解像度： 0.25° ）
上段が 1997～2005 年で左から SST を OND、NDJ、DJF を示す。下段は 2006～2017 年で時間変化は上段と同様。

第5章 考察

5.1 大気変動の役割

第4章では対馬暖流と SST の関係性を検証し、日本沿岸の降水量には対馬暖流の総流量ではなく、東水道の流量が重要である可能性が明らかになった。しかし、冬季の降雪は対馬暖流が日本海の SST を通して大気に影響を与える海洋主導のプロセスだけではなく、大気主導によるプロセスによっても変化するはずである。この大気主導のプロセスとして冬季の季節風の強さが挙げられる。冬季の季節風の強さの指標として、モンスーンインデックス (MOI) がある (気象庁、2023c)。MOI はシベリア高気圧の中心に位置するイルクーツク (北緯 $52^{\circ} 16'$ 、東経 $104^{\circ} 21'$) と最もアリューシャン低気圧に近い日本の根室 (北緯 $43^{\circ} 20'$ 、東経 $145^{\circ} 35'$) の海面気圧の差によって定義される。冬季の日本はロシア上空のシベリア高気圧と太平洋上に位置するアリューシャン低気圧が発達すると西高東低の気圧配置 (冬型の気圧配置) が強まり、北西より寒気の流入が強まる。よって MOI が大きい年は冬季の季節風が強く、寒気が強く流入することが想定される。また風が強まることで、海洋から大気へ蒸発も盛んにおき、降雪に繋がる。

そこで気象庁が提供する MOI を用いて、12～翌2月の MOI と対馬暖流、SST との関係性を調べた (図 5.1)。

MOI は 1997～2005 年において、1999 年と 2005 年と 2 つのピークがある。一方、弱い年は 2002 年である。降水量の経年変動は 1999 年と 2004 年に大きく、2002 年が小さく、変動が似ている (図 3.1)。両者の相関係数は 0.809 と、確かに強い正の相関があることがわかる。2006～2017 年の期間においても同様に相関係数は 0.715 と非常に強い正の相関があった。

これらの結果は、冬季の北西からの季節風が強くなると日本海上で水蒸気が多量に大気へ供給され、日本沿岸で多くの降雪がもたらされることに繋がっている可能性を示している。本研究で解析を行った対馬暖流 (総流量)、SST (日本海南部の領域平均)、MOI、降水量の相関解析の結果を比べると、1997～2005 年は SST と MOI の相関は悪いものの、他は全て相関関係数 0.600 を上回る強い正の相関関係があった (表 5.1)。しかし、2006～2017 年では MOI と降水量でのみ強い正の相関関係が維持されており、冬季の降雪は季節風の影響を強く受けた結果のようにみえる。

5.2 空間分布の特徴

さらに MOI と AMeDAS の観測点ごとの降水量との相関解析を行った (図 5.2)。1997～2005 年において、日本海沿岸の広い範囲で MOI と降水量には強い相関関係があった。また相関係数が 0.65 を超えた地点では、北上を除いてすべての地点で有意水準 95% を満たしている。ただし山陰と輪島、相川、新潟、湯沢などの局所的にはほぼ無相関となっている地点もある。新潟は佐渡ブロックと呼ばれる新潟から北西に向か

って位置する佐渡島が雪雲をブロックし、雪陰効果があったことなどが考えられる (Kusaka et al., 2023)。1997～2005 年は東水道の流量の変動とともに日本沿岸の SST には強い相関関係があり、季節風の強まりによって風下で降雪がもたらされることで降水量の増加につながったことを支持する結果となった。

2006～2017 年において、日本海沿岸のほとんどの地域で相関係数が弱くなる傾向があった。秋田と山形の沿岸では負の相関を示している。強い正の相関関係を維持した地域は北陸に限られ、福井、金沢、輪島、富山の観測点では相関係数 0.65 以上の強い相関を示し、これらの地点では 95%有意水準も満たしていた。2006～2017 年において季節風と降水量の高い相関関係はこれらの地点の影響を反映した結果だと思われる。北陸での高い相関は、東水道と正の相関が確認された福井・石川の北西沖の範囲と近いことから、この海域に対して風下にあたる地域では降雪が増えた可能性がある。季節風と降水量の相関関係が日本沿岸の広い範囲で弱くなったことは間違いのない。対馬暖流と降水量の 2006～2017 年の相関が 1997～2005 年と比べて弱くなった要因として大気変動も一因であった可能性がある。

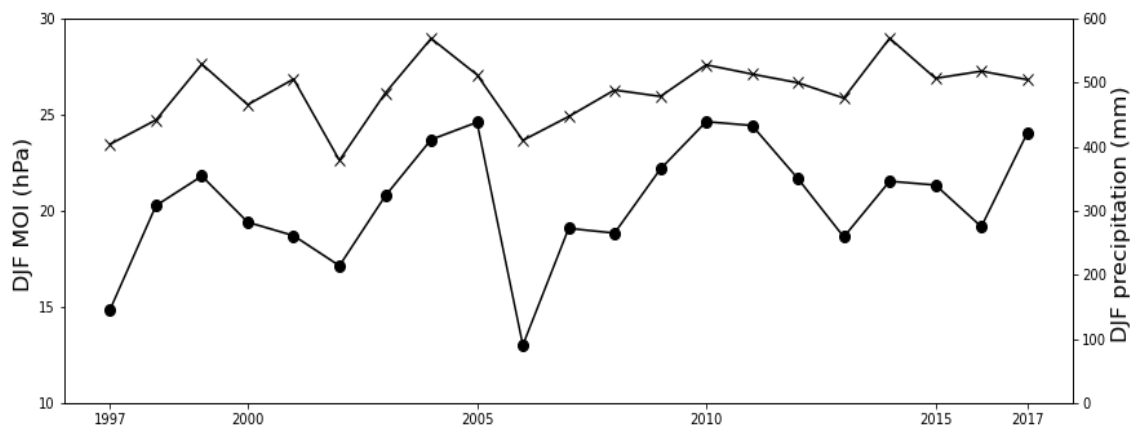


図 5.1 1997～2017 年の 12～翌 2 月の降水量と MOI の変動。●が MOI、×が降水量を示す。(気象庁、2023 (b))

表 5.1 対馬暖流 (TWC)、SST、MOI、降水量(precipitation)の相関係数行列。

(a) 1997～2005 年

1997-2005	Months	TWC	SST	MOI	precipitation
TWC	ASON	1	0.646	0.619	0.714
SST	NDJ	0.646	1	0.249	0.603
MOI	DJF	0.619	0.249	1	0.809
precipitation	DJF	0.714	0.603	0.809	1

(b) 2006～2017 年

2006-2017	Months	TWC	SST	MOI	precipitation
TWC	ASON	1	0.377	0.218	0.131
SST	NDJ	0.377	1	0.025	-0.168
MOI	DJF	0.218	0.025	1	0.715
precipitation	DJF	0.131	-0.168	0.715	1

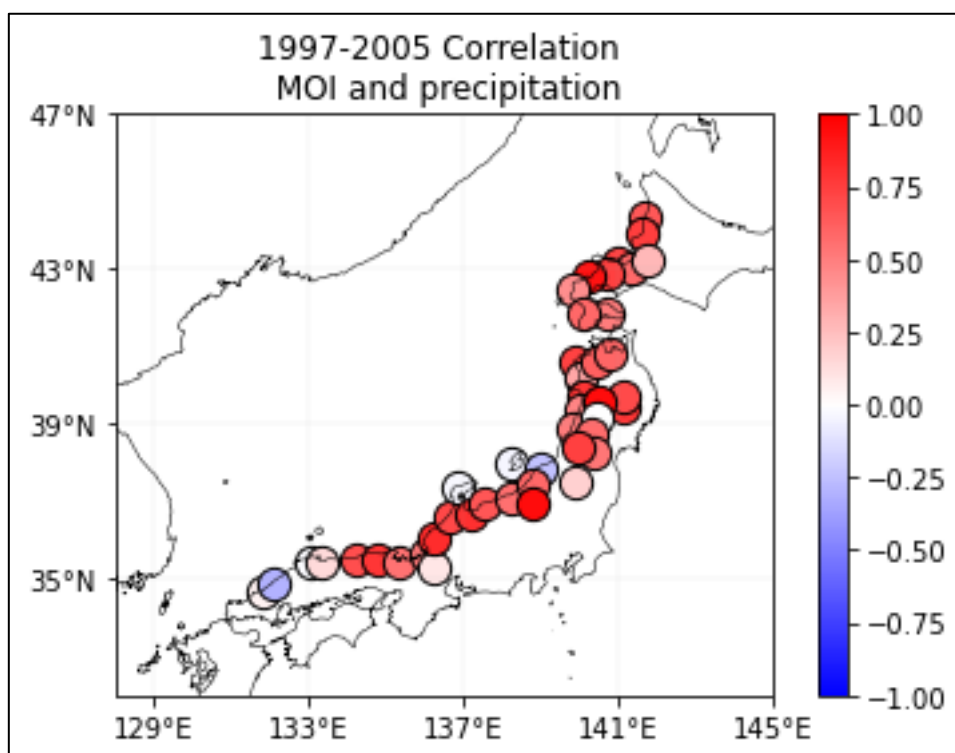


図 5.2 (a) 1997～2005 年の 12～翌 2 月の MOI と 1 地点ごとの降水量の相関。

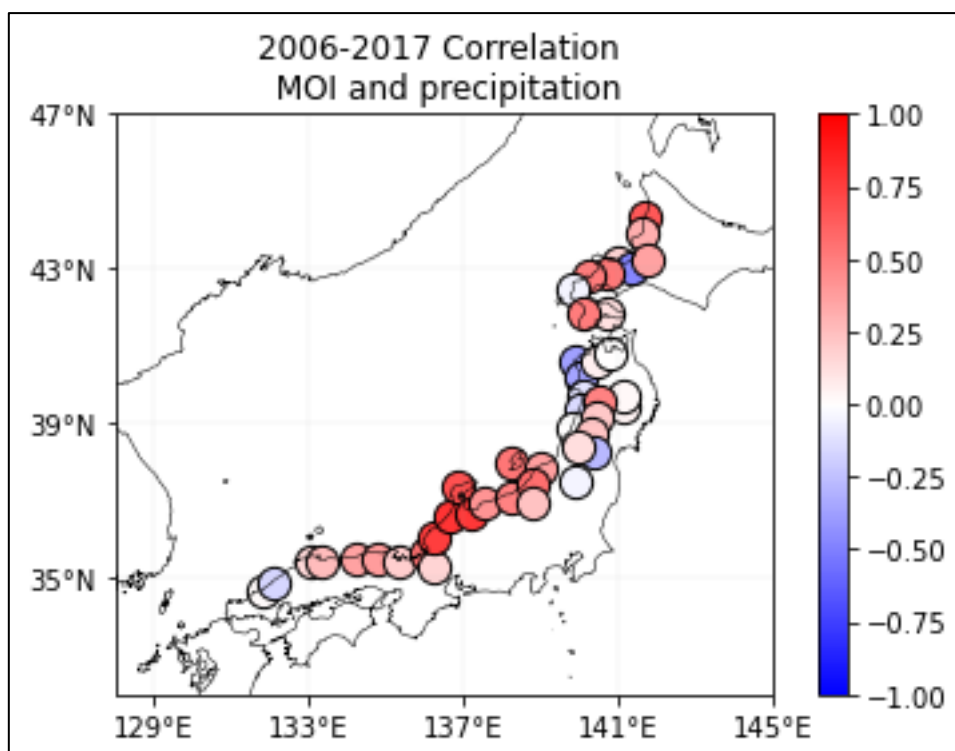


図 5.2 (b) 2006～2017 年の 12～翌 2 月の MOI と 1 地点ごとの降水量の相関。

第6章 まとめ

秋季の対馬暖流の強弱は、冬季の日本沿岸の降水量と強い相関関係があることが Hirose and Fukudome (2006) で示されていた。本研究では、HF06 の結果をより長期的なデータを用いて検証し、近年の秋の対馬暖流と冬の降水量の関係性を明らかにすることが目的である。海洋の変化と降水の変化をつなぐプロセスを検証するため、海面水温 (SST) データを用いて対馬暖流に対する日本海の SST 応答、そして日本沿岸の降水量に果たす役割を相関解析から検証した。

対馬暖流、SST、MOI、降水量の相関解析から明らかになったのは以下の3点である。

- 1997～2005 年と比較して、2006～2017 年の秋季の対馬暖流と冬季の降水量の相関関係が継続していない。地域差を調べたところ、日本海沿岸全域で相関が弱くなっており、特に北日本沿岸では相関が逆転し、負の相関を示していた。
- 対馬暖流の総流量、西水道、東水道の各流量に対する SST 応答を検証したところ、1997～2017 年の全期間において対馬暖流・西水道に対して SST は日本沿岸で強い応答を示していた。一方、東水道は 1997～2005 年において日本沿岸で応答が見えていたものの、2006～2017 年ではほぼ無相関となっていた。2006～2017 年において降水量は対馬暖流に対して応答していないのは、この東水道を通じてもたらされる対馬暖流に対する日本沿岸域の SST 応答も変化があったことが要因の一つであった可能性がある。
- MOI を用いて季節風と降雪の関係性を検証したところ、MOI は 1997～2017 年の全期間において、降水量と強い相関を示していた。しかし観測点ごとにみると、2006～2017 年では北陸の一部を除いて、相関係数は日本全域で下がっており、季節風自体の変動が降水量に影響を与えていた可能性がある。

本研究より、近年の対馬暖流と降雪の関係性が変化していることは統計的にほぼ間違いないことが明らかになった。その要因として、海流の変動がもたらす SST 応答の変化、そして大気場の変動がもたらす降水プロセスの変化、の2つの可能性があることがわかった。海洋の変動としては、1997～2005 年と比較して、2006～2017 年は東水道における対馬暖流の流量変動に対して日本沿岸域の SST の応答が起きなくなっていたことがあげられる。そして大気の変動として、MOI に対する降水量の応答がほぼ日本沿岸の全域で弱まっていたことがあげられる。

参考文献

カメラライン株式会社 アミューズメントフェリー・ニューかめりあ 2023

<https://www.camellia-line.co.jp/> (参照 2023-11-24)

Kusaka, H., Suzuki, N., Masato Yabe and Kobayashi, H. (2023) The snow-shadow effect of Sado Island on Niigata City and the coastal plain, *Atmospheric Science Letters*, Volume 24, Issue11.

日比野祥, 谷口雅洋 (2009) 日本海の貯熱量と冬季降水量, 測候時報 第 76 巻 特別号 2009, S97-S106

Hirose, N. and Fukudome, K. (2006) Monitoring the Tsushima Warm Current improves seasonal prediction of the regional snowfall, *SOLA*, 2, 61-63

気象庁 “冬型の気圧配置” 2023a

https://www.data.jma.go.jp/sat_info/himawari/obsimg/image_wint.html (参照 2024-1-28).

気象庁 “過去の気象データ検索” 2023b

<https://www.data.jma.go.jp/stats/etrn/index.php> (参照 2024-2-1)

気象庁 “海洋内部の知識 黒潮属流域での冬季の海面冷却について” 2023c

<https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/obs/knowledge/stmw/moi.html> (参照 2023-12-29).

気象庁情報基盤部数値予報課 “等圧面の気候値” JRA-55 アトラス 2015-12-08

<https://jra.kishou.go.jp/JRA-55/atlas/jp/isobaric.html>, (参照 2023-12-20).

国土交通省国土政策局 (2013) 豪雪地帯の現状と対応状況等について

<https://www.mlit.go.jp/common/001023889.pdf>

文部科学省・気象庁, 日本の気候変動 2020 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告, 139.

https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ccj/2020/pdf/cc2020_shousai.pdf

NOAA “Optimum Interpolation SST” 2023

<https://www.ncei.noaa.gov/products/optimum-interpolation-sst> (参照 2024-1-4).

新潟地方気象台 新潟県に災害をもたらした主な気象事例 平成 30（2018）年 1 月 11 日から 14 日にかけての大雪

https://www.data.jma.go.jp/niigata/menu/saigai_NI/054_2018.pdf

Tachibana, Y., Honda, M., Nishikawa, H., Kawase, H., Yamanaka, H., Hata, D. and Kashino, Y. (2022) High moisture confluence in Japan Sea polar air mass convergence zone captured by hourly radiosonde launches from a ship, *Scientific Reports*, volume 12, Article number: 21674 (2022)

Takeuchi, Y., Endo, Y. and Murakami, S. (2008) High correlation between winter precipitation and air temperature in heavy-snowfall areas in Japan, *Annals of Glaciology*, Volume 49, 7 – 10

Takikawa, T., Yoon, J. H., Cho, K. D (2005) The Tsushima Warm Current through Tsushima Straits Estimated from Ferryboat ADCP Data, *Journal of Physical Oceanography*, 35, 1154-1168

内海勇哉（2019）フェリーADCP データに基づく対馬海峡流動構造の再解析 九州大学大学院総合理工学府大気海洋環境システム学専攻修士論文

謝辞

本研究を進めるにあたり、応用力学研究所海洋力学研究室の木田新一郎准教授には熱心なご指導いただき、感謝いたします。また、同研究室の磯辺篤彦教授、上原克人助教にはゼミを通して多くのご助言をいただき、大変ありがとうございました。事務の飯田公子さん、三淵未来さん、油布圭さん、ご退職された田中三千代さん、峰とも子さんには研究が円滑に進むようにご支援いただきました。重ねて御礼申し上げます。海洋力学研究室の皆さんには公私ともに多くのことを支えていただき、楽しく過ごすことができました。ありがとうございました。また、授業や生活のインフラを整えてくださり、精神面でのサポートもしてくださったインクルージョン支援推進室の岸川加奈子先生、福岡リハビリテーション病院のスタッフの皆様にも厚く御礼申し上げます。最後に多くの不安がありながらも、学生を続けることを賛成し、応援し続けてくれた家族に感謝いたします。

本研究は応用力学研究所海洋モデリング研究室の広瀬直毅教授には対馬海流の流量データを提供して頂きました。貴重なデータを提供してくださり、大変ありがとうございました。