

北海道を対象とする総合的ダウンスケーリングの開発と適応

北海道大学大学院理学研究院 稲津 将
北海道大学大学院工学研究院 山田 朋人
北海道大学大学院地球環境科学研究院 佐藤 友徳
中村 一樹
杉本 志織
国立極地研究所 宮崎 真
株式会社アーク情報システム 久野 龍介

1 はじめに

本稿は文部科学省・気候変動適応推進プログラムの研究課題「北海道を対象とする総合的ダウンスケーリングの開発と適応」（課題代表・山田朋人）の研究の背景・目的および研究成果を解説したものである。本研究課題は2010年度から2014年度に北海道大学と日本気象協会を中心にした産学連携プロジェクトとして実施され、本稿執筆までに予定していた研究内容について一定の成果をあげている。今後、プロジェクトとして、本研究課題における成果を、北海道内における地方自治体や気候変動に利害がある団体、あるいは気候変動に関心のある市民へと普及する予定である。本稿はその普及の目的にもかなうように、背景や目的は十分に噛み砕いて説明し、また専門的な内容であっても記述は平易になるように心がけた。

2 背景

(ア) 気候変動と適応策

気候変動は人類の文化的生活にかかわる重要な問題として、近年、大きく取り上げられている。気候変動がおよぼす影響は、農林水産業、水資源、生態系、住環境、疫病など広範に及ぶことが懸念されており、そのため気候変動問題は国際社会の政治的、経済的、社会的問題となっている。現在、気候変動に関する政府間パネル（IPCC）が、科学的な気候変動予測のほか、国際社会としての気候変動問題に対する対応を主導している。

そもそも気候変動とは、10年以上の長い時間、広範囲な領域でみたときに、気候が変化することと定義される。したがって、数年単位の経年変動は気候変動ではない。つまり、ある冬が平年値より暖かいというだけで地球温暖化を示唆することはできないし、ある夏が平年値より寒いというだけで地球寒冷化を示唆することもできない。また、ヒートアイランド現象など狭い領域の気候変化も、気候変動とは区別する。気候変動は自然起源と人為起源のものにわけられる。

近年、注目を浴びている地球温暖化は、二酸化炭素などの増大による人為起源の気候変動である。石油や石炭などの化石燃料の燃焼や、森林の過度の伐採による植生の変化によって、これまで地下や地上に貯留されていた炭素が、二酸化炭素として空気中に放出される。その一部は海へと吸収されるが、吸収しきれない分が空気中に残る。二酸化炭素は、地球から放出される赤外線を一旦、吸収し地表面に向けて再び放射するので、地球の気候を暖かく保つ温室のような役割を果たす。二酸化炭素のほか、水蒸気、メタン、オゾンもその仲間であり、これらを合わせて温室効果気体という。温室効果気体は空気のわずか0.04%程度を占めるに過ぎないが、もしこれがなければ地上の平均気温は -20°C にもなる。この原理により、二酸化炭素が増えれば地上の平均気温は上昇する。ただし、気温の上昇量の推定には、雲による太陽光の反射や水蒸気のさまざまな効果を考える必要がある。ちなみに、二酸化炭素の増加以外の人為起源の気候変動の要因には、工場の排煙や焼畑農業によるススの放出がある。一方、自然起源の気候変動にはさまざまな要因がある。数千年の時間を単位にすると、地球の公転軌道や地軸の変化、あるいは隕石の衝突に伴ったものが考えられる。もう少し短い時間の単位では、大規模な火山噴火や太陽活動の変化が気候変動を引き起こす。また、このような外的な要因がなくても、大気は海洋の動きに応じて数年から数十年の変動をする。

このように気候変動は科学的に奥の深い問題であり、二酸化炭素の増大による人為起源の気候変動を検出することや、それを予測することは、慎重でかつ高度な科学技術に基づいて行われている。気候変動予測の技術的基盤は天気予報である。天気予報の原理とは、風、気温、あるいは気圧を関係づける方程式をコンピュータにより数値的に計算することで、現在の気象情報をもとに未来の気象情報にすることである。この原理を長期間の問題に応用すると、気候変動予測となる。長期間にわたる全世界の気候変動予測を行うコンピュータ上のソフトを気候モデルという。ただし、天気予報では現況の把握が予報精度を大いに左右する要因となるのだが、気候変動予測では気象以外の要因も重要となる。たとえば、人間社会の未来の進展によってどの程度の二酸化炭素を排出するか、あるいは排出した二酸化炭素が雲や放射の効果を介してどの程度気温の上昇に寄与するのか、といったことである。前者は社会経済シナリオの多様性として表現され、後者は気候モデルの不確実性として認識されている。IPCCの第4次報告書(IPCC, 2007)によると、もっとも有力視されている経済重視でグローバリゼーションが進んだ未来社会 (A1b シナリオ)では、全球平均気温が21世紀末に2 K から 4 K 程度上昇すると予測されている。この予測の幅は前述の気候モデルの不確実性であり、とくに気候感度と呼ばれている。また、降水量の予測は気候モデル間で大きなばらつきがあり、現在の気候において多雨の地域では降水が強化され、少雨の地域では渇水が起こると、およそ予測されている。この降水の予測幅は、気候モデルにおける気圧配置や海洋の水温の予測の違いによるものである。

さて、このように気候変動をした場合、国際社会としてどのような対策を打つかは、各国間の利害にかかわり、かつ各国内の調整を必要とする難題である。気候変動に対する対

応策は一般に適応策と緩和策に分けられる。気候変動に対する適応策とは、気温や降水量の将来変化およびそれに伴って予見される災害にあらかじめ備え、あるいはその予見される農業、水資源、あるいは生態系などへの影響を踏まえて産業や生活の様式を改めることである。たとえば、洪水・渇水や利水の面で影響のある地域では災害の脆弱性を克服するために、ダムや堤防の増新築や灌漑の制限などが対策される。あるいは、寒冷地が温暖地になることで耐寒性の品種から耐暑性の品種へと変更することや、種まきや収穫などの農業歴を修正することが対策としてあげられる。さらに、熱中症、マラリア、デング熱といった熱帯特有の疫病域が拡大すること、農業や住環境を脅かす害虫の勢力が拡大することに対する対策も講じる必要があるだろう。いずれにしろ、どのような適応策をどの程度講じるかを決定するために、各国内あるいは隣接国間の調整が急務である。一方で、気候変動に対する緩和策とは、二酸化炭素の増大を極力抑え、人為起源による気候変動の速度をゆるやかにしようとすることである。緩和策の方法として、単に経済活動を緩めるという方法のほかに、事業者には排出総量を規制する法律をつくること、燃料効率の高い技術を導入すること、発電は水力や風力といった再生可能エネルギーに転換すること、あるいは人々に省エネに対する意識を強めるといったことなどがあげられる。近年、排出量削減未達の事業者や国が、排出量削減を過度に達成できる事業者や国から買い上げる排出取引も盛んに行われつつある。しかし、二酸化炭素総量の規制は発展途上国の経済成長の足かせとなることが懸念される。とくに、BRICS（ブラジル、ロシア、インド、中国、および南アフリカ）が急速に経済成長を遂げ、これらの国が排出する二酸化炭素の総量は全世界のその3分の1を超える。これらの国々の理解と協力なしに緩和策を講じることは難しい。現在、国際社会は気候変動に対し、適応策と緩和策の両輪で問題の解決にあたらうとしている。

(イ) ダウンスケーリングによる地域詳細化

前述のとおり、気候変動およびそれに対する適応策・緩和策は、国際社会の問題である。しかし、適応策は、気候変動の質的量的な相違と、自然環境、人口構成、あるいは産業構造の特徴によって、地域ごとに異なる効果的な適応策を策定し実施する必要がある。日本国内に限定しても、亜寒帯から亜熱帯までの気候帯を包含し、その中でも大都市と農村とでは地域の産業構造を別とする。よって、その適応策は日本国内であっても一つでないことは明白である。このような事情を踏まえ、本稿の研究課題を含む文部科学省のプロジェクトでは、研究課題ごとに対象地域を一つ選定し、その地域における気候変動予測とそれに対する適応策を政策決定者や利害関係者に提言するケース・スタディーを行っている。このような取り組みは、国際的な気候変動適応研究の中の国内の動きとして捉えることもできる。

ある特定地域における気候変動適応策の策定のために、その地域特有の気候を踏まえた地域詳細な気候変動予測を行う必要がある。しかし、気候モデルによる全世界の気候シミュ

シミュレーションは、現在の計算機性能では 100 km 程度の間隔でしか数値的に計算することができない。これでは日本は 30 点程度の代表点でしか表現できず、また日本を二分する脊梁山脈を表現することすらできない。気候モデルだけであっても北日本と南日本程度の気候区分は可能であるが、地域に特化した適応策に十分な地域詳細なデータを提供することはできない。

そこで必要となるのが気候モデルなど空間的に粗い気象情報を、地域詳細な気象情報へと変換するダウンスケーリングである。ダウンスケーリングには力学的ダウンスケーリングと統計的ダウンスケーリングがある。

力学的ダウンスケーリングは気候モデル予測と類似している。ただし、力学的ダウンスケーリングでは計算領域を対象地域に限定し、その領域の境界を粗い気候モデル予測値として、領域内の気象を高解像に計算するのである（これをネスティングという）。実は天気予報でもこのネスティングの手法が使われているが、力学的ダウンスケーリングは一般に長期間の地域気候予測をさす。たとえば、力学的ダウンスケーリングによって、気候モデルにおける 100 km 程度の間隔で気象情報を、特定地域のみではあるが 10 km 程度の間隔に変換することができる。10 km の解像度があれば、さきの例の脊梁山脈はもちろんのこと、平野や盆地、海岸線もかなりの程度、現実的なものになる。このような地域特有の自然地理的条件も領域気象の計算に取り入れられるので、気候モデルにより気候変動予測を力学的ダウンスケーリングによって地域詳細化することで、地域特有の気候変動を予測することが期待される。そして、その予測は領域気象モデルによって計算されるため、物理的に一貫性のある格子点の情報となる。このような方法で行う力学的ダウンスケーリングにより、地域気候予測はその境界値を定める気候モデルの予測の不確実性およびその気候モデルの境界値となる社会経済シナリオの多様性に加えて、領域モデルの不確実性が加わることとなる。とくに雨量、雪雨判別、あるいは厳寒時の最低気温の見積もりに領域モデルの不確実性が表れやすい。また、この手法を利用して、陸面や海面の状態の予測の不確実性を加味したシミュレーションを行うこともできる。ただし、いずれの場合も力学的ダウンスケーリングは計算負荷がかかりやすい。全世界に対し気候モデルを 100 km の間隔で計算する場合と、全世界の 1/100 の地域に対し領域モデルを 10 km の間隔で計算する場合とを比較すると、後者は前者の 10 倍の計算量を必要とする。

一方、統計的ダウンスケーリングは天気予報のガイダンス作成に似ている。ある地点の特定の気象要素のデータが長期にわたりモニタされていると、周囲の気象場とそれとの統計的な関係を見出すことができる。その場合、この統計式を将来の気候に対して応用すれば、気候変動予測が実現する。この方法は、計算コストが極めて低く抑えられるという利点がある。ただし、対象とする気象要素をある程度長期にわたり継続的に観測することが必要である。また、統計式が気候変動下の将来にわたっても成り立つ保証がない上に、地点や気象要素ごとに定められる統計式に物理的な根拠がない。このようなことから、近年は力学的ダウンスケーリングで 10 km 程度の細かさの地域詳細なデータを作り、それより

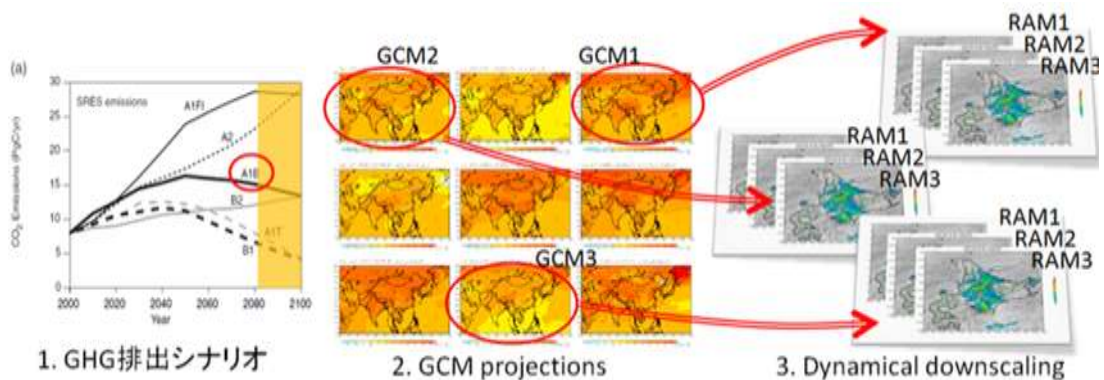


図 1：3つの気候モデル出力それぞれを境界条件として、3つの領域モデルを使った力学的ダウンスケーリングを実施する模式図。

細かいデータを必要とする場合に統計的ダウンスケーリングを援用するといった方法が実践的に利用されつつある。

3 目的

上記の背景に基づき、本研究課題「北海道を対象とした総合的ダウンスケーリングの開発と適応」では、北海道を対象とした地域気候予測とその適応策支援を目的とした。北海道を対象とした地域気候予測では、力学的ダウンスケーリングを実施した。ただし、上述のように社会経済シナリオ、気候モデル、領域モデル、および領域内の陸面や海面といった不確実性がある。本研究課題では、さまざまな不確実性を明らかにする形で力学的ダウンスケーリングを実施し、不確実幅付きの地域気候予測データを整備することとした。また、北海道における気候変動でとくに影響をうけると考えられる水文雪氷情報に注目し、より詳細な地域気候予測のため、これらの現況を詳細に把握する水文雪氷観測を行う。このようなモニタリングによって、10 km よりも詳細な気候変動情報を得られる可能性がある。

4 手法

(ア) 北海道を対象とする力学的ダウンスケーリング計算

不確実性を考慮した力学的ダウンスケーリングを実施するため、領域モデル3つとその境界条件として与える気候モデル出力を3つ用意した。領域モデルは、気象庁のJMA/MRI NHM (以下、JMA; Saito et al., 2006)、米国スク립ス海洋研究所のRSM (Juang and Kanamitsu, 1994)、及び米国を中心に開発されているWRF (Skamarock et al., 2008)である。3つの領域モデルとも、その計算域は北海道全体を含むものであり、その解像度は10 kmに統一した。境界条件として与える気候モデル出力は、北海道における気候再現性を十分考慮し、東京大学などのMIROC3.2(hires) (以降MIROC)、ドイツ・マックスプランク研究所のECHAM5/MPI-OM (以降MPI)、および米国大気科学研究所のCCSM3 (以降NCAR)



図 2：(左) 北海道の河川網全体に対し 2010 年度から 2012 年度に設置した水文気象観測装置の分布。(右)観測装置の設置方法の概略図。装置は日射、風向風速、気温湿度、気圧、降水量、および積雪深といった気象要素のほか、地温や土壌水分を測定する。

の気候モデル出力を利用した。境界条件として利用する 3 つの気候モデルの解像度は 100 km 前後である。3 つの気候モデル出力それぞれを境界条件として、3 つの領域モデルを用いた力学的ダウンスケーリングを実施すると、計 9 通りの結果を得る (図 1)。この結果を比較することで、気候モデルにおける気圧配置や降水帯の不確実性と、領域モデルにおける降水量や放射量の不確実性を分離して評価することが可能となる。

力学的ダウンスケーリングは、将来予測と現在の気候に対し、気候モデルと領域モデルのすべての組み合わせに対して、それぞれ 10 年分を行った。とくに、将来予測では、社会経済シナリオやモデルの気候感度の不確実性を気候モデルの気圧配置や降水帯の予測の不確実性と分離するため、全球平均の地上気温が現在気候に比べ 2 K 上昇した年代を選んだ。MIROC では 2050 年代、MPI では 2060 年代、および NCAR では 2080 年代である。なお、現在の気候はすべての気候モデルで 1990 年代を選んだ。

また、領域モデルによる力学的ダウンスケーリングのバイアスを評価するため、概ね真値とみなせる気象庁再解析データを境界条件とした力学的ダウンスケーリングを実施した。

(イ) 北海道における水文気象観測

河川や農業あるいは防災にかかわる適応策策定のためには、特定地域の水文気象や雪氷の状況を解像度 10 km より細かく把握する必要がある。北海道内には、気象庁アメダスデータのほか、国土交通省などによる水文・気象観測データ、あるいは札幌総合情報センターの気象データといった有用かつ高密度なデータがある。しかし、山岳地域や過疎地域には観測空白域が散在するため、その観測空白域を補完すべく風速、放射量、降雨量や土壌水分量、あるいは積雪にかかわる諸量の観測を実施する。観測サイトとして、石狩平野の 8 地点と石狩川と十勝川の分水嶺であるトマムを選んだ (図 2)。前者は札幌市水道の主な水

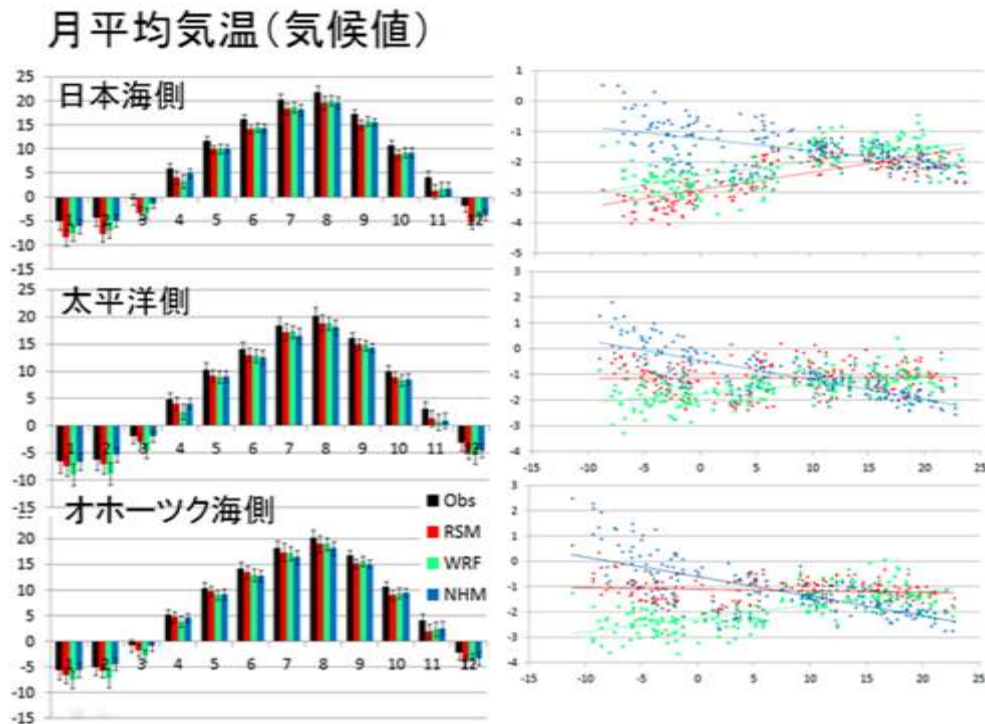


図3：(左) 日本海側、太平洋側、およびオホーツク海側における地上気温の気候値の季節変化。黒はアメダスによる観測、赤、緑、および青はそれぞれ領域気候モデル RSM、WRF、および JMA を表す。エラーバーは経年変動の標準偏差を示す。(右) 地上気温の観測値 (横軸、 $^{\circ}\text{C}$) と誤差 (縦軸) の関係および回帰直線。

源を含み、この水源は石狩平野の稲作に欠かせないものでもある。後者は太平洋側の気候と日本海側の気候を分かち複雑な気象環境があり、かつスキー場を主体とする観光および防災上の重要な地点である。

5 北海道を対象とする力学的ダウンスケーリング計算

(ア) 地域気候モデルのバイアス評価

気象庁の気象再解析データ (JRA25) と3つの地域気候モデルによる現在気候の再現実験の結果を検証し、実際の気象状況との比較検討を行った。

モデル再現結果の検証には、気象庁によるアメダス観測の気温および APHRO-JP の降水量 (Kamiguchi et al., 2010) を使用した。アメダスとの比較を行う場合は、アメダス観測点に相当する 10 km メッシュのモデルグリッド値を用いた。観測データとの比較は 1984 年から 2000 年までの 17 年分に対して行った。図 3 に日本海側、太平洋側、オホーツク海側の 3 地域に分けた月平均気温の気候値の季節変化を示す。この図から、3つの領域気候モデルが北海道の日本海側、太平洋側、オホーツク海側の各地域の気候平均した気温の季節変化を十分な精度で再現できることが確認できる。また、年々変動の振幅もすべての月、地域でおおむね観測と一致している。観測値に対する気温の誤差は日本海側でどの領域気候モ

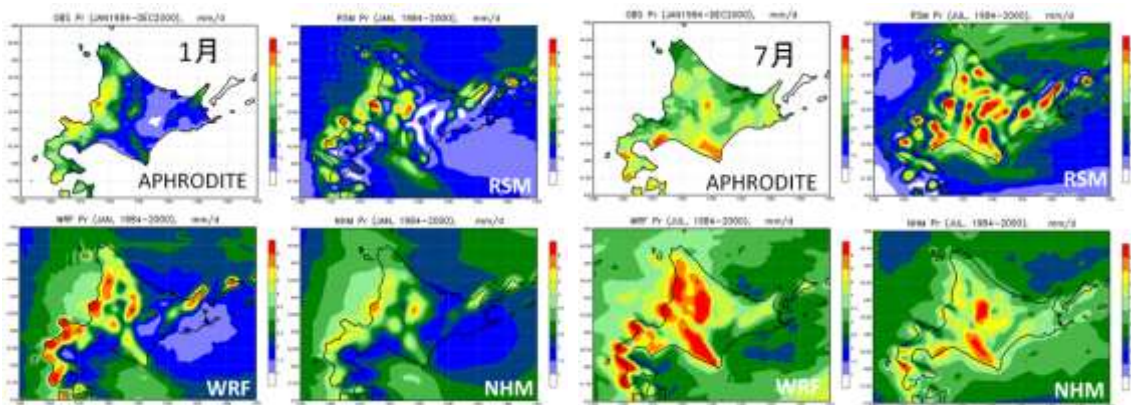


図 4：左半分は 1 月、右半分は 7 月における気候値の降水量(mm/month)。 (左上) 観測データ APHRO-JP および 3 つの領域気候モデル (左下 WRF、右上 RSM、および右下 JMA) による再解析データを境界条件とした力学的ダウンスケーリングの結果。

モデルも低温バイアスがみられる。暖候期には、どのモデルも -2°C 程度の低温バイアスであるが、寒候期には JMA では約 1°C 、RSM と WRF では 2°C から 4°C 程度の低温バイアスがあり、モデルによって気温の絶対値に対するバイアスの特性が異なっていることが分かる。太平洋側およびオホーツク海側でも、寒候期において JMA では高温バイアス傾向、WRF は低温バイアスの傾向にあることが分かった。このように気温の絶対値に応じて誤差が変化する場合には、これらの特性を考慮したバイアス補正方法を採用する必要がある、それが領域モデルの選択に起因する予測不確実性の低減につながると考えられる。また、3 つの領域モデルによる誤差は寒候期に最大となることから、低温期における地表気温の誤差要因についてさらなる解析が必要であることが判明した。

3 つの領域モデル実験によって得られた降水量の分布を図 4 に示す。観測データとして APHRO-JP を用いている。1 月の降水量は日本海側の地域で多く、最大 6 mm/day 程度である。JMA では降水量の極大値が概ね観測データと一致しているが、WRF と RSM では 8 mm/day の地域が見られることから降水がやや過大となる傾向であることが分かった。特に WRF では、北海道西岸の広い範囲で降水が過大である。ただし、固体降水に対する雨量計の捕捉率は雪比率の低い新潟においても 0.7 から 0.8 程度であることが知られているため、実際の降水量は APHRO-JP によるデータよりもかなり多いことが予想される。太平洋側の降水量は、JMA で観測に比べてやや過大であるが、RSM と WRF では観測とほぼ同程度である。ただし、日高山脈では WRF と JMA の降水が観測の 2 倍程度となっている地域がみられる。

7 月の降水量は室蘭から苫小牧にかけてのエリアと日高山脈で多いことが特徴である。この特徴は 3 つの領域モデルで概ね再現できているといえるが、冬季降水と異なりどのモデルでも観測に比べると極大値が過大である。空間パターンは JMA が最も観測に類似してい

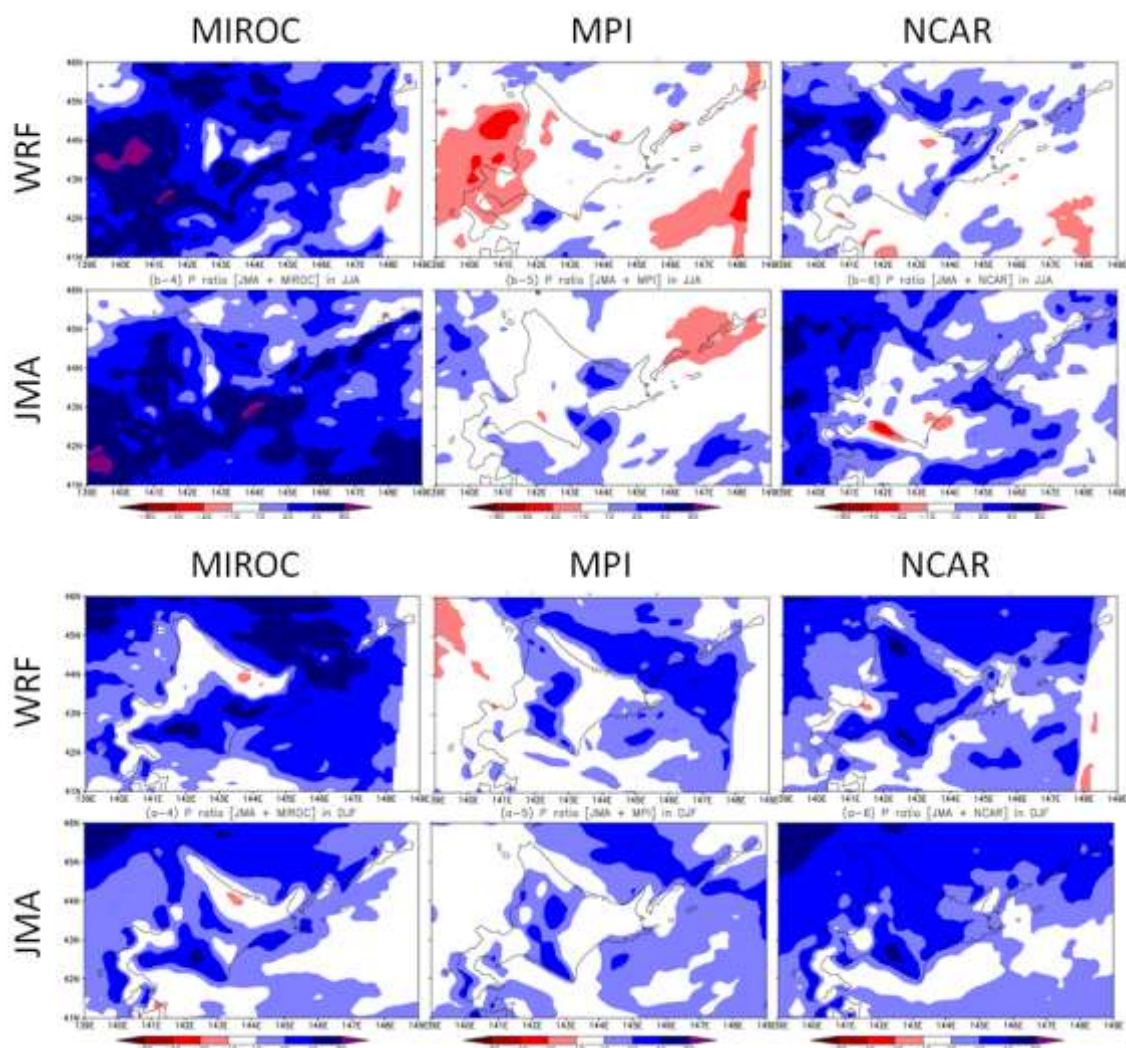


図 5 : 3 つの気候モデル (左から MIROC、MPI、および NCAR) を境界条件をもとにした 2 つの領域モデル (上が WRF、下が JMA) による力学的ダウンスケーリングの結果。21 世紀に全球年平均気温が 2 K 上昇した期間と 20 世紀末との降水の気候値の増加比(%)。上半分は 6 月から 8 月で、下半分は 12 月から 2 月。

る。WRF は日本海沿岸や大雪山でも多量の降水があることから、山岳地 (あるいは斜面近傍) の降水の誤差が大きいことが推察される。RSM は山岳と低地に対応した降水分布が北海道全域でやや誇張されている。

以上、長期平均した気温と降水量データを用いて、3 つの領域モデルの再現性評価を行った。気温の絶対値に依存した気温バイアスが確認でき、将来予測を行う際のバイアス補正に有用な誤差特性情報が得られた。降水量は全般的に過大傾向が目立つものの、アメダス観測地点に限れば、従来のダウンスケーリング研究で見積もられた誤差とほぼ同程度であり、過去気候の再現性は十分高いことが確認された。

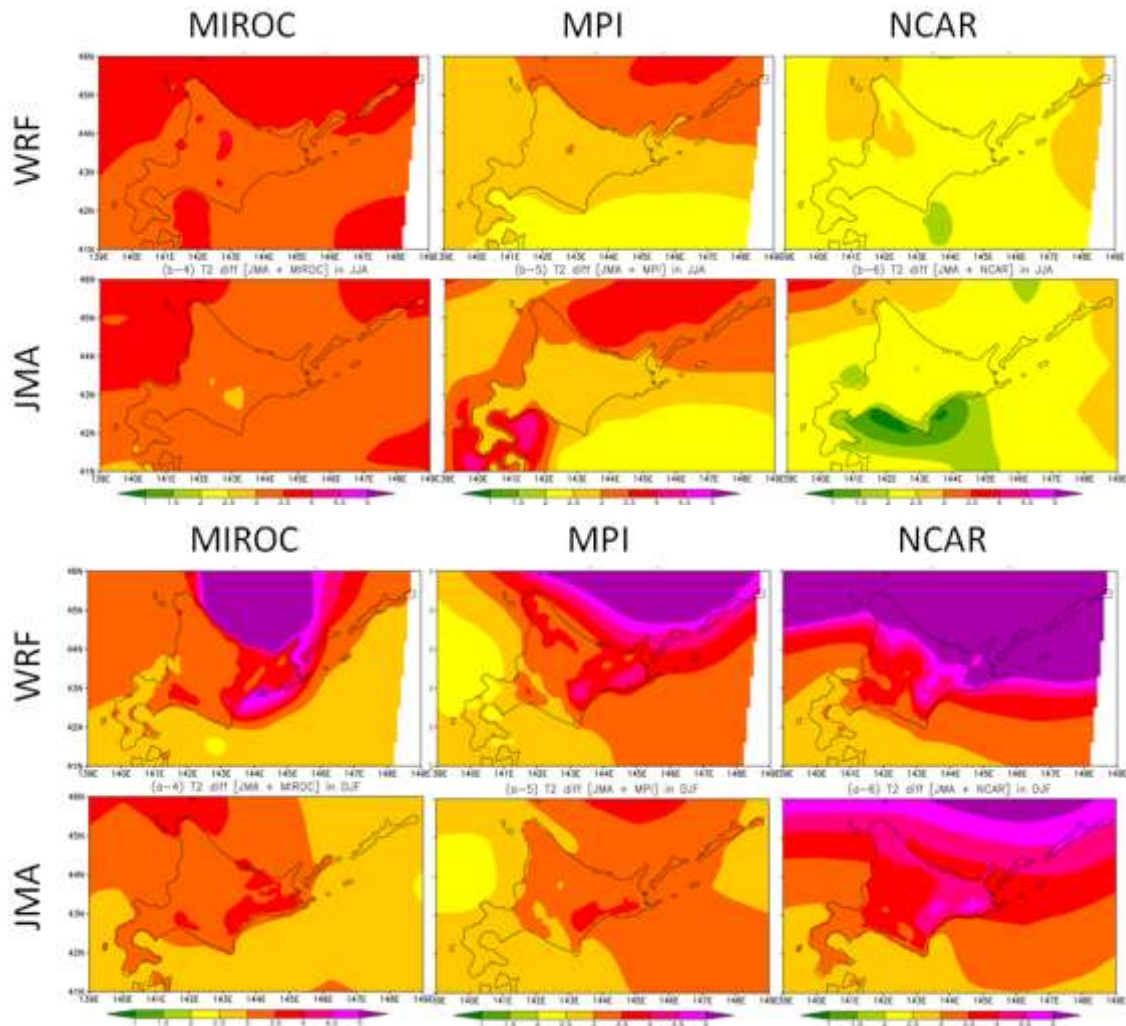


図 6 : 3つの気候モデル (左から MIROC、MPI、および NCAR) を境界条件とした 2つの領域モデル (上が WRF、下が JMA) による力学的ダウンスケーリングの結果。21世紀に全球平均気温が 2 K 上昇した期間と 20世紀末との地上気温の気候値の増加量(K)。上半分は 6月から 8月で、下半分は 12月から 2月。

(イ) 力学的ダウンスケーリングによる北海道の地域気候予測

本研究課題では、3つの気候モデル (MIROC、MPI、および NCAR) を境界条件とした3つの領域モデル (WRF、JMA、および RSM) による力学的ダウンスケーリングを実施する予定である。現在、概ねの計算が完了しているが、RSM による計算結果はデータ変換等の都合でまだ解析できない状況である。そこで本稿では、WRF および JMA による力学的ダウンスケーリングの結果の概略を掲載する。

図 5 上は夏季における温暖化気候と現在気候との北海道における降水の気候値の変化率である。夏季の降水はシミュレーションにばらつきがあるが、定性的にも定量的にも側

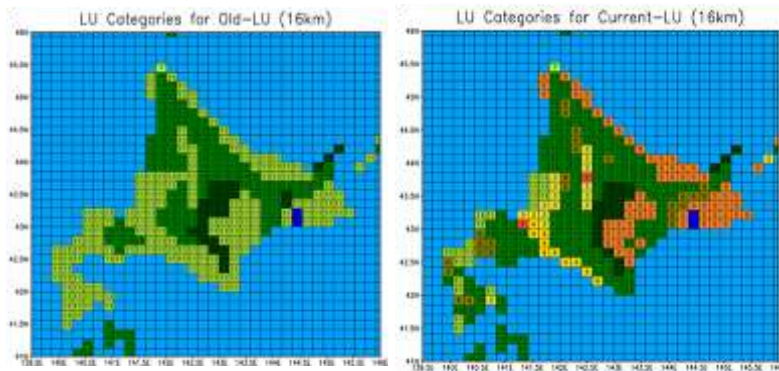


図 7：地域気候モデルに与えた土地利用分布の条件。左は開拓前（1850 年頃）、右は開拓後（1985 年頃）を表す。緑色は森林、茶色は畑地、黄色は水田、および赤色は都市をそれぞれ表している。

面境界条件が夏季降水の程度をおおよそ制御している。たとえば、MIROC を境界条件とすれば、WRF であっても JMA であっても降水が 40 % 以上増加することを予測しているし、MPI や NCAR を境界条件とすれば、WRF であっても JMA であっても大きな降水の増大はみられない。このような予測のばらつきは、気圧配置の予測がエゾ梅雨型になるか小笠原高気圧の張り出しが支配的になるかによって、降水量が大きく異なることと関係していると考えられる（図略）。

図 5 下は冬季における温暖化気候と現在気候の間の北海道における降水の気候値の変化率である。冬季の降水量は概ねどの結果も 20 % 程度の降水の増加を予測している。気温が高い方が空気に含まうる水蒸気量は多いので、同じ気圧配置であれば温暖化気候の方が降水は増加する。ただし、温暖化時に西高東低の冬型の気圧配置は弱まるとするモデルもあって、この弱まりの程度によっては、日本海側の降水の増分は相殺される可能性もある。また、どのモデルも共通している点は、太平洋側とくに日高地方の降水量の増加である。これは西高東低の冬型の気圧配置の弱化に伴った南岸低気圧の増加と関係しているものと推測される(Inatsu and Kimoto, 2005)。その他、オホーツク海側における降水の微減を、境界条件を NCAR とするもの以外が予測している。また、夏季同様、定性的にも定量的にも側面境界条件が冬季降水の程度をおおよそ制御していることがわかった。

図 6 は夏季および冬季における温暖化気候と現在気候の間の北海道における地上気温の気候値の変化量である。夏季における地上気温の変化量は全球平均気温の増量の 2 K と同程度で、しかも北海道内で空間的に一様である。一方、冬季における地上気温の変化量は全球平均気温の増量よりは大きく 3 K から 4 K である。これは、現在気候で雪に覆われているところが温暖化で地面が露出するとより日射を吸収するというアイス・アルベド・フィードバックと呼ばれる機構が働くためと考えられる (Matsumura and Sato, 2011)。また、冬季の気温の上昇量予測で特徴的な点はオホーツク海上の気温である。WRF の予測はどれも 5 K 超の昇温であるが、JMA の予測はどれも 4 K 程度である。これは WRF の予測

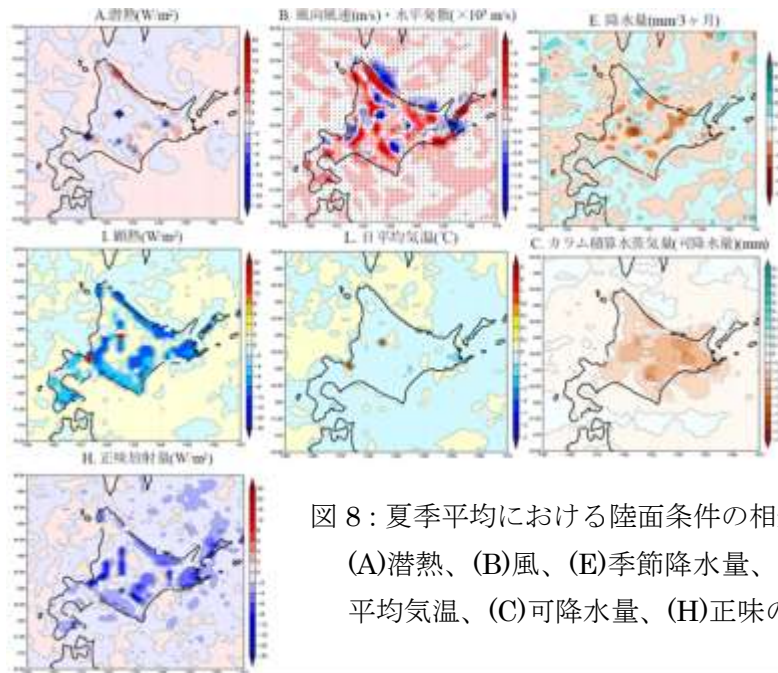


図 8：夏季平均における陸面条件の相違に伴う応答。
 (A)潜熱、(B)風、(E)季節降水量、(D)顕熱、(E)日平均気温、(C)可降水量、(H)正味の放射量。

には昇温による流氷の消失の効果を考慮しているのに対し、JMA の予測には昇温によっても流氷は現在と変わらないと考えているためである。オホーツク海上の気温はオホーツク海側の気温上昇量の予測にも大きく影響するが、流氷の動態予測は極めて難しい問題であり、これは予測の領域モデル内の境界条件に起因する不確実性として別途研究する必要がある。

(ウ) 土地利用変化の地域気候への影響

明治維新まもなくの北海道は、原始の状態に近い自然植生を保持しており、広大な森林に覆われていた。明治初期以降、本州からの開拓民が流入し、大規模な農地開墾が行われ、大規模な土地利用の変化があった（図 7）。とくに、石狩平野、十勝平野、根釧平野、上川地方の平野部およびオホーツク海、胆振日高地方の海岸付近で、広く森林から農地への改変があった。くわえて、胆振日高地方や道南地方、十勝平野の一部で落葉広葉樹林から針広混交林への改変が行われた。ここでは、このような土地利用の変化に対する地域気候に対する影響を調べる実験を行った。実験は 2003 年 10 月から 2004 年 11 月までの期間に対し、領域気象モデル WRF を用いて行った。陸面境界条件を過去と現在とした 2 つの実験を行って、土地利用変化の影響を調べた。その結果、全道平均では土地利用改変による効果は非常に小さかった。土地利用の改変が生じた地域ごとに異なる影響がごく局部的に生じていた。とくに都市域では気温上昇が非常に顕著であった。都市域での気温上昇はおもに都市化による蒸発散量の大幅な減少により、顕熱が大幅に増加したために生じたと考えられる。また、森林から農地に改変された地域では降水量がわずかに減少した（図 8）。これは、積雪期には蒸発散量が減少したことが（図略）、夏季には粗度の低下による水蒸気フラ

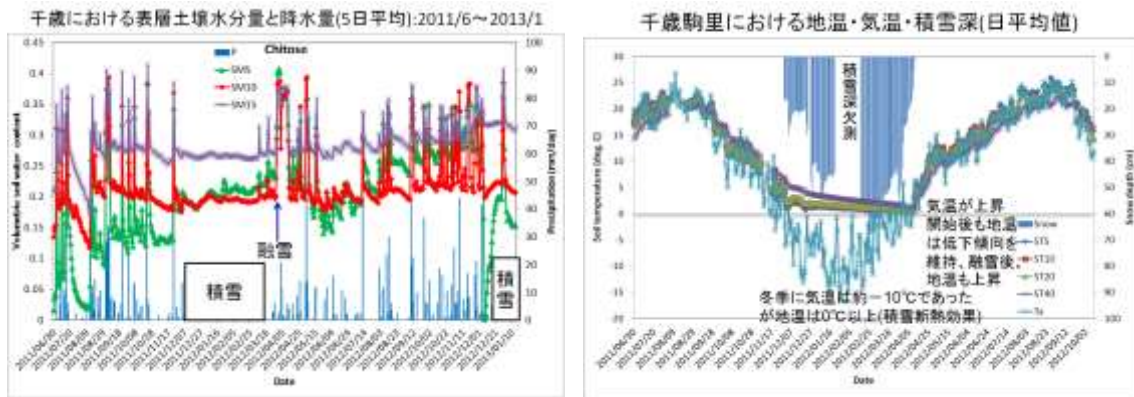


図 9：(左) 千歳駒里における 2011 年 6 月から 2013 年 1 月までの土壌水分量と降水量の日平均・積算の時系列。土壌水分量は（緑）5 cm 深、（赤）10 cm 深、および（紫）15 cm 深の値を示す。(右) 千歳駒里における気温、地温、積雪深の日平均値。

ックスの発散が強化したことによってもたらされたと考えられる。

実際の農地における熱収支の変化は、地域的な気候の特徴や生育する作物の種類によって蒸発効率が異なることなどから、地域ごとに影響が大きく異なる可能性がある。本実験では農地における熱収支の変化は非常に小さく、したがって気温への影響もほとんど認められなかったが、本実験で設定した葉面積指数や気孔抵抗などの農地の物性値が必ずしも北海道における農地の特徴をよく再現しているわけではない。より詳細かつ正確に北海道における農地化による影響を理解するためには、北海道における農地の歴史的遷移および現在の空間的な分布を正確にモデルに与える必要がある。同様のことは都市気候の再現に対しても当てはまる。本実験で与えた都市域の特性を現す各種のパラメーターが必ずしも北海道における都市域の特徴を表現できているわけではない。より正確な都市化の影響を評価するためには、都市気候を大きく左右する人工排熱や都市構造のデータベースの作成、さらには都市における積雪の効果をモデル化する必要があるだろう。

本実験は対象期間を 1 年間に設定した上で、同期間における短期的な変化を考察している。したがって、気象の年々変動に対して土地被覆改変による影響がどのような応答をするのかについても考慮する必要がある。本研究では比較的高温多雨であった 2003 年から 2004 年を対象としている。逆に気温の低い期間や少雨である期間を対象とした場合、本実験と同じ応答が得られるかといった年々変動に対する影響も調査する必要がある。とくに、2004 年 9 月 8 日の台風 18 号が北海道に与えた被害は大きく、特殊な年であることが否めない。台風は降水量や風速に大きな偏差をもたらすため、応答の見積もりに対する誤差が大きくなる。土地被覆改変の気候への影響をより正確に理解するためには、本研究で対象とした計算期間以外の複数年を対象とした実験を行い、台風のような突発的・瞬間的なイベントの影響による誤差を結果から除去する必要があると考えられる。



図 10：札幌国際スキー場（札幌市南区定山溪）における積雪深の時系列(2012 年 11 月から 2013 年 1 月)。

6 北海道における水文気象観測

(ア) 水文気象観測

本研究課題では、気象庁アメダス観測を補完すべく図 2 に示した各地点での水文気象観測を行っている。地上気温や降水量は、トマムを除き気象庁アメダス観測との相違は大きくない。ここでは、地域気候予測を用いた適応策策定に重要な水文観測を中心にその途中経過を概説する。

図 9 は千歳市駒里に設置した水文気象観測結果である。降水に対応して、土壌水分量が増加するのが積雪期を除いてみられた。秋季の土壌水分量は積雪期間中にほとんど変化していなかったが、融雪時に特に表層 5 cm の土壌水分が急激に増加した。融雪期の土壌水分量の急激な増加は、表面流出として河川に供給されると考えられる。また、地温の季節変化において、積雪の断熱効果により、気温とは異なる季節変化を示した。冬季に気温は -10°C 程度まで下がったが、地温は 0°C 以上を維持してゆるやかに低下し、気温が上昇し始めても、融雪により積雪が消滅するまでは地温は低下傾向を示していた。

このような詳細な土壌水分量や地温の観測(Miyazaki and Yamada, 2011)は、陸面モデリングを介して、石狩平野全体の水資源予測の検証に利用することができる。

(イ) 雪氷気象観測

2012/13 年の冬季、札幌で観測史上最も遅い初雪を観測した。たとえば、本研究課題で設置した札幌国際スキー場における積雪深の時系列(図 10)によると、11 月末には 1 m を超えて、12 月中旬に 2 m に達した。このように初雪はそのまま根雪となったことで、札幌における長期積雪開始日は 11 月 18 日であり、平年より 16 日早かった。また、2012 年 12 月は札幌における降水量は 209 mm であり、12 月としては史上最高を記録した。

このような急激な積雪という例年にない気象条件のなか、トマム山の斜面で 12 月から 2 月にかけて多くのクラック(斜面上の雪面の割れ目)が発生した。図 11 はトマム山において 12 月下旬に撮影されたクラック底面の状態と 2013 年 3 月下旬に発生した全層雪崩である。この斜面はササで覆われており、平年であれば、ササが直立した状態のまま、徐々に積雪深が増加し、ササが積雪に刺さった状態になる。しかし、2012/13 年の冬季は、積雪初



図 11: (左) トナム山 (占冠村トナム) におけるクラック底面におけるササの状態 (2012 年 12 月) と (右) 発生した全層雪崩 (2013 年 3 月)。

期の低気圧接近に伴う湿雪によりササの倒伏が生じ、積雪の底面でササが倒れた状態となっていた。これによって、雪面下部の摩擦抵抗が小さくなりクラックの拡大と全層雪崩発生につながったと考えられる。このように、斜面における積雪の安定性を考察する際に、斜面傾斜や積雪密度・硬度のプロファイルだけでなく、底面の土地被覆（植生）の状態が極めて重要となるケースがあることが観測によって確認された。将来、降雪の頻度や強度に変化が生じる場合には、ササ斜面上の雪崩管理に注意が必要であることを示唆する結果である。

7 その他の研究成果

(ア) 力学的ダウンスケーリングと統計的ダウンスケーリングの融合

本稿は基本的に力学的ダウンスケーリングによる北海道の地域気候予測の解説である。しかし、背景にも書いたように力学的ダウンスケーリングの計算量は、全世界の気候予測よりも多い。このような膨大な計算コストのために、力学的ダウンスケーリングを開発途上国など気候変動に脆弱な地域へ技術移転することが難しくなっている。また、同じ理由により数 km 以下の超高解像な計算を長期にわたって行うことも難しい。後者は高密度な観測網により対象現象のモニタリングが不可欠となることから、第 6 章でその方法を例示した。一方、前者の通常の力学的ダウンスケーリングの計算負荷軽減については、いまだその方策が立てられていない。ここではその解決方法として本研究課題の一つとして実施したサンプリング・ダウンスケーリング(Kuno and Inatsu, 2013)を概説する。

統計的ダウンスケーリングでは対象地域の特定の現象とそのまわりの大規模場の統計的關係を利用して、ある大規模場の変化に対応した地域現象を推定する。ここでは、北海道の冬季の降水と上空の等圧面高度の關係を例にとる。このとき、降水変動パターンと高い相関をもつ上空の高度場は、線形の統計關係式で結ばれたとする。このような統計關係は特異値分解解析によって求めることができる。この統計的ダウンスケーリングの統計式を力学的ダウンスケーリングの計算年の限定に利用したのが、サンプリング・ダウンスケー

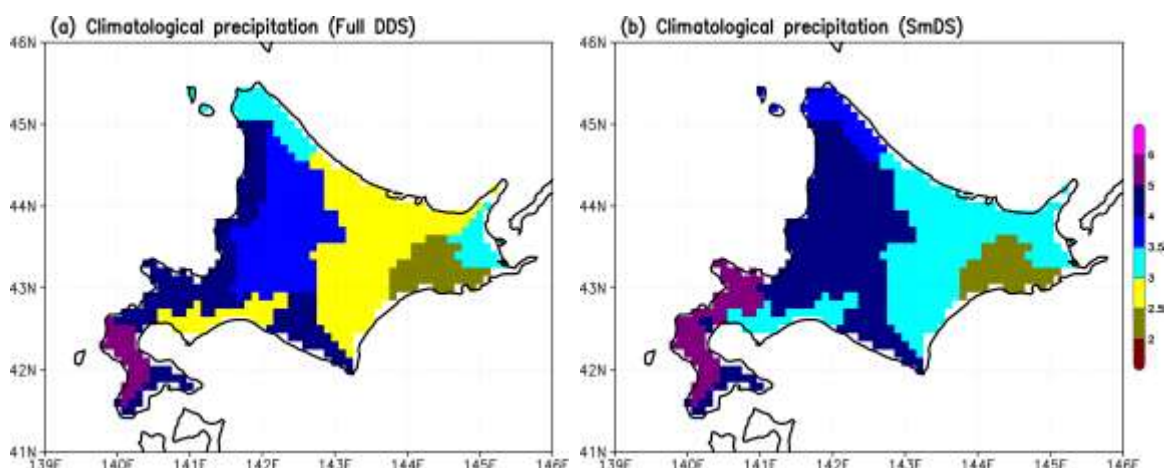


図 12 : (左) 全期間の力学的ダウンスケーリングと (右) サンプルング・ダウンスケーリングにおける冬季平均の降水量。力学的ダウンスケーリングは現在気候に対する気候モデル実験の結果を境界条件とした。色影は右の指標の通り。

リングである。サンプルング・ダウンスケーリングの当否は、実践的にはあらかじめすべての年に対し力学的ダウンスケーリングを実施して基準となる統計値を求め、サンプルング・ダウンスケーリングで限定した計算年に対する統計値が基準と同程度かどうかで調べることができる。図 12 は北海道の降水の支庁平均値に対するサンプルング・ダウンスケーリングと力学的ダウンスケーリングの比較である。図 12 左は気候モデル 30 年分の出力に対して力学的ダウンスケーリングを行った結果であるが、図 12 右のわずか 4 年分の出力に対して力学的ダウンスケーリングを行った結果とほとんど同等であることが分かる。その 4 年を選び出す方法がサンプルング・ダウンスケーリングであり、本研究では特異値分解解析における異質相関時系列の上位と下位の 2 年ずつを選んだ。目下、サンプルング・ダウンスケーリングの理論的な有効性を検証しており、それが確立すれば任意の領域に対して力学的ダウンスケーリングの計算負荷を低減することが可能となると期待される。

(イ) 北海道の局地気象の再現と解析

北海道の局地気象には、力学的ダウンスケーリングによって計算される地域気候予測では十分に信頼性が得られないものもある。とくに夏季の梅雨前線の盛衰や北上に関しては、気候モデルの予測に大きなばらつきがある。たとえば、将来において、小笠原高気圧の張り出しが強調される盛夏傾向になると予測する気候モデルと、梅雨前線の北上維持があってエゾ梅雨傾向になると予測する気候モデルがある。前者と後者の気候モデル出力を境界条件として力学的ダウンスケーリングを実施するとその特徴を反映した地域気候予測となる。このような現象に対しては、長期にわたる気象観測データに基づき、長期的な傾向を調査することが将来の地域気候予測の傍証になる可能性がある。ここでは、そのような現象の一つとして、北海道東部の夏季を特徴づける霧をあげる。

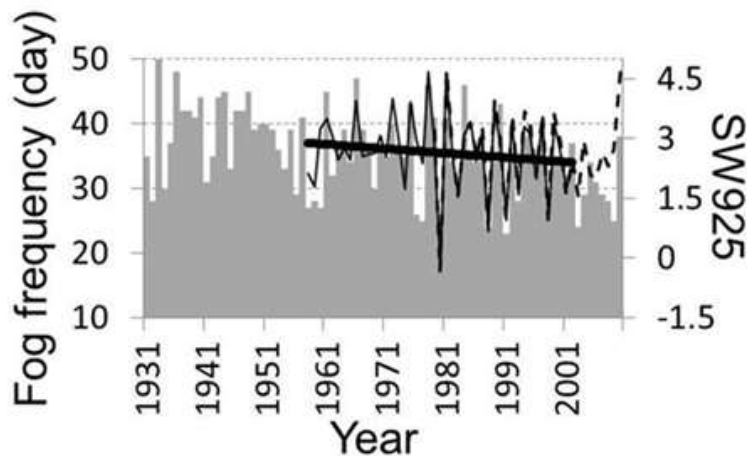


図 13：釧路における霧日数の年々変化（灰色）。細実線および破線は北海道南部の領域平均の 925 hPa 面の南西風成分 (m/s)。

北海道東部太平洋側に位置する釧路は、夏季の霧日数が多いことで知られている。釧路地方気象台にて観測された 1931 年から 2010 年までの夏季霧日数の長期変化傾向を調べたところ、釧路の霧日数は 80 年間で有意に減少した（図 13; Sugimoto et al., 2013）。特に 1970 年代後半以降、非常に霧日数が少ない年の出現頻度が増加した。霧日数が少ない年には、オホーツク海高気圧の発達や太平洋高気圧の北または西への張り出しの弱化に起因して北海道南東部に達する南からの暖湿移流が抑制されていた。また、2000 年秋に実施された釧路地方気象台の移転も近年の霧日数減少に関与することが示唆された。このことから、都市化や湿原の変化に代表される狭域での土地利用・土地被覆の変化が局所的な気候に及ぼす影響についても、さらなる調査が必要であると考えられる。

(ウ) 水文気象・農業気象のための陸面モデリング

第 6 章で観測した結果は、水文気象や農業気象のための陸面モデリングへと使われる。ここでは、その準備として既存のデータを利用した北海道における水田灌漑量とダム放水量のモデリングを実施した(Pokhrel et al., 2012)。

本研究で用いたモデルは陸面過程計算部、流出過程計算部、人間活動計算部の 3 部分に分かれて構成されている。陸面過程計算部では前述の陸面過程モデル MATSIRO を、流出過程計算部では河道網モジュール TRIP (Oki and Sud, 1998)を、人間活動計算部では H08 モデルが組み込まれている。なお、H08 モデルは農業部分の陸面過程を再現する灌漑用水モジュールと地下水くみ上げによる取水量およびダムによる貯水や放流、近隣河川からの家庭用水や工業用水の取水に伴う水収支の変化を再現するダム貯留モジュールを組み合わせ構成されている。

本陸面モデルでは各グリッドにおける土地利用（各グリッドを田、畑、果樹園、森林、荒地、建物用地、幹線交通用地、湖沼、河川等に分類）、葉面積指数や標高、平均傾斜角、土質を考慮できる。土質データを除いたこれらのデータは、国土交通省作成の国土情報数値データを基に作成した。土質データに関しては国際連合食料農業機関 (FAO) が 2007 年

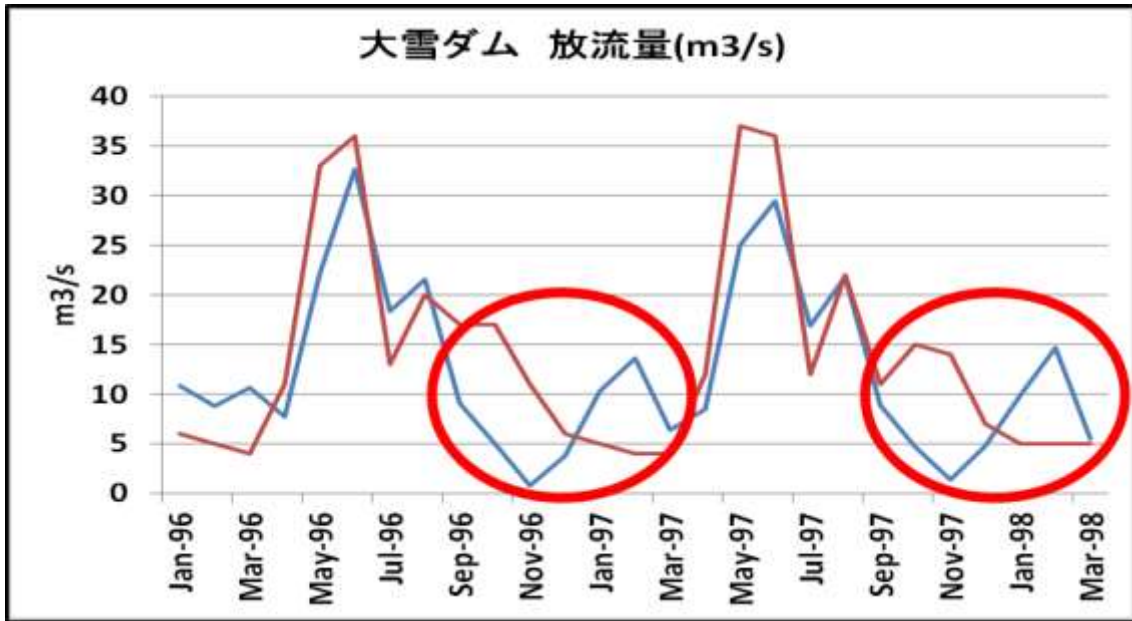


図 14 : (赤) 陸面モデルおよび (青) 観測における 1996 年から 1998 年までの大雪ダム(上川町層雲峡)における月平均放流量(m³/s)。

に作成した世界版の土質データをもとにデータを作成した。各土質によって最大土壌水分量、飽和透水係数等のパラメータが変化し、主に土壌水分量等の土壌データを計算する際に用いる。

陸面過程モデルに与える気象データは地上 2m 高さの気温・比湿・地表面気圧、下向き短波放射、下向き長波放射、降水量、風速の 7 種類であり、これらは各年月に応じた AMeDAS の観測値を 10 km メッシュに加重平均したものをを用いる。

① 水田灌漑量

流域ごとの詳細な水田灌漑量の観測データは乏しいため、本研究で作成した推定式から得られた推定値とモデルの算出した灌漑水量を比較し、その妥当性を検証した。水田灌漑が必要とする水量は水田に水を張る分の水量（最大湛水深までの水需要量）および日々の減水深を合計したものとし、以下の推定式を作成した。

$$\text{水田灌漑量} = \text{水田面積} \times (\text{最大湛水深} + \text{一日当たりの減水深} \times \text{灌漑期間})$$

ここでの最大湛水深は 20 cm、減水深は稲からの蒸発、水面からの蒸発、地表面流出、地下への浸透を合計したものであり、一日当たり 2 cm とした。また、灌漑期間は 6 月および 7 月の 2 か月間である。水田における灌漑期間中の合計灌漑用水量を比較すると、モデル結果が 11 億 m³、推定式による推定値が 25 億 m³ であり、モデル結果は推定値の半分程度となった。現在モデルでは湛水深の自重による地下浸透量の増加効果が考慮されておらず、このことが地下浸透量を過小評価した原因であると考えられる。

② ダム放流量

図 14 は石狩川上流域に位置する大雪ダムにおける月平均放流量をモデル結果と観測値

それぞれについて示す。季節性に着目するとモデルはある程度妥当な再現性を有していることがわかるが、毎年 9 月から翌年 3 月にかけての再現精度が低い。大雪ダムでは 9 月から 10 月には大雨が降りやすく、洪水調整をしながら冬季の水需要に備えて貯水するため、放流量は減少する。11 月から翌 3 月には秋に貯めた水を発電等に使用する。つまり、放流量は増加する。既存のダム放流量の式では年間流入量および下流の水需要量によってのみ決定するため、現状では融雪や台風に備えた事前放流や貯水操作を再現できないことが冬季におけるダム放流量の再現精度が低い原因のひとつであると考えられる。今後はダム毎に年間を通した確保水位や常備満水位等の水位制限を組み込み、より現実に即したダム操作の確立を行っていく必要がある。

8 まとめと注意

北海道を対象とする気候変動適応策策定のため、複数の気候モデルを境界条件とした複数の領域気象モデルによる力学的ダウンスケーリングを実施した。これにより気温や降水量の変化を社会経済シナリオ、気候モデル、および領域モデルの不確実性を含んだ確率情報として提供することが可能となった。本稿ではその計算の途中結果を示したが、たとえば夏季の降水では、エゾ梅雨型か小笠原高気圧の張り出し型かによって大きく予測が分かれることとなった。あるいはオホーツク海側の冬季の気温では、オホーツク海における流氷の動態がその予測にばらつきを与えることが分かった。また、各モデルにおいて予測にバラつきの小さいものは予測の信頼性が高いと考えることもできる。たとえば、冬季の降水はどのモデルでも 10%~30%の増加が見込まれていた。

本稿における予測では、温暖化気候を全球平均気温が 2 K 上昇したタイミングとしている。この方法を拡張すると、2050 年代の予測を行うことが可能になると考えている。社会経済シナリオと気候モデルの気候感度の不確実性を加味すると、2050 年代における全球的な気温上昇の確率分布を求めることができる。気温の上昇に対し、降水量などが線形に応答すると仮定すると、本稿で求めた 2 K 上昇時の降水量変化の確率分布と、2050 年代における気温上昇の確率分布の積が、2050 年代の北海道における降水量変化の確率分布となるだろう。このような研究を今後推進し、向こう 30 年先の予測値として提供できるものと考えている。

本稿で考慮できなかった不確実性について、2 点コメントしたい。一つは経十年変動である。気候変動予測を行う際、向こう 100 年先の予測であれば、温室効果により気温上昇のシグナルが卓越する。しかし、これを向こう 20 年先の予測に置き換えると、気温上昇のシグナルはその量の 5 分の 1 程度と考えることができる。具体的には 100 年後に 3 K の上昇ならば、20 年後は 0.6 K の上昇である。この程度の上昇下降は環太平洋の海洋循環に伴う経十年変動と同程度となる。このため経十年変動の効果により一時的に気温が降下するような可能性も否めない。とくに、北海道に影響が大きな経十年変動は PDO と呼ばれるものである。PDO の予測は非常に難しい問題であり、最先端の研究テーマである。なお、本

稿では気候モデル予測を各モデルともわずか 10 年分しか利用せず、このような十年以上の周期の変動はないものとした点に注意されたい。

もう一つは台風である。近年の気候モデルは、解像度が高くなってきたため、「台風」とみなせるものを生成できるようになってきた。しかし、現実の台風に比べると、強い勢力の台風の再現性が悪い。また、その台風の上陸は夏季から秋季における気圧配置を正しく予測できなければならない。たとえば 1983 年 8 月に北海道に大規模な洪水をもたらしたような台風は強度や経路ともに十分に再現できない。台風は北海道には数年に一度しか来ることがない極めてまれな現象であり、かりに気候モデルで台風を再現できたとしても、温暖化によって台風がどのように変化すべきなのかを定量するのは難しい。近年、かつて大きな影響を及ぼした特定のイベント程度の現象が、温暖化するとどの程度、確率を増すかと調べるイベント・アトリビューションと呼ばれる手法が提案されている。いずれにしても低頻度で大きな被害をもたらす現象は、それだけ取り出して研究するテーマと考えてよく、今後の課題である。

謝辞：本稿は文部科学省・気候変動適応推進プログラムの研究課題「北海道を対象とする総合的ダウンスケーリングの開発と適応」で 2010 年度から 2013 年度までに実施した内容であり、当該研究資金を受けている。

引用文献

- Inatsu, M., and M. Kimoto, 2005: Two types of interannual variability of the mid-winter storm-tracks and their relationship to global warming. *SOLA*, **1**, 61–64.
- Jung, H.-M., and M. Kanamitsu, 1994: The NMC nested regional spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 3-26.
- Kamiguchi, K., O. Arakawa, A. Kitoh, A. Yatagai, A. Hamada, and N. Yasutomi, 2010: Development of APHRO_JP, the first Japanese high-resolution daily precipitation product for more than 100 years. *Hydro. Res. Lett.*, **4**, 60-64.
- Kuno, R., and M. Inatsu, 2013: Development of sampling downscaling: A case for wintertime precipitation in Hokkaido. *Clim. Dyn.*, submitted.
- Matsumura, S., and T. Sato, 2011: Snow/Ice and Cloud Responses to Future Climate Change around Hokkaido. *SOLA*, **7**, 205-208.
- Miyazaki, S., and T. J. Yamada, 2011: Soil Moisture monitoring in Ishikari river basin of Hokkaido, *Proceedings of Soil Moisture Workshop 2011*, 29–32.
- Oki, T., and Y. C. Sud, 1998: Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP) - A global river channel network. *Earth Interactions*, **2**.
- Pokhrel, Y. N., N. Hanasaki, P. J. F. Yeh, T. J. Yamada, S. Kanae, and T. Oki, 2012: Model estimates of sea-level change due to anthropogenic impacts on terrestrial water storage. *Nature*

Geoscience, 1476, doi:10.1038.

Saito, K., et al., 2006: The operational JMA nonhydrostatic mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1266-1298.

Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang and J. G. Powers, 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3. *NCAR Technical Note*.

Sugimoto, S., T. Sato, and K. Nakamura, 2013: Effects of synoptic-scale control on long-term declining trends of summer fog frequency over the Pacific side of Hokkaido Island. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, in press.

河野 剛典, 山田 朋人, Y. N. Pokhrel, 2012: 人間活動を考慮した陸面過程モデルの北海道への適用. 土木学会地球環境研究論文集(A 論文), 受理.