

東京大学大学院新領域創成科学研究科

環境学研究系自然環境学専攻

地球環境モデリング学分野

平成 18 年度

修士論文

**地球温暖化による冬季日本海側地域の  
降水量変動の研究**

**A study on precipitation change in winter along  
the Japan Sea caused by global warming**

2007 年 1 月 31 日提出

2007 年度 3 月修了

指導教員 住 明正 教授

学籍番号 56722 濱田 太郎

# 目次

目次 .....	1
1. はじめに .....	2
1.1 背景 .....	2
1.2 温暖化に伴う東アジア域の変化について .....	4
1.3.1 日本海側地域の降水(降雪)現象について .....	5
1.3.2 温暖化に伴う冬季日本海側地域の降水量変化について .....	6
1.4 本研究の目的 .....	9
2. 研究に用いたデータについて .....	10
2.1 モデルについて .....	10
2.2 実験の概要 .....	11
2.3 他研究機関のモデル .....	12
2.4 観測データ .....	12
3. 結果 .....	13
3.1.1 K-1 モデルによる 20 世紀再現実験 .....	13
3.1.2 K-1 モデルによる温暖化実験結果 .....	17
3.2 コンポジット解析 .....	20
3.3.1 水収支解析 .....	24
3.3.2 水収支解析 .....	27
3.4 熱輸送量の解析 .....	30
4. 結論 .....	34
5. 議論 .....	34
Appendix A .....	35
Appendix B .....	37
参考文献 .....	39
謝辞 .....	42

# 1. はじめに

## 1.1 背景

近年、地球温暖化問題が注目されてきている。地球温暖化は人間活動に起因している可能性がきわめて高いとされている (IPCC, 2007)。温暖化の社会への影響を見積もった上で対策をとることは明らかに急務であり、そのためには地球温暖化が気候に及ぼす影響を正確に予測する必要がある。

本研究は、日本の地域気候における、地球温暖化による影響について着目する。過去の観測データによれば、北半球の冬季における近年の気温上昇傾向は他の季節と比べて大きく、夏季よりも冬季の方が温暖化傾向は顕著ではないかと議論されている (Jones et al., 1999; Jones and Moberg, 2003)。また、将来的な降水量変動についても、各研究機関の数値モデルによって計算された気候変化予測結果から、冬季アジア域の降水量が顕著に増加することを示している (IPCC, 2001; Lal and Harasawa, 2001)。こうした背景から、本研究では温暖化の影響が顕著な冬季に着目し、人間社会に大きな影響を及ぼす気象要素である降水量の変化を中心に、地球温暖化の影響について調べていく。

現在の地球温暖化研究は、各々の研究機関が開発した数値モデルを用いての予測研究が行われている。それは、数値モデルで大気中の二酸化炭素濃度が増大した場合を想定してシミュレーションさせ、その結果を解析するという手法である。しかし、数値モデルで大気現象を表すときに2つの問題が立ち上がる。1つは計算機資源の限界から解像度を定めなければならないという問題であり、もう1つは解像度を定めることでそれ以下のスケールの現象をパラメタリゼーションによって表現しなければならないことである。近年、その問題を少しでも改善すべく、従来よりも解像度の高い大気海洋結合モデル Miroc3.2 (K-1developers, 2004)が開発された。同時期に地球シミュレータの完成によって計算機資源が拡充され、より詳細に大気現象を表すことが可能となった。本研究では、この数値モデルの計算結果を用いて解析を行うことによって、温暖化による影響について考察する。

IPCC (2007) によれば、過去100年間で地球の平均地上気温は約0.74 上昇している(図1.1)。しかし日本では、20世紀の100年間に約1.0 も気温が上昇している。これは世界全体に比べてかなり大きいといえる。また、降水量変動についても、北半球の中・高緯度の陸域の大部分において増加しているにもかかわらず、日本では全体的に減少傾向である(気象庁、2002)。この近年の日本の降水量変化について、松本(2005)は、地球温暖化の影響が現れているとは現時点で断言できないとしている。

そういった背景から、本研究では地球温暖化による冬季日本の気候変化に焦点をあてていくこととする。

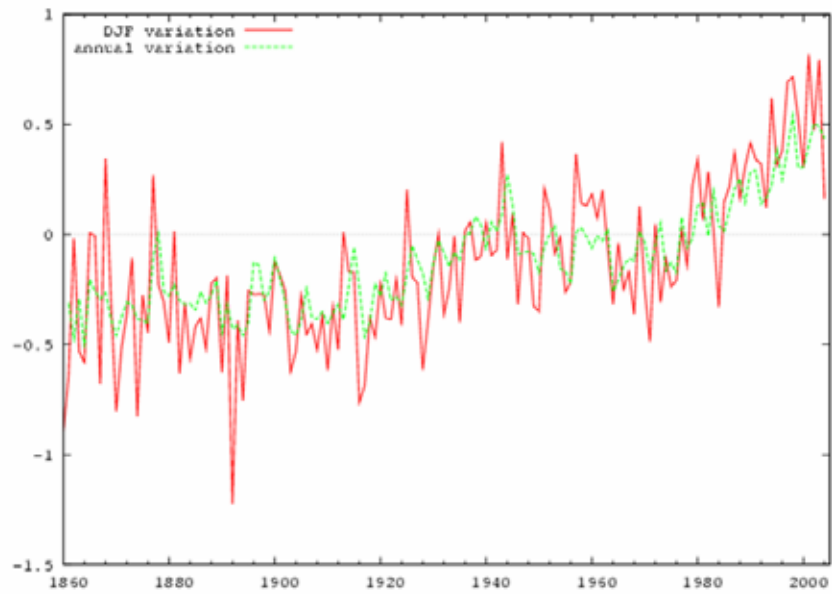


図 1.1: 全球平均地上気温の経年変化 (1861 年 ~ 2004 年)。英国ハドレーセンターのデータから独自に作成した (1960 年 ~ 1990 年の平均からの偏差)。赤線が 12 月から 2 月までの冬季平均における経年変化を表し、緑の点線が年平均の経年変化を表す。

## 1.2 温暖化に伴う東アジア域の変化について

冬季東アジア域の気候は、シベリア高気圧からの寒気の吹き出しに伴う北西季節風で代表される。東アジアの北西季節風は、東アジア冬季モンスーン(East Asian Winter Monsoon; EAWM)とも呼ばれる。ここでは、この北西季節風に関する温暖化研究について紹介する。これまで EAWM と地球温暖化との関係については、地球温暖化によって EAWM が弱まることが報告されている。この見解は研究者の間で一致している。具体的な論文の記述について以下に取り上げる。

まず、Hu et al. (2000)と野田他 (2001)では、大気海洋結合モデルを用いて、海面気圧差と地上気温差が小さくなることにより、EAWM が弱まることを示した。ただし、これらは解像度約 300km というモデルの結果である。また、Kimoto (2005)では、他研究機関の大気海洋結合モデルの結果を組み合わせることで(以降マルチアンサンブルモデルと呼ぶ)、プラネタリー波のトラフが弱まることによって EAWM の弱化を指摘した。ごく最近では、Hori and Ueda (2006) が同じくマルチアンサンブルモデルを用いて、実際に温暖化によって EAWM が弱まっていることを示した。

数値モデルによる将来予測実験の研究以外にも、観測データから近年の EAWM の弱化を取り上げている論文もいくつか見られる。D'Arrigo et al. (2005)は、過去 400 年間の年輪データを用いて、温暖化傾向が表れはじめている近年における EAWM は著しく弱化していることを示した。また、EAWM にはシベリア高気圧と有意な相関関係があることが分かっている(Wu and Wang, 2002)。そのシベリア高気圧については、Nakamura et al. (2002)や Panagiotopoulos et al. (2005)で過去の観測データから、ここ最近 20 年間で著しく弱化していることを指摘している(図 1.2)。これは、近年の温暖化傾向の応答ではないかと考えられる。

以上のように、温暖化によって北西季節風が弱まることは過去の研究から報告されており、さらに近年の観測結果でも同様の傾向があるとの指摘がある。

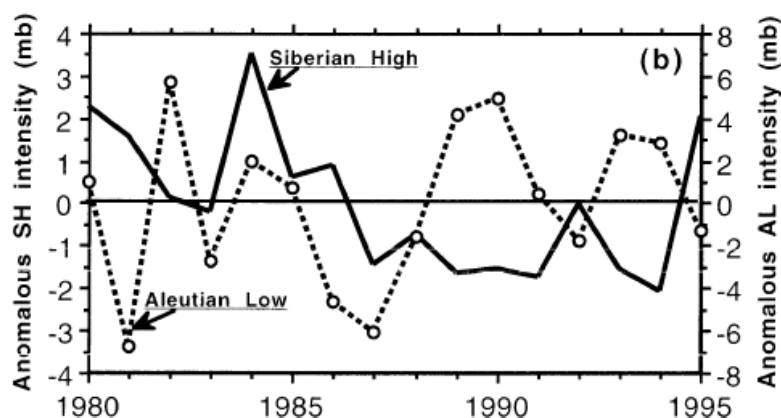


図 1.2: 観測結果によるシベリア高気圧(40-55N, 80-110E の領域平均)とアリューシャン低気圧(40-55N, 160E-160W の領域平均)の冬季における地上気圧の経年変化。Nakamura (2002)から引用。

### 1.3.1 日本海側地域の降水(降雪)現象について

本研究は、冬季日本の気候で特徴的な日本海側地域の降水に着目する。そこで、冬季における日本海側地域の降水に関わる諸現象について以下に説明する。

冬季の気候平均的な気圧配置は、西にシベリア高気圧、東にアリューシャン低気圧の、いわゆる西高東低の冬型の気圧配置となっている。シベリア高気圧は、放射冷却によって、冷たい空気が下層大気に溜まることによって形成される。そのシベリアで溜まった冷たい空気が、低緯度に流出しようとする際に、チベット・ヒマラヤ山塊の障壁効果を受けて、日本を含む東アジアへ寒気が流出する。それが、北西季節風となり、日本に冬をもたらしている。また、ヒマラヤ山脈やロッキー山脈といった大規模山岳が西風中に存在することで、定常ロスビー波が励起され、たとえばアリューシャン低気圧のような大規模な定常低気圧が形成される。

次に、日本海側地域の降水(降雪)の仕組みについて説明する(図 1.3)。シベリアからの寒冷な乾燥した北西季節風が日本海上に吹き出す際に、相対的に暖かい海面から熱と水蒸気を受け取り、積雲が発達する。発達した積雲が日本列島に到達すると、脊梁山脈の地形による強制上昇を受ける。強制上昇を受けた積雲中の水蒸気が凝結することで日本海側地域に降水(降雪)が起こる。なお、山間部に多く雪が降る場合を山雪型とし、上空に寒気が移流して平野部(山間部にも及ぶ)に多く雪が降る場合を里雪型として区別している。本研究では降雪に関する山雪・里雪の判別が難しいため、明確な区別はしていない(浅井,1996)。

一方、太平洋側地域では、脊梁山脈を吹きぬけた乾燥した、からっ風が吹くため、晴天に恵まれやすい。

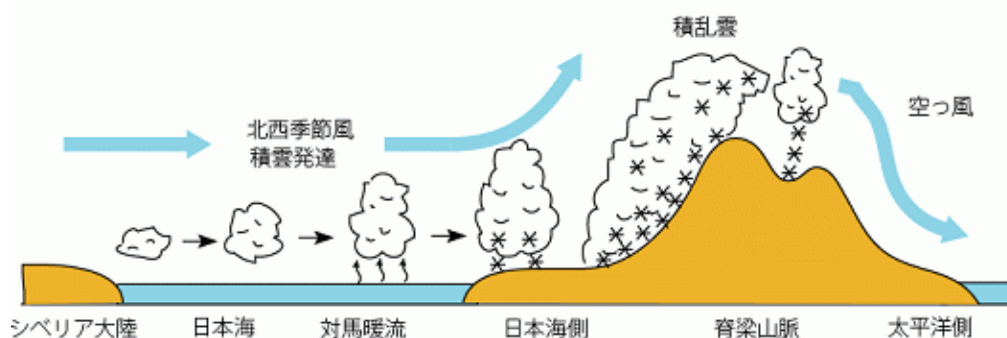


図 1.3: 日本海側地域の降水における一般的なプロセス図

日本海側地域の降水で特徴的なのは、日本海における大気・海洋間の水蒸気輸送である。日本海上で供給された大量の水蒸気は上層や遠方に運び出されることなく、高さ 2~3km 以下の大気層に蓄積される。それより上層は乾燥した安定な層をなしている。つまり、日本海側降水の水蒸気源の大半が日本海の海面からの水蒸気蒸発による。そして海面からの蒸発による熱消失は対馬暖流の流入によって補償されている。

日本海側地域の降水の熱的エネルギーの供給源もまた、日本海からの大気・海洋間の熱輸送で賄われている。定量的に見ると、日本海上における大気への顕熱・潜熱の補給量の総和は、放射による加熱と比べて圧倒的に大きく、日本海側地域での水蒸気凝結による熱消失にほぼ等しいとされている。これは過去の解析結果によって明らかにされている (Ninomiya, 1968)。なお、この温暖化に伴う熱的エネルギー変化については、Appendix B で取り上げている。

### 1.3.2 温暖化に伴う冬季日本海側地域の降水量変化について

地球温暖化による、冬季日本海側地域の降水量変化に関する研究については、地域気候モデルを用いた研究が主に行われている。地域気候モデルとは、ある小さな領域を決め、その小さな領域だけ解像度の精度を上げて予測計算させるというものである。その際に、解像度を上げた領域の境界条件には全球の大気海洋結合モデルのデータを与えている。このような手法を一般にネスティングという。この地域気候モデルのネスティングによって、全球モデルでは取り入れることが難しかった地形などの細かい影響を結果に反映させることができる。この地域気候モデルのおかげで地域特有の気象現象が再現できるようになった。ただし、境界条件である、全球モデルの解像度が粗いという問題点もある。

冬の日本本海側で降雪（降水）が降り、太平洋側で乾燥するといった日本に特徴的な気象現象が、地域モデルではよく再現できている。この地域気候モデルを用いた温暖化実験の結果から、佐藤(2000)は、冬季日本海側地域で降水量が減少していることを示した。逆に、冬季日本海側地域で降水量は有意な変化が見られないことを示した研究もある(Kato et al., 2001)。なお、これらの計算にはアジア域全体で区切った領域からさらに日本付近の領域で区切って計算させるという、二段階ネスティングという手法がとられている。また、気象庁(2005)は、従来の日本付近の領域モデルの解像度を格子間隔 40km から 20km に精度を上げて計算させたところ、日本海側地域で降水量が減少することを示した(図 1.4)。このように温暖化による降水量変化は、三者三様である。この原因の 1 つとして、仮に領域モデル内部で決定される気候学的特徴が精緻に表現できたとしても、境界条件から不確かな大規模場の情報が流入すれば直ちに精度が悪くなるということがあろう。

全球の大気海洋結合モデルのみを用いた研究では、Kimoto et al. (2005)が高解像度なモデルを用いて、温暖化によって冬季日本海側地域の降水量は有意に減少することを示した。しかし、その理由については明らかにしていない。

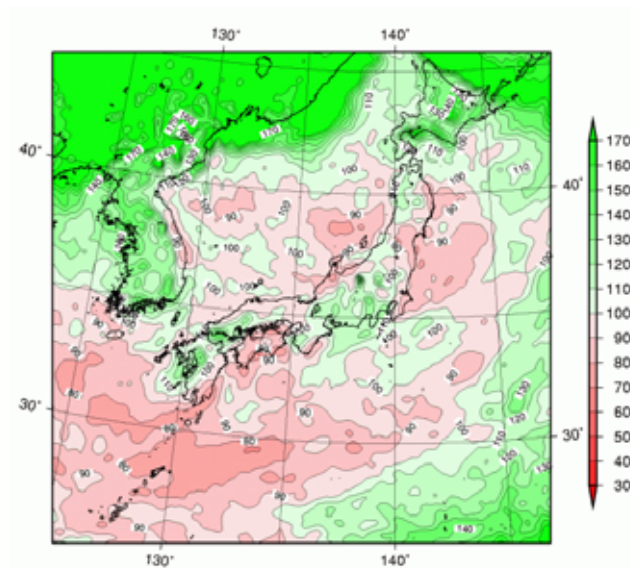


図 1.4: 1月における温暖化による降水量変化 (2081~2100 年平均値と 1981~2000 年平均値との比(A2 シナリオで温暖化実験)。気象庁(2005)より引用。

また、過去の観測結果からは、吉野(2002)で東日本の冬季日本海側地域で有意に減少していることを示した。図 1.5 で、過去の観測データで冬季の日本海側地域の降水について調べた。これを見ると 1990 年までは減少傾向が見られるが、近年はやや増加傾向にある。このように過去のデータを解析すると、どうしても数十年変動の影響を受けるため、過去のデータから温暖化に対する応答について明確に言うことはできない(図 1.5)。

過去の研究をまとめると、過去から未来に向かって冬季日本海側地域の降水量は減少している、という議論が多い。その理由は北西季節風が弱まるためではないかと推測されているが、詳細な解析によってそれを明確に示した研究はこれまでになかった。



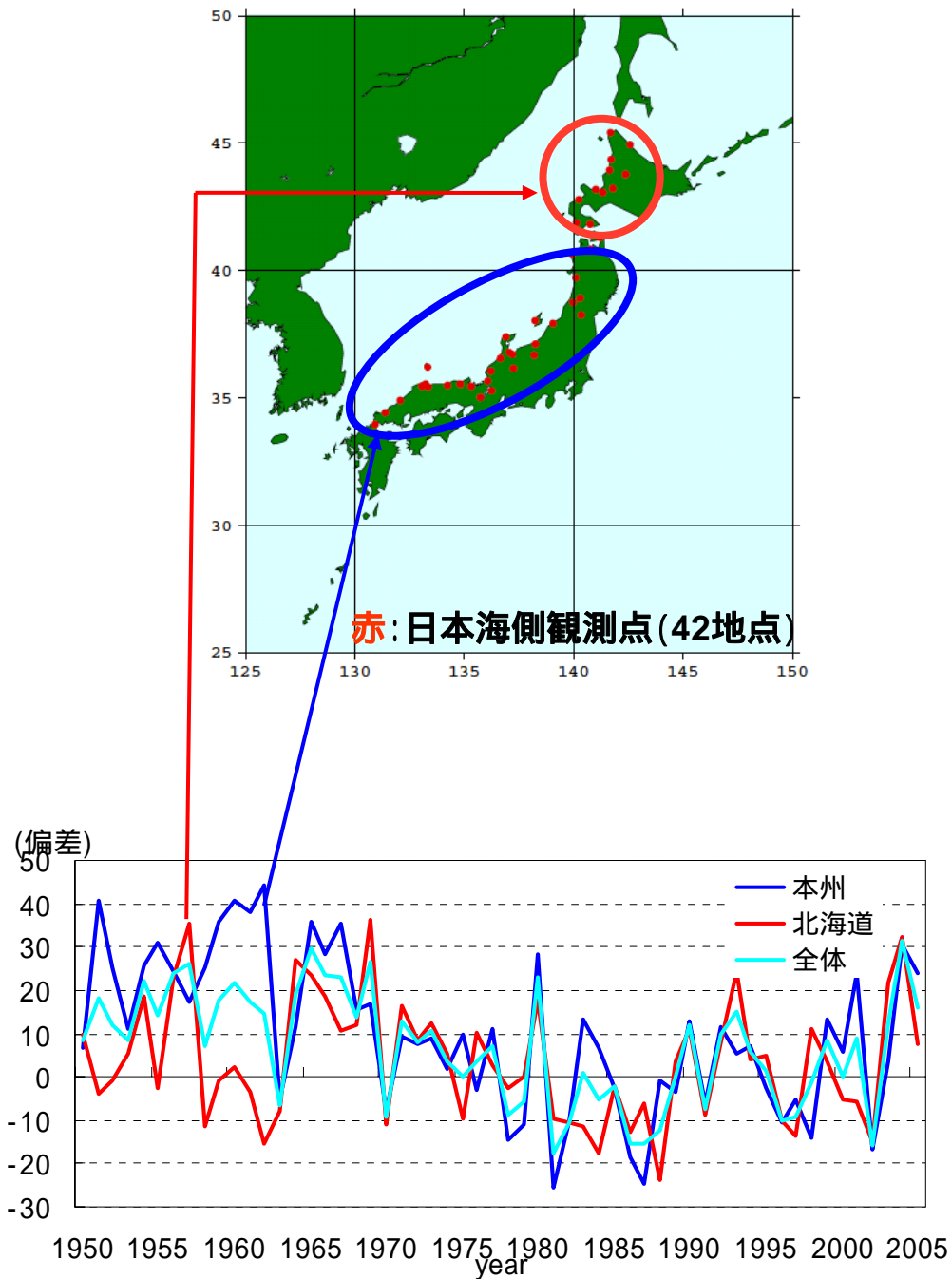


図 1.5: 地上観測データ(全 42 地点)による冬季日本海側地域の降水量の経年変化図。上図は用いた観測地点データの場所をプロットしたもので、下図は降水量の経年変化を偏差で表している。なお、北海道地域と本州地域の 2 地域に分けてそれぞれ調べ、両地域の全ての地点データを全体として表現している。

## 1.4 本研究の目的

1.1 節で述べたように、これまでの数値モデルでは、解像度が粗く、スケールの小さな現象を表すには、問題点がいくつかあった。1.3 節で見たように、日本付近は地形が複雑で、その影響を大きく受けやすいためにスケールの小さな現象によって天候が変化しやすい。例えば、日本の天候で特徴的なのが、脊梁山脈の風上側と風下側で相違が大きいことであるが、この相違を表現するためには少なくとも脊梁山脈が表現されていることが必要である。しかしながら、従来の数値モデルでこのような地形の影響を取り入れることが難しく、そのために十分に日本の天候を表せていなかったのが現状である。

そこで、本研究は高解像度な数値モデルで計算した結果を用いることによって、地球温暖化に伴う日本の気候変化を調べることを目的とする。なお、研究対象地域を冬季日本海側地域と定める。その理由としては、冬季日本海側地域の降水が最も地域的な特徴をもった気象現象だからである。冬季日本海側地域の降水は、多量の降雪で特徴づけられる。このことから、温暖化の影響で降雪が降雨になることは容易に想像できる（この解析については本論とは離れるが appendix A に簡単に記述した）。本研究は、温暖化による降水量の増減とその理由に着目していく。

## 2. 研究に用いたデータについて

### 2.1 モデルについて

本研究では、文部科学省の人・自然・地球共生プロジェクト第1課題（K-1 プロジェクト）として開発された数値モデルの計算結果を用いて解析を進めていく。この数値モデルは、東京大学気候システム研究センター（CCSR）、国立環境研究所（NIES）、地球環境フロンティア研究センター（FRCGC）が共同で開発した大気海洋結合モデル MIROC3.2（K-1 model developers, 2004）である。

MIROC3.2（以下 K-1 モデル）は、大気・海洋・陸面・河川・海氷の5つのサブモデルから成り立っている。この5つのサブモデルとして、大気モデルには CCSR/AGCM 5.7b (Numaguti et al., 1997)を、海洋モデルには CCSR Ocean Component Model (COCO; Hasumi, 2000)を、陸面モデルには MATSIRO (Minimal Advanced Treatments of Surface Interaction and RunOff; Takata et al., 2003)を、河川モデルには TRIP (Total RunOff Integrating Pathways; Oki and Sud., 1998)を、海氷モデルには 0-layer thermodynamics model (Semtner, 1976)と Elastic-viscous-plastic rheology (Hunke and Dukowich, 1997)をそれぞれ用いている。解像度は、大気モデルが格子間隔約 110km・鉛直方向に 56 層、海洋と海氷が東西方向  $1/4^\circ$ 、南北方向  $1/6^\circ$ 、陸面が  $0.56^\circ \times 0.56^\circ$ ・土壌成分 5 層、積雪面 3 層で、河川が  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  である。大気モデルの物理過程には、数値モデルで表せるスケールより小さな現象をモデル内で表す必要性から、放射、積雲対流、大規模雲凝結、重力波抵抗、境界層および鉛直拡散の各パラメタリゼーションが含まれている。

K-1 モデルでは、気候変動に関する政府間パネル（IPCC）が規定した温室効果ガスの排出シナリオ（SRES）に基づいて、将来予測実験を行っている。本研究では、幾つかの SRES シナリオのうち、世界が経済重視で国際化が進むと仮定した場合のシナリオ（A1b シナリオ）に基づいた大気組成の変化を与えた温暖化実験の結果を調べている。A1b シナリオは、エネルギー源が化石エネルギー・非化石エネルギー源のいずれのエネルギー源にも過度に依存しないシナリオとして定義されている。本研究でこのシナリオに着目したのは、幾つかのシナリオのうち、A1b シナリオが最も現実に近いシナリオと考えられるためである。A1b シナリオは当該 K-1 プロジェクトの中で、もう1つの実現可能性の高いシナリオである B1 シナリオと共に温暖化実験を行っている。

## 2.2 実験の概要

実験には、20世紀実験と温暖化実験の2種類を行っている。

- ・ 20世紀実験：過去に観測された、大気組成濃度をモデルに与えて、1900～2000年まで積分計算を行った。
- ・ 温暖化実験（シナリオ A1b 実験）：IPCC(2001)で定められている、A1b シナリオに沿って温室効果気体濃度に変化を与えて、2001年から2100年まで積分計算を行った。

20世紀実験では、1971年から2000年までの30年間の月平均データを、温暖化実験では、2071年から2100年までの30年間の月平均データをそれぞれ用いた。さらに、解析中ではそれぞれの実験における、30年間分の日平均データも用いている。

本研究で以降に述べる温暖化変化とは、温暖化実験の平均値から20世紀再現実験の平均値との差として見積もっている。また、冬季における気候平均場は、12月～2月までの月平均データを3ヶ月平均して求めた。

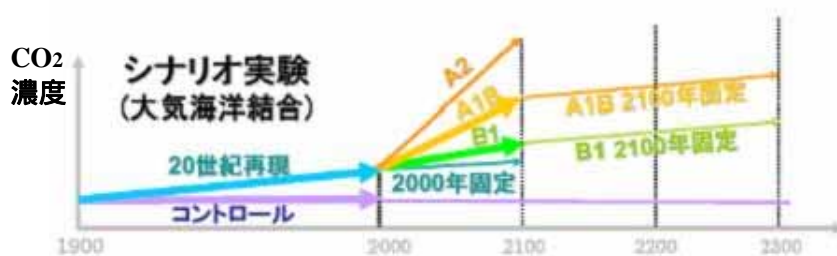


図 2.1: 温暖化実験の二酸化炭素濃度の設定を IPCC で定められたシナリオごとに示した模式図。ここでは20世紀実験とA1bシナリオを用いている。縦軸は二酸化炭素濃度で横軸が年数を表す。K-1 NEWS vol2からの抜粋。

### 2.3 他研究機関のモデル

本研究では、K-1 モデルの他に他研究機関で開発された数値モデルによる計算結果についても用いている。用いた計算結果のモデルはそれぞれ、NCAR・CCSM3.0 (アメリカ大気研究センター)、UKMO・HADCM3 (イギリス気象局ハドレーセンター)、MPI・CGCM2.3.2a (マックス・プランク研究所; ドイツ)、CSIRO・MK3.0 (連邦科学研究機構; オーストラリア) である。この4つのモデルの解像度は異なっているため、データごとに grid データを補間させることで K-1 モデルの解像度にあわせた。その際に、重みつき平均を用いて各データ間を内挿させている。

### 2.4 観測データ

モデルによる計算で得られたデータの再現性を考慮するために、過去の観測結果も用いた。降水量データは GPCP (Global Precipitation Climatology Project; 全球降水気候計画)、それ以外の変数については NCEP/NCAR の再解析データを使用している。GPCP は、衛星観測データと地上観測データを組み合わせたものであり、NCEP/NCAR は地上観測データを数値モデルによって編集させたデータであり、いずれのデータも格子間隔は  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  である。

本研究は、冬の気候値として各月平均データを 1971 ~ 2000 年まで 30 年間平均させたあとに 12 月 ~ 2 月まで 3 ヶ月平均 (DJF) させたものを用いている。なお、GPCP は、1979 ~ 1998 年までの 20 年間平均を用いた。

### 3. 結果

#### 3.1.1 K-1 モデルによる 20 世紀再現実験

K-1 モデルによる 20 世紀再現実験が、現実の日本付近の気候をどの程度表現しているか調べた。観測結果と K-1 モデルの結果を 12 月から 1 月までの平均（以降冬季平均）の気候値として示した。両者を比較すると、K-1 モデルの再現実験において日本の西にシベリア高気圧を、東にアリューシャン低気圧を配する冬季の日本付近に典型的な西高東低の気圧配置が概ね再現できていることがわかる(図 3.1)。また、図 3.2 には、降水量と 850hPa の水平風ベクトルを示している。西高東低の気圧配置に伴って、強い北東季節風が吹き、日本海側に多量の降雪をもたらし、太平洋側は降雨が少ない、という日本の冬の気候を K-1 モデルは非常によく表現していることがわかる。また、この K-1 モデルの特徴は、他のモデルの再現結果と見比べても圧倒的に観測結果に近いものであることがわかる。

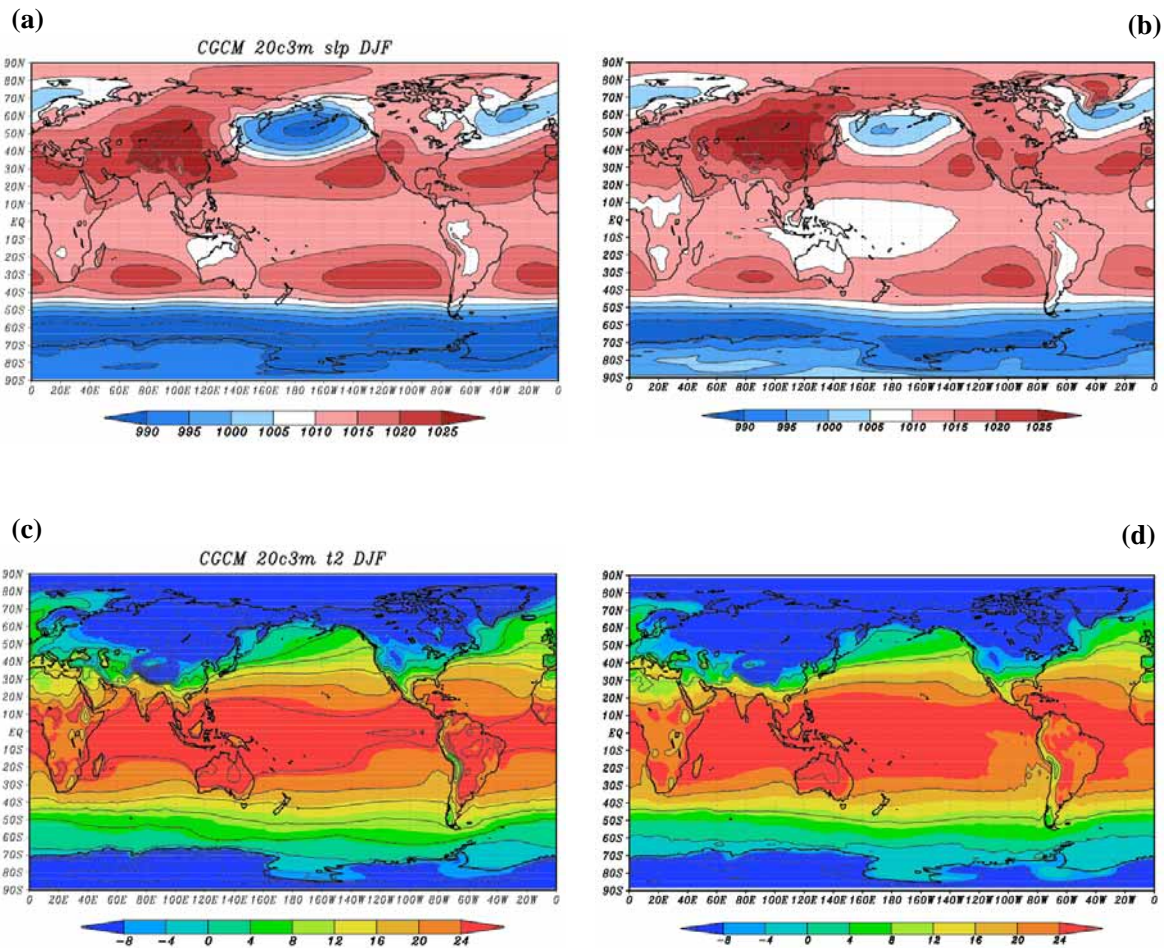


図 3.1: 冬季(12 月～2 月間)における(a と b)海面更正気圧(単位：hPa)、(c と d)2m 気温(単位：K)の気候値。(a と c) 20 世紀再現実験結果、(b と d) 1971 年から 2000 年までの観測結果。

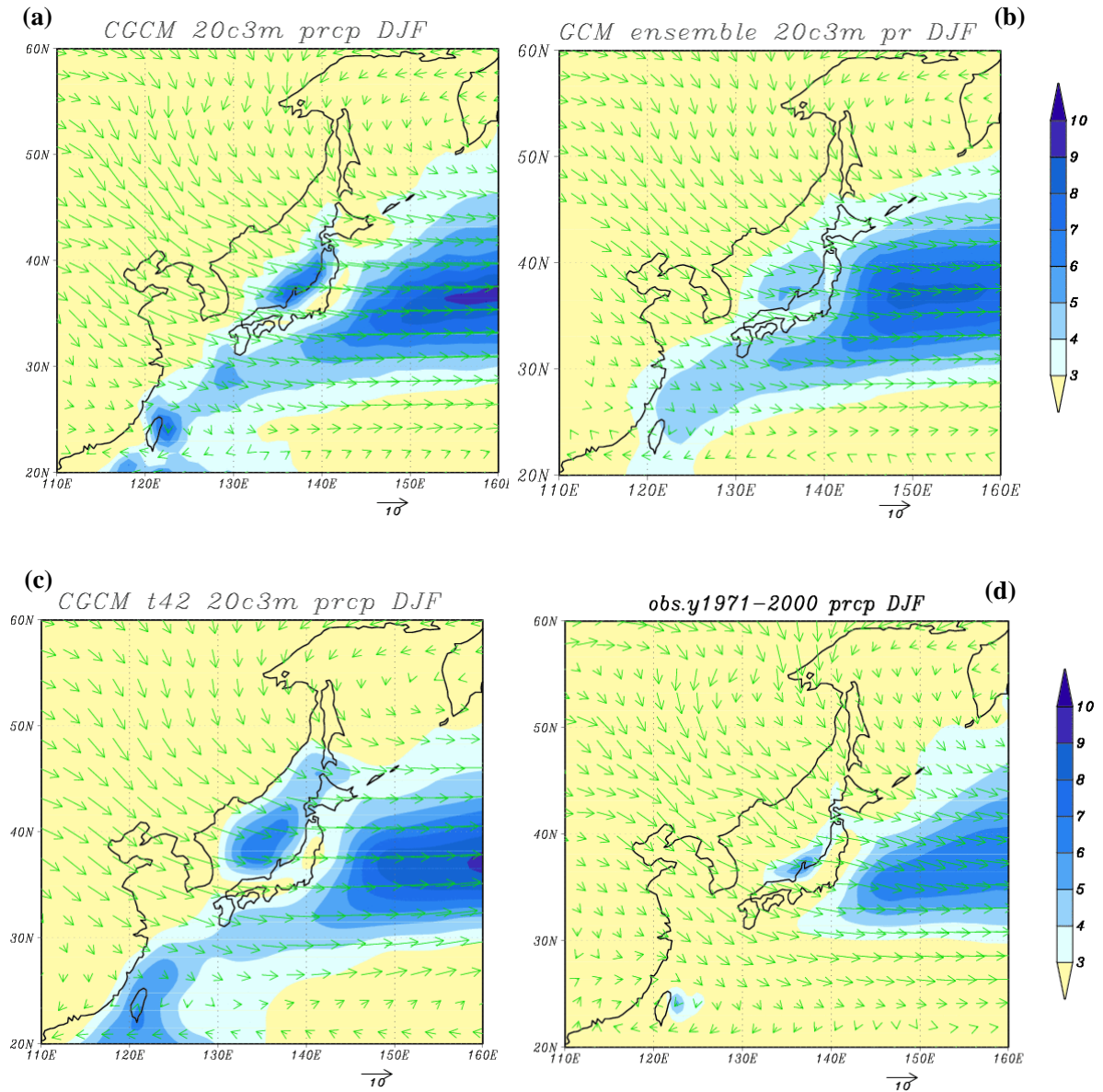


図 3.2: 冬季日本海側地域の降水量 (色; 単位 mm/day; 指標は図右) と 850hPa の水平風ベクトル (矢印; 単位 m/s; 指標は図右下)。 (a) K-1 モデルの 20 世紀再現実験結果、 (b) マルチアンサンブルモデルの 20 世紀実験結果、 (c) 中解像度モデルの K-1 モデルの 20 世紀実験結果、 および (d) 観測結果。

また、太平洋側と日本海側地域の季節変化について、20 世紀実験と観測結果を比較した結果を図 3.4 に示す。なお、K-1 モデルにおける日本海側地域と太平洋側地域の領域について図 3.3 に、その領域を区分して示した。また、観測結果には、地点観測データを用いている。それぞれの地域で用いた地点は以下の通りである。

日本海側地域：秋田、酒田、相川、輪島、高田、伏木、福井、敦賀、彦根、境の計 10 地点  
 太平洋側地域：銚子、勝浦、館山、御前崎、尾鷲、潮岬、津、浜松、三島、水戸の計 10 地点

図 3.4 を見ると、K-1 モデルが冬から夏の日本海側と太平洋側の観測的特徴を概ね表現していることがわかる。特に、冬季における、日本特有な日本海側地域で降水が多く、太平洋側で少ないといった特徴的な現象は再現できているとみなしてよいだろう。ただし、ここで注意しておきたいのは、実際の地形とは非常に細かいのに対して K-1 モデルの地形はそれを滑らかにして与えているという点が違うこと(図 3.3 参照)や、観測で選んだ地点が K-1 モデルでの日本海側・太平洋側の両地域を代表しているとは限らないことである。つまり K-1 モデルと観測結果の両者の差についてここで議論することはできない。

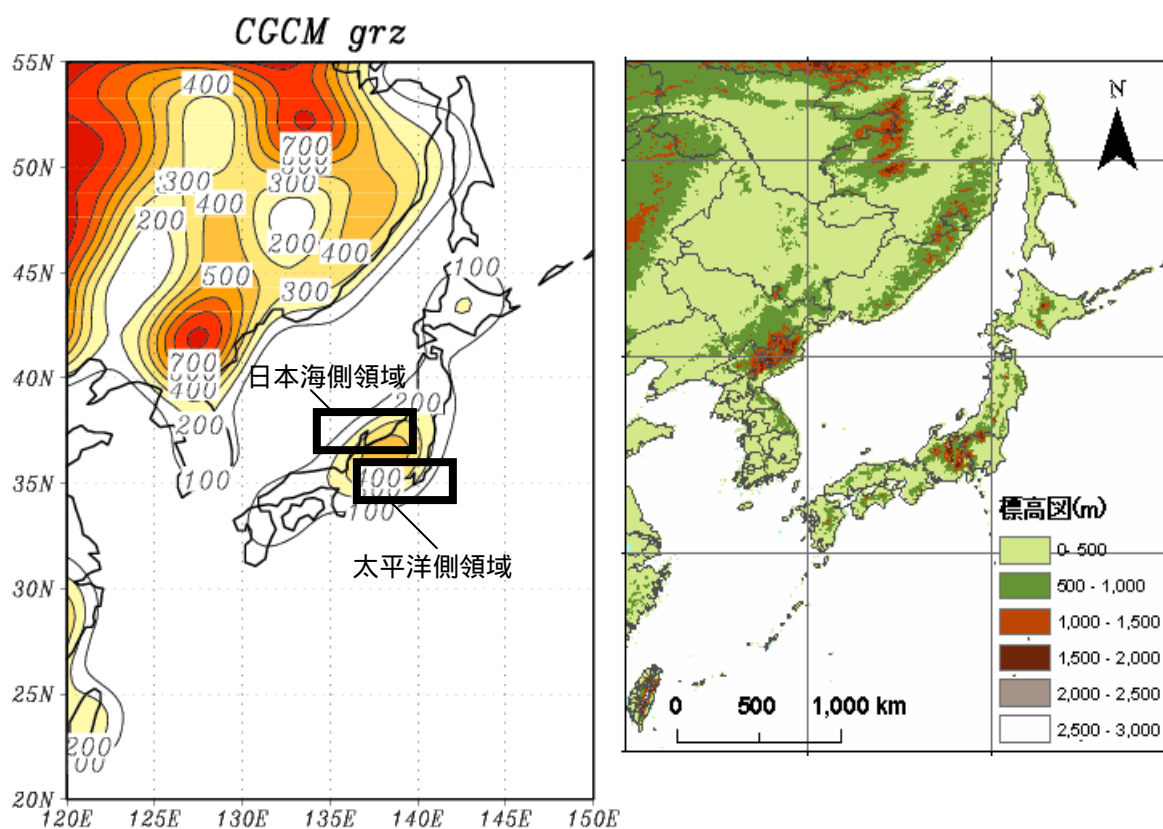


図 3.3: (左図) K-1 モデルで表されている地形データと太平洋側地域(下の矩形領域内の格子点)と日本海側地域(同上)の定義。(右図) 実際の地形における標高図。



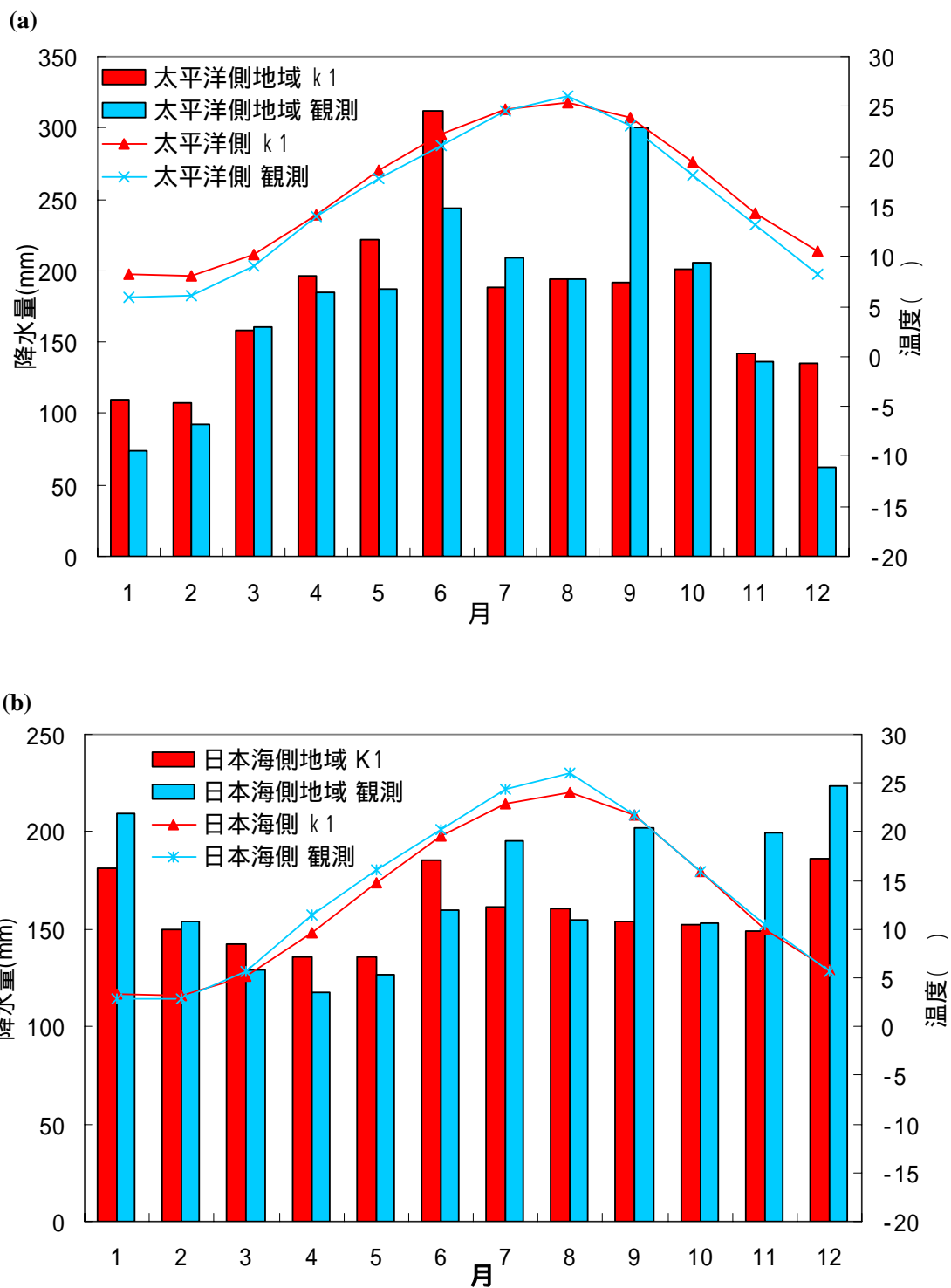


図 3.4: 20 世紀再現実験と観測結果の降水量 (棒グラフ; 単位 mm/month) と地上気温 (折れ線グラフ; 単位 C) の気候値の季節変化。(a)太平洋側地域、(b)日本海側地域。

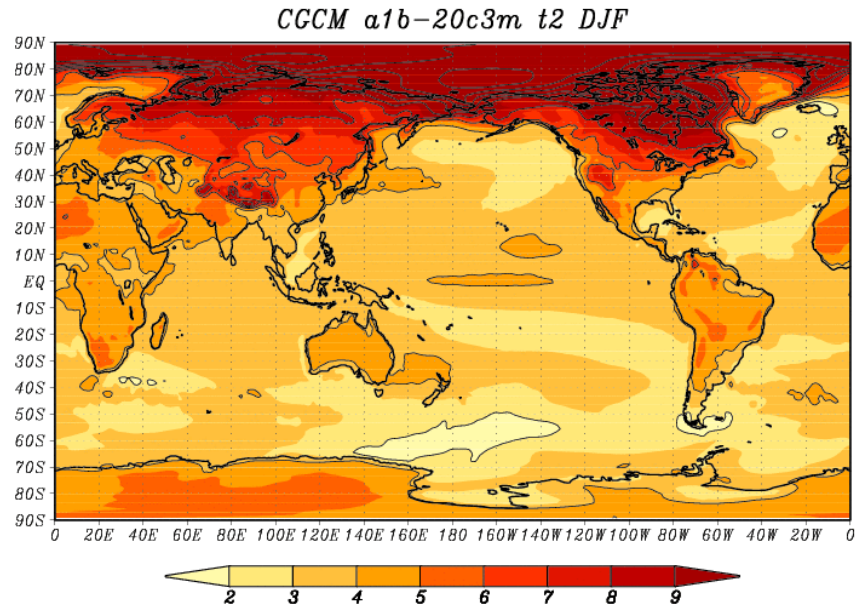
### 3.1.2 K-1 モデルによる温暖化実験結果

次に、K-1 モデルの温暖化実験結果から、温暖化に伴う変化を調べた。全球的な温暖化の特徴に随って、比熱が大きい陸域の地上気温の上昇は海洋上のそれよりも著しく大きい(図 3.5)。また地上気圧の変化は、日本の西に張り出すシベリア高気圧が弱化している。さらに、温暖化の応答として日本付近の東側が高気圧偏差となっていることから、温暖化によって日本の東側に位置するアリューシャン低気圧は北へ移動すると考えられる。

日本付近の温暖化に伴う降水量の変化をみると、日本海側地域で有意な減少傾向が見られた(図 3.6)。また、北海道地域では全体的に有意な増加傾向が見られる。さらに、季節風についても南向きの風が強まっていることから、北向きの季節風が弱まっていることが分かる。さらに、温暖化実験の降水量のトレンドをとってみると、日本海側地域に有意な減少傾向が見られた。これらの結果は、Nakamura et al. (2002)、Kimoto et al. (2005)、および Hori and Ueda (2006)と一致している。

このような K-1 モデルによる温暖化変化の結果の要因をさぐるべく、以降の節では、日々の降水のパターンと水蒸気輸送および熱輸送という3つの観点から解析を試みていく。

(a)



(b)

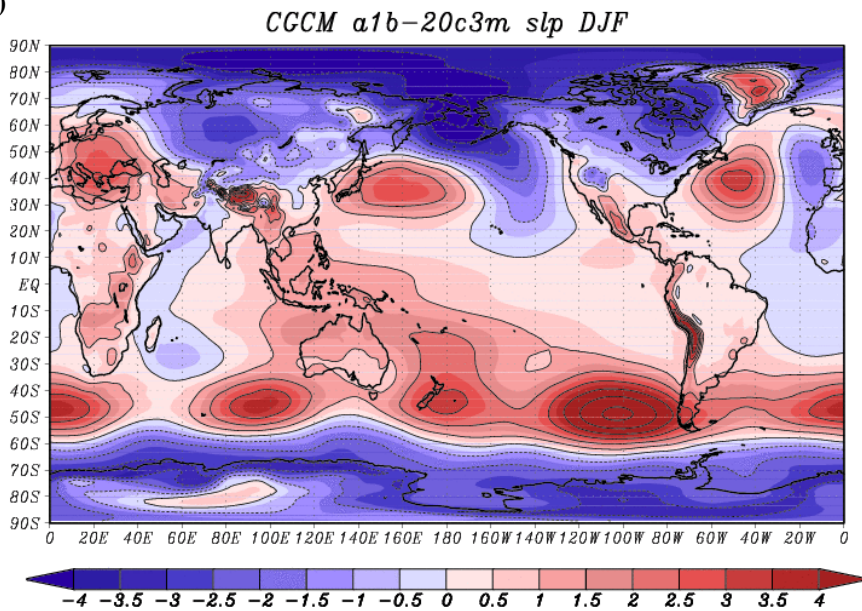


図 3.5: K-1 モデルによる冬季の温暖化に伴う変化。(a) 2m 気温(単位 K)、(b)海面更正気圧(単位 hPa)。色の基準は各図下の通り。温暖化に伴う変化はシナリオ A1b 実験と 20 世紀再現実験の差として見積もった。

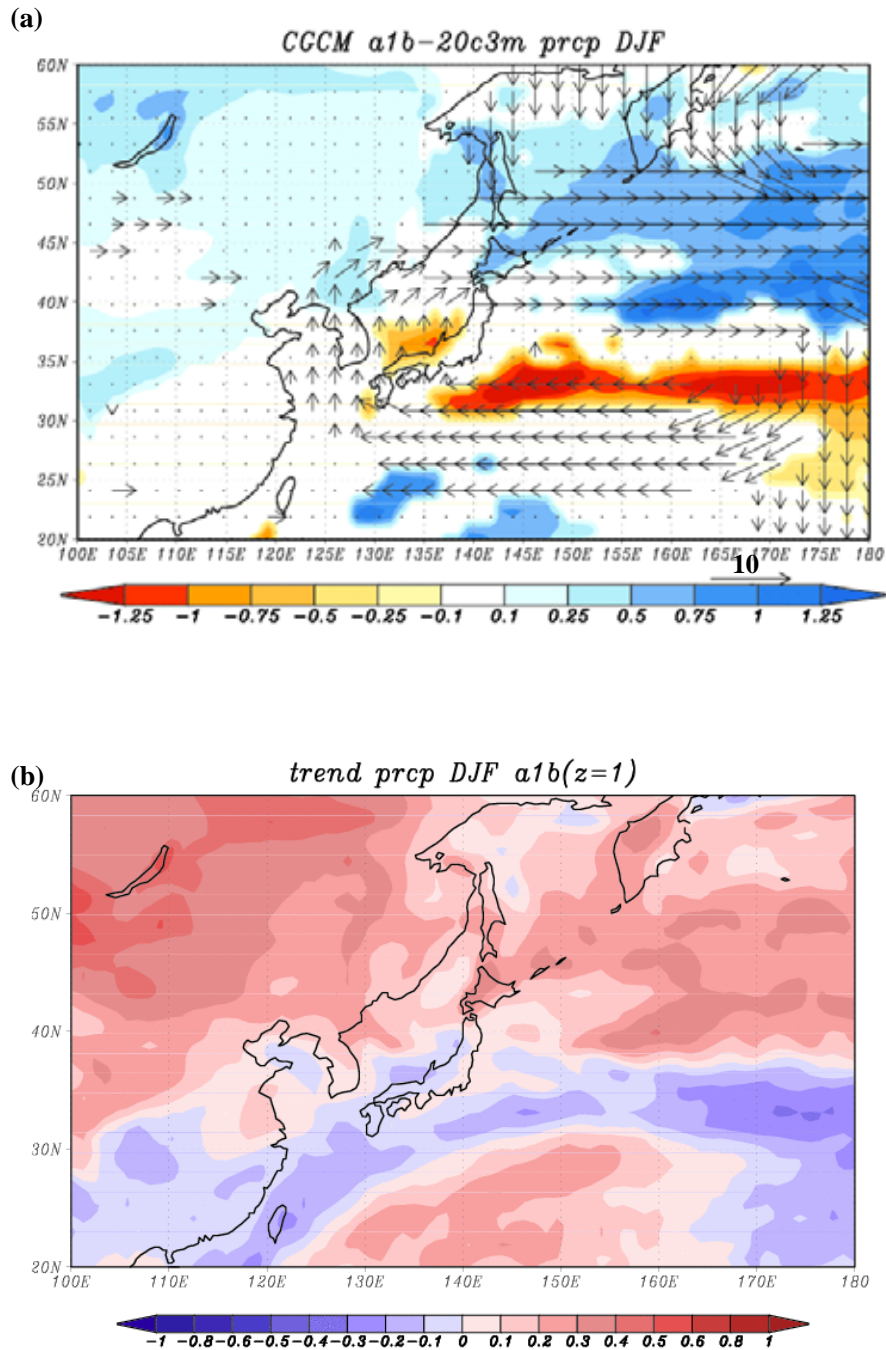


図 3.6: K-1 モデルによる冬季の温暖化に伴う変化。(a)降水量(色; 単位 mm/day; 基準は図下の通り)と 850hPa の水平風ベクトル(矢印; 単位 m/s; 基準は図右下)。有意水準 1% で有意な変化のみ描写。(b)A1b 実験の 2001 ~ 2100 年の 100 年間における降水量のトレンド(基準は図下の通り)。

### 3.2 コンポジット解析

日本海側冬季の降水は、月平均的な描像である西高東低の冬型の気圧配置によるもの他に、温帯低気圧の通過によるものも多い。ここでは、温暖化に伴う日本海側地域の降水量の減少がどのような気象現象によるものかを調べるために、コンポジット解析を行った。なお、この解析には、日々の気象現象に着目するために、日平均データを用いている。

解析は、日本海側地域と太平洋側地域のそれぞれの地域について行った。それぞれの地域は、図 3.3 で示した同じ領域で区分し、グリッド数は、日本海側地域で 26 グリッド、太平洋側地域で 20 グリッドであり、その領域平均で計算している。1mm/day 以下を降水量の少ない日とし、降水量の標準偏差  $> 1$  のときを降水量の多い日として定義した。その基準にあてはまっている日数をそれぞれ数えた。なお、温暖化による変化をみるために、温暖化実験の計算では 20 世紀実験と同じ閾値を用いている。この計算から、冬季の日本付近の降水を 4 種類に大別し、図 3.7 に示す。

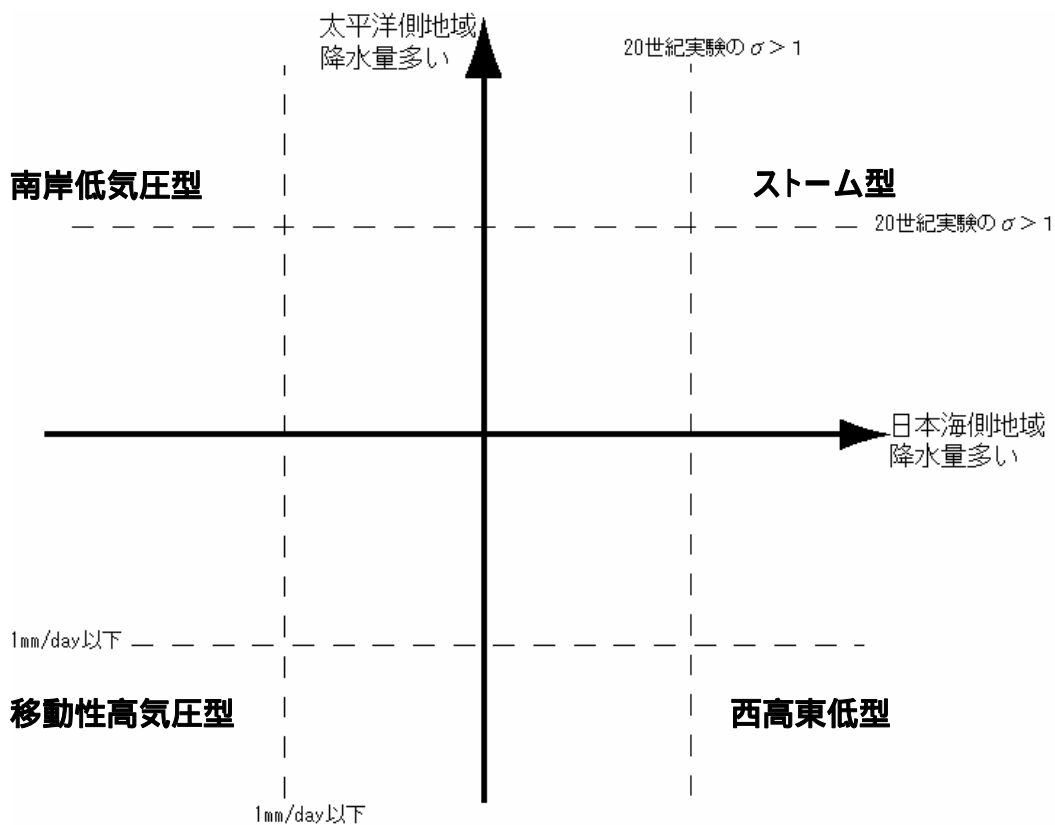


図 3.7: コンポジット解析で用いる日本付近の降水の種類定義。縦軸に太平洋側の降水量を横軸に日本海側の降水量をとる。右および下の点線は 1mm/day の閾値を、左および上の点線は日降水量が 1 標準偏差であるところをあらわす。前者の閾値以下の場合を降水が少ない場合とし、後者の閾値以上の場合を降水量が多い場合とする。詳しくは本文参照。

- ・ 「ストーム型」: 日本海側と太平洋側の両地域で降水が多い場合。温帯低気圧の通過による降水が占めている状態と考えられる。
- ・ 「西高東低型」: 日本海側で多く、太平洋側で少ない場合。典型的な冬型の気圧配置で日本海側地域に多量の降雪が起こっている状態と考えられる。
- ・ 「南岸低気圧型」: 日本海側地域で少なく、太平洋側で多い場合。南岸低気圧の通過により、太平洋側で降水が起こっている状態と考えられる。
- ・ 「移動性高気圧型」: 日本海側と太平洋側の両地域で降水が少ない場合。日本付近は、移動性高気圧に覆われて晴れている状態と考えられる。

このように定義して計算した後、コンポジットさせた結果を図 3.8 に示す。それぞれのケースで特徴的な気圧配置と降水になっているのがよく分かる。特に、西高東低型の合成図では、西高東低型の気圧配置と、日本海側地域に強い降水が起こっている様子がよく表れている。

次に、20 世紀実験と温暖化実験のそれぞれのケースにおける、日数を図 3.9 に示す。温暖化によって、西高東低型の日数は、189 日から 159 日へと減り、総降水量は約 2188mm から約 1958mm へと減っていることが明らかとなった。一方で、ストーム型の降水にはそれほど大きな変化は見られなかった。ここでは降水量の平均値に大きなウェートを占める降水が極端に多い場合の日数を降水の多い日として数えたが、閾値の変更によりもう少し平均的な降水の場合を含めても結果は変わらないものと推測される。ちなみに、移動性高気圧型では、日数が 414 日から 871 日と倍以上に増えていたが、これは降水量の変化にはきかないので議論しない。また、南岸低気圧型の日数が温暖化により増加しているように見えるが、統計的な議論ができる程の日数がないのに加え、この解析は南岸低気圧の経路を考えない大雑把な解析であるから、ここでは当然議論できないであろう。

このような結果から、温暖化によってストームによる降水の頻度には変化が少なく、その代わり西高東低の冬型の気圧配置が弱まったために、全体の日本海側地域の降水量が減少したとみることができる。

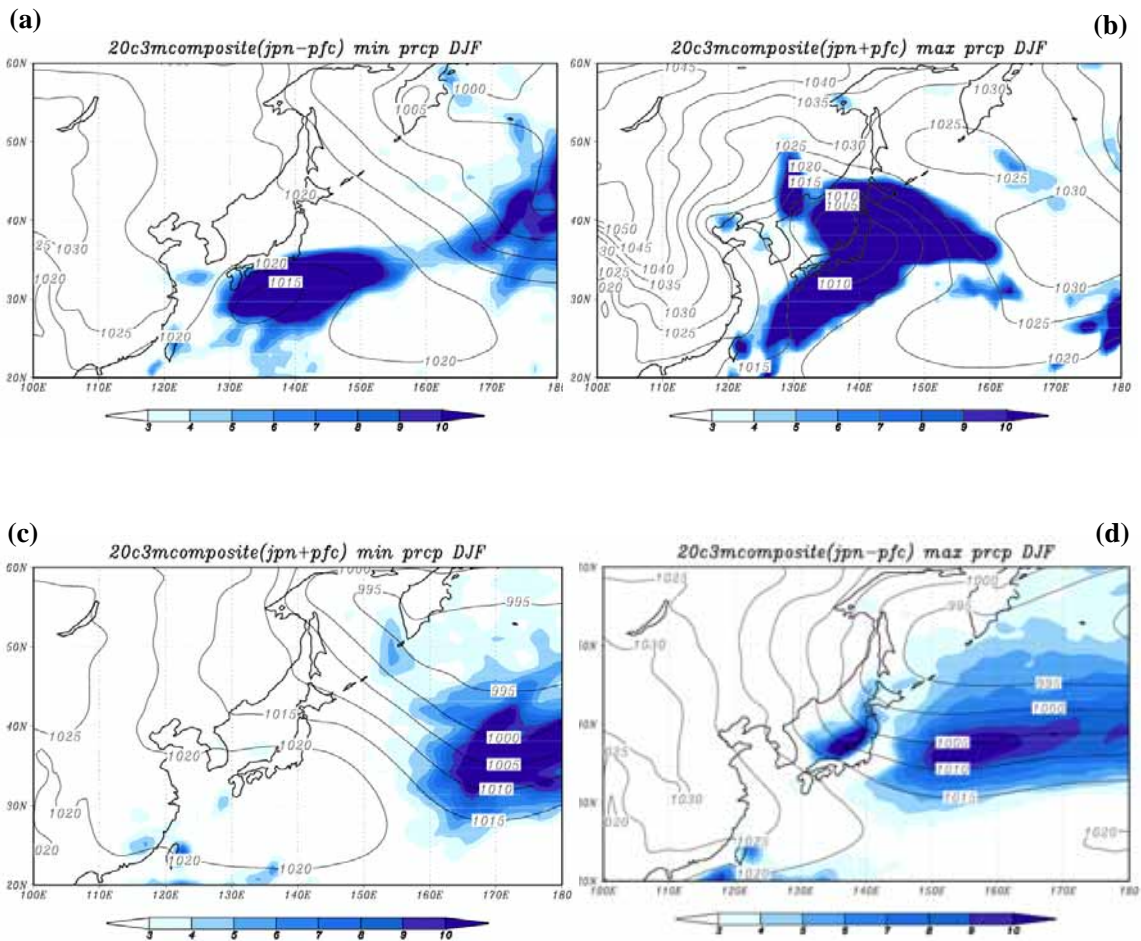


図 3.8: 本節で解析するコンポジット 4 ケースの場合のそれぞれの降水量(色; 単位 mm/day; 基準は図下)と海面更正気圧(コンター; 単位 hPa)の合成図。(a)南岸低気圧型、(b)ストーム型、(c)移動性高気圧型、および(d)西高東低型。それぞれの定義は本文および図 3.7 参照。

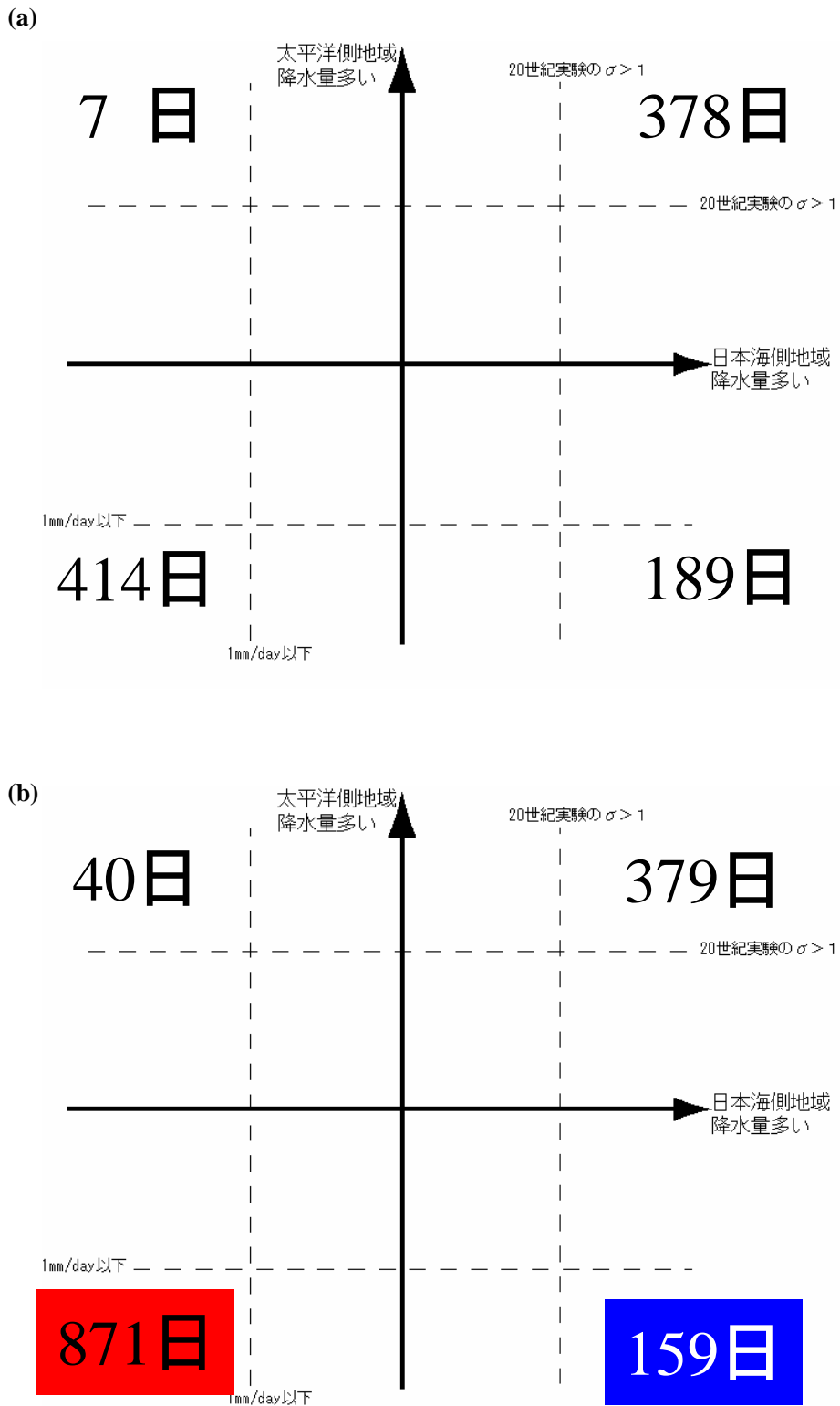


図 3.9: コンポジット解析で定義した 4 ケースのそれぞれの日数。温暖化実験は 20 世紀実験の閾値で計算した。(a)20 世紀実験、(b)温暖化実験。



### 3.3.1 水収支解析

前節では、典型的で月平均的な描像である西高東低の気圧配置の日数の減少とそれに伴う日本海側地域の降水量の減少が、日本海側地域の全体的な降水量減少に寄与していることを突き止めた。次に、このような月平均的な場、つまり定常場の変化が全体の降水量減少に寄与していることを裏付けるために、水循環場の変化に着目した水収支解析を行った。時間平均の水収支の式は、

$$\text{降水}P \approx -\left(\frac{1}{g} \int \nabla \cdot \overline{q'v} dp + \frac{1}{g} \int \nabla \cdot \overline{q'v'} dp\right) + \text{蒸発}E \quad (\text{式 1})$$

で表される。右辺第1項は、定常場の水蒸気フラックス収束の鉛直積分であり、右辺第2項は擾乱による水蒸気フラックス収束の鉛直積分である。前節との関連で言えば、前者が西高東低型における水蒸気フラックス収束を表すと考えられ、後者がストーム型における水蒸気フラックス収束を表すと考えられる。

図 3.10 に冬季の気候平均場における、各項の水蒸気フラックス収束を示した。定常的な水蒸気フラックス収束は、日本海側地域で強い収束が現れており、そこで降水になっていることがうかがえる。また、擾乱による水蒸気フラックス収束は、日本全体で収束域となっており、温帯低気圧の通過で降水になっていることがうかがえる。蒸発量についても、冬季に特徴的である、日本海上と日本の南岸太平洋上で強い蒸発が起こっている様子が分かる。

水収支の各項における冬季の温暖化変化を図 3.11 に示した。定常場の水蒸気フラックス収束の温暖化変化は、日本海側地域で正となっている。これは水蒸気フラックスの収束が弱まっていることを意味する。つまり、定常的な水蒸気フラックスは温暖化に伴って降水量を減少させるように作用する。一方で、擾乱による水蒸気フラックス収束の温暖化変化は、日本海側地域全体的に負となっている。つまり、フラックス収束が強まって、降水量を増加させるように作用する。しかし、定常場の変化と比べてそれほど大きな変化ではない。さらに、蒸発量の温暖化変化は、日本海上で全体的に増加している。これは、降水を増加させる方向へと寄与するが、その量はやはり定常場の変化に伴うフラックス収束の変化と比べて、それほど大きな変化量ではないと言える。

さらに、水収支各項の日本海側地域の領域平均について計算した。その結果を図 3.12 に示す。なお、図 3.12 は、図 3.11 の温暖化に伴う水蒸気フラックス収束の変化量から降水量に寄与する量として見積もっている。定常場の水収支変化量は、擾乱による水収支変化量に比べて大きく、全体の総和を考えると定常場の水収支変化が最終的に作用していることが分かる。つまり、定常場における水蒸気フラックス収束が日本海側地域の降水量減少に重要な役割を果たしている。

以上より、定常場における水蒸気フラックス収束の減少が日本海側地域の降水量減少に寄与していることがわかる。これは、西高東低の冬型の気圧配置で代表される気候平均場における、水収支が減少しているということから、前節と矛盾のない結果となっている。

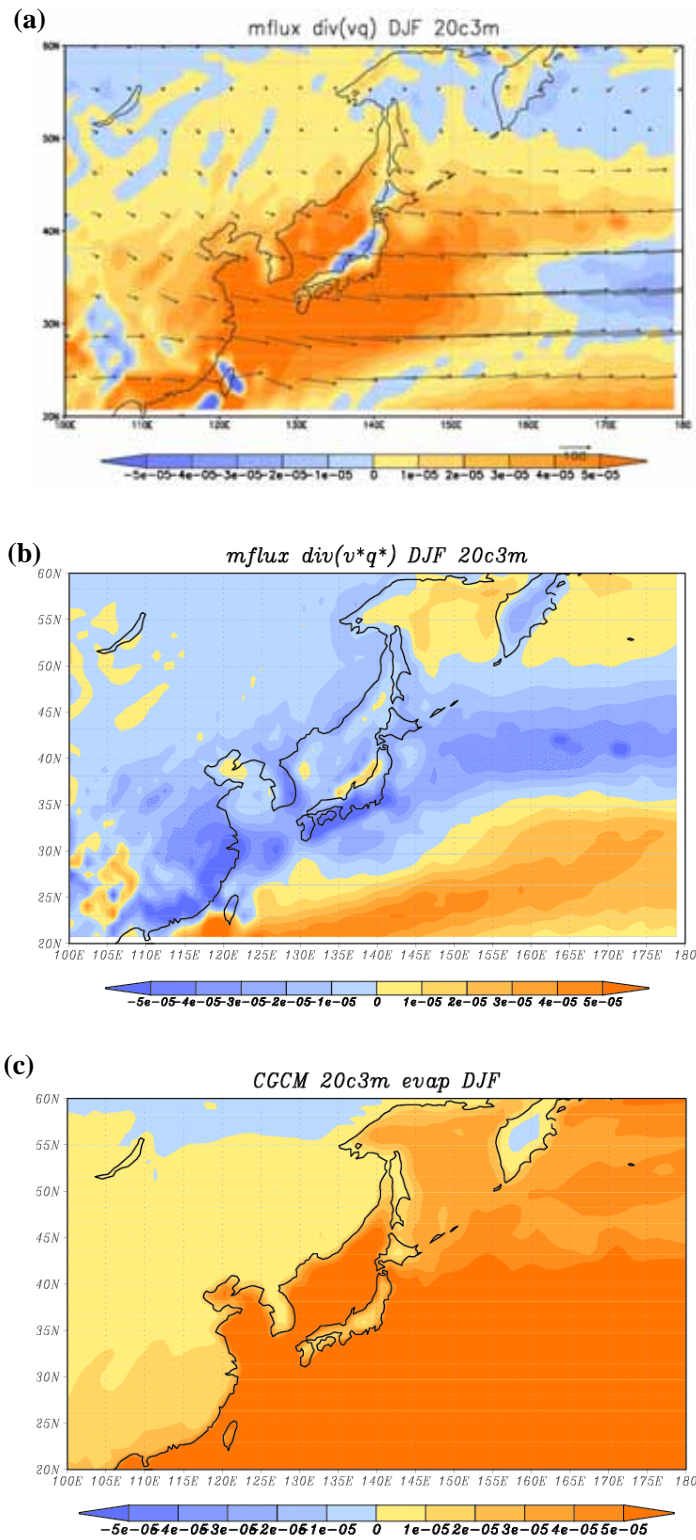


図 3.10: 水収支解析における式 1 の各項の冬季の平均場 (20 世紀実験)。(a)定常場における水蒸気フラックス(矢印)とその収束 (色; 単位  $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ ; 基準は図下)。(b) (a)と同じ。但し、擾乱によるフラックス収束。(c) 蒸発量 (単位:  $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ )。

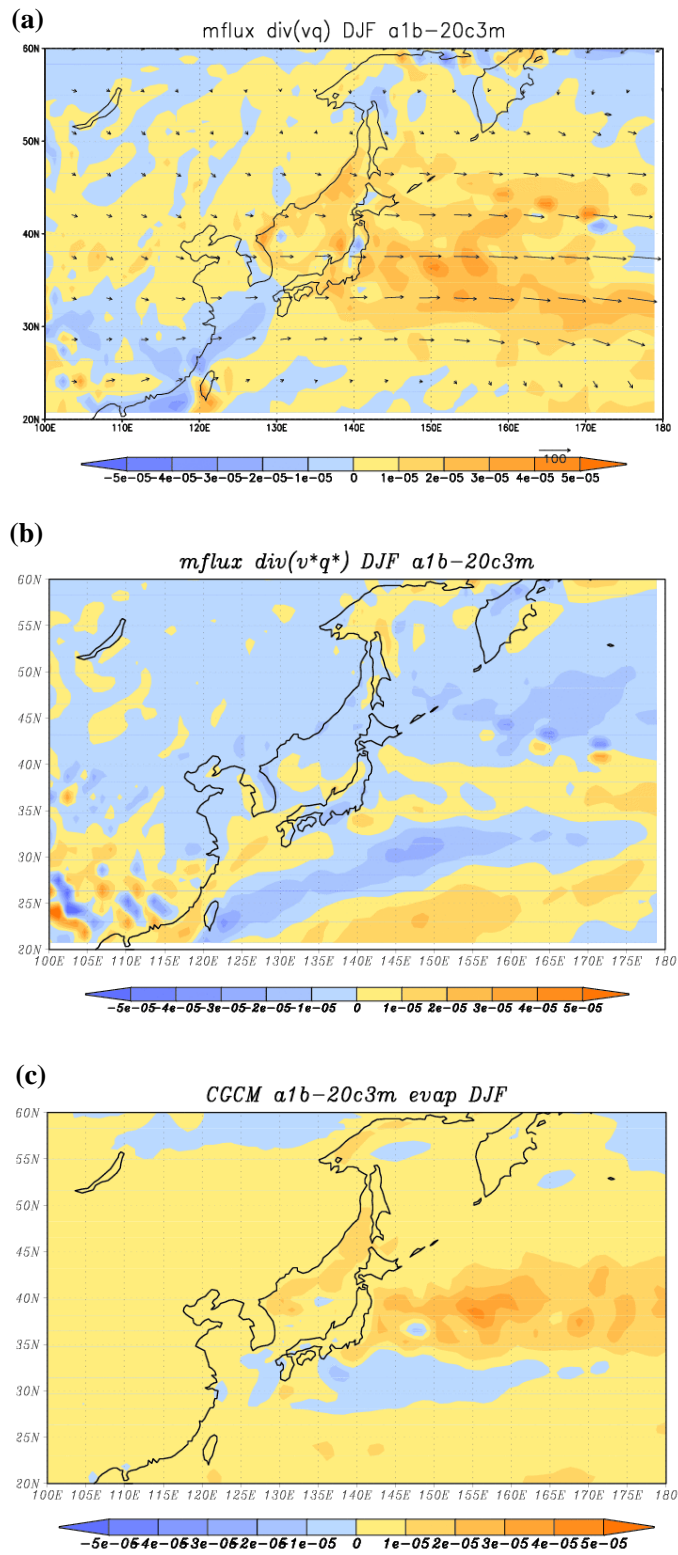


図 3.11: 図 3.10 と同じ、ただし温暖化に伴う変化。

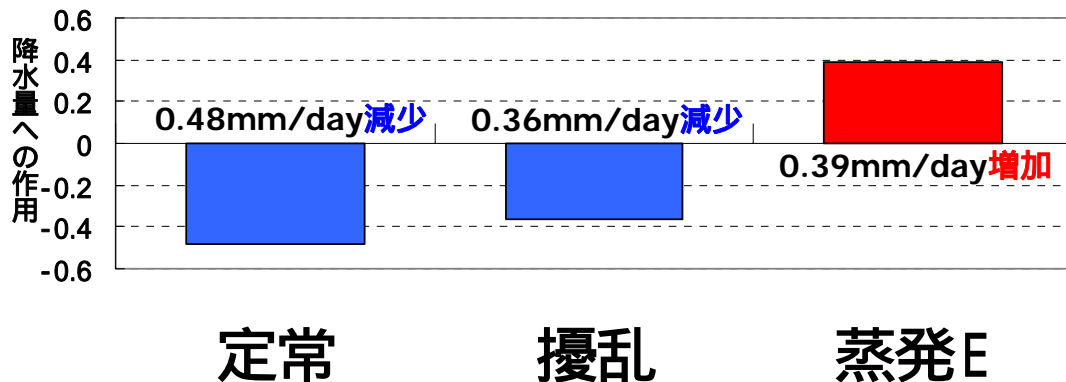


図 3.12 : 水収支各項の日本海側地域における領域平均値。温暖化に伴う水収支変化が降水量に寄与する量として見積もった(単位: mm/day)。左から順に定常場における水収支変化、擾乱による水収支変化、および蒸発である。

### 3.3.2 水収支解析

日本海側地域の降水量減少は、西高東低の気圧配置で代表される定常場での水収支変化が重要な役割を果たしていることから、温暖化に伴う定常場の水収支変化をさらに深く追求した。ここで、温暖化時における変数の変化量を  $\delta$  であらわすと、定常場における水収支の温暖化変化は、

$$\delta \int \nabla \cdot (\bar{q}\bar{\mathbf{v}}) dp = \int \nabla \cdot (\bar{q}\delta\bar{\mathbf{v}}) dp + \int \nabla \cdot (\delta\bar{q}\bar{\mathbf{v}}) dp \quad \text{式(2)}$$

と2項に分けて表すことができる。ここで右辺第1項は、温暖化による季節風変化の作用を受けて水蒸気フラックス収束が変化した量を鉛直積分したものである。また、右辺第2項は、温暖化による大気中の水蒸気量変化の作用を受けて水蒸気フラックス収束が変化した量を鉛直積分したものである。この計算によって、温暖化による定常場の水収支変化が、水蒸気と季節風のいずれによる温暖化変化で大きく作用しているのかを知ることができる。この2項それぞれについて計算した結果を図3.13に示した。

この計算結果から、右辺第1項における季節風変化による効果を受けた水蒸気フラックス収束は、日本海側地域全体で発散域となっている。これは、温暖化に伴って季節風が弱まると、日本海側地域で水蒸気フラックスの収束も弱まり、降水量を減少させる効果が働くことを意味している。また、左辺第2項における水蒸気量変化による効果を受けた水蒸気フラックス収束は、逆に日本海側地域全体で収束域となっている。これは、温暖化によって大気中の水蒸気量が増加すると、日本海側地域で水蒸気フラックス収束が強まり、降水量を増加させる効果が働くことを意味している。これら2項の総和が、定常場における、

温暖化に伴う水蒸気フラックス収束の全体の変化を表す（図 3.11(a)参照）。

図 3.11(a)を見ると、日本海側地域は発散域となっている。よって、定常場における水蒸気フラックス収束の温暖化変化量は、季節風変化による水蒸気フラックス収束の量が卓越していることが分かる。このことは、定常場での温暖化による季節風弱化が水蒸気増加による効果よりも降水量の変化に大きく寄与していると言い換えることができる。

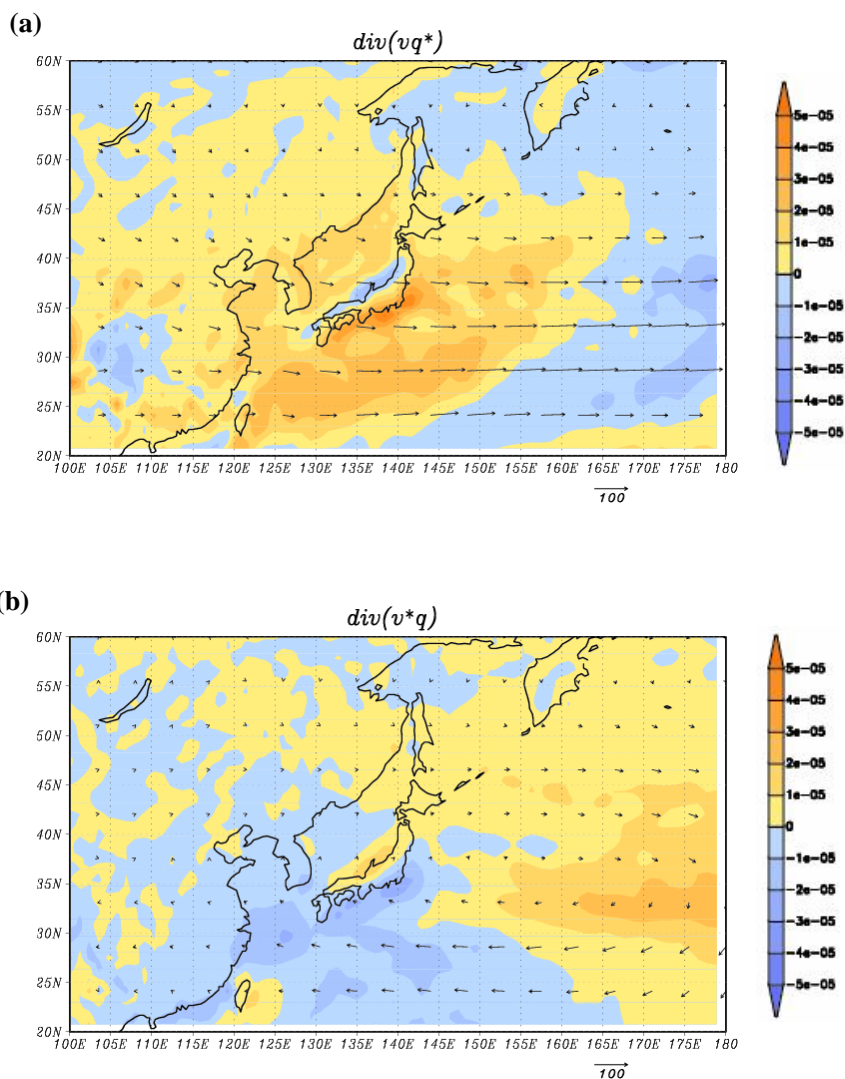


図 3.13: 定常場における水蒸気フラックス(矢印)とその収束(色; 単位  $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ ; 基準は図右)の温暖化変化。(a)温暖化に伴う水蒸気量変化に伴う成分と(b)温暖化に伴う季節風変化に伴う成分。

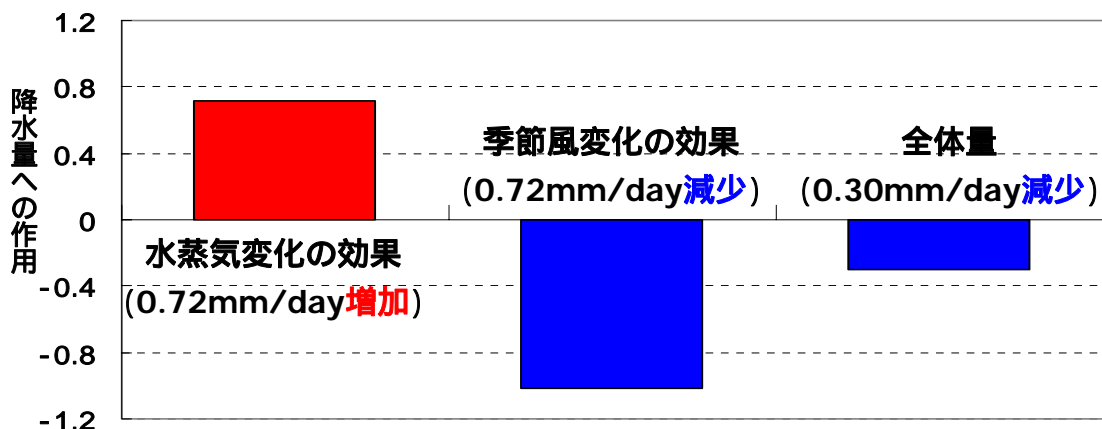


図 3.14: 定常場における、水収支の日本海側地域の領域平均値。温暖化に伴う水収支変化が降水量に寄与する量として見積もった（単位：mm/day）。左から順に、温暖化に伴う水蒸気変化による水収支変化、温暖化に伴う季節風変化による水収支変化、および定常場における、全体の収支変化。

これらを定量的に表現するために、定常場における水収支変化の各項について、日本海側地域の領域平均をとった（図 3.14）。図 3.14 は、図 3.12 と同様に、温暖化に伴う水蒸気フラックス収束の変化量から降水量に寄与する量として見積もっている。図 3.14 から季節風変化に伴う水収支変化が、定常場における全体の収支に大きく作用していることがわかる。

定常場の季節風弱体化は、西高東低の気圧配置の緩みが原因であると考えられる。これまで述べてきたように、西高東低の気圧配置の緩みが降水量減少に寄与するという考えと結び付けられる。よって、この水収支による結果はこれまでの解析結果とも合致している。

### 3.4 熱輸送量の解析

ここでは、熱収支の観点から温暖化に伴う降水、すなわち非断熱加熱の変化が定常場の熱輸送と擾乱場の熱輸送のうち、どちらによっているかを調べる。非断熱加熱の詳細については Appendix B を参照のこと。時間平均の熱の方程式に対し、連続の式を用いて、鉛直積分すると、

$$\frac{Q}{C_p} \approx \frac{1}{g} \int \nabla \cdot (\overline{\mathbf{v}T}) dp + \frac{1}{g} \int \nabla \cdot (\overline{\mathbf{v}'T'}) dp \quad (\text{式 3})$$

で表される。なお、擾乱場における解析には、日平均データを用いた。右辺の第 1 項は、定常場における熱フラックスの発散の鉛直積分を表し、右辺第 2 項は擾乱場による熱フラックスの発散の鉛直積分を表す。図 3.15 よび図 3.16、それぞれ定常場および擾乱場による熱フラックスの発散である。これを見ると、前者の定常場における熱フラックスの発散は、日本海側領域では全体的に温暖化によって弱まっていることがわかる。これは、定常場で大気への熱エネルギー輸送が弱まっていることを意味している。また、後者の擾乱場における熱フラックスの発散は、定常場における変化量と比べてそれほど大きくない。したがって、全体における熱エネルギー変化にそれほど影響を与えないと考えられる。よって、この定常場における熱フラックスの発散の減少が、降水に直結する非断熱加熱の減少に主に寄与していると考えられる。この結果は、前節までのコンポジット解析や水収支解析の結果とも整合的である。

ここで、ストームに伴う熱輸送の変化について補足する。温暖化に伴う、南北熱フラックスの変化(図 3.17)は、北日本で増加域となっている。これは、温帯低気圧の活動が温暖化によって北へ移動したことを意味している。この結果は近年の観測データを解析した結果とも一致している (Nakamura and Sampe, 2002)。ただ、温暖化によるストームトラック - 温帯低気圧の通り道 - 軸の北へ移動はその程度が小さいことから、日本海側地域における降水の温暖化応答の中で擾乱に伴う降水が、それほど大きな寄与がないことが暗示される。この結果は水収支解析において、擾乱による水収支の変化が降水量減少に作用する結果とも矛盾はなく、その作用が定常による作用よりも小さいことも水収支の結果と一致している。さらに、ストームトラック軸の北への移動が北海道地域の降水量増加に寄与しているものと考えられる。

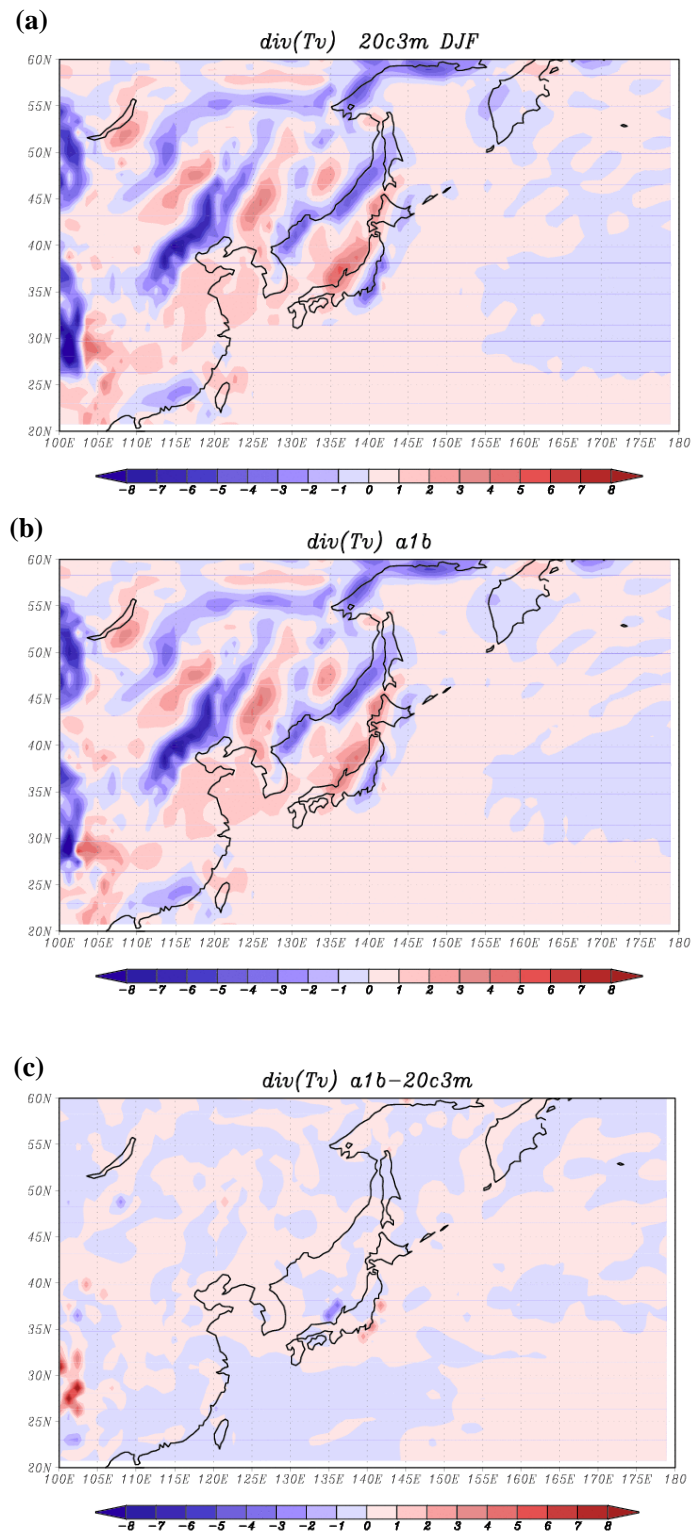


図 3.15: 定常場における熱フラックスの発散 (単位; $W/m^2$ )。 (a)20 世紀実験、 (b)温暖化実験、 および (c)両者の差。



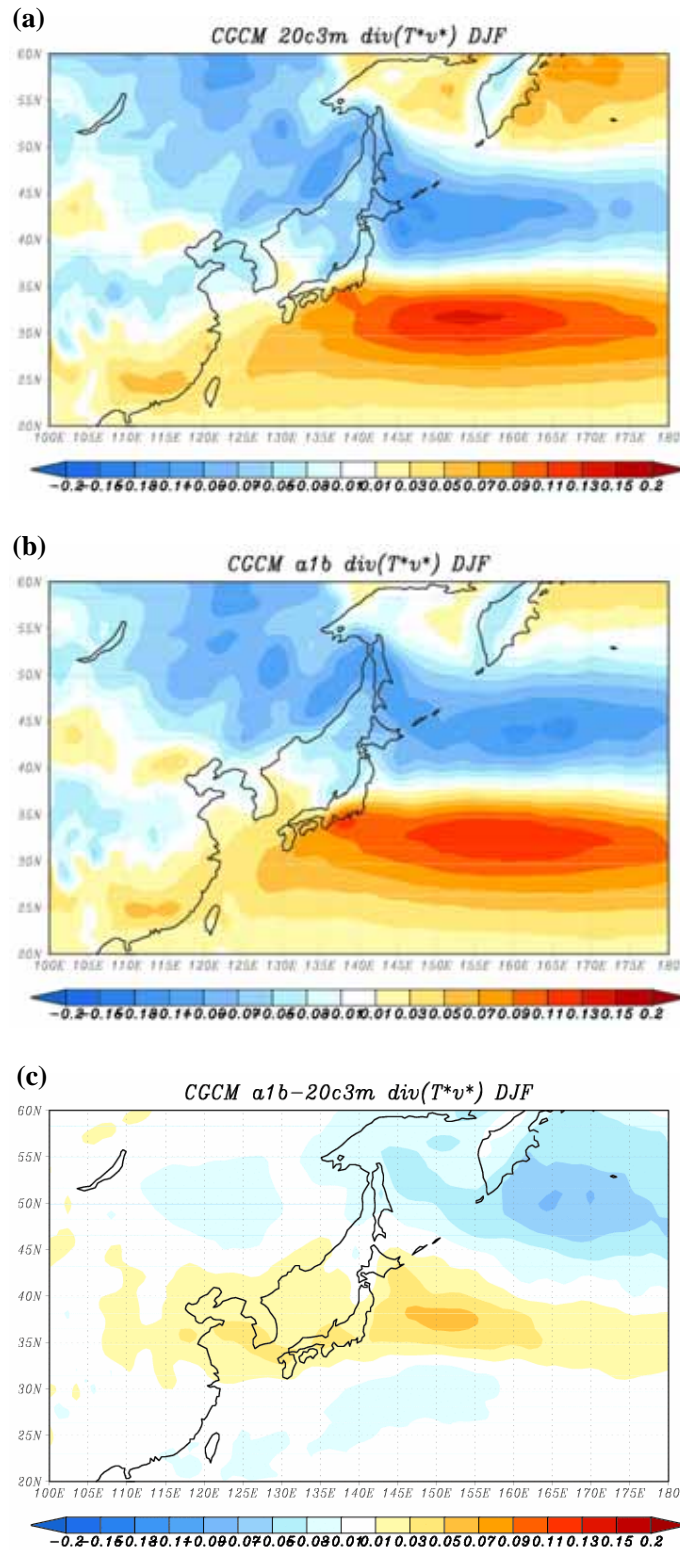


図 3.16: 擾乱場における非断熱エネルギー変化 (単位: $W/m^2$ )。 (a)20 世紀実験, (b)温暖化実験, (c)両者の差。

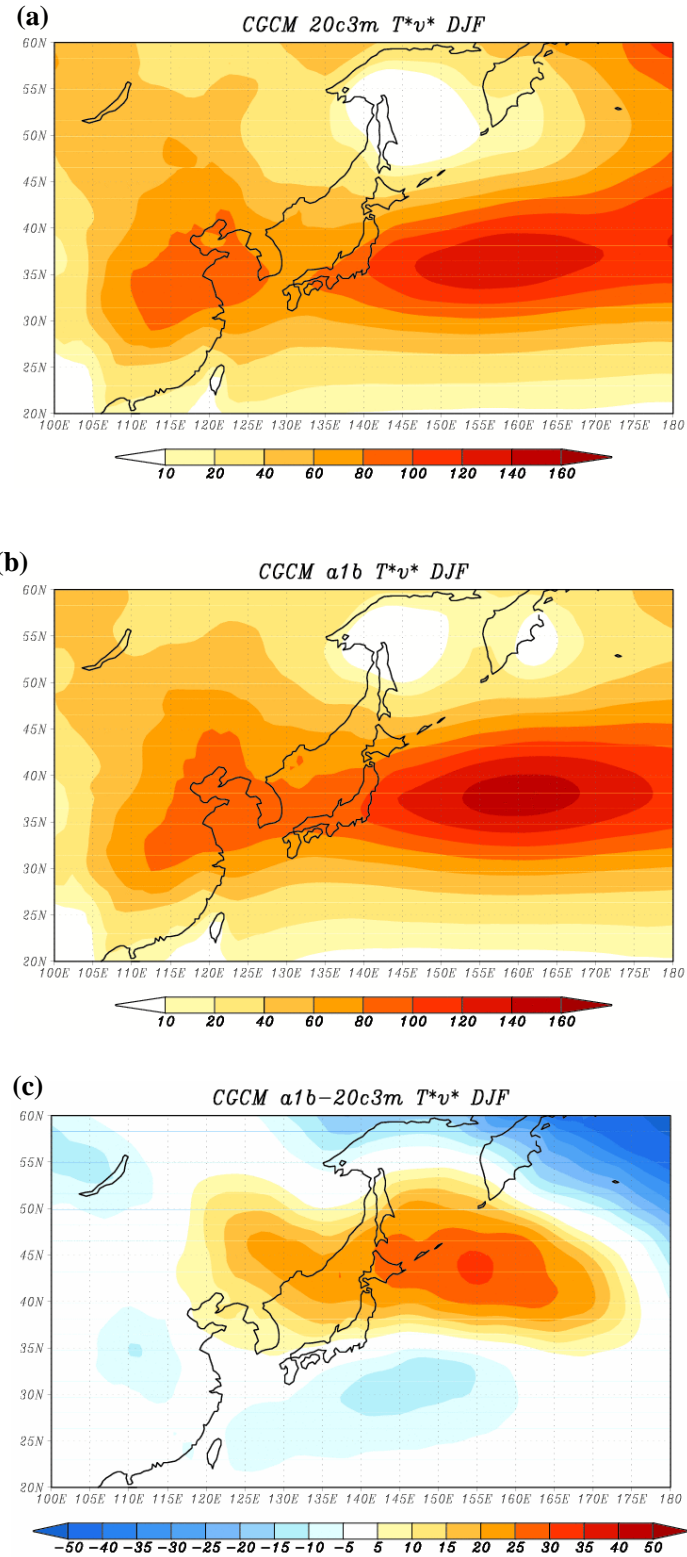


図 3.17: 冬季における擾乱の南北熱輸送量 (単位:  $10^3\text{K} \cdot \text{m/s}$ ) (a)20 世紀実験における、南北熱輸送量の冬季平均, (b)温暖化実験における、南北熱輸送量の冬季平均, (c)温暖化変化

## 4. 結論

K-1 モデルによる 20 世紀から 21 世紀にわたる高解像度数値実験の結果を解析した結果、温暖化に伴って冬季日本海側地域の降水量が減少した。これは月平均的な描像から西高東低の気圧配置の緩みが要因であることがわかった。さらに、このことは日本の気象特性に注目したコンポジット解析および水収支解析によって、日本海側地域における温暖化の応答としては、温帯低気圧に伴う降水はそれほど大きく変化せず、西高東低型の気圧配置の減少あるいはそのような典型的な冬型の気圧配置に伴う水フラックス収束の減少が顕著にみられた。従って、温暖化に伴う冬季日本海側地域の降水量の減少は西高東低の気圧配置の弱まりが主要な要因であることがわかった。また、温暖化に伴うストームトラック軸の北への移動も冬季日本海側地域の降水量減少にも寄与していた。このストームトラック軸の北辺が、温暖化に伴う北海道地域の降水量増加に関与していることが分かった。

## 5. 議論

高解像度な数値モデル (K-1 モデル) の結果から、地球温暖化によって、冬季日本海側地域の降水量は顕著に減少していることが分かった。また、北西季節風についても同じく弱まっていることが確認された。従来の大気海洋結合モデルは、解像度が粗く、日本の気候をうまく再現できていないという問題があった。そこで、今回用いた K-1 モデルがどの程度日本の気候を再現できているか確認してみたところ、日本の冬の特徴的な気候は再現できていた。このことから、K-1 モデルによる結果は従来モデルに比べ、この結果に関して言えば信頼性が増したと言える。但し、全球的な意味での降水については、パラメタリゼーションや大循環の再現性など、幾多の困難な問題があり、必ずしも解像度を増したからといってよい結果が得られるわけではないことを注意しておく。

また、温帯低気圧に伴う降水が、温暖化による冬季日本海側地域の降水量減少にどの程度影響を与えているのかを考えてみる。冬季の日本付近を通過する温帯低気圧については、Nakamura et al. (2002) で過去の観測結果から、温帯低気圧の活動が近年強まってきていることを示している。また、Inatsu and Kimoto (2005) も、同様に温暖化によって、温帯低気圧の活動が強まるということを指摘している。そこで、温暖化に伴う温帯低気圧の活動の変化を調べるために、日本付近の南北熱輸送量についてしらべてみた。その結果、南北熱輸送は、温暖化によって北偏していることが分かった。これは、温帯低気圧の活動が温暖化によって北へ移動していることを意味している。しかし、ストームトラック - 温帯低気圧の通り道 - の移動の程度は非常に小さく、よってつまり日本海側地域の降水に対するその北偏の影響の程度は小さい。したがって、上記の結果と本研究で述べた定常場の変化が日本海側地域の降水量変化に重要であるとの見解は矛盾しない。

## Appendix A

冬季日本海側地域の降水量について、温暖化に伴う日降水強度の変化について調べてみた。降水強度とは、1日あたりどれくらいの雨が降ったかを表す指標である。この降水強度の計算には、日平均における、日本海側地域にあたる領域全20グリッドのデータを用いた。そのとき、降水強度のそれぞれの閾値に当てはまる場合が何回あるのかを100年間分数えた。その結果を頻度分布で以下に表してみた(図 A.1)。

この結果、温暖化実験では、降雪の降水強度の頻度が全般的に少なくなっている。このことから、温暖化に伴い、降雪が降水へと変化している様子が伺える。また、温暖化による降水強度の変化を見てみると、大雨が増える傾向にあることがわかる。これは、一般的な温暖化の特徴とよく似ている。

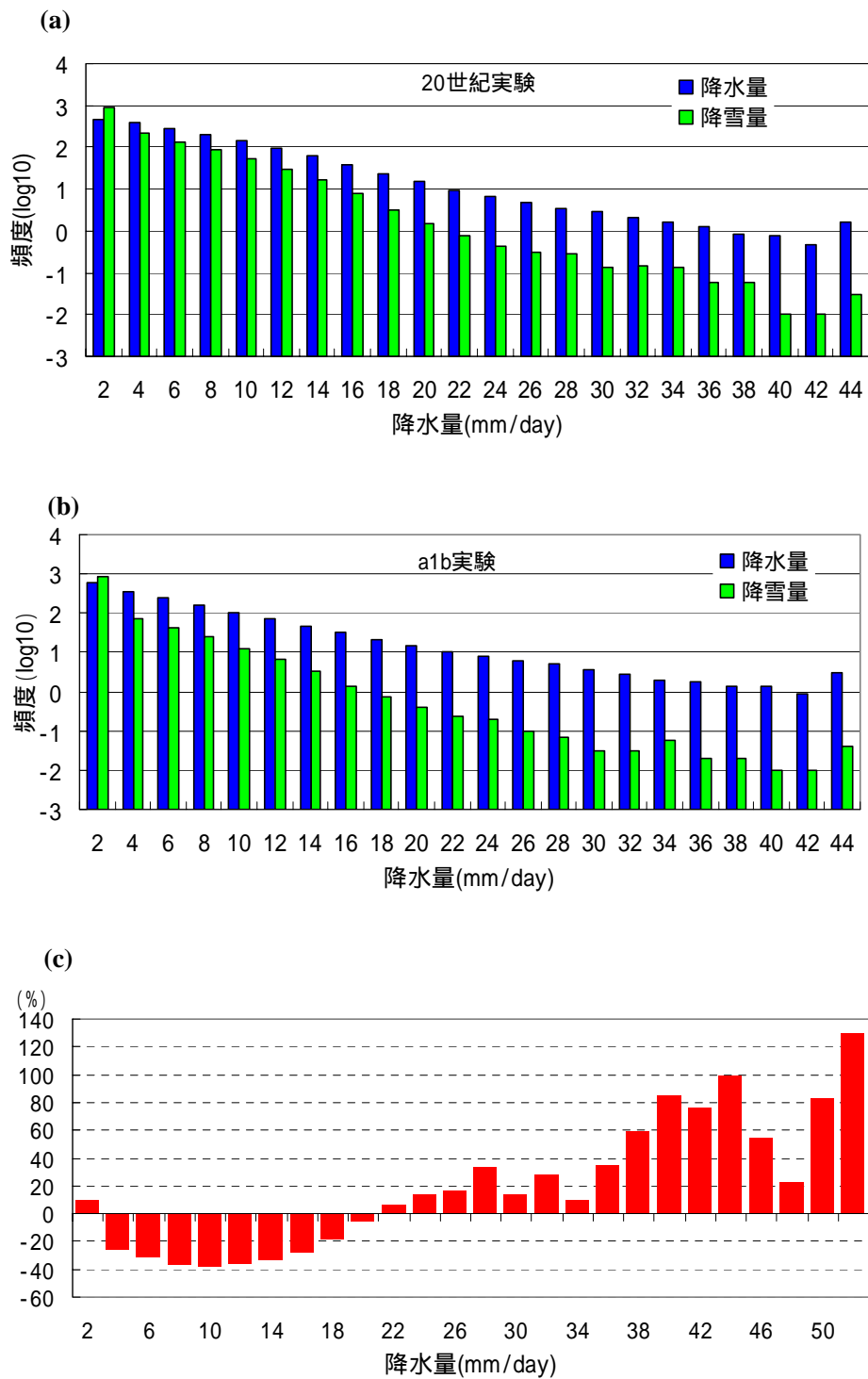


図 A.1: 日平均降水強度の頻度分布 (横軸は常用対数をとっている)。(a)温暖化実験, (b)20世紀実験, (c)温暖化に伴う降水強度の増加率 (パーセントで表示)。

## Appendix B

温暖化に伴う、日本海上の熱収支の変化について紹介する。顕熱  $Q_1$ 、潜熱  $Q_2$  はそれぞれ次式で記述される。

$$Q_1 \equiv \frac{C_p}{g} \int \frac{dT}{dt} dp = \frac{C_p}{g} \int \left( \frac{p}{p_0} \right)^k \left( \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{\theta} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right) dp = -RC + CD + SH$$

$$Q_2 \equiv -\frac{L}{g} \int \frac{dq}{dt} dp = -\frac{L}{g} \int \left( \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \right) dp = -CD + LH$$

右辺の RC は放射による正味の冷却率であり、CD は凝結による加熱率を表している。また、海洋から大気への顕熱輸送量を LH、潜熱輸送量を SH として表している。顕熱と潜熱の総和は、

$$Q_1 + Q_2 = LH + SH - RC$$

と表され、海面上と大気間でやりとりされる全体の熱輸送量を表している。この温暖化による熱輸送量の変化について、冬季の平均場について計算させた結果図を図 B.1 に示す。この結果から、日本海上における、顕熱については減少し、潜熱については全体的に増加していることが分かる。そして、顕熱・潜熱・放射エネルギー全体のエネルギー総和については、北海道側の日本海上で顕著な増加を示している他は、若干減少傾向にあるといえる。これもまた、気候平均場における西高東低の気圧配置の緩みに関係しているとみられる。また、温暖化によって北海道側地域の日本海側で降水量がやや増加しているのは、全体のエネルギー総和が増加していることと、少なからず関係していると考えられる。なお、この解析には、Ninomiya(1968)における解析方法を参考にした。

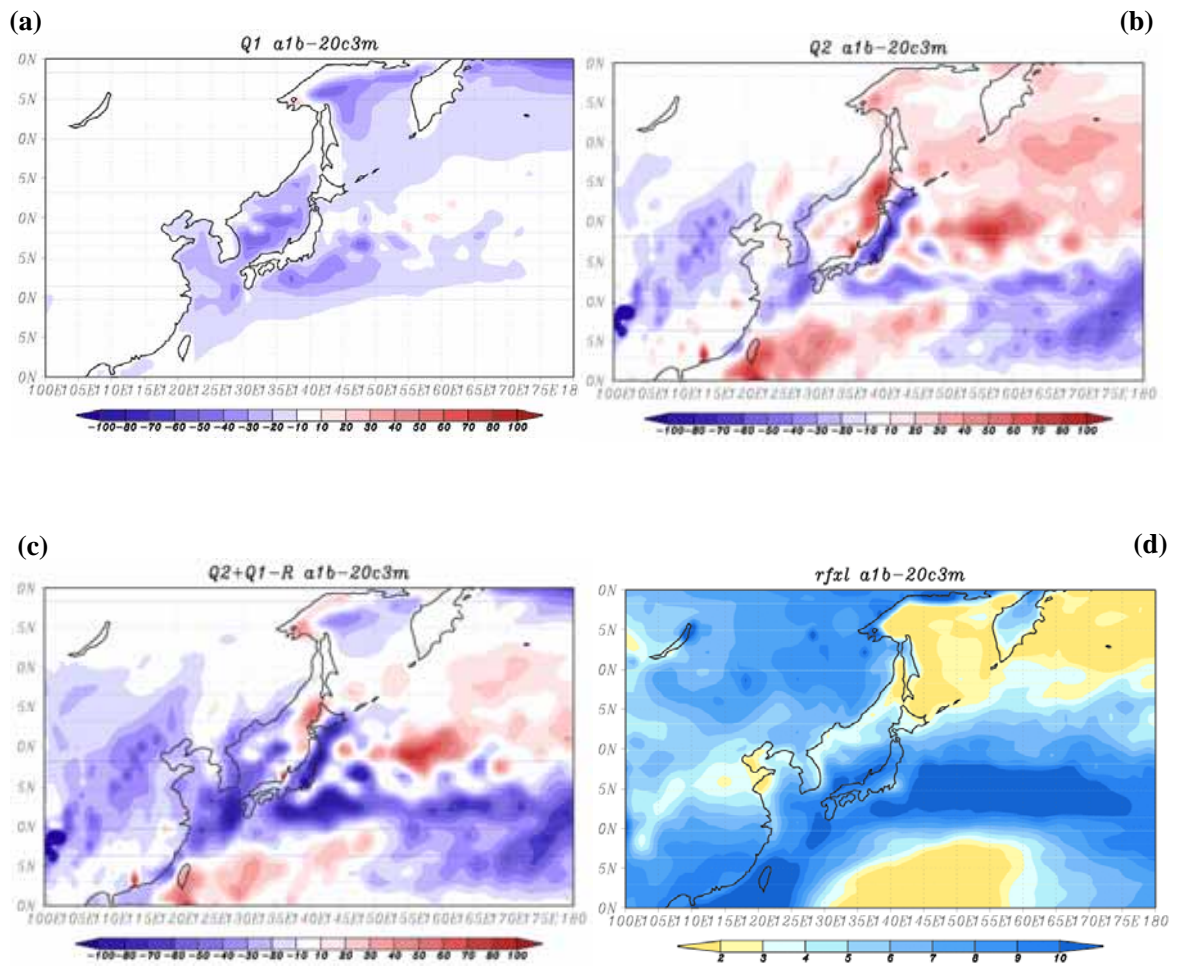


図 B.1: 冬季における、日本付近の熱輸送量変化 (単位:W/m<sup>2</sup>)。 (a)顕熱輸送量変化,(b)潜熱輸送量変化,(c)全熱輸送量変化 (顕熱 + 潜熱-放射エネルギー) ,および(d)放射エネルギーの変化。

## 参考文献

浅井富雄, 1996: ローカル気象学、東京大学出版, 233pp.

D'Arrigo, R., R. Wilson, F. Panagiotopoulos, and B. Wu, 2005: On the long-term interannual variability of the east Asian winter monsoon. *Geophys.Res.Lett.*, 32, doi:10.1029/2005GL023235.

Hori, M. and Ueda, H., 2006: Impact of global warming on the East Asian winter monsoon as revealed by nine coupled atmosphere-ocean GCMs. *Geophys.Res.Lett.*, 33, doi:10.1029/2005GL024961.

Hu, Z.-Z., L. and K. Arpe, 2000: Impact of global warming on the Asian winter monsoon in a coupled GCM. *J. Geophys. Res.*, 105, 4607-4624.

Inatsu, M. and M. Kimoto, 2005: Two types of interannual variability of the mid-winter storm-tracks and their relationship to global warming. *SOLA*, 1, 061-064, doi:10.2151

IPCC, 2001: Climate Change 2001: The scientific basis. J. T. Houghton et al. (eds.). *Cambridge University Press, Cambridge, UK*.

IPCC, 2007: Climate Change 2007: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.

Jones, P. D., M. New, D. E. Parker, S. Martin, and I. G. Rigor. 1999: Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Rev. Geophys.*, 37, 173-199.

Jones, P. D. and A. Moberg, 2003: Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and update to 2001. *J. Climate*, 16, 206-223.

K-1 model developers, 2004: K-1 coupled model (Miroc) description, edited by H. Hasumi and S. Emori. *K-1 technical report*, 1, 34pp.

Kato, H., K. Nishizawa, H. Hirakuchi, S. Kadokura, and N. Oshima, 2001: Performance of RegCM2.5/NCAR-CSM nested system for the simulation of climate change in East Asia caused by global warming. *J. Meteor. Soc. Japan*, 79, 99-121.



- Kimoto, M., 2005: Simulated change of the east Asian circulation under global warming scenario. *Geophys. Res. Lett.*, 32, doi:10.1029/2002GL023383.
- Kimoto, M, N. Yasutomi, C. Yokoyama, and S. Emori, 2005: Projected changes in the precipitation characteristics around Japan under the global warming. *SOLA*, 1, 085-088, doi:10.2151.
- 気象庁, 2002: 20 世紀の日本の気候, 116pp.
- 気象庁, 2005: 異常気象レポート 2005 . 近年における世界の異常気象と気候変動.
- Lal, M and H. Harasawa, 2001: Future climate change scenario for Asia as inferred from selected coupled atmosphere-ocean global climate models. *J. Meteor. Soc. Japan*, 79, 219-227.
- 松本淳, 2005: 地球温暖化と異常気象, *科学*, 75, 1142-1145.
- Nakamura. H., and T. Sampe, 2002: Trapping of synoptic-scale disturbances into the North-Pacific subtropical jet core, *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi:1029/2002GL015335.
- Nakamura, H., T. Izumi, and T. Sampe, 2002: Interannual and decadal modulations recently observed in the storm track activity and east Asian winter monsoon. *J. Climate*, 15, 1855-1874.
- Ninomiya, K., 1968: Heat and water budget over the Japan Sea and the Japan Islands in winter season - With special emphasis on the relation among supply from the sea surface, the convective transfer and the heavy snowfall. *J. Met. Soc. Japan*, 46, 343-372.
- 野田彰・磯辺英彦・鬼頭昭雄・佐藤康雄・杉正人・西森基貴・松本淳, 2001: 気候 (過去の気候変化の解析及び気候変化の予測) .地球温暖化の日本への影響 2001, 環境省地球温暖化問題検討委員会温暖化影響評価ワーキンググループ, pp.1-1 ~ 1-54.
- Panagiotopoulos, F., M. Shahgedanova, A. Hannachi, and D. B. Stephenson, 2005: Observed trend and Teleconnections of the Siberian high: a recently declining center of action. *J. Climate*, 18, 1411-1422.

佐藤康雄, 2000: 地球温暖化に伴う日本域の気候変化予測. 天気, 47, 708-716.

Wu, B and J. Wang, 2002: Winter Arctic Oscillation, Siberian High and east Asian winter monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, 29(19), 1897, doi:10.1029/2002GL015373.

## 謝辞

本研究を進めるにあたり、住明正教授には、お忙しい中、懇切丁寧にご指導していただきました。毎回の議論の際に、思慮の浅はかな私に対して筋道を示して丁寧に教えていただいたことに大変感謝しています。また、一社会人としての考え方はとても刺激になる部分が多いものでした。また、先生のおかげで K-1 モデルという素晴らしいモデルの結果を使わせていただく機会にも恵まれました。

気候システム研究センターの方々にも大変お世話になりました。特に、稲津将助手には研究の初歩的なことから論文の仕上げ方まであらゆる面でサポートしていただきました。論文提出直前の時期に、研究が煮詰まらない中で叱咤激励していただいたのはとても心強く感じました。また、同じく気候センターの柳瀬亘助手、岩尾航希博士、渡辺英嗣さん、山下陽介さん、井上誠さんには、研究に関する解析の仕方や研究の方向性など相談に乗っていただくなど、大変お世話になりました。

自然環境学専攻の先生方には、コースゼミで貴重なご意見をいただき、感謝しています。また、同輩諸君には、私生活の面でも大変お世話になり、研究の気分転換など気軽に付き合ってくれました。そのおかげで、研究に対するモチベーションを損なうことなく今日まで研究を続けることができました。

以上の皆様に、改めて深く感謝いたします。ここまでやってこられたのは、皆様の力添えのおかげであります。

最後に、私の研究活動を温かく見守り、影ながら支えてくれた両親に感謝します。