J. Jpn. Soc. Soil Phys.
土壌の物理性
No. 143 p.5 ~ 16 (2019)

北極域の永久凍土研究の現在：陸域環境変化の視点から

飯島慈裕 [1]

Present situation of research on permafrost in Arctic region: View point of terrestrial environmental changes

Yoshihiro IIJIMA[1]

1. はじめに

北極をとりまく陸域は「周北極（circumpolar）」という言葉があるように，ちょうど北極点を中心として同心円状に広がっていく空間分布を想起させる．しかし，北極域での地表面を構成する植生・土壌，さらには地下の永久凍土の分布には同一視できない地域性がある（松浦, 2014）．永久凍土の分布に着目すると，基本的に現在の気候条件で年平均の地表面温度が氷点下以下である地域であることに加え，最終氷期以降の気候環境の履歴が反映されている（Fig. 1）．例えば北東ユーラシアの東シベリア地域に深さ数百 m に達する永久凍土が広域に形成されているのは，ここが最終氷期に氷床に覆われず，氷期の間に強烈な冷却にさらされたことが影響している（石川, 2014）．一方，スカンジナビア半島では氷床に厚く覆われていたために，氷床下の地温の低下が抑えられ，結果として永久凍土の分布は点在的で高山地域にのみ限られることとなった．このような永久凍土の分布の非対称性は，最終氷期以降から現在にいたる植生・土壌の発達にも大きな影響を与えている．北欧から北米地域では連続的な永久凍土の分布はほぼツンドラ帯に対応している．それに対して，不連続または点在的な永久凍土は内陸部で島状に分布する北方林の直下など，生態系との共生関係で維持されている．一方で，北東ユーラシアでは連続的な永久凍土が分布し，その上には広域にわたりカラマツ（*Larix cajanderi*, *L. gmelinii*, *L. siberica* など）を主体とする北方林が成立している．

近年は，北極の温暖化増幅（Arctic Amplification）として知られるように（Serreze and Barry, 2011），北極域は地球温暖化の影響を最も強く受けると同時に，凍土層 – 活動層（表層土壌）– 植生を介した生物・物理双方の諸過程を経たフィードバックでさらに温暖化に寄与する可能性が指摘されている．特に，永久凍土帯の土壌では，温度上昇が年間の凍結融解層（活動層）の深化をもたらし，それはさらに含氷率が高い永久凍土層の融解につながる．これは，氷期 – 間氷期の時間スケールでは不可逆的な地形変化となり，周辺の自然環境を大きく変えると考えられている（Streletskiy et al., 2015）．加えて，活動層ならびに表層の永久凍土層には多量の炭素が貯留されている．その推定量は近年の推定精度の向上から大幅に上方修正されており（Tarnocai et al., 2009; Hugelius et al., 2014），二酸化炭素，メタンなどの温室効果気体の放出において，その存在と今後の変化過程は無視できない．しかしながら，人類にとって永久凍土環境の変化がもたらす気候・環境変動への影響の大きさはいまだ未知の部分が多く，近年ではさらに世界的に関心が高まりつつある研究対象となっている．

これらを解明するには，北極域全体で継続的に実施されている凍土の現状ならびに変化の観測と，それらの事実に基づいて諸過程が改良された数値モデルを用

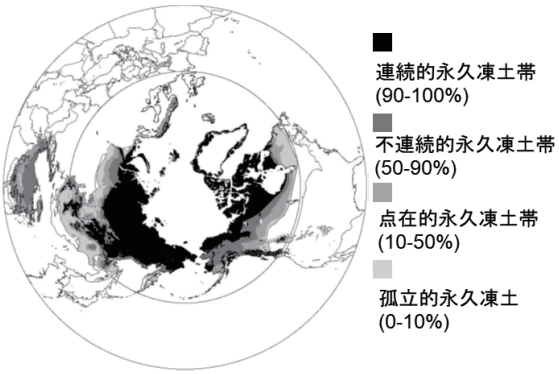


Fig. 1　北極域の永久凍土分布（国際永久凍土学会が編集した環北極域永久凍土・地下氷分布図（Brown et al., 2001）を基に作成）．

[1]Graduate School of Bioresources, Mie University, 1577 Kurima-machiya-cho, Tsu, Mie, Japan. Corresponding author: 飯島慈裕，三重大学大学院 生物資源学研究科.
2018 年 6 月 15 日受稿　2019 年 4 月 20 日受理

いた将来予測との連携が欠かせない．北極の温暖化増幅が指摘され始めた 2000 年代以降は，観測ーモデルの連携が意識された国際的な北極域の研究プロジェクトが実施されてきた．永久凍土の構造とその長期的な変化や，地表面―活動層を介した大気との間の熱・水循環について，流域規模から全球規模までのモデルを用いた凍土分布のこれまでの研究については石川・斉藤（2006），石川（2014），斉藤ら（2014）のレビューに詳しい．国際的には，北極評議会（Arctic Council）の作業部会の一つである北極圏監視評価プログラム作業部会（AMAP: Arctic Monitoring and Assessment Programme）が 2011 年と 2017 年に公開した北極域の気候変動に関する総合監視レポート（SWIPA: Snow Water Ice and Permafrost in Arctic）において，最新の研究成果を知ることができる（AMAP, 2011; 2017）．

本稿では，北極域の気候変動との相互作用が注目されている永久凍土帯を対象とした研究の現状と今後の課題について，以下のように論を進める．まず，永久凍土観測研究の展開を第 2 章で述べる．第 3 章では，日本の研究貢献が大きい東シベリア域の成果を中心に，永久凍土の物理的環境（熱と水）の変化を対象として，理解の現状と今後の課題を示す．続く第 4 章では，観測ーモデル研究の最近 10 年程度の発展とその理解の現状をまとめるとともに，さらに明らかにすべき対象について今後の展望を述べる．

2. 北極域永久凍土帯の観測網の展開

2.1 国際協働による凍土観測

北極域の永久凍土帯では，凍土に関する温度変化の時空間変動の把握が基本的かつ本質的な重要性を持つ．地温観測網の展開は国際的な協働で実施されており，その歴史は石川（2014）に詳しい．ここではその内容を紹介しつつ，最近の動向についてまとめる．

永久凍土帯の温度変化を対象とする際には，主に 2 つの視点がある．第一に，永久凍土層そのものの温度変化である．永久凍土の温度変化を捉えるには，地温が年変化の影響を受けない永久凍土層の深層部での計測が必要となるため，地下 10 m 程度の地温鉛直分布の連続観測を設定することになる．国際永久凍土学会（IPA: International Permafrost Association）の作業グループの一つとして組織された全球永久凍土観測網（GTN-P: Global Terrestrial Network-Permafrost）は，永久凍土帯でのボアホール（borehole）による地温鉛直分布観測を行っている研究者によって登録されている観測ネットワークである（Biskaborn et al., 2015）．2018 年 8 月時点で，26 カ国の研究者が参画し，南北両半球合わせて計 1,357 地点でのボアホールが登録されている（https://gtnp.arcticportal.org/；最終閲覧日 2018 年 8 月 31 日）．公開情報としては，ボアホールの位置・標高・掘削年・観測深度・管理者などのメタ情報の他，約 500 地点での最近までの年平均地温がある．新規に登録されたボアホールは地球温暖化ならびに北極の気候変動への関心が高まった 2000 年代以降に急速に増加しており，中でも 2007 ~ 2008 年の国際極年（IPY: International Polar Year）に合わせて IPA がボアホール観測網の世界的な展開を促した TSP（Thermal State of Permafrost）プロジェクトを実施したことが効いている．現在，2016 ~ 2020 年の戦略的実施計画が上げられており（Streletskiy et al., 2017），データ管理と運営の改良に加えて，観測手法のプロトコルの策定や可視化システムの導入などが計画されている．

第 2 の視点は，永久凍土帯の地表面付近（活動層）の温度変化である．活動層は年周期の凍結融解サイクルが卓越するため，凍土の層構造の変化は活動層厚という深さの情報で提供される．活動層厚は 1 ha から 1 km^2 の広さのグリッドを設定して，その分布を測定するプロトコルが設定されている，CALM（Circumpolar Active Layer Monitoring Program）という国際的な観測ネットワークがあり，GTN-P と同様にデータが共有されている．この観測プログラムは 1991 年の国際ツンドラ計画（ITEX: International Tundra Experiment）に合わせて提案され，現在までに北極域の 15 カ国で 250 カ所の観測サイトのメタ情報が登録され，約 100 地点の観測データが公開されている（https://www2.gwu.edu/ calm/；最終閲覧日 2018 年 8 月 31 日）．土壌の融解深の測定は，融解した土壌に凍土面まで鉄棒を差す計測法の他，ボアホールに土壌凍結深計（フロストチューブ）を埋めて計測時に取り出し計測する方法，地温プロファイルの測定から内挿する方法などが併用されている．

2.2 北極域での凍土環境研究

北極域の国際的な共同観測研究体制は，東西冷戦終結以降の 1990 年代から本格的に始まったといえる．日本はいち早くロシア連邦の東シベリア（サハ共和国）において，北海道大学低温科学研究所が中心となった 1970 年代の木下らの共同研究を嚆矢として（木下・鈴木, 1973），その後 1990 年代から永久凍土とその上に成立する自然環境に関する共同観測研究が推進された（Shibuya et al., 1999 など）．以降 20 年を超えて，北東ユーラシアからアラスカにかけての領域を中心として，様々な観測研究プロジェクトが実施されてきている．

この期間は奇しくも北極域の温暖化傾向の端緒となる現象が見え始めた時期であることもあり，観測実績に基づいて北極気候変動に関係する多様な研究成果が得られてきた（飯島・佐藤, 2014）．当初は大陸スケールの水・熱循環過程の主要部として永久凍土の役割が総合的に観測され，北方林・ツンドラという異なる植生における相互作用が観測事実として明らかにされた．その後，2000 年代に入り北極海の夏季の海氷面積の減少や，北極流入河川の流量増加などの変化に対応して，永久凍土帯における様々な変化現象が観測されるようになった．2011 ~ 2015 年にかけて実施されたグリーン・ネットワーク・オブ・エクセレンス（GRENE）事

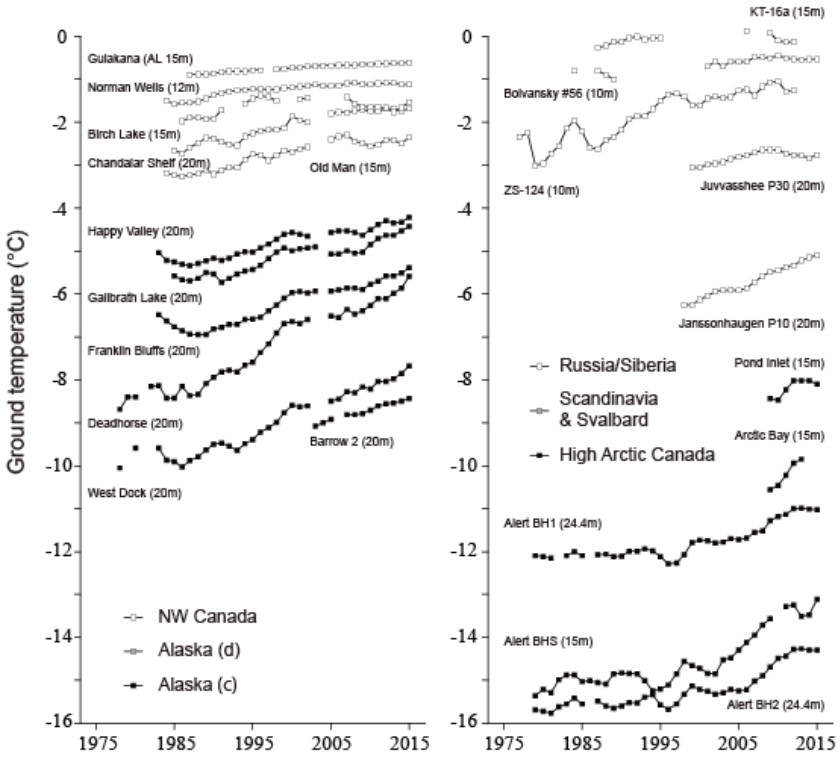


Fig. 2 北極域における永久凍土温度（地表から 9 ~ 26 m 深の年平均地温）の長期変化（AMAP, 2017 の Figure 4.2 を基に作成）.

業北極気候変動分野「急変する北極気候システム及びその全球的な影響の総合的解明」（GRENE-Arctic）は，日本の北極研究に関わる大学・研究機関が結集して北極域の気候・環境変動に関する 4 つの戦略研究目標の達成を目的として実施された．この第 1 目標「北極域における温暖化増幅メカニズムの解明」中の「環北極陸域システムの変動と気候への影響」において，凍土帯の環境変化を中心として観測とモデルの融合的研究が促進され，凍土融解，植生変化，温室効果気体の動態に関する共同研究が進んだ（例えば Miyazaki et al., 2015; Takata et al., 2017）.

また，欧米各国においても，主に温室効果気体の起源としての永久凍土の現状と諸過程の詳細な解明とそのモデル化を目指す，という同様な目的の国際共同研究が実施されてきた．欧州の研究コンソーシアムとして 2011 ~ 2015 年に実施された PAGE21（Changing Permafrost in the Arctic and its Global Effects in the 21st Century）や，アメリカ合衆国の北極環境変動の総合研究プログラム SEARCH（Study of Environmental Arctic Change）の下で 2011 年から実施されている PCN（Permafrost Carbon Network）がある．日本の GRENE-Arctic を含めて，ほぼ同時期に凍土帯での環境変化の影響に関して問題意識や対象が共通する研究が多地域で実施されたことによって，観測地域の共有や補完，メタ解析やモデル相互比較実験など，様々な国際共同研究の意思疎通が図られたことで，北極域永久凍土の諸過程の重要性がさらに脚光を浴びる状況となっている.

3. 北極域の永久凍土環境変動

3.1 永久凍土層の温度変化

永久凍土層の温度変化の解析では，地温が年変化しなくなる深さ（ZAA: Zero Annual Amplitude）以深の観測データが用いられる．その深さは地表面からの伝導熱量の大きさと熱拡散係数との関係から地域的に大きく変わる．それは，土壌や含氷率の分布と対応し，より温度が高く氷の多い（融解の潜熱による緩衝がある）地域では数 m 程度であり，寒冷で基盤岩にあたる（熱伝導率が高い）地域では 20 m 程度と幅がある．これらの凍土深部の温度変化について，アラスカ，カナダ，北欧を中心として，10 ~ 30 年におよぶ観測データが蓄積されてきた．長期にわたり計測された地温観測データの結果から，現在の北極域での永久凍土の温度変化には，凍土層の構造や温度状態に応じた地域的な傾向があることが明らかになってきた.

2010 年代までのアラスカの南北横断道路（Dalton Highway）沿いや，極北カナダの島嶼沿いに南北に展開された地温観測網の結果から（Fig. 2: Romanovsky et al., 2017），寒冷な永久凍土ほど温暖化が顕著に進行する傾向がある．かつては凍土深部の温度は 10 年周期の変動が見られたため，太陽の黒点周期による日射量

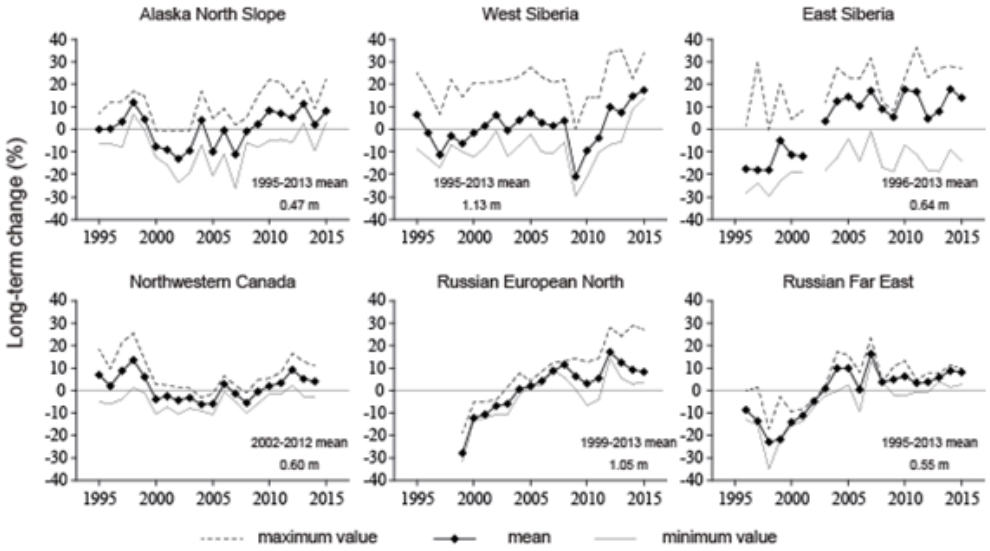


Fig. 3 CALM による北極域 6 地域の活動層厚の長期変動（AMAP, 2017 の Figure 4.6 を基に作成）数値は各地域の長期平均からの客年観測値の偏差.

変動がその変化要因という説明がされた時代もあった（Osterkamp et al., 1994）．今日では，観測の蓄積によって，気候変動が永久凍土層の温度と同期していることが明確に示されている．カナダ最北のアラート（Alert）や，アラスカの北極海沿岸のプルドーベイ（Prudhoe Bay）などの地域では，10 m 以深の永久凍土層において IPY 以降の昇温が 0.5 °C /10 year 以上に達している．これらのツンドラから極砂漠に近い植生が粗な地域では，地表面との熱交換の緩衝となる植生や土壌有機物層が薄いために，凍土層の地温は気温変動の影響を強く受ける．これらの地域は北極域でも気温の温暖化傾向が顕著に現れており，ZAA の深度において，10 年スケールで温暖化傾向が顕著に現れていることは十分に確からしいことが指摘されている．アラスカのツンドラ域のプルドーベイ地域の観測点であるウェストドック（West Dock）やデッドホース（Deadhorse）では，50 m 深の凍土層の温度においても，30 年間で約 1 °C の上昇が観測されており（Fig. 2），その平均的な地中伝導熱量は 0.5 W m^{-2} に相当している．

その一方で，アラスカ南部や北欧，ロシアでは永久凍土層の温度が 0 °C に近い暖かい地域（不連続永久凍土帯の地点を含む）であり，昇温傾向は 0.2 °C /10 year を下回る地点が多い（Fig. 2）．地温が融点に近いこれらの地域では，熱が氷の融解潜熱に費やされ，見かけ上地温の上昇が抑えられている．また，アラスカ内陸部では，特徴的に凍土温度が 2007 年以降は停滞または低下している地点も存在していた．これらは相対的に温暖化傾向が抑えられ，また冬季の積雪量が少なかったことと対応している．これらの点から，暖かい凍土帯は，大気の温暖化に対して見かけの反応は鈍いといえるが，それは裏を返せば温暖化に抵抗する層がなんとか凍土の存在を維持しているということでもある．

3.2 活動層と地表面付近の永久凍土層の変化

永久凍土帯の年間の最大融解深である活動層厚は，その年の気候変化に応じて，永久凍土層内の地温変化よりも短い時間スケールで反応する．そのため，活動層厚は大きな年々変動を示し，冬季の積雪深・積雪期間や夏季の気温状態（積算温度）を反映する（Smith et al., 2009）．北極域の活動層厚の変化は，CALM などで 10 年以上の観測が行われている（Romanovsky et al., 2017）．それらによれば，アラスカや極北カナダでは 1998 年をピークとしてその後は変動がほとんどなく安定していたが，IPY 以降の観測で再び厚くなる傾向が強まり，2010 年以降はさらに厚くなる状態にある（Fig. 3）．ロシアでは，ヨーロッパロシアから極東ロシアにかけてほぼ同様に一貫した活動層厚の深化傾向が続いている．1990 年代後半に深化が進んだあと，同様に 2010 年代に再び深化傾向が強まっている．

活動層厚の深化は冬季の凍結の遅れとも関係している．アラスカ・ツンドラ域での観測地点における活動層全層の凍結日は 1980 年代には 10 月中旬であったのに対し，2010 年代では 12 月中旬まで約 2 ヶ月の遅れへと推移している（AMAP, 2017）．東シベリアのヤクーツクでは，活動層全層の凍結が 2003 年までは 10 月下旬であったのに対して，2007 年には 2 月初旬まで遅れる事態が観測されている（Iijima et al., 2010）．これらは，地温上昇と活動層厚の深化に活動層内の土壌水分量の増加が重なり，全体の熱容量が増大しながら昇温したことで，凍結の潜熱に必要な冷却期間が延びたことが原因と考えられている．

3.3 北方林帯の凍土環境変動

北方林（boreal forest または taiga）は，北極域ではやや低緯度の sub-Arctic とされる領域に広がっている．

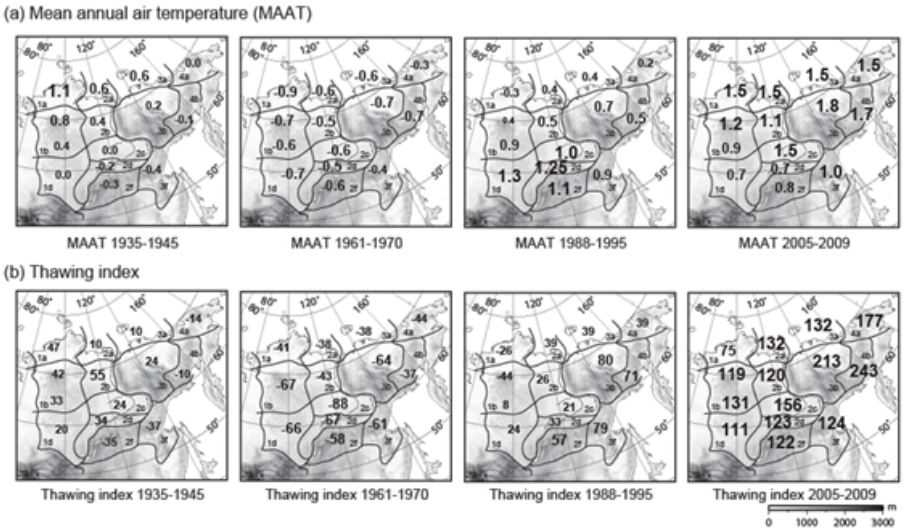


Fig. 4 東シベリアの各領域における期間ごとの (a) 年平均気温（°C）と，(b) 融解指数（°C · day）の偏差（Fedorov et al., 2014b の Table 3 および Table 5 を元に作成）それぞれ長期平均値からの偏差を示す.

この地域は，永久凍土と共生して熱 · 水環境を安定化させる役割を担っている．ここでは日本の研究組織が継続的な成果を上げてきた，ロシア連邦の東シベリア地域で得られた知見を中心に紹介する．

東シベリアでは，連続的永久凍土帯が北方林（特にカラマツが優占する）と共生関係にある．レナ川流域に広がる北方林帯の土壌はロームまたは砂質ロームであり，水はけが良く乾燥しやすい．表層付近の土壌は，凍結融解によって撹乱を受けるクリオタベーションが発達する．こうした土壌は，USDA（United States Department of Agriculture）の土壌タクソノミーでは Gelisol，または下位区分の土壌目においてはクリオタベーションの程度が高ければ Turbels，低い場合は Orthels に相当する．もう一つ別の重要な特徴として，永久凍土層内に氷で飽和 · 過飽和したシルトまたは細砂層で含氷率が 50 ~ 90 % に達する氷の層の堆積がある．この地下氷が過去の氷期において堆積環境と同時に形成されたアイスウェッジ等の履歴をもつ場合，それをエドマ層（Yedoma）という（エドマ層に関する最新のレビューは，Schirrmeister et al.（2013），Strauss et al.（2017）などがある）．東シベリアのレナ川中流域は，北極海沿岸の河口域以外で広大なエドマ層の分布が知られており，その厚さは 20 ~ 40 m に達する（Ulrich et al., 2017）.

東シベリアの北方林帯の永久凍土では，森林火災の頻度が高い場合や，伐採や虫害などの森林撹乱因子が重なると，凍土融解が進み，その後に森林が再生しない過程を経ることがある．それは，地表面撹乱による融解の強化で最大融解深（活動層厚）が永久凍土層中のエドマ層が現れる深さに達するかどうかが，その決定的な閾値となる．融解深がその閾値を越えると，エドマ層の氷が融け，水分は流出 · 蒸発散で失われる．この氷の体積減少は地下のエドマ層の不等な分布に応じて起きるため，地盤沈下による凹凸な地形が発達する．この現象をサーモカルスト（thermokarst）という．地盤の沈下に伴い，サーモカルストの中央部では湖沼化が始まり，もとの北方林から，草原，水域へと変化する．レナ川中流域では，最終氷期後の完新世温暖期に永久凍土融解によるサーモカルストが進行し，最終的な景観として凹地状の草原地形（アラス（alas））が分布している．

東シベリアでの近年の凍土融解は，北極域の気候変動の影響を受けて，活動層内の土壌の熱 · 水環境の大きな変化が経年的に効いていることが現地の継続的な観測研究から明らかとなってきた．特に，20 世紀の温暖時期（1935 ~ 1945 年，1988 ~ 1995 年）と異なり，2005 ~ 2009 年は，東シベリア全域が年平均気温，夏季の融解指数の増加，冬季の凍結指数の減少が共通して現れる事態となっている（Fig. 4; Fedorov et al., 2014b）.

加えて，この期間は東シベリアで湿潤な気候偏差が強まった時期に相当していた．2004 年の冬以降，冬季の積雪深と引き続く夏季後半の降水量が同時に平年を大きく上回る年が 2008 年まで続き，地表面および活動層内に極めて過湿な環境が形成された．その結果，活動層内の土壌水分量はほぼ飽和 ~ 湛水に近い状況となり，土壌の熱伝導率，比熱が増大して，活動層厚の深化が進んだ（Iijima et al., 2010）．地表面の熱 · 水 · 炭素フラックス観測の主要観測点として知られるヤクーツク市近郊のスパスカヤパッド研究林では，2004 年の土壌湿潤化以降，以前は 1.2 m 以下であった活動層厚が 2009 年には 2 m 以上に達する状況となった．簡易貫入計を利用した詳細な活動層分布を測定した結果，2009 年時点で活動層厚が 1.5 m ~ 2.0 m に達したのは，地形が緩やかに傾斜した谷状の場所に現れていた．そ

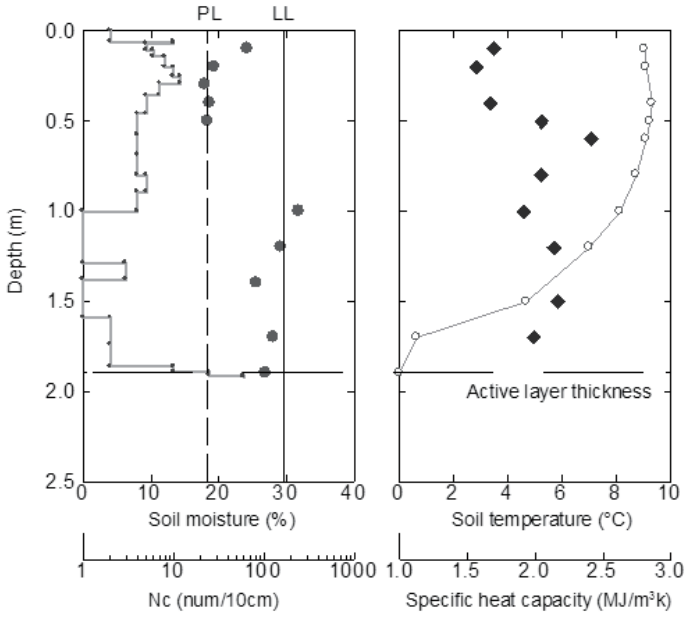


Fig. 5 東シベリア・チュラプチャの草原における活動層土壌断面調査結果（Iijima et al., 2016 の Figure 3 を基に作成）
左図線：簡易貫入試験器による Nc 値，左図点：土壌水分量体積含水率，
右図線：地温，右図点：熱伝導率計（KD2Pro）による土壌比熱
PL：Plastic Limit と LL：Liquid Limit は永久凍土研究所の報告書の値に基づく．

れは水の集まりやすい形状として，地下の永久凍土面の分布とも対応しており，その一帯の活動層下部に土壌水分が滞留していた（Iijima et al., 2014）．

さらに，その直上に立地するカラマツは，葉が枯れて枯死に至る個体が現れた．活動層の深化と合わせて生じた過剰な土壌水分は，カラマツの根系が主に 50 cm よりも浅い土壌に分布していることもあり，蒸発散過程で利用されにくく，経年的に滞留することが活動層の深化に拍車をかけることになったと考えられる．レナ川中流域のカラマツ林や草原において，2011 ~ 2014 年にかけて実施された土壌断面調査においても（Fig. 5），1 m 以深の活動層下部には土壌水分が飽和に近い湿潤層が滞留していた．土壌表層 40 cm の比熱は約 1.5 MJ $m^{-3}K^{-1}$ であったのに対して，1 m 以深では約 2.0 MJ $m^{-3}K^{-1}$ となっているなど，活動層内土壌の熱・水環境の変化が多年にまたがる影響を持ち続けている様子が明らかとなった（Iijima et al., 2016）．

先述の通り，活動層の深化がエドマ層にまで達すると，地下氷の融解と消失が起こり，サーモカルストによる地形変化が進む．東シベリアでは，レナ川と支流のアルダン川にはさまれた地域において，地下約 2 m 以深から地下氷の層が分布している．カラマツ林など植生が健全に保たれている場所では，植生や土壌の有機物層の効果によって熱伝導が抑えられ，活動層厚は 1.0 ~ 1.5 m 程度で安定しているのが平均的な状態であった（Iijima et al., 2010）．活動層と地下氷の間は，サーモカルストが生じないためのいわばバッファーの役割を果たしており，遮蔽層（shielding layer; Brouchkov et al., 2004）または遷移層（transient layer; Shur et al., 2005）と呼ばれる．植生状態が農地や森林火災などの影響で改変され，活動層の昇温と深化が遮蔽層以上に及ぶと，サーモカルストの引き金となる．一端地形が陥没し始めると，そこには地下氷の融解水や周囲からの水の流入によって，湖沼化がはじまり，小面積のサーモカルスト湖が形成されはじめる．1940 年代以降の空中写真を用いた面積変動からは，新たに形成されるサーモカルスト湖は，各時期の湿潤・乾燥状態に関わらず，一貫して拡大を続けていることが明らかとなった（Ulrich et al., 2017）．1990 年代から継続して計測されている耕作放棄地上のサーモカルスト湖の発達によって，1993 ~ 2008 年にかけて，湖沼面積は 16 倍に，体積は 104 倍に拡大し，水収支の解析からその約 3 分の 1 の水は地下氷由来であることが推定されている（Fedorov et al., 2014a）．2005 ~ 2008 年の湿潤期間では，森林内に湛水して活動層厚が深くなり，サーモカルストが発達する箇所が現れ，人為的な改変がなくても気候の温暖化と湿潤化が重なることで凍土荒廃が進む事例として注視すべき状況となっている．

一度サーモカルストによる水域の拡大からその後の乾燥による草原化が進行すると，土壌面からの蒸発が盛んに起こり，土壌中の塩類が地表面付近に集積するため，土壌の化学的性質が森林時の状態から森林の再生には不適な状態に大きく変わる．カラマツ林からアラス中央部にかけての活動層土壌内の電気伝導度と

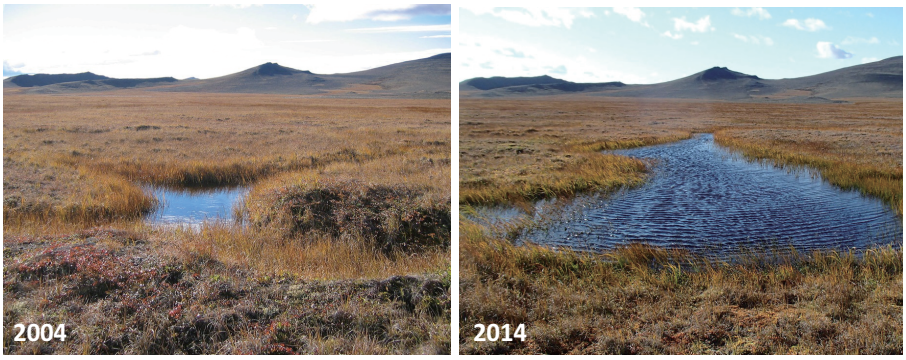


Fig. 6　東シベリア・ティクシ（ツンドラ域）におけるサーモカルスト湖の拡大（ロシア科学アカデミー・永久凍土研究所　Alexander Fedorov 博士撮影）

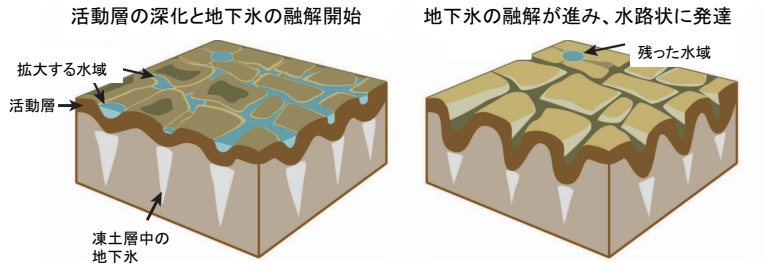


Fig. 7　ツンドラ植生での永久凍土荒廃と地表の変化（Liljedahl et al., 2016 を基に作成）.

pH の鉛直分布の測定によると（Lopez et al., 2007），健全な森林内では，季節を通じて森林内の表層土壌の電気伝導度は低く，40 cm 深までの表面付近は酸性 ~ 中性を示している．それ以深の活動層の下部に電気伝導度の相対的に高い層が存在しているが，その層の地表面付近への移動・集積はほとんど認められない．一方，アラス草原内では，50 ~ 60 cm 深をピークとして，電気伝導度が高く溶脱した塩類が集積する層が形成され，夏季の盛んな蒸発を経た 7 ~ 8 月にはより高い状態になる．また pH は，土壌の表層付近からアルカリ性を呈するように変化しており，結果として耐塩性の草本種でないと優占しえない土壌環境へと変わる．

人為改変や森林火災などの地表面変化に，長期的な気候変動で温暖化や湿潤化などの頻度の増加が重なることによって，地表付近の永久凍土の融解を引き起こす事態が続くと，これまで再生できていた北方林生態系が不可逆的に草原化する可能性が高まる．その意味でも，永久凍土と共生している北方林生態系では，撹乱の強度・頻度と気候変動の重なりに対する生物・物理的な応答の実態とその変化する過程を，より総合的に注視していく必要がある．

3.4 ツンドラ帯の凍土環境変動

北極域のツンドラ帯では，約 3 分の 2 の面積が平坦地で湿地状の景観を呈する（CAVM Team, 2003）．進行する凍土温度の上昇や活動層厚の深化は，ツンドラ域の表層の土壌と水域の分布を微地形の変化をともないながら変えている．1999 ~ 2014 年の LANDSAT 画像をもとにツンドラ・永久凍土域の水域面積変動を検出した結果によると（Nitze et al., 2017），東シベリアとアラスカのツンドラ帯では，0.5 ~ 2.8 % の水域面積の減少傾向が示された．これは，サーモカルストによる新しい水域が拡大する反面，既存のより多くの水域が崩壊によって流出し乾燥化していることが主な要因であると考察されている．また，環北極ツンドラ域の各国の長期的な観測地点（10 地点）を対象に空中写真や高解像度衛星画像による 1 m 以下のスケールで，より詳細なサーモカルストの進行と水域変化を検出した結果がある（Liljedahl et al., 2016）．アイスウェッジの融解によって周囲が陥没したポリゴンの谷地形が網目状に発達し，初期の段階では小さな割れ目に沿った池が形成される（Fig. 6; 東シベリア・ティクシの例）．その後，それが次第に互いに結びついて流路網へと変わって水が流出し，一部乾燥化が進む過程を経ている様子が明らかとなった．同時に微細な地形を表現した水文モデルによって，従来は平坦な湿地帯が起伏を持つポリゴン地形へと変化することで，雪も網目状の谷に再堆積しやすくなり，ツンドラ域全体の水の流出を加速させている可能性が示された（Fig. 7）．

これらの水域変化の行き着く先は，ツンドラの乾燥化なのであろうか？ 重力変化を測定できる人工衛星 GRACE（Gravity Recovery and Climate Experiment）によって，北極域の陸水貯留量変化を推定した結果によ

れば（Suzuki et al., 2018），有意な減少トレンドが東シベリアやカナダのツンドラ域に現れていた．その傾向を支持する要因として，陸面の気象・土壌水分状態の再解析データからは，夏季の温度上昇による乾燥化の寄与が大きいことが示されている．しかし，凍土融解・サーモカルスト湖を解像できる微細なスケールから導かれた結果と，北極域全体の変動を広域スケールでとらえた結果との間をつなぐ，包括的なツンドラ域凍土帯の環境変化影響の評価には未だ至っていない．

ツンドラ域の凍土融解と水域の消長との関係は，温室効果気体の中でも，メタンのフラックスの強度と強く関係するため，北極域観測研究の主要な対象となっている．アイスウェッジの融解したポリゴン状の微地形は，メタンフラックスの空間変動をもたらす．ツンドラ植生が維持されている環境は，メタンの吸収が卓越するのに対し，凍土融解後に地盤が沈下して発達した水域は，その面積が小さく水深が浅くても，冬季に水域の底が凍るのに時間がかかるようになり，メタン生成が活発化し季節的にも長期化する．レナ川河口の観測例によれば，メタン放出は夏季には 78 ~ 100 mg m^{-2} day^{-1}（Sachs et al., 2010），冬季であっても 0.01 ~ 5.8 mg m^{-2} day^{-1} という値が得られている（Langer et al., 2015）．一端水域が形成されると，その水際の側面で侵食が拡大し，より多くの有機物を取り込みながら水没していく．こうした新鮮な有機物の供給がさらにメタン発生を助長することとなる．ツンドラ域での凍土荒廃の初期段階では，地下の古い炭素の寄与がなくてもメタンの生成が活発になると考えられる．

しかし先述の通り，こうした水域の水路化が進んで流出すると，再び乾いて植生が回復する可能性があるため，水域形成後のメタンフラックスの経年的な変化は不確定性が高く，その経過を追った観測事実はほとんどない．ツンドラ域の水域を人工的に排水する実験を行った事例では（Kittler et al., 2017），その後メタン放出は減った一方で，好気性の環境に戻ったことで土壌からの呼吸による二酸化炭素の放出が増加し，逆に吸収は少なくなるため，全体の収支では温室効果気体のソースになったことが報告されている．

4. 永久凍土環境変動のモデル化とその方向性

気候変動予測の不確実性を低減させる一環として，従来の大気大循環モデルは，地球上で気候変動に対する寄与が大きい物理，生物，化学過程を明示した地球システムモデル（ESM : Earth System Model）へと発展を続けている．しかし，北極域など寒冷圏の陸域における現象や過程の特異性や重要性については，気候予測のためのモデル開発の優先順位から見ても海洋や大気の諸過程の精緻化に比べると，意識はありながらも対応は遅かった．そのため，気候モデルにおける陸面過程においても，寒冷圏特有の現象（例えば，積雪層の雪質の変化や凍土，あるいは厚い有機層・泥炭などの熱的効果）に関わる過程の導入やその再現性の検討が重点的に行われるようになったのは，北極の気候変動が想定以上の速さで進行しつつあると認識されるようになった近年になってからである．また，寒冷圏におけるモデルの検証・改良・高度化といった作業が行われるようになったものの，主に観測に基づく知見やデータの少なさから，以下に見るように現在に至ってもなおそれらが十分に行われているとは言えず，寒冷圏を対象にするモデル比較も 2010 年代になって行われるようになったに過ぎない（Koven et al., 2013; Miyazaki et al., 2015; McGuire et al., 2016）．

凍土域では，水の相変化や土壌の物理的性質，炭素含有量などにより土壌の物性値が大きく変わるため，断熱効果や透水性に対して地域的な差異があり，同一地点でも大きな季節性を有する．氷と水の違いによって熱伝導率や熱容量が変わるほか，土壌水分量による透水係数の変化も大きい．また有機層や泥炭層の熱伝導率や熱容量は乾燥時には鉱物層より低く，水や氷の含まれ方の季節変化によって大きく変化する．また積雪もその断熱効果や融雪水を通して大きく影響する．

陸面過程モデルが凍土の諸過程をどの程度考慮しているかによって，モデルから得られる地温，特に 0 °C を境にした挙動に大きな違いがみられる．斉藤ら（2014）の指摘では，例えばゼロカーテン効果（凍結・融解の潜熱の影響で地温が 0 °C で一定となる期間：Outcalt et al., 1990）の有無である．北緯 60 度以北の 1 m 深までの土壌表層について観測と複数の地球システムモデル，大気海洋大循環モデル（AOGCM）による月平均地温統計値の頻度分布を調べた結果では，観測データはゼロカーテン効果による 0 °C 付近での頻度上昇と，不凍水（0 °C 以下になっても凍結しない水）の影響による 0 °C 以下での緩やかな頻度の上昇を示した．一方，水の相変化を考慮しないモデルはゼロカーテンを示さず，不凍水を考慮しないモデルでは 0 °C 付近のみで頻度が急激に上昇し，相変化と不凍水の両方を考慮したモデルだけが観測と同様の頻度分布を示していた（Koven et al., 2013）．

IPCC の第 5 次評価報告書（IPCC, 2013）によると，地球システムモデル等により算出される凍土の分布については，観測データの整備の問題もあり，評価できる段階ではなく，今後の課題であると指摘している．現在，気候変動予測に用いられている地球システムモデル等に組み込まれている陸面過程モデルにおいて，これら全ての過程を考慮しているモデルは少ない（Koven et al., 2013）．例えば，世界各国の地球システムモデルに組み込まれている凍土過程について熱的な遮蔽効果をまとめると（Table 1; McGuire et al., 2016），多くのモデルで積雪の遮蔽効果や土壌水分の不凍水と相変化の効果などのプロセスは組み込まれている．その一方で，特に土壌表層のコケ層や有機層の断熱効果を考慮したモデルは少ない．これらの効果の欠落は，観測値に対して活動層厚は過大評価の反面，地温は過小評価

Table 1 世界各国の陸面過程モデルの凍土熱伝導過程に関する仕様の違い（McGuire et al., 2016 を基に作成）.

陸面過程モデル	土壌の熱力学モデル手法	深度	コケ層の遮蔽効果	土壌有機物層の遮蔽効果	積雪層の遮蔽効果	不凍水と相変化の効果
CLM4.5	Multilayer finite difference heat diffusion	45.1 m	なし	あり 1	あり	あり
CoLM	Multilayer finite difference heat diffusion	3.4 m	なし	なし	あり	なし
ISBA	Multilayer Fourie solution	12.0 m	なし	あり 1	あり	あり
JULES	Multilayer finite difference heat diffusion	3.0 m	なし	なし	あり	あり
LPJ-GUESS	Multilayer finite difference heat diffusion	6–8 m	なし	なし	あり	なし
MIROC-ESM	Multilayer heat conduction	14.0 m	なし	なし	あり	なし
ORCHa and ORCHb	1-D Fourie solution	88.0 m	なし	なし	あり	あり
Uvic	Multilayer finite difference heat diffusion	250.0 m	なし	あり	あり	あり
UW-VIC	Multilayer finite difference heat diffusion	25.0 m	なし	あり	あり	あり
JSBACH	Modified Richtmayr-Morten implicit scheme	10.0 m	なし	あり 1	あり	あり
TEM6	Multilayer finite difference heat diffusion	36.0 m	あり	なし	あり	なし
SiBCASA	Multilayer finite difference heat diffusion	15.0 m	なし	あり	あり	あり
GIPLa	Multilayer finite difference heat diffusion	200.0 m	あり	あり	あり	あり
GIPLb	Multilayer finite difference heat diffusion	200.0 m	あり	あり	あり	あり

1：土壌有機物層の厚さは予測されず，定数であるもの.

となるバイアスがあることが知られている（Dankers et al., 2011; Lawrence et al., 2012; Ekici et al., 2014）.

永久凍土帯の熱・水循環を詳細に解明し，それを将来予測のモデル開発に組み込む上で，地球システムモデルに組み込まれる陸面過程モデルの改良の一方で，永久凍土上に成立する生態系の生物物理過程を含んだ Standalone タイプの数値モデルの有効性が指摘されている．欧州では，CryoGrid 3 モデル（Westermann et al., 2016），日本では，CHANGE モデル (Park et al., 2013) などが知られている．これらのモデルでは，現地観測や再解析データ，温暖化予測データ等をもとに，空間内挿や力学的ダウンスケールを施した入力データに基づいて時空間スケールを変えた実験が可能であり，凍土の熱的分布を可視化できる．近年では，衛星リモートセンシングによる地表面温度や積雪分布を組み込むことで，地温分布や永久凍土の確率的分布などへの有効性も示されている（Westermann et al., 2016）.

これらのモデルをさらに改良する上で，先述の近年の凍土帯の環境変化現象から示唆される以下の効果を取り入れる必要があろう．一つは，東シベリアの北方林で見られた気候変動由来の過剰な土壌水分に端を発する生態系変化を加味した越年的な効果である．もう一つは，凍土融解にともなう地形変化（サーモカルスト）が，初期には数 m のスケールで発生し，それが数十 m，数百 m の水域や植生の変化へと水平方向に波及する効果である．これらは，変化の時系列が近年になって観測されはじめた事例であり，現地観測・衛星リモートセンシング解析の空間的拡張と合わせて，広域スケールへの影響の大きさを精査した上で，モデル化する努力が必要になるといえる.

5. おわりに

IPCC 第 5 次報告書では，最も気温上昇の低いシナリオ（RCP 2.6）においても，21 世紀末には表層の永久凍土の 37 % が減少すると予測されている．しかし，これは活動層の深化，サーモカルストの発達などの地表付近の変化に関わる生物物理過程が適切に取り込めておらず，不確定性が依然として高い予測結果に基づいていることに留意する必要がある．また，東シベリアで 2000 年代に経験した気候湿潤化による凍土と生態系の荒廃過程や，ツンドラ域の融解による流出の増加などの新たに確認された現象の連鎖は，気候予測にどれだけ寄与する現象となるか，さらなる観測に基づく精査に加え，これらの生物物理過程の定量的評価手法を発展させる必要がある.

また，これまでの科学的な理解では，植生の撹乱が少なく健全な状態であれば，永久凍土層までの融解に至る変化は小さく，その共生系は維持されていると考えられていた．しかし，近年の観測事実からは，ツンドラ・北方林いずれにおいても，凍土の維持にとって条件が悪い地域，すなわち陸水が滞留し，活動層の熱・水循環が大きく変わるようなところから，水平方向に荒廃の影響が広がることも明らかになってきた.

これらの顕在化しつつある永久凍土環境の変化は，地表面の撹乱がもたらす活動層から永久凍土表層の熱・水環境の変化に起因している．今後，北極域の永久凍土帯においては，植生・土壌表層の諸過程を科学的知見に基づいて理解し，その成果を様々な分野にフィードバックしていく必要がある．特に，永久凍土帯に暮らす人々に対しては注意深く判断して土地利用を行

い，不可逆的な変化が急激に進行しないための，科学的な成果に基づく，社会との協働がより切実に必要となっている段階に差しかかっているといえる．

謝辞

本論文の一部は，科学研究費補助金基盤研究 A（課題番号 No. 26242026，No.26252021）の成果に基づいている．また，本論文の執筆に当たり科学研究費補助金基盤研究 A（課題番号 19H00556）および基盤研究 B（課題番号 17H01849）の支援を得た．

引用文献

AMAP (2011): Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA): Climate Change and the Cryosphere. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway. xii + 538 pp.

AMAP (2017): Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017, Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway, xiv + 269 pp.

Biskaborn, B.K., Lanckman, J.-P., Lantuit, H., Elger, K., Streletskiy, D.A., Cable, W.L. and Romanovsky, V.E. (2015): The new database of the Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P). Earth System Science Data, 7: 245–259, doi:10.5194/essd-7-245-2015.

Brouchkov, A., Fukuda, M., Fedorov, A., Konstantinov, P. and Iwahana, G. (2004): Thermokarst as a Short-term Permafrost Disturbance, Central Yakutia. Permafrost and Periglacial Processes, 15: 81–87, doi:10.1002/ppp.473.

Brown, J., Ferrians Jr., O.J., Heginbottom, J.A. and Melnikov, E.S. (2001): Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions. National Snow and Ice Date Center/World Data Center for Glaciology, Boulder, CO, Digital Media, available at: http://nsidc.org.

CAVM Team (2003): Circumpolar Arctic Vegetation Map. Scale 1:7,500,000. Conservation of Arctic Flora and Fauna (CAFF) Map No. 1. U.S. Fish and Wildlife Service, Anchorage, Alaska.

Dankers, R., Burke, E.J. and Price, J. (2011): Simulation of permafrost and seasonal thaw depth in the JULES land surface scheme. Cryosphere, 5: 773–790, doi:10.5194/tc-5-773-2011.

Ekici, A., Beer, C., Hagemann, S., Boike, J., Langer, M. and Hauck, C. (2014): Simulating high-latitude permafrost regions by the JSBACH terrestrial ecosystem model. Geoscience Model Development, 7: 631–647, doi:10.5194/gmd-7-631-2014.

Fedorov, A.N., Gavriliev, P.P., Konstantinov, P.Y., Hiyama, T., Iijima, Y. and Iwahana, G. (2014a): Estimating the water balance of a thermokarst lake in the middle of the Lena River basin, eastern Siberia. Ecohydrology, 7: 188–196, doi:10.1002/eco.1378.

Fedorov, A.N., Ivanova, R.N., Park , H., Hiyama, T. and Iijima, Y. (2014b): Recent air temperature changes in the permafrost landscapes of northeastern Eurasia. Polar Science, 8: 114–128, doi:10.1016/j.polar.2014.02.001.

Hugelius, G., Strauss, J., Zubrzycki, S., Harden, J.W., Schuur, E.A.G., Ping, C.-L. Schirrmeister, L., Grosse, G., Michaelson, G.J., Koven, C.D., O'Donnell, J.A., Elberling, B., Mishra, U., Camill, P., Yu, Z., Palmtag, J. and Kuhry, P. (2014): Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps. Biogeosciences, 11: 6573–6593, doi:10.5194/bg-11-6573-2014.

Iijima, Y., Fedorov, A.N., Park, H., Suzuki, K., Yabuki, H., Maximov, T.C. and Ohata, T. (2010): Abrupt increase in soil temperature under conditions of increased precipitation in a permafrost region, the central Lena River basin. Permafrost and Periglacial Processes 21: 30–41, DOI:10.1002/ppp.662.

Iijima, Y., Ohta, T., Kotani, A., Fedorov, A.N., Kodama, Y. and Maximov, T.C. (2014): Sap flow changes in relation to permafrost degradation under increasing precipitation in an eastern Siberian larch forest. Ecohydrology 7: 177–187, doi:10.1002/eco.1366

飯島慈裕, 佐藤友徳 (2014): 最近 20 年間の寒冷圏陸域研究の進捗. 飯島慈裕 · 佐藤友徳編 気象研究ノート第 230 号 北半球寒冷圏陸域の気候 · 環境変動, pp. 1–11. 日本気象学会, 東京.

Iijima, Y., Park, H., Konstantinov, P.Y., Pudov, G.G. and Fedorov, A.N. (2016): Active-layer thickness measurements using a handheld penetrometer at boreal and tundra sites in eastern Siberia. Permafrost and Periglacial Processes, 28: 306–313, doi: 10.1002/ppp.1908.

IPCC (2013): Climate Change 2013: The Physical Science Basis. In Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. and Midgley, P.M. (eds.) Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, p. 1535. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

石川 守, 斉藤和之 (2006): 気候 · 水循環に関わる凍土研究 — 現状と展望 —. 雪氷, 68: 639–656.

石川 守 (2014): 気候変動と永久凍土 — 全球規模での永久凍土観測網による知見 —. 飯島慈裕 · 佐藤友徳編 気象研究ノート第 230 号 北半球寒冷圏陸域の気候 · 環境変動, pp. 114–134. 日本気象学会, 東京.

木下誠一 · 鈴木義男 (1973): シベリアヤクーツクの永久凍土調査. 低温科學物理篇, 31: 271–277.

Kittler, F., Heimann, M., Kolle, O., Zimov, N., Zimov, S. and Göckede, M. (2017): Long-term drainage reduces CO_2 uptake and CH_4 emissions in a Siberian permafrost ecosystem. Global Biogeochemical Cycles 31: 1704–1717, doi: 10.1002/2017GB005774.

Koven, C.D., Riley, W.J. and Stern, A. (2013): Analysis of permafrost thermal dynamics and response to climate change in the CMIP5 Earth System Models, J. Climate, 26: 1877–1900.

Langer, M., Westermann, S., Walter A.K., Wischnewski, K. and Boike, J. (2015): Frozen ponds: production and storage of methane during the Arctic winter in a lowland tundra landscape in northern Siberia, Lena River delta. Biogeosciences, 12: 977–990. doi: 10.5194/bg-12-977-2015.

Lawrence, D.M., Slater, A.G. and Swenson, S.C. (2012): Simulation of present-day and future permafrost and seasonally frozen ground conditions in CCSM4, Journal of Climate, 25: 2207–2225, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00334.1.

Liljedahl, A.K., Boike, J., Daanen, R.P., Fedorov, A.N., Frost, G.V., Grosse, G., Hinzman, L.D., Iijma, Y., Jorgenson, J.C., Matveyeva, N., Necsoiu, M., Raynolds, M.K., Romanovsky, V.E., Schulla, J., Tape, K.D., Walker, D.A., Wilson, C.J., Yabuki, H. and Zona, D. (2016): Pan-Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology. Nature Geoscience, 9: 312–318, doi: 10.1038/NGEO2674.

Lopez, C.M.L., Brouchkov, A., Nakayama, H., Takakai, F., Fedorov, A.N. and Fukuda, M. (2007): Epigenetic salt accumulation and water movement in the active layer of central Yakutia in eastern Siberia. Hydrological Processes, 21, 103–109, doi: 10.1002/hyp.6224.

松浦陽次郎 (2014): 植生（森林生態 · 土壌）. 飯島慈裕 · 佐藤友徳編 気象研究ノート第 230 号 北半球寒冷圏陸域の気候 · 環境変動, pp. 135–146. 日本気象学会, 東京.

McGuire, A.D., Koven, C., Lawrence, D.M., Clein, J.S., Xia, J., Beer, C., Burke, E., Chen, G., Chen, X., Delire, C., Jafarov, E., MacDougall, A.H., Marchenko, S., Nicolsky, D., Peng, S., Rinke, A., Saito, K., Zhang, W., Alkama, R., Bohn, T.J., Ciais, P., Decharme, B., Ekici, A., Gouttevin, I., Hajima, T., Hayes, D.J., Ji, D., Krinner, G., Lettenmaier, D.P., Luo, Y., Miller, P.A., Moore, J.C., Romanovsky, V., Schädel, C., Schaefer, K., Schuur, E.A.G., Smith, B., Sueyoshi, T. and Zhuang, Q. (2016): Variability in the sensitivity among model simulations of permafrost and carbon dynamics in the permafrost region between 1960 and 2009. Global Biogeochemical Cycles, 30: 1015–1037, doi:10.1002/2016GB005405.

Miyazaki, S., Saito, K., Mori, J., Yamazaki, T., Ise, T., Arakida, H., Hajima, T., Iijima, Y. Machiya, H., Sueyoshi, T., Yabuki, H., Burke, E.J., Hosaka, M., Ichii, K., Ikawa, H., Ito, A., Kotani, A., Matsuura, Y., Niwano, M., Nitta, T., O'ishi, R., Ohta, T., Park, H., Sasai, T., Sato, A., Sato, H., Sugimoto, A., Suzuki, R., Tanaka, K., Yamaguchi, S. and Yoshimura, K. (2015): The GRENE-TEA model intercomparison project (GTMIP): overview and experiment protocol for Stage 1. Geoscientific Model Development, 8: 2841–2856, doi:10.5194/gmd-8-2841-2015

Nitze, I., Grosse, G., Jones, B.M., Arp, C.D., Ulrich, M., Fedorov, A. and Veremeeva, A. (2017): Landsat-based trend analysis of lake dynamics across northern permafrost regions. Remote Sensing, 9, 640, doi:10.3390/rs9070640.

Osterkamp, T.E., Zhang, T. and Romanovsky, V.E. (1994): Evidence for a cyclic variation of permafrost temperatures in northern Alaska. Permafrost and Periglacial Processes, 5: 137–144.

Outcalt, S.I., Nelson, F.E. and Hinkel, K.M. (1990): The zero-curtain effect: heat and mass transfer across an isothermal region in freezing soil. Water Resource Research, 26: 1609–1516.

Park, H., Walsh, J., Fedorov, A.N., Sherstiukov, A.B., Iijima, Y. and Ohata, T. (2013): The influence of climate and hydrological variables on opposite anomaly in active-layer thickness between Eurasian and North American watersheds. Cryosphere, 7: 631–645. doi: 10.5194/tc-7-631-2013.

Romanovsky, V.E., Smith, S.L., Christiansen, H.H., Shiklomanov, N.I., Streletskiy, D.A., Drozdov, D.A., Malkova, G.V., Oberman, N.G., Kholodov, A.L. and Marchenko, S.S. (2017): Terrestrial permafrost. Bulletin of the American Meteorological Society, 96: S139–S141.

斉藤和之, 宮崎 真, 羽島知洋, 末吉哲雄 (2014): 陸域モデル相互比較とモデル — 観測連携. 飯島慈裕 · 佐藤友徳編 気象研究ノート第 230 号 北半球寒冷圏陸域の気候 · 環境変動, pp. 196–211. 日本気象学会, 東京.

Sachs, T., Giebels, M., Boike, J. and Kutzbach, L. (2010): Environmental controls on CH_4 emission from polygonal tundra on the microsite scale in the Lena river delta, Siberia. Global Change Biology, 16: 3096–3110.

Schirrmeister, L., Froese, D., Tumskoy, V., Grosse, G. and Wetterich, S. (2013): Yedoma: Late Pleistocene ice-rich syngenetic permafrost of Beringia, In Elias, S.A., (ed.) The Encyclopedia of Quaternary Science, vol. 3, pp. 542–552. Elsevier, Amsterdam.

Serreze, M.C. and Barry, R.G. (2011): Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. Global and Planetary Change, 77: 85–96, doi: 10.1016/j.gloplacha.2011.03.004.

Shibuya, M., Takahashi, K. and Inoue, G. eds. (1999): Proceedings of the seventh Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia. National Institute for Environmental Studies, p. 182. Isebu, Tsukuba.

Shur, Y., Hinkel, K.M. and Nelson, F.E. (2005): The transient layer: implications for geocryology and climate-change science. Permafrost and Periglacial Processes, 16: 5–15, doi: 10.1002/ppp.518.

Smith, S.L., Wolfe, S.A., Riseborough, D.W. and Nixon, F.M. (2009): Active-layer characteristics and summer climatic indices, Mackenzie Valley, Northwest Territories, Canada. Permafrost and Periglacial Processes, 20: 201–220.

Strauss, J., Schirrmeister, L., Grosse, G., Fortier, D., Hugelius, G., Knoblauche, C., Romanovsky, V., Schädelg, C., von Deimlingh, T.S., Schuurg, E.A.G., Shmelevi, D., Ulrich, M. and Veremeeva, A. (2017): Deep Yedoma permafrost: A synthesis of depositional characteristics and carbon vulnerability. Earth-Science Reviews, 172: 75–86, doi: 10.1016/j.earscirev.2017.07.007.

Streletskiy, D., Anisimov, O. and Vasiliev, A. (2015): Permafrost

Degradation. In Haeberli,,W., Whiteman, C. and Shroder Jr., J.F. (ed.) Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters, pp. 303–344. Academic Press, Cambridge.

Streletskiy, D., Biskaborn, B., Smith, S., Noetzli, J, Viera, G. and Schoeneich, P. (2017): Strategy and Implementation Plan 2016–2020 for the Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P) , p. 42. The George Washington University, Washington D.C.

Suzuki, K., Matsuo, K., Yamazaki, D., Ichii , K., Iijima, Y., Papa, F., Yanagi, Y. and Hiyama, T. (2018): Hydrological variability and changes in the Arctic circumpolar tundra and the three largest pan-Arctic river basins from 2002 to 2016. Remote Sensing, 10: 402, doi: 10.3390/rs10030402.

Takata, K., Patra, P.K., Kotani, A., Mori, J., Belikov, D., Ichii, K., Saeki, T., Ohta, T., Saito, K., Ueyama, M., Ito, A., Maksyutov, S., Miyazaki, S., Burke, E.J., Ganshin, A., Iijima, Y., Ise, T., Machiya, H., Maximov, T.C., Niwa, Y., O'ishi, R., Park, H., Ssai, T., Sato, H., Tei, S., Zhuravlev, R., Machida, T., Subimoto, A. and Aoki, S. (2017): Reconciliation of top-down and bottom-up CO_2 fluxes in Siberian larch forest. Environmental Research Letters, 12: 125012, doi: 10.1088/1748-9326/aa926d

Tarnocai, C., Canadell, J.G., Schuur, E.A.G., Kuhry, P., Mazhitova, G. and Zimov, S. (2009): Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. Global Biogeochemical Cycles, 23: GB2023, doi: 10.1029/2008GB003327.

Ulrich, M., Matthes, H., Schirrmeister, L., Schütze, J., Park, H., Iijima, Y. and Fedorov, A.N. (2017): Differences in behavior and distribution of permafrost-related lakes in Central Yakutia and their response to climatic drivers. Water Resource Research, 53, doi: 10.1002/2016WR019267.

Westermann, S., Langer, M., Boike, J., Heikenfeld, M., Peter, M., Etzelmüller, B. and Krinner, G. (2016): Simulating the thermal regime and thaw processes of ice-rich permafrost ground with the land-surface model CryoGrid 3. Geoscientific Model Development, 9: 523–546, doi: 10.5194/gmd-9-523-2016.

要　　旨

北極域は地球温暖化の影響を最も強く受けると同時に，永久凍土環境の変化が土壌や植生を介して生物・物理双方の諸過程を経るフィードバックでさらに温暖化に寄与する可能性が指摘されている．2010 年代までの観測の蓄積から，北極域の凍土の温暖化，活動層の深化傾向が顕在化するとともに，北方林の気候湿潤化による凍土 – 森林共生系の変化，ツンドラ域のサーモカルスト発達と水文過程変化などの諸現象が明らかとなってきた．これまでの気候変動予測に利用されてきた陸面過程モデルには，永久凍土表層土壌の熱・水循環過程に関与する熱遮蔽効果の表現や，これらの新たな現象の連鎖は反映されておらず，気候予測にどれだけ寄与する現象となるか，さらなる観測に基づく精査に加え，これらの生物物理過程の定量的評価手法を発展させる必要がある．

キーワード：永久凍土，北極域，ツンドラ，北方林，陸面過程モデル



This article is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY-NC-ND) license (https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/).