

第4章 将来気候予測

4.1 気温の将来変化

4.1.1 バイアス補正

3.1で述べたように、NHRCM05によって再現された地上気温の（日本全国のデータを使用して検証した場合の）精度は良好であり、年平均気温についてのバイアスの絶対値とRMSEが1K以下であることが確認されている。しかしながら、地点別に見ると誤差が無視できないところもある。こうした場合の誤差の軽減策の一つとして統計的な手法を基にした補正法があり、バイアス補正法と呼ばれている。バイアス補正法を用いてモデルで計算された値を地点毎に補正することで、各地点におけるバイアスが軽減されることが期待される。

バイアス補正が特に必要となってくるのは、気温の絶対値を議論する場合である。例えば、真夏日、真冬日といった指標を求める場合には、気温の絶対値が閾値として使われている。このとき気温に誤差があると、真夏日や真冬日の年間日数にも誤差が生じる。また、地球温暖化の影響を評価するための応用的な研究分野（農業、生態系、健康、エネルギー、保険などの各種分野）においては、影響評価に特化した独自のモデルを使う場合が多い。この際、モデルの入力値として気温の絶対値を用いることがあるため、気温の誤差をできる限り小さくすることが望ましい。

これまでに様々なバイアス補正法が提案されてきている。例えば、変位値分布図（quantile mapping; QM）法と呼ばれる方法がある（例えば、Themeßl *et al.*, 2012）。これは、モデルによる計算値、観測値それぞれについて累積密度関数（cumulative density function; CDF）を求め、等しいパーセンタイル値を示す気温を対応させる方法である。例えば、モデルによるCDFの10パーセンタイル値に対応する気温を、観測によるCDFの10パーセンタイル値に対応する気温に置き換える。この方法の利点は、モデルによる計算値が対応するパーセンタイル値の観測値に置き換えられることによって、誤差が完全に解消されることである。しかしながら、この方法を実際の将来気候実験のデータに適用すると不具合が生じる場合がある。それは、補正前の気温の大小関係が補正後に逆転してしまう現象が稀に見られることである。これは、将来気候においてもモデル計算値と観測値との関係を求める必要があるが、（将来の観測値は得られないので）現在気候のものを代用していることが原因である。

そこで、ここでは別のバイアス補正法であるPiani *et al.* (2010)の方法を用いることにする。この方法では、まずモデルによる計算値、観測値それぞれをソートし、小さい値から大きい値の順に並べる。ソートされた計算値、観測値をそれぞれ x 、 y の値と見なして xy 平面にプロットする。そして、 x と y についての線形関係を最小二乗法によって求める。この関係式を用いれば計算値 (x) が観測値 (y) に近似的に補正されることになる。ただし、QM法と異なり最小二乗法による近似を用いているため、誤差が完全に解消されるわけではない。しかしながら、QM法とは異なり、補正前の気温の大小関係が補正後に逆転してしまうことはない。

この補正を地点別、月別に行った結果、平均的な気温に対する誤差がほぼ解消された。図4.1.1は、陸上のアメダス地点のデータをサンプルとして、年平均の日平均気温・日最高気温・日最低気温についてRMSEとバイアスを計算したものである。図から明らかなように、補正前に最大で1.5K程度あった誤差が補正を施すことでほぼ解消されていることが分かる。また、地点別の誤差（モデルによる計算値から観測値を引いた値）をプロットした図から、この補正法によって各地点の誤差が大きく減少していることが明らかである（図4.1.2）。

4.1.2 極端な高温の予測

将来気候実験（2076-2096年）における計算結果から、極端に高い気温に関する指標の将来予測を行った。

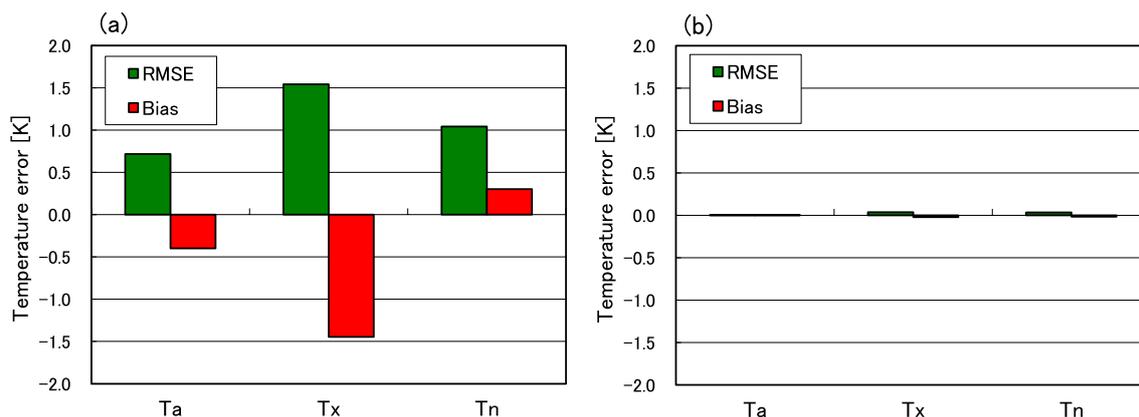


図4.1.1 (a) バイアス補正前、(b) バイアス補正後の年平均気温 (Ta)、年平均日最高気温 (Tx)、年平均日最低気温 (Tn) の平方根平均二乗誤差 (RMSE) と平均誤差 (Bias)。日本全国の観測地点 (約700地点) における値 (観測値及びモデル再現値) をサンプルとして計算した。

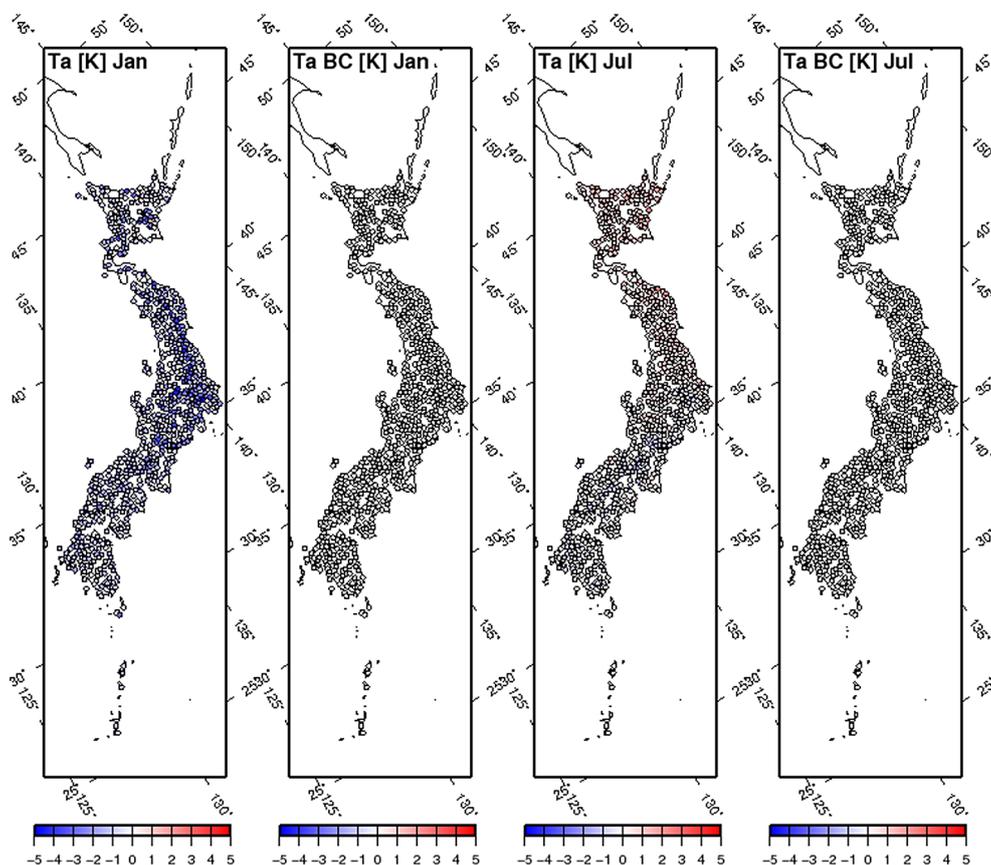


図4.1.2 (Ta) バイアス補正前、(Ta BC) バイアス補正後の月平均気温 (Jan: 1月, Jul: 7月) の誤差 (モデル再現値 - 観測値) [K] の水平分布。

計算の際には、上記のバイアス補正を施した計算結果を用いた。このとき、将来気候における補正係数は現在気候と同じものを使用した。極端に高い気温に関する指標として、夏日、真夏日、猛暑日、熱帯夜を計算した。参考までに、冬日、真冬日も計算に加えた。なお、これらの指標の計算の際には気温の絶対値が閾値として用いられるので、バイアス補正を施さないデータからは正確な値を求めることが困難である。このように、気温の絶対値を基準とする指標の計算の際にはバイアス補正が必要不可欠である。

各指標について、現在の年間日数と年間日数の現在から将来への変化量を示す (図4.1.3~4.1.8)。図による

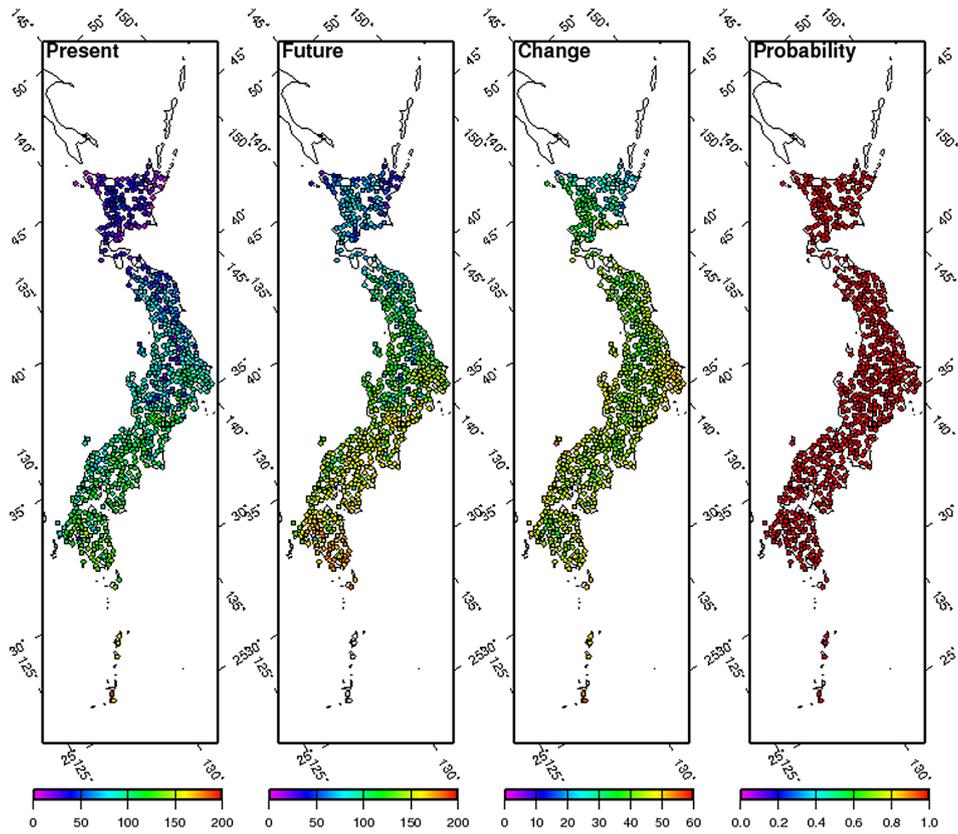


図4.1.3 夏の年間日数 (Present: 現在気候、Future: 将来気候、Change: 将来気候－現在気候、Probability: ブートストラップ法で求めた確率 (値が大きいかほど上記の将来変化が有意)。

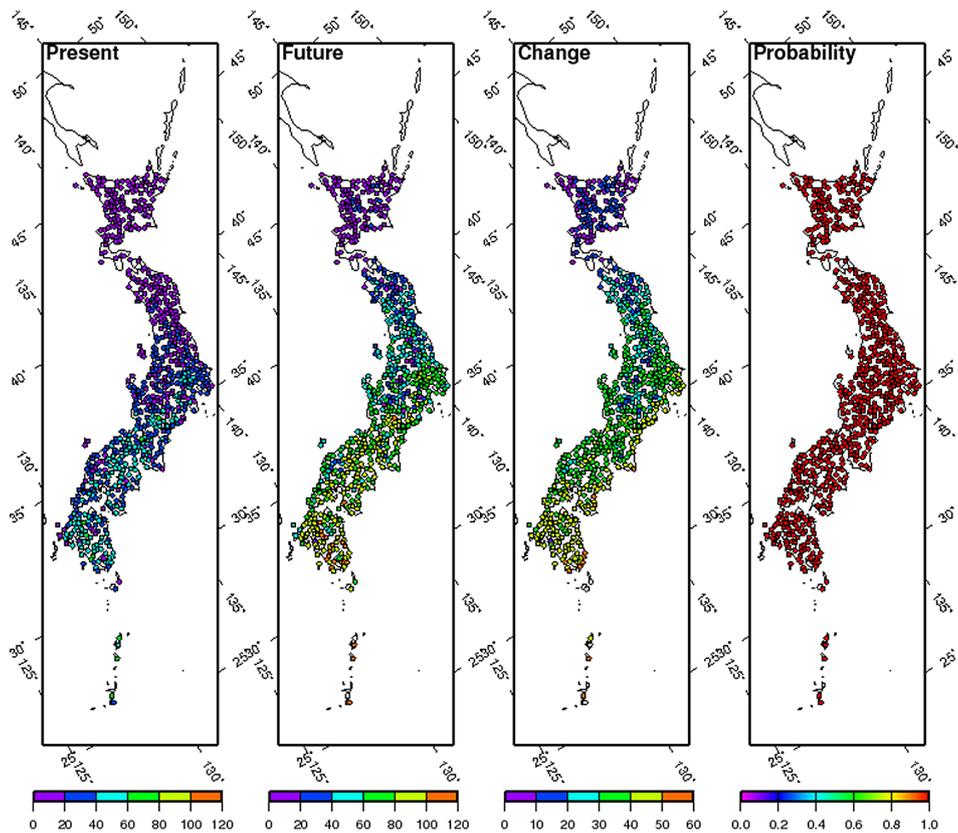


図4.1.4 図4.1.3と同じ、但し真夏の年間日数。

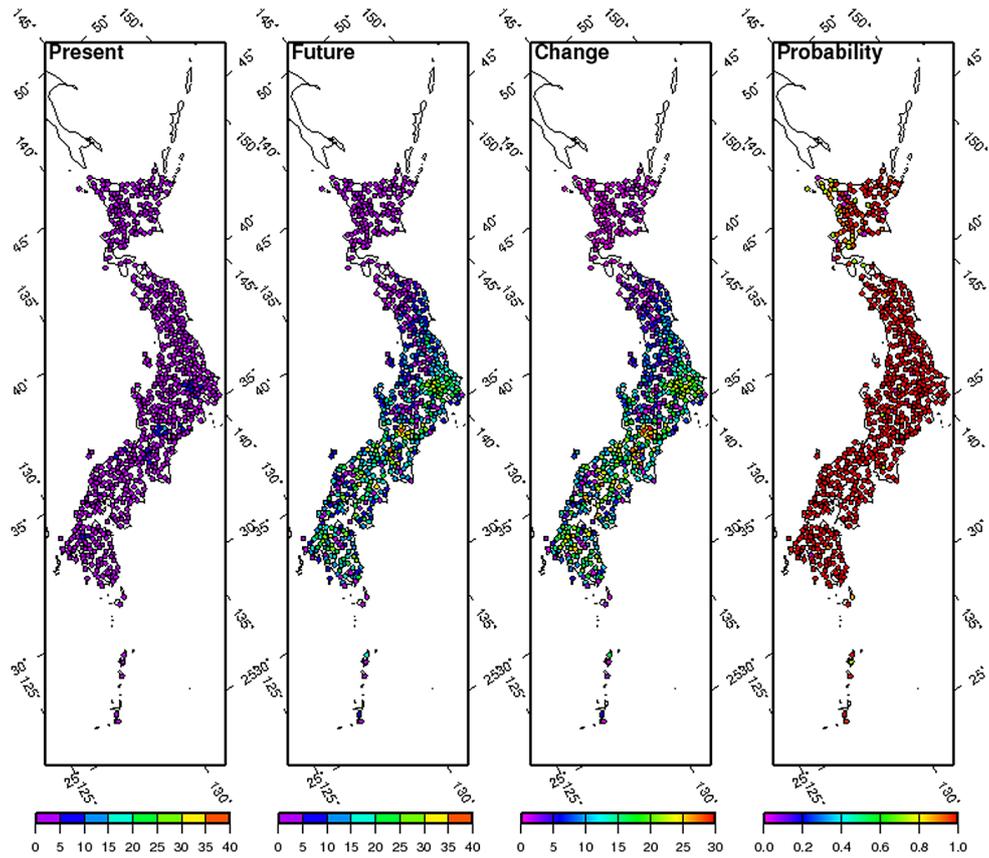


図4.1.5 図4.1.3と同じ、但し猛暑日の年間日数。

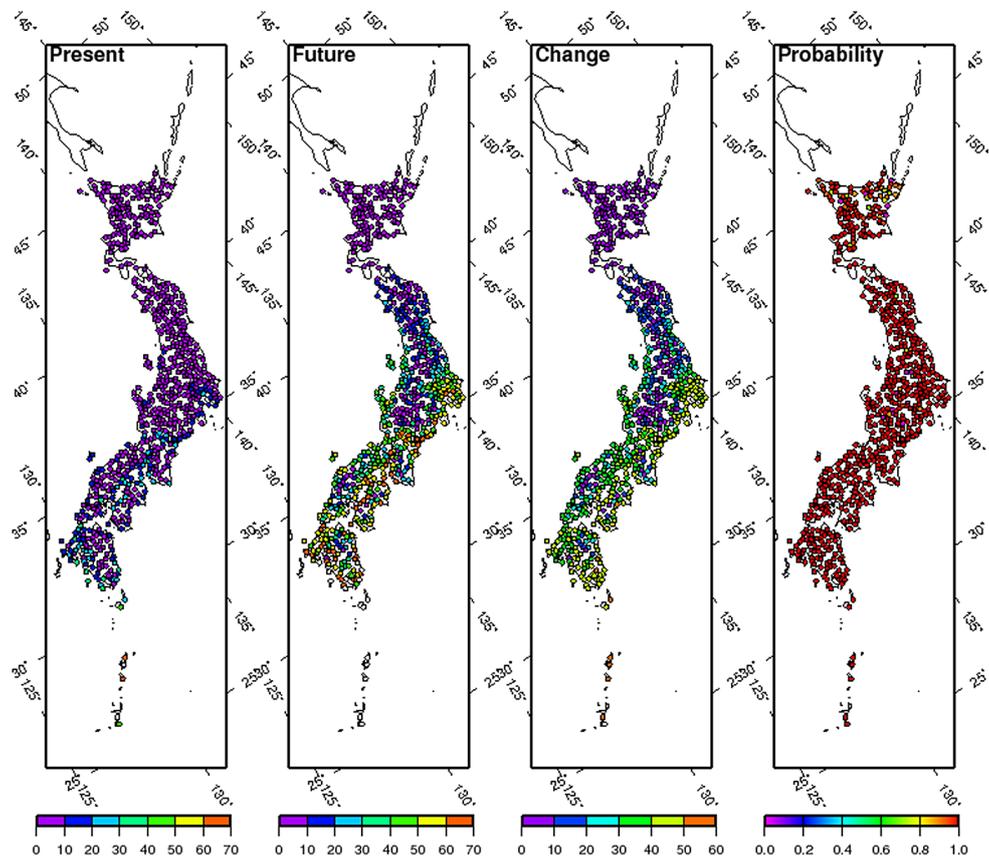


図4.1.6 図4.1.3と同じ、但し熱帯夜の年間日数。

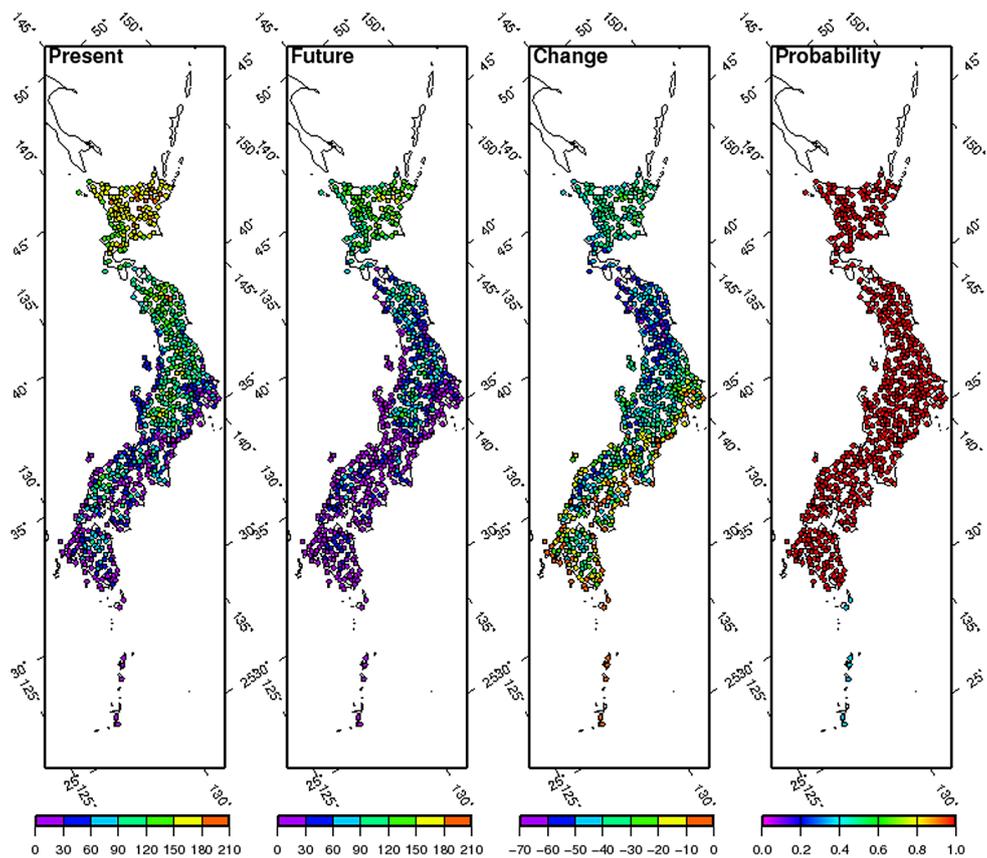


図4.1.7 図4.1.3と同じ、但し冬日の年間日数。

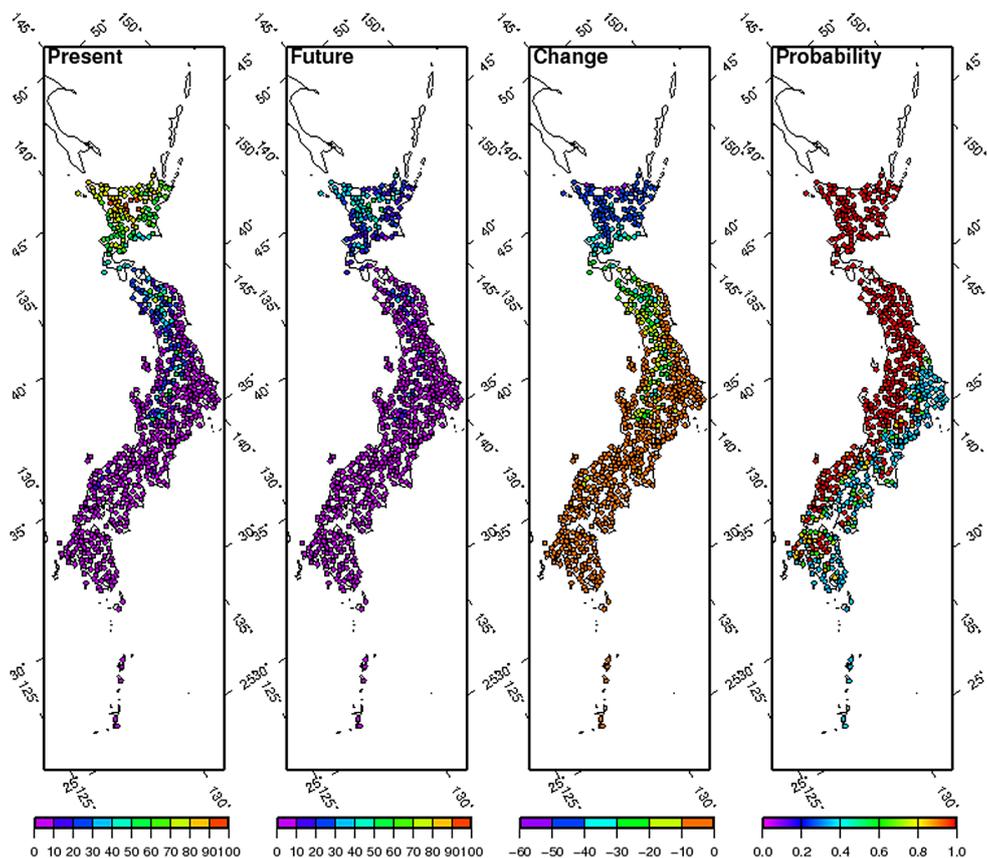


図4.1.8 図4.1.3と同じ、但し真冬日の年間日数。

と、変化日数は全国的に一様というわけではなく、分布に地域的な特徴が現れている。夏日、真夏日、熱帯夜の変化日数（図4.1.3, 4.1.4, 4.1.6）はだまかに見ると南北方向の位置（緯度）に依存しており、北の地域の方が南の地域に比べて変化日数が少ない。このことは地上気温の度数分布の形によって説明できる。まず現在気候を考えると、北の地域では指標の基準値（例えば夏日なら、日最高気温25℃）が度数分布の右（高温側）の裾に位置する。将来気候では、現在気候と比べて度数分布が全体的に右にシフトするため、指標を超える日数が増える。但し、基準値は度数分布の右裾の部分にあることに変わりはないので、変化日数はそれほど多くない。一方、南の地域では北の地域と比べると指標の基準値が度数分布のより中心側に位置しているため、変化日数が必然的に多くなる。

猛暑日については、その日数変化に特徴的な分布が現れている（図4.1.5）。上記の南北依存性に加え、関東平野西部、濃尾平野、大阪平野で大きな変化が見られる。これらの地域には、熊谷、多治見といった現在でも猛暑日が頻発する地点が含まれており興味深い。これらの平野部で特に厳しい猛暑が起こる物理的なメカニズムについては今後の検討が必要であるが、現在においてもフェーンなど地形の影響によって気温が上昇しやすく、将来それが増長されるものと推測される。

冬日、真冬日の変化日数の分布（図4.1.7, 4.1.8）には、夏日、真夏日、熱帯夜と同様な南北依存性が見られる。但し、変化日数は負（減少）であり、その絶対値は概して北に行くほど大きくなっている。このことも、前述した度数分布の形と指標の基準値の位置関係によって説明できる。すなわち、南の地域では冬日、真冬日の基準値（それぞれ日最低気温0℃、日最高気温0℃）度数分布の左（低温側）の裾に位置している。一方、北の地域では基準値が度数分布の中心側に寄ってくるため、概して変化日数の絶対値が大きくなる。

4.1.3 極端な低温の予測

地球温暖化時の地上気温の将来変化についての研究を概観すると、夏季の最高気温が将来どのように変化するかなど、主に極端に高い気温に関する議論が行われてきた。しかしながら、逆に極端に低い気温の将来変化について調べることも重要である。例えば、冬季の最低気温は将来上昇するのか、あるいは現在と同程度の寒い日があるのか、といった疑問に答える必要がある。

そこで、NHRCM05によって予測された著しく低い地上気温の将来変化について解析した（Murata *et al.*, 2014）。ここで著しく低い気温を代表する値として、日最低気温の月毎の下位1%値（Tn01）及び下位2%値（Tn02）を用いた。

将来予測の解析の前に、まず現在気候のデータを用いて再現性の検証をしておく必要がある。全国のアメダス観測値を検証データとしたときの、NHRCM05の6月のRMSEとバイアスを図4.1.9(a)に示す。6月を選んだ理由は、後述するように、Tn01の現在から将来への変化が極端に小さな地点が存在するからである。このことは、将来も現在と同程度の著しく低い日最低気温が出現する地点があることを意味し、非常に興味深い。

図4.1.9(a)にTn01の誤差を示す。これによると平均的な気温のとき（図4.1.1参照）と比べて、RMSE、バイアスとも絶対値が大きくなっており、特にRMSEは2Kを超えている。そこで、日最低気温を補正してからTn01を計算することにする。補正方法としては前述したPiani *et al.* (2010) のものを用いる。この方法では、あらかじめモデルによる計算値、観測値それぞれをソートして並べて、これらの関係を最小二乗法によって求めておく。補正の際には、この関係式を用いて計算値を観測値に近づける。日最低気温を補正した後のTn01のRMSEとバイアスを図4.1.9(b)に示す。両者とも絶対値が小さくなっており、補正の効果が表れている。特に、補正前に2K以上あったRMSEは、補正後には1K以内に収まっている。今後は、日最低気温については補正後の値を用いることにする。

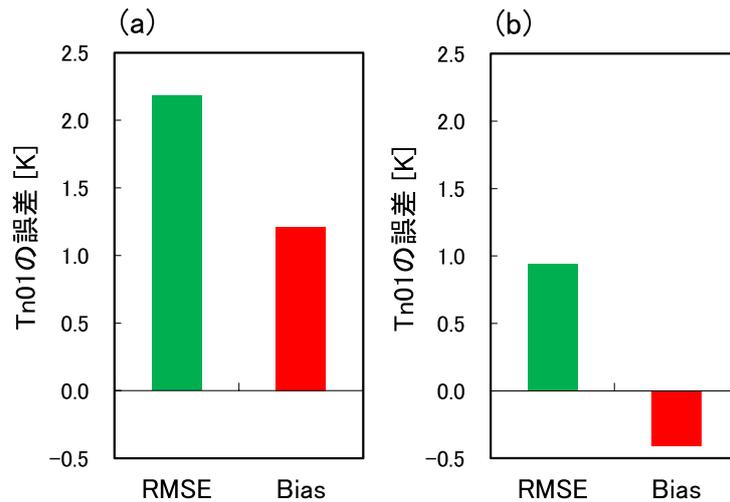


図4.1.9 (a) バイアス補正前、(b) バイアス補正後の6月の日最低気温の下位1%値 (Tn01) の平方根平均二乗誤差 (RMSE) と平均誤差 (Bias)。日本全国の観測地点 (約700地点) における値 (観測値及びモデル再現値) をサンプルとして計算した。

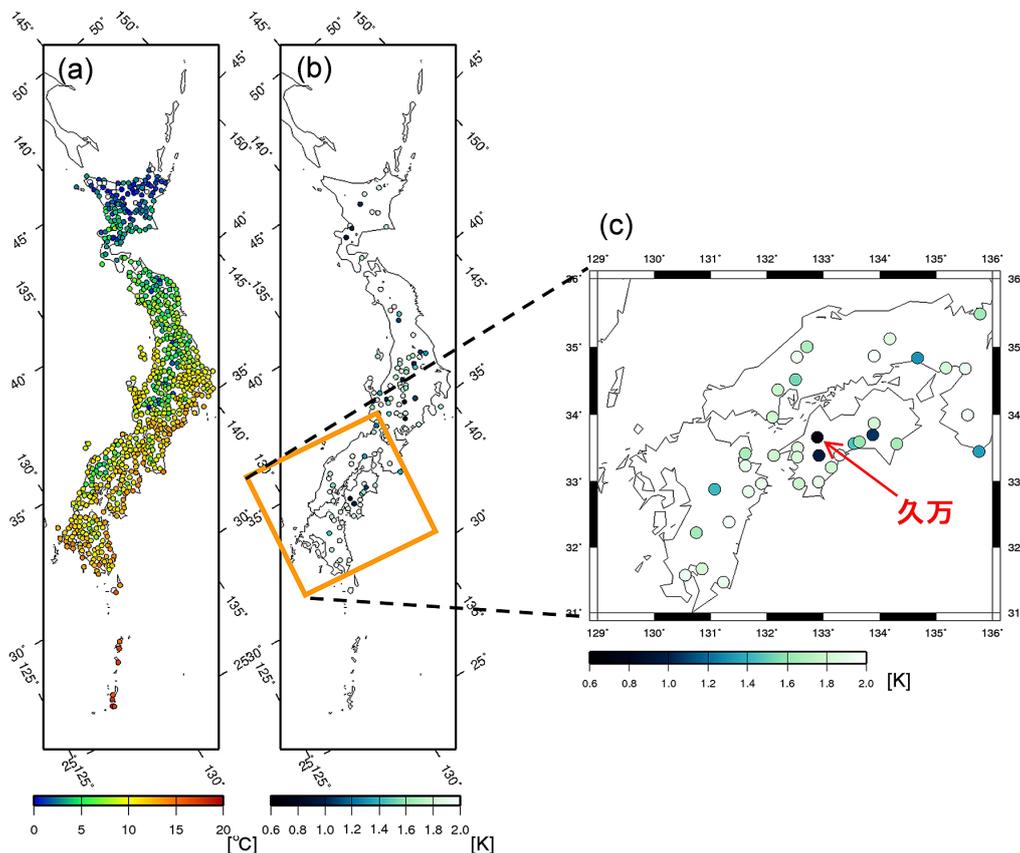


図4.1.10 6月の (a) Tn01 (現在気候) 及び (b) Tn01の変化量 (将来気候-現在気候) の分布 (2 K以下の地点のみ表示)。(c)は、(b)において西日本を拡大して表示したもの。

まず、Tn01の現在から将来 (21世紀末) にかけての変化量を調べる。図4.1.10に6月の Tn01変化量 (将来-現在) の分布を示す。地域によって値にかなりの違いがあることが分かる。概して、内陸で変化量が小さい。変化量が僅か1 K程度の地点も存在する。このような地域では、温暖化時においても、現在に匹敵するほど著しく気温の下がる場合があることを意味している。

6月のTn01変化量が比較的小さな場所の一つとして、四国西部から九州東部にかけての地域が挙げられる。この地域の久万（愛媛県）では、Tn01の変化量が極端に小さく1K以下となっている。そこで、この地点において著しく気温が下がる事例を抽出した。具体的には、6月の日最低気温がTn02以下の12事例を現在気候、将来気候それぞれから選び出した。これらは日最低気温が下位2%以下の事例に相当する。これらの事例の特徴として、例外はあるが、風が弱い晴天日であり日最低気温は夜明け頃に出現していた。このことから、主に放射冷却によって気温が低下したものと考えられる。次節では、久万において低温が出現するメカニズムについて述べる。

4.1.4 著しく低い気温が出現するメカニズム

まず、夜間の気温低下量と日最低気温との間の関係を示す（図4.1.11a）。ここでは、久万における6月の全データを用いた。また、夜間は20時から翌日の5時と定義した。この時間帯は日の入り後から日の出前に相当し、夜間の気温低下量に日射の影響は入っていない。図によると、概して日最低気温は夜間の気温変化量と比例関係にある。

次に、興味の対象である著しく低い日最低気温のデータを詳しく見ていくことにする。図4.1.11(b)は図4.1.11(a)のTn02以下を拡大表示したものである。これによると、現在よりも将来において夜間の気温低下量が大きいことが分かる。このことは、将来気候において夜間の気温低下量が大きいことが、現在と同程度に低い日最低気温が出現することの原因であることを示している。しかしながら、いくつかのはずれ値が存在し、これらのデータは気温低下量が比較的小さい。以下では、これらのはずれ値が現れた状況についての考察を行う。

図4.1.12(b)は地上風速と地表付近での下向き顕熱の散布図である。プロットしたデータは図4.1.11(b)と同じである。この図においても図4.1.11(b)と同様にはずれ値が見られ、両者のはずれ値の間に対応関係がある。また、これらのはずれ値が現れる場合、下向きの顕熱が大きくなっていることが分かる。これらのことから、風が比較的強い場合、大きな下向きの顕熱が生じて夜間の気温低下量が小さくなることが示唆される。ただ、本研究では放射冷却によって気温が低下する状況を調べることを目的としているので、これらのはずれ値については考慮しないこととした。すなわち、風速2.2m/s以上のデータについては、これ以降の解析からは除くことにする。

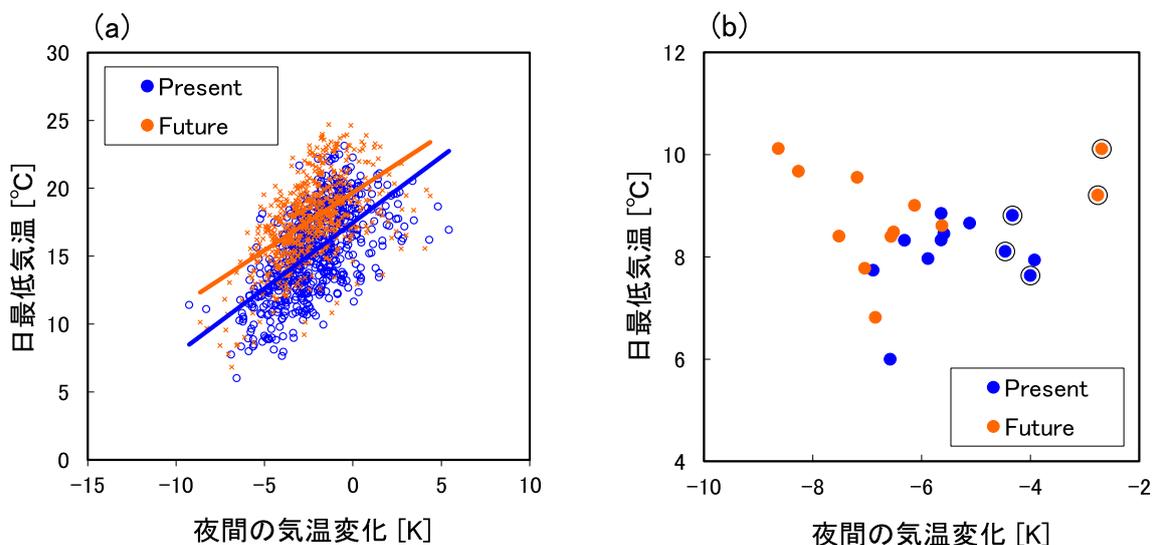


図4.1.11 6月の久万における日最低気温と夜間の気温変化量との関係。(a)は全データ、(b)はTn02以下のデータのみを表示。(b)において丸で囲まれたデータは、はずれ値（地上風速2.2m/s以上）と見なされたデータ。

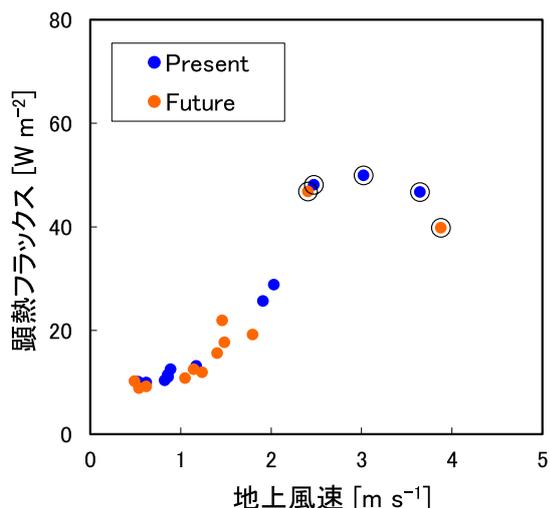


図4.1.12 6月の久万における顕熱フラックスと地上風速との関係。Tn02以下のデータのみを表示。丸で囲まれた点は、はずれ値（地上風速2.2m/s以上）と見なされたデータ。

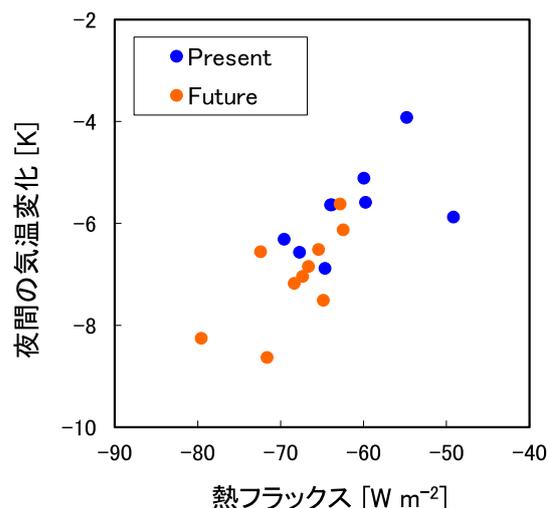


図4.1.13 6月の久万における夜間の気温変化量と熱フラックスとの関係。はずれ値を除外した Tn02以下のデータのみを表示。

前述したように日最低気温は夜間の気温降下量と関係している。そこで次に、この気温降下量と地表における熱フラックスとの関係を調べる。両者の関係を散布図にしたものを図4.1.13に示す。現在気候と将来気候のデータは、別のグループを形成しているように見える。Wilcoxon-Mann-Whitney のランク検定によると、このグループ分けは信頼度95%で統計的に有意であった。さらに図から分かることは、気温降下量と熱フラックスの絶対値との間に比例関係があることである。

次に、地表での熱フラックスをいくつかの成分に分ける。それらは、顕熱フラックス、潜熱フラックス、地熱フラックス、正味の長波放射フラックスである。夜間を想定しているので、短波放射フラックスは考えなくてよい。図4.1.14に、各成分における気候間の差（将来気候－現在気候）を示す。縦軸は温暖化に寄与する方向を正に取っている。図から、長波放射と潜熱フラックスが大きな負の値を示しており、熱フラックス全体に対する寄与が大きいことが分かる。これは、将来これらの成分がより冷却に働くことを意味している。そこで、以下ではこれらの成分を詳しく調べることにする。

まず、長波放射について述べる。一般には、晴天日の夜間冷却に対して長波放射の寄与が大きいことが分かっ

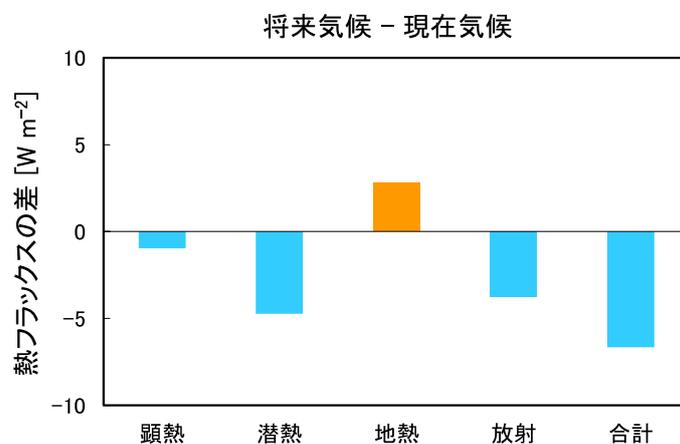


図4.1.14 6月の久万の地表における熱フラックス成分の現在気候と将来気候の差（将来気候－現在気候）。はずれ値を除外した Tn02以下のデータの平均値。熱フラックス成分は地表が加熱（冷却）される場合を正（負）とする。

ている。このことは、今回の事例においても、現在気候、将来気候の両者について当てはまる。地表での冷却率は正味の長波放射量（上向き長波放射量から下向き長波放射量を引いた量）に比例する。従って、現在気候と将来気候の正味の長波放射量の差は、夜間冷却の差に大きな影響を及ぼしている。正味の長波放射のうち、下向き長波放射よりはむしろ上向き長波放射が重要である。なぜなら、前者が地表面の加熱に寄与するのに対し、後者は冷却に寄与するからである。

現在気候と将来気候の上向き長波放射量の違いは、日没時の地表面温度の違いによって決まっていることが分かった。地球温暖化によって、日没時の地表面温度は現在気候よりも将来気候の方が高い。ステファン・ボルツマンの法則によって、将来気候における高い地表面温度はより大きな上向き長波放射量をもたらす、夜間冷却量を大きくする。このように、上向き長波放射には現在気候と将来気候の地表面温度の差を縮める働きがある。

次に、潜熱フラックスを調べる。将来気候における上向き潜熱フラックスの増加に対しては、地表近くの乾燥した大気による影響が大きい。図4.1.15によると、潜熱フラックスはモデル最下層の相対湿度と比例関係にある。また概して、潜熱フラックスと相対湿度の両者とも、現在気候よりも将来気候において値が小さい。これは、将来気候における比較的乾燥した大気によって、蒸発が促進され地表面が冷却されることを意味している。

地表付近の乾燥した大気は、対流圏下層の大気の影響を受けている。図4.1.16によると、モデル最下層の相対湿度は850hPaにおける相対湿度と比例関係にある。また、850hPaの相対湿度も地表付近の相対湿度と同様に、現在気候よりも将来気候の値の方が概して小さい。この比較的低い相対湿度は、総観規模の現象の影響を受けていると考えられるが、詳細な因果関係については今後の課題である。

潜熱フラックスの大きさ自体は長波放射量と比べると小さいが、将来気候と現在気候の差で考えると無視できない。また、夜間の潜熱フラックスは一般には小さいが、この事例のように地表が十分湿っている状態（図4.1.17）で、かつ地表付近の大気が乾燥している場合は、夜間でも無視できない量の潜熱フラックスがあってもおかしくはない。図4.1.17によると、地表直下の土壌水分は飽和状態に対して70%を超えており、地表において水分の蒸発による冷却が起り得る。

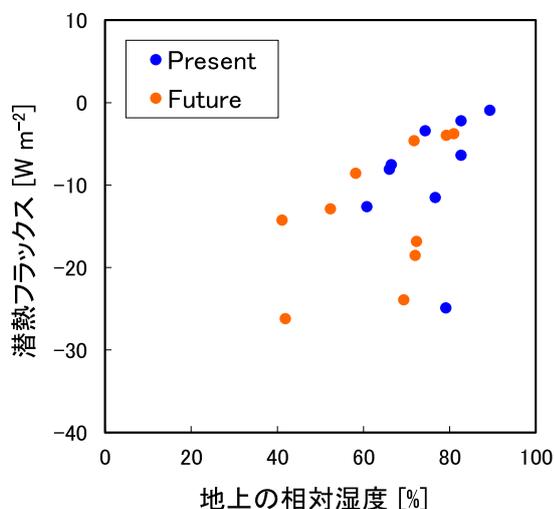


図4.1.15 図4.1.13と同じ、但し潜熱フラックスと地上の相対湿度との関係。

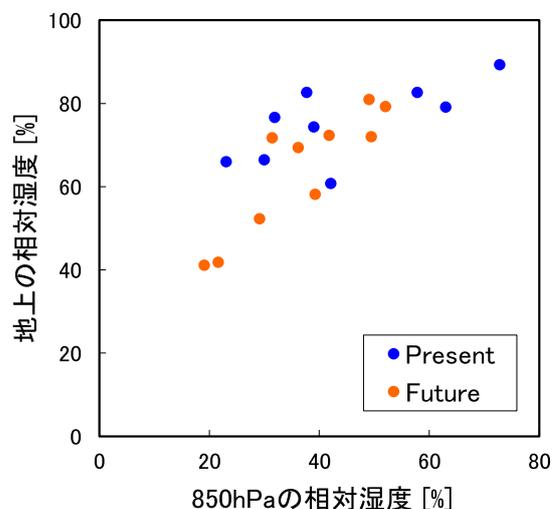


図4.1.16 図4.1.15と同じ、但し850hPaの相対湿度と地上の相対湿度との関係。

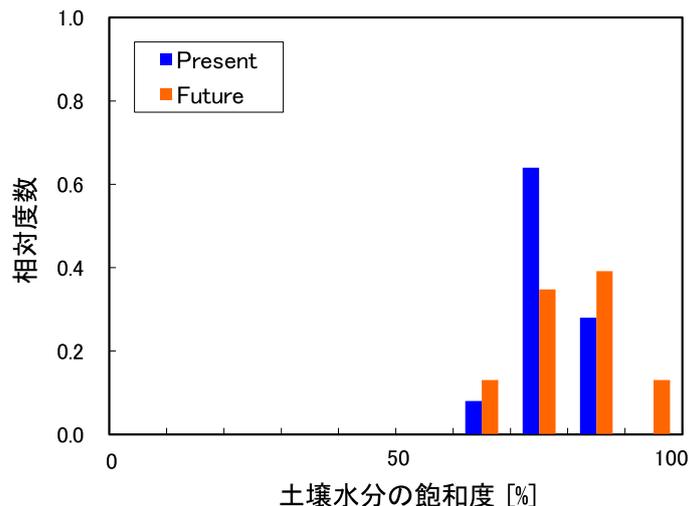


図4.1.17 6月の久万における土壌水分の飽和度の相対度数分布。はずれ値を除外した Tn02以下のデータを使用。

4.2 降水の将来変化

4.2.1 降水の将来変化の概要

地球温暖化による気候変化に伴い、日本域での降水の振る舞いに変化が生じるのか、NHRCM05の将来気候の計算結果を用いて検討した。

月降水量の変化を見るために、図4.2.1のように日本を7つの地域に分けてそれぞれの地域の変化を検討した。図4.2.2はそれぞれの地域における月降水量及び年降水量の将来気候/現在気候の比とその信頼確率である。ここでの信頼確率とは、片側検定で増加を示す確率を表し、50%より数字が大きくなるにしたがって降水量が増加する確率が高く、小さくなるにつれて減少する確率が高くなる。例えば、99.5%以上の領域は片側検定では有意水準99.5%で降水量が増加、0.5%以下の領域は有意水準99.5%で降水量が減少することを意味し、それぞれの領域は両側検定では有意水準99.0%で変化があることを意味する。月降水量は、ほとんどの地域において増加することが予測されるが、10月や11月は5%以上減少すると予測される。特に、東日本の日本海側(EJJ)では、11月に15%以上降水量が減少することが予測されている(99%以上有意な変化)。一方で、2月や3月は、多くの地域で15%以上降水量が増加すると予測され、特に西日本太平洋側(WJP)や東日本太平洋側(EJP)で信頼度が高い。

2月の降水量増加について詳しく見ていく。図4.2.3は、2月の将来気候における降水量の変化(現在気候との比)である。図4.2.3から、九州から本州の太平洋側で降水量が有意に増加することが分かり、場所によっては2倍以上となるところもある。温暖化に伴う気温上昇により、大気に含まれる水蒸気量が増加し、降水量

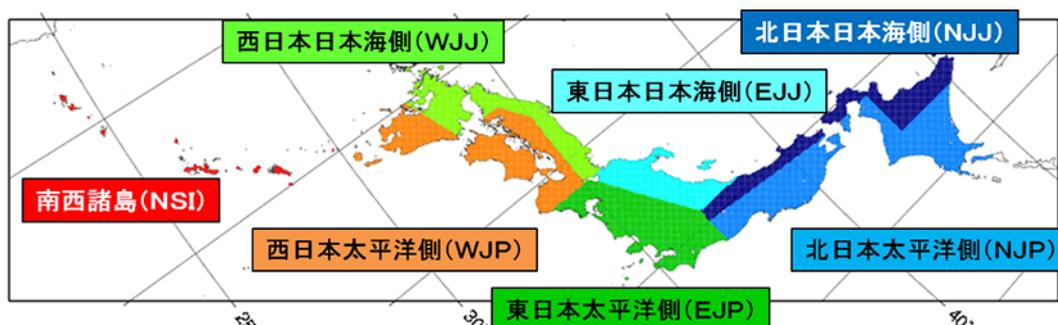


図4.2.1 本研究において日本を7つの領域に分けたときの図。