Study of Climate Change over Tohoku District due to Global Warming

BY

Sendai District Meteorological Observatory

AND

Atmospheric Environment and
Applied Meteorology Research Department

地球温暖化による東北地方の気候変化に関する研究

仙台管区気象台
・
環境・応用気象研究部

気 象 研 究 所

遠藤洋和[1]，倉橋永[2]，森浩俊[3]，蒔苗仁[4]，松澤一雅[5]，栗原和夫[6]

1　仙台管区気象台（2007. 4より気候研究部），2　仙台管区気象台（2007. 4より気象庁数値予報課），
3　仙台管区気象台（2007. 4より気象庁気候情報課），4　仙台管区気象台，
5　仙台管区気象台（2006. 4より気象庁観測部），6　環境・応用気象研究部

Hirokazu Endo[1], Haruka Kurahashi[2], Hirotoshi Mori[3], Hitoshi Makanae[4],
Kazumasa Matsuzawa[5], Kazuo Kurihara[6],

1　Sendai District Meteorological Observatory（from April, 2007: Climate Research Department）
2　Sendai District Meteorological Observatory
（from April, 2007: Numerical Prediction Division / Japan Meteorological Agency)
3　Sendai District Meteorological Observatory
（from April, 2007: Climate Prediction Division / Japan Meteorological Agency）
4　Sendai District Meteorological Observatory
5　Sendai District Meteorological Observatory
（from April, 2006: Observations Department / Japan Meteorological Agency）
6　Atmospheric Environment and Applied Meteorology Research Department

序

地球温暖化は地球の気候を急速に変化させ，人類の永続的な生存を脅かす可能性があるという認識が，世界的に次第に広がりつつある．地球温暖化による気候変化とその影響を，IPCCの第4次報告書は詳細に報告している．これに基づき，全世界的な温室効果ガスの削減などの対応策が検討されている．しかし，日本国内で地球温暖化の影響を知り，具体的な対応策を検討するためには，さらに日本の各地域の気候変化予測を行う必要がある．

気象研究所では，気候変動予測研究費により，「地球温暖化に伴うわが国の気候変化予測に関する研究」を平成12年度から平成16年度に実施してきた．この研究において環境・応用気象研究部では，日本の詳細な地域ごとの温暖化予測を行うことを目的として20kmの解像度をもつ地域気候モデルMRI-RCM20を開発した．このモデルの計算結果により，気象庁は「地球温暖化予測情報第6巻」を平成17年に刊行し，日本の7地域について温暖化時の気候変化を公表した．

「地球温暖化予測情報第6巻」で示したのは，北日本，東日本，西日本を，太平洋側と日本海側に分割した，かなり広い地域での平均的な気温や降水などの変化である．一方，各地での特徴的な気象現象の変化も大きな関心事であるが，モデル内での再現性については十分な検証がなされているわけではなく，予測結果も検討されていない．さらに，RCM20の20kmという解像度を考えると，さらに水平スケールの小さい領域について予測できる可能性があるのではないかと考えられた．

RCM20の予測成果を十分に活用し，一般社会に還元していくためには，このような各地での特徴的な気象現象や，より小さなスケールの領域での予測を，現場での利用を考慮しながら詳細に検討する必要がある．このことは，気象研究所の解析だけでは必ずしも十分に行えるわけではなく，各地の気象や気候，観測データに精通した地域の専門家の援助がなければ実現が困難である．このため，気象研究所では，地方共同研究「地球温暖化に伴う地域の気候変動予測に関する研究」を平成17年度から平成18年度にかけて実施した．これにより気象研究所は仙台管区気象台，福岡管区気象台，長崎海洋気象台と共同で研究を行い，様々なことが明らかになってきた．本報告では，このうち仙台管区気象台との研究の成果をまとめる．福岡管区気象台および長崎海洋気象台の結果については，今後順次公表していく予定である．

なお，本地方共同研究の実施に当たっては，気象庁気候情報課，仙台管区気象台，福岡管区気象台および長崎海洋気象台をはじめ関係機関に多くの支援をいただきました．この場を借りてお礼を申し上げます．

平成20年1月

環境・応用気象研究部　　栗原　和夫

目　　次

序

第１章　はじめに …… 1

第２章　地域気候モデルと検証データ …… 2
2.1　地域気候モデル …… 2
2.2　検証データ …… 3

第３章　地域別の再現性検証と将来予測 …… 5
3.1　解析方法 …… 5
3.2　再現性の検証 …… 5
3.2.1　20年平均値
3.2.2　標準偏差
3.2.3　循環場
3.3　予測結果 …… 14
3.3.1　20年平均値
3.3.2　標準偏差
3.3.3　循環場
3.4　考察 …… 18
3.4.1　再現性の検証
3.4.2　将来予測
3.5　まとめと結論 …… 23

第４章　現象別の再現性検証と将来予測 …… 27
4.1　ヤマセ …… 27
4.1.1　はじめに
4.1.2　データ
4.1.3　観測事実
4.1.4　地域気候モデルの再現性
4.1.5　将来予測
4.1.6　議論
4.1.7　まとめ
4.2　冬季の降水 …… 49
4.2.1　はじめに
4.2.2　解析データ
4.2.3　解析方法
4.2.4　現実の降水現象の解析
4.2.5　再現実験と現実の比較
4.2.6　温暖化に伴う変化
4.2.7　まとめ

4.3　夏季の高温 …… 67
4.3.1　はじめに
4.3.2　解析データと解析方法
4.3.3　再現性の検証
4.3.4　将来予測
4.3.5　まとめと考察

第5章　まとめ …… 81

謝　辞

第1章　はじめに*

地球温暖化により日本の気候がどのように変化するか．これまで大きな関心が持たれていた問題に対処するために，気象研究所では解像度20kmの地域気候モデル（RCM20）を開発し，日本の温暖化予測を実施した．RCM20を用いて，気象庁は平成17年に「温暖化予測情報第6巻」（以下，気象庁（2005））および「気候統一シナリオ」として格子点数値データにより地球温暖化に伴う日本の気候変化の予測結果を公表した．気象庁（2005）において気候変化予測およびそれに先だって行われた現在気候再現精度の検証は，日本域を7地域に分け気温および降水量の地域平均値を対象としていた．一方，各地で特徴的な気象現象の変化も大きな関心事であるが，モデル内での再現性については十分な検証がなされているわけではないし，予測結果もまだ検討されていない．さらに，20kmという高解像度を考慮すると，より詳細な地域での利用可能性を検討することも意味があると考えられる．これらの検討を行うため，気象研究所は，仙台管区気象台，福岡管区気象台，長崎海洋気象台と地方共同研究「地球温暖化に伴う地域の気候変動予測に関する研究」を平成17年度から18年度にかけて実施した．

本報告では，その中で，仙台管区気象台と実施した東北地方における現在気候再現特性と温暖化予測の検討結果をまとめた．

本研究では，まず東北地方を4つの地域に細分し，細分地域別に現在気候の「再現性評価」を行い，気象庁（2005）の結果と比較した（第2章）．そして，その検証結果をふまえて100年後の予測実験結果に基づく「将来予測」を示した（第3章）．さらに，いくつかの気象現象について，それを特徴づける気象要素に着目し，モデルの再現性評価を中心とした詳細な解析を行った（第4章）．気象現象の選定にあたっては，モデルの精度や仙台管内における将来予測の要望を考慮し，①ヤマセ，②冬季の降水，③夏季の高温を選んだ．

* 遠藤洋和（仙台管区気象台気候・調査課，現　気候研究部）

第2章　地域気候モデルと検証データ*

2.1　地域気候モデル

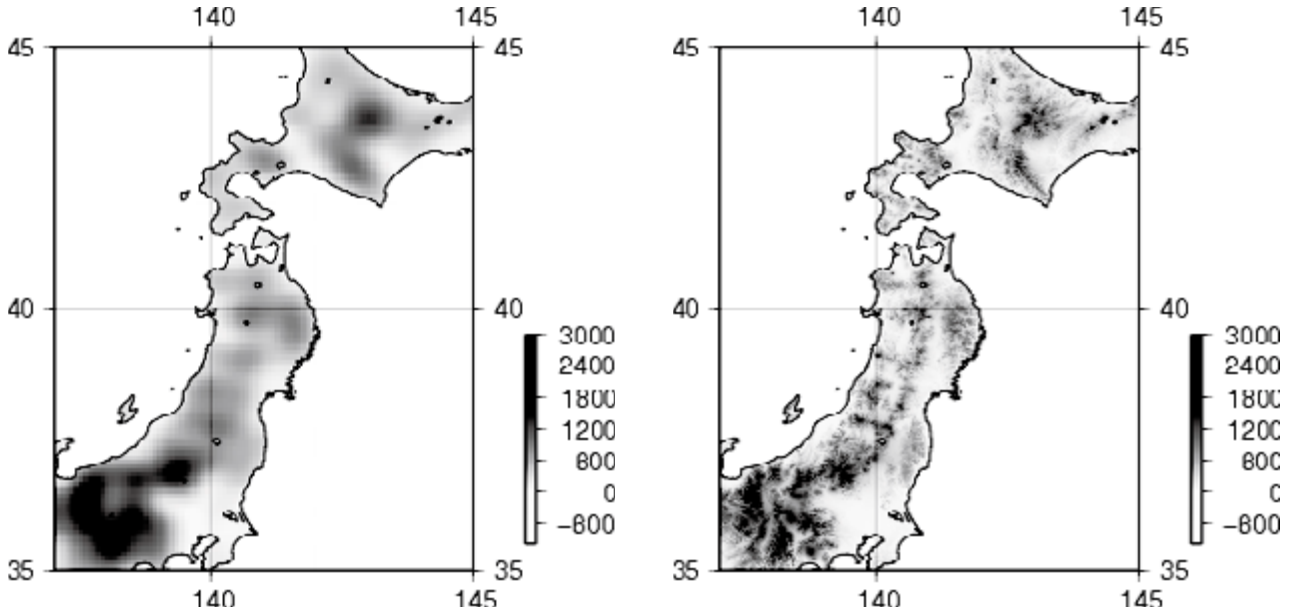
本研究で用いた地域気候モデル（RCM20）は，気象庁の短期予報現業で使用しているRSM（Regional Sprctral Model）（NPD/JMA，2002）をもとにして日本周辺の詳細な気候変化予測を行うために気象研究所で開発したものである．RCM20の水平解像度は20kmであり，日本付近を領域としている．地球温暖化による日本の気候変化予測を行うために，全球大気・海洋結合モデル（CGCM2.2（水平解像度280km））（Yukimoto *et al.*，2001）の計算結果を境界条件として，アジア域を領域とする地域気候モデル（RCM60（水平60km格子））をネスティングし，さらにRCM60の結果を境界条件としてRCM20を計算するというダブルネスティングにより予測を行っている．

RCM20の地形図を第2.1.1図に示す．東北管内に注目すると，奥羽山脈，北上高地，白神山地，秋田平野，仙台平野などは大まかに表現されており，横手盆地や北上盆地の一部も表現されている．一方，それよりも小スケールな山形盆地，新庄盆地，阿武隈高地，郡山盆地などは表現されていない．

海面水温についてはRCM20では予測されないため，CGCM2.2で計算された海面水温を与えている．ただし，CGCM2.2で現在気候の海面水温を計算すると，その期間の平均状態が実際に観測されている海面水温の平均状態とずれる場合がある．このため，このずれを観測された海面水温を用いて補正している．また，その補正値を用いてCGCM2.2で計算した将来の海面水温にも補正を施している．

CGCM2.2による1981～2000年の気候の再現実験の結果を初期・境界条件として，RCM20では1981～2000年の日本付近の詳細な気候の再現実験（以下，再現実験とする）を行った．また，CGCM2.2による2081～2100年のSRES実験（SRESシナリオのA2シナリオで想定された温室効果ガス濃度を与えて，2100年までの気候をモデルで予測したもの）の結果を初期・境界条件として，RCM20で2081～2100年の日本付近の詳細な気候の予測計算を行った．この実験による温暖化予測結果は，日本を7地域に分割して，既に「地球温暖化予測情報第6巻」（気象庁，2005）に示されている．

本報告では，同じRCM20のデータを使った，さ



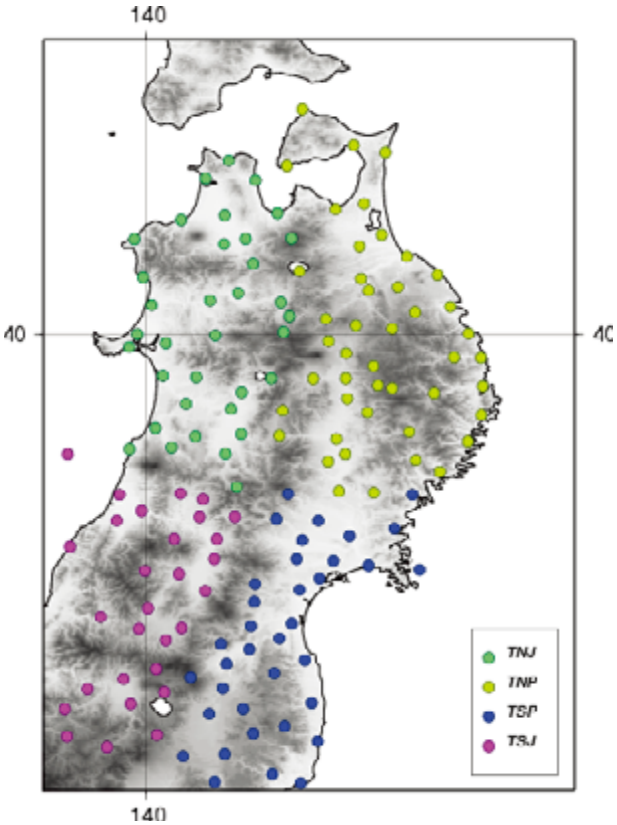
第2.1.1図　東北地方周辺の（左）RCM20の地形図と（右）実際の地形図.

* 遠藤洋和（仙台管区気象台気候・調査課，現　気候研究部）

らに詳細な温暖化予測の可能性を検討するために，東北地方に関してまず再現実験結果を実際の観測データと比較してその精度を確認する「再現性評価」を行い，その検証結果をふまえ，100年後の予測実験結果に基づく「将来予測」を示す．

2. 2　検証データ

再現性評価では，地上気温，降水量，および循環場の比較を行う．解析対象期間は，再現実験期間の1981～2000年である．使用するデータは，モデル側については，地上気温はRCM20の地上1.5m気温，降水量はRCM20の降水量，循環場はRCM20およびRCM60の現在気候再現結果である．それらを検証するにあたって，地上気温および降水量はAMeDASデータ，循環場はNCEP/NCARの再解析データ（CDAS-DOE：水平解像度は緯度・経度2.5度格子）（Kanamitsu *et al.*，2002））を使用する．東北管内のAMeDAS地点の分布を第2. 2. 1図に示す．



第2. 2. 1図　解析に使用した東北地方のAMeDAS地点
AMeDAS地点をドットで示す．第3章で用いる細分地域別にドットの色を分けている．TNJは東北北部日本海側，TSJは東北南部日本海側，TNPは東北北部太平洋側，TSPは東北南部太平洋側．

将来予測では，再現実験と同様，地上気温はRCM20の地上1.5m気温，降水量はRCM20の降水量，循環場はRCM20およびRCM60の将来予測データを使用する．解析対象期間は，予測実験期間の2081～2100年である．なお気温データについては，AMeDAS観測値と，再現性評価・将来予測ともにモデル格子点値の値を0.65℃/100mの気温減率で海面高度へ補正し，地形の差を取り除いて評価を行っている．

再現性評価においては，気象庁（2005）では気象官署データによる解析であったが，本報告では，①高密度に展開されているAMeDAS観測値を用いる点，②東北地方を4地域に細分して地域平均の精度評価を行う点，③循環場の解析も行う点，④特定の気象現象に特化した再現性評価を行う点などをオリジナリティとしている．

再現性評価においてモデル格子点値とAMeDAS観測値を直接比較する際は，モデル格子点値をAMeDAS地点に空間内挿して比較を行う．また，モデル出力値から地域平均値を計算する際は，一旦モデル格子点値をAMeDAS地点に空間内挿し，それを地域平均する．空間内挿の方法はKato and Asai（1983）と同様の方法を用いることとし，AMeDAS地点を中心とする半径Rの円に入るすべてのモデル格子点を対象に，距離による重みWをつけて平均する．Wは次式で定義される．$W=1/(1+(d/R)^4$．ここで，dはAMeDAS地点とモデル格子点との距離，Rは探索半径である．探索半径Rの設定は，降水量はR=21km，気温はR=30kmとした．

参考文献

Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino and G. L. Potter, 2002：NCEP-DOE AMIP-Ⅱ Reanalysis（R-2），*Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 1631-1643.

Kato, K. and T. Asai, 1983：Seasonal Variations of Heat Budgets in Both the Atmosphere and the Sea in the Japan Sea Area, *J. Met. Soc. Japan*, **61**, 222-238.

気象庁，2005：地球温暖化予測情報第6巻，58pp.

NPD/JMA, 2002：Outline of the operational numerical weather prediction of the Japan

Meteorological Agency, 158pp.
Yukimoto, S., A. Noda, A. Kitoh, M. Sugi, Y. Kitamura, M. Hosaka, K. Shibata, S. Maeda and T. Uchiyama, 2001：A New Meteorological Research Institute Coupled GCM（MRI-CGCM2）-Model Climate and its Variability-. *Pap. Meteor. Geophys.*, **51**, 47-88.

第３章　地域別の再現性検証と将来予測*

3.1　解析方法

気候特性を考慮して東北地方を4地域に細分（東北北部太平洋側, 東北南部太平洋側, 東北北部日本海側, 東北南部日本海側）し，それぞれの地域で平均した気温（平均気温，最高気温，最低気温）および降水量を対象に，現在気候の再現検証および将来予測結果の解析を行う．モデル側の地上気温は，アメダス地点へ空間内挿したRCM20の地上1.5m気温（以下では，地上気温と表記）を使用する．アメダス地点への内挿方法については第2章で述べた通りである．

再現性の検証は，現在気候の気温，降水量の20年平均値と年々変動の標準偏差, 将来予測の検討は, 将来気候の20年平均値と年々変動の標準偏差について行う．いずれも，細分化した地域平均値を用いる．なお，平均気温の標準偏差については平面分布図も示した．また，気温，降水量の背景となる大規模場を調べるために，RCM20とRCM60の循環場（500hPa高度，地上気圧）の解析も行った．

3.2　再現性の検証

第3.2.1図～第3.2.4図にAMeDASおよびRCM20の20年平均値（上半分）と標準偏差（下半分）を示す．

3.2.1　20年平均値

月平均気温は，RCM20が観測に比べて若干高い傾向がみられるが，年間を通じおおむね良く再現されている．平均日最高気温は，春にRCM20が観測に比べて若干低くなる傾向があるほかは，良く再現されている．平均日最低気温は，一年を通してRCM20が観測に比べて高くなる傾向がみられる．以上の誤差は東北地方の全ての地域で共通する特徴である．このように，モデルの地上気温における系統誤差は，細分化した地域毎の違いは小さく，気象庁（2005a）で用いた北海道と東北地方を含めた大地域区分の「北日本太平洋側」や「北日本日本海側」の特徴と良く一致している．また，細分化した地域においても気象庁（2005a）の大地域区分と同程度の再現精度はある．

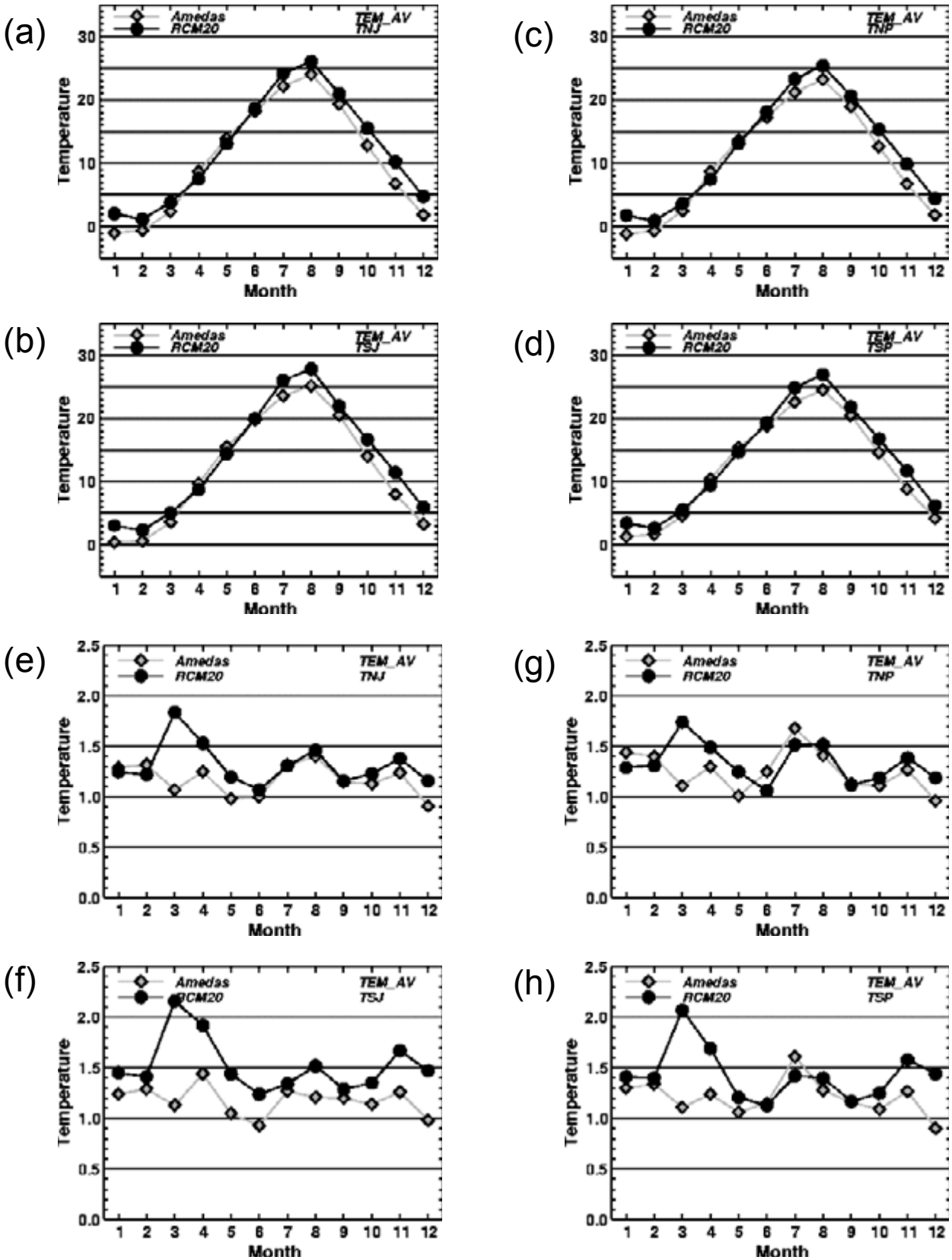
RCM20の月降水量の季節変化は，どの地域でも定性的には再現されているが，地域によりモデルの系統誤差が異なる．たとえば冬季は，東北北部日本海側でRCM20が観測に比べて多く，反対に東北南部日本海側では若干少ない．また，東北太平洋側は南部を中心にRCM20が観測に比べて多く, 特に7月, 8月に差が大きい．そして，東北南部太平洋側では秋季から冬季にRCM20が観測よりも多い．モデルの系統誤差は，大まかな傾向として，東北北部は気象庁（2005a）の北日本, 東北南部は気象庁（2005a）の東日本の特徴に近い．また，細分化した地域においても気象庁（2005a）の大地域区分と同程度の再現精度はある．

3.2.2　標準偏差

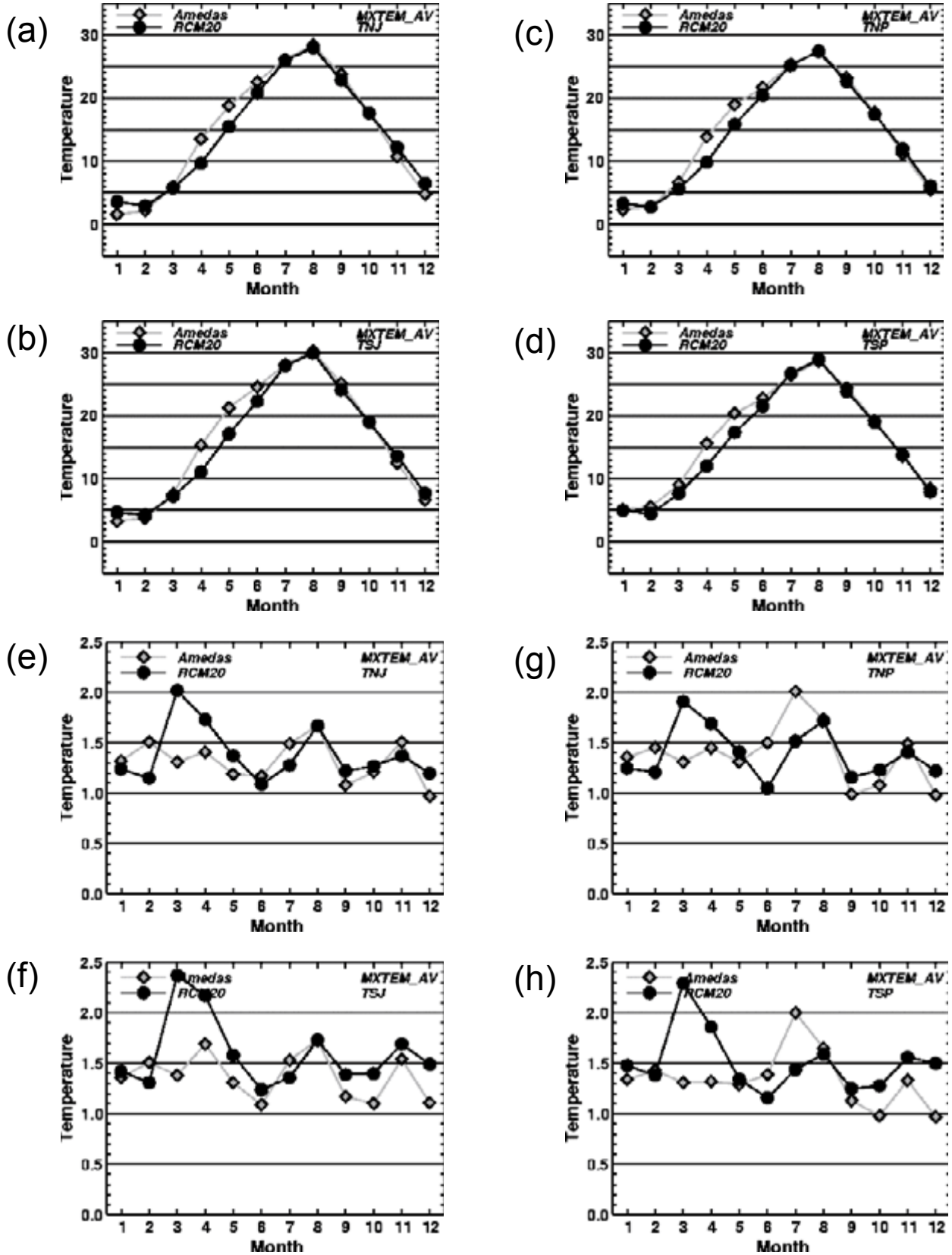
3～4月の気温（平均気温，最高気温，最低気温）の標準偏差はすべての地域でRCM20は観測に比べて大きい．これ以外の季節の特徴を以下に記述する．平均気温の月ごとの標準偏差の季節変化は，どの地域でも定性的には良く再現されている．東北南部日本海側では一年を通じてRCM20が観測に比べて若干大きい傾向が見られる．東北南部では11～12月にRCM20が観測に比べて大きい傾向が見られる．平均日最高気温の標準偏差は，東北太平洋側で6～7月にRCM20が観測に比べて小さいほかは，良く再現されている．6～7月においては，観測では東北日本海側と東北太平洋側の違いが大きいが，RCM20では両地域の違いは小さい．平均日最低気温の標準偏差は，東北南部日本海側ではほぼ一年を通じてRCM20が観測に比べて若干大きい傾向が見られる．東北南部では11～12月にRCM20が観測に比べて大きい傾向が見られる．その他は良く再現されている．

月降水量は，標準偏差の季節変化は定性的にはどの地域でも良く再現されている．定量的には，東北南部太平洋側では年を通じてRCM20再現値は観測

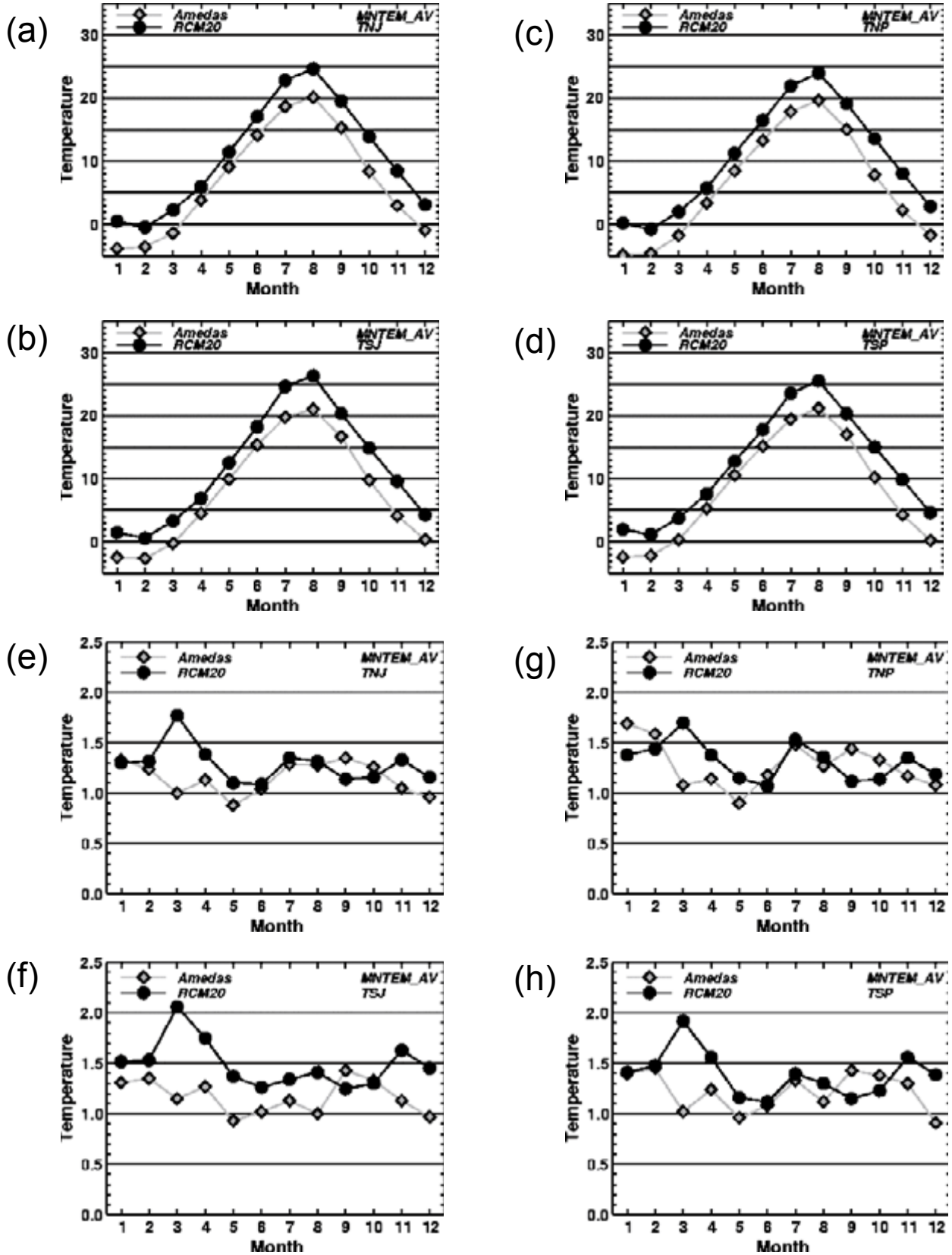
* 遠藤洋和（仙台管区気象台気候・調査課，現　気候研究部），蒔苗　仁（仙台管区気象台気候・調査課），
松澤一雅（仙台管区気象台気候・調査課，現　気象庁観測部）



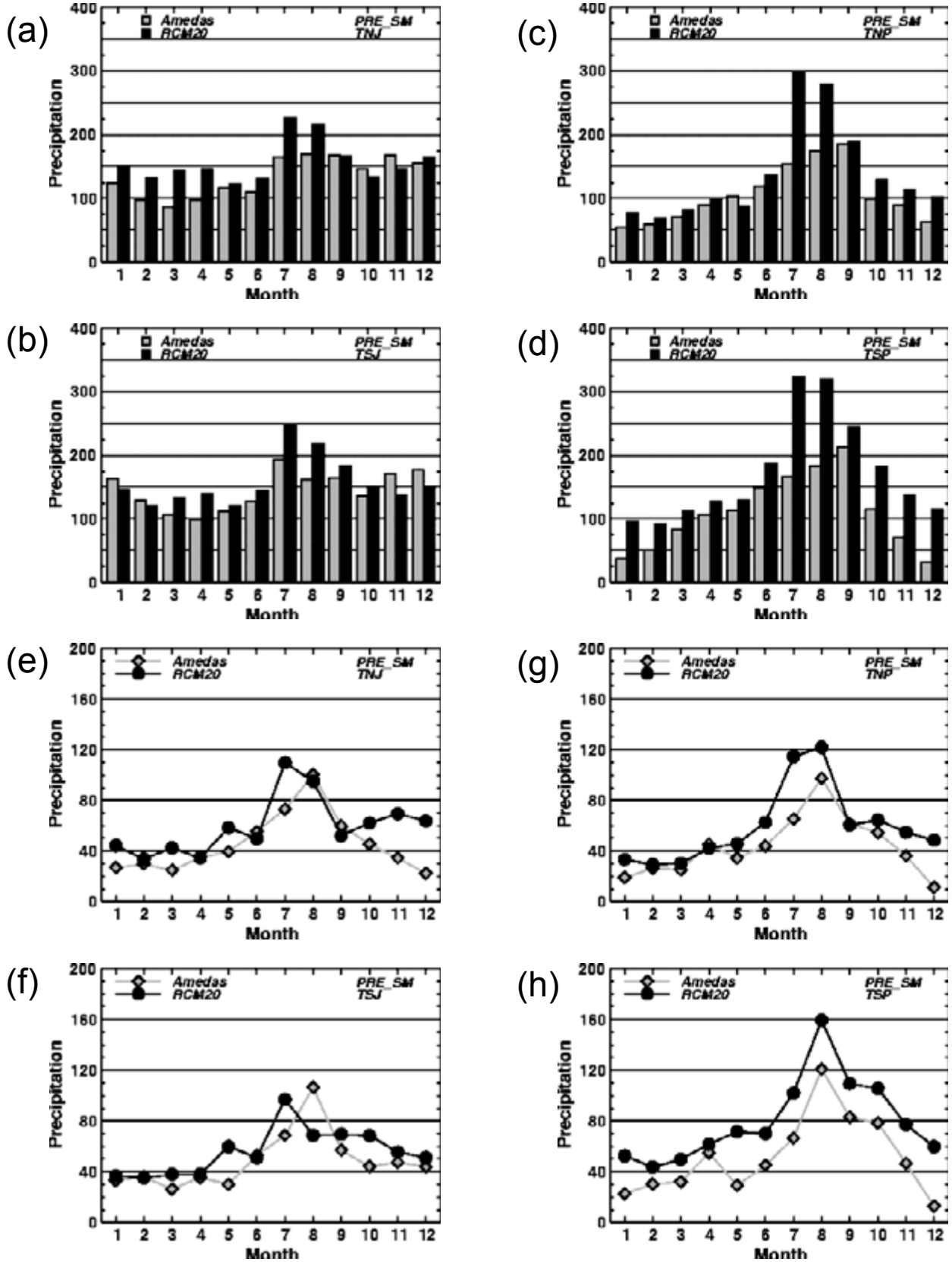
第3. 2. 1図　細分地域における平均気温の20年平均値と標準偏差の比較（現在気候）.
(a)～(d) は20年平均値, (e)～(h) は標準偏差. (a), (e) は東北北部日本海側, (b), (f) は東北南部日本海側, (c), (g) は東北北部太平洋側, (d), (h) は東北南部太平洋側. 灰色はAMeDAS観測値, 黒色はRCM20再現値の地上1.5m気温. 単位はいずれも℃. (e)～(h) の縦軸は標準偏差.



第3.2.2図　平均日最高気温である以外は第3.2.1図と同じ.



第3.2.3図　平均日最低気温である以外は第3.2.1図と同じ.



第3. 2. 4図　月降水量である以外は第3. 2. 1図と同じ．ただし，単位はmm.

に比べて大きく，6～8月は東北北部太平洋側においてもRCM20は観測よりも大きいが，全般に再現されている．なお，RCM20と観測のいずれも月降水量の多い地域，季節では標準偏差が大きい傾向が見られる．同様の指摘は高藪（2006）によってもされている．

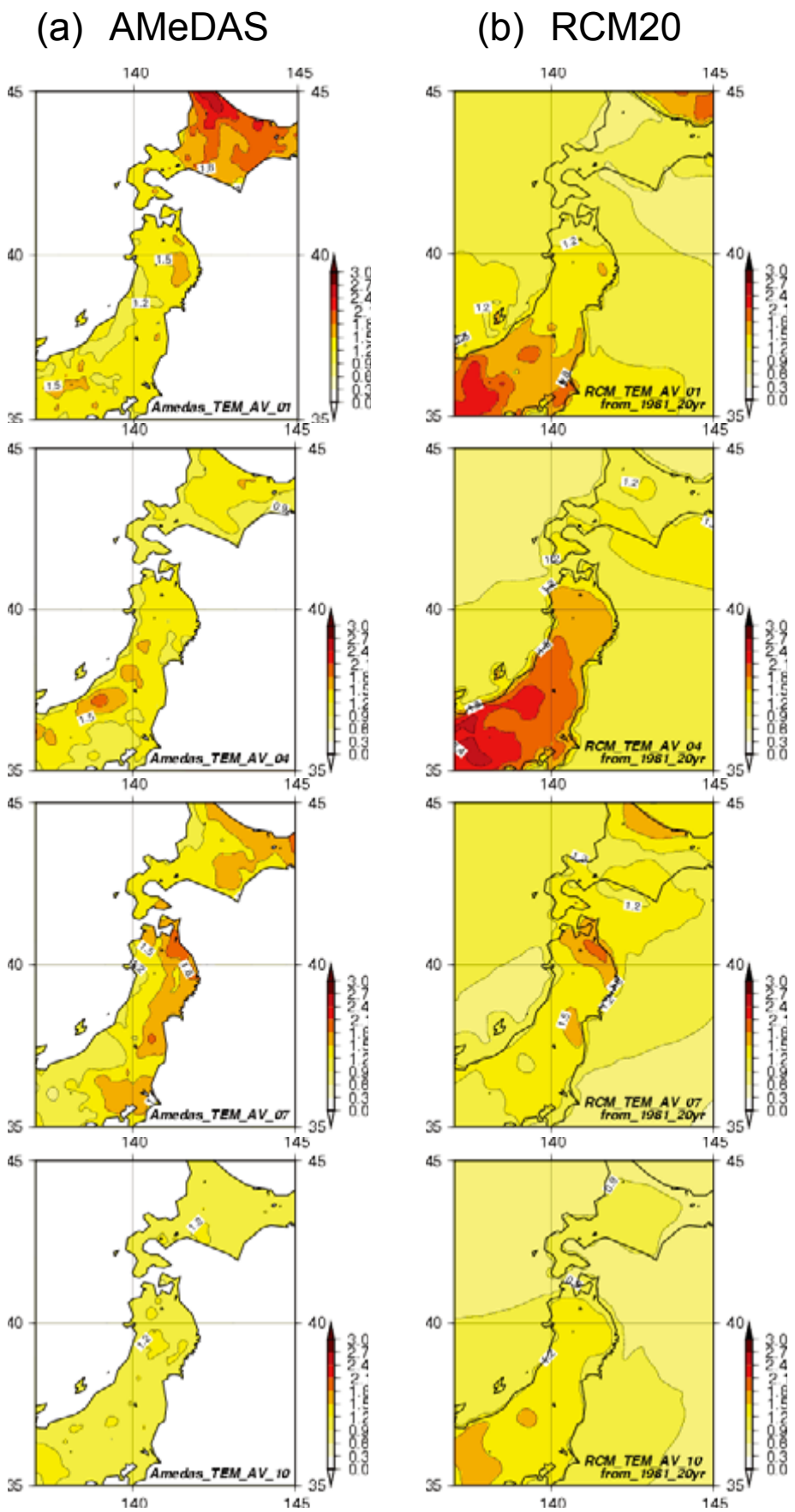
第3. 2. 5図にAMEDASおよびRCM20の地上平均気温の標準偏差の分布図を示す．観測の標準偏差は季節により大きく変化している．1月は北海道のオホーツク海側や内陸，本州の内陸で大きい．4月や10月は全体的には小さいが，内陸では大きな地域もある．7月はオホーツク海側や北海道～関東の太平洋側で大きく，日本海側とのコントラストが明瞭に見られる．このような特徴についてRCM20の再現値と比較する．1月は北海道での再現性が悪い．東北地方では値はほぼよいが，東北南部以南で値が大きすぎ，北部では小さすぎる傾向が見られる．4月は上述したように値が大きすぎる．7月はオホーツク海側や東北太平洋側における大きな標準偏差は再現されているが，東北南部太平洋側や関東地方の再現は悪い．10月は値はやや大きいがおおむね再現されている．

3. 2. 3　循環場

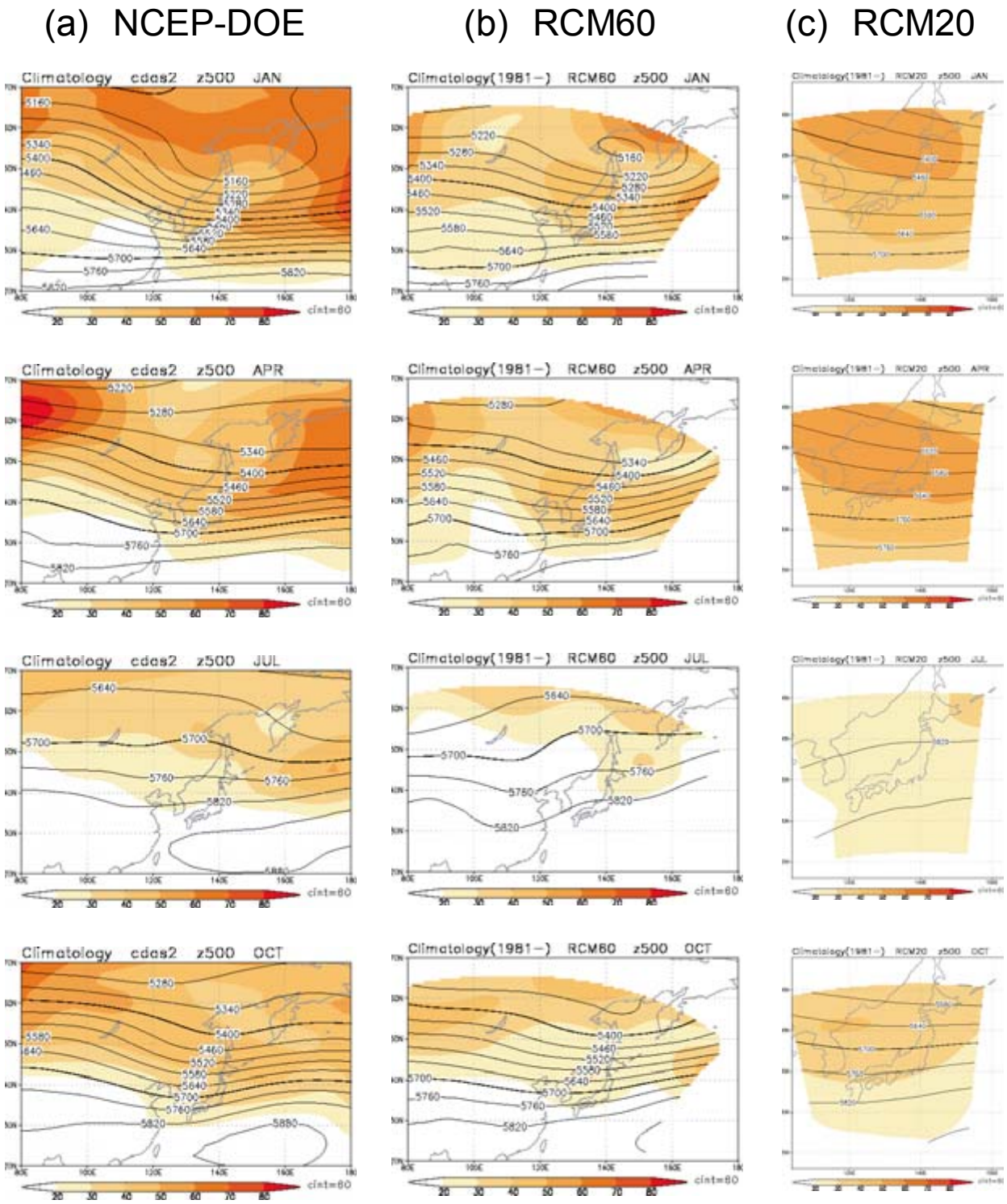
現在気候期間の20年平年値と標準偏差の分布図について，500hPa高度を第3. 2. 6図，地上気圧を第3. 2. 7図に示す．いずれも，NCEP-DOE（Kanamitsu *et al*., 2002），RCM60，RCM20の解析値を対象としている．

最初に，地域気候モデル（RCM20，RCM60）の循環場の20年平年値の再現性について述べる（第3. 2. 6図）．1月のRCM60の500hPa高度を見ると，極東域におけるプラネタリー波の南北蛇行はNCEP-DOEよりも小さく，東北地方の高度は等高度線1本分（60m）程度高い．これに対応して，RCM60の地上気圧ではシベリア高気圧とアリューシャン低気圧はともに弱く，日本付近の東西傾度はNCEP-DOEよりもかなり小さい．一方，RCM20の地上気圧の東西傾度はRCM60よりもかなり大きい．また，RCM60のアリューシャン低気圧の中心はNCEP-DOEよりも西寄りに位置している．4月のRCM60の500hPa高度を見ると，チベット付近のプラネタリー波のリッジはNCEP-DOEに比べてやや弱いものの，極東域の再現性は良い．RCM60の地上気圧を見ると，アリューシャン低気圧およびその南の高気圧はNCEP-DOEよりも強い．7月のRCM60の500hPa高度を見ると，中国大陸から日本にかけて等高度線の南北蛇行が，NCEP-DOEより強く現れている．RCM60の地上気圧を見ると，亜熱帯高気圧の日本の南への張り出しはNCEP-DOEよりも弱いものの，その他は良く再現されている．RCM20の地上気圧では，日本海に低圧部が見られ，RCM60およびNCEP-DOEと異なる．10月のRCM60の500hPa高度を見ると，極東域の再現性は良い．RCM60の地上気圧を見ると，低圧部がオホーツク海付近に見られ，NCEP-DOEよりもやや強い．一方，日本付近における再現性は良い．

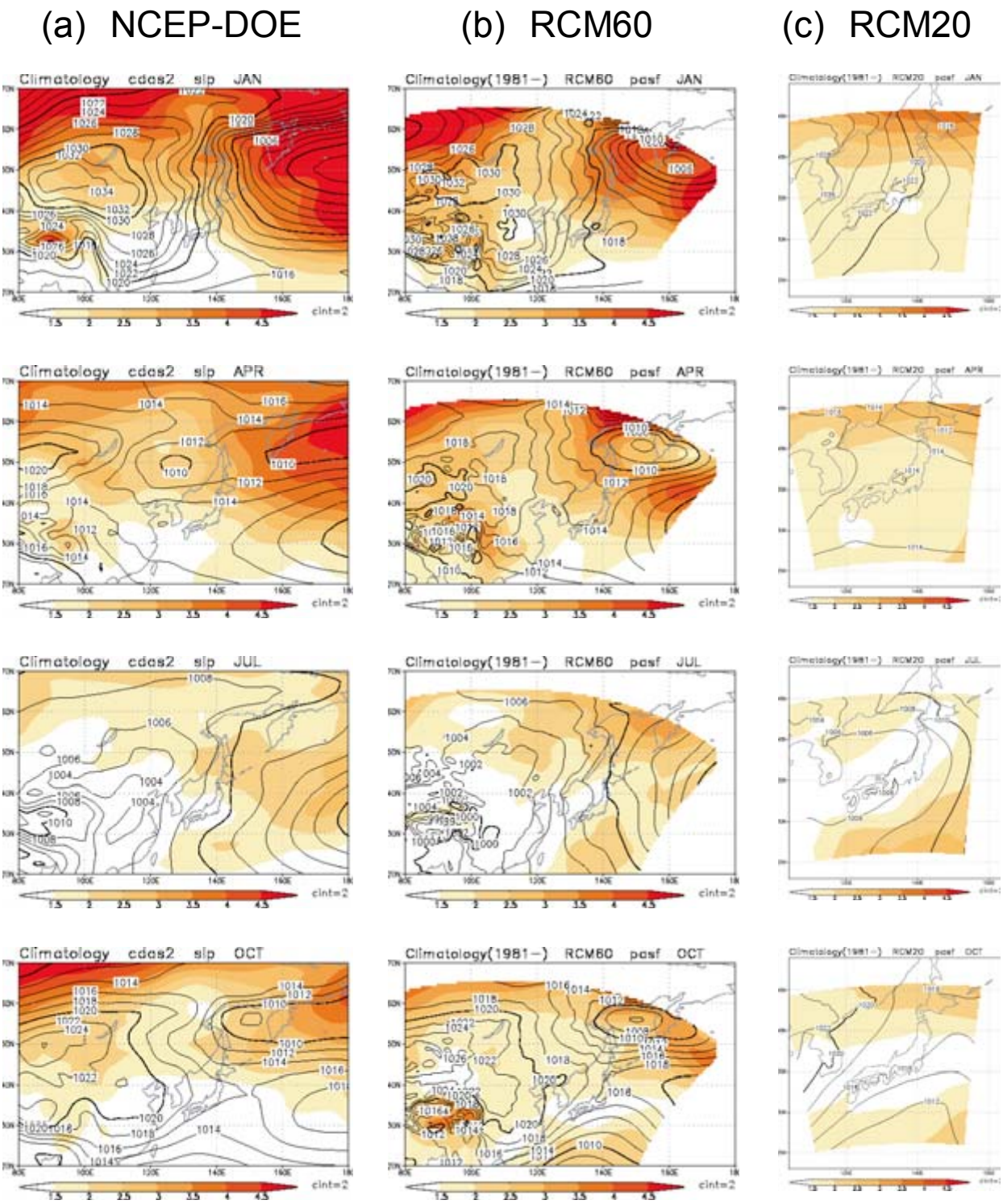
次に，地域気候モデル（RCM20，RCM60）の循環場の標準偏差の再現性について述べる（第3. 2. 7図）．1月におけるRCM60の500hPa高度の標準偏差を見ると，東北地方ではNCEP-DOEよりも値が小さいが，RCM20になるとNCEPよりも値が大きい．RCM60の地上気圧の標準偏差を見ると，全般的に再現性は良いが，日本付近ではNCEP-DOEよりもやや値が大きい．4月におけるRCM60の500hPa高度の標準偏差を見ると，カムチャッカ半島の南に値の小さな領域が見られるが，NCEP-DOEではそのような傾向は見られない．日本付近の標準偏差は，RCM60はNCEP-DOEよりも小さいが，RCM20はNCEP-DOEよりも大きい．RCM60の地上気圧の標準偏差を見ると，アリューシャン低気圧の中心付近の値はNCEP-DOEに比べて大幅に小さい．その他は良く再現されている．7月におけるRCM60の500hPa高度の標準偏差は，オホーツク海や北太平洋ではNCEP-DOEに比べて小さい．RCM60の地上気圧の標準偏差は，日本の南海上および北太平洋からオホーツク海で大きい．前者はNCEP-DOEを良く再現性しているが，後者の領域はNCEP-DOEよりも北寄りである．10月におけるRCM60の500hPa高度の標準偏差は，日本付近ではNCEP-DOEよりも小さいが，RCM20はNCEP-DOEと同程度である．RCM60およびRCM20の地上気圧の標準偏差は，日本の南海上でNCEP-DOEよりも大きい．



第3.2.5図　平均気温の標準偏差（現在気候20年間）．
左列が (a) AMeDAS，右列が (b) RCM20再現値．上から順に1月，4月，7月，10月．単位は℃．



第3.2.6図　500hPa高度の20年平均値と標準偏差（現在気候20年間）.
左列は(a) NCEP-DOE，中列は(b) RCM60再現値，右列は(c) RCM20再現値．上から順に1月，4月，7月，10月．等値線は20年平均値，陰影は標準偏差．単位はいずれもm.



第3.2.7図　地上気圧である以外は第3.2.6図と同じ.

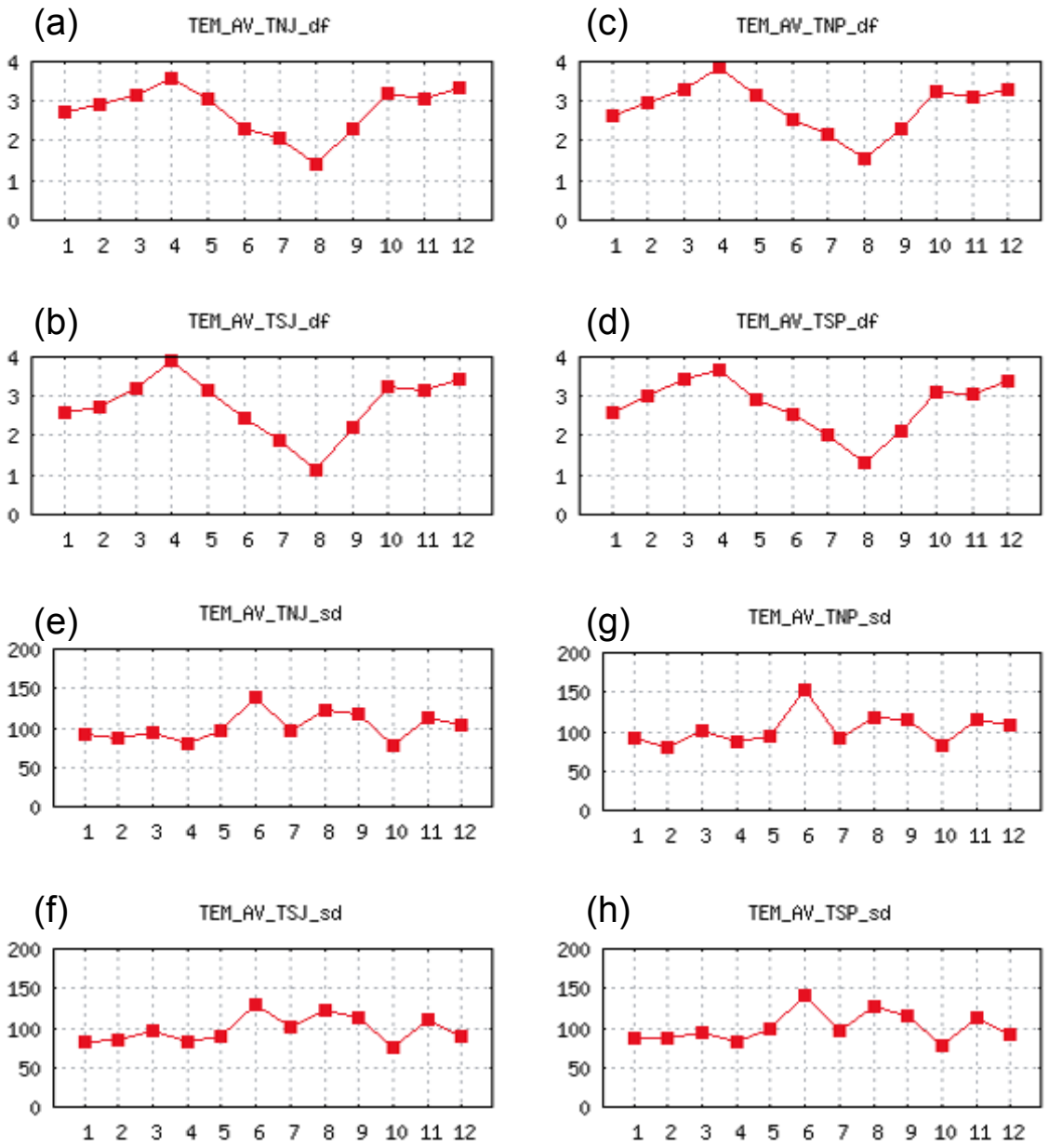
3. 3　予測結果

第3. 3. 1図～第3. 3. 4図にRCM20による月平均気温・降水の変化量（上半分）と標準偏差の変化率（下半分）を示す.

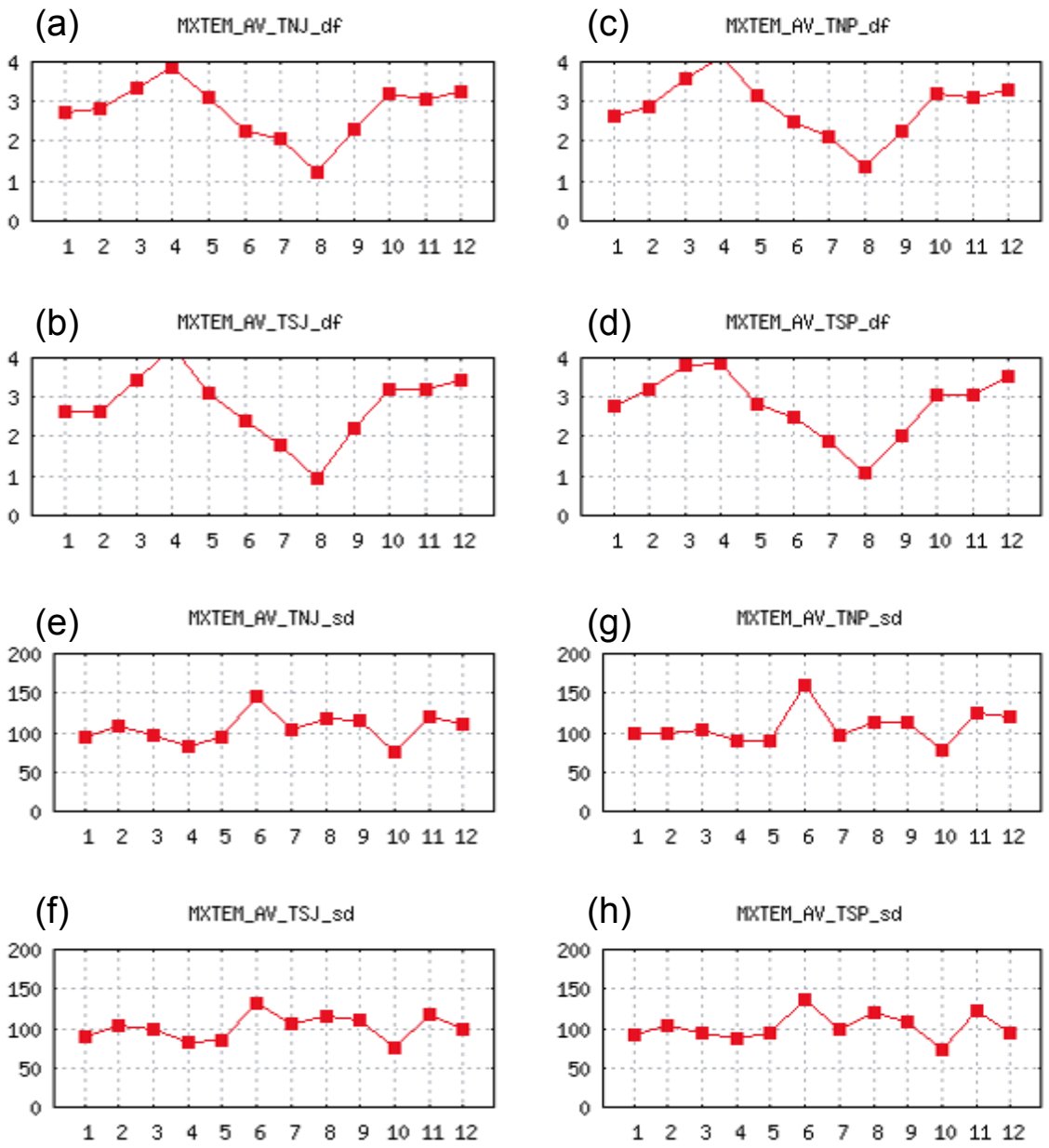
3. 3. 1　20年平均値

月平均気温は，一年を通して上昇すると予測されているが, 季節により昇温幅が大きく異なる．また，細分地域ごと変化の違いは小さい．夏の昇温はほかの季節と比較すると小さく，昇温の大きさは8月に最小である．いずれの地域も昇温の最大は4月であり，気象庁（2005a）の大地域区分の予測（北日本太平洋側：2月，その他の地域：12月）とは異なる．平均日最高気温，平均日最低気温の昇温の季節変化は，月平均気温とほぼ同様の傾向である．

月降水量は，いずれの地域においても8月から10月にかけて増加することが予測されており，東北太平洋側地域では10月，東北日本海側地域では8月に



第3. 3. 1図　細分地域における平均気温の変化量と標準偏差の変化率.
(a)～(d) は変化量，(e)～(h) は標準偏差の変化率．(a)，(e) は東北北部日本海側，(b)，(f) は東北南部日本海側，(c)，(g) は東北北部太平洋側，(d)，(h) は東北南部太平洋側．変化量は，（将来気候20年平均値）－（現在気候20年平均値），標準偏差の変化率は（将来気候20年標準偏差）÷（現在気候20年標準偏差）．単位は，(a)～(d) は℃，(e)～(h) は%．いずれもRCM20の地上1.5m気温を使用.

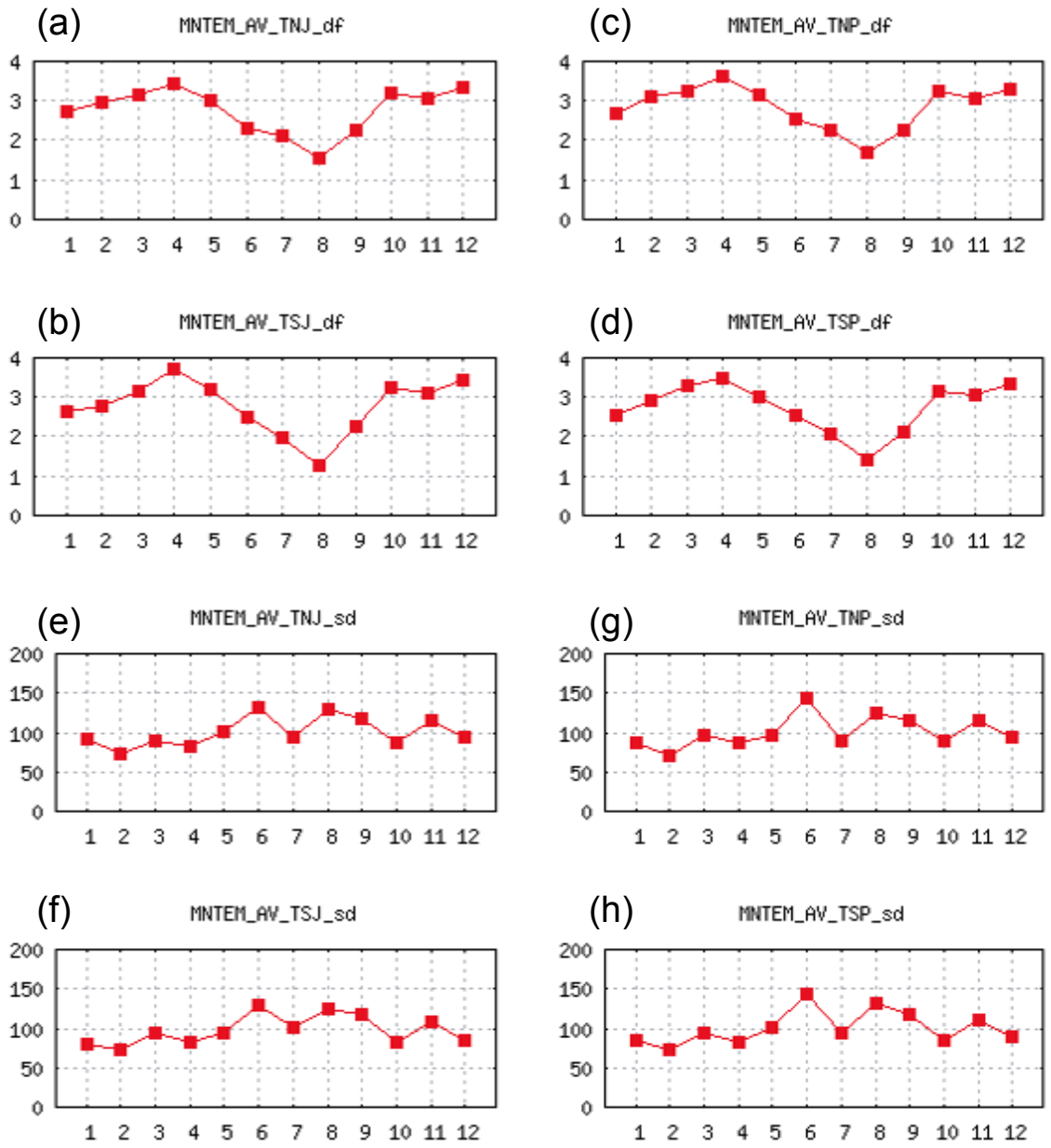


第3. 3. 2図　平均日最高気温である以外は第3. 3. 1図と同じ.

増加のピークを持つ．冬はいずれの地域においてもほとんど変化がないが，若干減少すると予測されている．気象庁（2005a）による大地域区分の予測結果を見ると，北日本太平洋側では10月に増加のピークが見られるが，その他の地域（南西諸島を除く）では日本海側を中心に8月に増加のピークを持つ．8月の降水量の増加については，Kurihara *et al.*（2005）がCGCM2.2の解析から，将来気候のエルニーニョ型の海面水温により日本の南の亜熱帯高気圧の強まるためである，との解釈を示している．

3. 3. 2　標準偏差

月平均気温の標準偏差は，冬～春はわずかに減少，6～9月は増加することが予測されている．増加のピークは6月で，東北太平洋側地域で特に増加している．気象庁（2005a）による大地域区分の予測結果を見ると，北日本では6月に増加のピークが見られるが，東日本以西では8月にピークが見られる．平均日最高気温，平均日最低気温は，月平均気温とほぼ同様の傾向である．なお4. 1節で詳しく述べるが，RCM20における6月の循環場および地上気温



第3. 3. 3図　平均日最低気温である以外は第3. 3. 1図と同じ.

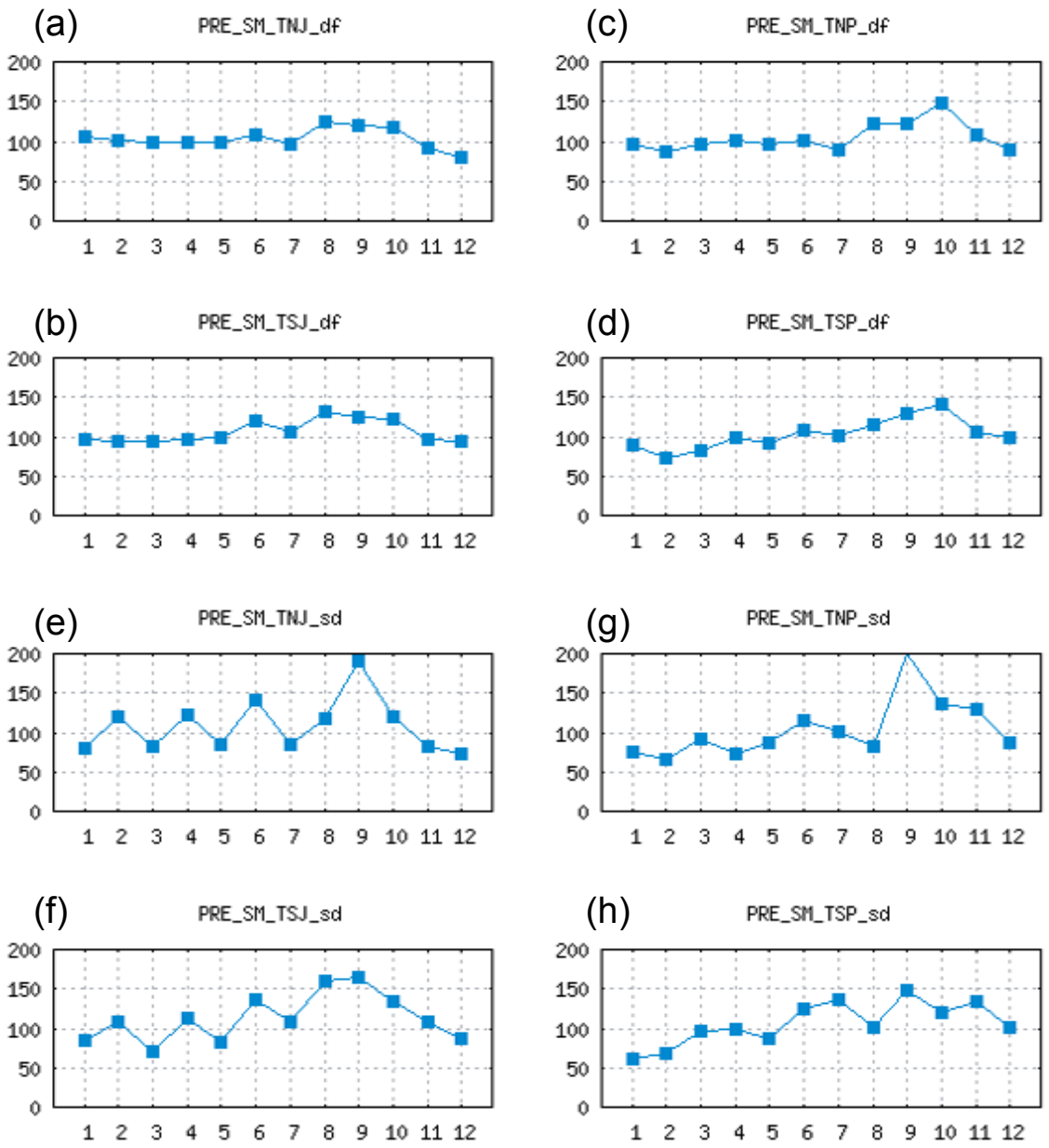
の年々変動の再現性は良くないため，6月の将来予測値には注意が必要である.

月降水量標準偏差は，いずれの地域も6月から10月にかけて現在気候を上回る標準偏差が予測されている.

第3. 3. 5図にAMEDASおよびRCM20の地上平均気温の標準偏差変化率の分布図を示す．気温の標準偏差は，1月については，東北地方では内陸で値が小さい．4月には，内陸で標準偏差は大きく，日本海側では現在気候よりも減少している．7月には，東北北部太平洋側に標準偏差が減少する地域が見られる. 7月は他の季節に比べ変化が小さい. 10月には，東北地方では標準偏差はほぼ一様で，現在と比べると標準偏差が減少する地域が多い.

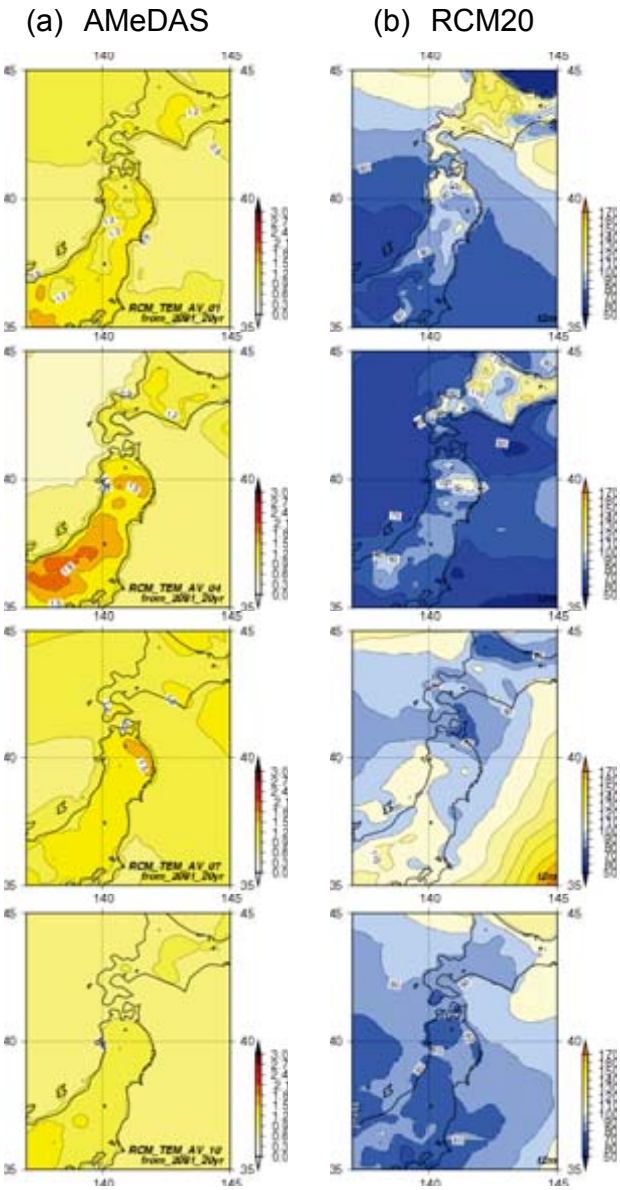
3. 3. 3　循環場

第3. 3. 6図に将来気候の循環場の20年平年値および，現在気候からの変化量を示す．1月のRCM60の500hPa高度を見ると，日本の東海上を中心に現在気候に比べて上昇しており，極東域におけるプ



第3.3.4図　月降水量である以外は第3.3.1図と同じ．ただし，(a)～(d)の単位はmm.

ラネタリー波の南北蛇行は現在気候にくらべて弱まる．これに伴い，RCM60の地上気圧ではシベリア高気圧とアリューシャン低気圧ともに現在気候より弱くなるが，RCM20の地上気圧では日本付近の東西気圧傾度はほとんど変化していない．4月のRCM60の500hPa高度を見ると，日本付近で現在気候に比べて上昇しており，1月と同様に極東域におけるプラネタリー波の南北蛇行は現在気候にくらべて弱まる．これに伴い，RCM60の地上気圧ではアリューシャン低気圧が現在気候より弱まり，日本の東方海上の高気圧が強まる．RCM20の地上気圧も同様の傾向である．7月のRCM60の500hPa高度を見ると，亜熱帯域と高緯度域で現在気候に比べて上昇量する一方で，北緯40度付近の上昇量は相対的に小さい．このため，東日本や西日本では傾圧性が増大する．RCM60の地上気圧を見ると，亜熱帯域では日本の南海上を中心に現在気候に比べて上昇している．オホーツク海北部でも上昇している．一方，日本付近では現在気候に比べてやや下降している．このような傾向はRCM20の地上気圧でも見られる．



第3. 3. 5図　将来気候における平均気温の標準偏差と標準偏差の変化率.
左列は(a)将来気候20年の標準偏差，右列は(b)(将来気候20年の標準偏差)÷(現在気候20年の標準偏差)．上から順に1月,4月,7月,10月．単位は(a)は℃，(b)は%．いずれもRCM20の地上1.5m気温.

10月のRCM60の500hPa高度を見ると，北日本を中心に現在気候に比べて上昇している．RCM60とRCM20の地上気圧は，日本付近で現在気候にくらべ下降している．

第3. 3. 7図に将来気候の循環場の標準偏差および，現在気候からの変化率(%)を示す．1月におけるRCM60の500hPa高度の標準偏差をみると，中国大陸から日本の南部にかけては現在気候に比べて減少している．RCM60の地上気圧の標準偏差を見ると，日本付近では西日本を中心に現在気候よりも減少しており，同様の傾向はRCM20の地上気圧でも見られる．4月におけるRCM60の500hPa高度の標準偏差をみると，日本付近では西日本を中心に現在気候に比べて減少する一方，アリューシャン低気圧が位置するカムチャッカ半島の南では現在気候に比べて増加している．RCM60の地上気圧の標準偏差は,日本付近やその周辺では現在気候よりも減少，カムチャッカ半島の南では増加している．日本付近の標準偏差の減少傾向はRCM20の地上気圧でも見られる．7月におけるRCM60の500hPa高度の標準偏差をみると，日本付近では現在気候に比べて減少している．RCM60の地上気圧の標準偏差を見ると，西日本から東シナ海にかけて現在気候よりも大きく増加しており，亜熱帯高気圧の変動に関連した変動量の大きな領域が現在気候よりも北西方向へ拡大している．一方，東日本以北の標準偏差は現在気候に比べて減少している．RCM20の地上気圧の標準偏差は，西日本から北陸にかけて現在気候に比べて増加している．10月におけるRCM60の500hPa高度の標準偏差をみると，日本付近では現在気候に比べて減少する一方，北緯50度付近では増加している．RCM60の地上気圧の標準偏差では，北緯50度付近では現在気候に比べて増加し，北緯40度付近では減少，本州の南東海上では増加している．RCM20の地上気圧では，本州南東海上における標準偏差の増加が明瞭である．

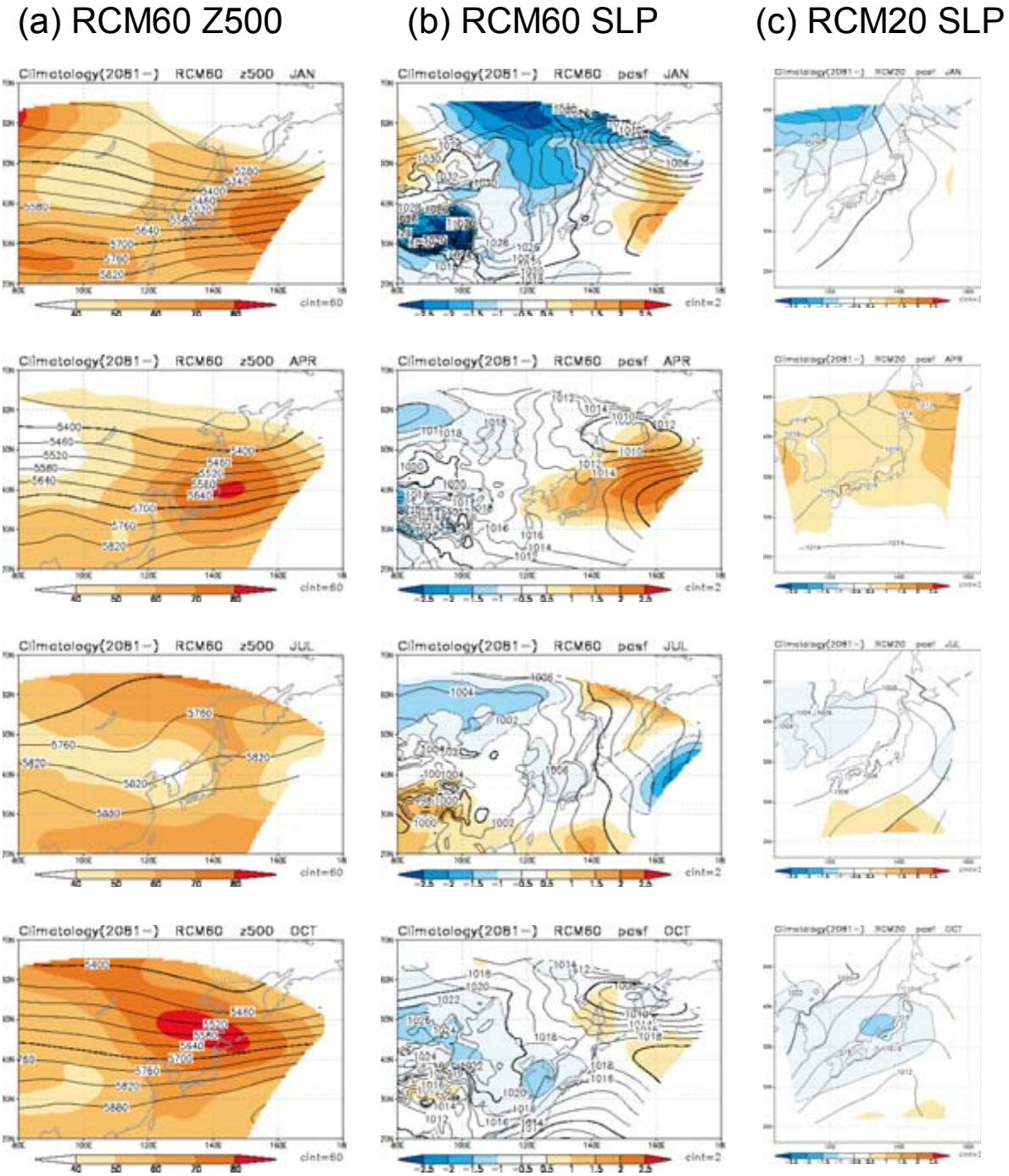
3. 4　考察

3. 2節の再現性の検証および，3. 3節の将来予測結果で特徴的な事項について若干の考察を加える．

3. 4. 1　再現性の検証

(1) 初春の気温変動

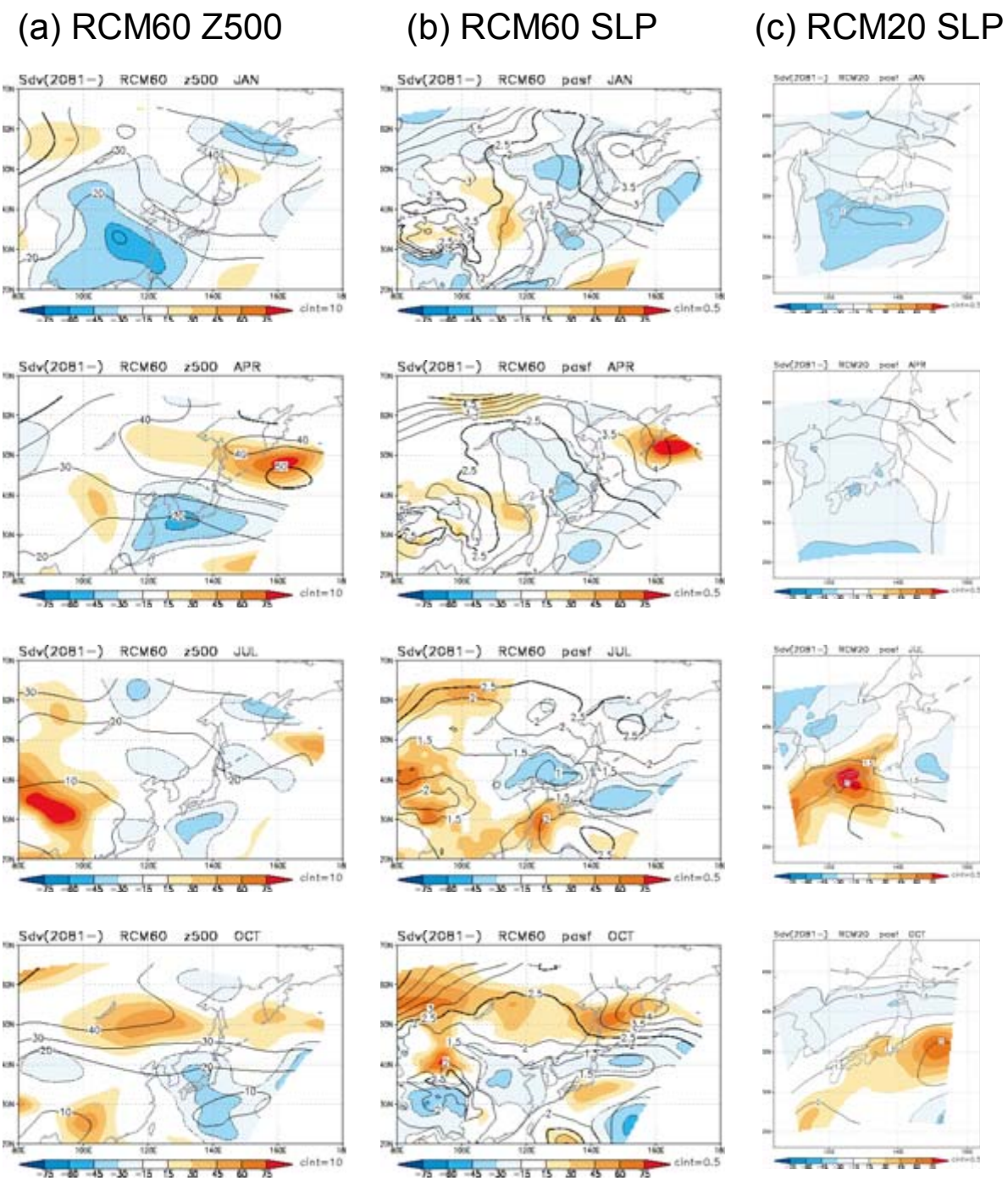
第3. 2. 1図で示したように，RCM20における3～4月の地上気温の標準偏差は観測に比べて大きく，観測との乖離が目立つ．3月のRCM60の循環場を第3. 4. 1図に示す．陰影は年々変動の標準偏差である．RCM60の500hPa高度の標準偏差を見ると，北日本を中心に値の大きな領域が分布しているが，NCEP-DOEではそのような特徴は見られず，値の大きな領域はカムチャッカ半島の東側に分布してい



第3. 3. 6図　将来気候における循環場の20年平均値と変化量.
左列は (a) RCM60将来気候の500hPa高度，中列は (b) RCM60将来気候の地上気圧，右列は (c) RCM20将来気候の地上気圧．変化量は，（将来気候20年平均値）－（現在気候20年平均値）．等値線は20年平均値，陰影は現在気候からの変化量．単位は (a) はm，(b) と (c) はhPa．変化量が負の場合，等値線を点線で表す．

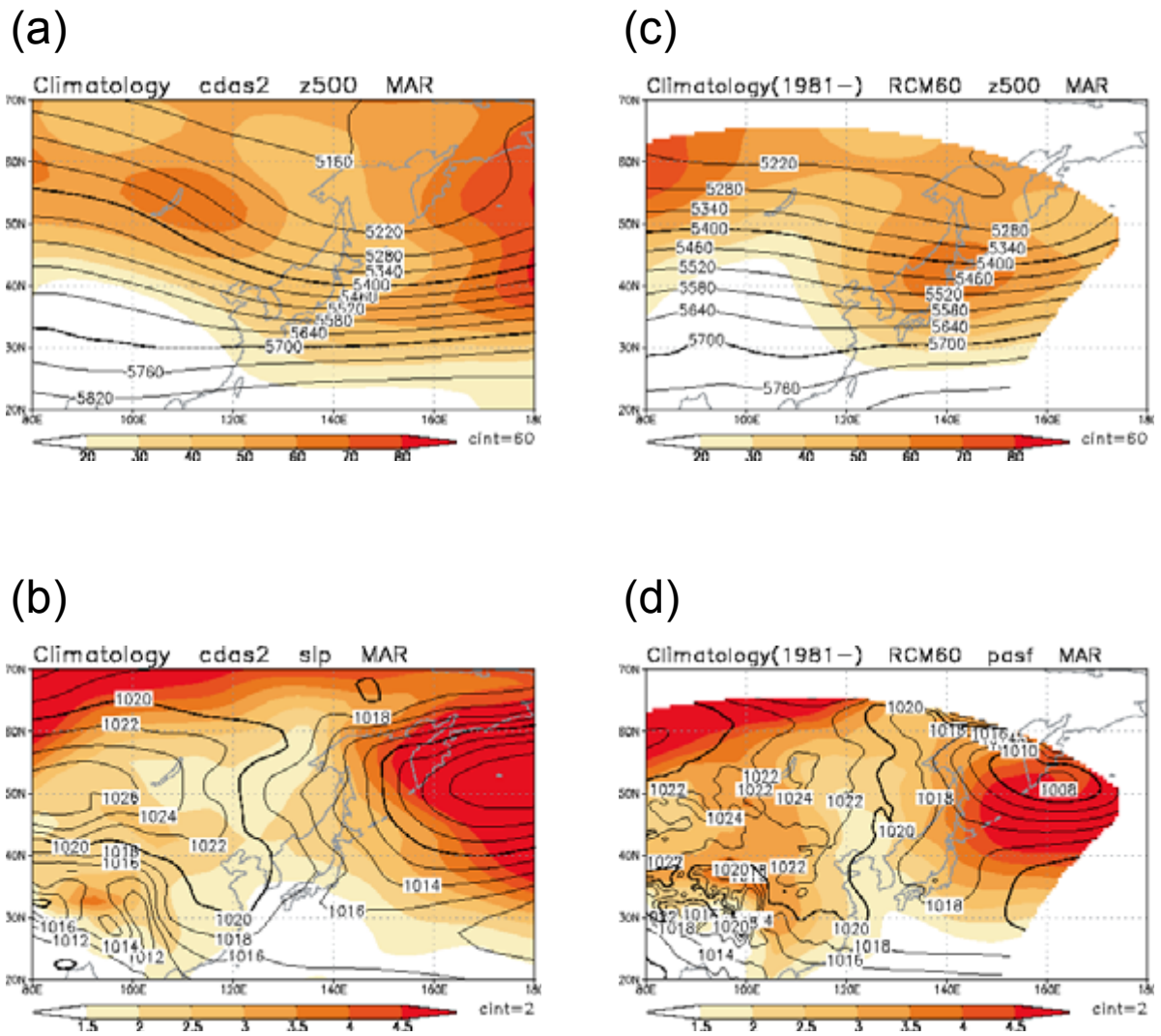
る．次にRCM60の地上気圧の標準偏差を見ると，北太平洋の値の大きな領域はNCEP-DOEに比べ西寄りであり，値の大きな領域が東北地方にもかかっている．RCM60のアリューシャン低気圧の中心位置もまたNCEP-DOEに比べ西寄りであることから，これと上述の事柄は関連していると考えられる．このため，RCM20の初春の過大な気温の標準偏差は，プラネタリースケールの大規模循環場の変動の再現性と関連していると言える．

第3. 4. 2図は東北平均した月平均気温を年別に示したものである．観測とRCM20いずれも，3月の平均気温の上位10年と下位10年を分類して示して



第3.3.7図　将来気候における循環場の標準偏差と標準偏差の変化率.
標準偏差の変化率は（将来気候20年標準偏差）÷（現在気候20年標準偏差）．等値線は標準偏差，陰影は標準偏差の変化率（%）．等値線の単位は(a)はm，(b)と(c)はhPa．これ以外は第3.3.6図と同じ.

いる．この図により，3月の気温偏差とその前後の月の気温偏差の関係を見ることができる．RCM20の3月の気温は，正偏差のグループで年々のばらつきが大きい．すなわち，3月の過大な標準偏差は主に異常高温によって作られている．そして，そのような年の2月や4月の気温偏差を見ると，3月の気温偏差とは無関係に推移している．つまり，RCM20の3月の過大な気温偏差は，一過性であり，季節進行という観点からは説明できそうもない．一方，観測の方は3月の気温偏差はその前後の月，さらには冬季を通しての気温偏差と明らかに関係がある．年代に注目すると，観測における3月の気温の



第3. 4. 1図　3月の循環場の20年平均値と標準偏差の比較（現在気候）.
左列はNCEP-DOE，右列はRCM60再現値．上段は500hPa高度（m），下段は地上気圧（hPa）.

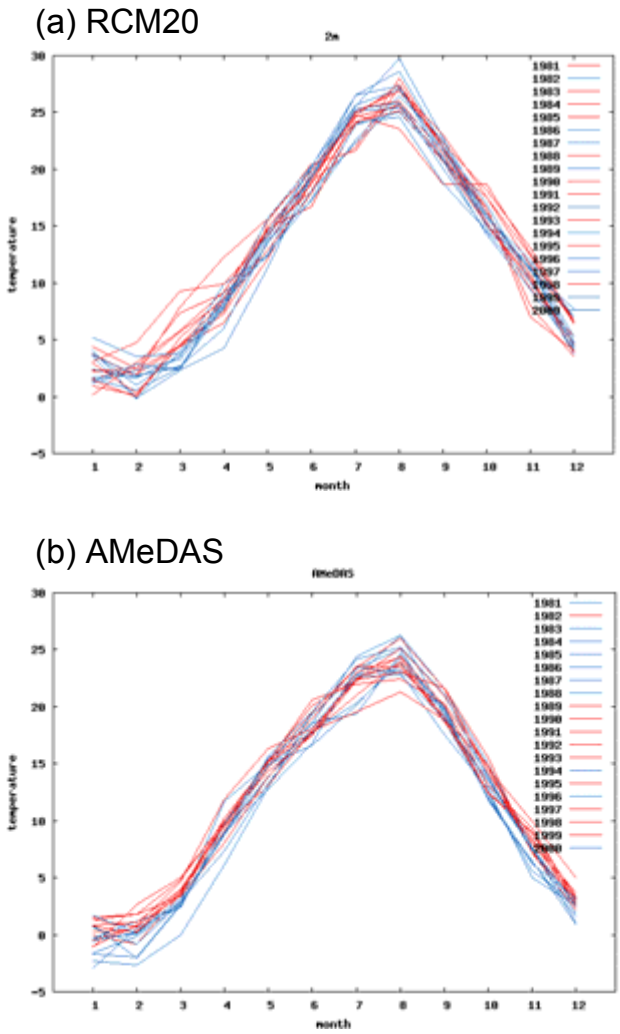
負偏差年は1980年代，正偏差年は1990年に主に出現しており，北極振動などの数10年変動と関連が深いと考えられる.

(2) 初夏の太平洋側の気温変動

第3. 2. 5図で示したように，7月のオホーツク海側および北海道～関東の太平洋側の気温の大きな標準偏差は，RCM20でも定性的には再現されていたが，とくに東北南部以南の地域ではその程度は観測よりも小さかった．観測における標準偏差の大きな領域は，明らかに地形の影響を受けて太平洋側に偏っており，オホーツク海方面から南下する下層冷気の変動と密接に関連すると考えられる. このため，RCM20では下層冷気の南下が十分に再現されていないと推測される．このような特徴は平均日最高気温ではより顕著に見られる（第3. 4. 3図）．観測では，北海道～関東の太平洋側における平均日最高気温の標準偏差は，平均気温のそれよりも大きいが，RCM20では両者の違いはほとんど見られない.

(3) 冬の最低気温の変動

1～2月の平均日最低気温の標準偏差は，観測では東北北部太平洋側では他の地域よりも大きいが，RCM20では同地域は周辺地域に比べて大きくはない（第3. 2. 3図）．そこで，1月の平均日最低気温の標準偏差の空間分布を見ると（第3. 4. 4図），東北北部太平洋側地域の大きな標準偏差は主に内陸部の特徴を反映したものであることが分かる．一



第3. 4. 2図　東北地方の月平均気温の時系列の比較（現在気候）.
(a) はRCM20の地上1.5m気温，(b) はAMeDAS観測値．縦軸は気温（℃），横軸は月．3月の月平均気温の上位10年（下位10年）を赤線（青線）で示す.

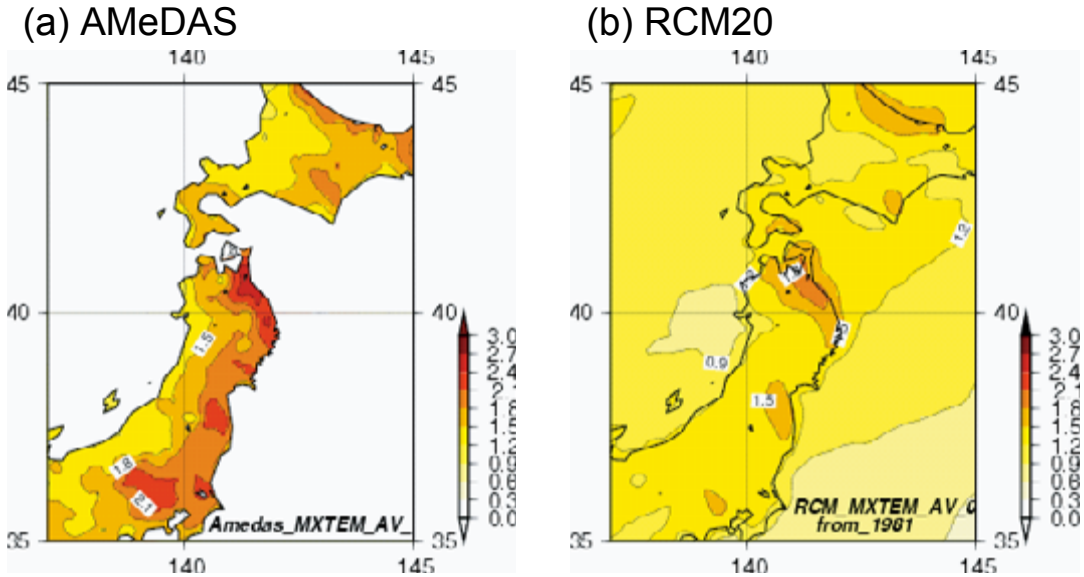
方RCM20では，東北地方の内陸部の大きな変動は再現されているものの，観測よりも程度が弱い．RCM20の標準偏差分布をRCM20の地形図（第2. 1. 1図）と比較すると，北海道を除く地域では標準偏差の大きな地域は本州山岳部などの標高の高い地域に相当する．ところで，地形分布に大きく依存する気象要素について，それほど多くはない観測地点の値から空間内挿している点にも問題がある．そこで，観測地点の値をドットでプロットし，実際の地形図に重ねて示す（第3. 4. 5図）．標準偏差の大きな地域は内陸を中心に分布し，盆地および山間部の窪地では特に標準偏差が大きいことが分かる．このような小スケールの盆地や窪地は20kmメッシュでは解像されないため，RCM20と観測の分布が合わないのは当然であるとも言える．4．3節で詳しく示す夏の高温についても同様である．このように，地形により敏感に変化する気象要素については，その再現性評価，将来予測の扱いに関して注意が必要であるし，そのようなものを精度良くモデルで再現するためには解像度の高い地形分布が必要になる．

3. 4. 2　将来予測

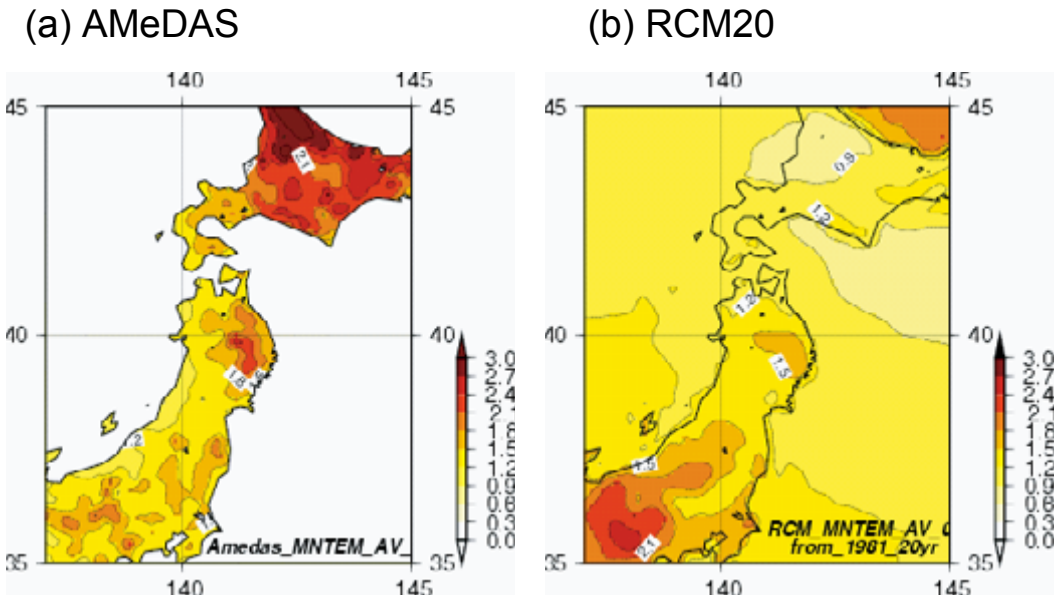
（1）4月の気温上昇

東北地方の平均気温の昇温量（将来気候の気候値-現在気候の気候値）は4月に最も大きいが（第3. 3. 1図），気象庁（2005a）による大地域区分の予測では，北日本太平洋側では2月，その他の地域では12月の昇温量が最も大きかった．昇温のピークを示す季節が地域により異なる点は興味深い．第3. 4. 6図は4月と5月における平均気温の変化量である．4月は本州の標高の高い地域，北海道の平野部で昇温幅が大きい．5月になると，昇温幅の大きな地域は，本州の特に標高の高い地域，北海道の標高の高い地域に移る．そこで，RCM20の積雪存在率の変化を見ると（第3. 4. 7図），昇温の大きな地域と積雪存在率が減少している地域は1か月程度の遅れをもって良く一致している．積雪面積の減少（地表アルベドや土壌水分の変化）→地面温度の上昇→気温上昇というプロセスを考えると，多少のタイムラグはあっても良い（内山，私信）．すなわち，東北地方の4月の大幅な昇温は，初春の積雪面積の減少によってもたらされていると推測される．

気象庁（2005a）の大地域区分の将来予測では，4～5月の北日本における気温の上昇幅は大きいものの，他の季節を凌駕するほど大きくはない．この理由として，気象庁（2005a）と本研究では使用しているモデルの格子点が異なる点を指摘する．つまり，気象庁（2005a）では地上気象官署，本研究ではAMeDAS観測点近傍の格子点を用いて地域平均値を算出しているため，本研究の地域平均値には相対的に内陸の格子点が多く含まれている．このため，本研究で示した気温変化には積雪域の減少に伴う内陸の昇温が強く反映されていると考えられる．本来の地域平均値という意味では，本研究で示した値の方がより正確であるが，過去の気候統計は地上気象



第3. 4. 3図　7月の平均日最高気温の標準偏差（現在気候）.
（a）はAMeDAS,（b）はRCM20の地上1.5m気温．単位は℃.



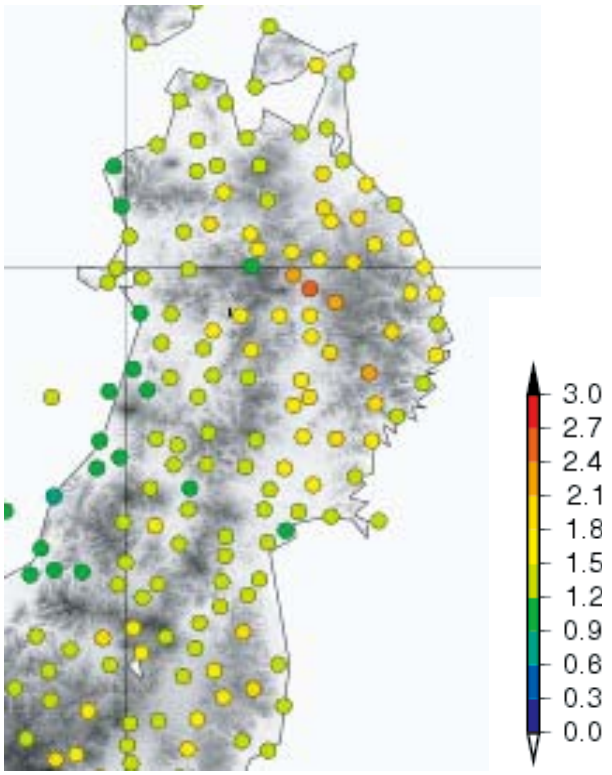
第3. 4. 4図　1月の平均日最低気温である以外は第3. 4. 3図と同じ.

官署の観測値から算出されているため（たとえば気象庁（2005b）），それらとの整合は気象庁（2005a）の方が良い．これらは過去の観測値の解析，モデルの再現性検証，将来予測結果の解釈を行う際は常に留意すべき事項である.

3. 5　まとめと結論

地域気候モデル（RCM20）の現在気候再現実験結果について，AMeDAS観測値を用いて統計的な再現精度の評価を行った．その際，東北地方を4つの地域に細分し（東北北部太平洋側，東北南部太平洋側，東北北部日本海側，東北南部日本海側），その地域平均値を用いた．解析した要素は，気温（平

均気温，平均日最高気温，平均日最低気温），月降水量およびその標準偏差である．また，RCM20とRCM60の現在気候の循環場を再解析データ（NCEP-DOE）と比較した．さらに，地域気候モデルの将来予測結果についても，同地域，同要素で検討を行った．その結果，以下のことが分かった．

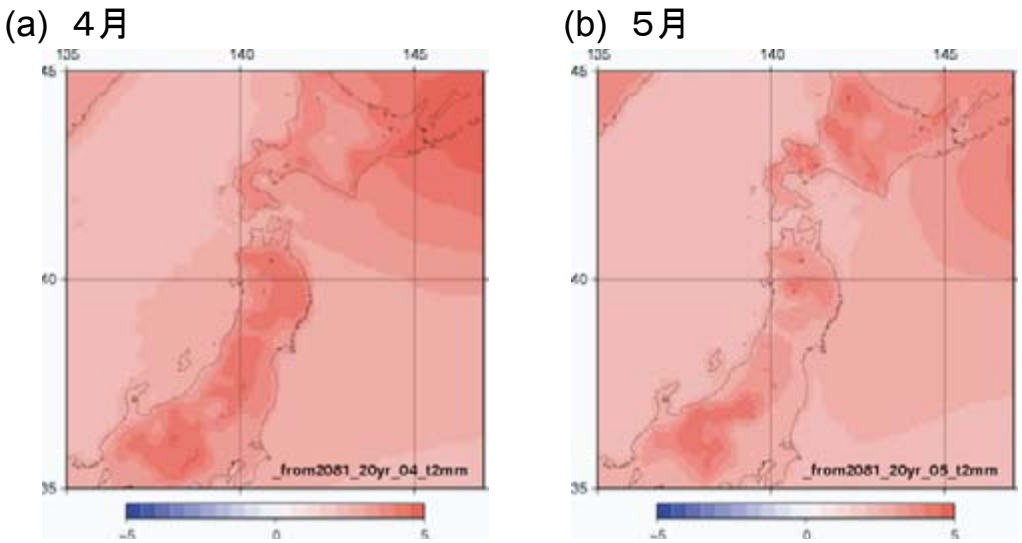


第3.4.5図　値をドットでプロットしている以外は第3.4.4図と同じ．
ただしカラーバーは異なる．実際の地形の標高を灰色の濃淡で示す（GTOPO30を使用）．

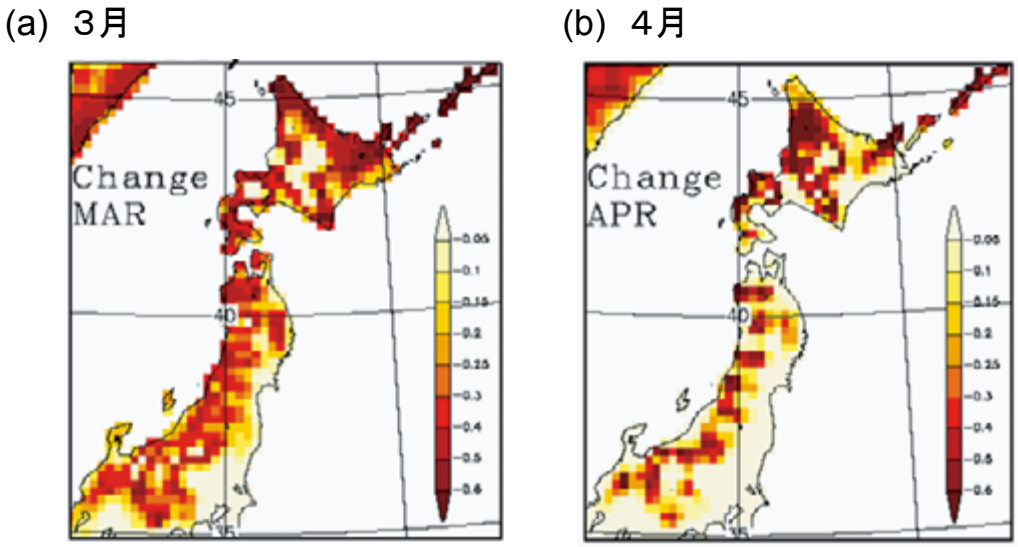
<再現性検証>

20年平均値の検証では次のことが分かった．気温（平均気温，平均日最高気温，平均日最低気温）のモデルの系統誤差は，細分地域ごとの違いは小さく，気象庁（2005a）の示した大地域区分の北日本の特徴と良く一致していた．降水量のモデルの系統誤差は細分地域ごとの違いが見られた．大まかな傾向として，東北北部地域の系統誤差は気象庁（2005a）の北日本，東北南部地域の系統誤差は気象庁（2005a）の東日本の特徴に近かった．

標準偏差の検証では次のことが分かった．3～4月の気温（平均気温，平均日最高気温，平均日最低気温）の標準偏差はいずれの地域でもモデルは観測に比べて過大だった．その要因として，この時期のモデルの大規模循環場が極東域で過大に変動していることを指摘した．その他の季節では，平均気温の標準偏差は定性的には良く再現されていた．平均日最高気温や平均日最低気温の標準偏差の再現性も良いが，一部の地域で再現性の悪い季節もあった．月降水量の標準偏差の季節変化は，定性的にはどの地域でも良く再現されていた．月降水量の多い地域，季節では年々変動量が大きくなる傾向が見られた．



第3.4.6図　月平均気温の変化量．
(a)は4月，(b)は5月．変化量は（将来気候20年平均値）－（現在気候20年平均値）．単位は℃．



第3.4.7図　積雪存在率の変化量.
(a) は3月，(b) は4月．変化量は（将来気候20年平均積雪存在率）−（現在気候20年平均積雪存在率）．RCM20の積雪存在率（%）．積雪存在率とは各月の20年分の計620日のうち積雪のある日の割合.

以上より，次のことが結論づけられる.

・気温(平均気温, 平均日最高気温, 平均日最低気温)の20年平均値は，細分地域ごとのモデルの系統誤差は小さく, 細分地域においても気象庁(2005a)の大地域区分と同様の再現精度を持っている.
・降水量の20年平均値は，細分地域ごとにモデルの系統誤差が異なっていたが，細分地域の再現精度は気象庁（2005a）の大地域区分と同様の再現精度を持っている．モデルの系統誤差は，東北北部は気象庁（2005a）の北日本，東北南部は気象庁（2005a）の東日本に近い.
・平均気温や降水量の年々変動の標準偏差の季節変化は，一部の季節を除き定性的には良く再現されている.
・平均日最高気温や平均日最高気温の年々変動の標準偏差は，平均気温に比べて局地性が強く，再現性は平均気温よりもやや劣る.

<将来変化>

将来気候と現在気候の20年平均値の変化は次のような特徴を示した．月平均気温は，一年を通して上昇すると予測されているが，季節により昇温幅が大きく異なっていた．細分地域ごとの違いは小さかった．いずれの地域も昇温の最大は4月であり，気象庁（2005a）の大地域区分の予測（北日本太平洋側：2月，その他の地域：12月）とは異なる．東北地方の4月の大幅な昇温は，初春の同地域における積雪面積の減少によってもたらされていることが示唆された．平均日最高気温，平均日最低気温の昇温の季節変化は，月平均気温とほぼ同様の傾向であった．月降水量は，いずれの地域も8～10月に増加することが予測されており，増加のピークは東北日本海側では8月，東北太平洋側では10月に見られた.

将来気候と現在気候の標準偏差の変化は次のような特徴を示した．月平均気温の標準偏差は，冬～春はわずかに減少，6～9月は増加すると予測されていた．平均日最高気温，平均日最低気温についても月平均気温とほぼ同様の傾向であった. 月降水量は，いずれの地域も6～10月に標準偏差の増加が予測されていた.

参考文献

Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino and G. L. Potter, 2002：NCEP-DOE AMIP-Ⅱ Reanalysis（R-2）, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 1631-1643.

Kurihara, K., K. Ishihara, H. Sasaki, Y. Fukuyama, H. Saitou, I. Takayabu, K. Murazaki, Y. Sato, S.

Yukimoto and A. Noda, 2005：Projection of Climatic Change over Japan Due to Global Warming by High-Resolution Regional Climate Model in MRI. *SOLA*, **1**, 97-100.

気象庁，2005a：地球温暖化予測情報第6巻，58pp.

気象庁，2005b：異常気象レポート2005，383pp.

高藪出，2006：地域気候モデルシステムによる日本周辺での降水現象の将来の変化予測，日本気象学会2006年度春季大会公開シンポジウム要旨集，13-18.

Yukimoto, S., A. Noda, A. Kitoh, M. Sugi, Y. Kitamura, M. Hosaka, K. Shibata, S. Maeda and T. Uchiyama, 2001：A New Meteorological Research Institute Coupled GCM（MRI-CGCM2）-Model Climate and its Variability-. *Pap. Meteor. Geophys.*, **51**, 47-88.

第4章　現象別の再現性検証と将来予測

4.1　ヤマセ*

4.1.1　はじめに

東北地方の主要な産業である水稲をはじめとする農作物の収量は，夏季の天候の影響を強く受けて変動する．東北地方の冷害は低温・多湿なヤマセの持続，多発と密接に関係していることから，ヤマセの将来予測は重要な情報である．

ヤマセの明確な定義は存在しないが，ヤマセ現象時の気象状況は，東北太平洋側地域に冷涼な湿った東寄りの風が卓越し，太平洋沿岸域を中心に低温・寡照となる．その際，地上天気図ではオホーツク海方面に高気圧が解析され，対流圏中～上層ではブロッキング高気圧が発達していることが多い（工藤，1984；加藤，1995）．ヤマセは局地風の一つと言われているが（工藤，1984；Takai *et al.*，2006），大規模循環場の変動と密接に関連しており，Ninomiya and Mizuno（1985）やKodama（1997）はヤマセ気流を「北太平洋で発達した海洋性極気団（Maritime Polar Airmass）の南西方向への大規模な流出」として捉えている．また木村（1995）もほぼ同様の見方であり，ヤマセを「亜寒帯水域で涵養された冷気団が海上を南下して東北地方にやってくる現象」と捉えている．

ヤマセによる冷夏は良く知られているが，昔から長期予報関係者や農業関係者の間では，まれではあるものの，ヤマセをもたらすオホーツク海高気圧がほとんど出現しない冷夏があることも知られてきた．前者は第1種型冷夏，後者は第2種型冷夏として区別されている（たとえば気象庁，1972；卜蔵，2001）．第2種型の冷夏では移動性擾乱が頻繁に通過し，北西風により寒気が流れ込むと言われている．このため冷害の及ぶ地域も異なり，前者は東北太平洋沿岸域，後者は日本海側地域や北海道で被害が大きくなる（坪井，1986）．

このような背景や知見に基づき，高解像度の地域気候モデル（RCM20）を用いてヤマセの再現性の検証および将来予測結果の検討を行う．ヤマセは局地性の強い現象であるため，高解像度のモデルが必要となる．産業等に影響を与えるような，ある程度長い時間にわたって継続もしくは断続的に現われるヤマセを対象とするため，半旬平均および月平均のデータセットから解析を行う．そして，Ninomiya and Mizuno（1985）やKodama（1997）と同様に，北太平洋で発達した海洋性極気団の南西方向への大規模な流出を，広義の意味でのヤマセと解釈することにする．このため，大規模循環場についての解析も行う．また，夏季の低温には2種類の型がある点にも留意して解析を行う．

本稿の構成は以下のとおりである．4.1.2節では解析方法について述べる．4.1.3節では観測値でヤマセがどのように捉えられるかを示す．そして4.1.4節ではモデルにおけるヤマセの再現性の検証を行い，4.1.5節では再現性の良い地域と時期において将来予測結果を検討する．そして，4.1.6節で議論を行い，4.1.7節でまとめを示す．

4.1.2　データ

解析に使用するデータは，モデルに関してはRCM20，RCM60の現在気候再現結果および将来予測結果，検証用データはAMeDAS（アメダス）観測値および，NCEP-DOE（Kanamitsu *et al.*，2002）の循環場データである．これらデータの詳細は第2章に記載されている．また，一部の解析では地上気象官署の日照時間も使用する．

下層雲や霧はヤマセの重要な構成要素であるが再現性の検証が難しいため，気温や循環場からヤマセの評価を行う．第3章の結果によれば，ヤマセの影響が最も現われる平均日最高気温はモデルにおける再現性があまり良くないことから，平均気温を用いる．また，モデルの7月平均気温の年々変動は東北北部の太平洋側地域で大きいことから，この地域ではモデル内でもヤマセによる低温が発現していると予想される．このため，主に東北北部を対象に解析を行う．

* 遠藤洋和（仙台管区気象台気候・調査課，現　気候研究部）

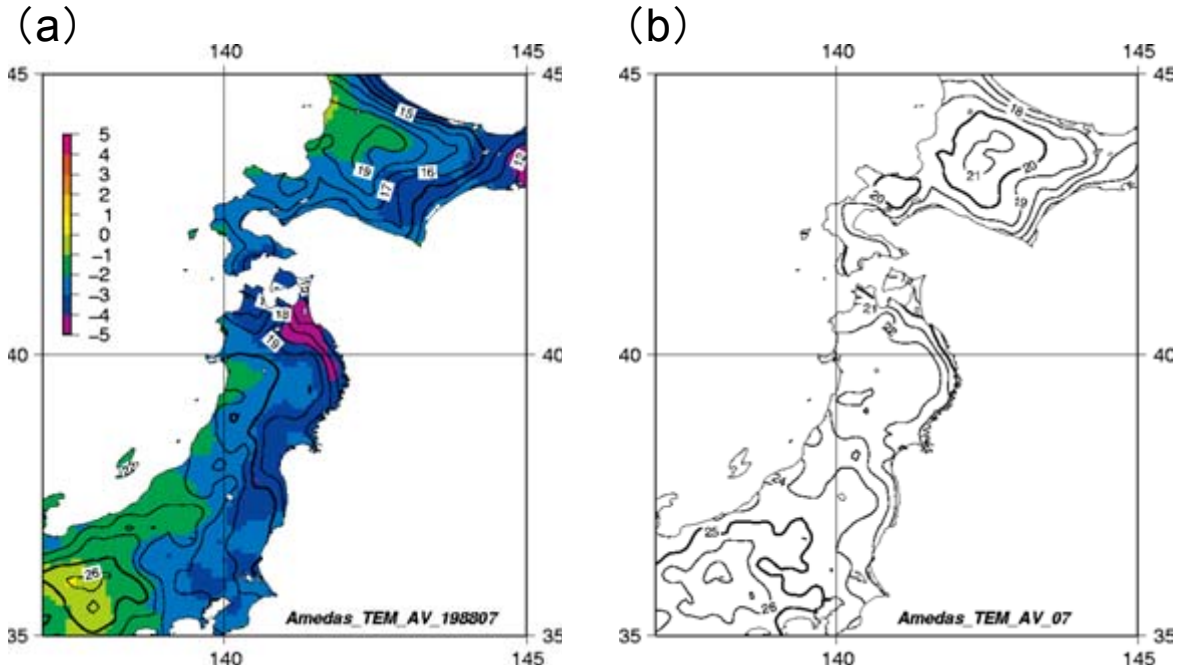
4. 1. 3　観測事実

(1) ヤマセによる低温事例

典型的なヤマセによる低温事例として，1988年7月の状況を示す．第4. 1. 1図はAMeDASによる気温の分布である．併せて平年の分布も示す．気温については0.65℃/100mで海面高度への高度補正を行っている．この事例では，北海道のオホーツク海側～太平洋側，東北地方～関東地方の太平洋側では顕著な低温偏差となっており，東北北部太平洋側では平年偏差-4℃以下の地域も存在する．東北地方に注目すると，平年においても太平洋側と日本海側の気温差が見られるが，この事例では気温の東西差がかなり強まっており，同緯度でありながら，東北北部の太平洋側沿岸は東北日本海側沿岸よりも4～5℃低い．また日照時間[1)]は，東北太平洋側で平年比42%，東北日本海側で平年比85%であり，東北太平洋側地域の寡照が顕著である．

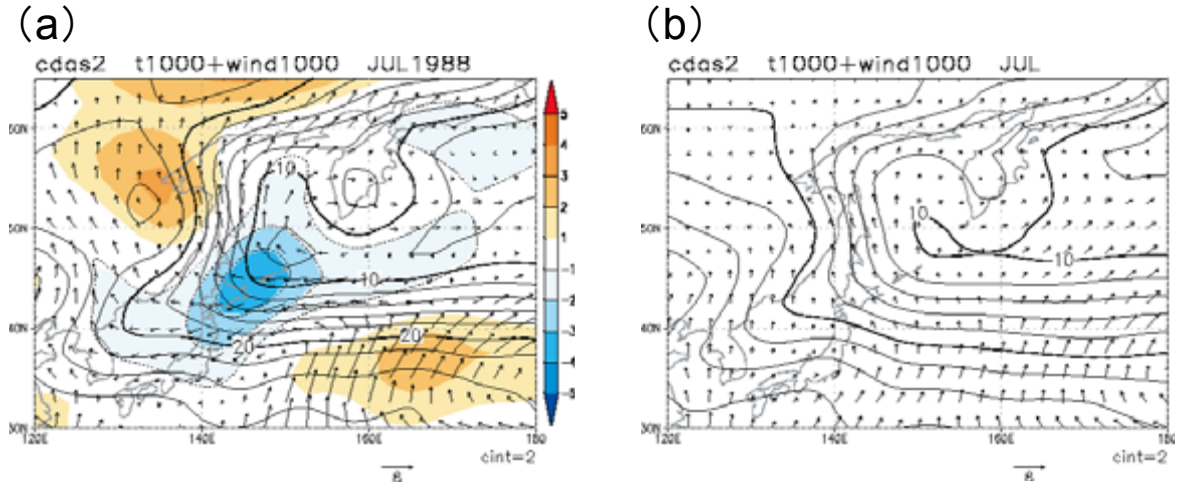
次に循環場の状況を示す．第4. 1. 2図は1,000hPa面の風と気温分布である．併せて平年の分布も示す．この事例では，北海道東部に-3℃以下の負偏差域が分布し，東北地方は-2℃以下の負偏差に覆われている（同図）．気温や風の実況と併せて見ると，この負偏差域は水平寒気移流の強い地域に対応しており，北太平洋の下層寒気が南西方向へ強く吹き出すことでもたらされているように見える．東北地方では北東風が卓越しており，ヤマセ現象卓越時の典型的な風の場である．NCEP-DOEの気温分布と第4. 1. 1図のAMeDAS気温分布を比較すると興味深いことに気づく．大規模場を表しているNCEP-DOE（緯度・経度2.5度格子）の気温の等値線は，東北地方を東西方向に走っているのに対し，AMeDAS気温の等値線は，東北地方を南北に走っている．つまり，ヤマセ現象時の地上気温は顕著な局地性を示し，それは地上では東北太平洋側地域の局在化した低温という形で現われる．ここで示した事柄はまさにNinomiya and Mizuno（1985）の研究対象であり，彼らはこのような局地性の主要因として，東北地方東方海域の海面水温が低いために海洋性極気団が十分な気団変質を受けずに東北地方に到達すること，および東北地方の脊梁山脈の存在を挙げている．

第4. 1. 3図は同じ月の500hPa高度と地上気圧である．500hPa高度の等値線はオホーツク海付近でΩ型を示しており，この付近では偏西風の分流が明瞭である．また，地上ではオホーツク海からベーリ

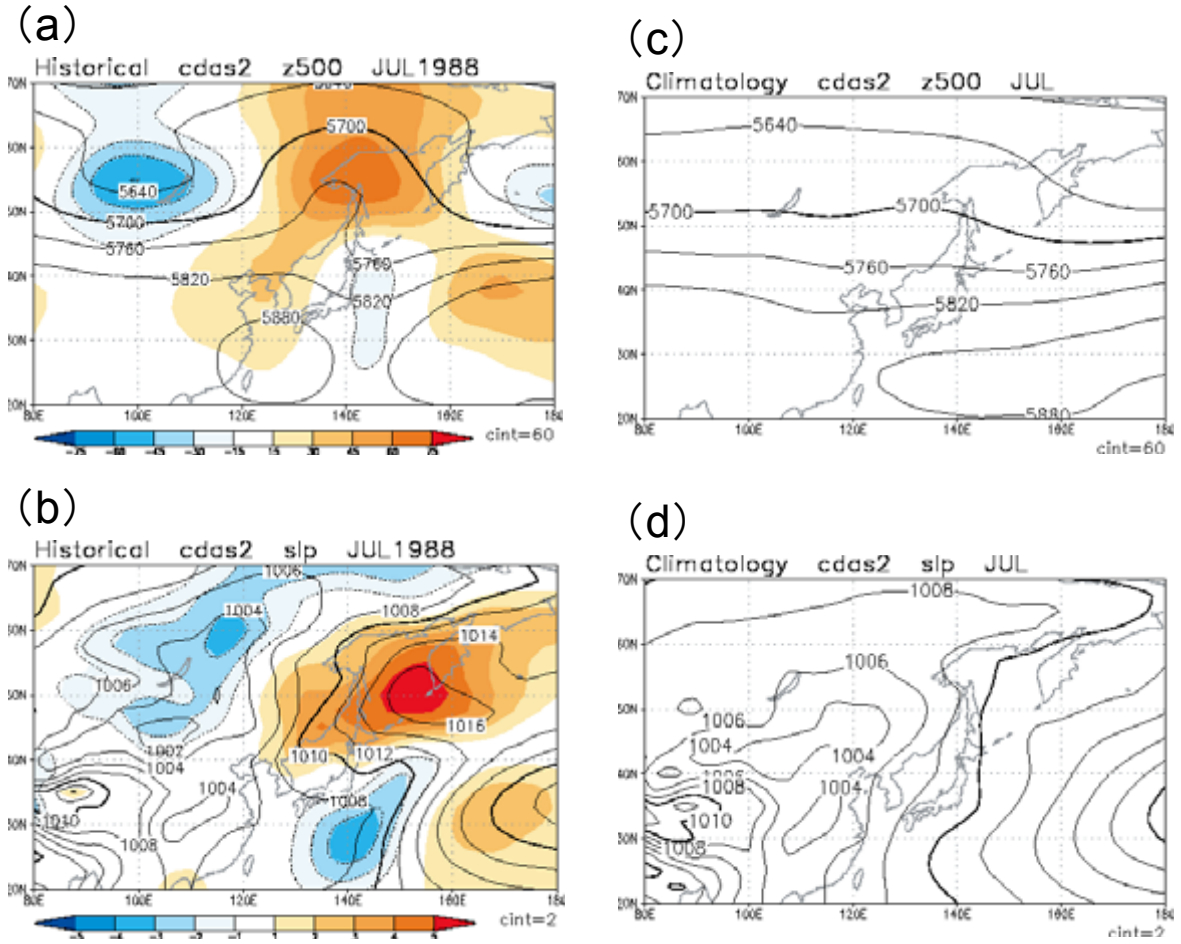


第4. 1. 1図　(a) 1988年7月および (b) 平年の平均気温分布．
等値線は平均気温（℃），(a) の陰影は平年偏差（℃）．

[1)] 地上気象官署の観測値から算出した．



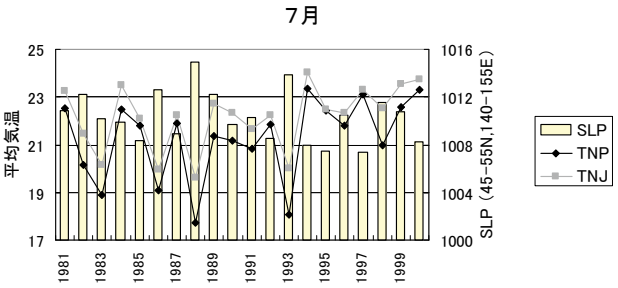
第4.1.2図　(a) 1988年7月および (b) 平年の1000hPa風と気温.
等値線は1000hPa気温（℃），ベクトルは1000hPa風，(a) の陰影は1000hPa気温の平年偏差（℃）．平年偏差が負の場合，等値線を点線で示す．ベクトルの長さの基準（m/s）は図の右下に示す．



第4.1.3図　1988年7月および平年の500hPa高度と地上気圧.
(a) と (b) は1988年7月の実況，(b) と (d) は平年値．(a) と (c) は500hPa高度 (m)，(b) と (d) は地上気圧 (hPa)．陰影はいずれも平年偏差．平年偏差が負の場合，等値線を点線で示す．

ング海にかけて明瞭な高気圧が存在している．一方，本州の南東海上には低圧域が分布していることから，本州の東海上では気圧の南北傾度が強く，オホーツク海方面の冷気が日本へ南下しやすい状況にある．ここで示した特徴はこれまで多くの研究によって示されてきたヤマセ卓越時のものと一致している．このように，ヤマセは対流圏下層のみに現れる現象ではなく，対流圏中～上層の偏西風の分流など大規模循環場の変動と密接に関連している．

第4. 1. 4図は7月のオホーツク海付近[2)]の地上気圧と東北北部の天候の年々変動である．これまでの研究で示されてきたように，7月の東北北部太平洋側の顕著な低温，寡照は，オホーツク海高気圧の発達と密接に関連していることがこの図から明らかである．また，オホーツク海高気圧の発達に伴い，東北北部太平洋側（以下，TNP）と東北北部日本海側（以下，TNJ）の気温差が広がる傾向が見られる．これについて系統的に示したのが第4. 1. 5（a）図である．この図の横軸はNCEP-DOEの東北地方東方海上（40.0N，142.5E）の1,000hPa東西風速，縦軸はTNPとTNJの平均気温の差である．両者にはかなり強い線形相関があり（相関係数：+0.93），下層の東風に比例してTNPとTNJの気温差が拡大している．日照時間についても（第4. 1. 5(b)），気温

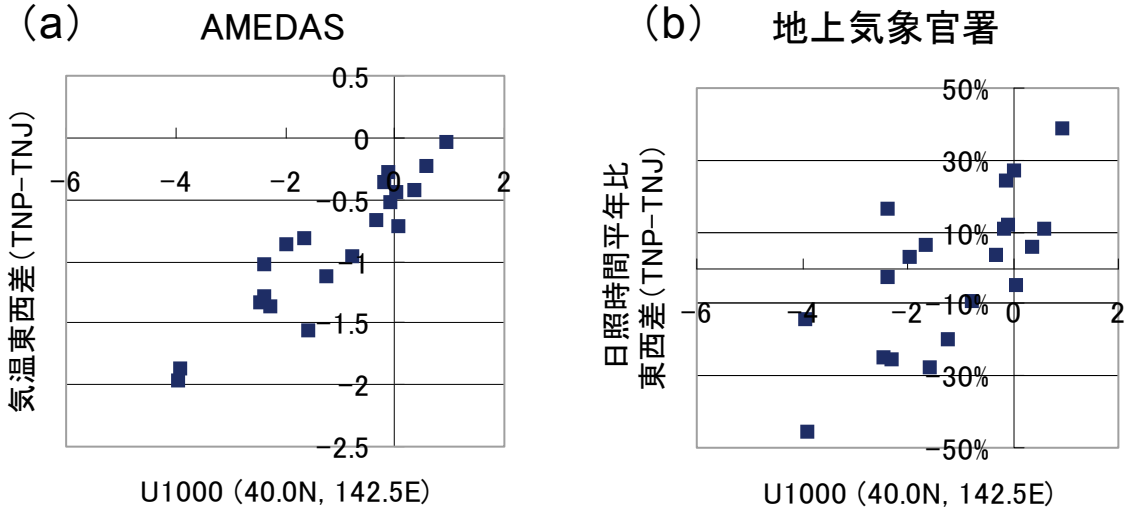


第4.1.4図　7月におけるオホーツク海付近（45-55°N, 140-155°E）の地上気圧と東北北部の平均気温の年々変動．
線グラフが平均気温（℃）で黒色がTNP，灰色がTNJの地域平均値．棒グラフが地上気圧（hPa）．横軸が西暦．

ほどではないが下層の東風と日照時間の東西差に強い相関関係が見られる（相関係数：+0.74）．以上のことから，北太平洋の海洋性極気団の南西方向への流出，すなわちヤマセによってもたらされる低温では，その程度に比例してTNPとTNJの気温および日照時間に違いが現われる．

(2) 初夏～盛夏の季節進行

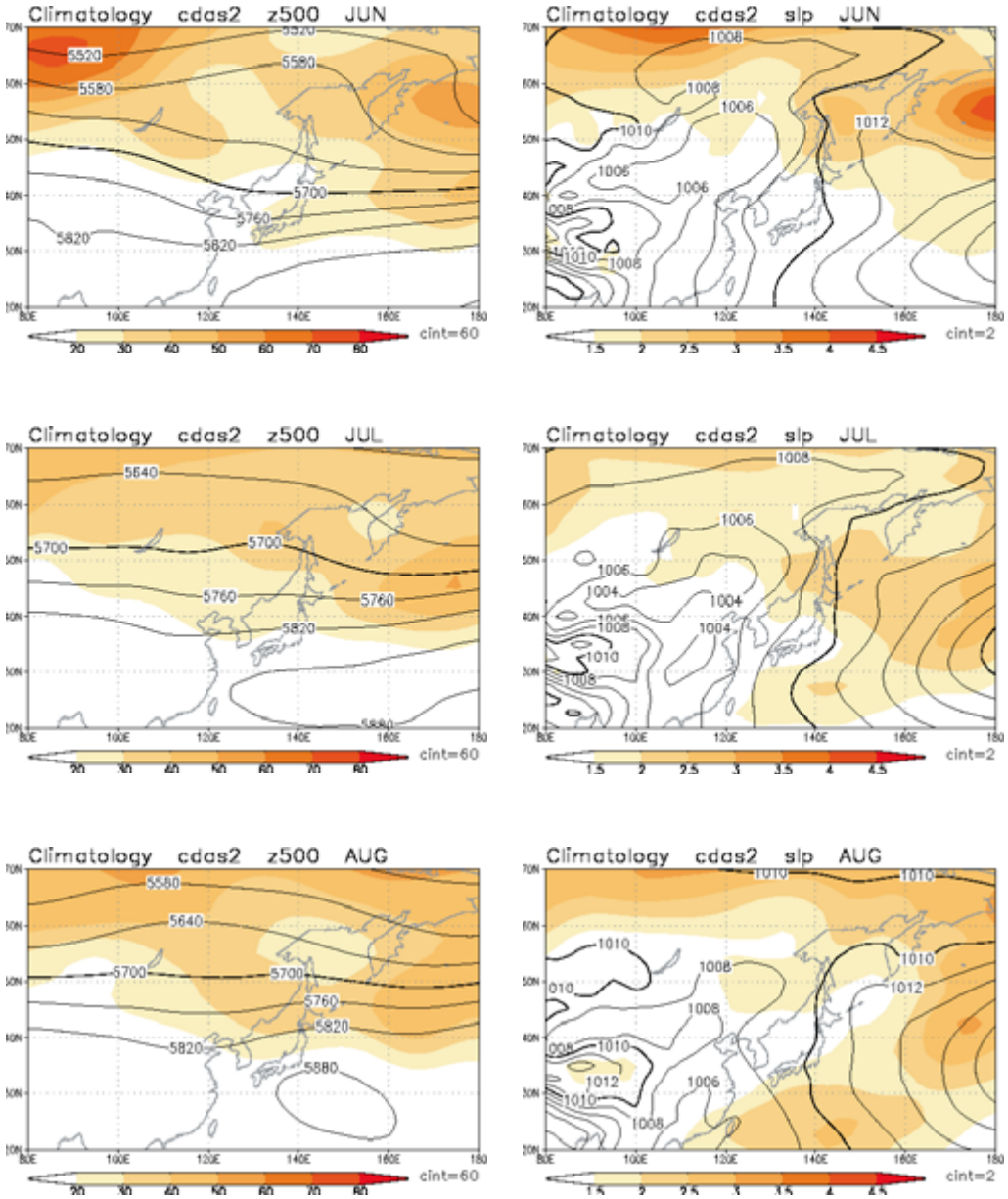
第4. 1. 6図にNCEP-DOEの地上気圧および500hPa高度の20年平均値（気候値）とその標準偏差を月別に示す．地上気圧の気候値を見ると，いずれの月もユーラシア大陸は低気圧，太平洋では高気



第4. 1. 5図　東北地方東方海上（40.0N，142.5E）の1000hPa東西風速と(a) TNPとTNJの平均気温差，(b) TNPとTNJの日照時間平年比の差．
単位は，東西風速はm/s，平均気温差は℃，日照時間平年比の東西差は%．(a) はAMeDAS観測値，(b) は地上気象官署の観測値に基づく．

[2)] 45-55° N, 140-155° E

圧が分布しているが，6月や7月は梅雨前線に相当する低圧部が日本の南東海上に見られ，太平洋高気圧は若干くびれている．8月になると，その低圧部は解消し，日本の南海上からオホーツク海にかけては太平洋高気圧が広く覆うようになる．標準偏差の分布を見ると，値の大きな領域は，6月はオホーツク海からベーリング海，7月はオホーツク海付近と本州南海上，8月は本州南海上に分布している．このことから，6～7月はオホーツク海方面の高気圧が発達し太平洋高気圧とは別れて2つの高気圧が存在する年と，オホーツク海方面の高気圧が弱く，太平洋高気圧のみが存在する年があると解釈される．すなわち，前者のケースでは，オホーツク海方面の高気圧から吹き出される冷湿な気流が東北太平洋側地域に吹き込み，低温・寡照な天候をもたらすことになる．一方，8月になるとオホーツク海方面の気圧の年々変動は小さくなるため，東北地方がヤマセの影響を受ける年は少なくなると考えられる．次に500hPa高度の気候値を見ると，季節進行により日本の南の亜熱帯高気圧が徐々に北上するとともに，6



第4.1.6図　NCEP-DOEによる循環場の気候値と標準偏差．
左列は500hPa高度，右列は地上気圧．上から順に6月，7月，8月．等値線は気候値，陰影は標準偏差を表す．単位は，500hPa高度はm，地上気圧はhPa．統計期間は1981-2000年．

月に見られるオホーツク海付近の偏西風の分流は次第に弱まる．標準偏差はいずれの月も高緯度で大きく，変動の大きい領域がオホーツク海にのびているが，8月になるとオホーツク海付近では小さくなる．

次に，このような循環場の季節進行が地上観測値にどのように現われているか確認する．気温の年々変動に着目する．第4. 1. 7図は，AMeDASの気温および1,000hPa高度のTNP平均気温に対する回帰係数分布である．ただし，便宜上-1を乗じており，TNP平均気温の平年偏差が-1℃の場合に統計的に現れやすい分布に相当する．6～7月は，気温の低い地域が太平洋側～オホーツク海側地域に偏る．1,000hPa高度との関係では，オホーツク海方面の高度と負相関である．8月になると，このような特徴は不明瞭となり，気温の低い地域は東北北部を中心に東北地方から北海道に及び，オホーツク海方面の1,000hPa高度との関係が弱くなる．すなわち，6～7月の東北日本の気温は，ヤマセの影響度により変動するが，8月の気温はそれとは別の要因で変動すると考えられる．8月は東北地方直上の500hPa高度と地上気温の関係が強くなることから（図略），この時期の低温は他の季節と同様に対流圏中～上層の寒気（正の渦位アノマリー）の南下によってもたらされると考えられる．

第4. 1. 8図はTNP月平均気温および，TNPとTNJの月平均気温差の散布図である．6～7月はTNP気温と気温の東西差に強い正相関が見られるが，8月になると相関は弱くなる．この散布図は第4. 1. 7図の意味するところを簡潔に示しており，相関の強さは，気温の変動に対するヤマセの影響度に対応すると考えられる．第4. 1. 7図で見られた初夏～盛夏の季節変化がこの散布図にも現れている．なお，日照時間が極端に少ない事例をプロットすると，6～7月は散布図の左下側に集まる．すなわちこの散布図から，散布図の左下側にプロットされた事例はヤマセが卓越している事例であると考えられる．

(3) ヤマセ型低温と上層寒気型低温

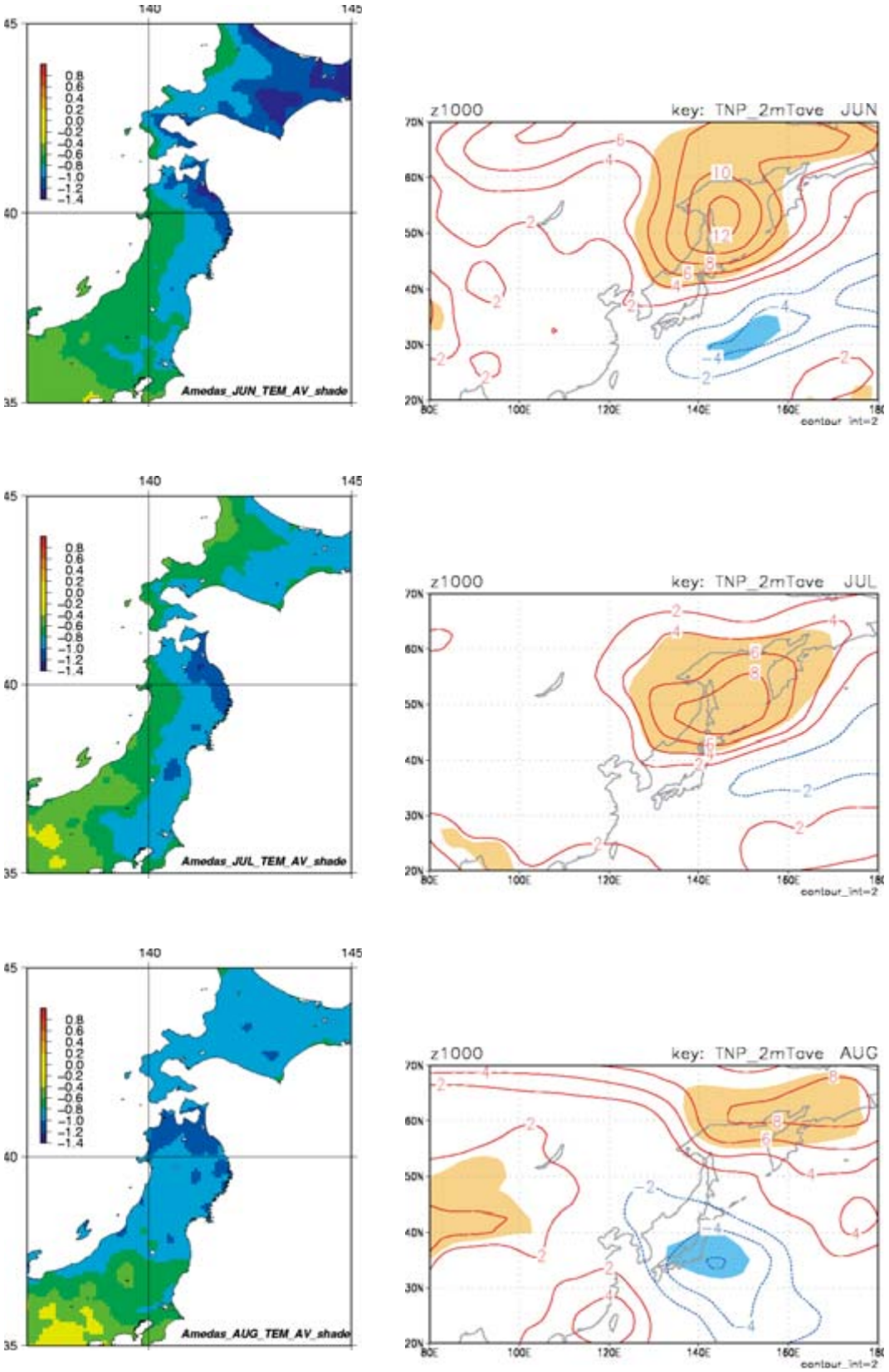
第4. 1. 9図は，半旬平均値によるTNP平均気温と，TNPとTNJの平均気温差の散布図である．月平均値で見られる特徴と同様に，7月は相関が強く，8月の相関は弱い．ただし，8月でも低温で東西差の大きな事例もいくつか存在している．ここでは，この散布図の意味する性質を用いて冒頭に述べた2種類の低温型の分類を試みたい．すなわち，TNPとTNJの気温差の大きな低温をヤマセによる低温であると考える．分類の手順は次のとおりである．

まず，TNPの半旬平均気温を半旬ごとに20年分並べ，各半旬で低い方から30％（20事例中の6事例）を「低温」事例として抽出する．次に，抽出された低温事例のうち，TNPとTNJの気温差が-1℃以下の低温をヤマセによる低温とし，気温差が-1℃以上の低温をそれ以外の低温とする．前者を「ヤマセ型低温」，後者を「上層寒気型低温」と呼ぶことにする．分類の結果，6月は低温に占めるヤマセ型低温の割合は75％，7月は81％，8月は58％となった．これまで示してきたように，6～7月はヤマセによる低温の割合が高く，8月になるとその割合が減少することが分かる．

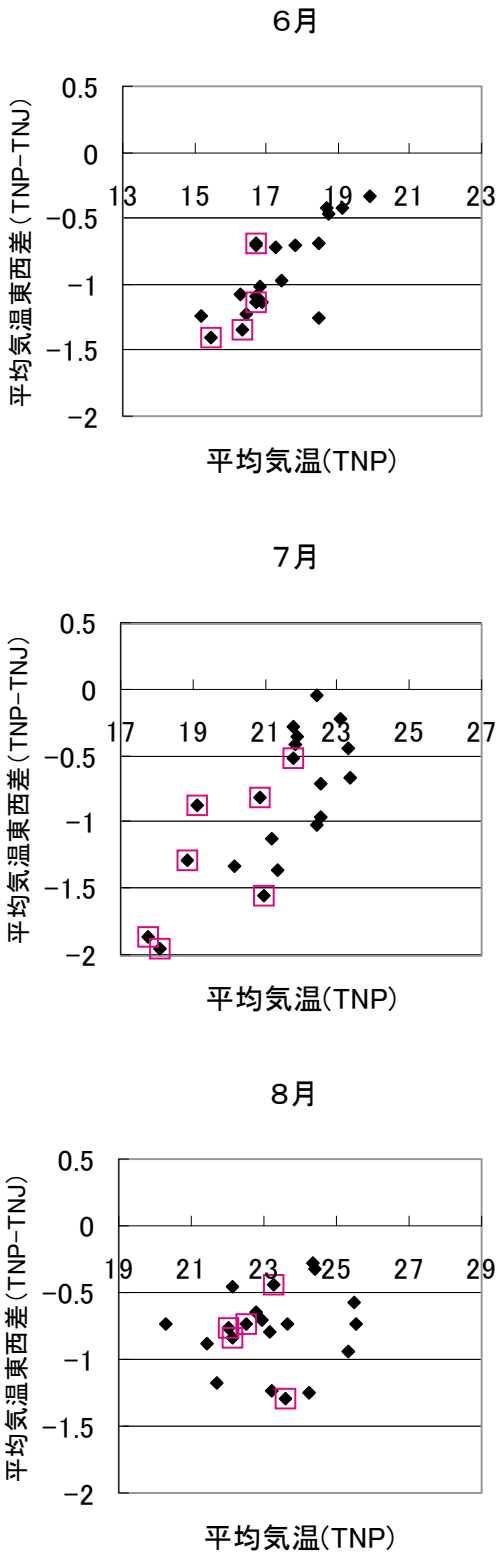
それぞれのカテゴリーにおける循環場の特徴および，分類の妥当性を確認するため，カテゴリー別に合成図を作成する．7月について第4. 1. 10図に示す．ヤマセ型低温では，地上ではオホーツク海方面の高気圧が発達し，本州の南東海上は低圧部で，三陸沖の南北の気圧経度が大きい．500hPa高度は南北に双極子の偏差パターンが見られ，偏西風が分流している．一方，上層寒気型低温ではオホーツク海方面の高気圧は発達していない．また，500hPa高度は北緯40～50度付近で帯状に負偏差である一方，日本の南の亜熱帯高気圧が強く，日本付近では傾圧性が強い．このような循環場の偏差は，田上と新野（2005）による梅雨前線の「明瞭年」の合成図に似ている．

次に8月について第4. 1. 11図に示す．7月と8月で合成図の特徴はやや異なるが，ヤマセ型低温時の地上気圧は，オホーツク海方面の高気圧の発達ならびに本州南東海上における低圧部の存在は7月と8月で共通した特徴である．すなわち，ヤマセ型低温に分類された事例は7月と8月ともに海洋性極気団が東北太平洋側へ流入し易い地上気圧配置であり，上層型低温の地上気圧配置とは明らかに異なる．このため，TNPとTNJの東西平均気温差を用いた低温の型の分類は，妥当であると考えられる．

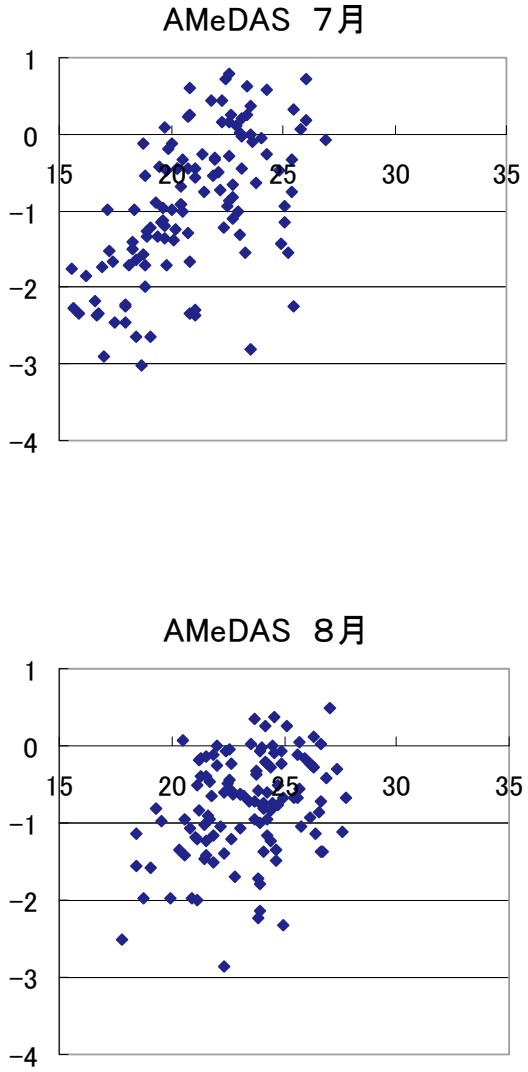
第4. 1. 12図は5～9月におけるヤマセ型低温の割



第4.1.7図　TNPの平均気温に対する回帰係数.
左列はAMeDAS観測値，右列はNCEP-DOEの1000hPa高度．上から順に6月，7月，8月．単位は左図は℃，右図はm．右図の等値線は正偏差（負偏差）が実線（破線）．右図の陰影は危険率5%で統計的に有意な領域.



第4. 1. 8図　TNPの月平均気温（横軸）とTNPとTNJの月平均気温差（縦軸）の散布図.
上から順に6月，7月，8月．AMeDAS観測の地域平均値を使用．東北北部太平洋側の気象官署（むつ，八戸，宮古，大船渡）平均の日照時間平年比が80%以下の事例を□マークでプロットした.



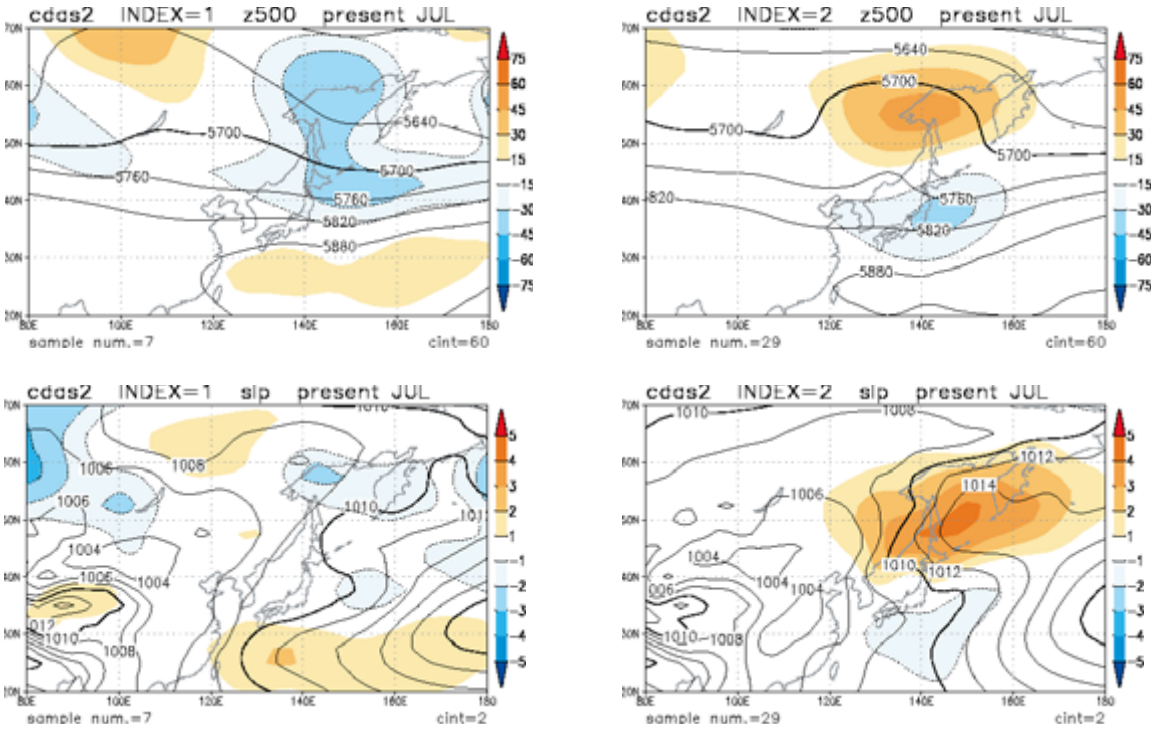
第4. 1. 9図　TNPの半旬平均気温（横軸）とTNPとTNJの半旬平均気温差（縦軸）の散布図.
上図は7月，下図は8月．AMeDAS観測の地域平均値を使用．単位は℃.

合の季節変化である．6月に入るとヤマセ型低温の割合が急激に増加し，7月下旬まで8割前後の割合で推移する．その後次第に減少し，8月は5割程度の割合で推移し，9月に入り急速に0に近づく．ヤマセ型低温の占める割合の大きな時期は，ほぼ梅雨期間に相当している．このような季節変化は経験と良く合っている.

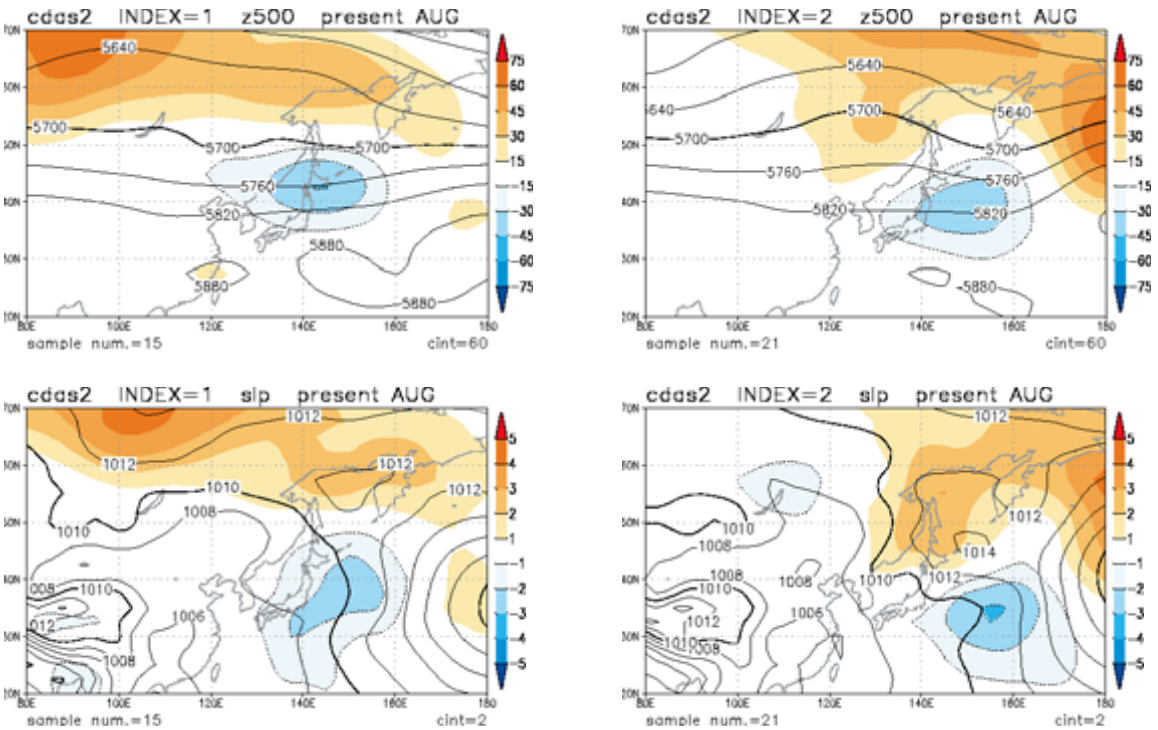
4. 1. 4　地域気候モデルの再現性

(1) ヤマセによる低温事例

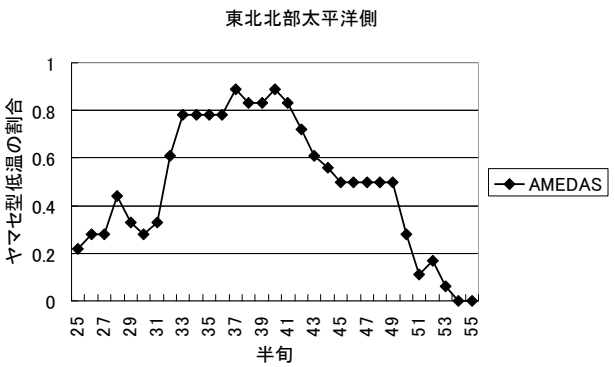
第4. 1. 13図は，地域気候モデルで再現されたヤマセによる低温事例である．モデルの積分7年目7



第4. 1. 10図　7月の上層寒気型低温，ヤマセ型低温における循環場の合成図.
循環場データはNCEP-DOEを使用．左列は上層寒気型低温，右列はヤマセ型低温．低温の型の定義の詳細は本文を参照．上段は500hPa高度（m），下段は地上気圧（hPa）．陰影は平年偏差．平年偏差が負の場合，等値線を点線で示す．各図の左下の数字は事例数.



第4. 1. 11図　8月である以外は第4. 1. 10図と同じ.



第4. 1. 12図　TNPの低温に占めるヤマセ型低温の割合．ヤマセ型低温の定義は本文を参照．ただし，ここでは対象半旬の前後１半旬（20年×3半旬）から低温事例（全体の30%：18事例）を抽出し，それを元にヤマセ型低温と上層寒気型低温の分類を行っている．

月の事例である．RCM60の地上気圧は，オホーツク海方面で高い一方本州の南東海上で低い．この気圧配置パターンは観測事実として示したヤマセ卓越時の実況（第4. 1. 3図）と良く似ている．RCM60の1000hPa気温偏差の特徴も観測（第4. 1. 2図）と良く合っており，北太平洋の海洋性極気団の南西方向へ流出が良く再現されている．また，北海道～関東の太平洋沿岸および沿海州沿岸で寒気が南下する様子も見られる．さらに，RCM60よりも高解像度のRCM20の1,000hPa気温では，北海道～関東の太平洋沿岸および沿海州沿岸における寒気の南下がより鮮明に見られ，東北地方では太平洋側を中心とする低温が観測（第4. 1. 1図）と同様に見られる．

次に，7月の東北地方東方沖の1,000hPa風（RCM20）とTNPとTNJの平均気温差の関係を第4. 1. 14図に示す．1,000hPa風は，NCEP-DOEと同じ解像度に空間平均した値を用いている．東風が強い時ほどTNPとTNJの気温差が拡大するという，観測で示された関係（第4. 1. 5図(a)）が良く再現されている．最小二乗法による線形回帰式の統計量を第4. 1. 1表に示す．切片については観測とRCM20でやや異なるが，RCM20の相関係数や回帰係数は観測に近い値を示している．

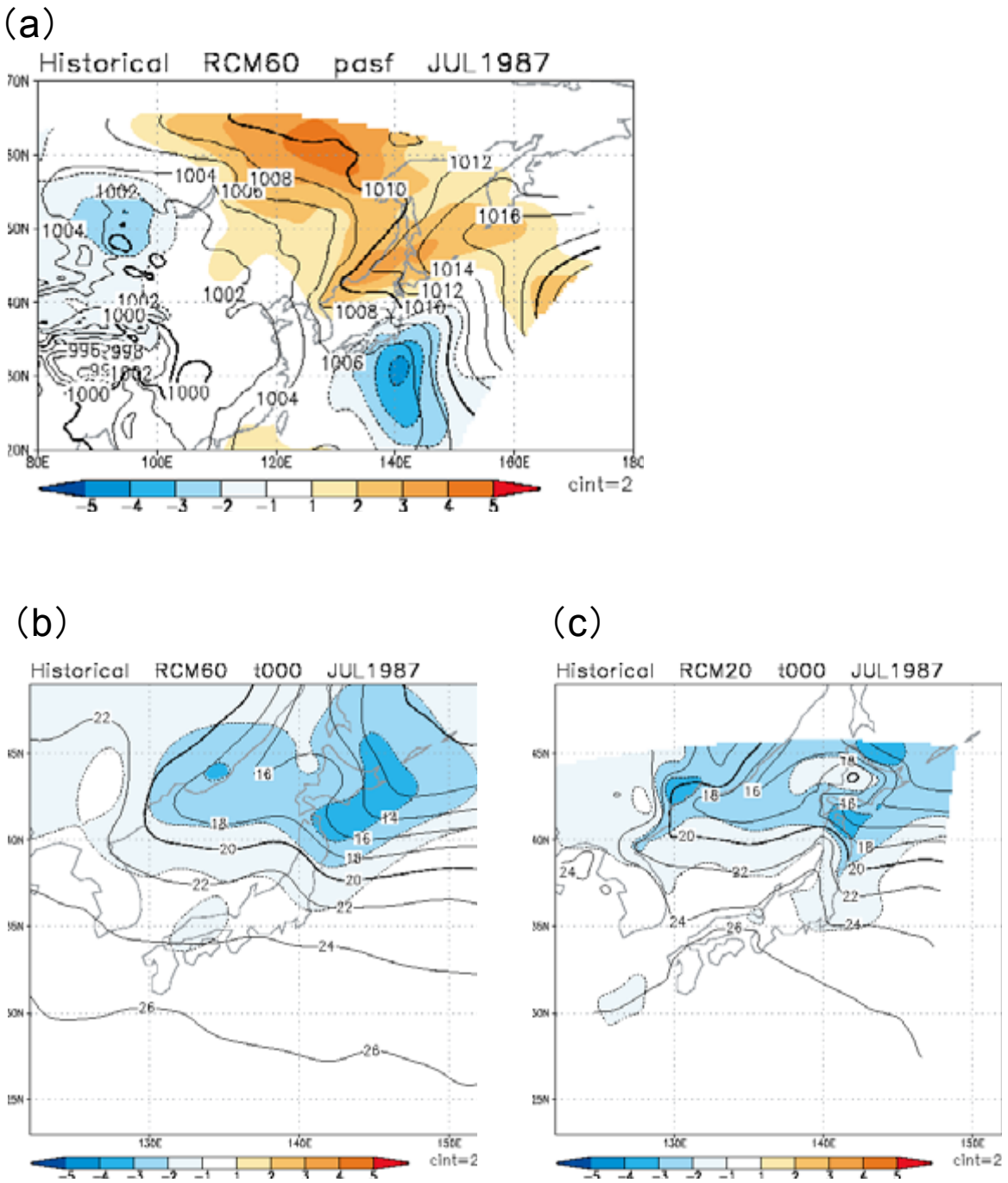
(2) 初夏～盛夏の季節進行

第4. 1. 15図に地域気候モデルの現在気候における地上気圧（RCM60，RCM20）および500hPa高度（RCM60）の20年平均値とその標準偏差を月別に示す．RCM60の地上気圧の気候値を見ると，いずれの月もユーラシア大陸は低気圧，太平洋では高気圧が分布しているが，6～7月は低圧部が日本の南東海上に見られ，太平洋の高気圧は若干くびれている．このくびれは梅雨前線に対応し，その南側は太平洋高気圧と考えられる．8月になると，低圧部は解消し，日本の南海上からオホーツク海にかけては太平洋高気圧が広く覆うようになる．標準偏差の分布を見ると，値の大きな領域は，6月はオホーツク海，7月はオホーツク海北部と本州の南海上，8月は本州の南岸付近に分布している．8月には，北部の大きな標準偏差はオホーツク海からはずれ，東方に移動している．また，RCM60の500hPa高度を見ると，6月から8月にかけて亜熱帯高気圧が次第に北上し，8月になると東日本以西は亜熱帯高気圧圏内に入る．6月はオホーツク海付近で偏西風が分流している．このように，RCM60は実際の季節進行に伴う循環場の変化（第4. 1. 6図）を良く再現している．ただし，月毎に細かく見ると，6月にオホーツク海の地上気圧が周囲よりもやや低いこと，6～7月のオホーツク海の標準偏差の大きな地域がNCEP-DOEよりもやや北寄りであること，7月の中国大陸のトラフと日本付近のリッジの振幅が強い点などがNCEP-DOEとの相違点として挙げられる．次に，RCM20の地上気圧を見ると，標準偏差の分布はRCM60と概ね同様であるが，7～8月は本州から日本海にかけて低圧部が分布しており，NCEP-DOEと異なる．NCEP-DOEでも日本海では周辺よりも若干気圧が低いことや，水平解像度の違いなどを考慮しても，この低圧部は過大である．

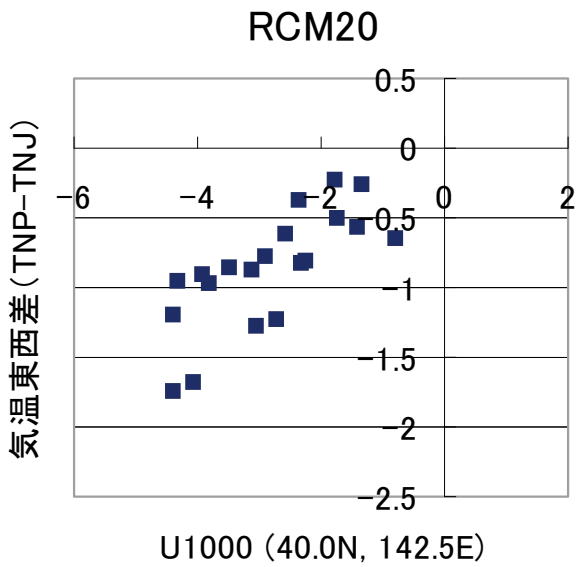
第4. 1. 16図は，RCM20の1.5mの高さの平均気温（以下，平均気温と略記）および1,000hPa高度のTNP平均気温に対する回帰係数分布である．第4. 1. 7図と同様に-1を乗じており，TNP平均気温の平年偏差が-1℃の場合の分布に相当する．6月は，気温の低い領域が東北地方以南に広く分布しており，AMeDAS気温における特徴（第4. 1. 7図）と大きく異なる．1,000hPa高度を見ると，RCM20とRCM60はともに大陸方面に正偏差の中心が位置しており，オホーツク海方面の高度との関係は弱い．一方，7～8月については観測をおおむね再現している．7月は気温の低い領域が東北太平洋側に局在

化しているが，8月になると東西方向の気温の差は不明瞭となる．このような特徴は1,000hPa高度偏差からも読み取れる．7月はオホーツク海方面に正偏差が分布し，海洋性極気団が流入し易いことを示唆しているが，8月になるとそれは不明瞭となる．ただし，モデルでは7月に本州南東海上に1,000hPa高度の明瞭な負偏差が見られる点，7月に低温領域の東北南部以南への広がりが弱いことなどは，観測との相違点である．これについては4. 1. 5節で再度触れたい．

第4. 1. 17図はTNP平均気温と，TNPとTNJの平均気温差（以後，気温の東西差と呼ぶこともある）の散布図である．6月および8月は相関が弱く，7月は相関が強い．4. 1. 2節で述べたように，この散布図の相



第4. 1. 13図　地域気候モデルで再現されたヤマセによる低温事例．
事例は積分7年目の7月．(a) 地上気圧（hPa），(b) RCM60の1000hPa気温（℃），(c) RCM20の1000hPa気温（℃）．等値線は実況値，陰影は平年偏差．平年偏差が負の場合，等値線を点線で示す．



第4. 1. 14図　RCM20の1000hPa東西風および地上1.5m気温を用いている以外は第4. 1. 5図と同じ．
ただし，RCM20の1000hPa風は，NCEP-DOEと同じ解像度に空間平均した値を用いている．

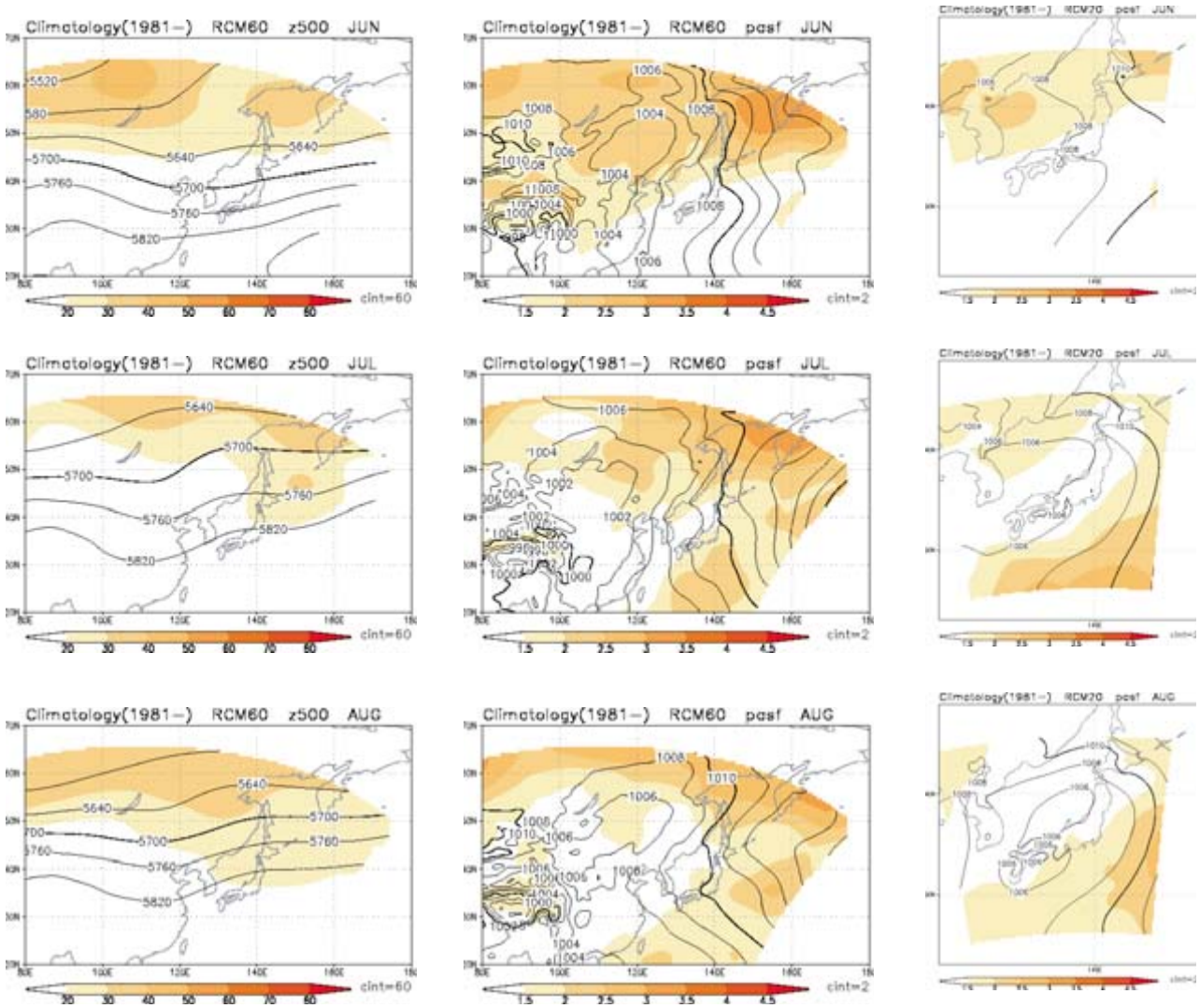
関の強さは，気温の変動に対する海洋性極気団の影響の強さに対応すると考えられる．散布図の特徴は第4. 1. 16図で示した循環場の特徴と整合している．

(3) ヤマセ型低温と上層寒気型低温

第4. 1. 18図は，RCM20の半旬平均気温（地上1.5m）を用いて算出したTNPの平均気温と，TNPとTNJの平均気温差の散布図である．観測で見ら

第4. 1. 1表　第4. 1. 5図および第4. 1. 14図の散布図における線形回帰直線の諸統計量．

	回帰係数	切片	相関係数
観測	0.35	−0.48	0.93
RCM20	0.28	−0.06	0.74

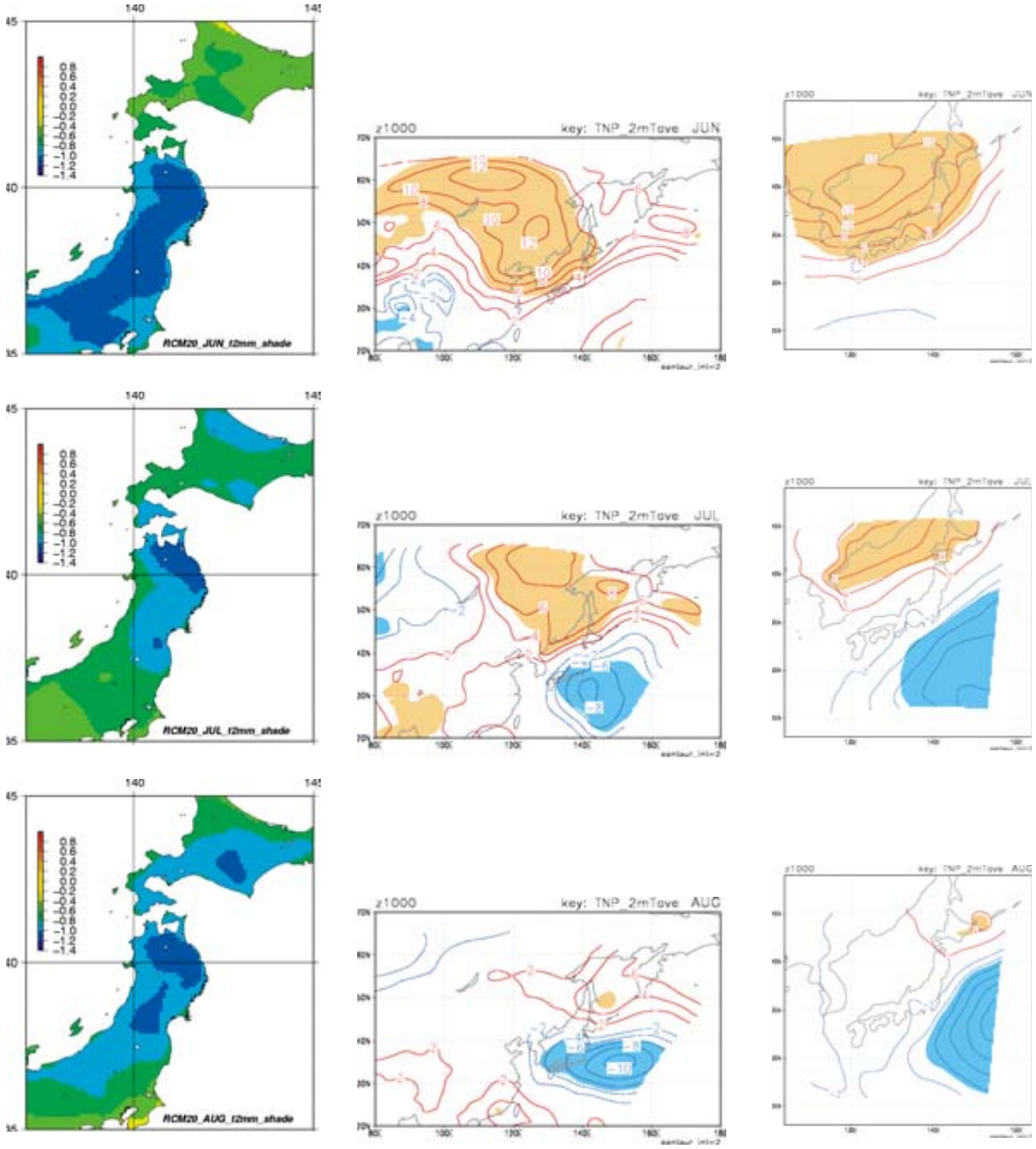


第4. 1. 15図　地域気候モデルの循環場の気候値と標準偏差（現在気候）．
左列はRCM60の500hPa高度，中列はRCM60の地上気圧，右列はRCM20の地上気圧である以外は第4. 1. 6図と同じ

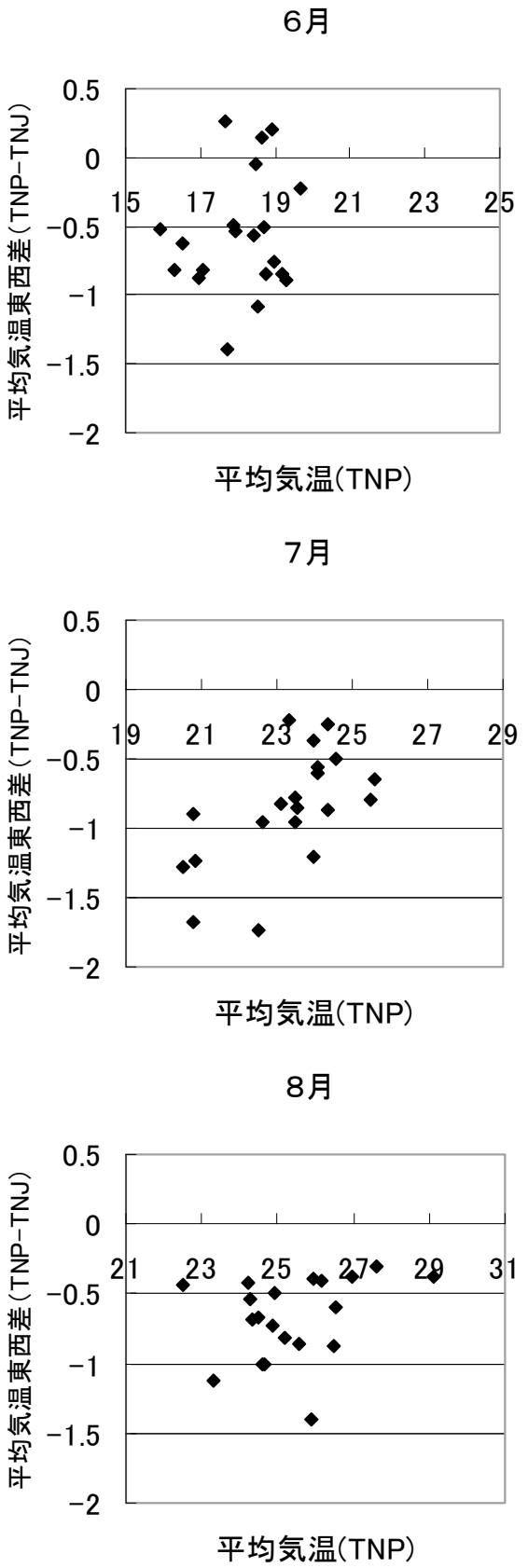
れた特徴（第4. 1. 9図）と同様に, 7月の相関が強く, 8月の相関は弱く，初夏～盛夏への季節変化が再現されている．ただし，RCM20は観測に比べて縦軸方向（気温の東西差）のばらつきが小さく，特に低温時の東西差が観測に比べて小さい．つまり，この半旬平均スケールにおいてもヤマセによる低温は再現されているものの，その強度は観測に比べて弱いと推測される．

AMeDAS観測値と同様の方法で「ヤマセ型低温」と「上層寒気型低温」の分類を行った．第4. 1. 2表に低温に占めるヤマセ型低温の割合を月別に集計したものを示す．6月はモデルのヤマセ型低温の再現性が悪く，観測の半分程度であるが，7月は概ね観測を再現している．8月は観測の70％程度を再現している．

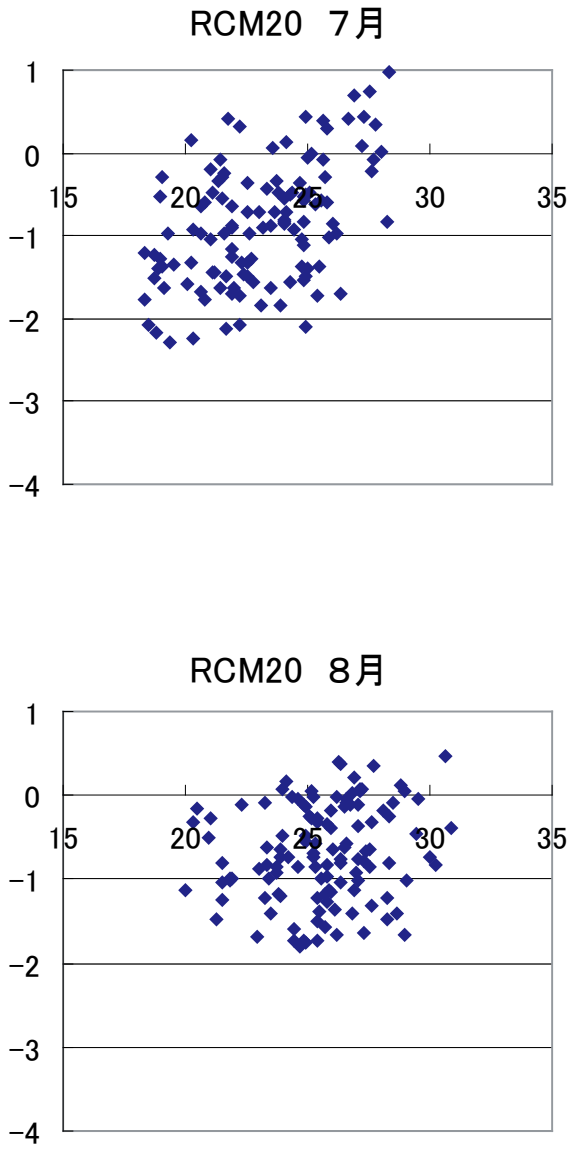
次に，それぞれのカテゴリーの循環場の合成図を



第4. 1. 16図　RCM20のTNPの平均気温（地上1.5m気温）に対する回帰係数.
左列はRCM20の地上1.5m気温, 中列はRCM60の1000hPa高度, 右列はRCM20の1000hPa高度．この他は第4. 1. 7図と同じ.



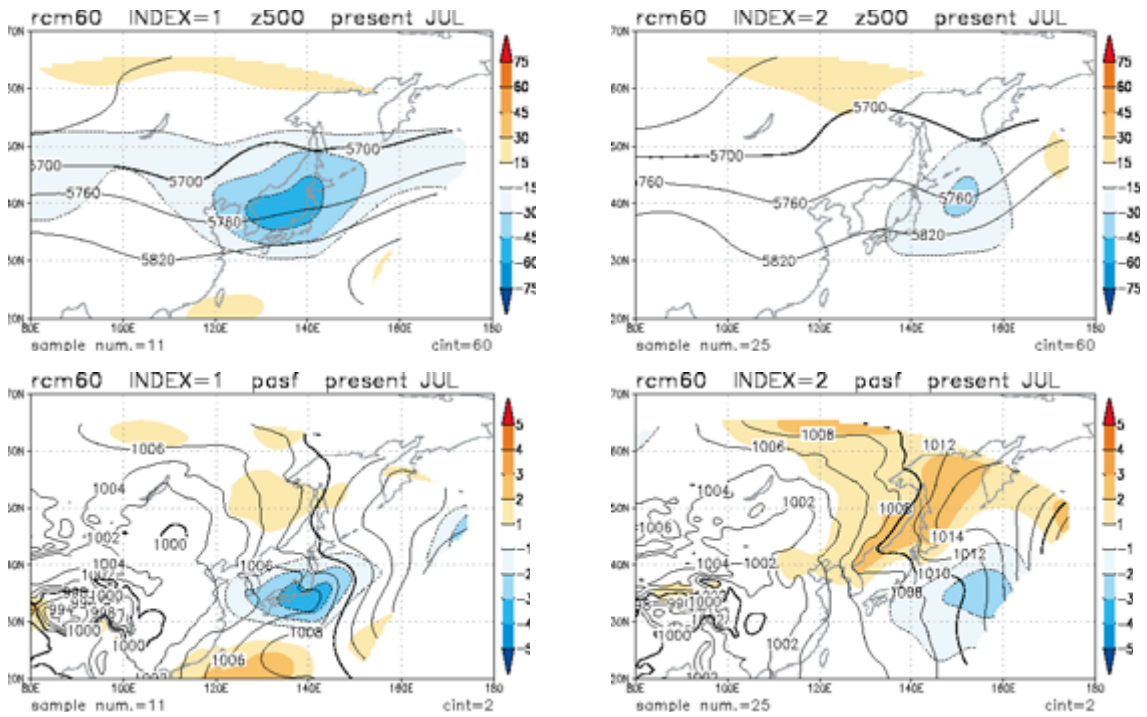
第4. 1. 17図　RCM20の地上1.5m平均気温を用いている以外は第4. 1. 8図と同じ.



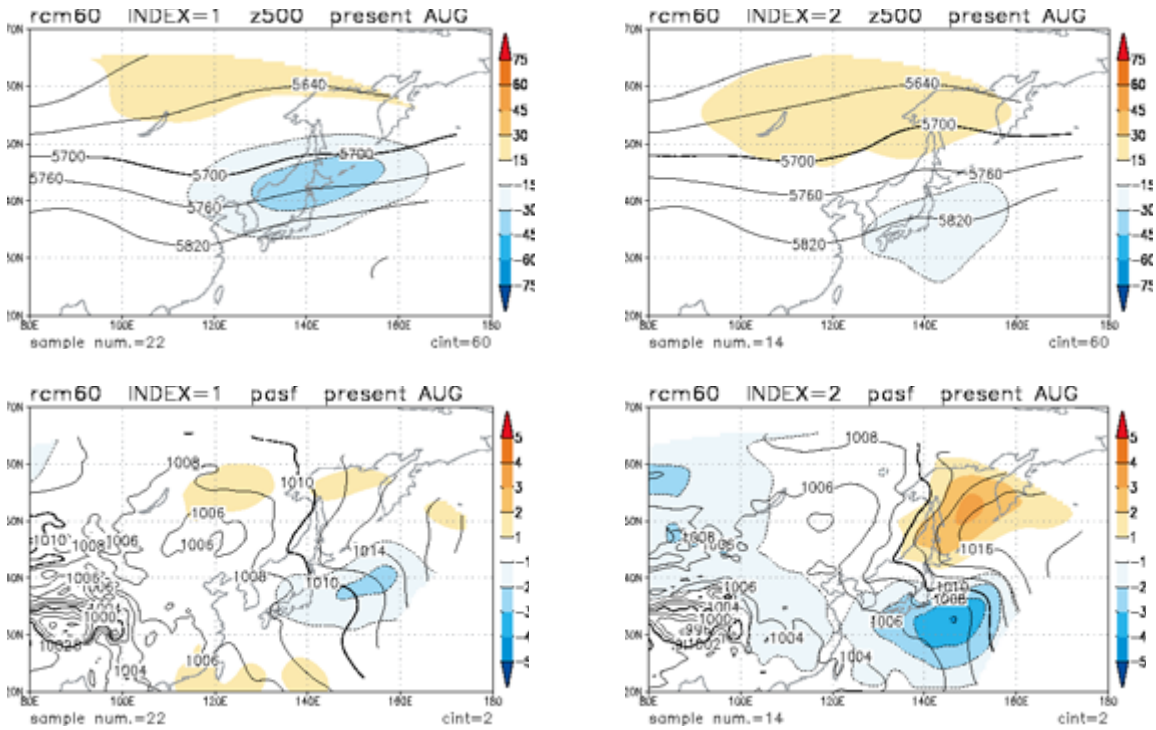
第4. 1. 18図　RCM20の地上1.5m平均気温を用いている以外は第4. 1. 9図と同じ.

第4. 1. 2表　低温に占めるヤマセ型低温の割合.
半旬平均値から低温の型の分類を行い，月別に集計.
ヤマセ型低温の定義の詳細は本文を参照.

	AMEDAS	RCM20現在気候
6月	75%	33%
7月	81%	69%
8月	58%	39%



第4. 1. 19図　RCM60の循環場データを用いている以外は第4. 1. 10図と同じ.



第4. 1. 20図　8月である以外は第4. 1. 19図と同じ.

示す．7月のものを第4. 1. 19図, 8月のものを第4. 1. 20図に示す．ヤマセ型低温の合成図では，7月と8月ともに地上ではオホーツク海方面の高気圧が発達し，本州の南東海上は低圧部で，三陸沖の南北の気圧経度が大きい．これはNCEP-DOEで見られる特徴と同様であり，ヤマセをもたらす地上気圧配置を

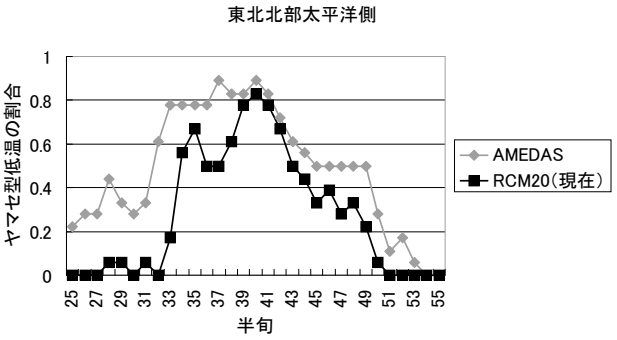
良く再現している．ただし，7月の500hPa高度を見ると，NCEP-DOEで見られた偏西風の分流は不明瞭で，むしろNCEP-DOEの8月の合成図に似ている．次に上層寒気型低温の合成図を見ると，7月と8月ともに地上ではオホーツク海方面の高気圧は発達しておらず，ヤマセ型低温の合成図との違いが明瞭である．また，NCEP-DOEと同様に，上層寒気型低温時は日本の南の亜熱帯高気圧が強い傾向にある．

第4. 1. 21図は低温に占めるヤマセ型低温の割合の半旬毎の変化である．併せて観測の結果（第4. 1. 12図に同じ）について再掲する．RCM20においても出現割合の季節変化が定性的には良く再現されている．しかし，ヤマセ型低温の割合が全体的に少なく，その傾向は5～6月に特に顕著である．

4. 1. 5　将来予測

第4. 1. 22図は将来気候のRCM60の500hPa高度および地上気圧，RCM20の地上気圧である．現在気候からの変化量を陰影で示してある．500hPa高度は7月と8月ともに全般的に上昇している中で亜熱帯域と高緯度域の上昇が明瞭で，相対的に北緯40度付近の上昇が小さい．RCM60の地上気圧を見ると，7月と8月ともにオホーツク海北部や亜熱帯域では上昇する一方で，日本付近では下降する．RCM20の地上気圧は，現在気候と同じく日本海に中心をもつ低圧部が存在している．また，RCM20においてはRCM60で見られる日本付近の気圧の下降は7月と8月ともに不明瞭である．RCM60で見られる北西太平洋の地上気圧および500hPa高度の上昇は，亜熱帯高気圧の強まりに対応するものと考えられ，同様の傾向はCGCM-2. 2でも見られる（Kurihara *et al.*，2005；Kitoh and Uchiyama，2006）．

第4. 1. 23図は，将来気候のRCM60とRCM20の循環場の年々変動量である．現在気候からの変化率を陰影で示してある．まず7月に注目すると，500hPa高度の変動量は若干減少傾向である．RCM60の地上気圧の変動量は，東日本以北では500hPa高度と同様に減少傾向であるが，西日本から東シナ海にかけて増加域が見られる．これは北西太平洋に分布する変動の大きな領域が現在気候よりも北西方向へ広がったと捉えることもできる．

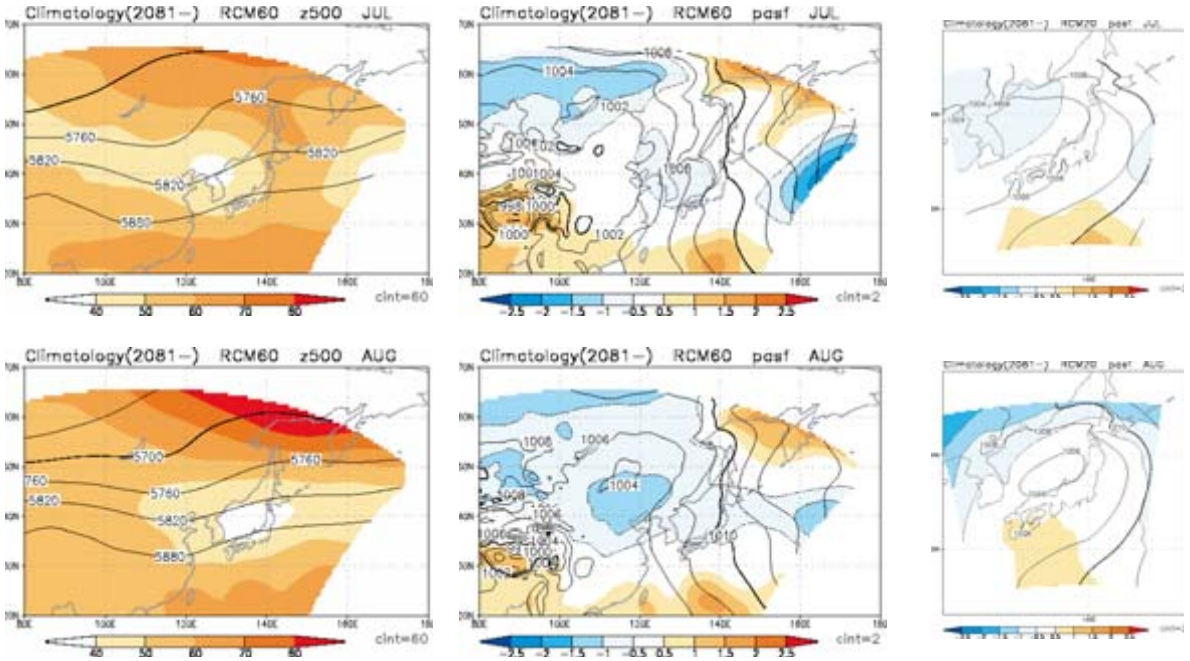


第4. 1. 21図　TNPの低温に占めるヤマセ型低温の割合．黒色はRCM20の地上1.5m気温，灰色はAMeDAS観測値から算出．その他は第4. 1. 12図と同じ．

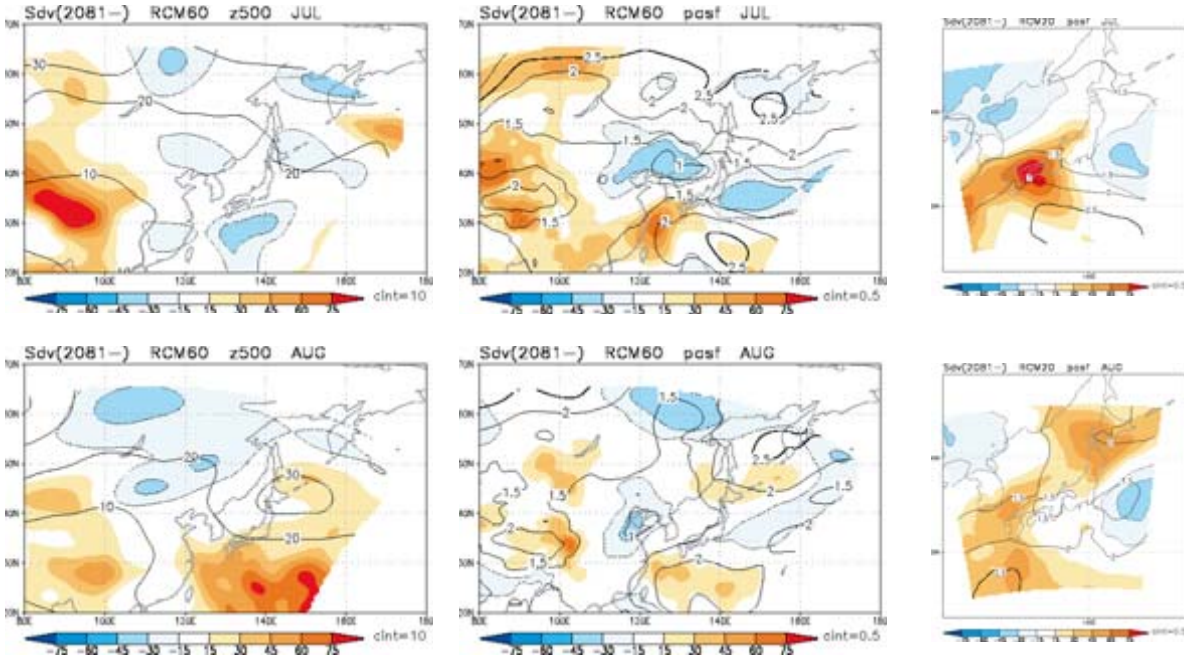
RCM20ではこの増加はさらに明瞭である．8月については，500hPa高度とRCM60の地上気圧ともに，本州南海上と千島列島付近で変動量が増加している．すなわち，亜熱帯高気圧とオホーツク海高気圧の変動がともに増大している．RCM20でも同様の傾向であるが，変動の大きな地域が東北～北海道南部に見られ，RCM60とやや異なる．

第4. 1. 24図は，将来気候のTNP月平均気温および，TNPとTNJの月平均気温差の散布図である．6月の結果は現在気候の再現性が悪いため省略している．第3章で示したように（第3. 3. 1図），7～8月のTNPの平均気温は2℃前後上昇し，年々変動幅は大きく変化しないため，絶対値で見た場合の低温は減少している．月別に見ると，7月は気温と東西気温差の相関が強いことから，現在気候と同様にヤマセに伴う寒気の南下の強弱で気温が変動していると考えられる．ただし，現在気候で見られたような東西気温差が-1.5℃を下回るような事例はないことから，ヤマセによる局地的な強い低温の発生は減少している．8月については，現在気候と同様に相関が弱い．また，7月と同様，東西気温差が大きい低温年が現在気候に比べ減少している．一方，30℃を超えるような顕著な高温年が見られ，年々変動の幅が現在気候に比べて若干増加しているように見える．標準偏差を計算すると現在気候では1.5℃，将来気候では1.8℃となるが，統計的に有意な変化とはなっていない．

第4. 1. 25図は低温に占めるヤマセ型低温の割合の半旬毎の変化である．現在気候の結果も併せて示してある．現在気候の再現性の良かった7～8月に

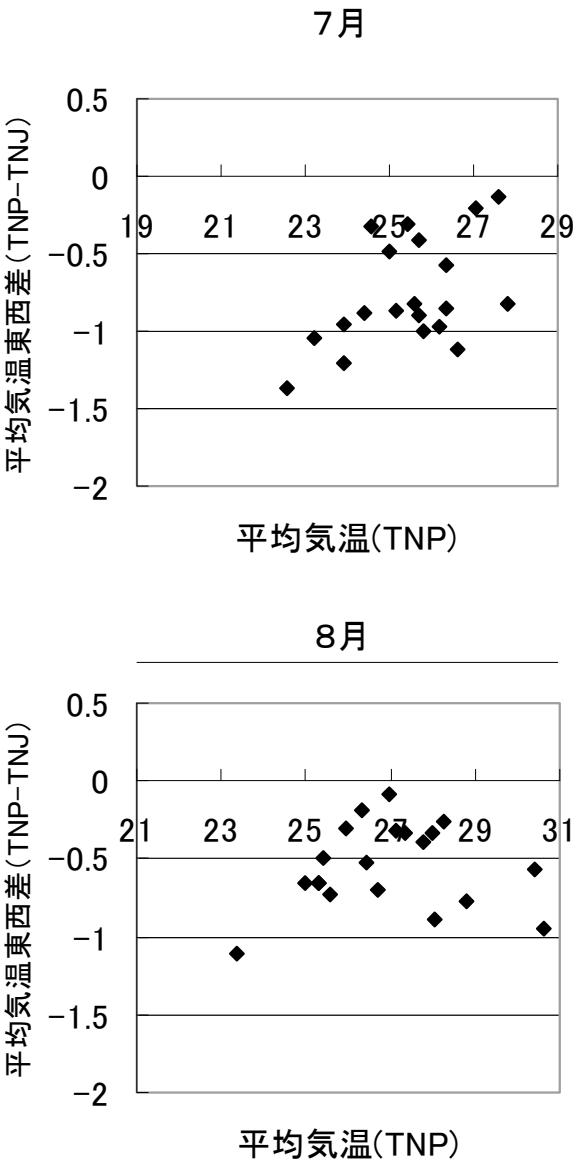


第4. 1. 22図　将来気候（2081-2100年）の地上気圧の気候値（等値線）と現在気候からの変化量（陰影）．
左から順にRCM60の500hPa高度（m），RCM60の地上気圧（hPa），RCM20の地上気圧（hPa）．変化量が負の場合，等値線を点線で示す．

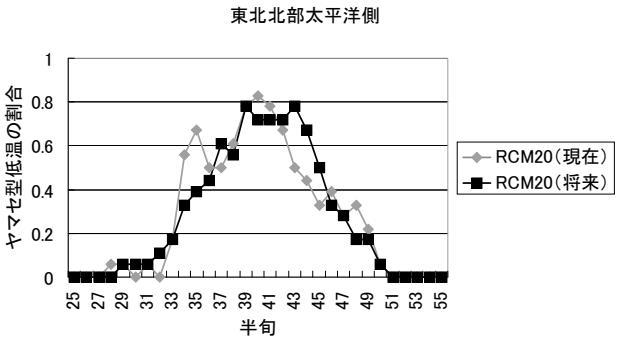


第4. 1. 23図　将来気候（2081-2100年）の地上気圧の標準偏差（等値線）と現在気候の標準偏差からの変化率（陰影）．
その他は第4. 1. 22図と同じ．

注目すると，梅雨期から盛夏期への移行期に将来気候と現在気候の違いが見られる．将来気候では，ヤマセ型低温の割合の大きい状況が8月上旬まで続いており，割合の大きな時期は現在気候よりも10日程度遅延している．なお，低温に占めるヤマセ型低温の割合を月別に集計した場合は，7月は69％，8月は42％となり，現在気候の結果（第4. 1. 2表）とほとんど変わらない．将来気候では8月中〜下旬に



第4. 1. 24図　将来気候である以外は第4. 1. 17図と同じ．ただし，6月は省略．



第4. 1. 25図　RCM20の現在気候（灰色）と将来気候（黒色）である以外は第4. 1. 21図と同じ．
ただし，将来気候の対象半旬の前後1半旬（20年×3半旬）から低温事例（全体の30%：18事例）を抽出し，それを元にヤマセ型低温と上層寒気型低温の分類を行っている．低温の型の分類方法は本文参照．

ヤマセ型低温の割合が現在気候よりも若干減るため，月別に集計すると違いが不明瞭になる．

4. 1. 6　議論

(1) 8月のヤマセ型低温の減少

4. 1. 2節において，観測事実として8月になるとTNPでヤマセによる低温が減少することを示した（第4. 1. 7図, 第4. 1. 8図, 第4. 1. 9図, 第4. 1. 12図）．この理由を考察してみたい．

第1に考えられる理由は，循環場の年々変動の季節変化である．ただし，これの多くを規定するのは循環場の平均状態であるため，後述の事柄とも密接に関連する．第4. 1. 6図を見ると，6〜7月はオホーツク海付近の標準偏差が大きいが，8月になるとその付近の標準偏差は小さくなる．すなわち，8月になるとオホーツク海付近で高気圧が発達する事が少なくなるため，ヤマセの発現が少なくなると考えられる．地上のオホーツク海高気圧の発達に対し，対流圏上層のブロッキング高気圧の発達が密接に関連するため（Nakamura and Fukamachi，2004），本質的には，8月になると極東域でブロッキング流が卓越しにくくなることが第1の理由であると考える．これは，8月のオホーツク海〜東シベリアにおける500hPa高度の標準偏差が6〜7月に比べて減少していることからも分かる．

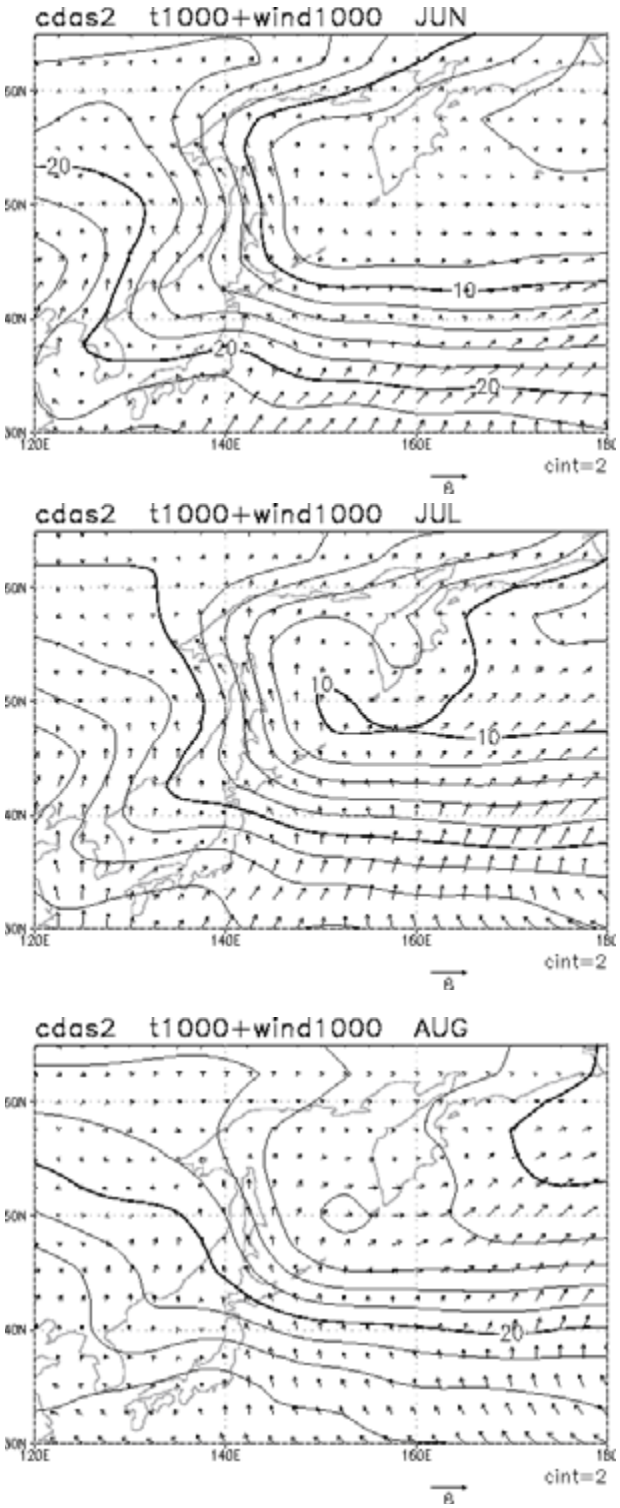
もう一つは，平均場の季節変化である．東北地方は平年では7月下旬頃に梅雨明けとなる．極東域の循環場の観点から見ると（第4. 1. 6図），梅雨期から盛夏期への変化は，亜熱帯高気圧（亜熱帯ジェット）の東北以北への北上と，北西太平洋のモンスーントラフの深まりで特徴づけられる．これとともに，梅雨前線は不明瞭となり，東北地方にも海洋性の熱帯気団が侵入しやすくなる．第4. 1. 26図に1,000hPa面の風と気温の平年値を示す．6〜7月は，東北地方は海洋性熱帯気団と海洋性極気団の遷移帯内にあるが，8月になると遷移帯は北上し，東北地方は遷移帯の南縁域に位置するようになり，東北地方での気温の傾度が弱まっている．また, オホーツク海〜ベーリング海海洋性極気団は6〜7月よりも高温となっている．これらは海面水温の季節変化とも関連すると考えられる．以上のような大規模循環場や海面水温の平均状態の季節変化が，8月にTNPでヤマセによ

る低温が減少するもう一つの理由であると考える．

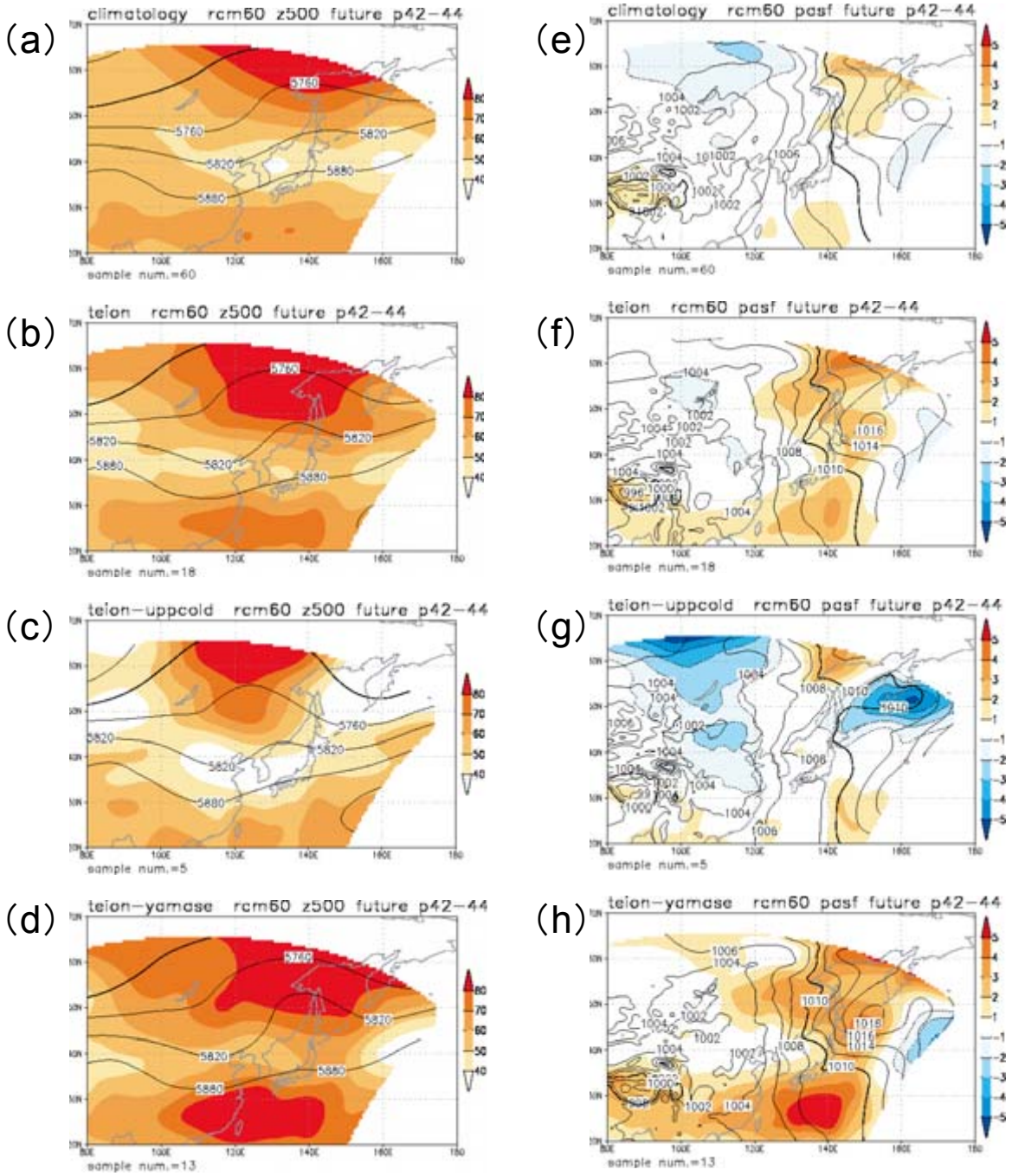
(2) ヤマセ型低温の割合の変化

将来気候の月平均気温を解析すると，東北北部太平洋側では7月および8月はヤマセ型低温が増大する傾向は見られず，むしろ，強いヤマセ型低温は減少している（第4. 1. 24図）．しかし，半旬平均値を用いた解析では，梅雨期から盛夏期への移行期において低温に占めるヤマセ型低温の割合が増大していた（第4. 1. 25図）．この時期にヤマセ型低温の割合が増える要因として考えられる事項を2つ挙げる．

第4. 1. 27図は42～44半旬における将来気候の循環場合成図および，現在気候からの変化量である．将来気候の気候値を見ると，オホーツク海付近の地上気圧が現在気候に比べ1hPa程度上昇しており，月平均場（第4. 1. 22図）の上昇量に比べ大きい．またその付近の500hPa高度の上昇も月平均場に比べやや大きい．次に低温時（将来気候における各半旬の低い方から30％）の地上気圧合成図を見ると，千島列島付近が高圧部であり，海洋性極気団が東北地方へ流入し易い．オホーツク海～千島列島付近では，地上と500hPa面ともに高気圧性の循環が強まっており，気候値の変化よりも大きい．このように，この時期の将来気候の低温時は，現在気候に比べオホーツク海方面の高気圧が強くなる一方で，関東南岸の梅雨前線付近で気圧の上昇はこれに比べて弱く，オホーツク海から寒気が流れ込みやすくなることが分かる．さらに，低温をヤマセ型低温と上層寒気型低温に分けると，将来気候のヤマセ型低温では，オホーツク海付近において，偏西風の蛇行と地上の高気圧が現在気候の同カテゴリーよりも強まる．また，上層寒気型低温でも偏西風の蛇行が見られる．すなわち，将来気候では梅雨期から盛夏期への移行期において，極東域で偏西風が分流しやすい状況になる．これがこの時期にヤマセ型低温の割合が増える一つの要因だと考えられる．Nakamura and Fukamachi（2004）によれば，7月はシベリアを流れる偏西風の基本場の性質から東シベリアではブロッキング高気圧が発達し易く，これが地上のオホーツク海高気圧の発達に関与する．上に述べた偏西風の蛇行は，偏西風の基本場の変化と密接に関連すると考えられる．このため，第4. 1. 25図に示し



第4. 1. 26図　平年の1000hPa面の風と気温．
上から順に，6月，7月，8月．等値線は気温，ベクトルは風（m/s）．等値線間隔は2℃．ベクトルの長さの基準は図の右下に示す．データはNCEP-DOE.



第4. 1. 27図　将来気候の第42～44半旬の合成値（実線）と現在気候からの変化量（陰影）．
左列は500hPa高度（m），右列は地上気圧（hPa）．（a），（e）は将来気候の気候値．また，（b），（f）は低温時，（c），（g）は上層寒気型低温時，（e），（h）はヤマセ型低温時の合成図．図に示した変化量は現在気候の同カテゴリーからの変化量．低温は現在気候と将来気候で各半旬平均気温の下位30％で定義．変化量が負の場合，等値線を点線で示す．

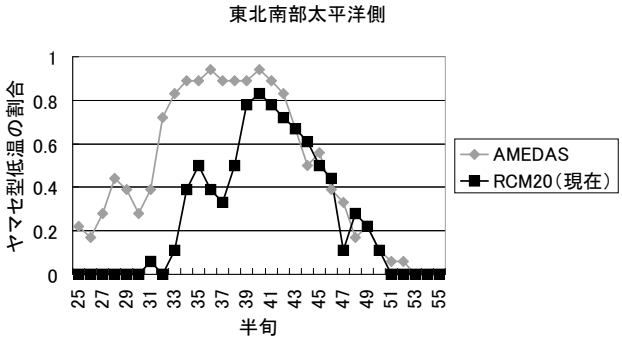
た変化をさらに支持するためには，CGCMの大規模循環場の変化についても解析する必要がある．なお，第4. 1. 27図ではヤマセ型低温時の合成図で亜熱帯高気圧の強まりが最も明瞭であるが，現在気候ではヤマセ型低温と亜熱帯高気圧との関係は不明瞭で，むしろ上層寒気型低温と亜熱帯高気圧の関係が強かった（第4. 1. 19図，第4. 1. 20図）．将来気候では上層寒気型低温とヤマセ型低温の複合型が増えるのかもしれない．

もうひとつの要因として考えられるのは，将来気

候の梅雨明けの遅れである．Kitoh and Uchiyama（2006）の解析によれば，CGCMの将来気候（2071-2100年）の梅雨明けは遅くなる傾向にあり，その原因を将来気候のエルニーニョ型の海面水温に求めている．観測ではヤマセ型低温の割合の大きな時期がほぼ梅雨期に一致しているが，この理由として，梅雨期間中は梅雨前線が低圧部となるため，オホーツク海方面で高気圧が発達すれば海洋性寒気団が低圧部に向かって流れ込みやすくなるからであると考えられる．このため，エルニーニョ型の海面水温によるCGCMの梅雨明けの遅れが，海洋性寒気団の影響が東北地方に及ぶ期間の遅延に関与している可能性がある．

（3）RCM20のヤマセの南下

第4. 1. 7図と第4. 1. 16図の7月について比べると，TNPの低温時，RCM20では東北南部以南の太平洋側地域では観測で見られるほどの低温にはなっていない．1000hPa高度との回帰図では，RCM20やRCM60では本州南東海上に低圧部があり，観測よりも気圧の南北経度が大きいにも関わらず低温域が南へ拡大しない．東北南部太平洋側地域を対象に第4. 1. 21図と同様のものを作成したのが第4. 1. 28図である．6月から7月前半にかけては低温に占めるヤマセ型低温の割合は観測の半分以下しかなく，ヤマセ型低温の再現性の点では東北北部より悪いことが明瞭である．この原因については推測の域を出ないため，事項を挙げるに留めておきたい．まず，モデルの問題点として，①日本周辺の海面気圧場の再現性がよくなく，ヤマセ時の風の詳細な分布の再現性に問題がある点があげられる．また，木村（1995）が示したヤマセの南下メカニズムに従って考えると，②モデルの東北太平洋側の山脈のトップの標高が実際よりも低い点，③下層雲の再現性が悪い点なども原因として考えられる．



第4. 1. 28図　東北南部太平洋側地域である以外は第4. 1. 21図と同じ．

4. 1. 7　まとめ

本研究では，海洋性極気団の南西方向への大規模な流出を広義におけるヤマセと捉え，半旬～月平均気温から，RCM20のヤマセの再現性の評価および将来予測を行った．併せてRCM60の大規模循環場の解析も行った．本研究により以下のことが示された．

東北地方の夏季の低温は，ヤマセの南下に伴う太平洋側を中心とした低温（ヤマセ型低温）と，東北地方全体の気温が低下する低温（上層寒気型低温）があるが，前者は6月と7月，後者は8月に現れやすいことが観測結果の解析から見出された．モデルでは7月と8月は観測と同様の低温型が支配的であったが，6月のヤマセ型低温は再現されていなかった．なお，モデルではヤマセの南下に伴う低温は定性的には再現されていたが，観測に比べて程度が弱かった．特に東北南部以南への南下が弱かった．

半旬平均値に基づき東北北部太平洋側（TNP）と東北北部日本海側（TNJ）の平均気温差から低温型を分類し，ヤマセによる低温事例を抽出した．循環場の合成図および，ヤマセ型低温の割合の季節変化から，この分類法の妥当性を確かめた．モデルにおいても，ヤマセ型低温の割合の季節変化が定性的には良く再現されていた．

温暖化時（将来気候）は，7～8月の東北北部太平洋側（TNP）の平均気温は2℃前後上昇するため，絶対値で見た場合の低温は減少していた．月平均場ではヤマセによる強い低温は現われにくくなる一方，半旬平均場では梅雨期から盛夏期の移行期に，低温に占めるヤマセ型低温の割合の大きな時期が10日程度遅延することが示された．

参考文献

卜蔵建治，2001：ヤマセと冷害，成山堂書店，pp. 148

Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino and G. L. Potter,

2002：NCEP-DOE AMIP-Ⅱ Reanalysis（R-2），*Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 1631-1643.

加藤内蔵進，1995：ヤマセに関するオホーツク海高気圧の総観的特徴，気象研究ノート「ヤマセ」，**83**，67-90.

気象庁，1972：季節予報作業指針，pp. 468.

木村龍治，1995：ヤマセの地球流体的側面，気象研究ノート「ヤマセ」，**183**，91-105.

Kodama Y.-M., 1997：Airmass transformation of the Yamase air-flow in the summer of 1993. *J. Met. Soc. Japan*, **75**, 737-751.

工藤泰子，1984：典型的なヤマセ時のオホーツク海気団の特性－1981年6月18～21日の事例解析－，天気，**31**，411-419.

Kurihara, K., K. Ishihara, H. Sasaki, Y. Fukuyama, H. Saitou, I. Takayabu, K. Murazaki, Y. Sato, S. Yukimoto and A. Noda, 2005：Projection of climatic change over Japan due to global warming by High-Resolution Regional Climate Model in MRI. *SOLA*, **1**, 97-100.

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

Ninomiya, K. and H. Mizuno, 1985：Anomalous cold spell in summer over northeastern Japan caused by northeasterly wind from polar maritime airmass, *J. Met. Soc. Japan*, **63**, 845-871.

Takai, H., H. Kawamura and O. Isoguchi, 2006：Characteristics of the Yamase Winds over oceans around Japan observed by the scatterometer-derived ocean surface vector winds. *J. Met. Soc. Japan*, **84**, 365-373.

田上浩孝，新野宏，2005：梅雨前線の明瞭・不明瞭年の大規模場の特徴，気象研究ノート「2003年 日本の冷夏」，**210**，83-97.

坪井八十二，1986：気象と農業生産，養賢堂，pp. 259.

Kitoh, A. and T. Uchiyama, 2006：Changes in onset and withdrawal of the East Asian summer rainy season by multi-model global warming experiment. *J. Met. Soc. Japan*, **84**, 247-258.

4.2　冬季の降水*

4.2.1　はじめに

本節は，冬季の降水についてRCM20がどの程度再現しているか検証し，その結果を踏まえて温暖化に伴う変化を調べる事を目的としている．再現性の検証は，RCM20で再現された冬季降水と現実の冬季降水とを比較することにより行う．また温暖化に伴う変化は，RCM20で再現された冬季降水とRCM20による将来予測を比較することで調べる．

日本の冬季降水の特徴はすでに多くの研究者により調べられているが，本研究ではこれまでに行われた解析方法を参考に新たなデータで解析し，特徴をまとめる．特に，総観規模以上のスケールで現れる特徴とメソスケール以下のスケールで現れる特徴の，二点に注目した．

総観規模以上のスケールの特徴に注目するのは，その特徴が冬季の降水の大まかな特徴を捉えるのに有効だからである．梅本（1991）は，暖冬年と寒冬年を，季節風による降水と低気圧による降水のバランスにより説明する事ができるとしている．季節風による降水となるか低気圧による降水となるかは，温帯低気圧の振る舞い次第であり，総観規模以上のスケールの現象である．

メソスケール以下のスケールの特徴に注目するのは，日本，特に日本海側の冬季の降水は局地性が強いことが知られているからである．児玉ら（1995）は，厳冬期の日本海側の降水のスケールが100km～450kmで変動しており，その変動には高い頻度でメソスケールの擾乱が関与すると述べている．メソスケールの擾乱は里雪型の降水に関係する事も知られており（藤田，1966），人口の集中する平野部に気象災害をもたらしやすい．このため，メソスケール以下のスケールの降水が再現されるかどうかは，モデルの有用性の観点から重要である．また，RCM20の水平格子間隔20kmは，2,000km以下のスケールで特徴付けられるメソスケールの現象が再現されると期待される程度の解像度である．

本研究で用いる解析方法は，主に梅本（1991）と児玉ら（1995）で用いられたものである．児玉ら（1995）は，500hPa気温が降水に与える影響を議論しているが，本研究ではそれに加えて500hPaのトラフの影響も調べる．日本海上で発生するメソスケール擾乱の発生には，対流圏中層の寒冷渦の存在が重要であることが知られているからである．（Ninomiya，1989）．

本節は，以下のような構成とした．4.2.2で解析データ，4.2.3で解析方法を説明する．4.2.4では現実の降水現象について，4.2.5では再現実験による降水現象の再現性について述べ，4.2.6では将来予測結果から温暖化に伴う変化を記述する．4.2.7はまとめとした．

4.2.2　解析データ

用いたデータは以下のとおりである．実験結果については，全てRCM20のデータを用いている．実験と比較する現実の降水現象を解析するためのデータとして，降水量はAMeDAS，その他のデータはNCEP-DOEを用いている（詳細は第2章を参照）．対象期間は，再現実験では1981年から2000年，将来予測では2081年から2100年の厳冬期（12月20日～2月28日）とした．どの要素についても，日別データを用いている．ただし解析雨量データ（新保，2001）との比較をする際は，月平均値を用いた．

4.2.3　解析方法

解析に以下のような方法をとる．再現性の検証については，全ての解析を現実の降水現象と再現実験での降水現象との両方で行い，両者の解析結果を比較することで行っている．温暖化に伴う変化を調べる際の将来予測の解析についても，同様の解析方法を用いた．

まず，対象期間内（厳冬期全体）の全ての日を季節風日（M型）と非季節風日（O型）に判別し，総観規模以上のスケールについて降水の特徴を調べる．そのために，M型，O型それぞれの積算降水量とその厳冬期全体の積算降水量への寄与率，日平均降水量を求める．次にメソスケール以下のスケールに着目し，季節風日について日本海側の地域を対象に降水の特徴を調べる．ここでは季節風日全てを500hPa気温（以下T500）によりカテゴリ分けを

* 倉橋　永（仙台管区気象台予報課，現　気象庁数値予報課）

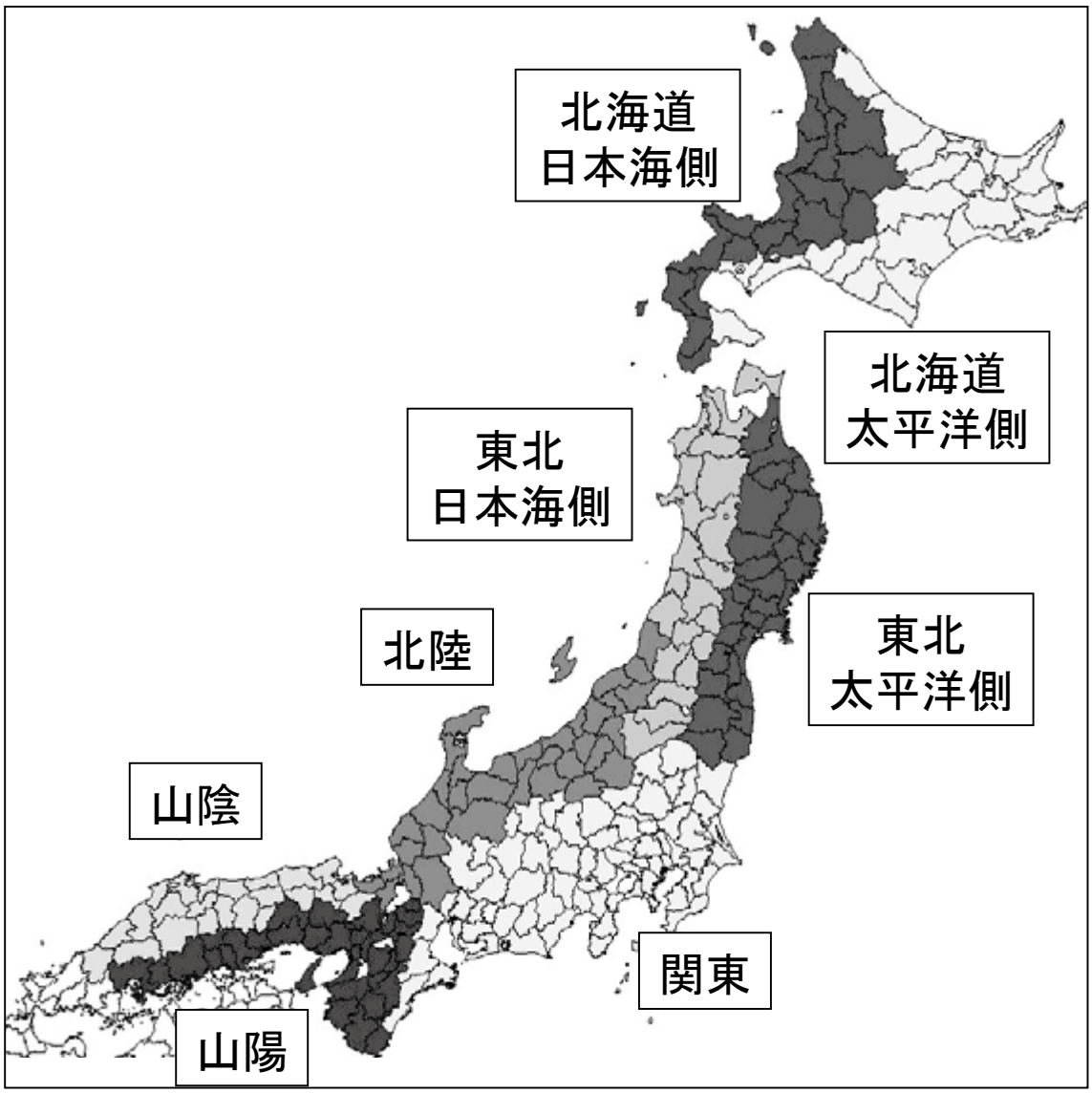
し，降水量と降水の水平スケールを見積もることで，T500が与える降水への影響を調べる．詳細な地形の影響を調べる場合を除いて，降水量は地域平均を用いた．総観規模以上のスケールの特徴を調べる際には地方単位で，メソスケール以下の降水の特徴を調べる場合は気象庁が注意報・警報発表に用いる2次細分区域単位で平均をした．用いた地方と2次細分区域は第4. 2. 1図のとおりである．各解析方法の詳細を以下に示す．

(1) 季節風日と非季節風日の区別

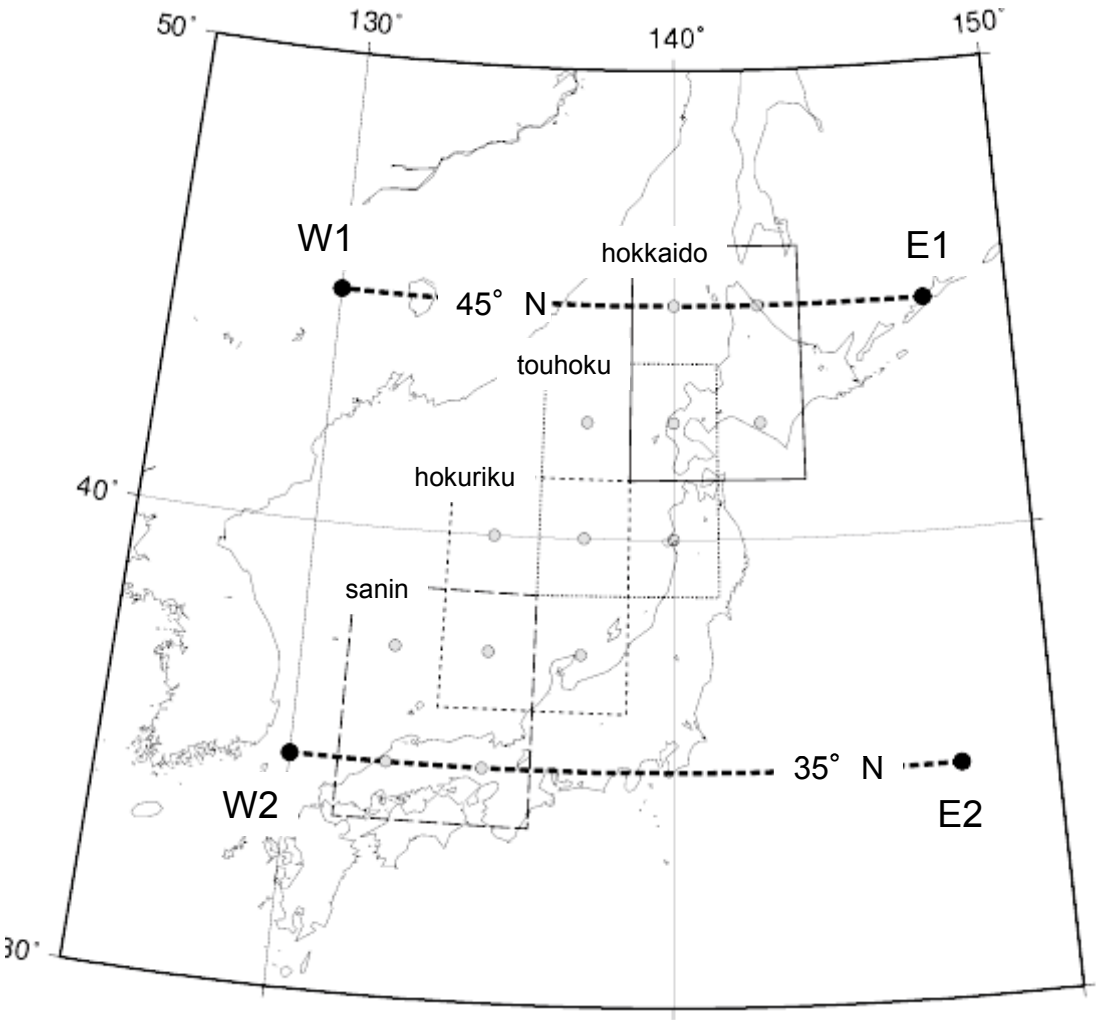
季節風日と非季節風日の区別は，基本的に児玉ら（1995）と同様である．東西気圧偏差（冬型指数：ΔP_{WE}）が9.0hPa以上のときを季節風日としている．冬型指数は以下のように求める．

$$\Delta P_{WE}=\{SLP(W1)-SLP(E1)+SLP(W2)-SLP(E2)\}/2$$

ここで，SLPは海面更正気圧，W1，W2，E1，E2は第4. 2. 2図中の点である．児玉ら（1995）ではE1とE2の経度が東経150度だが，本解析では東経147.5度としている．これは，東経150度はRCM20の領域外となるからである．なお，NCEP-DOEとRCM20の解像度が大きく異なることを緩和するため，RCM20データは平均処理をしてNCEP-DOEデータと同じ格子点上にデータを作り直した．



第4. 2. 1図　本節で使用する地域分け．実線による区分が2次細分区域，塗り分けが地方を表す．



第4. 2. 2図　季節風日と非季節風日の判別に用いる格子点（黒丸）と，T500によるカテゴリ分けに用いる格子点（灰色の丸）．後者は地方ごとに用いる格子が異なる．格子点はNCEP-DOEの格子点で，RCM20データは平均処理によりNCEP-DOEの格子点にデータを作り直した．

(2) T500によるカテゴリ分け

季節風日を二種類の方法で，それぞれ4つのカテゴリに分ける．一つは児玉ら（1995）と同じT500の大小によるもので，以下のように定める．

A（ Mean+σ ＜T500 ）

B（ Mean ＜T500 ≦ Mean+σ ）

C（ Mean-σ ＜T500 ≦ Mean ）

D（ T500 ≦ Mean-σ ）

もう一方は，T500と500hPa気温の前日からの変化量Δ_tT500によるカテゴリ分けで，以下のように定める．

WU（ T500 ＞ Mean かつ Δ_tT500 ＞ 0 ）

WD（ T500 ＞ Mean かつ Δ_tT500 ≦ 0 ）

CU （ T500 ≦ Mean かつ Δ_tT500 ＞ 0 ）

CD （ T500 ≦ Mean かつ Δ_tT500 ≦ 0 ）

前者はT500の大小による，後者は上層寒冷渦などの寒冷トラフによる降水への影響を調べるために用いる．WD，CDはT500のトラフ前面，WU，CUはT500のトラフ後面を想定している．対象とする現象のスケールに合わせるため，カテゴリ分けは日本海側の4つの地方ごとに行った．児玉ら（1995）によると，季節風日の特徴的な降水スケールは100km～450kmである．4つの地方に対応するT500とΔ_tT500は，第4. 2. 2図中に示す各領域の平均値を用いている．領域内の格子点はNCEP-DOEの格子点である．再現実験の結果を解析する場合には，RCM20のデータを平均処理によりNCEP-DOEの格子点上にデータを作り直している．

(3) 相対降水量と水平スケールの見積もり

各カテゴリの降水量を比べる際には，T500の場による違いがはっきりするように，各カテゴリの降水量を季節風日全体の降水量で割った値（相対降水量）を用いる．例えば，カテゴリAの相対降水量は，

カテゴリAの日平均降水量 /

季節風日全体の日平均降水量×100

である．カテゴリAの相対降水量が100より小さければ，カテゴリAでは平時より降水量が少なくなりやすいと考えられる．

また降水の水平スケールを，二つの地域間の降水量の相関係数とその地域間の距離との関係から見積もる．一般的に地域間の距離が大きくなると相関が小さくなるが，ある程度の相関を保つ距離が条件によって異なる場合は，その条件により卓越する降水の水平スケールが変化するからと考える．上記T500によるカテゴリごとに相関係数を計算し，T500が与える降水の水平スケールへの影響を調べる．これは児玉ら（1995）と同様の方法である．以下に具体的な方法を述べる．

まず，日々の降水量について，ある地域と他の地域との相関係数を計算する．二つの地域の組み合わせを全て計算することで，大小さまざまな距離の地域同士の相関係数を求めることとなる．二つの地域の組み合わせ全てを互いの距離により階級分けをし，階級ごとに相関係数を平均する．距離の階級は中心値を50kmから1,000kmまで25kmごとに設定し，幅は中心値の前後±32.5kmとした．以上により日々の降水量の相関係数と距離との関係を求められる．

4. 2. 4　現実の降水現象の解析

(1) 結果

(a) 季節風日と非季節風日

季節風日と非季節風日の判別を行った結果，M型が878日，O型が542日だった（第4. 2. 1表）．厳冬期全体，M型，O型それぞれの積算降水量は，第4. 2. 3図のような分布となった．第4. 2. 3図には併せて，厳冬期全体に対するM型の寄与率の分布を示す．M型の降水量は，日本海側で多く太平洋側で少ないというコントラストがはっきりとしている．これに対し，O型の降水量では，日本海側と太平洋側で大きな差がない．このため，M型の寄与率は日本海側で高く太平洋側で低い．またM型の日本海側では，小さなスケールで集中して降水量の多い地域が，山沿いを中心にみられた．

第4. 2. 1表　20年間で積算した，季節風日と非季節風日の日数．厳冬期全体の日数は1420日．

	季節風日	非季節風日
現実	878	542
再現実験	743	677
将来予測	724	696

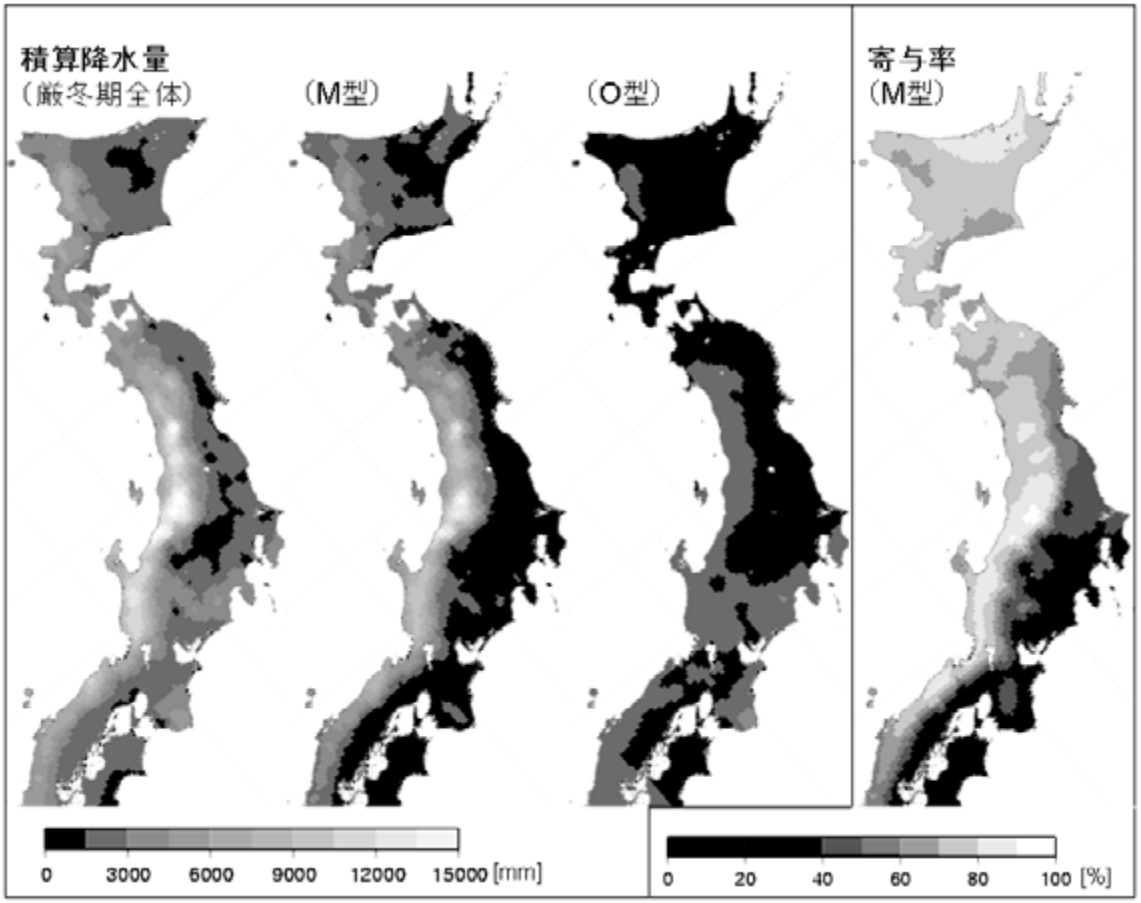
(b) T500によるカテゴリ分け

第4. 2. 4図上に，例として北陸地方に対応するT500のヒストグラムを示す．頻度は正規分布に近い形で特別に偏りは見られない．この特徴は他の3地方でも共通しており（図略），AとDの割合は全体の1/6程度，BとCの割合は全体の1/3程度だった．第4. 2. 5図左に，例として北陸地方に対応するT500と⊿tT500の分布を示す．(T500, ⊿tT500) = (Mean, 0) 付近を中心に，WUエリアからCDエリア方向を長軸とする楕円状に分布している．北海道，東北，北陸ではWDよりもWU，CUよりもCDの割合が高かったが，山陰だけはWUよりもWDの割合が高かった．

(c) 各カテゴリの相対降水量

第4. 2. 6図上は，カテゴリA，B，C，Dについて各地方の相対降水量を示したグラフである．どの地方でも，おおむねA→B→C→Dという順番で相対降水量が大きくなっている．つまり，T500が低いほど日平均降水量が多くなることがわかる．ただし，その程度は各地方で大きく異なり，南の地方ほどカテゴリ間の違いが顕著である．カテゴリWU，WD，CU，CDについて，各地方の相対降水量を第4. 2. 7図上に示す．WUよりもWD，CUよりもCDで相対降水量が大きくなっている．しかし，その程度は各地方で異なり，南の地方ほどWUとWDの差，CUとCDの差が大きい傾向がある．

地域平均をせずにアメダス地点ごとの相対降水量をみると（第4. 2. 8図），カテゴリCUとカテゴリCDでは相対降水量の分布が大きく異なった．CUでは山沿を中心に小さなスケールで極端に相対降水量の大きい地域が分布し，CDでは平野部から山沿



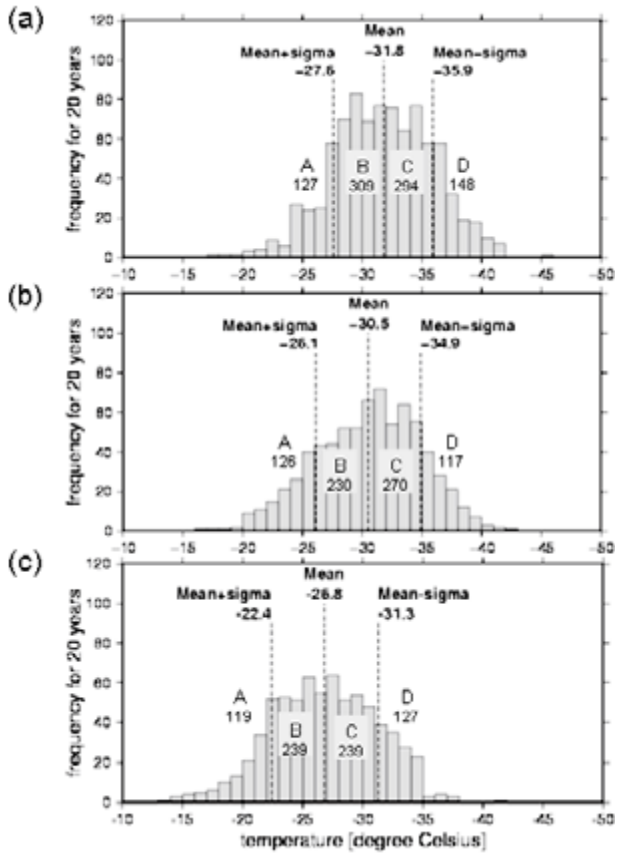
第4. 2. 3図　左から厳冬季全体の積算降水量，M型の積算降水量，O型の積算降水量の分布．一番右は，厳冬季全体の積算降水量に対するM型の寄与率の分布．降水量は，20年間で当てはまる全ての日で積算している．

へ緩やかに減少する分布となっている．CUで相対降水量が大きい地域は，M型で日本海側に現れた小スケールで集中して積算降水量が多い地域と一致したが，CDでは逆に積算降水量の少ない地域で相対降水量が大きい．つまり，CUではM型の小スケールの降水分布を強める方向に降水が増加するのに対し，CDではその逆となっている．以上の相対降水量の分布についての特徴は，WUとWDの間でも同様であり，また東北以外の各地方でも共通してみられた（図略）．

(d) 各カテゴリの降水の水平スケール

季節風日の日々の降水量について，秋田中央地域と他の地域との相関係数を表す図を結果の一例として示す（第4. 2. 9図）．カテゴリAでは秋田中央地域と遠い地域とでも正の相関があるのに対し，カテゴリDでは高い正の相関がある地域が東北地方程度の範囲にとどまっている．

全ての地域の組み合わせによる相関係数を距離により階級分けして平均し，距離と相関係数の関係を表したグラフをカテゴリA，B，C，Dについては第4. 2. 10図左，カテゴリWU，WD，CU，CDについては第4. 2. 11図左に示す．カテゴリA，B，C，Dについて，相関係数0.3を下回る距離はそれぞれ500km，300km，150km，100km程度で，T500が低いほど降水量の相関を保つ距離が小さくなることがわかる．つまり，T500が低いほど降水の水平スケールが小さい．一方でWUとWD，CUとCDでは，500km程度以下の範囲で両者の相関係数の差が顕著である．つまり500km程度以下のスケールで卓越する降水について，WUよりもWD，CUよりもCDの方が水平スケールが大きい．WUとWDよりもCUとCDの相関係数が小さいことは，T500が低いほど降水スケールが小さいことを意味し，A，B，C，Dのカテゴリ分けから得られた結果と一致する．



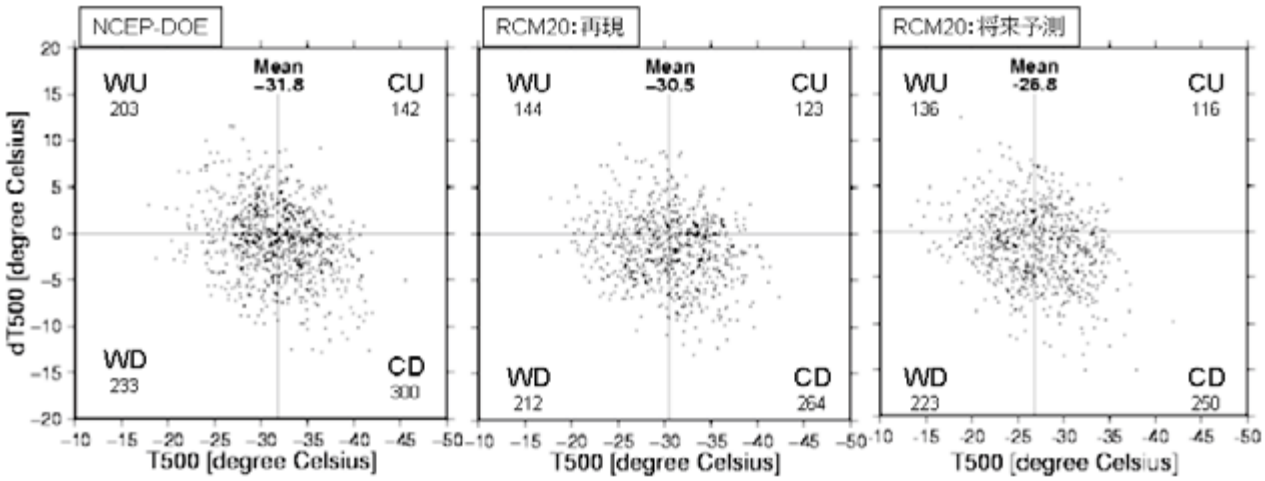
第4. 2. 4図　20年間の季節風日について，北陸地方に対応するT500のヒストグラム．(a)は現実の降水の解析に用いるNCEP-DOEデータ（1981から2000年），(b)は再現実験の降水の解析に用いるRCM20データ（1981から2000年），(c)は将来予測の降水の解析に用いるRCM20データ（2081から2100年）によるもの．T500のMean，Mean+σ，Mean-σを破線で表示している．Meanは平均値，σは標準偏差．図中のA，B，C，Dは季節風日内のカテゴリ分けで，下に日数を付した．詳細は本文4. 2. 3(b）を参照．

(2）結果の解釈と議論

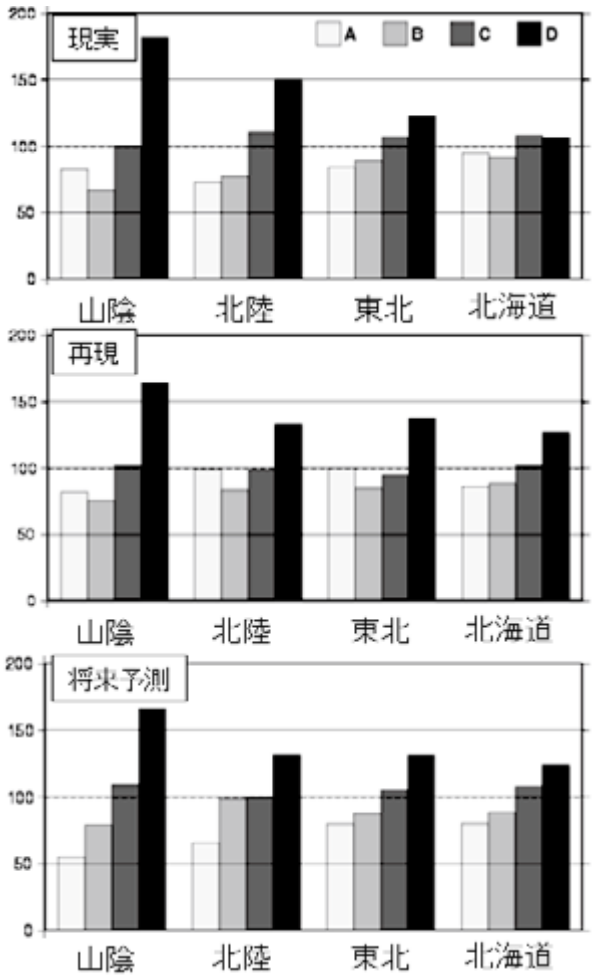
(a）降水量観測の精度

結果の解釈の前に，降水量に用いたAMeDASデータの精度について述べる．AMeDASは平均的にみると17kmおきに配置され，水平格子間隔20kmのRCM20と比較するのにふさわしいと言える．しかし，AMeDASデータは完全に現実の降水量を表現しているとは限らない．なぜなら，AMeDAS地点は防災上の観点から人里はなれた場所，特に山岳地帯などに配置されることは少なく，AMeDASデータによる地域平均降水量は真値とは異なる可能性があるからだ．さらに，AMeDASに用いられる雨量計は，風が強い場合は降雪の補足率が二割以上落ちることが知られている（横山ら，2003）．

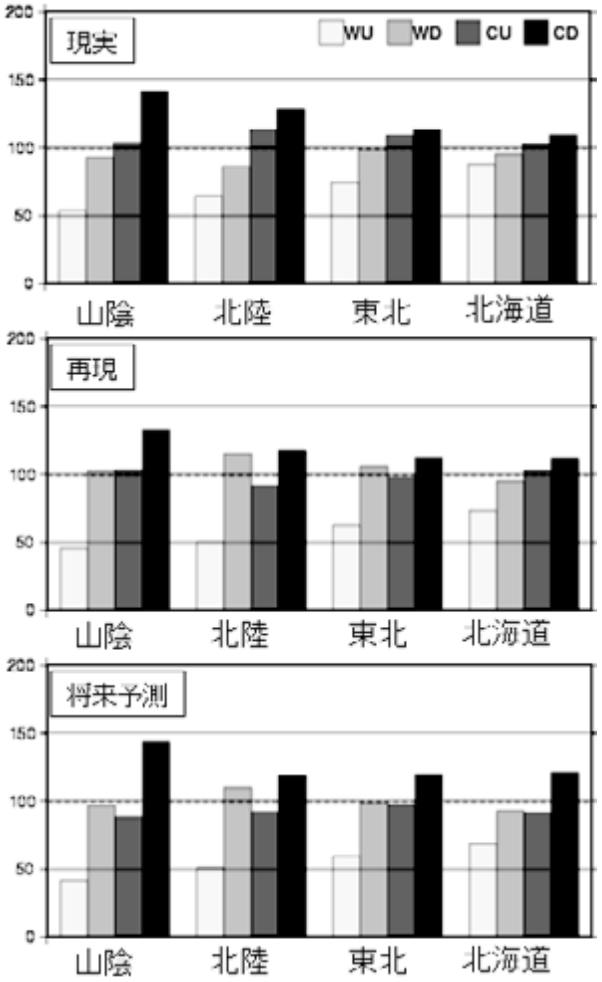
そこで，AMeDASによる降水量と解析雨量による降水量を比べることで，AMeDASによる降水量の誤差がどの程度になり得るのかを調べた．第4. 2. 17図右は1996年から2000年平均の1月の月平均降水量について，解析雨量からAMeDASによる降水量を引いた値の分布である．この図から日本海側の沿岸部では，広い範囲で解析雨量のほうがAMeDASによる降水量よりも多い事が分かる．これは，風の強い沿岸部では，AMeDASデータは降水量を過小に見積もる可能性を示唆する．ただし，この差の値はAMeDASデータの誤差そのものを表す訳ではない．なぜなら解析雨量データも誤差を持



第4. 2. 5図　20年間の季節風日の，北陸地方に対応するT500とΔ_tT500の分布図．左からNCEP-DOEデータ（1981から2000年），RCM20データ（1981から2000年），RCM20データ（2081から2100年）．横軸がT500，縦軸がΔ_tT500で．T500の平均（Mean）と，Δ_tT500=0を実線で表示している．図中のWU，WD，CU，CDは季節風日内のカテゴリ分けで，下に日数を付した．詳細は本文4. 2. 3(b）を参照．



第4. 2. 6図　カテゴリA，B，C，Dについて，日本海側各地方の相対降水量．上段は現実の降水について，中段は再現実験での降水について，下段は将来予測についてのグラフ．ここで，相対降水量は厳冬期全体の降水量に対する各カテゴリの降水量の割合（本文4. 2. 3(c) 参照）．



第4. 2. 7図　カテゴリWU，WD，CU，CDについて，日本海側各地方の相対降水量．上段は現実の降水について，中段は再現実験での降水について，下段は将来予測についてのグラフ．ここで，相対降水量は厳冬期全体の降水量に対する各カテゴリの降水量の割合（本文4. 2. 3(c) 参照）．

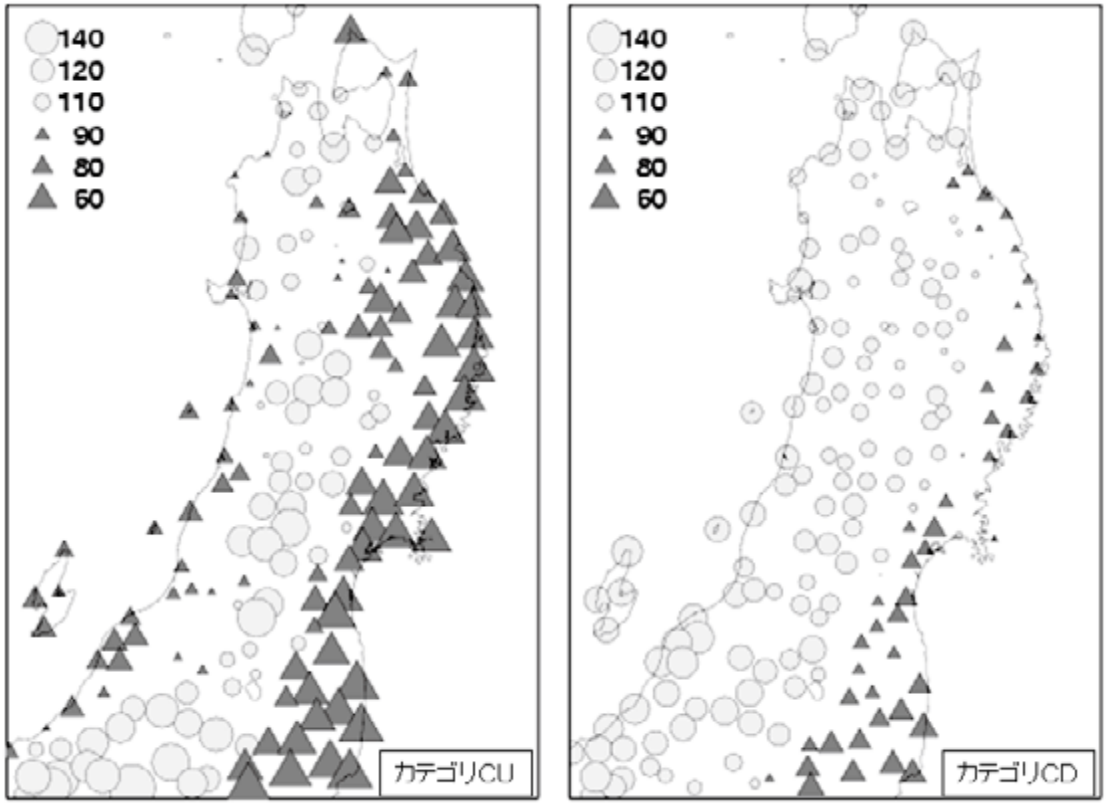
ち，真値ではないからである．

以上から再現性の検証は，降水量の精度に留意しながら行う必要がある．

(b) 季節風日と非季節風日

季節風日と非季節風日の判別と降水量分布について，過去の研究との比較を行う．まず，季節風日と非季節風日の判別結果は，児玉ら（1995）に比べて季節風日が少なくなっている．これは，RCM20の領域の制限により冬型指数⊿PWEの定義を変更したためと考えられる．西高東低の気圧配置の場合，東西の距離が大きくなると東西気圧偏差も大きくなることが多い．東西気圧偏差を計算する際の距離を小さく変更したために，冬型指数ΔP_{WE}は本来より小さくなることが多いと期待される．本研究ではしきい値を変更しなかったため，$\Delta P_{WE} \geqq 9.0$を満たす季節風日が減ったと考えられる．NCEP-DOEデータによる現実での判別を，東経150度の格子点を用いてやり直すと，児玉ら（1995）の場合とよく一致した．

降水量の分布は梅本（1991）と比較する．季節風日と非季節風日の降水量分布は，前者は日本海側で多く，後者は太平洋側でも多くなるという特徴が一致した．厳冬季全体の降水量に対する季節風日の寄与率も，日本海側で高くなる傾向が一致している．しかし，北海道と東北の太平洋側では季節風日の寄与率が本研究のほうが大きくなった．その原因



第4. 2. 8図　現実の降水について，カテゴリCU（左）とCD（右）の相対降水量の分布．AMeDAS地点ごとに，100以上の場合は○の大きさ，100より小さい場合は△の大きさで相対降水量を示している．ここで，相対降水量は厳冬期全体の降水量に対する各カテゴリの降水量の割合（本文4. 2. 3(c)参照）．

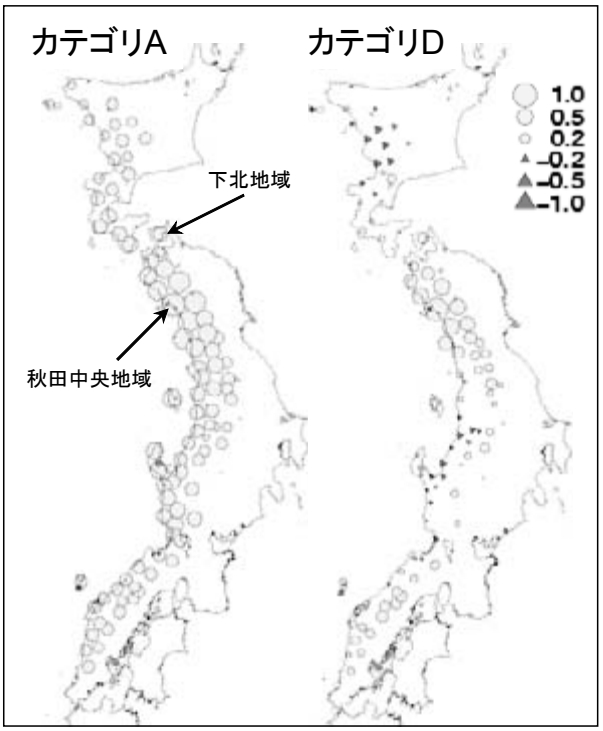
は，梅本（1991）は地上気圧配置による主観的な指標により判別を行ったのに対し，本研究では判別に冬型指数という客観的指標を用いたためと考えられる．なお，梅本は（1991）はM型とO型ではなく，M型（寒波），ML型（寒波と低気圧の混在），L型（低気圧），O型（その他）という分け方をしており，梅本（1991）のM型とML型をあわせたものが本研究のM型，梅本（1991）のL型とO型をあわせたものが本研究のO型に対応するものとして比較した．

地域平均をせずにM型の積算降水量分布をみると，小さなスケールで集中して降水量の多い地域が山沿いを中心にみられた．これは，地形効果による降水量の地域性が分布に現れた結果と考えられる．今回の積算降水量は20年という長期間の積算をしているため，総観規模以下の自由モードの擾乱による，降水量の偏りは相殺されていると考えられるからである．

(c) T500が季節風日の降水へ与える影響

カテゴリA，B，C，Dの相対降水量と降水の水平スケールの見積もり結果を，児玉ら（1995）と比較する．児玉らはカテゴリごとの相対降水量は計算していないが，T500を1℃ごとの階級に分けて降水量との関係をみている．その結果はT500の低下により降水量が単純に増えるというもので，今回の結果と一致する．また，降水の水平スケールについても結果が一致した．ただし，本研究の結果の方が，全体的に相関係数の値が大きかった．

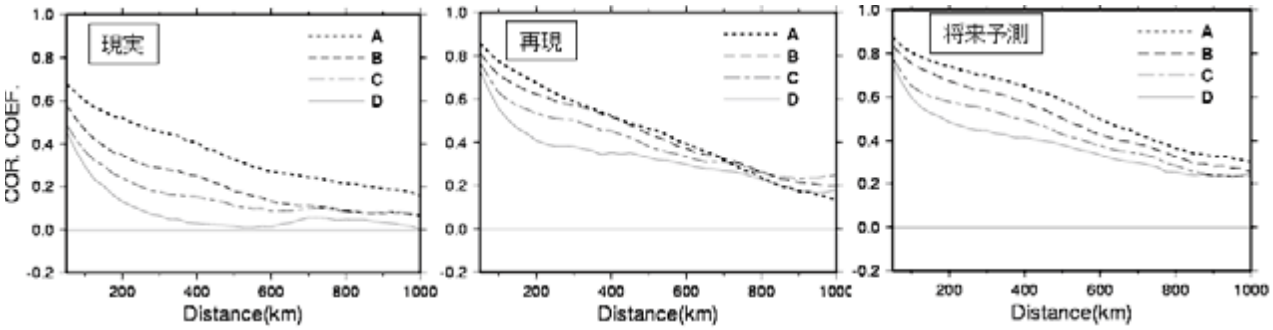
WU，WD，CU，CDのカテゴリ分けについて，WUとCUは山雪型の降水日，WDとCDは里雪型の降水日を多く含むと考えられる．なぜなら，WUとCUは山雪型の降水分布，WDとCDでは里雪型の降水分布の特徴を強める方向に相対降水量が分布しているからである．WUとCUで相対降水量の大きい地域は山沿いを中心に分布しており，土屋（1972）による山雪型の降雪分布図で降雪量の多い地域と一致する．逆に，WDとCDで相対降水量の



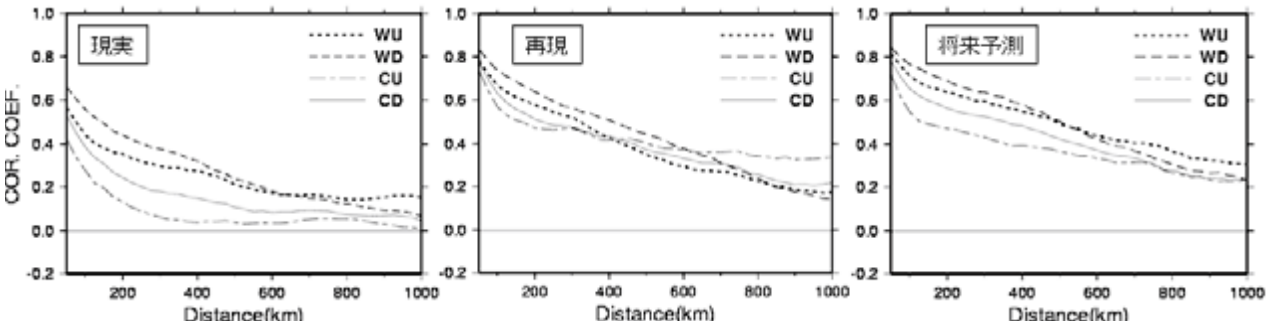
第4. 2. 9図　秋田中央地域と他の地域との日々の降水量についての相関係数の分布．現実の降水についての結果で，左はカテゴリA，右はDの場合．それぞれの地域の重心に，相関係数の大きさに対応した記号を配置している．例えば，秋田中央地域と下北地域との相関係数は下北地域に配置された記号の大きさで分かる．各地域の重心は，地域内のアメダス地点の緯度経度から求めている．

大きい地域は平野部を中心に分布しており，土屋（1972）による里雪型の降雪分布図で降雪量の多い地域と一致する．季節風日全てが典型的な山雪型と里雪型の降水日に分類された訳ではないが，近い特徴を持つ日が集まるように分類されたと考えられる．WU，CUの相対降水量は，M型でみられた小スケールの降水分布を強める方向で分布し，WD，CDではその逆だった．4. 2. 4(2)(b) で述べた通り，M型に特徴的な小スケールの降水分布は地形効果により現れていると考えられる．よって，WU，CUではWD，CDに比べて地形効果が大きい，つまり山雪型の方が里雪型よりも地形効果が大きいことを示唆する．これは，Akiyama（1981）の結果と一致する．Akiyama（1981）は，EOF解析により新潟県の降水量分布を山地型，平均型，平野型に分類してそれぞれの総観気象状況を調べ，山地型では地形上昇の影響が大きいのに対し，平野型では地形上昇が副次的であるとの結果を得ている．

WUとCUは山雪型，WDとCDは里雪型の降水日を多く含むことは，里雪型の降水にメソスケール擾乱が関連するという過去の調査結果（藤田，1966）と整合が良い．なぜなら，WDとCDでは



第4. 2. 10図　カテゴリA，B，C，Dについて，日降水量の相関係数と地域間の距離との関係．左から現実，再現実験，将来予測での降水現象の場合．



第4. 2. 11図　カテゴリWU，WC，CU，CDについて，日降水量の相関係数と地域間の距離との関係．左から現実，再現実験，将来予測での降水現象の場合．

WUとCUよりもメソスケール擾乱が多く含まれると考えられるからである．カテゴリ分けの定義から，WDとCDはT500のトラフ前面でメソスケール擾乱の発生に好都合なのに対し，WUとCUはトラフ後面でメソスケール擾乱が発生しにくいと考えられる．

WUよりもWD，CUよりもCDで，500km程度以下で卓越する降水の水平スケールが大きかった．この結果から，山雪型の降水よりも里雪型の降水の水平スケールが大きいと考えられる．この水平スケールの違いは，前述の地形効果の違いと関係している可能性があるが，関係しているかどうかは明らかではない．またWUよりもWD，CUよりもCDで地方平均降水量が多いことから，地方平均でみると山雪型よりも里雪型の降水量が多いと考えられる．

以上より，T500が季節風日の降水へ与える影響について，以下のような状況が示唆される．T500が低下すると，降水は狭い地域に集中し，地域平均の降水量が大きくなる．また，T500のトラフ後面の場ではメソスケール擾乱は現れにくく，水平スケールの小さい山雪型の降水となることが多い．これに対し，T500のトラフ前面の場ではメソスケール擾乱が発生しやすく，比較的に水平スケールの大きい里雪型の降水をもたらすことが多い．地方平均でみると，前者よりも後者の方で降水量が多い．

4. 2. 5 再現実験と現実の比較

(1) 結果

(a) 季節風日と非季節風日

再現実験での季節風日は743日で，現実に比べて再現頻度が低かった（第4. 2. 1表）．

再現実験での厳冬期全体，M型，O型の積算降水量の分布を，第4. 2. 12図左に示す．現実の場合と同様に，小スケールで降水量の集中する地域があるという特徴がM型の日本海側で顕著である．しかし，再現実験での厳冬期全体の積算降水量と現実の厳冬期全体の積算降水量との差（第4. 2. 12図右）をみると，小さなスケールで極端に過大・過小となる地域があることが分かる．その特徴は，特にM型の日本海側で顕著である．

地方平均の積算降水量について，現実に対する再現実験の割合を第4. 2. 13図に示す．どの地域でもO型に比べてM型で積算降水量の再現性が高い．しかし，再現性には地域差が大きい．厳冬期全体，M型，O型とも，日本海側では太平洋側に比べて積算降水量の再現性が高い．特に，厳冬期全体とM型では，現実と再現実験の違いがおおむね50％以内だった．さらに，日本海側，太平洋側の各地方でも地域差がある．日本海側の各地方について厳冬期全体の積算降水量を見ると，山陰と北海道で再現実験がやや過大なのに対し，東北と北陸ではほぼ一致している．この特徴はM型も同様である．このように，日本海側では厳冬期全体とM型で，積算降水量の再現性の特徴が一致している．太平洋側については，このような一致はみられない．

積算降水量を日数で割った日平均降水量を，再現実験と現実とで比べた結果を第4. 2. 14図に示す．厳冬期全体では再現実験と現実で日数が等しいので，日平均降水量の特徴は積算降水量の特徴と同じである．季節風日では，再現実験の日平均降水量は，積算降水量の場合よりも現実に比べて過大となる傾向がある．これは季節風日の再現頻度が低いからである．逆に，非季節風日は再現頻度が高いため，再現実験の日平均降水量は積算降水量の場合ほど現実より過大ではない．

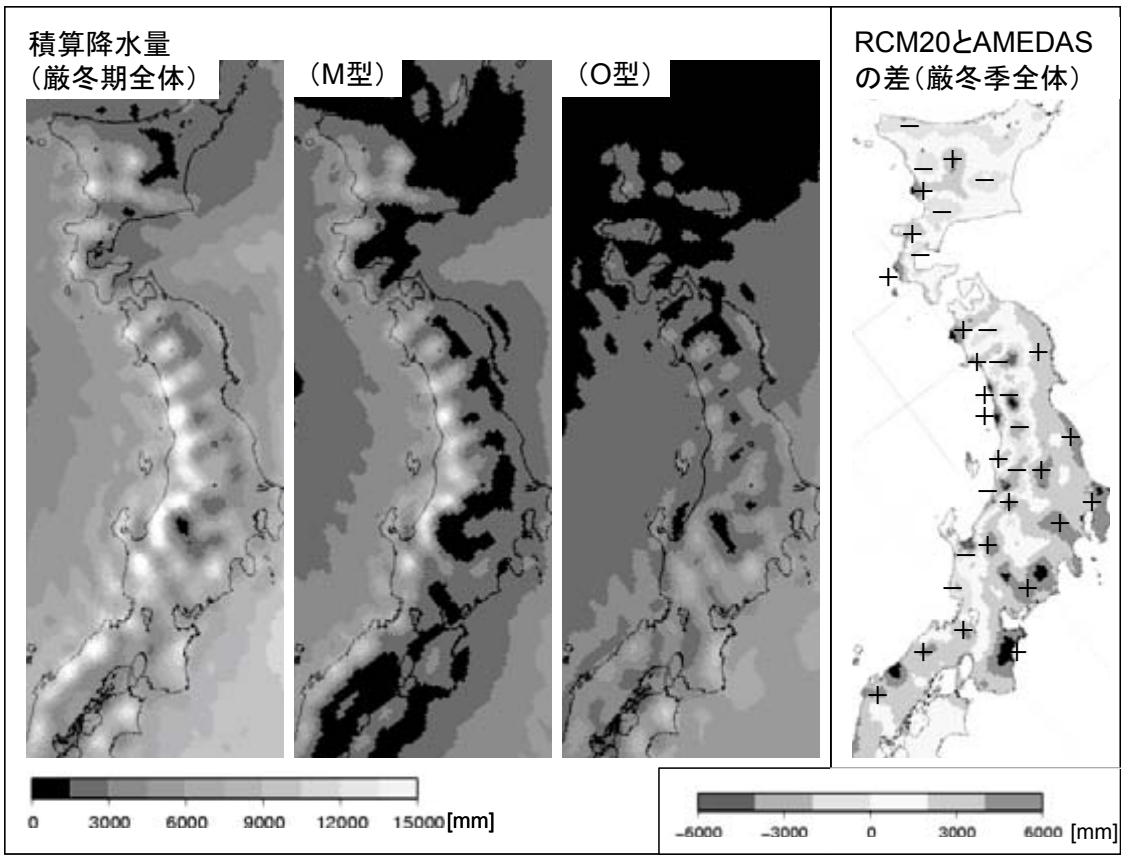
(b) T500によるカテゴリ分け

再現実験での季節風日について，北陸地方に対応するT500は現実に比べてやや平均値が高く標準偏差が大きかった（第4. 2. 4図参照）が，A，B，C，D各カテゴリの出現割合は同程度だった．他の地方でも同様の特徴があった．

T500と⊿tT500の分布は，現実の場合と同様に楕円状の分布となった（第4. 2. 5図）．WU，WD，CU，CD各カテゴリの割合については，現実の場合に比べて地方ごとの違いが小さかった．

(c) 各カテゴリの相対降水量

再現実験でのカテゴリA，B，C，Dの相対降水量を4. 2. 6図中に示す．どの地方も，おおむねA→B→C→Dの順で相対降水量が大きい．つまり，T500が低くなるほど相対降水量が大きくなる傾向が，現実の場合と一致した．しかし，その傾向が南の地方ほど大きいという特徴は，現実の場合ほど顕著ではない．再現実験でのカテゴリWU，WD，



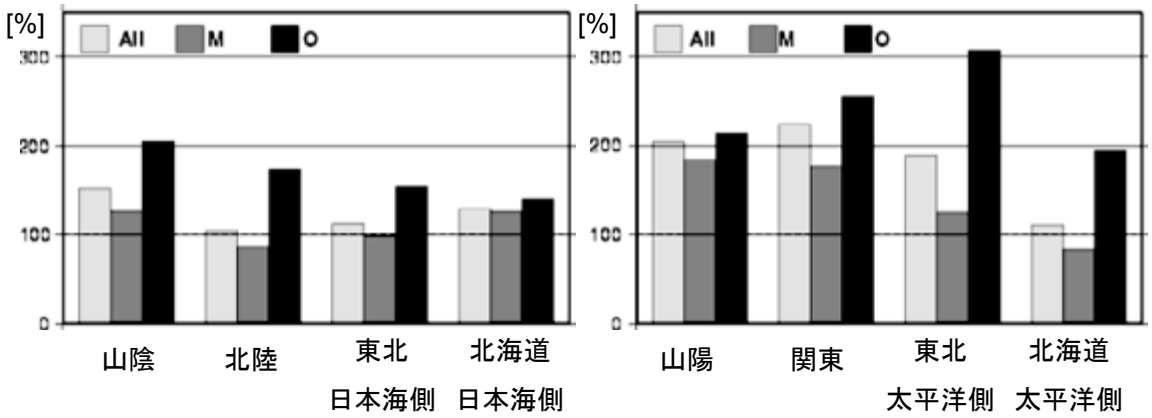
第4. 2. 12図　再現実験での積算降水量の分布（左）と，再現実験での積算降水量と現実の積算降水量の差の分布（右）．前者は左から厳冬期全体，季節風日，非季節風日について，後者は厳冬期全体についてのみ示す．降水量は，20年間で当てはまる全ての日で積算している．

CU，CDの相対降水量（第4. 2. 7図中）については，WUよりWDの方が大きく，CUよりCDの方が大きいという傾向が現実の場合と一致した．しかし，その傾向が南の地方ほど大きい特徴は現実の場合ほどはっきりしない．また，現実の場合に比べてWUとWDの差が大きかった．

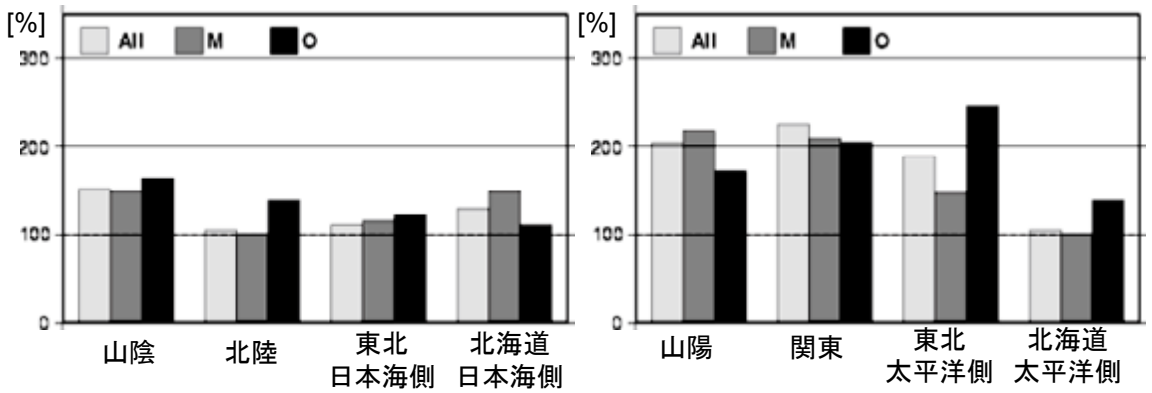
東北地方について，再現実験でのカテゴリCUとCDの相対降水量の水平分布を第4. 2. 15図に示す．CUで相対降水量が大きい地域が，M型で日本海側に現れた小スケールで集中して降水量が多い地域（第4. 2. 16図中参照）と一致し，CDでは逆に降水量の少ない地域で相対降水量が大きい．このM型の降水分布との対応も現実の場合と同様の特徴だが，現実の場合ほどはっきりしない．また，CUでは小さなスケールで相対降水量の大きい地域が分布し，CDでは平野部から山沿へ緩やかに減少する分布となり，現実の場合と一致した．しかし，その分布は現実の場合と大きく異なっていて，その違いは特にCUで顕著である．以上の，CUとCDの相対降水量の特徴は，WUとWDでも同様だった．

(d) 各カテゴリの降水の水平スケール

再現実験でのカテゴリA，B，C，Dについて，距離と日降水量の相関係数との関係を見ると（第4. 2. 10図中），A→B→C→Dの順に相関係数が小さい．つまり，T500が低いほど降水のスケールが小さいという，現実の場合と同じ特徴があった．ただし，A，B，C，D間の相関係数の違いは現実の場合ほど顕著ではない．また，相関係数はどのカテゴリ，どの距離の範囲においても，現実の場合よりも再現実験の場合の方が大きかった．WUとWD，CUとCDについても，WDよりもWU，CDよりもCUの方が水平スケールが大きいという，現実の場合と同様の特徴があらわれた（第4. 2. 11図）．ただし，その水平スケールの違いは現実の場合よりも小さく，違いが顕著な範囲も300km程度以下と現実の場合と異なった．またカテゴリA，B，C，



第4. 2. 13図　地方単位で平均した積算降水量について，現実に対する再現実験の割合．地方ごとに左から厳冬期全体（All），季節風日（M），非季節風日（O）の順に棒グラフで表している．



第4. 2. 14図　日平均降水量についてである事を除いて，第4. 2. 13図と同様．

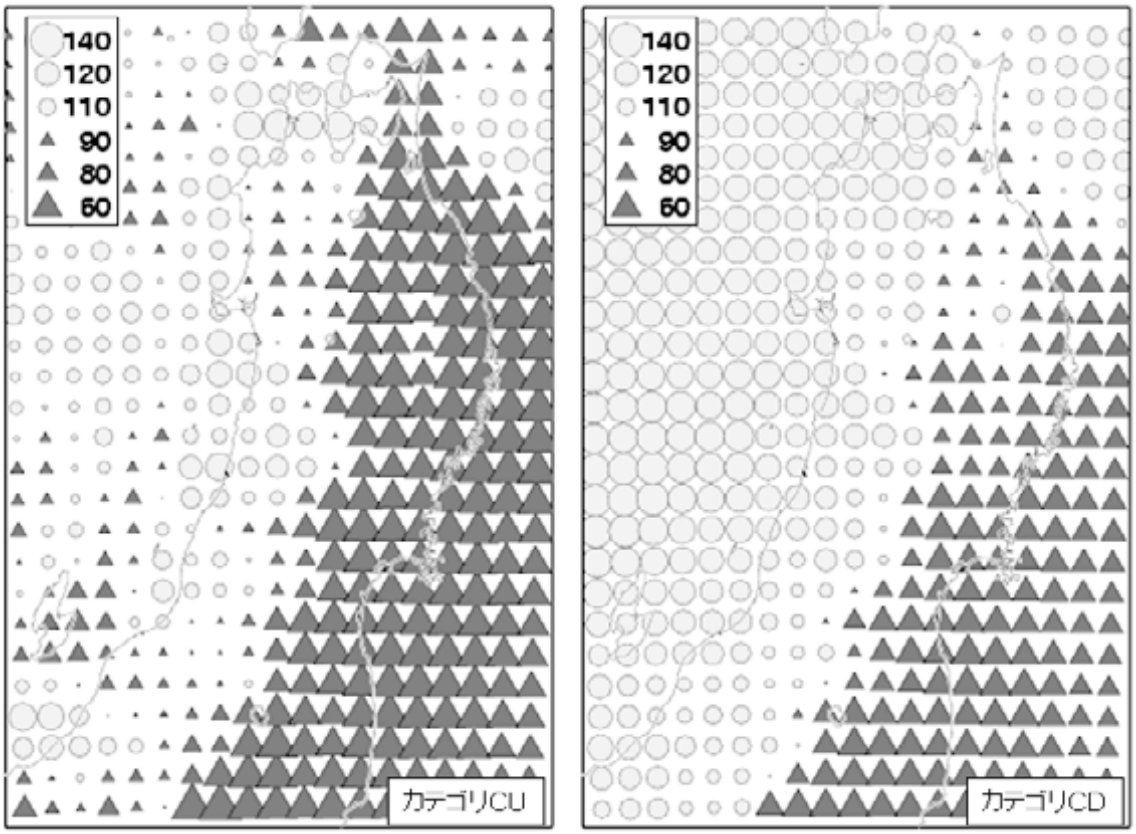
Dの場合と同様に，相関係数はどのカテゴリ，どの距離の範囲においても，現実の場合よりも再現実験の場合の方が大きかった．

(2) 結果の解釈と議論

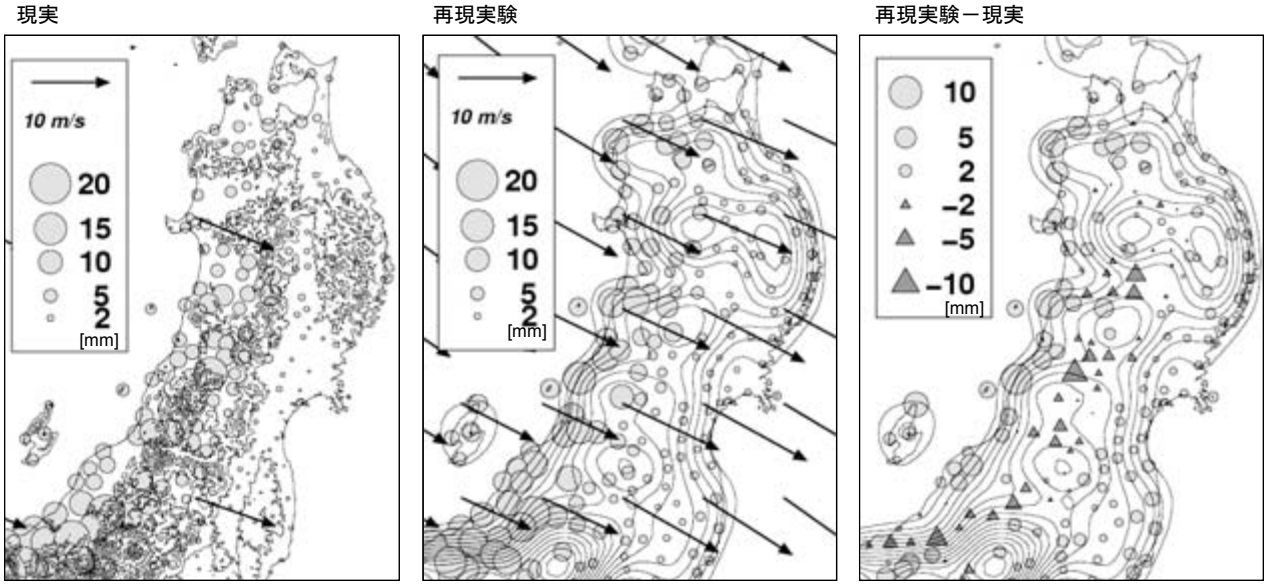
(a) 地形の影響

再現実験での積算降水量の分布は，現実の積算降水量に比べて小さなスケールで極端に過大・過小となる地域があり，特に季節風日の日本海側で顕著だった．その原因として，地形の影響が考えられる．なぜなら，現実の場合は4. 2. 4(2)(b) で述べたが，再現実験の場合でも同様に，小スケールで大小する降水分布の原因は地形の影響と考えられるからである．第4. 2. 16図は季節風日で平均した降水量と，850hPaの風，地形を重ね合わせたものである．現実と再現実験で地形そのものの違いが一目瞭然で，特に東北地方日本海側の入り組んだ地形はRCM20では表現されていない．特に，再現実験では急峻な地形は沿岸部に偏っているのに対し，現実では急峻な斜面は内陸にも多く存在する．また，地形と850hPa風向と降水量の強弱の関係も異なっている．再現実験では，850hPaの風の風上側斜面で降水が強まる単純な分布なのに対し，現実では風上側斜面で強まるとは限らない．この結果から，再現実験で用いられる地形は現実とは異なること，また再現実験での地形が降水に与える影響が異なることが，降水分布の違いの原因として考えられる．

第4. 2. 16図右をみると，再現実験では現実に比べて季節風日の日平均降水量が，日本海側沿岸部で過大，日本海側内陸部で過小となる傾向がある事が分かる．これは上記地形の違いの影響により説明する事ができるが，AMeDASデータの誤差で説明さ



第4. 2. 15図　再現実験の降水について，カテゴリCU（左）とCD（右）の相対降水量．100以上の場合は○の大きさ，100より小さい場合は△の大きさで相対降水量を示している．ここで，相対降水量は厳冬期全体の降水量に対する各カテゴリの降水量の割合（本文4. 2. 3(c) 参照）．

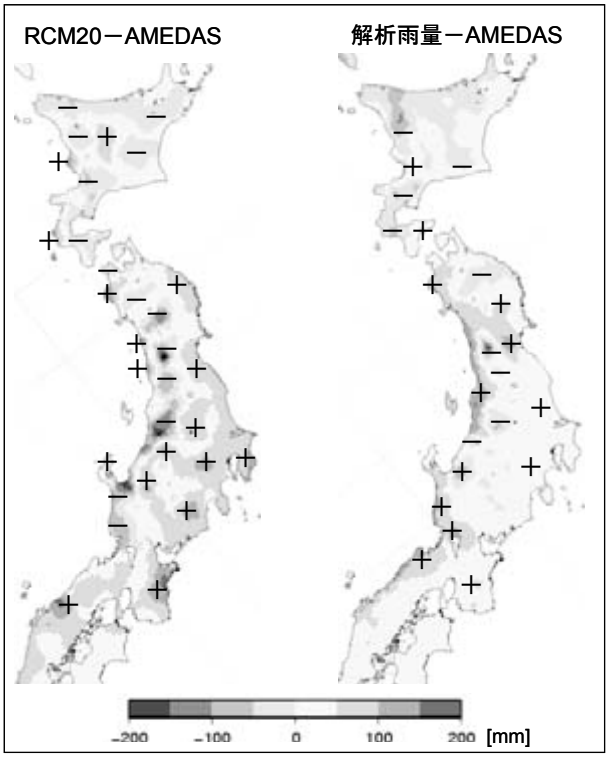


第4. 2. 16図　左と中は，それぞれ現実と再現実験について季節風日平均降水量と850hPaの風，地形を重ね合わせた図．右は季節風日平均降水量について再現実験から現実を引いた値と，再現実験の地形を重ねた図．現実の場合の等高線は400mおき，再現実験の場合の等高線は100m毎となっている．再現実験の降水量は，内挿処理によりAMEDAS地点ごとに表示している．

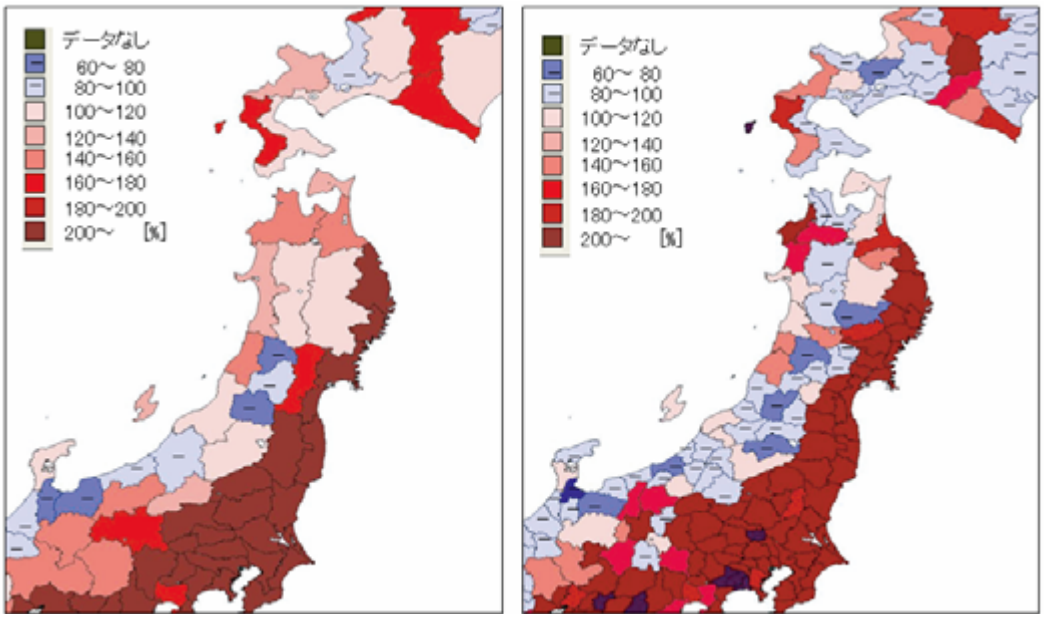
れる可能性もある．第4. 2. 17図左は，累年平均の1月の積算降水量について再現実験と現実の差を表している．1月の積算降水量でも再現実験は沿岸部で過大，内陸部で過小の傾向が見て取れるが，その沿岸部の過大は解析雨量とAMeDASの差より小さい地域が多い．つまり，仮に解析雨量が真値であるとすれば，再現実験で沿岸部が過大という傾向はないことになる．

しかし，AMeDASデータの誤差を考慮しても，地形の違いの影響は大きいと考えられる．なぜならAMeDASデータの誤差では，再現実験が過大・過小となる分布の一部分しか説明できないからである．再現実験の降水量の分布で現れる小さなスケールで極端に過大・過小となる地域は，日本海側沿岸部・内陸部の内部でもみられるほどスケールが小さい．アメダスデータ程度の水平解像度で降水分布を再現するためには，さらに高い水平解像度のモデルが必要と言える．

どの程度の空間スケールで降水量を平均すれば，地形の影響を大きく受けないかを検討する．厳冬期全体の積算降水量の地域平均を気象庁が注意報・警報を発表する1次細分区，2次細分区ごとに行った結果が第4. 2. 18図である．2次細分では，アメダス地点単位の場合ほどではないが，極端に過大・過小になる地域がある．それに対し，1次細分では一部を除いて極端な過大・過小とはならなかった．よって，2次細分程度以下のスケールで温暖化に伴う降



第4. 2. 17図　累年平均の1月の積算降水量について，左はRCM20データとAMEDASデータの差．右は解析雨量とAMEDASデータの差．左は1981年から2000年の20年間，右は1995年から2000年までの6年間のデータを用いている．差をとる際は，RCM20と解析雨量はAMEDAS地点に内挿を行っている．



第4. 2. 18図　1次細分区（左），2次細分区（右）で平均した降水量について，現実に対する再現実験の割合．降水量は厳冬期全体について20年間の積算．

水の大小を議論するのは難しいといえる．1次細分程度のスケールの場合でも，現実とモデルとで地形の影響が異なることを考慮する必要がある．

(b) 季節風日と非季節風日

再現実験では，季節風日の再現頻度が低かった．親モデルであるRCM60が総観場を正しく再現していないことが原因となっている可能性がある．第3. 2. 7図より，累年平均の1月の平均海面更正気圧をみると，NCEP-DOEに比べてRCM60では日本付近の東西気圧偏差が小さく，RCM60での季節風日の再現頻度の低さを示唆する．

日本海側のどの地域についても，厳冬期の積算降水量の再現性は，季節風日の場合と特徴がよく似ていた．これは，日本海側では季節風日の降水の寄与率がほぼ全域で70％以上であること（図で示していないが，再現実験でも現実に近い寄与率となった）で説明できる．日本海側の降水量の大半は季節風日の降水であるため，厳冬期全体の降水量の再現性は季節風日の再現性に大きく依存している．太平洋側では季節風日の寄与率に地域差があるものの，寄与率を考慮することで各地方の降水量の再現性を，季節風日，非季節風日の再現性で説明する事ができる．以上より，総観規模以上のスケールに着目すると，RCM20の再現性は以下のように説明される．日本海側の厳冬期全体の降水量は，再現実験と現実の違いがおおむね50％以内で，太平洋側に比べて再現性が高い．これは，日本海側では季節風日の寄与率が高いからである．日本海側の季節風日の降水量は，再現実験と現実の違いがおおむね30％以内と再現性が高かった．太平洋側の厳冬期全体の降水量は，北海道を除いて再現実験が現実の200％程度で，再現性が低い．これは，太平洋側では季節風日，非季節風日とも日本海側に比べて再現性が低いからである．特に非季節風日では再現実験の降水量は現実の200から300％程度だった．

(c) T500が季節風日の降水へ与える影響

CU，WUの相対降水量の分布を土屋（1972）による山雪型の降雪分布と比較すると，相対降水量の大きい地域と降雪量の多い地域が，現実の場合のようには一致しなかった．しかしながら，現実の場合と同様に，CUとWUには山雪型の降水日が多く含まれていると考えられる．なぜなら，CUとWUでは地形に関連した小さなスケールで相対降水量が分布する特徴が，現実の場合と一致しているからである．土屋（1972）による山雪型の降雪分布との対応が悪い原因は，地形が再現実験と現実とで異なるためと考えられる．つまり，ある程度の再現性で山雪型の降水が起こっているにもかかわらず，地形に影響を受けやすい山雪型の降水は，地形の違いに対応して現実と再現実験で分布が異なったと考えられる．

各カテゴリA，B，C，D，WU，WD，CU，CDの相対降水量と水の水平スケールの特徴が，再現実験と現実とで一致した．また，WUとWD，CUとCDで相対降水量の分布が異なるという特徴も，再現実験と現実とで一致した．しかしどの特徴についても，その程度は現実に比べて再現実験では弱かった．以上の結果から，T500の低下に伴う降水の増加と集中，T500のトラフに対応するメソスケール擾乱の影響をある程度再現していると考えられる．しかし，再現実験ではその特徴が弱かったことから，RCM20では再現しきれない場合もあったと考えられる．その原因として，RCM20の水平解像度の粗さ，静力学平衡の近似を用いた力学系が挙げられる．メソスケール以下のスケールの擾乱や地形に関連する降水の強弱を高い精度で再現するには，高い水平解像度と非静力学の力学系が要求される．

4. 2. 6　温暖化に伴う変化

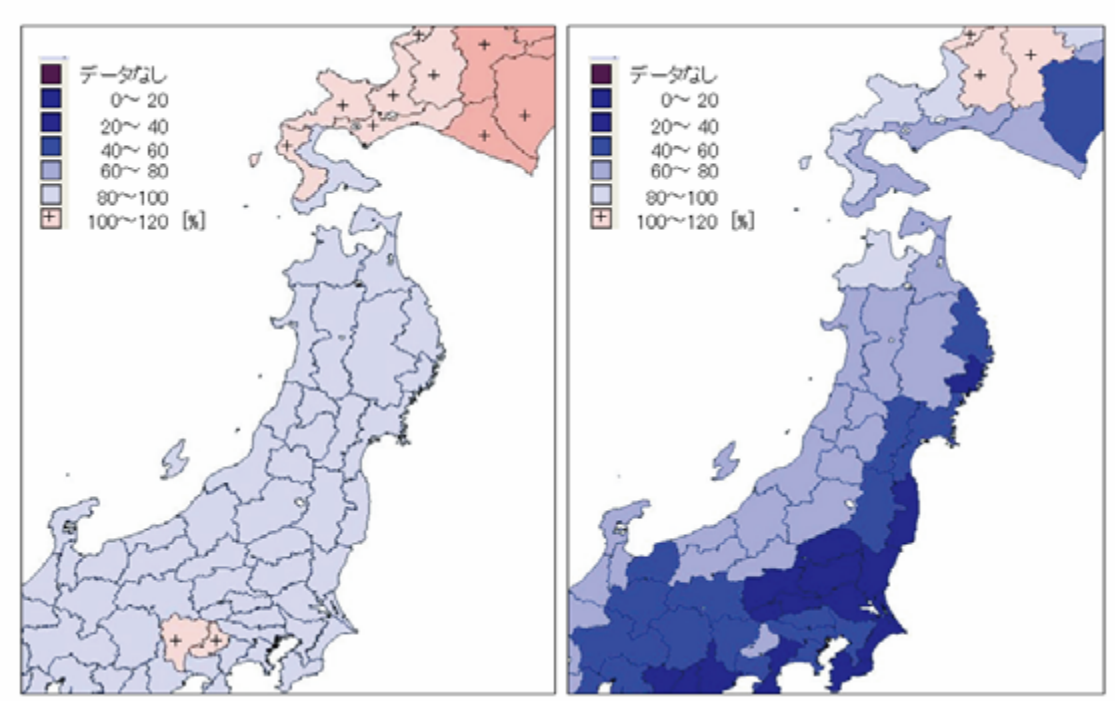
(1) 結果

(a) 季節風日と非季節風日

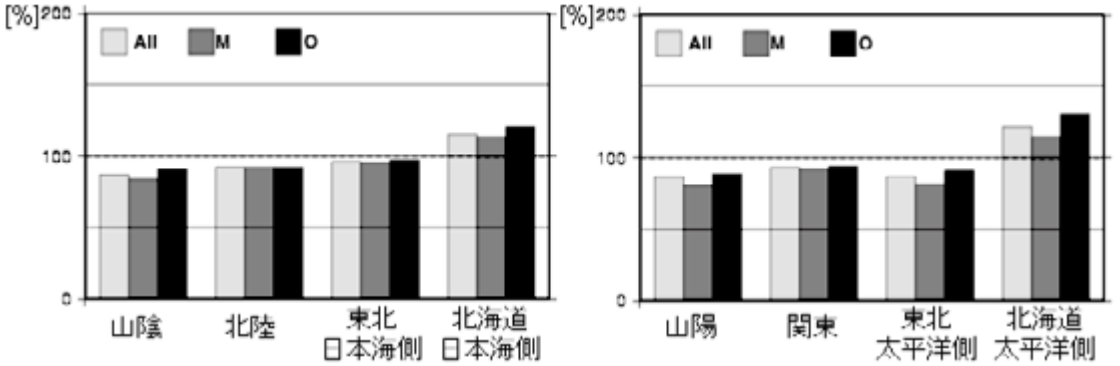
将来予測（2081年から2100年）について，季節風日と非季節風日の判別を行った結果（第4. 2. 1表），M型の日数は724日で再現実験（1981年から2000年）に比べて頻度が低かった．しかし，その差は19日と小さい．

第4. 2. 19図に，1次細分で平均した積算降水量と積算降雪量について，モデルの再現実験に対する将来予測の割合を示す．降水量では目立った大小のない分布だが，降雪量では割合が80％以下の地域が多く，特に太平洋側では60から40％以下の地域が多い．

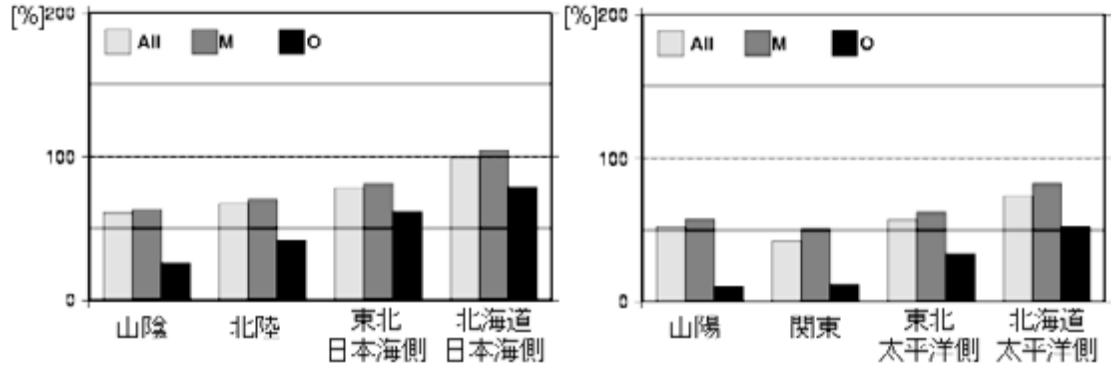
第4. 2. 20図，第4. 2. 21図は，それぞれ地方ごとに平均した降水量と降雪量について，モデルの再現実験に対する将来予測の割合を，厳冬期全体，M型，



第4. 2. 19図　厳冬期全体の積算降水量（左）と積算降雪量（右）について，モデルの再現実験（1981年から2000年）に対する将来予測（2081年から2100年）の割合．積算降水量・積算降雪量は，厳冬期全体について20年間の積算．



第4. 2. 20図　地方平均した積算降水量について，モデルの再現実験（1981年から2000年）に対する将来予測（2081年から2100年）の割合．地方ごとに左から厳冬期全体（All），季節風日（M），非季節風日（O）の順に棒グラフで表している．積算降水量は，20年間の該当する日全ての積算．



第4. 2. 21図　積算降雪量についてであることを除いて，第4. 2. 20図と同様．

O型ごとに示した図である．この図から，降水量は北海道で割合が100％を超えるが，他の地域は80から100％となっている．また，M型とO型で大きな違いはない．これに対し，降雪量では北海道日本海側を除いて100％未満で，南の方ほど割合が小さい．また，日本海側より太平洋側で割合が小さい．さらに，M型に比べてO型の割合が小さいという特徴がある．

(b) T500によるカテゴリ分け

将来予測での季節風日について，北陸地方に対応するT500は再現実験に比べて平均値が4度程度高かった（第4. 2. 4図参照）が，A，B，C，D各カテゴリの出現割合は同程度だった．他の地方でも同様の特徴があった．

T500とΔ_tT500の分布は，再現実験と同様に楕円状の分布となった（第4. 2. 5図）．WU，WD，CU，CD各カテゴリの割合については，再現実験に比べて南の地方ほどCDの割合が大きくCUの割合が小さかったが，その違いは大きい場合でも10％程度だった．

(c) 各カテゴリの相対降水量

将来予測でのカテゴリA，B，C，Dの相対降水量を第4. 2. 6図下に示す．どの地方も，おおむねA→B→C→Dの順で相対降水量が大きくなっている．つまり，T500が低くなるほど相対降水量が大きくなる傾向が，再現実験の場合と一致した．しかし，カテゴリAの相対降水量が，再現実験の場合よりも将来予測のほうが大きい．将来予測でのカテゴリWU，WD，CU，CDの相対降水量（第4. 2. 7図下）については，WUよりWDの方が大きく，CUよりCDの方が大きいという傾向が再現実験の場合と一致した．しかし，CUとCDの差が，再現実験に比べて将来予測の方が若干大きい傾向があった．

(d) 各カテゴリの降水の水平スケール

再現実験でのカテゴリA，B，C，Dについて，距離と日降水量の相関係数との関係を見ると（第4. 2. 10図右），A→B→C→Dの順に相関係数が小さい．つまり，T500が低いほど降水のスケールが小さいという，再現実験の場合と同じ特徴があった． WUとWD，CUとCDについても，WDよりもWU，CDよりもCUで水平スケールが大きいという，再現実験の場合と同様の特徴があらわれた（第4. 2. 11図）．

(2) 結果の解釈と議論

(a) 降水量と降雪量

将来，降水量の増減の幅が小さいのに対し，降雪量では減少する地域が多かった．これは，温暖化により気温が上昇するために，厳冬期の降水が雪ではなく雨となる割合が高くなるためと考えられる．南の方ほど降雪量が減少するという結果も，この考えを支持する．現在の気候において，南の方ほど高い気温での雪が多く，温暖化に伴う気温の上昇で雨に変わる割合が大きいと考えられるからである．日本海側に比べて太平洋側で降雪量の減少幅が大きいという結果も，同様の考え方で説明できる．太平洋側では日本海側に比べてO型の寄与率が高く，またM型でもメソスケールの擾乱が関連して降水が起こることが多く，気温が高い状態での降雪が多いと推測されるからである．

上記の議論では，内陸部に比べて地上気温が高い平野部では降雪量の減少幅が大きくなることが期待されるが，実験の結果ではそのような特徴は現れていない．これは，モデル出力の降水では雨雪の判別が850hPaの気温のみで行われており，地上気温が反映されていないためと考えられる．

(b) T500が季節風日の降水へ与える影響

将来予測における，カテゴリごとの相対降水量と水平スケールの特徴が，再現実験の場合と一致した．よって温暖化後も，現在と同様にT500の変動に伴う降水の変動が現れると考えられる．温暖化に伴いT500の平均値は上昇するが，T500以外の気温や海面水温なども上昇するため，現在と同様の現象が起こるためと推測される．

ただし，カテゴリAの相対降水量が小さくなったことから，温暖化に伴いT500の気温が高い場合の降水量が減る可能性がある．また，カテゴリCDの相対降水量が大きくなったことから，温暖化に伴いT500のトラフ前面の降水が強まる可能性がある．しかし，カテゴリAでは東北と北陸でRCM20の再現性が低く，カテゴリCDでは温暖化に伴う変化量はさほど大きくないため，その信頼性は精細な確認を要する．

4. 2. 7　まとめ

AMeDASデータとNCEP-DOEデータにより現実の降水の特徴を調べ再現実験と比較することで，RCM20の冬季降水の再現性を検証した．さらに，再現実験と将来予測結果を比べることで，温暖化に伴う冬季降水の変化を調べた．

現実の降水の解析から以下のような結果を得た．

・厳冬期を季節風日と非季節風日に分けることで，総観規模以上のスケールについて降水の特徴をまとめた

・T500の影響を考慮することで，メソスケール以下のスケールについて季節風日の降水の特徴をまとめた

そして，その結果は過去の研究結果と合致した．

同様の解析を再現実験の降水について行い現実と比較した結果，RCM20の再現性について以下のような結論に達した．

・総観規模以上のスケールについて，季節風日の降水量の再現性は非季節風日よりも高いため，季節風日の寄与率が高い日本海側の降水は，太平洋側に比べて再現性が高い

・詳細な降水分布の再現性には，地形が大きな影響を与えていると考えられる

・季節風日について，T500の変動に伴う降水の増加と集中を，ある程度再現したと考えられる

・しかしその増加と集中の程度は現実より弱く，メソスケール以下のスケールでは降水の再現性に改善の余地があると考えられる

さらに，同様の解析を将来予測の降水について行い再現実験と比較した結果，温暖化後の冬季降水の特徴について以下の結論に達した．

・温暖化に伴う降水量の変化は大きくないのに対し，降雪量では地域によって大きく減少すると考えられる

・特に太平洋側や南の地方など現在比較的気温の高い状態で雪が降ることの多い地域ほど，降雪量が減少すると考えられる

参考文献

Akiyama, T., 1981：Time and spatial variations of heavy snowfalls in the Japan Sea coastal region Part Ⅱ．Large-scale situations for typical spatial distributions of heavy snowfalls classified by EOF. *J. Meteor. Soc. Japan,* **59**, 591-601

藤田敏夫，1966：北陸地方の里雪と山雪時における総観場の特徴，天気，**13**，359-366.

児玉安正，中山高徳，尾崎尚則，1995：冬季季節風時に見られる東北日本の100kmから数100kmスケールの降水変動，天気，**42**，85-96.

Ninomiya, K., 1989：Polar/comma-cloud lows over the Japan Sea and the northwestern Pacific in winter. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 83-97.

新保明彦, 2001：レーダー・アメダス解析雨量（Ⅰ），天気，**48**，579-63.

土屋清，1972：気象衛星資料の利用の問題点－熱帯気象その他への利用－，気象研究ノート，**113**，107-140.

梅本亨，1991：暖冬年と寒冬年における日本の降水量分布の比較，地理学評論，**64A**，779-790.

横山宏太郎, 大野宏之, 小南靖弘, 井上聡, 川方俊和, 2003：冬期における降水量計の補足特性，雪氷，**65**，303-316.

4.3　夏季の高温*

4.3.1　はじめに

全国的に見れば，東北地方は緯度の高い地域であり，寒冷な気候である．東北地方の夏季の気温による被害は，「ヤマセ」に代表される太平洋側の低温被害が有名である．東北地方の日本海側では，フェーンなどで極端な高温がしばしば観測され，被害が発生することもある（農林水産省，2002）．寒冷な気候には，その気候に対応した産業構造が構成されており，将来において極端な高温の発生状況が変化する場合，これに関する対策を講じておく必要がある．また，熱中症などの人的被害についても，『異常気象レポート2005（気象庁，2005）』に熱中症の増加する気温は35℃とあるが，北日本と西日本では同じ基準で熱中症が増加するとは限らず，むしろ高温に耐性がないだけ，高温の発生状況に敏感に反応する可能性もあるのではないかと考えられる．

このような状況を考えると，東北地方では現在気温が低く，将来の気温が上昇しても極端な気温が出現しないからといって，その影響が小さいとは言えない．また，現在高温害が少ない地域でも，将来の気温上時には，新たに高温害が発生する可能性もある．東北地方内でも産業や人口構成に地域差があり，将来の昇温の程度を東北の詳細な地域でどのようなものであるかといった情報も必要である．

一方，高温をもたらす原因は，(i) 高温域の移動，(ii) 日照による陸面からの過熱，(iii) フェーンなどの力学的な加熱が考えられる．このうち (i) については，広域の現象であるが，残り2つは局地的な現象である．(i) と (iii) については，風向風速により影響を受ける地域やその程度が変わる．つまり，高温の発生は，局地性があり，風向風速により高温となる地域に変化が生じると考えられる．

以上のことから，東北地方の詳細な地域に対して高温に対する情報を得る価値はあると考えた．特に，今回の調査では高温になる詳細な地域の変化などの情報を得るために，風向風速に着目して高温の特徴を調べることとした．このような目的で，RCM20の結果の現在気候の再現性を確認し，またその将来予測結果から，将来の東北地方の高温発生の特性を調べる．

4.3.2　解析データと解析方法

はじめに，調査に用いたデータセットについて述べる．期間については，再現性の検証は1981～2000年，将来予想は2081～2100年とし，いずれも解析月は盛夏期（7月と8月）とした．1981～2000年の実況データは，地上のデータにはアメダス，高層データにはNCEP-DOEを用いた．これらのデータの詳細は第2章に示したとおりである．RCM20の地上のデータは，第2章に詳細を示したが，この各格子点の値をアメダス地点へ距離の重みをつけて内挿した．RCM20の上層のデータは，NCEP-DOEと同じ2.5°間隔の格子に領域平均した．地上のデータとしては，日最高気温を100m毎に0.65℃で高度補正を行い海面高度の値に変換したものを用いた．上層データは，850hPaの風データを使用した．各アメダス地点に対応する850hPaの風の値は，2.5°間隔の格子点の最近接点のものとした．

RCM20は20km格子であり，第2章でも述べたように小スケールの盆地や急峻な峰などの地形は再現していない．このため，次節で確認するように，そのような局地的なスケールで起こる現象は，現実のアメダス地点では捉えることが可能であっても，RCM20での再現性は期待できない．このことを考慮して，解析方法として，まず，850hPaの風向風速を第4.3.1表のように分類し，この分類毎にアメダス地点の日最高気温を平均する．これにより，各風向で高温となる地域分布の違いを概観し，その特性の違いについて理解を得る．その結果をもとにし

第4.3.1表　850hPaの風向風速分類表．
この表の850hPaの風向風速分類により日最高気温を平均する．

風向	風速
①N－E（方位角0°～90°）	①0～5m/s
②E－S（方位角90°～180°）	②5～10m/s
③S－W（方位角180°～270°）	
④W－N（方位角270°～360°）	

* 森　浩俊（仙台管区気象台観測課，現　気象庁気候情報課）

て，再現可能な水平スケールを検討し，局地的な現象の影響が小さくなるように，日最高気温の地域平均を行う．地域平均する地域領域の決定には，各アメダス地点で最高気温が上位10％以上にはいる日（以下では，高温日）の一致日数を規準としたウォード法によるクラスター分析をもとにした．クラスター分析のプログラムには，統計処理用ソフト『R』（R Development Core Team，2005）（URL：http://www.R-project.org参照）を用いた．地域平均値が求まったあとは，各地域の日最高気温の平均値が上位10％以上（以下では，各地域の高温日）となる850hPaの風の発生頻度を比較することで，将来予測において高温リスクの起こり方に変化が起こるかを明らかにする．ただし，現実とモデルの850hPa風の全体の違いを差し引くために，再現実験と将来予測ともに，モデルで高温日となる850hPaの風の各風向風速の発生頻度に，［現実の850hPaの風向風速の頻度］÷［モデルの再現期間における850hPaの風向風速の頻度］を掛けて補正した．また，各グループに関する850hPaの風については，そのグループに属するアメダス地点に対応する850hPaの風を地域平均したものを用いた．

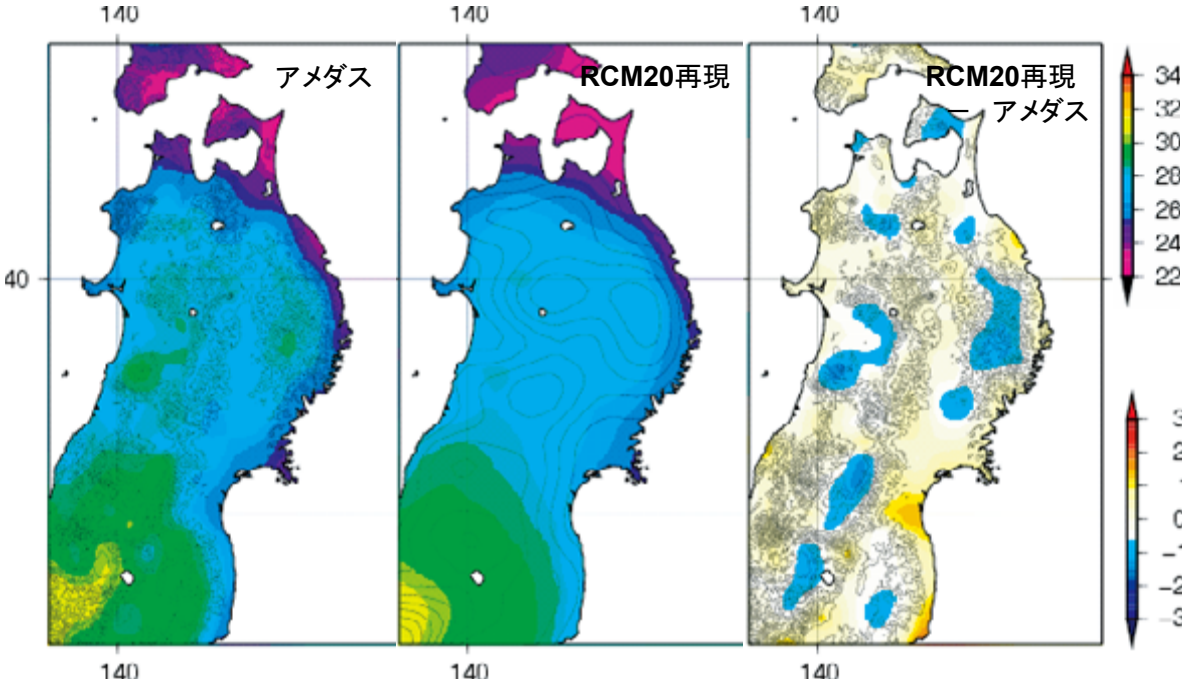
4. 3. 3　再現性の検証

（1）バイアス

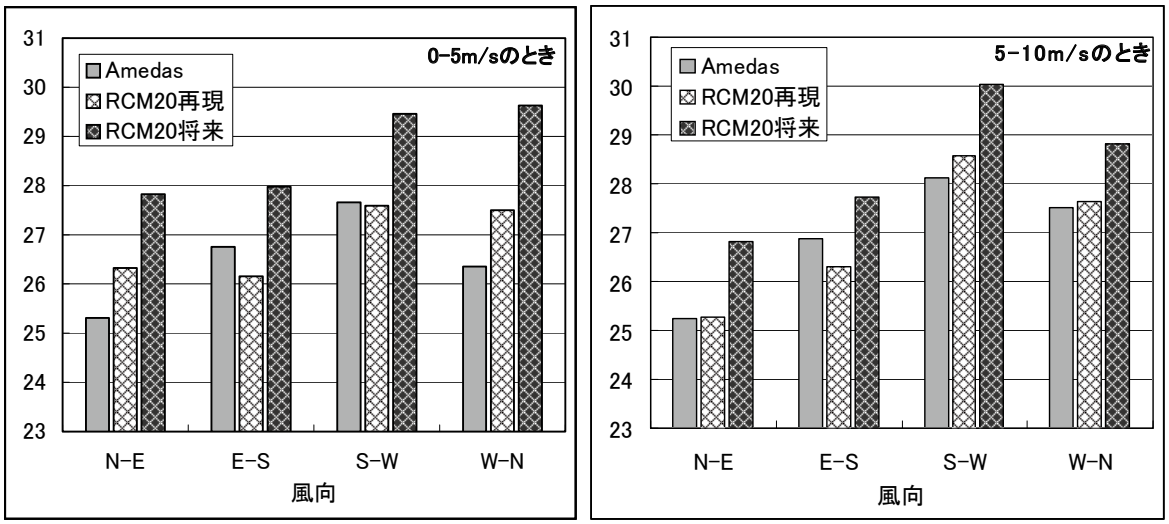
850hPaの風向風速別の解析結果について述べる前に，全風向・全風速の結果からRCM20の日最高気温のバイアスについて見る．東北地方全域のバイアスは月平均日最高気温の東北地方平均（第3. 2. 2図）に示したように，7月と8月はアメダスとRCM20の間のバイアスは小さい．さらに，地域間でバイアスに差があるかどうか検証するため，7，8月間の日最高気温の平均分布図（第4. 3. 1図）を示すと，局地的な地形に対応した差はあるものの，差の程度は±1℃以内である．このため，以後の解析ではアメダスとRCM20の比較の際にバイアスは考慮しない．

（2）850hPa風向風速別の東北地方平均値

先に述べたように，高温の発生には風と地形の影響が大きいと考えられる．これを見るため第4. 3. 1表で分類した850hPaの風向風速による東北地方全体の最高気温の変化を示す（第4. 3. 2図）．実況の特徴は，次のとおりである．(i) 風速に依らず，風向が南西方向で最も高く，北東方向で最も低くなっ



第4. 3. 1図　7，8月間の日最高気温の平均分布図．
左：アメダス，中央：再現期間のRCM20，右：再現期間のRCM20とアメダスとの差である．地図上の等値線は標高に対応し，左と右の分布については高度250m間隔で，RCM20については150m間隔で引いている．図右側上のカラーバーは，気温を，下は差のものとなっている．



第4.3.2図　850hPa風向風速別の東北地方の7，8月間の平均最高気温.
左：風速が0～5m/sのとき，右：風速が5～10m/sのとき．それぞれ縦軸は気温，横軸は風向の分類となっている．左上に凡例を示した．棒グラフの塗りつぶしは，灰色がアメダス，白抜き斜め格子がRCM20再現，黒抜き斜め格子がRCM20将来である．

ている．(ii) 風速が弱いとき（風速0～5m/sのとき，以下略）は，風向が南成分（第4.3.1表の風向②と③，以下略）で高く，北成分（第4.3.1表の風向①と④，以下略）で低い．(iii) 風速が強いとき（風速5～10m/sのとき，以下略）は，風向が西成分（第4.3.1表の風向③と④，以下略）で高く，東成分（第4.3.1表の風向①と②，以下略）で低い．(iv) 風速が強くなったとき，北東方向のみ上昇せず，北西方向のときの上昇が他の風向に比べ顕著である．

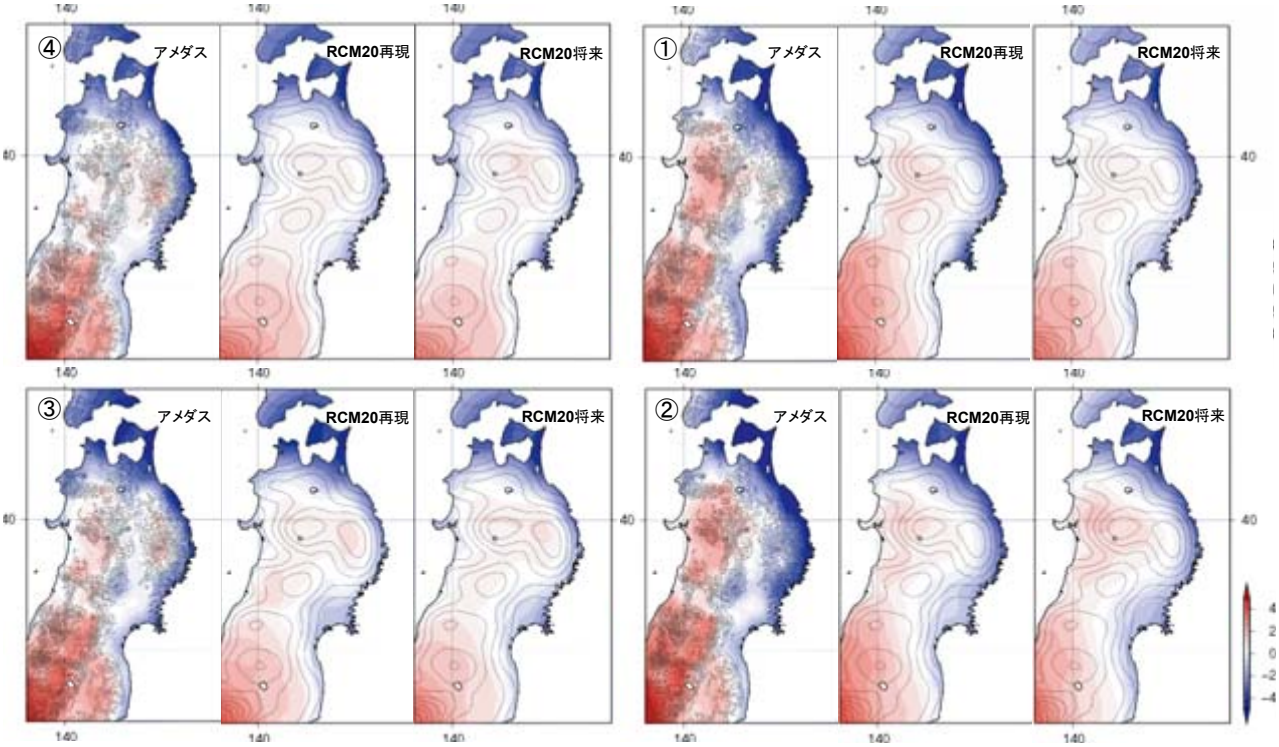
一方モデルでは，風速に依らず，風向が南西方向で最も高くなるところは，実況と同様である．風速が強いときには，実況の特徴 (iii) で述べたような各風向間の傾向をよく再現しており，温暖化予測に，モデルの最高気温を使うことができることが確認できた．しかし詳細に見るといくつかの差異が見られる．風速が弱いときに差が大きく，実況の特徴 (ii) で述べたようなものと違い，風向が西成分で高く，東成分で低くなっている．特に風向が北成分のとき1℃程度高い．風が弱い場合には，地形に対応した局地的な循環が最高気温に与える影響が大きいと考えられるが，モデルでは実際の地形に比べ粗い地形しか表現していないので，局地的な循環を表現できていないためである可能性がある．一方，風が強い場合は実況とモデルの差は小さい．風が強い場合は，より大きな規模の循環により最高気温が決まってくるため，モデルでも十分に現象を再現できている可能性があると考えられる．

(3) 気温分布

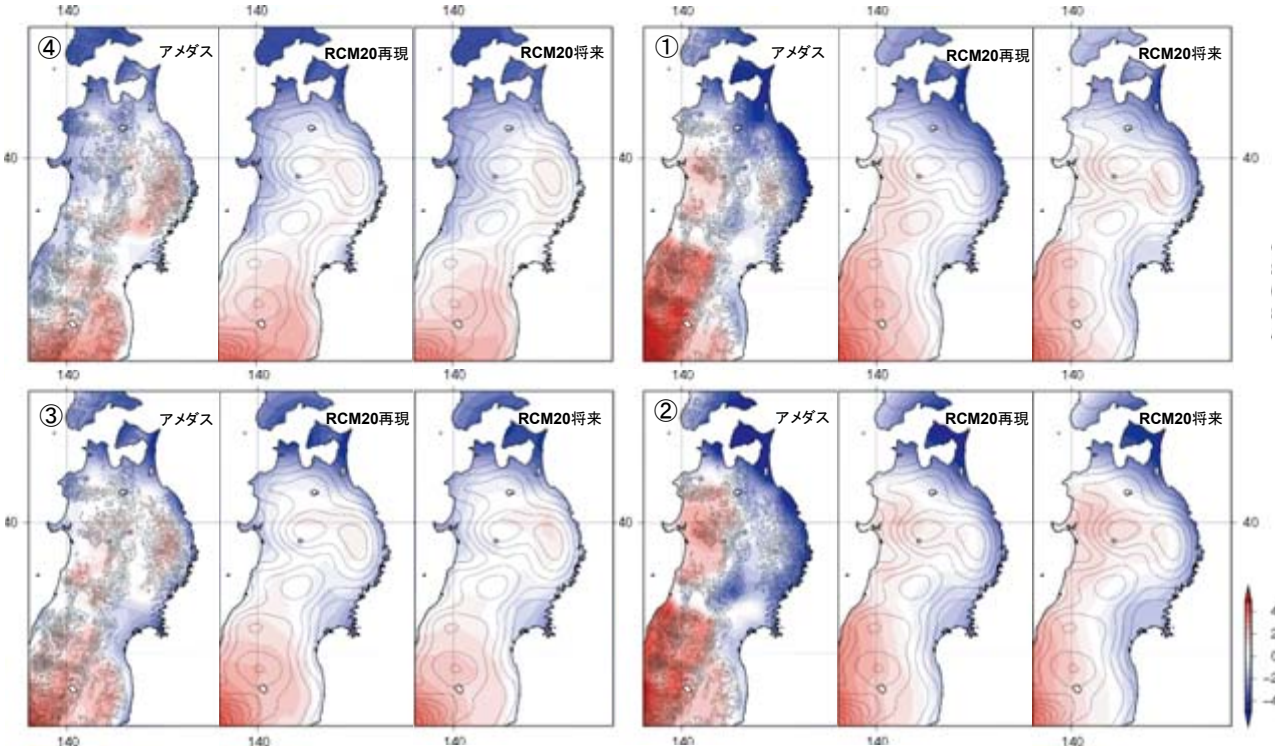
前項で850hPaの風向風速に関して，東北地方平均における日最高気温の変化を示した．ここでは850hPaの各々の風向風速で高温となっている地域の分布の特徴について述べる．第4.3.3図，第4.3.4図に，各々の風向風速の東北地方平均からの偏差の分布図を示す．東北地方平均の最高気温は，各風向風速，アメダス，モデル，現在気候再現，将来予測で別々にとっているために，いずれの図も全領域で偏差を平均するとゼロになることに注意してほしい．

まず，風速が弱いときについて述べる．実況の分布の特徴としては，どの風向においても，太平洋側に比べ日本海側が高く，風向が東成分のときこの差は大きい．また，内陸でプラス偏差になっている．これはモデルでも再現している．しかし，実況が内陸の盆地などで大きなプラス偏差を持っているのに対し，モデルではそのような盆地や急峻な地形を表現していないため，それらに対応した大きな偏差の表現には乏しく，全体的に滑らかな分布となっている．

次に，風速が強いときについて述べる．実況とモデルともに，風上でマイナス偏差，風下でプラス偏



第4.3.3図　850hPa風向風速別の東北地方の7，8月間の平均最高気温から偏差の分布図（風速0～5m/sのとき）．
各図は，左:アメダス，中央: RCM20再現，右: RCM20将来であり，右上の番号は表4.3.1の風向に対応している．
右下のカラーバーは偏差を大きさを表し，単位は℃である．



第4.3.4図　850hPa風向風速別の東北地方の7，8月間の平均最高気温から偏差の分布図（風速5～10m/sのとき）．
風速が5～10m/s以外は第4.3.3図と同様である．

差となるコントラストは表現されている．風向が奥羽山脈に直角な方向の場合は（第4. 3. 1表の風向②と④）奥羽山脈を境にコントラストが顕著に見られる．平行な南より方向の風向（第4. 3. 1表の風向③）ではコントラストは弱いが，これはこの風向のとき，暖気の移流が大きいとともに，風向が奥羽山脈に平行なため，地形の影響が小さく，東北全体が一様に高温となりやすいためである．

風速が強い場合の実況との比較においては，RCM20の山脈を境とした偏差の正負のコントラストが弱めである．また，風下でプラス偏差となっている点は再現しているが，地形の違いから風下となる地域に位置ずれがある．この影響は，風向が西成分のときの北上高地周辺や風向が東風成分のときの鳥海山付近などに見られる．

(4) クラスター分析と地域分類

気温分布の検証から，急峻な地形に対応した違いはあるものの，日本海側と太平洋側，沿岸部と内陸部とスケールにおいては，風上風下などの特徴を含めて，よく分布の特徴を再現していた．そこで，正偏差域の位置ずれなどを考慮すると，盆地や急峻な地形の影響を受けない空間スケールは，東北の各県を2つに分割する程度であると考えられる．そこで，最高気温のクラスター分析により，アメダスの各地点を12のグループに分類し，その領域平均で再現性を検証する．その12グループをA～Lと名づける．その結果を第4. 3. 5図に示す．ただし，地点番号33441，35002，35146のように周りと孤立して異なるグループに分類された地点については，そのアメダス地点固有の局地性の影響が考えられるので，各グループの領域平均値の計算の際には除いた．

この空間スケールでの高温日の再現性を確認するため，第4. 3. 6図に各グループの日最高気温平均値の上位10％値の比較を載せた．A，B，C，Fなどの東北北部中心の地域で差が大きいが，その大きさは1℃程度の違いに限られ，この空間スケールでのモデルの高温日の再現性はよいと考えられる．

各グループの地形との対応を考えると，C，Iは平野，B，E，G，H，Lは内陸（山地），A，D，F，J，Kは沿岸と大まかに分けられる．(3) 項で示したように，850hPaの風向風速と地形とは関連がある．このため，次項では，この大分類ごとに高温日の850hPaの風向風速に関する発生頻度の特徴を示す．

(5) 高温日の850hPaの風向風速に関する発生頻度

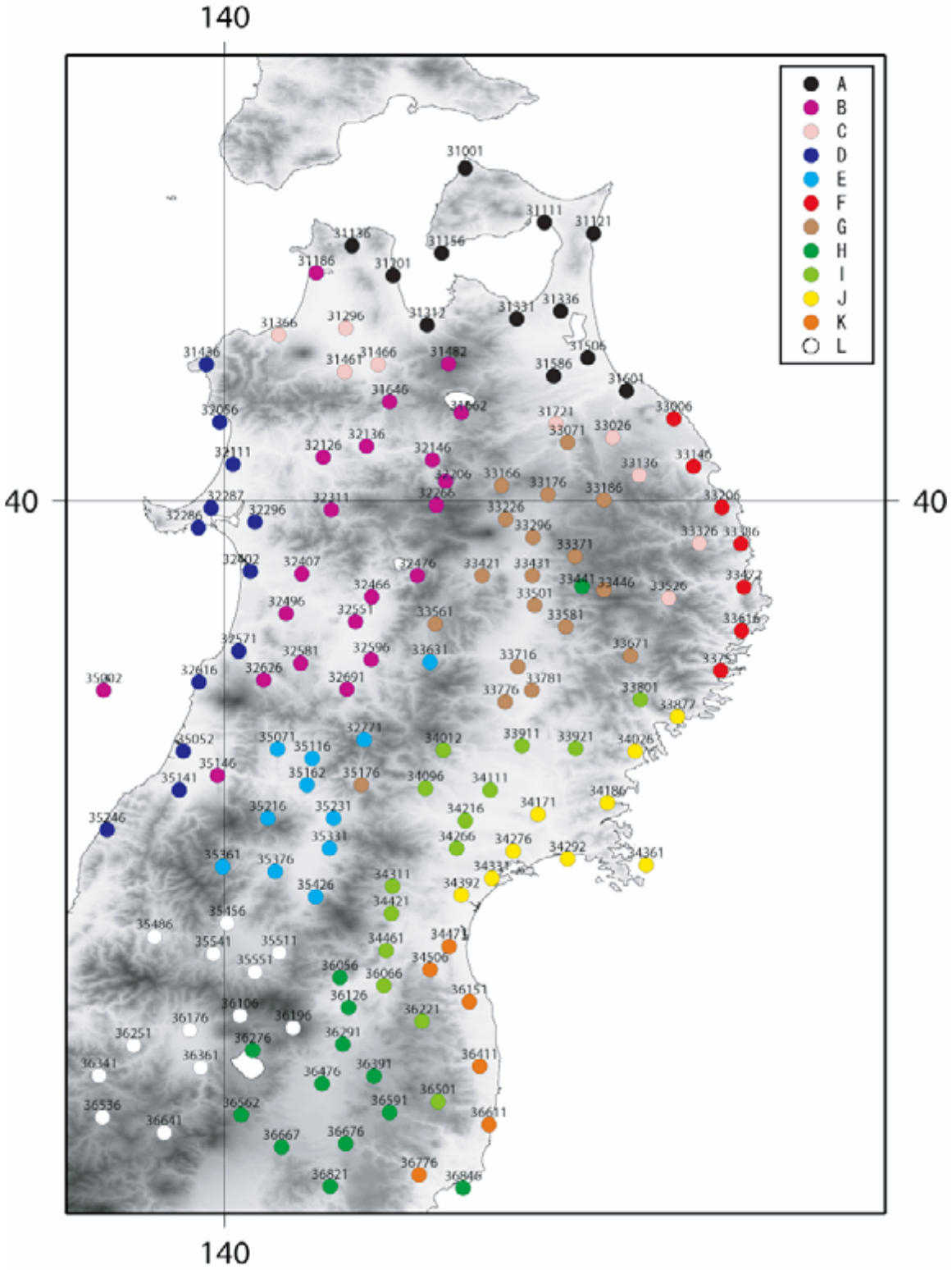
第4. 3. 7図に高温日がどのような風向風速に対して発生しているかをグループごとに示した．ここでも，まず実況の特徴から述べる．グループE，L以外は，風向が南西よりで，風速が5～10m/sのときが，最も頻度が多くなっている．この区分は，全体の風向風速の頻度分布でも最も頻度が多い．例として第4. 3. 8図を示すが他の地点でも同じである．したがって，この区分が最も多くなるのは自然である．

内陸のグループにあたるB，E，G，H，Lは基本的に第4. 3. 8図の風速の頻度分布と同じような分布をしている．すなわち，どの風向風速でも同程度の確率で高温となり，これらのグループの高温日の起こりやすさは風向風速以外の要因が大きな影響を与えている可能性が高い．ただし，グループE，Lについては，風向が南西よりで，風速が0～5m/sのときが，最も頻度が多くなっているが，この区分は，全体の風向風速の頻度で最多頻度である風向が南西，風速が5～10m/sの区分に次いで多く，差も小さい．

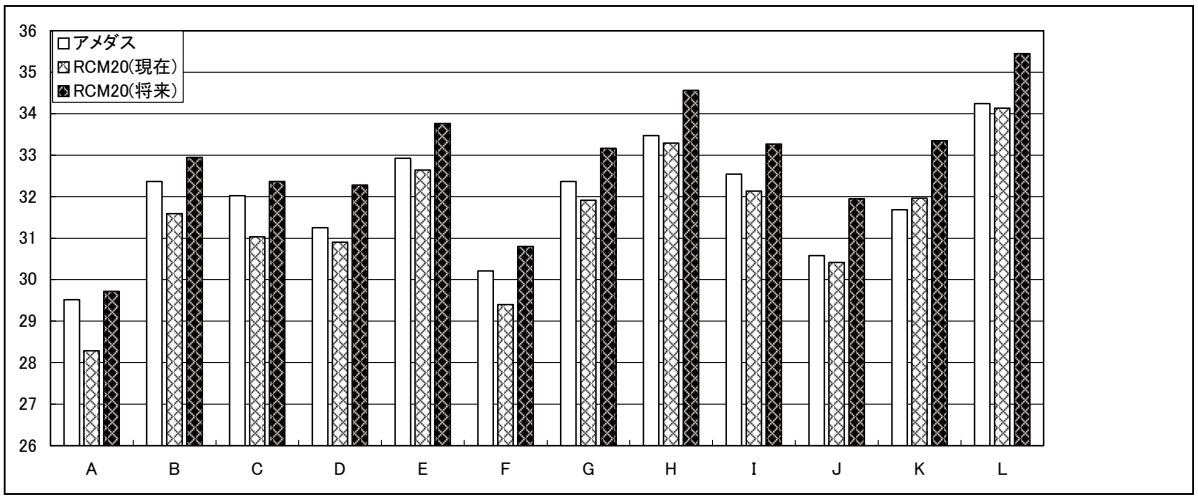
沿岸の地域にあたるグループA，D，F，J，Kでは，海からの方向となる風向の頻度が小さくなっている．沿岸でも，海から山が切り立った地形であるFやKと沿岸部に平地がある地形であるA，D，Jとでは風速に対する頻度の変化に違いある．前者では風速が強まると高温となりやすい傾向を示すとともに，風速が0～5m/sの頻度が顕著に少なくなっている．後者では，風速が0～5m/sでも比較的多く高温となっており，風速による増加が顕著ではない．

内陸と沿岸の中間の位置にあるIやCは，空間的な位置関係と同様に，風向風速の頻度も沿岸と内陸の中間的な振る舞いを示す．つまり，山側から吹く風向で頻度が多く，風速の強くなると高温になりやすいが，FやKほどこの傾向は強くない．

次にモデルの再現性能について示す．モデルの850hPaの風向風速の頻度分布の再現結果（第4. 3. 8図）は，風向が南西よりで，風速が5～10m/sのときが全体で最も多く，実況をよく再現している．



第4.3.5図　東北地方のクラスター解析結果.
各アメダス地点の日最高気温が上位10%にはいる日の一致日数を規準として，ウォード法によるクラスター分析を行い，東北地方を12のグループに分けた結果．グループ名はA～Lまでのアルファベットで名づけた．図右上の凡例に，シンボルの色と各グループの対応を示した．地図上の黒色の数字は，各地点のアメダス地点番号を表し，黒白の濃淡は地形を表す.



第4. 3. 6図　各グループで平均した日最高気温の上位10%値.
縦軸は気温，横軸はクラスター分析による地域の分類となっている．棒グラフの塗りつぶしは，白抜きがアメダス，白抜き斜め格子がRCM20再現，黒抜き斜め格子がRCM20将来である．

他の風向の場合も頻度は概ねよいが，実況に比べて弱い風の頻度が少なく，強い風の頻度が多くなる傾向がある．

高温日となる850hPaの風向風速の頻度は，どのグループでも，風向が南西で風速が5～10m/sの区分がもっとも多い．実況で0～5m/sで高温が起きやすかったグループE，Lで，モデルでは風速5～10m/sの頻度の時に高温がおきやすくなっており，実況と最多風向風速が異なっている．この点を除けば，内陸の地域にあたるB，E，L，G，Hについては，実況と同じ特徴を示している．

沿岸の地域にあたるグループA，D，F，J，Kでは，海からの方向となる風向の頻度が小さくなっている点は再現している．しかし，海から山が切り立った地形であるJやKなどでは，風速が0～5m/sの頻度が実況に比べ多く，風速が強まると高温となりやすい傾向が不明瞭となっている．

内陸と沿岸の中間の位置にあるIやCは，Cの北西よりの風向0～5m/sを除けば，実況とよく似た頻度分布となっている．

4. 3. 4　将来予測

(1) 850hPa風向風速別の東北地方平均値

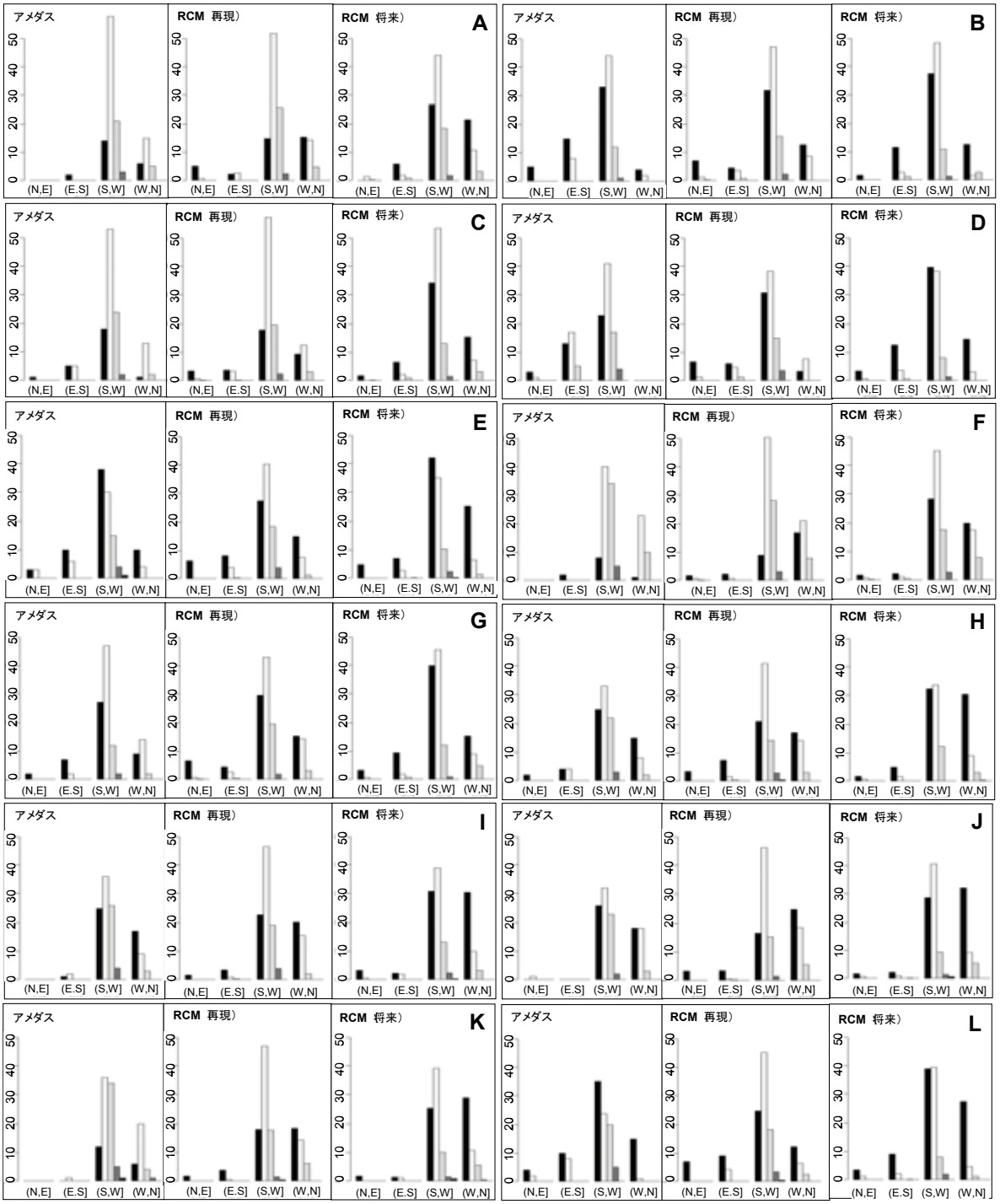
はじめに，850hPa風向風速別に将来の日最高気温の変化量に差があるのかどうかを，東北地方平均値で大まかに把握する．第4. 3. 8図に示したように，現在と将来において850hPaの風の頻度分布は，将来弱い風が若干増えるが，風向に関する分布に大きな差はない．東北地方平均値は，第4. 3. 2図に示したように，どの風向風速でも再現実験に対し上昇している．上昇の程度は風向風速間で差があり，風速が弱いときは風速が大きい時に比べて上昇がやや大きい．風向が北西で風速が0～5m/sのときが最も大きく2.1℃上昇し，最も小さいのは，風向が北西で風速が5～10m/sの場合で1.2℃である．

(2) 気温分布

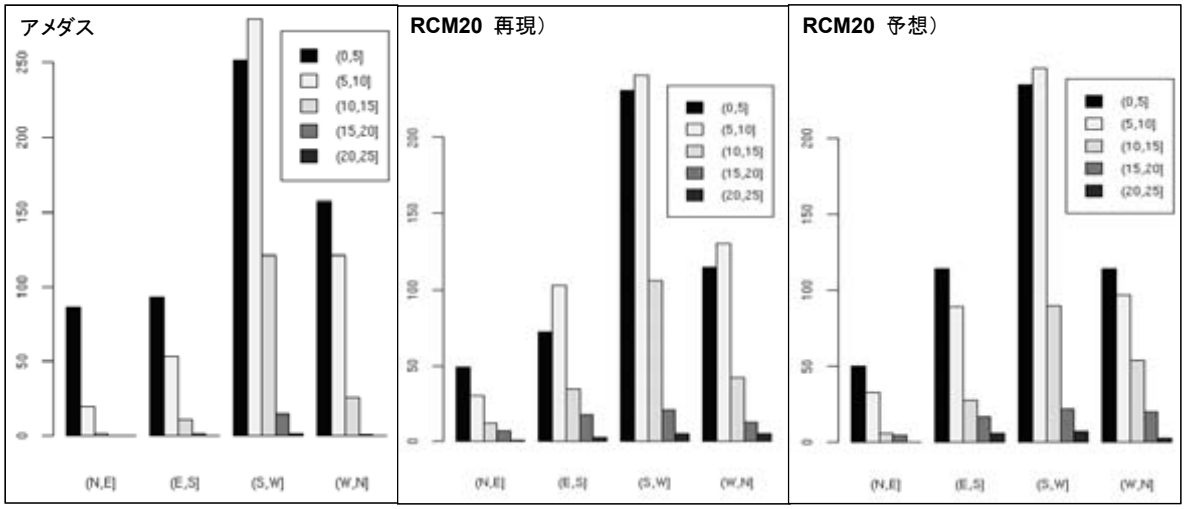
第4. 3. 3図，第4. 3. 4図に示したように，将来，どの風向風速でも高温となる地域の分布に大きな変化がない．特に西よりの風向で変化が小さい．一方，東よりの風向では，若干の変化が見られる．南東よりの風向のときには，東北北部日本海側の地域で平均に比べて最高気温上昇が大きい．また，北東よりのときには，地域的なコントラストが弱まり，高温化しやすい領域が太平洋側にやや広がる傾向が見られる．

第4. 3. 9図で示すように，前節(4)項で定義した地域区分でみると，どの地域でも日最高気温の上位10%値は上昇している．また地域間で上昇幅の差は大きくはないがあり，内陸で1.2℃，平野で1.3℃，沿岸で1.4℃ほど上昇している．さらに，各部グループの風向風速別に最高気温の上昇の程度をみるた

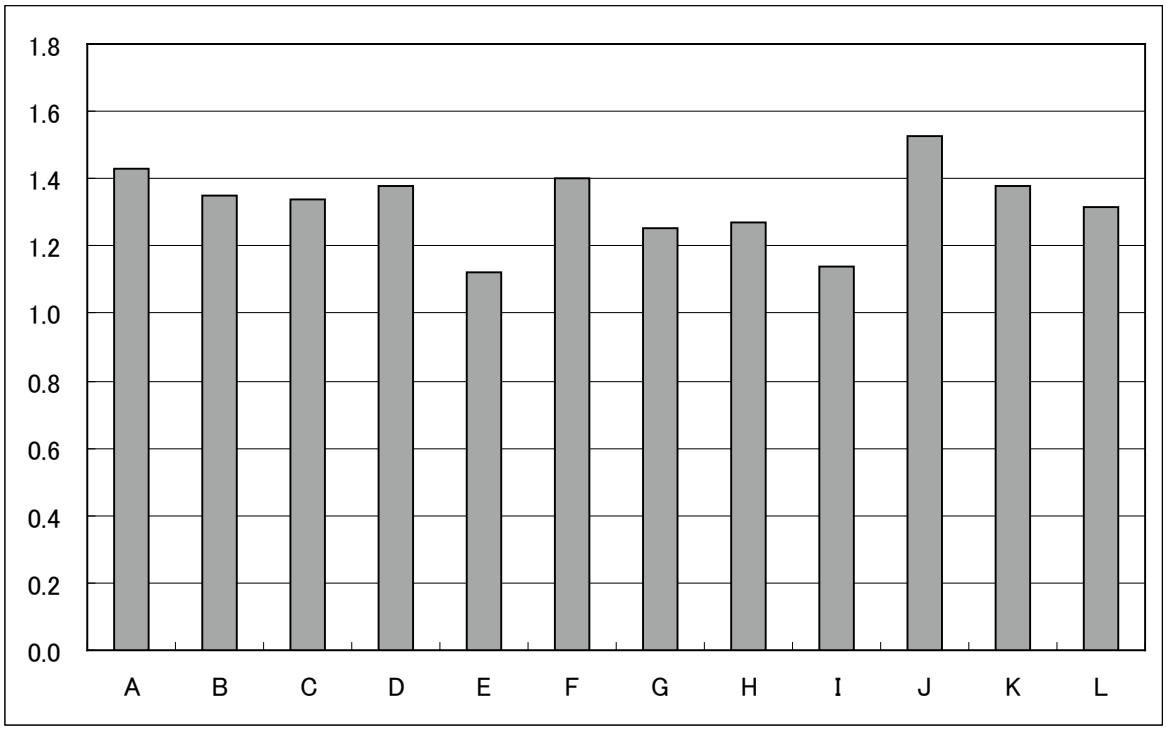
め，第4. 3. 10図に日最高気温平均値の再現実験に対する将来予想の差を示した．風向が北東よりであるときに，地域間の上昇の程度に大きな差がある．A，C，F，Jなどの東北地方の北東象限に位置する地域で上昇幅が2℃程度と大きく，E，Lなどの日本海側の内陸で1℃程度と小さい．北東よりの風向のときの現在気候の最高気温では，A，C，F，Jなどの東北地方の北東象限に位置する地域が低く，E，Lなどの日本海側の内陸の地域が高かった．この結果，この風向のときに偏差の分布図で地域的な



第4. 3. 7図　クラスター分析による各グループの高温日における850hPa風向風速の発生頻度．
各図は，左：アメダス，右がRCM20再現であり，右上のアルファベットはクラスター分析によって分けられたグループ名を示す．縦軸は頻度，横軸が風向の分類となっている．右下の凡例は，棒グラフのグレースケールと風速の分類との対応を表す．



第4. 3. 8図　（N37.5，E140）における850hPaの風向別頻度分布.
左：アメダス，中央：RCM20再現，右：RCM20再現である．各図は，縦軸は頻度，横軸が風向の分類，凡例が風速の分類となっている.



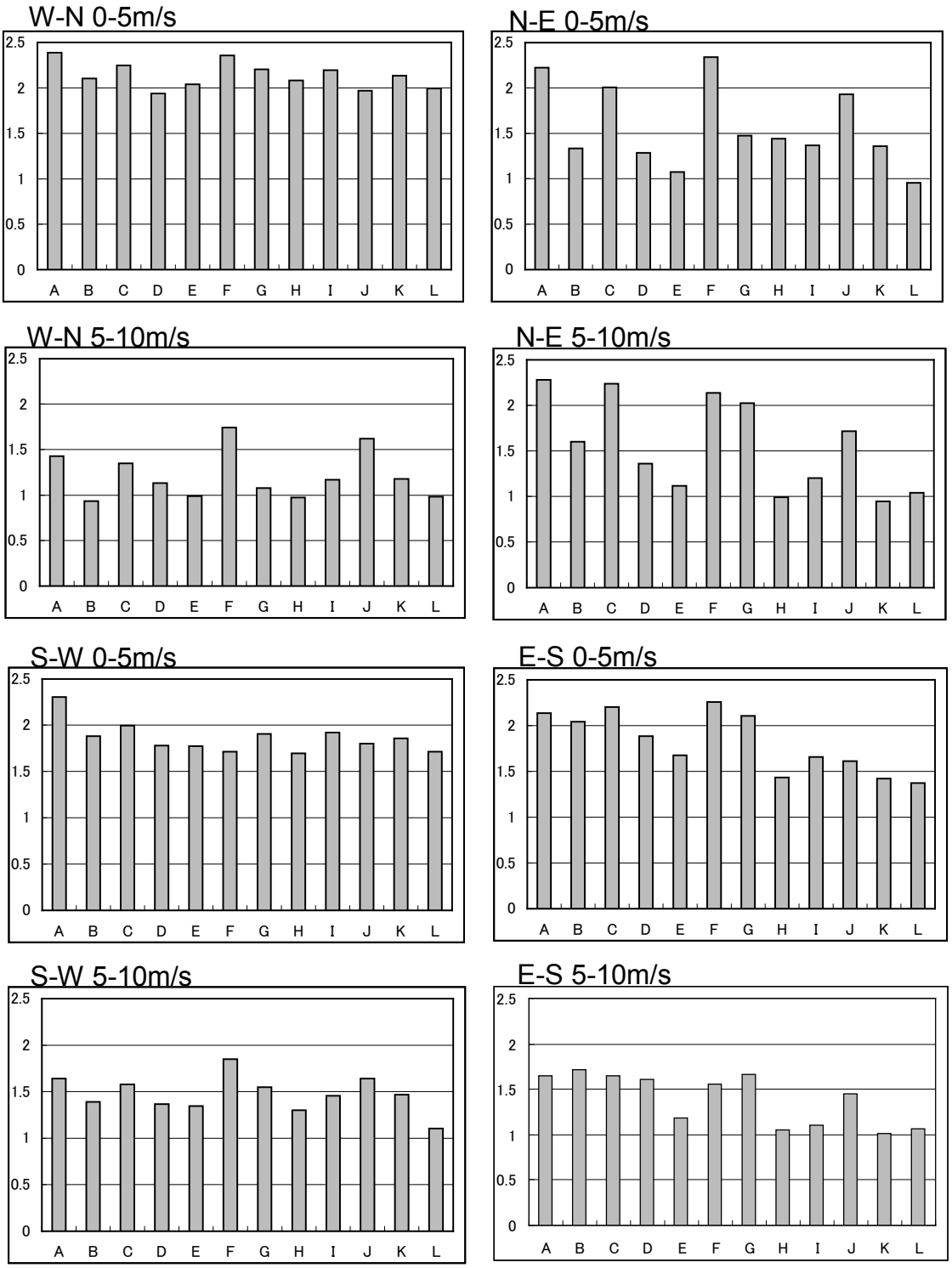
第4. 3. 9図　各グループで平均した日最高気温の上位10%値の再現実験に対する将来予想の差.
縦軸は増加量で単位は℃，横軸はクラスター分析によるグループ名となっている.

コントラストが弱まる傾向が見られた．気温分布の，詳細な850hPaの風向風速への依存性は，次項の850hPaの風向風速に関する発生頻度の項で詳しく述べる.

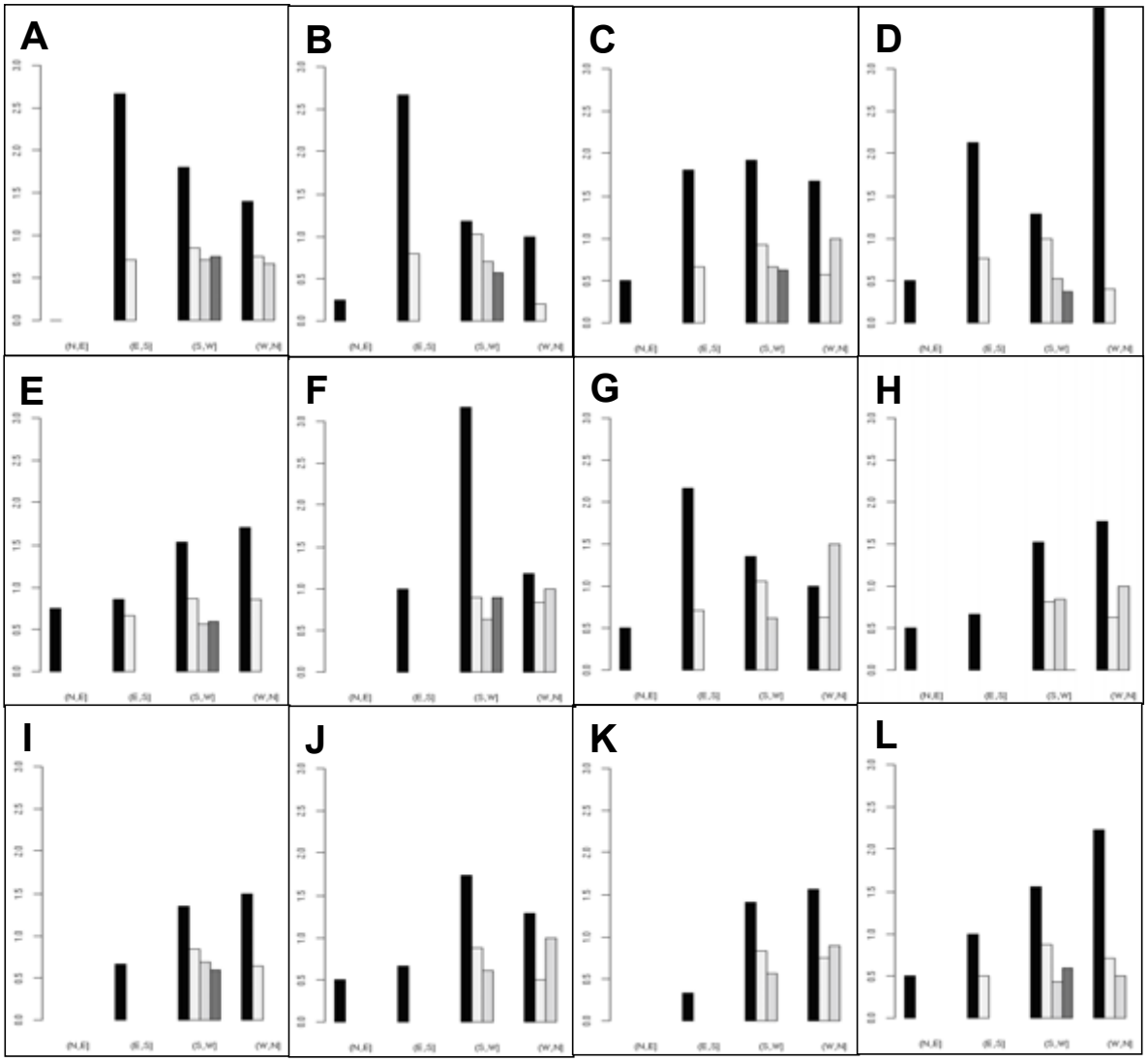
(3) 高温日の850hPaの風向風速に関する発生頻度

第4. 3. 7図に，将来における高温日となる850hPaの風向風速の発生頻度をグループごとに示している．将来のこの増減をみるために，将来の高温日における850hPaの風向風速の発生頻度を再現

のその発生頻度で割ったものを第4. 3. 11図に示す．ただし，分母となる再現の発生頻度が小さいときには，比が大きくなる場合があることに注意する必要がある．これから，ほとんどの地域において，北西より，南西よりの風向で，0～5m/sの風速で高温の発生する頻度が高くなっていることがわかる．この増加は第4. 3. 8図で見られる0～5m/sの風速の頻度の増加に比べて大きくなっている．一方，風速が



第4. 3. 10図　クラスター分析による各グループの850hPaの風向風速別に関する日最高気温平均値の再現実験に対する将来予想の増加量．
各図は，左上側に，850hPaの風向風速を記した．縦軸は増加量，横軸はクラスター分析によるグループ名となっている．



第4. 3. 11図　将来予測のクラスター分析による各グループ別の高温日における850hPaの風向風速の発生頻度の変化率.
各図は，左上のアルファベットは地域分類を示す．縦軸は変化率，横軸が風向の分類となっている．右下の凡例は，棒グラフのグレースケールと風速の分類との対応を表す.

0～5m/s以外の高温の発生する頻度は，グループGの北西よりの10～15m/s以外では，将来，どのグループもが減少している.

(4) 将来予測のまとめ

日最高気温の上位10％値の上昇には，地域分けしたグループ間で大きな差がないが，内陸部で小さく，沿岸部ほど大きい傾向が見られた．再現性の検証から高温の発生は風向風速と関係しており，内陸ではあまり風向風速によらないと考えられるが，沿岸部などでは，風向により高温となる地域が変化し，風速が大きくなると発生確率が高くなると考えられた．一方，将来の850hPaの風向風速の頻度分布は，風速が弱いときの頻度が増加している．このことから推測される結果は，沿岸部で高温日が起こり難くなることである．しかし，将来予測の結果では，むしろ沿岸部で高温が起こりやすくなり，地域間の差を小さくしている．これは将来において，現在と高温の起こり方に変化が生じることを意味している．将来の高温日に対して対策や予測をする場合には，このことに留意する必要があるだろう.

4. 3. 5　まとめと考察

RCM20の高温の発生に関して，モデルの検証を行うとともに，温暖化予測を行った．高温は大規模場の移流による気温上昇とともに，日照による陸面からの過熱，フェーンなどの力学的な加熱などの原因が考えられる．これらは風と密接に関係していると考えられることから，高温の発生を，風の状況を考慮しながら解析を行った．

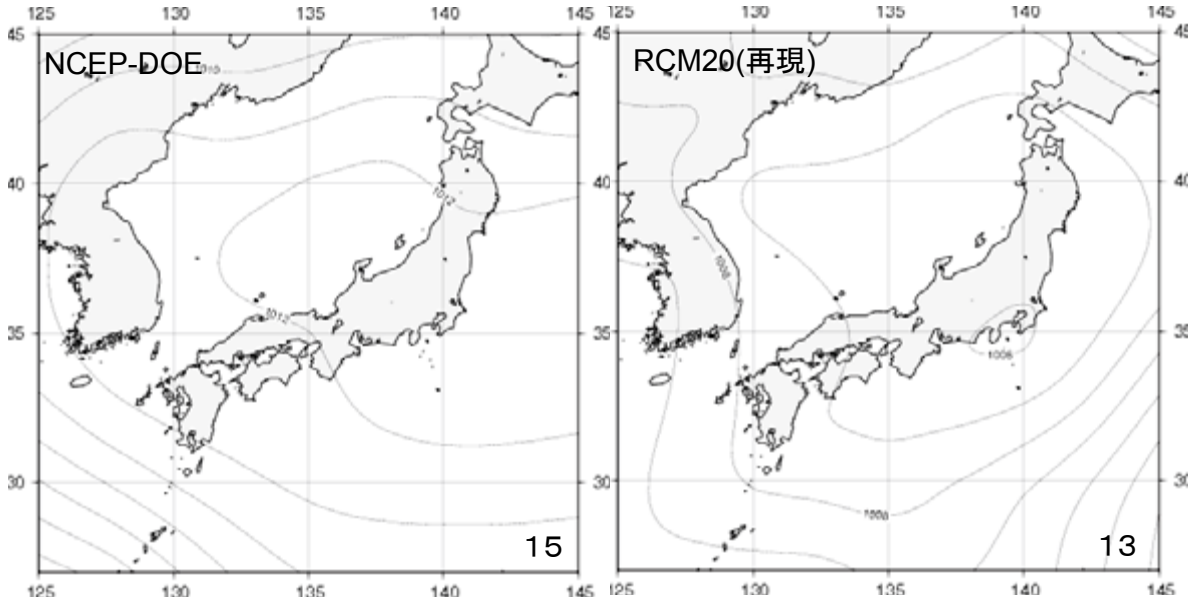
実際の高温の発生については，アメダスとNCEP-DOEのデータを用いてその特性を求めた．この結果をまとめると次のとおりである．東北地方平均で高温となる風向は，850hPaの風が弱いときは南よりの風向，850hPaの風が強いときは西よりの風向である．分布の特徴として，高温となる地域は，850hPaの風が弱いときは内陸，850hPaの風が強いときは山脈の風下である．また，クラスター分析を用いて東北地方を12の領域に分けた．この各グループの高温日における850hPaの風向風速の発生頻度から，内陸は風向風速に対して発生確率が同じであるが，沿岸ほど山側から吹く方向となる風向のとき，強風で高温となりやすい傾向があることが分かった．

RCM20は最高気温の値や分布をよく再現していた．クラスター分析による各地域の上位10％値でRCM20の再現性能を調べると，どの地域もほぼ現在気候を再現していた．また風向風速毎の発生頻度でも再現性能を確認することができた．将来予測結果では，現在と高温の起こり方に変化が生じる可能性を示した．それは，将来において850hPaの風の弱いときに，とくに沿岸部で，高温が発生しやすくなるものであった．しかし，細かな表現については，再現性が十分ではなく，以下でそれらについて，その原因として考えられる可能性について考察する．

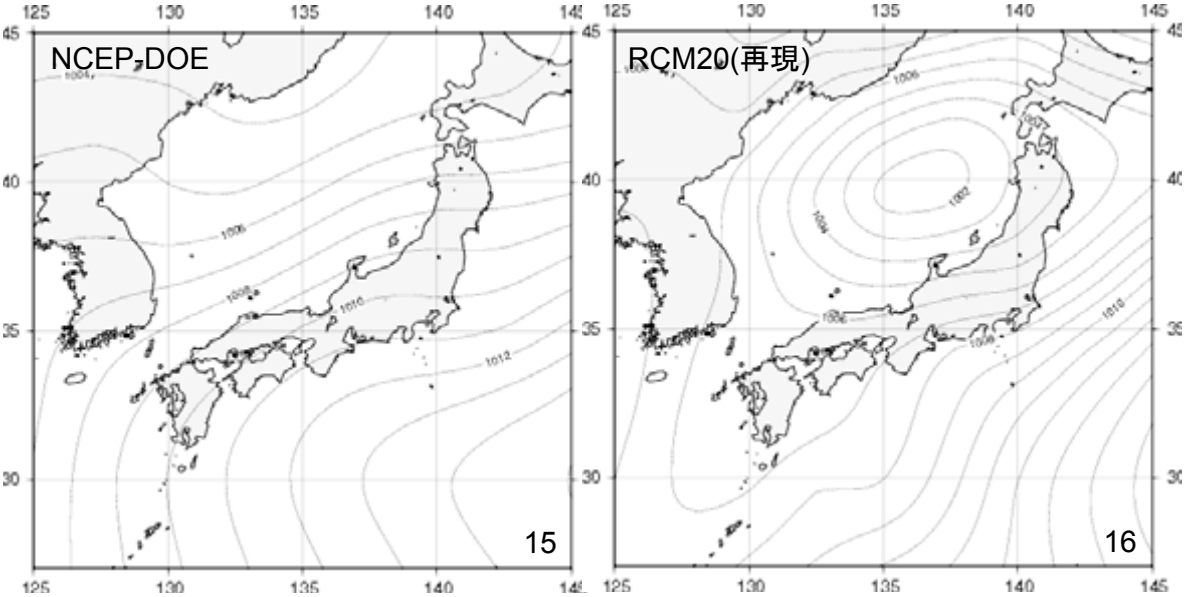
モデルの地形と実際の地形が違うことの影響について考察すると，次の2つはモデル地形が，現実に比べて急峻ではない結果であると考えられる．1つ目は，日最高気温の平均値の分布は，アメダスは脊梁山脈で大きく変化していたが，モデルは変化が滑らかであったこと，2つ目は，盆地などの局地的な高温の表現に乏しいことである．しかし，2つ目については，高度補正値の設定の影響を受けている可能性がある．なぜなら，モデル地形は盆地などの表現がないため，現実との高度差が大きく，このような地点で誤差を大きくした可能性がある．また，本来，高度補正値は気象条件で変える必要がある．しかし，気象条件の定め方は，モデルが現実に合うよう決めることもでき，モデルの検証としては恣意的になる可能性もある．このため，今回は一律100m毎に0.65℃とした．

第3章で示したように，7，8月のRCM20の地上気圧の平均場の再現は良くない．このことが，RCM20において，高温日の発生にどのように誤差として現れるかについて考察する．クラスター分析で決めた各グループの850hPaの風向風速毎に高温日の平均場を見てみると，特に風速が弱いときに再現がよくない．例として，グループHにおける風向が北西よりで風速が0～5m/sのときの平均場を第4. 3. 12図に示す．これから，NCEP-DOEでは日本が高気圧に覆われた場であるのに対し，RCM20は日本が低圧部となっている．この傾向は他のグループ，他の風向でも同じである．このことから，風速が弱いとき，RCM20の再現は地上風向が違っていると考えられ，東北地方平均の違いの原因となっている可能性がある．また，この影響は高温日の850hPaの風向風速の発生頻度の違いにも影響している可能性がある．グループE，Lは，風向が南西よりで，風速が0～5m/sのときが，実況で最も頻度が多くなっていた．これはグループE，Lは，日本が高気圧に覆われた場で最も高温になりやすいことを意味している．つまり，このグループは晴れた日が最も高温になりやすいと推測できる．一方，風向が南西よりで，風速が0～5m/sのときのRCM20では日本付近は低圧部であり，必ずしも晴れた日であるとは考えられず，この風向風速高温日の発生頻度が低く再現される要因になった可能性はある．

高温日の平均場から，風が強いときには，RCM20は低気圧の影響で高温が発生していると推測できる．例として，グループEにおける風向が南西よりで風速が10～15m/sのときの平均場を第4. 3. 13図に示す．このグループは，低気圧が秋田沖に中心があるとき高温となることを表している．低気圧の位置などは風向によって異なるが，どのグループ，どの風向でも低気圧が平均場に現れる傾向は同じであった．このため，RCM20では低気圧の数や



第4. 3. 12図　グループHの風向W～N，風速0～5m/sのときの高温日の平均場.
グループHの風向がW～N，風速が0～5m/sである高温日の海面気圧の平均場．右がNCEP-DOE，左がRCM20の再現実験．等値線は気圧を表し，間隔は1hPaである．右下の数字はサンプル数を表す.



第4. 3. 13図　グループEの風向S～W，風速10～15m/sのときの高温日の平均場.
グループEの風向がS～W，風速が10～15m/sである以外は第4. 3. 10図と同じ.

経路によって，高温日の850hPaの風向風速の発生頻度は変わってくると考えられる．このことから，将来予測結果は，将来の高温日における850hPaの風向風速の発生頻度は風速が弱いときに多くなることを示すものであったが，これは将来予測が再現実験に比べ，台風などの低気圧の接近が少ないことを示している可能性がある．しかし，現実の平均場は，グループEにおける風向が南西よりで風速が10～15m/sのときの平均場に現れているように，必ずしも低気圧の進路で高温日が決定してはいない．このように，高温日を発生させる現象の再現については，RCM20の再現性に疑問がのこる.

これまで見てきたように，フェーンや日照による加熱などの個別の現象の再現性を検証し，将来予測することまでは至らなかった．日最高気温を決定する個別の現象については，局地性が強く，また地上風向の変化などで短時間に劇的に気温が変化するなど，時間的な分解能も高いものである．今調査では，モデルの分解能の限界の一部をみることができたと思う．より局地的な個別現象に対する予測を出すことは，将来発生しうる事象の予想に役立つものであると期待できる．このことから，さらに高解像モデルによる解析に期待したい．

参考文献

気象庁，2005：異常気象レポート 2005.

農林水産省，2002：近年の気候変動の状況と気候変動が農作物の生育等に及ぼす影響にかんする資料集，

URL http://www.kanbou.maff.go.jp/www/gichou/kikouhendousiryousyuu. pdf

R Development Core Team, 2005：A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, URL http：//www. R-project. org.

第5章　まとめ*

本報告では，東北地域の細分地域ごとに（東北北部太平洋側，東北南部太平洋側，東北北部日本海側，東北南部日本海側）現在気候再現性評価および将来予測を行うとともに，東北管内において将来予測の要望が強い①ヤマセ，②冬季の降水，③夏季の高温などの気象現象について，それを特徴づける気象要素に注目し，モデルの再現性評価を中心に詳細な解析を行った．その結果分かったことを以下にまとめる．

細分地域の再現性検証においては，20年平均値では，気温（平均気温，平均日最高気温，平均日最低気温），降水量ともに気象庁（2005）の大地域区分と同程度の再現精度を示した．このため，本研究で用いた細分地域においても，気象庁（2005）と同程度の信頼度で20年平均値の将来予測値を扱うことは可能である．標準偏差は，平均気温や降水量は一部の季節を除き概ね再現されていた．モデルの降水量の系統誤差は，東北北部は気象庁（2005）の北日本，東北南部は気象庁（2005）の東日本に近かった．平均日最低気温や平均日最高気温の標準偏差は，平均気温に比べて局地性が強く，再現性は平均気温よりやや劣っていた．

将来予測については，気温（平均気温，平均日最高気温，平均日最低気温）は，いずれの地域においても，一年を通して上昇するが昇温量は季節により大きく異なっていた．昇温量の最大は4月で4℃程度の上昇，最低は8月で1～2℃程度の上昇だった．月降水量は，地域による違いはあるものの8～10月に増加することが予測されていた．標準偏差は，平均気温は6～9月に増加，降水量は6～10月に増加していた．

ヤマセによる低温について東北北部を対象に解析した．観測事実として，ヤマセによる低温は6～7月に多く，8月になると減少する．モデルにおいても，ヤマセによる低温は再現されており，7月～8月の季節変化も良く再現されていた．ただし，6月のヤマセの再現性は悪かった．また，ヤマセによる低温の程度は観測よりも弱く，関東方面への南下も弱かった．将来気候では，現在気候に比べて平均気温が上昇するため，絶対値で見た場合の低温は減少し，ヤマセによる強い低温は現われにくくなる．しかしながら，梅雨期から盛夏期の移行期において，低温に占めるヤマセ型低温の割合の大きな時期が10日程度遅延することが示された．

冬期の降水量の再現性は，冬型時（季節風日）に良く，非冬型時（非季節風日）に相対的に悪いことが示された．日本海側の降水量の多くは季節風日にもたらされるため，日本海側の降水量の再現性は太平洋側に比べて良かった．ただし，モデルでは地形が現実と違うこと，地形に対する降水の応答が現実と違うことにより，細かいパターンは異なっていた．また，モデルでは季節風日における500hPa面の寒気の強さや位相の違いによる，降水の強さや水平スケールの変化についてある程度再現していたが，その変化の程度は観測よりも小さかった．これはメソスケール擾乱の再現性と関連する問題である．将来気候では，降水量の変化は大きくないのに対し，降雪量は太平洋側や南の地方など現在比較的気温の高い状態で雪が降ることの多い地域ほど減少することが示された．

夏季の高温の再現性について，下層の風向・風速の状況に着目して解析を行った．観測事実として，850hPa風が弱いときは内陸，強いときは風下で高温となることが見出された．また，高温の発生確率は，内陸地域は風向・風速に拠らないが，沿岸地域では山側から強い風が吹くような場合に増大することが分かった．このような特徴は，モデルでも再現されていたが，強風時の東西方向のコントラストは弱く，局地的な高温の再現性は不十分だった．この原因として，モデルでは詳細な地形を再現していないこと，大規模循環場の相違を指摘した．将来予測では，沿岸域で高温日が増大し，地域間の差が縮小する傾向にあった．これは，現在と将来予測の風速の変化から推測されるものと矛盾しており，モデル

* 遠藤洋和（仙台管区気象台気候・調査課，現　気候研究部）

の予測している高温日の変化は，風以外の要因の変化によりもたらされていると考えられる．これらについては更なる検討が必要である．

以上のように，本研究で取り上げた個別の気象現象は，RCM20でもある程度再現されていた．さらなる再現精度向上のためには，モデル内の各物理プロセスの改良も必要となろうが，モデルの地形を現実の地形に近づけることも重要である．これにより，降水分布や局地的な顕著現象の再現性が向上すると考えられる．

参考文献

気象庁，2005：地球温暖化予測情報第6巻，58pp.

謝　　辞

本研究の遂行にあたっては，仙台管区気象台気候・調査課の富田博課長（平成17年度），中村謙課長（平成18年度）にご支援をいただきました．また気候研究部第五研究室の石原幸司主任研究官からも度々ご助言を頂きました．気象庁地球環境・海洋部気候情報課の齋藤仁美技官には，解析プログラムやRCM60データの提供を頂くなど，大変お世話になりました．仙台管区気象台気候・調査課の日脇弘志調査官には，研究の円滑な実施のためにご協力いただきました．ここに厚くお礼申し上げます．