J. Jpn. Soc. Soil Phys.
土壌の物理性
No. 142 p.13 ~ 24 (2019)

北海道における土壌凍結の農業への利活用を支えた観測手法と観測結果

広田知良 [1]

Recent progress in basic research of soil frost and its application to agricultural management in Hokkaido, Japan
— Developments of several observational methods and results under cold condition —

Tomoyoshi HIROTA[1]

1. はじめに

北海道では土壌凍結の農業への利活用が近年，大きく広がってきている．この動きは生産現場の発案とニーズ（課題），基礎研究，技術開発（応用），および普及の歯車がかみあった形で展開されている．土壌凍結の利活用が広がった大きなポイントは，断熱作用のある雪を氷点下の条件下で縞状に除雪や再集積をする雪割り（Fig. 1）により，農地の土壌凍結深を目的に適した深さへの制御が可能になったことにある（Hirota et al., 2011）．農地の土壌凍結深が制御できるという考え方は，まず，北海道・十勝地方において，初冬の積雪深増加による土壌凍結深の減少に伴い（Hirota et al., 2006），畑に収穫されずに残ったバレイショが雑草化して，後作物の生育阻害や病害虫発生等の源となる野良イモの問題（Hirota et al., 2011; Iwata et al., 2015; Shimoda and Hirota, 2018）への対策技術として確立されることで（Yazaki et al., 2013; 農研機構北海道農業研究センター・北海道立総合研究機構農業研究本部, 2013），認識された．この土壌凍結による野良イモ対策は，土壌凍結深を 0.3 m 以上にすることで，野良イモを除草剤を使わずほぼ完ぺきに防除できる．夏場の人手による 1 ha 当たり数十時間の防除作業が冬場の農閑期の機械作業での 1 ~ 数時間の作業となり，大幅な作業効率の改善が図られた．また，この優れた作業効率は大規模土地利用型農業における環境制御を実現することになった．さらに，土壌凍結深制御による野良イモ対策技術が確立することで，土壌凍結深制御を前提とした新たな技術開発へも展開された．最大土壌凍結深の野良イモ防除と環境負荷低減を両立する最適土壌凍結深へ拡張がされると共に（Yanai et al., 2017），さらに畑地の生産性を向上させる技術として発展を続けている（北海道立総合研究機構農業研究本部・農研機構北海道農業研究センター, 2018）．土壌凍結深を制御する手法としては，気象データ（気温と積雪深）に基づいた土壌凍結深の予測情報から，生産者自らが Web を利用して，雪割り作業計画を立案できるシステムが構築されたことで（Yazaki et al., 2013; 農研機構北海道農業研究センター・北海道立総合研究機構農業研究本部, 2013），実用的に現場で実施できるようになった．また，雪割りのみならず雪踏み（圧雪によって雪の熱伝導を高めて，土壌凍結を促進させる）（Fig. 1）を用いての利活用も広まり（Shimoda et al., 2015; 北海道立総合研究機構農業研究本部・農研機構北海道農業研究センター, 2018; Shimoda and Hirota, 2018;Iwata et al, 2018），雪踏みのためのシステムも開発されつつある（農林水産省, 2017）．現在，大規模畑作地帯であり，冬季厳寒で寡雪条件である北海道の十勝地方やオホーツク地方の農業者には，この農業技術が広く浸透してきている．一方で，世界の寒冷な気候帯でもこの発想と意識があるのは北海道の一部の生産者と研究者だけであろう．

このような観点からは，野良イモ対策や畑地の生産性向上に現場で活用されていることや，それらを直接支える，理論，モデル，情報システムとしての成果が一見すると強調・注目されがちとなる．しかし，これらの成果の背景には，厳寒で土が凍り，雪も積もり，かつ春先には土壌が一面湛水条件にもなる厳しい条件におけるいくつもの観測手法の工夫や開発を行い，地道に蓄積した膨大なデータに基づいて展開した多くの科学的知見がある．この観測体系とデータ蓄積は，土壌の水・熱動態については岩田（2011）によって包括的に取りまとめられている．これらの観測は北海道・十勝地方の農研機構北海道農業研究センター芽室研究拠

[1]Hokkaido Agricultural Research Center, NARO, Hitsujigaoka Toyohira-ku Sapporo 062-8555, Japan. Corresponding author: 広田知良，農研機構北海道農業研究センター.
2018 年 9 月 14 日受稿　2019 年 2 月 10 日受理



Fig. 1 土壌凍結を促す雪割り（左）と雪踏み（右）.

点での火山性土で主に実施され，札幌の羊ヶ丘試験地や現場の畑でも展開された．本稿では私たちのグループによる土壌凍結深制御が開発されるまでに重要な役割をした観測手法およびこれらの観測結果について，まず，1）熱と水の動態に関する土壌物理や微気象の研究成果をレビューし，さらに，2）温室効果ガス動態や土壌中の硝酸態窒素動態への影響に関する研究と組み合わせ，3）これらの全体像を土壌凍結深制御とどのように関連していくかを体系的に説明することを目的とする．そこで，この“はじめに”を背景として以下，観測方法，結果，まとめと考察を，通常の論文と同じ構成で示す．これらの研究を総合してどのような結果が得られ，応用展開が図られたかを手早く知りたいときは，最後のまとめと考察を先に読み，さらに個別に知りたい場合には，観測方法，結果を参照，さらに詳細を知りたいときは引用文献にあたる読み方をされて，この総説に目を通して頂くのも一案である．

2. 観測方法 — 種々の観測手法の開発と展開 —

2.1 観測体系のコンセプト

温暖な条件では比較的容易に観測できる項目も，厳しい寒さ，融雪期の過湿（湛水）条件では観測の実施が困難になることがしばしばある．そもそも厳寒な条件は人の観測作業にも厳しいものである．観測機器も常温では問題ないものが，氷点下の条件では作動しなくなったり，あるいは雪解け後の湛水条件がセンサーの使用条件に合わなくなったり，観測場所へのアクセスを難しくしたりする（日本雪氷学会北海道支部, 1991）．そのため，特に積雪水文・土壌凍結要素の観測は主に手動で測定項目も少なく，かつデータ取得も一般に数日間隔以上と時間分解能が粗く断片的であることが多かった．したがって，モデル開発に際しても，モデル計算や検証に必要なデータやパラメータが揃わず，データセットとしては不十分なものにならざるを得なかった．そこで，私たちは，この観測を厳しい制約条件でもいくつかの工夫やこれを乗り越える新手法を開発し，かつ高時間分解能で連続観測が可能な体系的なシステムの構築を目指した．

観測のコンセプトとしては，試行錯誤を重ねながら，以下のような体系的な展開が図られた．

1）大気－積雪－凍結土壌の相互作用を詳細に観測できる体系を柱とすることを打ち出し，そのため様々な気象，土壌環境の観測を総合的に実施し（Hirota et al., 2005）（Fig. 2），
2）厳寒や湛水など観測に当たっての厳しい制約条件には，これを解決する方法を見出し（Iwata and Hirota, 2005a; Iwata and Hirota, 2005b, 柳井・常田, 2009; Ohkubo, 2013; 長谷川, 2013），
3）その観測を可能な限り自動化，高時間分解能・連続・長期観測を実施可能とする方法にする（Hirota et al., 2005）.
4）異なる手法を併用して，観測精度の確保あるいは評価ができるようにする（Hirota et al., 2005; Hirota et al., 2009; 岩田ら, 2010; Iwata et al., 2012）.

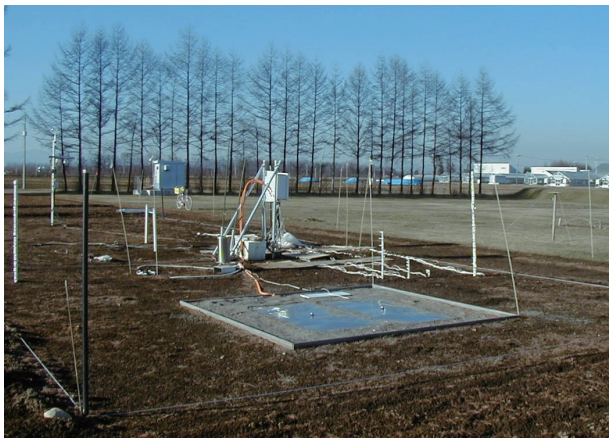


Fig. 2 Hirota et al.（2005）で構築した大気－積雪－凍結土壌の相互作用が観測できるシステム.

5）そのための手段として，一つのセンサーによる観測をいろいろな目的で多用途化を図り，クロスチェックを可能とする観測体系とする（Hirota et al., 2005; Hirota et al., 2009）.

6）他方，長期観測を実行するために継続的に観測が容易な方法を基本とし，高精度であるが観測適用条件が限定されたり，保守点検に多くの労力が割かれる方法は集中観測やインターバルを置いた定期的な測定でクロスチェックをする（Hayashi et al., 2005; Inoue et al., 2009; 矢崎ら, 2014）.

7）冬季のみならず，通年で観測することで冬季とそれ以外の時期を比較する．このことで冬季の特徴をより明確に見出す（Hirota et al., 2009; Iwata et al., 2010a; 岩田, 2011）.

8）一つの観測体系を確立することで，次は土壌凍結の有無の違いの影響を比較する試験（paired plot experiment）へ展開（Iwata et al., 2010b; Ohkubo et al., 2011; Ohkubo et al., 2012; 岩田ら, 2013; Iwata et al., 2013; 農研機構北海道農業研究センター, 2013），科学的な明確な知見を得やすい試験設定に拡張する．本試験では凍結を発達させる区を除雪や圧雪により実施し，対照区（自然状態のまま）と比較した（Fig. 3）.

9）この比較試験（paired plot experiment）をさらに拡張し，異なる地域や気候帯での観測の実施に拡張する．このことでより科学的により普遍性のある知見を得られるようにする（Yanai et al., 2011; Iwata et al., 2011; 岩田ら, 2011; Yanai et al., 2014）.

10）観測規模の拡大に伴い，近年の ICT 関連やインターネットの進展を活用し，多量のデータを効率的に管理，遠隔からもデータをモニターし，機器の確認，データを取得できるシステムとした（Fig. 4）．データロガー等のシステム構成は様々なセンサー構成が可能で，プログラムで測定方法が柔軟に設定でき，かつネットワーク対応が可能かつ低温でも安定的に作動するものとして Campbell 社製（米国）を採用した（農研機構北海道農業研究センター, 2013）.

11）一方，このような高度な観測体系ばかりでなく，野外で特に生産者の現場の畑など，研究機関の試験圃場の外でも手動であるいは商用電源がなくても簡易に実施できる観測手法も検討し，迅速な圃場調査に資することにする（Iwata et al., 2012）.

12）さらに，このような観測の場を設けることで，ポスドクなどが自らの独自の観測手法を持ち込んで，この観測体系の拡張を図ることや，また，他分野の研究者，大学や各研究機関との共同研究が実施できる場ともした．これらの方針は，それぞれの項目ごとで観測手法としての課題化と研究の新規性を見出しやすい設定ともなることも意図したものである（広田, 2013）.

2.2 微気象観測

対象とする地表面は，基本的には裸地面とし，一部小麦を作付けしているところも対象とした．裸地面を基本的に対象としたのは，十勝地方の冬季の畑は小麦や牧草など越冬作物が作付けされているところを除くと裸地状態が一般的であり，また基礎研究を実施するには，地表面状態が比較的単純な系であることが科学的知見を見出しやすいとの考えからである．観測は，地表面付近の微気象や熱・水収支の観測体系を構築することから着手した．熱・水収支に関しては，当時，乱流観測やボーエン比法などの微気象学的手法（塚本・文字, 2001; 日本農業気象学会, 2003）が適用できる均一で広い圃場を長期間確保できる見通しがなかったので，独自の工夫をした．観測精度の設定として，冬季以外の春から秋の暖候期の水収支を転倒ます式雨量計

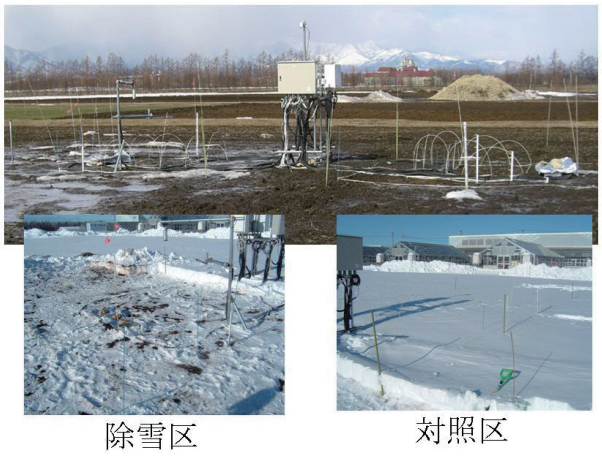


Fig. 3　土壌凍結の有無の違いの影響を比較する試験（paired plot experiment）.

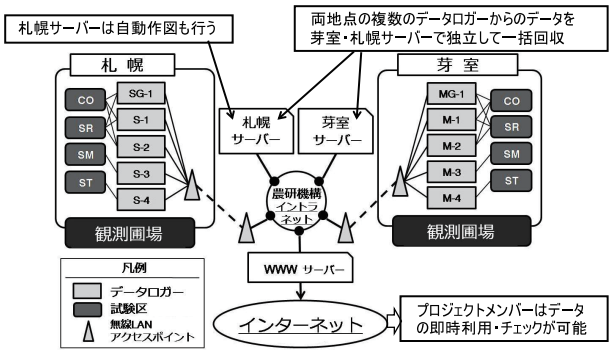


Fig. 4　多試験区・大規模な観測体系のデータ管理と高度な技術・制御系の観測を支える寒冷地用ネットワーク型観測システム（農研機構北海道農業研究センター（2013）一部改変）.

による降水量を基準とすることを目指した．転倒ます式雨量計の観測誤差は 5 ~ 10 % 程度と見積もられ（たとえば, 牛山, 2000），これを本観測での水文観測の基本的な観測精度の基準とした．

蒸発量の測定には，小型ウェイングライシメータ（林ら, 1993）を採用した．また，土壌水分の測定は，当時連続観測が可能となり，普及が広がりはじめた誘電率測定を原理とする Time Domain Reflectometry（TDR）法あるいはこれに類似する Water Content Reflectometer（WCR）法（Campbell CS615, CS616）を用い，深さ 1 m までの鉛直分布を測定した．土壌水分のキャリブレーションは室内試験でもセンサーに供する土壌のサンプルサイズの依存性（Suzuki et al., 2012）や誘電率の温度依存性（鈴木ら，2007）に注意を払いながら校正を行った．これらの小型ウェイングライシメータによる観測値や得られた土壌水分量の増加量を用いて雨量を計算したものを雨量計の観測値と比較することで，観測精度を評価した（Hirota et al., 2009）．また，小型ウェイングライシメータによる蒸発量の測定値はライシメータの大きさが小型であるため対象とする土壌の深さと面積が限られ，観測代表性の問題も考えられた．そこで，小型ライシメータによる蒸発量の測定値を，一般気象データから熱収支法による蒸発量を計算する方法と土壌水分の鉛直プロファイルの減少量から蒸発量を計算する方法との複数の方法から比較することで精度を評価することとした（Hirota et al., 2009）．一般気象データからの熱収支の計算は以下のような手順となる．裸地面においては，バルク係数と風速の積である顕熱の交換係数を，地面が十分に湿っている条件では顕熱輸送量の観測値がなくても，熱収支法によってルーチン的に観測できる気象要素（短波長波放射，気温，風速，湿度）と地表面温度の観測値から求めることができる（広田 · 福本, 1996）．バルク係数とは，バルク法により顕熱輸送量や潜熱輸送量などの乱流輸送量を求める際に用いる比例係数のことである．これを数日以上のデータから，顕熱の交換係数と風速の関係についてパラメータ化を行う．顕熱の交換係数のパラメータ化ができたら，気温，風速と地表面温度から顕熱輸送量を計算できる．別途観測した正味放射量と地中熱流量の値を用いて地表面の熱収支の残差から，潜熱輸送量（蒸発量）を計算する．このルーチン的に測定できる気象要素から裸地面のバルク係数を求めて地表面の熱収支を求める方法は別途，比較的均一な広い圃場でのボーエン比法による熱収支観測との比較で検証したところ，日単位では顕熱輸送量を 12 W m^{-2} の誤差程度で推定できること（広田 · 福本, 1996），さらに数日から数十日以上の積算値では両者はほぼ一致することを確認した（Hirota et al., 2001）．したがって，潜熱輸送量（蒸発量）の推定精度も同程度とみなされる．地中熱流量は熱流板と表層の地温から求める組み合わせ法と，深さ 1 m までの地温の鉛直プロファイルを観測して温度積分法から求める方法を併用した（広田ら, 2001; Iwata et al., 2008b; Hirota et al., 2009）．また，正味放射量は，短波長波成分をすべて込みで測定する正味放射計ではなく，これらの上下の短波と長波放射を分離した 4 成分を測定できる放射計を採用した．余談であるが，当時はメーカー側にそのような放射計を制作するように働きかけ，あるメーカーによる製品化が実現した経緯もある．気温の基準観測高度は WMO（世界気象機関）では，1.25 ~ 2.0 m であるので（たとえば, 気象庁, 1998），積雪期間でもある程度この基準を満たす高度の高い方の 1.9 m とした．風向 · 風速計は微気象観測向けの測器を採用した（Hirota et al., 2005; Hayashi et al., 2005; Iwata et al., 2010a; Iwata et al., 2010b）．

2.3 冬季の気象 · 土壌環境観測

上記で用いた観測方法を冬季の積雪や土壌凍結の観測にも適用できるようにした．土壌凍結深を地温の鉛直プロファイルから求めるには温度計の絶対値の精度が必要である．上記の地温鉛直プロファイル（Hirota et al., 2005）は熱電対の差分で地温計測する方法を採用し，参照温度としてはセンサーとしての安定性が良い 4 線式白金抵抗温度計を用いて検定を十分に実施，かつ塩ビパイプの筒でこれを構成し，測定深さがしっかり固定できることで測定深さも正確に把握できるようにした．同時に土壌凍結深の測定はメチレンブルー凍結深計による手動の観測も採用した（Iwata et al., 2008a; Iwata et al., 2010a; Iwata et al., 2010b; Iwata et al., 2012）．また，誘電率測定を原理とする TDR 法や WCR 法は水と氷の誘電率が異なるので，土壌の凍結を検出できることになる（たとえば, Iwata et al., 2005a; Iwata et al., 2010a; Iwata et al., 2010b; 岩田, 2011）．さらに，採土によって目視による土壌凍結の調査方法も，打撃に強いルートオーガー（たとえば, DAIKI-102A）を用いて採取すると（Iwata et al., 2012），つるはしや削岩機によるものと比べて大幅に労力が削減され，調査が簡便化される（Fig. 5）．また，ルートオーガーの径が 20 ~ 40 mm 程度の大きさで済むため，採取箇所での現場のかく乱面積を小さくとどめることができる．結果的に調査時間の短縮化で多点観測を容易にする．このようにセンサーを用いなくても，簡易な方法で凍結深を調査する方法を見出すことで，実際の現場圃場での調査が容易になり，ひいては土壌凍結深制御手法の現場適用の際の基礎データの収集がより図られることになる．このように，土壌凍結深の測定に地温鉛直プロファイル，メチレンブルー，誘電率測定を原理としての土壌水分計（TDR, WCR 等），簡易直接採取法など複数の方法を併用することで，クロスチェックが実施できるようになる．

冬季の降水量は雨量計の降雪の補足率が常に問題になる（たとえば, Inoue et al., 2009）．一方，冬季厳寒条件では融雪や雪面からの蒸発量は小さいので，この期間の積雪相当水量は降水量と同等とみなせる．ここで，積雪相当水量の自動連続観測手法として，圧力ゲー



Fig. 5　凍結土壌の直接採取の様子.

ジから直接観測できるメタルウエハー積雪水量計（木村, 1983）を採用した（Hirota et al., 2005）．また，積雪相当水量の直接サンプリングも定期的に実施し，特に厳冬期に雪質がサラサラで雪のサンプルが取りにくい場合でも，土と一緒に採取して雪を取りこぼさない工夫を凝らすなどして測定した（岩田ら, 2010）．また，融雪後の湛水条件の観測は TDR 土壌水分計のロッド先端が上向きになるように設置したものは，浅い湛水の深さを高精度で測定できるので（矢崎ら, 2008），この技術を凍結融解・湛水条件の測定にも応用した（矢崎ら, 2014）.

2.4 地表面から大気への熱・水フラックス・冬季降水量の集中観測

厳冬期の熱・水フラックス，顕熱・潜熱輸送量（蒸発量）については渦相関法で観測し，併せて気温，風速，湿度などの値からバルク係数を求め，一般気象観測からも雪面上の地表面の熱収支の諸要素を求められるようにした（Hayashi et al., 2005）．バルク法で必要となる積雪表面温度は，上向き下向きの赤外放射計の値を用いて大気からの補正についても考慮して求めた．また，熱電対による積雪温度鉛直プロファイル値と併用しながらクロスチェックを行った．厳寒条件の積雪表面温度の正確な測定は容易ではないが，融雪期の雪温は，0 ℃とみなせるので，これが逆に放射計から求めた積雪表面温度の誤差評価の参考となる.

冬季降水量は補足率が問題となるので，一般的な気象観測で用いられている 1）溢水式降水量計（RT-4）に強風時における雪などの固体降水量の補足率を高める風よけ（助炭）をつけたもの，2）荷重式積算降水量計（TB-200, Geonor）に風よけのフェンスをつけたもの，3）視程計（PWD11, Vaisala）をレーザー光によって大気中の降雪を直接計測する降水量計とみなして計測する方法，4）マイクロ波を用いて大気中の降雪を直接計測する降水量計（R2S, Lufft）の観測比較を行った（Inoue et al., 2009）．また，厳冬期には手動による積雪相当水量の観測値を併用してクロスチェックを行った.

2.5 凍らないテンシオメータの開発

土壌凍結期間中に土壌水分量のみならず，マトリックポテンシャルを異なる深さで測定できれば，水移動の動態が解明でき，上記の観測系と組み合わせるとさらに大気－積雪－凍結土壌系の水分動態の相互作用の観測や解析ができることになる．この研究に取り組んだ時点では，観測としては，テンシオメータによる日変化周期を記録したごく短期のものに限られていたが（たとえば, 武田ら, 1978），この課題に対しては，積雪・土壌凍結期間の数か月以上に渡るマトリックポテンシャルを観測可能とする凍らないテンシオメータ手法を新たに開発した（Iwata and Hirota, 2005a）．これは，元々は，圧力計とポーラスカップを結ぶ管がＬ字型で地上部にでている部分を「断熱箱」で囲み，凍土層部の管の部分をウレタンフォームで覆うことで断熱し，さらに，断熱箱の中に小さな熱源を入れることで測器内の水の凍結を防止し，土壌凍結期間を通して凍土層下の非凍結土壌層のマトリックポテンシャルを計測するものである．この凍らないテンシオメータは，さらに観測をより安定化させることを図り，ポーラスカップと断熱箱の距離を確保することで，熱源の影響，設置時の土壌の攪乱，測器への水補給時の積雪層の攪乱などによる計測結果への影響を緩和させた．さらに，箱の底部を土中に埋設することで，凍上で断熱箱が持ち上げられて断熱材に亀裂が発生することが避けられた．圧力センサーとポーラスカップを結ぶ導管部分に角度をつけることで，測器底部の水平部分に析出した空気が測器上部に容易に排出可能となる等の改善を加えた（Iwata and Hirota, 2005b）．この手法の開発の経緯や開発までの現状と課題については岩田（2011）により取りまとめられている.

2.6 凍結湛水条件での温室効果ガスモニタリングなどの手法開発

研究の展開につれて，大気－積雪－凍結土壌系のシステムを土台にして，さらに温室効果ガスや硝酸態窒素のモニタリングなど物質動態の観測体系を含むものに拡張した．凍結融解・湛水条件の観測課題を克服するため，一酸化二窒素（N_2O）については水を通さないがガス透過性膜であるシリコンチューブを土壌中に埋設することで，土壌ガスの深度別採取やガス分圧の経時変化の記録が可能とする方法を開発した（柳井・常田, 2009）．また，二酸化炭素（CO_2）については，シリコンチューブ内に CO_2 センサーを挿入して，湛水条件で測定できる方法を開発した（Ohkubo, 2013）．これらのマニュアル観測を実施するために木道を設置し，圃場へのアクセスを容易にすると共に不必要に圃場をかく乱しないようにした（Fig. 6）.

2.7 自動開閉チャンバーによる温室効果ガスの連続観測

さらに N_2O や CO_2 の温室効果ガスを連続観測する自動開閉チャンバー（中坪・佐藤, 2007）に CO_2 センサーやバイアル瓶にガスを自動で採取する装置（グリーンブルー）を組み合わせ，これらの制御系をパソコンではなく Campbell 社のデータロガーで構成することで，氷点下の低温条件でも自動連続で観測できるようにした（Ohkubo,2011; 柳井ら, 2012; Ohkubo et al., 2012; 農研機構北海道農業研究センター, 2013）.

2.8 積雪・土壌凍結条件下の土壌中の硝酸態窒素を含む陰イオン移動の定量化とモニタリング

2.8.1 火山灰土の陰イオン吸着による硝酸イオンの移動遅延

土壌中の水分移動が均一に流れるとみなされる場合，火山灰土（黒ボク土）の下層土は陰イオンを吸着するため，硝酸イオン（NO_3^-）の移動は水移動に比べて遅延すると考えられる．この特徴を定量的に表すために，芽室試験区での土壌を用いて，NO_3^- の吸着等温線から分配係数を求めた．一方，カラム試験により NO_3^- の流出試験を行い，移流分散方程式を解くことにより，NO_3^- の遅延係数を求めた（田村ら, 2011）.

2.8.2 TDR 法による土壌の誘電率と電気伝導度のデータを基にした土壌溶液の NO_3^- 濃度推定の試み

TDR 法は土壌水分ばかりでなく，土壌の電気伝導度（ECa）も測定可能である（たとえば, 長谷川, 2014）．冬季の融雪期を含む畑の NO_3^- の挙動をモニターするため，自然積雪条件下の圃場に埋設した TDR 法による土壌の誘電率と電気伝導度のデータをもとに，土壌溶液の NO_3^- 濃度の推定を試みた．このためには，土壌の電気伝導度（ECa）から土壌溶液の電気伝導度（ECw）を推定し，さらに ECw から NO_3^- 濃度を推定しなければならない．そこで，ECa から ECw を推定する関係式を得るために，室内試験で KNO_3^- の濃度を 5 段階に，土壌水分を飽和からマトリックポテンシャルで −200 cm の範囲に変化させたカラム試験から求めた．さらに，札幌と芽室の溶質移動モニタリングの試験区において層位別に素焼カップを用いて採取した土壌溶液の電気伝導度と NO_3^- 濃度の関係式を求めた（長谷川, 2014; 北海道大学・農研機構北海道農業研究センター, 2013）．なお，素焼きカップを用いた土壌溶液の採取でも，厳寒条件では，採取に時間を要すると，溶液は凍結して採取困難になり，かつ手先の細かい作業も容易ではなく難易度が高い．この問題を克服するために，塩ビの円筒がついた素焼きカップを所定の深さに埋め，脱脂綿の入った螺旋状の針金を塩ビ管内におろして脱脂綿に土壌水を吸水させて比較的短時間で水を採取する工夫がされた．Fig. 7 はこれを採取している様子である．詳しくは，長谷川（2013）を参照されたい．

2.8.3 土壌凍結深の違いが圃場の NO_3^- の溶脱に与える影響の評価

冬季に除雪をして土壌凍結を発達させる試験区（凍結深 0.43 m）と自然積雪状態で土壌凍結深が浅い対照区（凍結深 0.11m）を設置し，両試験区において，土壌凍結前と消雪後に土壌をオーガーで採取し，NO_3^- の鉛直分布を調査した（Iwata et al., 2013）．また，圧雪による凍結発達した場合の融雪水の表面流出量や硝酸態窒素の残留効果について，試験規模を農家圃場規模（10,000 m^2 での処理区と対照区の 2 分割比較試験）でも実施した（Iwata et al., 2018）.

2.9 その他，低温観測条件下での工夫の補遺

Campbell 社の TDR100 による測定は，氷点下近くあるいはそれ以下になる低温環境では，観測値にノイズが発生した．対策として，TDR100 を収納しているロガーボックス内に熱源を入れてかつ断熱を強化することで，ノイズが抑えられ，観測値が安定化した.

加圧法による不飽和透水係数の測定装置については，共同研究者の長谷川周一教授（当時，北海道大学）により製品化（エンドウ理化）に至り，試験の展開を容易にした.

3. 観測結果

3.1 大気－積雪－土壌系の水収支観測

冬季以外の観測については，転倒ます式雨量計による降水量とウェイングライシメータによるもの，およびキャリブレーションが十分になされた土壌水分の観測値から計算した降水量は良く一致した．雨量計の観



Fig. 6 木道を設置した観測試験地.

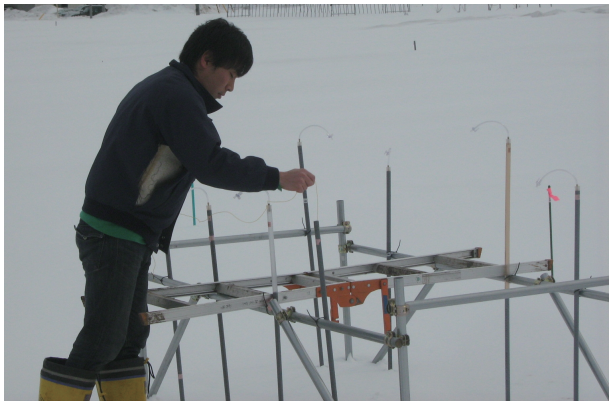


Fig. 7 融雪期における土壌溶液採取の様子.

測精度が前述のように 5 ~ 10 % 程度の誤差で測定できており，これらの機器や観測手法はクロスチェックから雨量換算での観測精度も同程度とみられる．小型ウェィングライシメータによる蒸発量の観測値と一般気象データから熱収支によって求めた蒸発量は積算蒸発量について 20 % 以内の誤差で求めることができた（Hirota et al., 2009）．なお，継続的にデータを算出する方法としてはルーチン的に観測が容易な一般気象データを用いて熱収支法から算出する方法が安定していた．一般に微気象学的手法による熱収支観測でも 5 ~ 20 % の推定誤差は考えられるので，このようなクロスチェックをしながらルーチン的な観測で適用できる手法を用いることは，長期観測の実施には大きなメリットとなる．

雪面熱収支の集中観測の結果は以下の通りである（Hayashi et al., 2005）．渦相関法による観測値に基づき、気象データから推定した融雪期の雪面蒸発量は平均で 0.24 mm d^{-1} であった．雪面のバルク係数 C_H は顕熱に対しては高度 1.9 m ~ 2.7 m に対して 1.7×10^{-3}，潜熱のバルク係数 C_E に対しては 2.4×10^{-3} と求められた．これは，既往の結果と比較しても同程度であった．フェーンが 1 日以上の長時間続いた場合は積雪面としては比較的大きな蒸発量 2.2 mm d^{-1} が観測された．また融雪の支配的要因は，放射であり，顕熱ではなかった．このことは，北海道のような寒地の気象条件では融雪促進には融雪材の利用が効果的であることを再確認した．なお，この観測では熱収支はバランスしていない問題が生じ（Hayashi et al., 2005），この観点からの課題は残されている．これらの各種パラメータの同定結果は土壌凍結深制御手法の開発にも活用されている．

冬季の降水量の観測では，元々視程計として用いられた測器（PWD11）を使用すれば，精度よく測定できる可能性が見出された（Inoue et al., 2009）．一方で，文献として公表していないが，メタルウエハー積雪重量計による積雪相当水量は，融雪期においては手動の観測値と比較的良く一致したが，厳冬期では観測は手動の観測値と比べて過大評価傾向であり，一致しなかった．この観測はステンレス薄板製の偏平容器（扁平容器内は液体（不凍液）を充填し容器内の圧力を圧力センサーで電圧出力に変え積雪重量値を計測表示）を当初は 2 枚にしていたのを 4 枚に拡張するなど改良を図ったが，その効果は認められなかった．厳冬条件では積雪は，しもざらめ状態（骸晶（コップ）状の粒からなる．大きな湿度勾配の作用により，もとの雪粒が霜に置き換わったもの）の雪質になりやすい．この雪質は粒子間結合力の弱く，横から手で押すだけ簡単にくずれるなど他の雪質とは異なる特殊な剪断応力の性質があり，雪崩の要因ともなる雪である（日本雪氷学会北海道支部, 2018）．この雪質が観測誤差を引き起こすとも考えられたが，原因は明確にされておらず今後の課題である．一方，冬季に積雪水量を手動でも定期的に観測をしていれば，積雪からの蒸発量は小さいので結果的に降水量観測値を補正する際の重要な観測値となる（岩田ら, 2010）．したがって，冬季の降水量は，風よけをした溢水式雨量計の観測値を風速で補正した値に積雪相当水量の観測値を併用して補正すると正確性が上がると考えられた．これらの方法から，2004 年 10 月から 2005 年 10 月までの年間の水収支を求めると（Hirota et al., 2009），積算降水量は 799 mm，積算蒸発量は 591 mm であった．また，融雪後の裸地面の春季（融雪後の 4 月 ~ 5 月）の蒸発量は 平均 2.9 mm d^{-1}，一方，夏季（6 月 ~ 8 月）の蒸発量は平均 2.8 mm d^{-1} であり，春季の方が夏季よりもわずかに多かった．これは春季の方が気温は低いが放射量は大きく，風速は強い，十勝特有の気象条件が影響している．冬季の降水量は 236 mm で，夏季の台風時の大雨に相当する水量が，土壌凍結が浅い条件では，融雪期の 10 日 ~ 2 週間ほどの期間をかけて，ほとんど土壌に浸透することがわかった．複数年の観測結果からも同様な結果が得られた（Iwata et al., 2010a）．これらの融雪期における水収支が農業に与える影響と土壌凍結深制御との関連については 4. のまとめと考察でさらに言及する．

3.2 土壌凍結条件下の土壌水分の動態

凍らないテンシオメータにおける長期観測は，凍結土壌条件での水移動に関する独自の数多くの知見を導いた（Iwata and Hirota, 2005a; Iwata et al., 2008a; Iwata et al., 2010a; Iwata et al., 2010b; Iwata et al., 2011; 岩田, 2011; 岩田ら, 2011; 岩田ら, 2013; Iwata et al., 2018）．凍結層下層の非凍結層において，異なる深さのマトリックポテンシャルを測定することで土壌凍結の発達及び抑制過程における水分動態を捉えた．すなわち，凍結の発達に伴い土壌水分は下層から表層への上向きフラックスが卓越する．一方，積雪がある程度積もり，凍結の発達が抑制されると上向きの水分フラックスは観測されなくなり，ごくわずかながらも下向きフラックスがみられる．融雪期になると最大凍結深が 0.2 m 以下であれば凍結していない場合と同様に融雪水の土壌浸透が抑制されず，重力による水移動になることが明らかになった．つまり，凍結層下層の土壌水分動態は大気ー積雪ー土壌の相互作用と連動しており，積雪がこの動態に大きく影響，ひいては制御していると解釈できる．また，最大凍結深が 0.2 m 以上になると融雪水の土壌への浸透割合が抑制されはじめ，さらに最大凍結深が 0.3 m になると融雪水の土壌への浸透割合が半減以下になることが明らかになった．凍結があっても最大土壌凍結深が 0.2 m 程度では土壌への融雪水の観点からは凍結をしていないのと同じであることを見出した点は特筆される．

さらに異なる測定深さの間の土層の不飽和透水係数を求めることにより，水分フラックスが求められ，十勝地方のような最大積雪深が通常 0.4 m 以上あるところでは，最終的には上向きフラックスよりは下向きのフラックスの方が量的には多いことが明らかになっ



Fig. 8 厳冬期における雪割り後の乾燥した凍結土壌の畑（左）と雪割り後に土壌凍結したまま，融雪期に湛水状態になった畑（右）．

た．ただし，土壌凍結深と融雪水の土壌への浸透割合について，厳冬期に，一時的に気温の急上昇で降雨が生じて，その後消雪して再凍結が進んだ場合は，通常の年と異なった．すなわち，降雨後の気温の低下で多量の雨水が地表面付近で凍結することで，土壌凍結深が 0.1 m 台と比較的浅くても，融雪水の浸透が抑制された例もあった．

また，積雪・土壌凍結がある条件の方が，土壌水分量，水分フラックスが積雪・土壌凍結がない条件よりも大きいことが明らかとなった．最も地面が湿潤な状態になるのが融雪期であるのは，前述のように積雪の蒸発量がわずかで融雪水のほとんどが浸透するためである．一方で，夏季の蒸発量は 10 日平均でも大きい時は 4 mm d^{-1} 近くとなるが（Hirota et al., 2009），夏季よりも冬季の土壌の凍結過程の方が，土壌水分量が低下していた．このことは，夏季の蒸発過程の乾燥より凍結による乾燥の方が大きいことを示している．雪割りにより土壌凍結が発達した畑において，これらの湿潤と乾燥した土壌の典型的な例を Fig. 8 に示す．

3.3 温室効果ガスフラックスの観測

積雪・土壌凍結条件下の温室効果ガス観測も独自の観測手法を開発，N_2O と CO_2 を同時に観測，冬季だけでなく通年の観測を複数年重ねることで特徴のある知見を見出した（Yanai et al., 2011; Ohkubo et al., 2011; Ohkubo et al., 2012; 柳井ら, 2012; Yanai et al., 2014; 農研機構北海道農業研究センター, 2013）．

土壌凍結が発達して湛水条件が続くと N_2O の土壌から大気への放出は助長され，消雪後にスパイク状の顕著な放出速度の変化を生じた．このことは，CO_2 の放出速度が春から夏にかけて高くなり夏から秋にかけて低くなるといった気温の変化に対応しているのと全く対照的であった．このような条件での冬季（11 月から 4 月）の N_2O の年間放出量に対する割合は，70 % 以上であった（Yanai et al., 2011）．

したがって，土壌凍結が発達する寒冷な気候帯では N_2O の年間放出量を評価する上では冬季観測・評価が非常に重要となる．11 月から 4 月の半年間の N_2O の積算ガス排出量と土壌凍結の関係は，年最大土壌凍結深と有意な正の相関が示された．一方で，同じ 11 月から 4 月の半年間における CO_2 排出量と年最大凍結深との間には有意な相関関係は認められなかった．

土壌が融解するときの N_2O の短期・集中的な大量放出のメカニズムは以下のように説明できる．土壌凍結深が 0.2 m よりも深くなると，融雪水量の土壌への浸透が抑制され，地表面が湛水条件になる．このため，大気との通気性が阻害されて，融凍期に土壌ガス中の酸素分圧の低下が生じる．かつ地温が 0 ℃近辺で微生物活動が可能な温度条件において，酸素から硝酸イオンに呼吸基質を選択する脱窒により N_2O の生成を促し表層土壌中に蓄積が大きく進み，消雪後に湛水がなくなるのと同時に大量放出が引き起こされる（Yanai et al., 2011）．

ただし，N_2O の放出量は大きな年次間差もみられる．特に凍結が発達しても，融雪時期に積雪が少なく湛水条件が生じない条件では，N_2O の放出量と土壌凍結深の強い関係は認められるものの，N_2O の放出は極めて小さくなり，土壌ガス中の N_2O 濃度も低くなる．したがって，N_2O の生成強度は土壌凍結深ばかりでなく，融雪・融凍期の湛水条件などにも大きく影響を受ける（柳井ら, 2012）．

積雪・土壌凍結が CO_2 に及ぼす影響については，地温が低いため潜在的な地表からの CO_2 放出量は小さい．さらに，土壌凍結層の存在は土壌から大気への CO_2 ガス拡散を抑制させる．ただし，土壌中の CO_2 濃度は，凍結を発達させた区での CO_2 濃度は秋季から厳冬期にかけて徐々に上昇し，融雪期に最も高い値を示した．凍結が発達しない場合ではそのようなことがなく，秋季から冬季そして融雪期までの土壌中の CO_2 濃度の変化は凍結を発達させた区とくらべると変化は非常に小さかった．一方，融雪や消雪に伴いガス拡散

を抑制していた積雪層と土壌凍結層が無くなると，従来の温度依存式で見積もられる量以上の CO_2 放出が観測された．また，同じ土壌凍結深でも，厳冬期の一時的な気温上昇による降雨の後の気温の急低下等で土壌中に存在する氷の量が増えると，土壌凍結層のガス拡散を抑制する強度は強くなった（Ohkubo et al., 2011; Ohkubo et al., 2012）．

3.4 自動開閉チャンバ—による温室効果ガスの連続観測

融雪前後のガス排出挙動を自動開閉チャンバーにより，詳細に観測したところ，N_2O と CO_2 との日変化の動態に大きな違いが見出された（Ohkubo et al., 2011; 柳井ら, 2012; Ohkubo et al., 2012; 農研機構北海道農業研究センター, 2013）．CO_2 では消雪後の日射量や気温の日周期とそれに伴う地温の変動に連動したような周期的な放出が見られた．一方，N_2O は土壌水分動態，すなわち地表面の湛水状態の満ち引きと連動するような排出パターンが見られ，消雪し湛水が消失した以後は日夜を問わず断続的にガス放出速度が減衰しつつ排出していくという傾向を捉えた．

CO_2 濃度の自動観測によって得られた特徴として，降雨イベントに伴う一時的な土壌中の CO_2 濃度の増大は，自動観測データでのみ観測された．両者に違いが生じたのは，自動観測ではセンサーが 1 地点の時々刻々と変化する CO_2 濃度変化をとらえるのに対して，シリコンチューブを用いた土壌ガスサンプリングではセンサーに比べて応答速度が遅いためと考えられる．

土壌凍結が発達した区において，凍結融解期間中に手動データでは地表面からの CO_2 放出がほとんどみられなかったのに対して自動データでは地温 0 °C 付近で CO_2 放出が観測された．このことは自動観測データと手動観測データの一時的な CO_2 放出量のピークのタイミングの違いが現れていると考えられる．

手動観測と自動観測によって得られたデータから計算した CO_2 放出量は概ね手動観測によって得られたデータに基づく積算値が自動データの積算値を上回った．この原因として，手動観測は観測時間帯は日中であり，地温が高い条件下，すなわち CO_2 放出量が 1 日の平均を上回る時間帯のデータを取得したことが考えられる．

3.5 凍結条件も含む土壌中の硝酸態窒素のモニタリング結果

3.5.1 火山性土の陰イオン吸着による NO_3^- 移動の遅延

芽室試験地の下層土を用いた室内実験から，分配係数が得られ，下層土に流入した NO_3^- 量の 55 % は土粒子に吸着されていると見積もられた．遅延係数を分配係数と土壌の乾燥密度および体積含水率から求めたところ，値は 2.17 であった．したがって，下層土において水が 1 m 移動する際に，NO_3^- は約半分の 0.5（0.46）m の移動となり，NO_3^- の移動は水と比べると遅れることになる（田村ら, 2011）．

3.5.2 TDR 法による土壌の電気伝導度のモニタリングから土壌溶液中の NO_3^- 濃度の推定

畑において素焼カップで採取した溶液の主要陰イオンは，NO_3^-，Cl^-，SO_4^{2-} であり，このうち Cl^- と SO_4^{2-} 濃度は観測期間を通してほぼ一定であり，表層の作土層では下層土に比べてさらに低かった．つまり，NO_3^- 濃度を電気伝導度から予測する場合は他の陰イオン濃度に依存し，NO_3^- 濃度が低いと推定精度が低下することを意味する．

TDR 法による土壌溶液の NO_3^- 濃度は，凍結して不凍水量としての土壌水分が大きく低下する土壌層でなければ，連続的にモニターすることができた．また，凍結深が浅い場合，融雪期に硝酸態窒素の溶脱が著しいことをモニタリングできている可能性があることがわかった（北海道大学 · 農研機構北海道農業研究センター, 2013; 長谷川, 2014）．

3.5.3 土壌凍結深の違いが圃場の NO_3^- の溶脱に与える影響の評価

芽室研究拠点の試験区内に設置した，自然積雪状態の対照区と圧雪により土壌凍結深を増加させた試験区の秋と春先の硝酸態窒素の鉛直分布を裸地面と小麦畑を対象として比較したところ，土壌凍結深が深い場合は，浅い場合と比べて表層に硝酸態窒素が残留し，下方への移動が抑制されていた（Iwata et al., 2013; Yanai et al., 2017）．また，農家圃場規模のスケールの試験でも，圧雪により凍結が発達した区では融雪水の表面流出量が卓越し，硝酸態窒素の溶脱が抑制される結果が得られた（Iwata et al., 2018）．

4. まとめと考察 — 土壌凍結深制御への統合 —

積雪 · 土壌凍結地帯の積雪および融雪期における水収支や土壌水分動態および温室効果ガスの生成 · 排出について，種々の観測手法を開発し，様々な観測を組み合わせる方法で明らかにした．ここでは，これらの観測結果を総合的に示しながら考察し，土壌凍結深制御にどのように統合していくかを示す．通年の気象，水収支の観測から，冬季の蒸発量は降水量に対して，数 ~ 10 % 以下のオーダーとかなり小さい．そのため積雪 · 土壌凍結期間の水収支は，積雪相当水量が大きく支配する．当地の冬季の積雪相当水量（降水量）は，通常は夏季の台風時の大雨に相当する 200 mm 以上あることが多く，年最大土壌凍結深が 0.2 m 以下の条件であれば，このほとんどの水量が 10 日 ~ 2 週間ほどの融雪期間の間に土壌へ浸透する．このような融雪水の土壌への浸透量が大きく卓越することで，土壌中の NO_3^- はかなり溶脱し，作物が利用できる NO_3^- は小さくなる．また，このように土壌凍結深が浅い場合は，融雪水は土壌中に速やかに浸透するので，土壌水分も減少し，土壌の乾きが早くなることで，凍結が深い時と比べて，地温の上昇はうながされる（Iwata et al., 2010）；

北海道立総合研究機構農業研究本部・農研機構北海道農業研究センター, 2018）．

最大土壌凍結が 0.2 ~ 0.3 m 以上の場合は，融雪水の土壌への浸透は抑制され，融雪期には地面にわずか（1 % 程度）でも傾斜があれば表面流出が卓越する（Iwata et al., 2018）．地面が完全に平坦な場合は地表に湛水する状態が持続する．土壌が湛水条件にある場合は，温室効果ガスである N_2O の生成，消雪後に N_2O の放出が卓越する．また，この融雪後の融凍期に N_2O 放出量が年間の大部分を占める．一方で NO_3^- は冬季間中に土壌中に残存しやすくなる．主な要因としては，凍結深が深くなると土壌への浸透が抑えられ，表面流出が卓越することが支配的となることである．もう一つの要因としては，融雪水の土壌への浸透は不均一でバイパス流を伴う可能性が高く，NO_3^- の一部は溶脱されずに土壌中に残存する可能性もあることも考えられる．

一方，春の消雪後では，芽室での 4 月の月降水量は平年値で 61 mm，5 月は 81 mm となる（気象庁, 2018）．一方，蒸発量は融雪後，裸地面では日平均で 2.9 mm d^{-1} で月単位では約 90 mm となる．したがって，土壌の水収支的には消雪後，春以降は，蒸発量の方が降水量を上回り，土壌浸透は卓越しておらず，硝酸態窒素は土壌中に残留することになる．この残存した硝酸態窒素を春以降作物が活用することで収量の増加などの作物の生産性も向上することも明らかになった（北海道立総合研究機構農業研究本部・農研機構北海道農業研究センター, 2018）．

また，NO_3^- の溶脱抑制は地下水汚染の軽減の寄与も期待できる．さらに，春以降は，土壌中の水移動も均一になると考えられるため NO_3^- の移動はさらに遅延することも考えられる．

土壌凍結深制御の着想の背景には，現場の雪割り作業や野良イモの問題があり，その科学的基盤には，私たちのグループがこれらの観測データに基づく知見の蓄積がある（広田, 2013）．凍結層下層における凍らないテンシオメータでのマトリックポテンシャルの観測値により，積雪の有無や管理によって大きな影響を受ける動態を明らかにしたことは，凍結深制御のイメージを大きく広げ，融雪期の水収支の動態からも様々な着想とその展開が広がった．さらに，これらを統合する最適土壌凍結深は，様々な農業技術の要素を含む形で拡張された．1）野良イモ対策と春先の農作業開始の遅れを伴わない形での最適土壌凍結深の導出からはじまり，2）硝酸態窒素の溶脱抑制を図れる土壌凍結の深さを確保しつつ，3）過剰に土壌凍結を深くさせず，土壌凍結に伴う湛水期間を抑制させることで，年間の中で冬季が支配的になる温室効果ガス N_2O の生成・排出も抑制する効果を持つことにもなった．この生産性向上と環境負荷低減を両立する土壌凍結深は 0.3 m と同定された（Yanai et al., 2017）．この最適土壌凍結深は我々のこれまでの土壌凍結条件下での熱・水・物質移動での知見と土壌凍結深制御を様々な面で結ぶ統合的な成果と言える．

なお，環境負荷への影響として，冬季に雪割りや雪踏みを機械作業で実施することは燃料消費による CO_2 排出量増加につながると懸念されたが，当地の畑作栽培における作物栽培体系の中で春の畑作準備，播種から秋の収穫に至るまでの機械作業における燃料消費による CO_2 排出量と比べると，その割合は概ね 10 % 以下であり，全体として与える影響は小さい（Yanai et al., 2014）．さらに，土壌凍結の効果は，特に砕土性の向上による播種・移植作業効率の改善と省力化への効果も考えられるので（北海道立総合研究機構農業研究本部・農研機構北海道農業研究センター, 2018），むしろ春から秋の機械作業に伴う CO_2 排出を抑制させる可能性もある．また，土壌凍結条件下での水動態を積み重ねた知見は，野良イモ対策の観点からも，凍結以外の要因として排水不良の圃場ほど野良イモの被害が少ない傾向があることを現地の飽和透水係数の測定値から見出した（Iwata et al., 2015）．

現在，冒頭に述べたように，ここで開発された土壌凍結深制御手法は，さらに様々な目的で生産現場へ急速に広まっており，さらなる技術拡張も展開され，新たな可能性も見出されると期待される．

謝辞

本研究は，環境省地球環境保全試験研究費（地球一括，2005–2007），環境省「環境総合研究推進費」A-0807（2008–2010），農林水産省「新たな農林水産政策を推進する実用技術開発事業」22079（2010–2012），科研費基盤研究（B）JP25292153（2013–2015）科研費挑戦的萌芽研究 JP15K14831（2015–2016），生研支援センター「イノベーション創出強化研究推進事業」（2017–2019）の支援を受けて行った．ここに関わった多くの共同研究者と協力者に謝意を表する．

引用文献

長谷川周一 (2013): 土と農地 — 土が持つ様々な機能 — , p. 172. 養賢堂, 東京.

長谷川周一（2014）：硝酸塩濃度, 畑の硝酸塩濃度を TDR でモニタリングする, MHK 工房. (http://mhk-koubou.com/index.php, アクセス日, 2018 年 8 月 13 日)

Hayashi, M., Hirota, T., Iwata,Y. and Takayabu, I. (2005): Snowmelt energy balance and its relation to foehn events in Tokachi, Japan. J .Meteorol .Soc. Jpn., 83: 783–798.

林 陽生, 小野貞芳, 黒瀬義孝 (1993): 新たに開発した小型ウェイングライシメータの特性. 四国農業試験場研究報告, 57: 123–134.

広田知良, 福本昌人 (1996): 裸地面の地表面温度についての考察およびルーチン気象観測データからの日平均顕熱輸送量の推定. 水文・水資源学会誌, 9: 395–403.

広田知良, 福本昌人, 渡辺 力 (2001): 地中熱流量と水体・森林貯熱量. 塚本 修, 文字信貴編, 気象研究ノート「地表面フラックス測定法」, 日本気象学会, 199: 141–151.

Hirota, T., Fukumoto, M., Shirooka, R. and Yamada K. (2001): Estimation of the cumulative sensible heat flux and its daily mean soil temperature on a bare soil without wind speed data. J. Jpn. Soc. Hydrol. Water. Resour. Res., 14: 289–297.

Hirota, T., Iwata, Y., Hamasaki, T., Sameshima, R. and Hayashi, M. (2005): Micrometeorological conditions and the thermal and moisture characteristics of seasonally frozen soil in eastern Hokkaido. J. Agric. Meteorol., 60 (5): 673–676.

Hirota, T., Iwata,Y., Hayashi, M., Suzuki, S., Hamasaki, T., Sameshima, R. and Takayabu, I. (2006): Decreasing soil-frost depth and its relation to climate change in Tokachi, Hokkaido, Japan. J. Meteorol. Soc. Jpn., 84: 821–833.

Hirota, T., Iwata, Y., Nemoto, M., Hamasaki, T., Sameshima, R. and Hayashi, M. (2009): Seasonal and annual water balance of agricultural land in Tokachi, Hokkaido, Japan. J. Agric. Meteorol., 65: 69–76.

Hirota, T., Usuki, K., Hayashi, M., Nemoto, M., Iwata, Y., Yanai, Y., Yazaki, T. and Inoue, S. (2011): Soil frost control: agricultural adaptation to climate variability in a cold region of Japan. Mitig. Adapt. Strateg. Glob. Change., 16: 791–802.

広田知良 (2013): 寒地農業に及ぼす気候変動・温暖化の影響解析・評価と適応対策に関する研究. 生物と気象, 13: F1–15 (2013)

北海道大学, 農研機構北海道農業研究センター (2013): 気候変動に対する寒地農業環境の脆弱性評価と積雪・土壌凍結制御による適応策の開発 （2）異なる積雪・土壌凍結条件下の土壌中の硝酸態窒素を含む陰イオン移動の定量的評価. 平成 22 年度 環境研究総合推進費終了成果報告書. http://www.env.go.jp/policy/kenkyu/suishin/kadai/syuryo_report/pdf/A0807-2.pdf (アクセス日: 2018 年 8 月 13 日)

北海道立総合研究機構農業研究本部, 農研機構北海道農業研究センター (2018): 土壌凍結深制御技術による畑地の生産性向上. http://www.hro.or.jp/list/agricultural/center /kenkyuseika/gaiyosho/30/f2/12.pdf (アクセス日: 2018 年 8 月 13 日)

Inoue, S., Hirota, T., Iwata, Y., Suzuki, K. and Nemoto,M. (2009): Comparison of four instruments for measuring solid precipitation below the freezing point condition. J. Agric. Meteorol., 65: 77–82.

Iwata, Y. and Hirota,T. (2005a): Monitoring over-winter soil water dynamics in a freezing and snow covered environment using a thermally insulated tensiometer. Hydrol. Processes. 19: 3013–3019.

Iwata, Y. and Hirota, T. (2005b): Development of tensiometer for monitoring soil-water dynamics in freezing and snow covered environment. J. Agric. Meteorol., 60 (5): 1065–1068.

Iwata, Y., Hayashi, M. and Hirota,T. (2008a): Comparison of snowmelt infiltration under different soil-freezing conditions influenced by snow cover. Vadose Zone J., 7: 79–86.

Iwata, Y., Hayashi, M. and Hirota, T. (2008b): Effects of thick snow cover on water and energy fluxes in frozen field. J. Agric. Meteorol., 64: 301–309.

Iwata, Y., Hirota, T., Suzuki, S., Hasegawa, S. and Hayashi, M. (2010a): Effects of frozen soil and snow cover on cold-season soil water dynamics in Tokachi, Japan. Hydrol. Proc., 24, 1755–1765.

Iwata, Y., Hayashi, M., Suzuki, S., Hirota, T. and Hasegawa, S. (2010b): Effects of snowcover on soil freezing, water movement and snowmelt infiltration. Water Resour. Res., 46: W09504, doi: 10.1029/2009WR008070. 1779–1786.

Iwata,Y., Nemoto, M., Hasegawa, S., Yanai, Y., Kuwao, K. and Hirota, T. (2011): Influence of rain, air temperature, and snow cover on subsequent spring-snowmelt infiltration into the thin frozen soil layer in northern Japan. J. Hydrol., 401: 165–176.

岩田幸良, 廣田知良, 井上 聡 (2010): 雪として貯留された水の総量（積雪水量）を観測する方法. 水土の知, 78: 330–331.

岩田幸良 (2011): 火山灰土畑における積雪・土壌凍結期間の土壌水分移動. 北海道農業研究センター研究報告, 194: 1–101.

岩田幸良, 長谷川周一, 鈴木伸治, 根本 学, 廣田知良（2011）: 土壌凍結深や地温が融雪期における融雪水の深層への浸透に与える影響. 土壌の物理性. 117: 11–22

Iwata, Y., Hirota, T., Suzuki, T. and Kuwao, K. (2012): Comparison of soil frost and thaw depths measured using frost tubes and other methods. Cold Reg. Sci. Technol., 71: 111–117.

Iwata, Y., Yazaki, T., Suzuki, S. and Hirota, T. (2013): Water and nitrate movements in an agricultural field having different soil frost depths: Field experiments and numerical simulation. Ann. Glaciol., 54 (62): 157–165.

岩田幸良, 桑尾和伸, 広田知良, 長谷川周一 (2013): 凍結形態の異なる土壌への融雪水の浸透. 雪氷, 75: 111–123.

Iwata, Y., Hirota, T., Yazaki, T., Iwasaki, A., Suzuki, T., Inoue, S., and Usuki, K. (2015): Effects of saturated hydraulic conductivity on volunteer potato (*Solanum tuberosum* L.) tuber survival. Soil Sci. Plant Nutr., 61 (2): 235–241.

Iwata, Y., Yanai, Y., Yazaki, T. and Hirota, T. (2018): Effects of a snow-compaction treatment on soil freezing, snowmelt runoff, and soil nitrate movement: A field-scale paired-plot experiment. J. Hydrol., 567: 280–289.

気象庁 (1998): 気象観測の手引き. https://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/kansoku_guide/tebiki.pdf (アクセス日: 2018 年 8 月 13 日)

気象庁 (2018): 過去の気象データ検索. https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php (アクセス日: 2018 年 8 月 13 日)

中坪俊一, 佐藤 卓（2008）: ガスオーブントップチャンバーの開発変遷. 北海道大学低温科学研究所技術部技術報告, 13: 21–24.

木村忠志 (1983): Metal Wafer による積雪相当水量の観測. 国立防災科学技術研究報告, 31: 203–217.

日本農業気象学会編 (2003): 新訂農業気象の測器と測定法, p. 356. 農業技術協会, 東京.

日本雪氷学会北海道支部編 (1991): 雪氷調査法, p. 244. 北海道大学図書刊行会, 札幌.

日本雪氷学会北海道支部 (2018): 積雪分類の用語集. http://www.seppyo.org/tmp/hokkaido/nomen/nomen-a.html (アクセス日: 2018 年 8 月 25 日)

農研機構北海道農業研究センター (2013): 気候変動に対する寒地農業環境の脆弱性評価と積雪・土壌凍結制御による適応策の開発. 平成 22 年度 環境研究総合推進費終了成果報告書, http://www.data.go.jp/ data/dataset/env_20170508_0380 (アクセス日: 2018 年 8 月 13 日)

農研機構北海道農業研究センター, 北海道立総合研究機構農業研究本部 (2013): 土壌凍結深の制御による野良イモ対策技術. http://www.naro.affrc.go.jp/project/results/laboratory/harc/2012/210a3_01_44.html (アクセス日: 2018 年 8 月 13 日)

農林水産省 (2017): 平成 29 年度「農林水産業・食品産業科学技術研究推進事業」実用技術開発ステージ 29017C 土壌凍結深制御手法の高度化・理化学性改善技術への拡張と情報システムの社会実装. http://www.affrc.maff.go.jp/docs/research_fund/2017/jituyou_gijutu_2017/attach/pdf/h29jituyou-7. pdf (アクセス日: 2018 年 8 月 13 日)

Ohkubo, S., Yanai, Y., Nagata, O., Iwata, Y. and Hirota, T. (2011): Influences of snow cover and soil-frost on ground surface flux and soil gas concentration of CO_2 in an agricultural land in northern Japan. J. Agric. Meteorol., 67: 151–162.

Ohkubo, S, Iwata, Y. and Hirota, T. (2012): Influences on CO_2 flux by snow-cover, soil-frost and other meteorological elements over agricultural land. Agr. Forest Meteorol., 165: 25–34.

Ohkubo, S. (2013): Utility of silicone filtering for diffusive model CO_2 sensors in field experiments. Tellus B: Chem. Phys. Meteorol., 65 (1): 20143.

Shimoda, S., Yazaki, T., Nishio, Z., Hamasaki, T. and Hirota, T. (2015): Possible soil frost control by snow compaction on winter wheat fields. J. Agric. Meteorol., 71 (4): 276-281.

Shimoda, S. and Hirota, T. (2018): Planned snow compaction approach (yuki-fumi) contributes toward balancing wheat yield and the frost-kill of unharvested potato tubers. Agr. Forest Meteorol., 262: 361-369.

鈴木伸治, 廣田知良, 岩崎秀威, 桑尾和伸, 岩田幸良 (2007): なぜ誘電土壌水分センサは正の温度依存性を示すのか？ 第 49 回土壌物理学会講演要旨集: 32–33.

Suzuki, S., Hirota, T. and Iwata, Y. (2012): Experimental study on sample size for laboratory calibration tests of commercial dielectric soil water sensors. Japan Agricultural Research Quarterly: JARQ, 46 (1): 73–79.

武田一夫, 石崎武志, 鈴木義男 (1979): 土の凍結に伴う水分張力の日変化. 低温科學. 物理篇, 37: 181–183.

田村和杏, 中原 治, 田中正一, 加藤英孝, 長谷川周一 (2011): 見かけの塩吸収によるアロフェン質黒ボク土下層土の硝酸イオン吸着と移動遅延. 日本土壌肥料学雑誌, 82 (2): 114–122.

塚本 修, 文字信貴編 (2001): 地表面フラックス測定法, 気象研究ノート, 第 199 号, p. 242. 日本気象学会.

牛山素行編 (2000): 身近な気象・気候調査の基礎, p. 200. 古今書院.

柳井洋介, 常田岳志 (2009): ガス透過性膜を用いた土壌ガス採取による土壌微生物活性の原位置計測の可能性. 土と微生物, 63 (1): 26–31.

Yanai, Y., Hirota, T., Iwata, Y., Nemoto, M., Nagata, O. and Koga, N. (2011): Accumulation of nitrous oxide and depletion of oxygen in seasonally frozen soils in northern Japan under snow cover manipulation experiments. Soil Bio. Bioche., 43: 1779–1786.

柳井洋介, 根本 学, 岩田幸良, 廣田知良 (2012): 凍結融解土壌の亜酸化窒素生成・排出機構にせまる. 低温科学, 70: 145–151.

Yanai, Y., Hirota, T., Iwata, Y., Nemoto, M., Koga, N., Nagata, O. and Ohkubo, S. (2014): Snow cover manipulation in agricultural fields: as an option for mitigating greenhouse gas emissions. Ecol. Res., 29 (4): 535–545.

Yanai, Y. Iwata, Y. and Hirota, T. (2017): Optimum soil frost depth to alleviate climate change effects in cold region agriculture. Sci. Rep., 7: 44860. doi: 10.1038/srep44860

矢崎友嗣, 庄子侑希, 登尾浩助 (2008): TDR 法による水田湛水深の経時測定. 土壌の物理性, 109: 57–65.

矢崎友嗣, 岩田幸良, 柳井洋介, 下田星児, 広田知良 (2014): TDR 法を用いた融雪後湛水深のモニタリング. 農業農村工学会誌, 82 (7): 564–565.

Yazaki, T., Hirota, T., Iwata, Y., Inoue,S., Usuki, K., Suzuki, T., Shirahata, M., Iwasaki, A., Kajiyama, T., Araki, K., Takamiya, Y. and Maezuka, K. (2013): Effective killing of volunteer potato (*Solanum tuberosum* L.) tubers with soil frost control using agrometeorological information — an adaptive countermeasure to the climate change utilizing climate resources in a cold region. Agr. Forest Meteorol., 182–183, 91–100.