

第3章 現在気候の再現性

3.1 気温

3.1.1 概要

図3.1.1は、NHRCM05による現在気候再現実験（1980–2000年）における年平均気温と同期間のアメダス観測を比較したものである。それぞれのアメダス観測点に最も近い陸上の格子点値をモデルの値としている。モデルの標高はアメダスの観測地点の標高と異なるため、 $0.0065^{\circ}\text{C}/\text{m}$ の気温減率で補正を行っている。モデルと実際の高度が異なるのは、水平解像度の関係でモデルが実際の地形を完全には再現していないことに起因している。以下では、気温の検証の際にはこの高度の差による補正を行っている。これを見ると全国ほとんどの地点でその差は 1°C 以内に収まっている。しかし、内陸部の山岳地帯ではモデルが 3°C 以上過小評価している地点がある。これは、格子間隔が 5 km という高解像度でも地形をまだ十分に再現しきれていないためと思われる。また、平野部にある東京でも 3°C 以上の過小評価となっているが、これはNHRCM05が都市気候モデルを含んでいないので、都市の効果が表現されていないためであると考えられる。

NHRCM05で再現された気温が、どの程度季節変化を再現しているかを見てみる。全国平均の月平均気温（図3.1.2上）を見ると、アメダスと比べ冬季は $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ 過小評価しているが、夏季は平均誤差（バイアス）がほとんどなく、モデルは気温の季節変化をよくあらわしていると言える。最高気温（図3.1.2中）は1年を通してやや低めで、特に冬季は $3\sim 4^{\circ}\text{C}$ 程度低く表現されている。最低気温（図3.1.2下）はモデルでは夏季はやや高め冬季はやや低めに表現されており、年間を通してみるとバイアスはほとんどない。このようにモデルでは平均・最高・最低気温とも冬季は低めに表現されているものの、いずれも日本の気温の季節変化を良く再現していると言える。

次に、気温に関して力学的ダウンスケーリングがどの程度うまく働いているかを見るため、モデルとアメダスにおける年平均気温の散布図（図3.1.3）を親モデルである全球モデルと比較してみる。これをみると全球モデルの方がNHRCM05より広い範囲に散らばっていることがわかる。より定量的に見るため各種スコアを計算してみる。相関係数は全球モデル 0.82 であるのに対しNHRCM05は 0.99 、バイアスは全球が -0.6 に対しNHRCM05は -0.3 、二乗平均平方根誤差（Root Mean Square Error: RMSE）は全球が 2.6 に対しNHRCM05は 0.7 といずれのスコアもNHRCM05が良くなっており、力学的ダウンスケーリングが成功していることを示唆している。

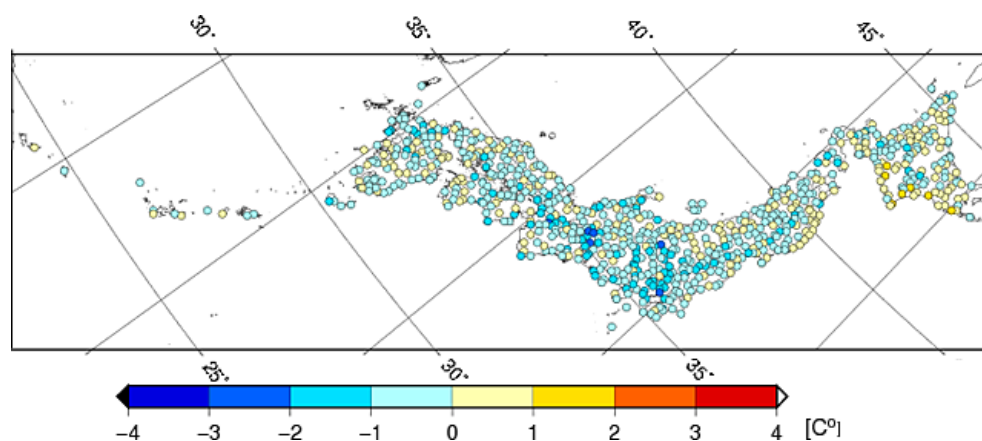


図3.1.1 NHRCM05による年平均気温とアメダス観測の差。

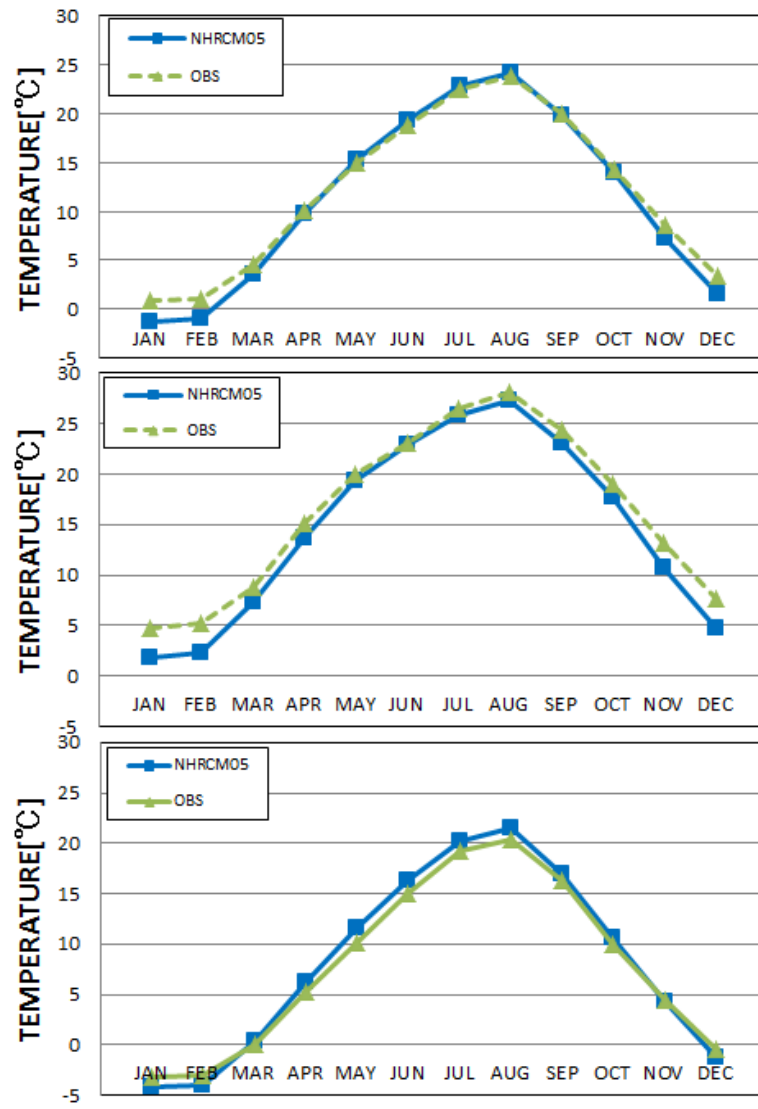


図3.1.2 NHRCM05とアメダスによる全国気温の季節変化。上から平均、最高、最低気温。

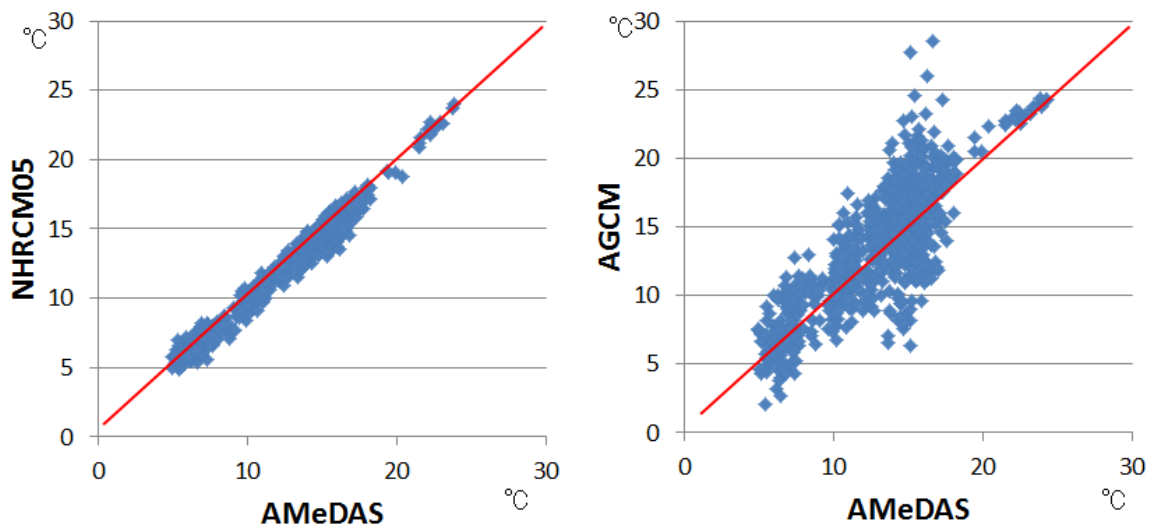


図3.1.3 NHRCM05と全球モデルのアメダスに対する年平均気温の散布図。

3.1.2 地上気温の再現性

現在気候の地上気温について、NHRCM05による再現値と気象庁のアメダスによる観測値を比較することで再現性の検証を行った (Murata et al. 2013)。このとき、NHRCM05による気温についてはアメダス地点との水平距離が最も近い格子点 (格子点が海上となった場合を除く) の値を使用した。

まず、年平均気温 (T_a)、年平均日最高気温 (T_x)、年平均日最低気温 (T_n) の各量についての誤差を図 3.1.4 に示す。これは上記のそれぞれの量について日本全国の観測地点 (約 700 地点) における値 (観測値及びモデル再現値) をサンプルとして、RMSE とバイアスを計算したものである。こうすることで、NHRCM05 によって再現された地上気温について、日本を全体的に見た場合の誤差が評価できる。図 3.1.4 によると、 T_a は RMSE、バイアスともその大きさは 1 K 以内に収まっており、モデルによって平均的な気温の地域特性が概して良く再現されていることが分かる。 T_n については RMSE が多少大きな値を示しているが、それでも 1.0 K 程度である。しかしながら T_x については、 T_a , T_n と比較すると、低温バイアスが幾分目立ち、RMSE も若干大きめである。

次に、NHRCM05 で再現された年平均地上気温 (T_a , T_x , T_n) の誤差の水平分布を図 3.1.5 に示す。ここで示す誤差は、モデルによる再現値からアメダスによる観測値を差し引いた量のことである。図によると多くの地域で T_x の誤差は負、 T_n の誤差は正となっており、図 3.1.4 のバイアスの状況と整合的である。一方、 T_a の誤差の大きさは T_x , T_n のものと比べると小さい。

図 3.1.5 には都市化の影響も現れている。 T_n の図 (図 3.1.5c) を詳しく見ると、三大都市圏 (首都圏、中京圏、近畿圏) では周囲の正の誤差とは反対に負の誤差となっている。若干弱いものの、 T_a (図 3.1.5a) にもこの負の誤差が現れている。この解析を行った時点では NHRCM05 に都市モデル (都市キャノピーモデル、都市の熱排出など) が含まれていなかったため、ヒートアイランドなどの都市化の影響が気温に反映されていないと考えられる。このことが、三大都市圏における負の誤差をもたらしている可能性がある。また、図 3.1.4 の T_x における低温バイアスについても、NHRCM05 で都市の効果が考慮されていない影響があるものと推測される。そこで以下では、モデルによって再現された地上気温に対して都市化が及ぼす影響について調べることにする。

3.1.3 気温バイアスに対する都市化の影響

都市化の程度を調べるために、国土交通省による国土数値情報の土地利用データ (3 次格子) を用いた。これは、各格子 (1 km 四方) における各種土地面積 (田、その他の農用地、森林、荒地、建物用地、幹線交通

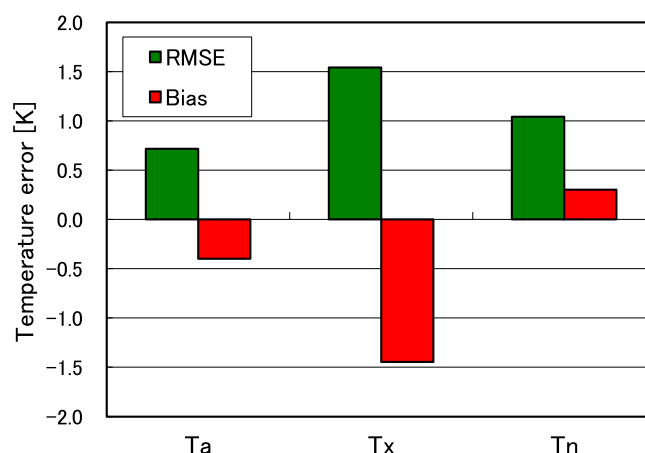


図 3.1.4 年平均気温 (T_a)、年平均日最高気温 (T_x)、年平均日最低気温 (T_n) の二乗平均平方根誤差 (RMSE) と平均誤差 (Bias)。日本全国の観測地点 (約 700 地点) における値 (観測値及びモデル再現値) をサンプルとして計算。

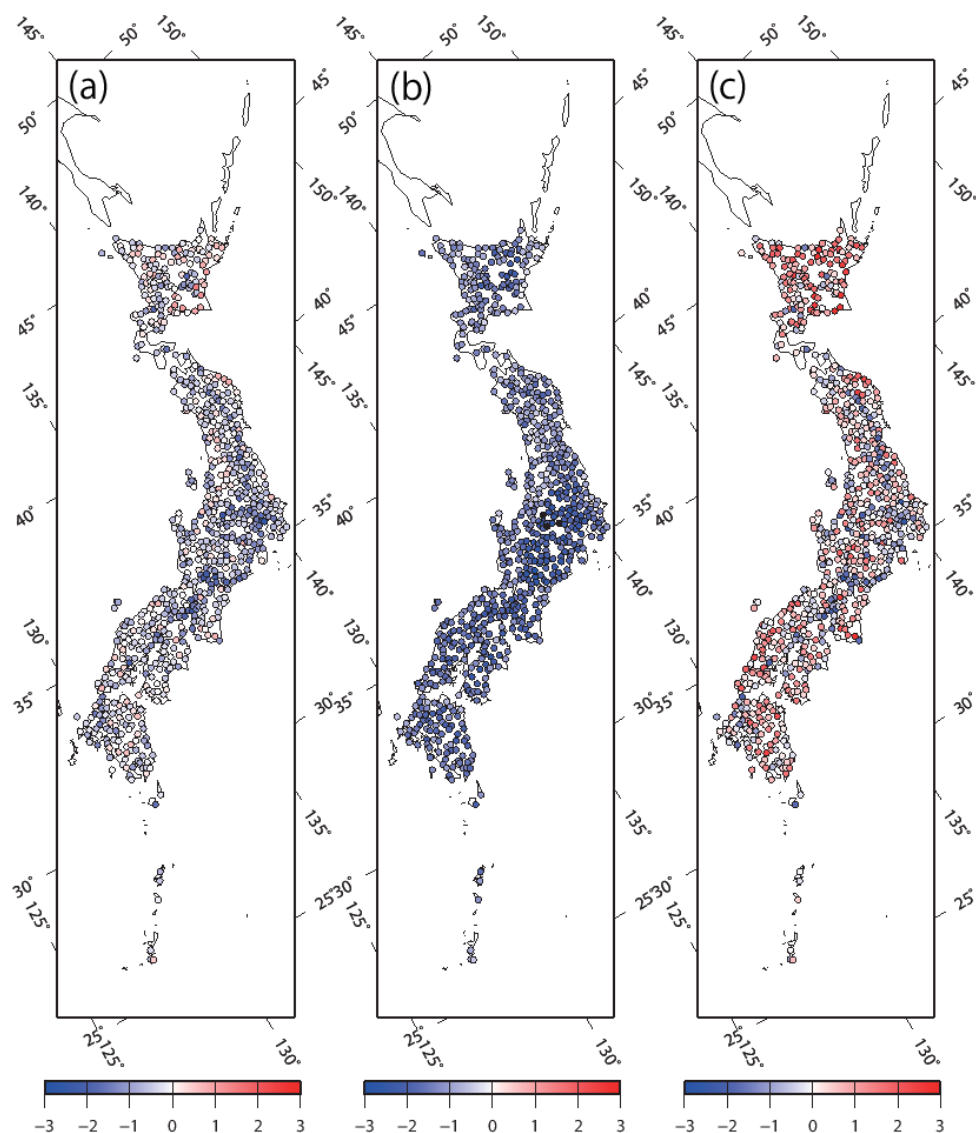


図3.1.5 (a) 年平均気温、(b) 年平均日最高気温、(c) 年平均日最低気温の誤差（モデル再現値－観測値）[K]の水平分布。

用地、その他の用地（空地等）、河川及び湖沼、海浜、海水域、ゴルフ場）を数値データ化したものであり、概ね5年おきに更新されている。ここでは1976, 1987, 1991, 1997, 2006年のデータを使用した。国土数値情報の土地利用データから、都市化の指標である「市街地率」を計算した。ここで市街地率については、建物用地、幹線交通用地、その他の用地の面積の合計が1格子の面積（1 km²）に占める割合で定義した。

市街地率と気温誤差の関係を図3.1.6に示す。ここで定義した気温誤差は、NHRCM05による再現値からアメダスによる観測を差し引いた値のことである。図によると、市街地率が1に近いところでは、Ta, Tx, Tnとも1.5K程度の低温バイアスを示している。一方、市街地率0付近の気温誤差は、Taについては0に近いものの、Tx, Tnではそれぞれ負、正となっていることが多く、NHRCM05が極端な気温を緩和する傾向にあることが分かる。

この結果から、図3.1.4における Ta, Tx, Tn のバイアスの違いが説明できる。図3.1.6 (b) によると、Tx では市街地率にかかわらず気温誤差が負である。よって、全体的なバイアスを計算すると、図3.1.1で見られたような低温バイアスが現れることになる。一方、Tn（図3.1.6c）では市街地率の大きいところで気温誤差が負、市街地率の小さいところで気温誤差が正となっており、全体的なバイアスを計算すると両者が相殺する傾向にあるため、結果として図3.1.4のバイアスが小さくなる。

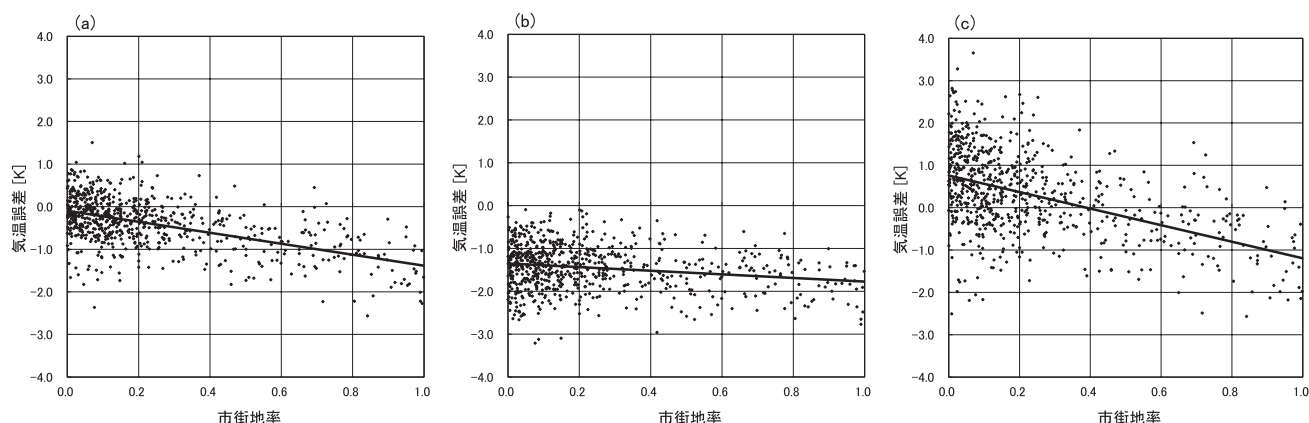


図3.1.6 市街地率と地上気温 ((a) 年平均気温、(b) 年平均日最高気温、(c) 年平均日最低気温) の誤差 (モデル再現値－観測値) の散布図。市街地率の定義は本文を参照。

3.1.4 ヒートアイランド強度の推定

市街地率と気温誤差の関係を利用すれば、ヒートアイランド強度が推定できる。一般に、ヒートアイランド強度は都市と郊外の気温の差で定義される。ここでは、市街地率 0 ($Ru=0.0$) と市街地率 1 ($Ru=1.0$) における気温誤差 (δT) の違いでヒートアイランド強度を評価することにする。この指標を数式で表すと、

$$\Delta \delta T = \delta T (Ru=0.0) - \delta T (Ru=1.0)$$

のようになる。ここで、 T は T_a , T_x , T_n のいずれかである。指標 $\Delta \delta T$ の定義式は、本質的には従来のヒートアイランド強度のものと同等である。しかし $\Delta \delta T$ は、特定の時刻及び地点を対象とした従来の定義とは異なり、時空間的に平均化されたヒートアイランド強度と解釈される。

ヒートアイランド強度の指標 ($\Delta \delta T$) については、昼間よりも夜間の方が大きな値をとる傾向にある。図3.1.6から指標を評価すると、 T_x , T_n についての値はそれぞれ0.5, 2.0K となり、 T_n の値の方が大きい。海外における従来の研究では、ヒートアイランドが昼間よりも夜間に顕著に現れるとの指摘がある (例えば、Landsberg, 1981; Oke, 1987)。国内についても、Fujibe (2011) が安定成層下での小さな混合距離の影響で夜間にヒートアイランド強度が大きくなることを指摘している。今回の結果は、このような従来の研究内容と整合的である。

季節別には冬季にヒートアイランドが最も顕著に現れる。図3.1.7は各季節における、市街地率と気温誤差の関係を散布図で表示したものである。ここでは、春、夏、秋、冬の代表として、3、6、9、12月のデータを用いる。図から、春、夏、秋、冬の $\Delta \delta T$ はそれぞれ1.1, 1.2, 1.4, 1.5K であり、冬季のヒートアイランドが最も顕著に現れることが分かる。このことは、日本におけるこれまでの知見と整合的である (例えば、榊原ほか, 1996)。

3.2 降水

NHRCM05の現在気候再現実験における、日本付近の降水量の再現性について検証する。ここでは、観測データとして気象庁のアメダスの降水データ (およそ1000地点) を使用する。NHRCM05のデータは、アメダス地点に最も近い格子点値を使用した。

図3.2.1は、NHRCM05の現在気候で20年平均した年降水量と、アメダスの年降水量の平年値との比である。NHRCM05の降水量は、観測と比較してほとんどの地点で20%未満の差となっている。一方で、本州の日本海

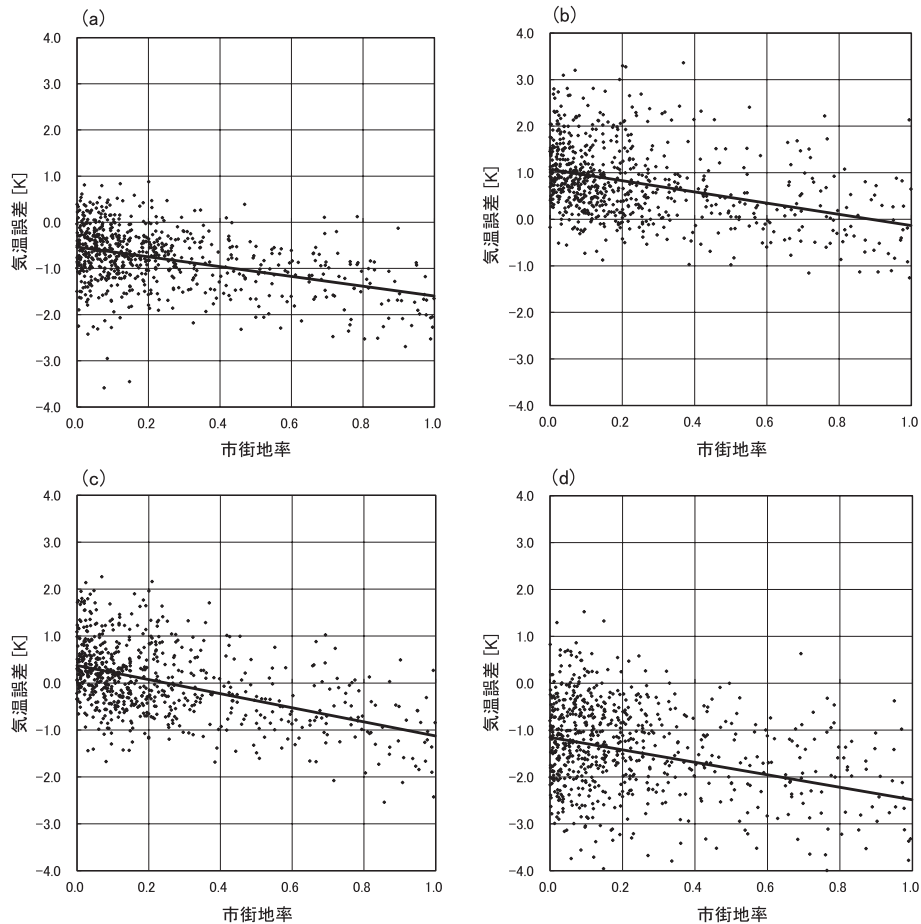


図3.1.7 市街地率と月平均気温 ((a) 3月、(b) 6月、(c) 9月、(d) 12月) の誤差 (モデル再現値－観測値の散布図)。市街地率の定義は本文を参照。

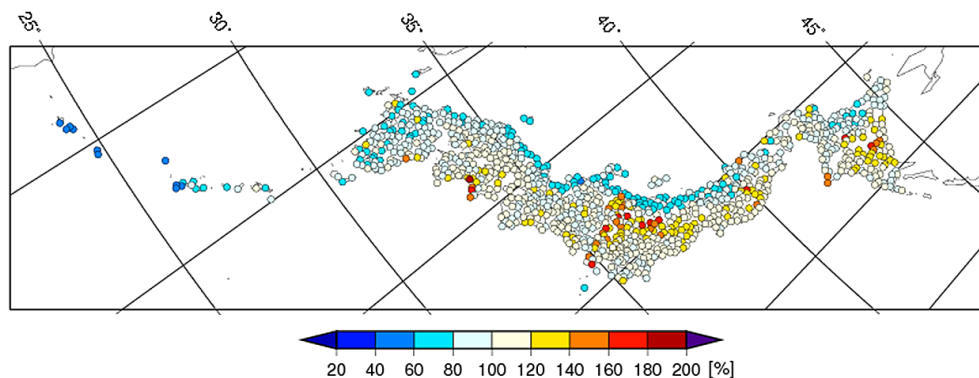


図3.2.1 アメダス年降水量の平年値に対する、NHRCM05の現在気候で20年平均した年降水量の比 (NHRCM05/ アメダス $\times 100\%$)。

側や南西諸島では20～40%降水量が過小に再現されている。また、本州の内陸の一部で40%以上降水量が過大に再現されている地点が存在する。

NHRCM05の月毎の平均降水量では、降水量に二つのピークがみられる。これらは、梅雨時期に相当する6～7月と、台風の影響を受ける9月で、アメダスによる観測結果とよく一致している (図3.2.2)。

図3.2.3に、アメダスとNHRCM05の年降水量の散布図を示す。比較のために、AGCM20の散布図も示した。NHRCM05では、AGCM20に比べてばらつきが少ないことが分かる。また、表3.2.1からバイアスやRMSE、相

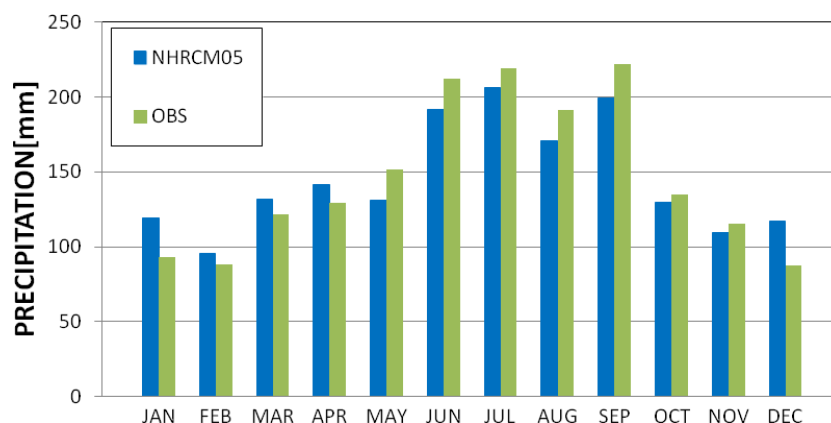


図3.2.2 NHRCM05（青）とアメダス観測（緑）における月降水量。

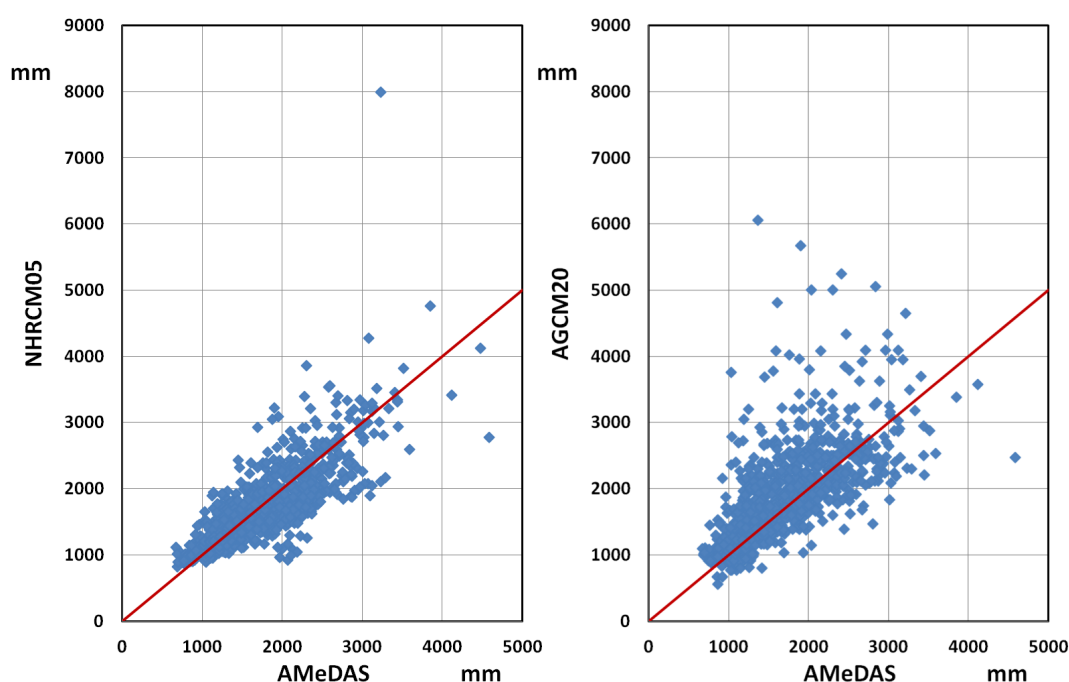


図3.2.3 各アメダス観測点における年平均降水量と、アメダス観測点近傍のモデル格子点における年平均降水量の散布図。左が NHRCM05、右が AGCM20。

表3.2.1 20年平均したアメダス年降水量に対する、NHRCM05と AGCM20の年降水量のバイアス、相関係数（correlation coefficient）、二乗平均平方根誤差（RMSE）。

	bias	correlation	RMSE
NHRCM05	18.38	0.79	383.77
AGCM20	-192.38	0.64	585.2

関係数も、NHRCM05のスコアが良く、力学的ダウンスケーリングによって解像度を向上させることで、降水の地域的な特徴を捉えることができたと言える。

また、1時間降水量の頻度分布（図3.2.4）を見てみると、AGCM20や NHRCM15の格子間隔の粗いモデルは、降水量強度が増すにつれてその頻度が大幅に下がっているのに対して、NHRCM05の頻度はアメダス観測の頻度と比べやや少なくなっているものの、かなり良く強い降水を再現していると言える。1時間の激しい降水現象を再現するためには、細かな格子間隔のモデルが必要であることを示唆している。

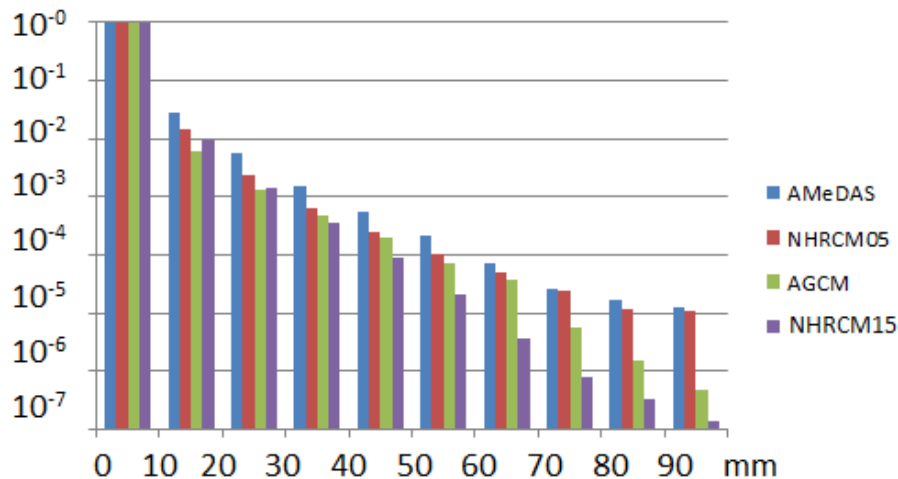


図3.2.4 1時間降水量の頻度分布。

3.3 風

NHRCM05の現在気候再現実験で計算された日本付近における地上風の再現性について、気象庁の気象官署155地点の風向・風速の観測データを用いて検証した。NHRCM05の値として、観測地点に最も近いモデルの格子点値を用いた。図3.3.1は、全地点で平均した月毎の平均風速である。NHRCM05では、6～9月にかけての再現性が非常に良い。また、平均風速の季節変化も良く再現されている。AGCM20の平均風速の再現性と比較すると、全ての月においてNHRCM05の再現性が向上している。公平のために、NHRCM05の格子点値を20km 間隔で平均し比較を行ったが、やはり20km 平均した NHRCM05の再現性はAGCM20よりも向上していた。各地点における観測とモデルの年平均風速の散布図は、AGCM20に比べてNHRCM05ではばらつきが小さくなったことが分かる（図3.3.2）。相関係数とRMSEはそれぞれ、AGCM20では0.03と1.57であったのに対し、NHRCM05では0.61と0.98となり、スコアが大幅に改善された。これらのことは、力学的ダウンスケーリングにより風速の再現性が向上したことを示す。

次に、風向の再現性を示す。風向は地形によって大きく影響を受けるため、数値モデルで正確に再現することは難しい。ここでは、風向の再現性として、風向を16方位に分け、観測とモデルについてそれぞれ、最も卓越している風向と2番目に卓越している風向を用いて、以下のような式を用いて定量的に評価した。

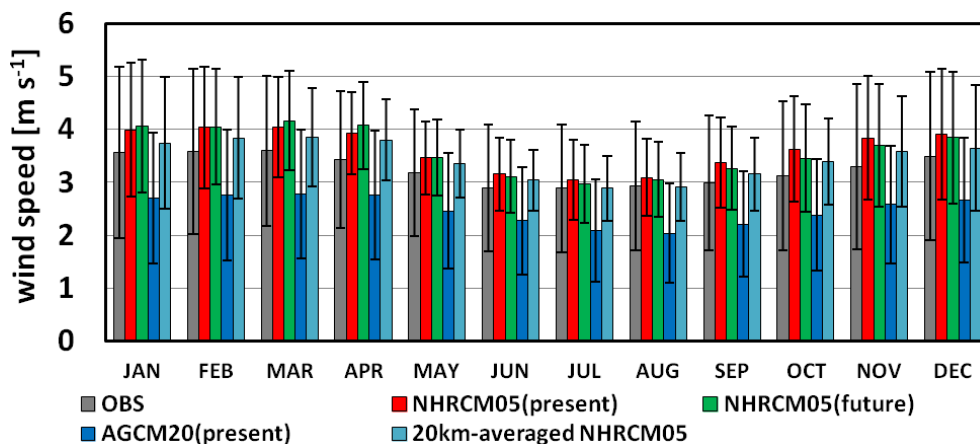


図3.3.1 月平均風速（棒グラフ）と標準偏差（エラーバー）。灰色は気象官署による観測値、赤はNHRCM05の現在気候値、緑はNHRCM05の将来気候値、青はAGCM20の現在気候値、水色はNHRCM05の現在気候値を20km 平均した値。Hanafusa et al. (2013) より出典。

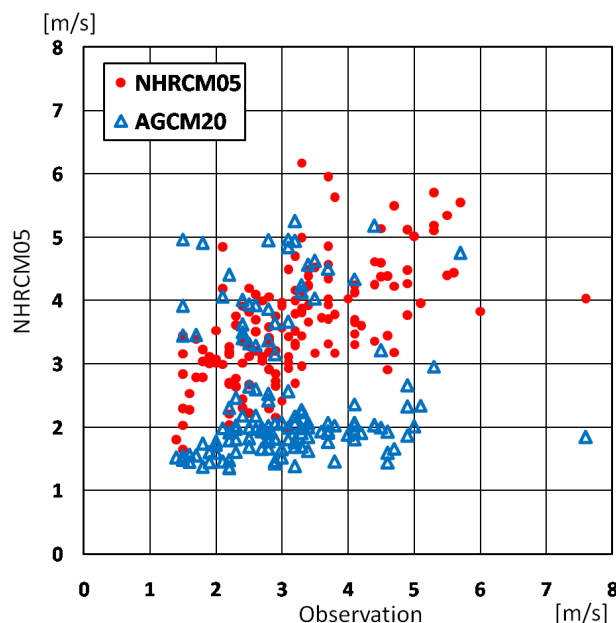


図3.3.2 気象官署による観測と、気象官署近傍のモデル格子点における年平均風速の散布図。
赤丸が NHRCM05と気象官署の散布図。青三角が AGCM20と気象官署の散布図。

$$d1 = \min(|dm1 - do1|, |dm1 - do2|), \quad (1)$$

$$d2 = \begin{cases} |dm2 - do1|, & \text{if } |dm1 - do1| \geq |dm1 - do2| \\ |dm2 - do2|, & \text{if } |dm1 - do1| < |dm1 - do2| \end{cases} \quad (2)$$

$$(S1, S2) = 0.5 - 0.125 \times (d1, d2) \quad (3)$$

$$S = 100/n \times \sum (S1 + S2), \quad (4)$$

ここで、 $dm1$ と $dm2$ はそれぞれモデルによる最も卓越している風向と2番目に卓越している風向、 $do1$ と $do2$ はそれぞれ観測による最も卓越している風向と2番目に卓越している風向である。 n は観測地点数で、本研究の場合は $n=155$ である。 $S1$ と $S2$ は全ての観測地点について計算され、 $S=100$ となれば、再現性が完璧であるとする。この手法で風向の再現性を評価する際には、1番目と2番目の卓越風向の頻度に差はないとする。NHRCM05とAGCM20の各月における各地点の $S1$ と $S2$ についてウィルコクソンの符号順位検定を行ったところ、1月、3月、12月を除いた月で95%有意な差があり、風向の再現性が向上していることが分かった(図3.3.3)。風向の再現性は、風速が比較的強い冬季で再現性が良い。

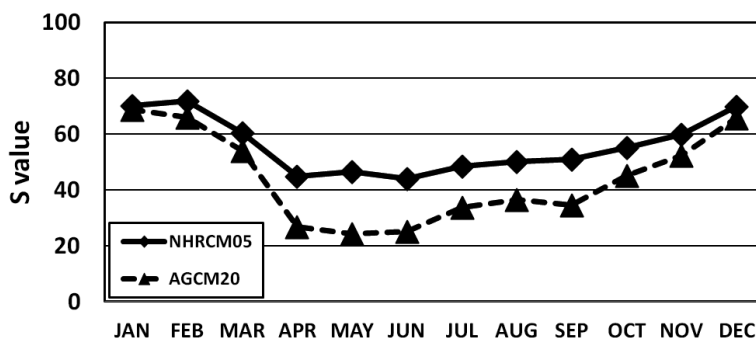


図3.3.3 各月における NHRCM05 (菱形) と AGCM20 (三角) の風向再現性のスコア。Hanafusa et al. (2013) より出典。

3.4 積雪

日本では北部や高い山岳部を除いて積雪は概ね10月頃から始まる。図3.4.1を見ると積り始めである11月には、本州でアメダス観測と比べ NHRCM05の方が広く積雪が分布しており、定量的にもやや深めである。積雪は2月から3月にかけて最も深くなる。2月には北海道の積雪分布はアメダスでは日本海側に200cmを超える最も深い所があるが、NHRCM05ではこの部分はかなり過小評価となっており、一番積雪が深いのは北海道の中心付近となっている。しかし、本州における積雪分は、定量的にも分布範囲においても NHRCM05はかなり良く再現していると言える。5月になると NHRCM05、アメダス観測共に北海道と本州の高い山を除いて積雪がなくなっている。NHRCM05の方がやや深く積雪が残っているものの NHRCM05は融雪の過程も良く再現していると言える。

図3.4.2のように分けた領域内で平均された積雪の月毎の変化を見てみる。北日本の日本海側 (NJJ) では、ピーク時の NHRCM05の積雪深はアメダスと比べ20cm ほど過小評価になっており、親モデルである AGCM20の再現性が勝っている。しかし、その他の領域では、NHRCM05はアメダス観測による積雪の季節変化を良く再現していると言える。2月の各観測点におけるモデルとアメダスの積雪深の散布図 (図3.4.3) を見ると、AGCMの方が NHRCM05より広く散らばっている。NHRCM05の RMSE は34.8cm であるのに対し AGCM は66.7cm、相関係数は NHRCM05が0.73、AGCM が0.40と全観測点を平均して見ると NHRCM05の方が優れており、積雪に関しても力学的ダウンスケーリングがうまくいっていると言える。

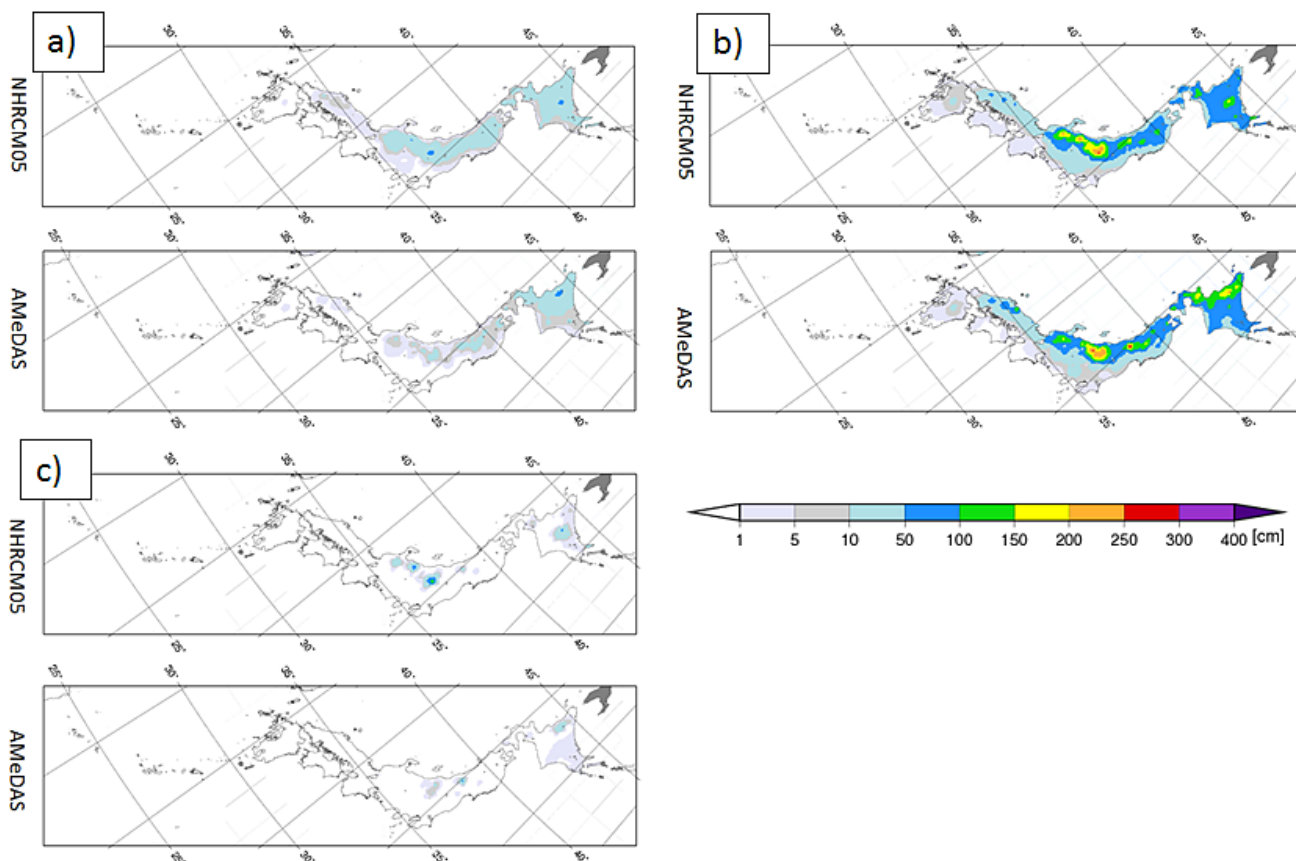


図3.4.1 NHRCM05及びアメダス観測による最深積雪の分布図。a) 11月、b) 2月、c) 5月。

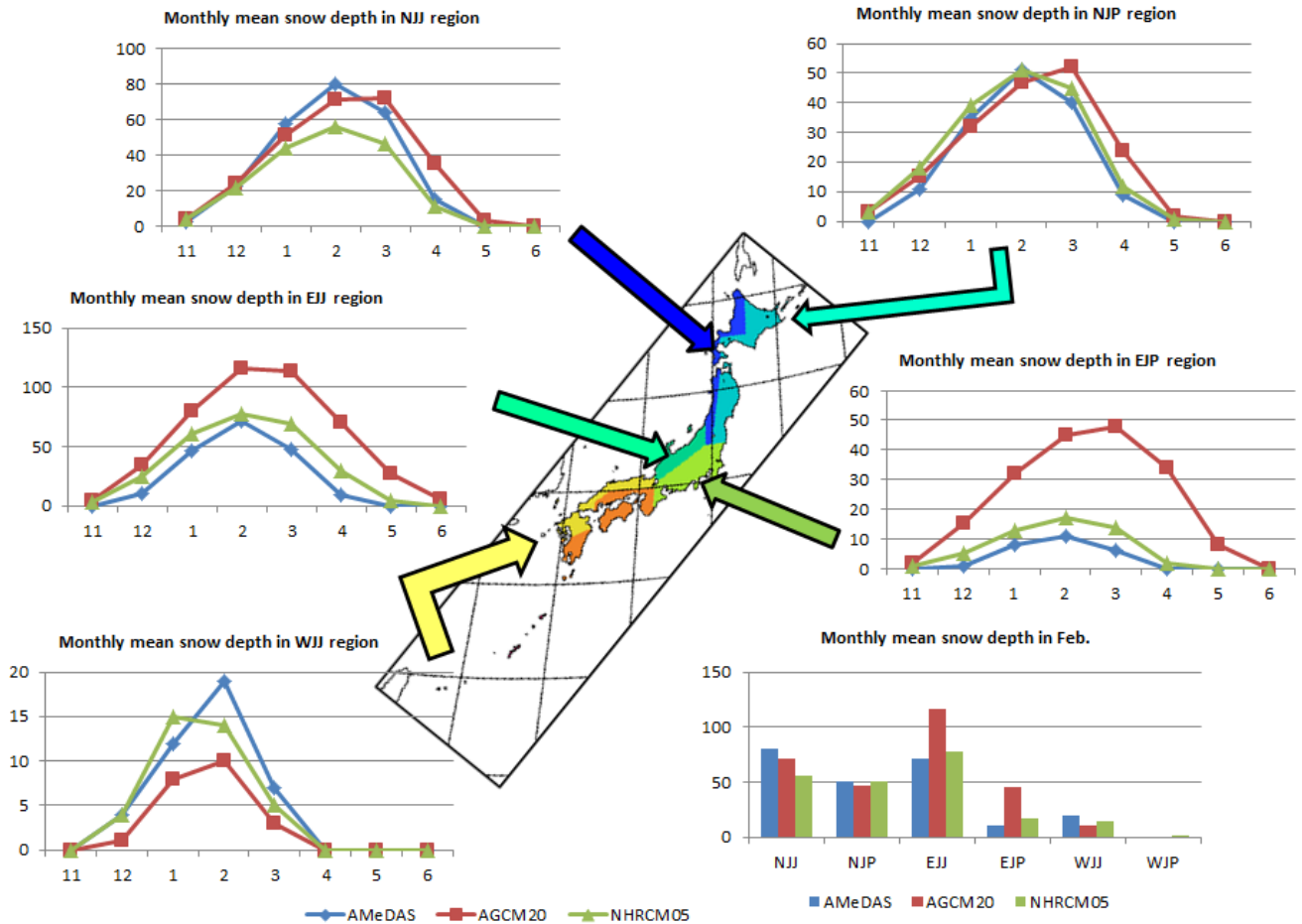
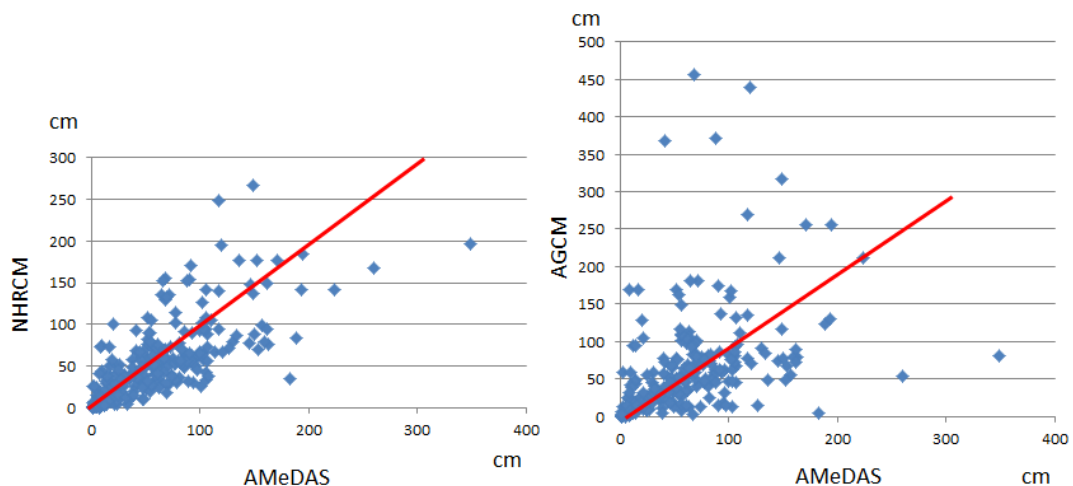


図3.4.2 各領域における月平均積雪。

2月の平均積雪



	RMSE	correlation
NHM	34.8	0.73
AGCM	66.7	0.40

図3.4.3 NNHRCM05とAGCMのアメダス観測に対する2月の月平均積雪の散布図と各種スコア。

参考文献

- Fujibe, F., 2011: Urban warming in Japanese cities and its relation to climate change monitoring. *Int. J. Climatol.*, **31**, 162–173, doi:10.1002/joc.2142.
- Hanafusa, M., H. Sasaki, A. Murata, and K. Kurihara, 2013: Projection of Changes in Future Surface Wind around Japan Using a Non-hydrostatic Regional Climate Model. *SOLA*, **9**, 23–16, doi:10.1251/sola.2013-006.
- Landsberg, H. E., 1981: The urban climate. Academic press, New York.
- Murata, A., H. Sasaki, M. Hanafusa, and K. Kurihara, 2013: Estimation of urban heat island intensity using biases in surface air temperature simulated by a nonhydrostatic regional climate model. *Theor. Appl. Climatol.*, **112**, 351–361, doi:10.1007/s00704-012-0739-2.
- Oke, T. R., 1987: Boundary layer climates, 2nd edn. Methuen, London.
- 榊原保志・原芳生・加藤俊洋, 1996: 越谷市南東部における臨時定点観測によるヒートアイランド強度の特徴. 天気, **43**, 537–543.