

A-0807 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

(1) 寒地の農業環境における温暖化影響に対する脆弱性の評価と適応対策技術の開発

1) 寒地の農業環境における温暖化影響に対する脆弱性の評価

独立行政法人 農業・食品産業技術総合研究機構 北海道農業研究センター

寒地温暖化研究チーム 廣田知良・古賀伸久・永田修・岩田幸良

〈研究協力者〉 寒地温暖化研究チーム

根本学

大久保晋治郎

日本学術振興会特別研究員(寒地温暖化研究チーム)

柳井洋介

平成20～22年度累計予算額：83,304千円（うち、平成22年度予算額：29,460千円）

予算額は、間接経費を含む。

但し、サブサブ1)と2)の合計額である。

[要旨] 寒冷地での農業由来の温室効果ガスである一酸化二窒素の融雪・融解期の大量放出の機構解明を中心に、北海道において異なる気象・積雪・土壌凍結条件下で土壌からの一酸化二窒素放出速度の詳細な観測を、二酸化炭素、土壌・積雪の物理・化学要素等環境要因と併行して総合的に実施した。土壌凍結深の発達条件では、一酸化二窒素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観測した。年間放出量に対するこの消雪後の大量放出の寄与率は、70%以上であった。このことは、二酸化炭素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気温の変化に準じ、冬期の寄与率が年間の6～18%であったのとは対照的であった。土壌の凍結融解条件において一酸化二窒素が短期・集中的に大量放出するメカニズムは1) 土壌凍結深が0.20 mまでは、土壌凍結層が融雪水の浸透を抑制することはないが、土壌凍結深が0.20 mよりも深くなると、土壌凍結深が増加するほど融雪水量の土壌への浸透が抑制されることになり、地表面が湛水条件になることで、2) 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、3) 微生物が酸素から硝酸イオンに呼吸基質を選択する脱窒において一酸化二窒素の生成を促し表層土壌中に蓄積が大きく進むことで、4) 消雪後に湛水がなくなるのと同時に大量に大気に放出される。また、土壌中で一酸化二窒素が大量に生成されるためには、融雪融凍期に地温が0℃近辺まで上昇する必要があると考えられた。ただし、土壌凍結深と融雪水の土壌浸透割合について、厳冬期に、一時的に気温の急上昇で降雨が生じて消雪した場合は、通常の年と異なり、その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凍結深が0.1 m台と比較的浅くても、融雪水の浸透が極めて抑制された。この場合、土壌凍結層が通気性を阻害することで、土壌中の二酸化炭素濃度も著しく上昇する現象を観測した。

[キーワード] 一酸化二窒素、土壌凍結、土壌水分、積雪、適応・緩和策

1. はじめに

大気中での温室効果ガス濃度の増大に起因する温暖化等の地球規模の気候変動は農業にも大きな影響を与えることが懸念されており、その適応・緩和対策の確立が強く求められている¹⁾。世界の約1/4の農地は冬に雪と氷に覆われる寒冷地にある。IPCC第4次評価報告書では、世界の寒冷地における土壌凍結深の減少あるいは凍結期間の短縮が指摘されている。実際、我が国を代表する農業地帯である北海道・道東地方は、すでに北海道開拓以来経験のないほど顕著に土壌凍結深が減少傾向にある²⁾。北海道・道東地方では土壌凍結深の減少に伴い、農業由来の肥料成分の地下への流出量の増加も懸念されはじめている³⁾。また、寒冷地において、二酸化炭素の約300倍の温暖化ポテンシャルを持つ一酸化二窒素の大量放出が融雪・融解期に観測されている(次節参照)。一般に寒冷地では、温暖化により農地として利用可能な面積の広がり、農業生産力の増大につながることを期待されている。したがって、将来起こりうる気候変動に対して適切な対応を取らなければ、農作物に有効に利用されるべき窒素肥料が大気・地下水へと流出するばかりでなく、それが新たな環境負荷の原因となることが懸念される。今後予測される道東地方の土壌凍結深の減少が環境負荷とどのような関係にあるかを明らかにすることは寒冷圏全般の気候変化に対する農業環境の脆弱性を適切かつ早急に把握することを意味し、その知見に基づいた対策技術を開発することは気候変動に対する寒冷圏の農業生産性の確保と環境負荷低減の両立を実現する上で緊急の課題である。

2. 研究目的

農地は一酸化二窒素の主要な発生源であり、特に雪と氷で覆われる寒冷地では年間放出量の7-8割以上にも及ぶ大放出が融雪・融解期に集中的に生じることが世界各地で観測されている⁴⁾⁵⁾⁶⁾。しかし、世界の農地面積の約1/4、そして我が国の国土の半分以上の面積が雪氷圏にあるにもかかわらず、この現象が十分に認知されているとはいえ、農地における一酸化二窒素総排出量の評価に冬期の排出量はこれまで考慮されていない。そのため、IPCC第4次評価報告書でも取り上げられていないのが現状である。

寒冷地における一酸化二窒素の大量放出は、これまでの室内実験では地表面にある雪を考慮することなしに土壌の凍結融解のみで再現された事例が多いことから、土壌凍結が重要な支配因子であると考えられる⁷⁾。しかし、室内実験では実際の農地で生じる雪の堆積・融解、土壌の凍結・融解といった時系列との結びつきが弱い⁸⁾。そのため、農地で生じている現象の全体像の把握やその要因解明は不十分であり、一酸化二窒素の大量放出を抑制するための技術開発には至っていない。

そこで本研究では、寒冷地での農業由来の温室効果ガスである一酸化二窒素の融雪・融解期の大量放出の機構を解明するため、異なる気象・積雪・土壌凍結条件下における土壌からの一酸化二窒素放出速度の詳細な観測を行う。土壌水分量・積雪深・土壌凍結深等の気象・土壌の物理・化学要素の計測を同時に行い、得られた観測結果から一酸化二窒素放出と農地環境との関連を解析することで、寒冷地農業環境の温暖化・気候変動に対する脆弱性を評価する。

3. 研究方法

(1) 試験圃場と試験区の設定

寒冷気候にある北海道を代表する二つの気候区分帯にある北海道・道東地域十勝地区：芽室（42° 53' N、143° 04' E；北海道農業研究センター芽室拠点）と北海道・道央地域石狩地区：札幌（43° 0' N、141° 24' E；北海道農業研究センター羊ヶ丘）に観測サイトを設置した（図1）。観測サイトは北海道中央部の日高山脈を隔てて東（芽室）と西（札幌）に約200 km離れて位置し、脊梁山脈を隔てて積雪・気温条件が異なる。西の札幌（石狩地方）は日本海側に位置し、冬季の東アジアモンスーンによる季節風がもたらす降雪により多雪傾向にある。それに対し東側に位置する芽室（十勝地方）は一般に少雪傾向にあり、冬季に晴天日が多く放射冷却が卓越するため、北海道の中でもより寒冷的な気象条件にある。

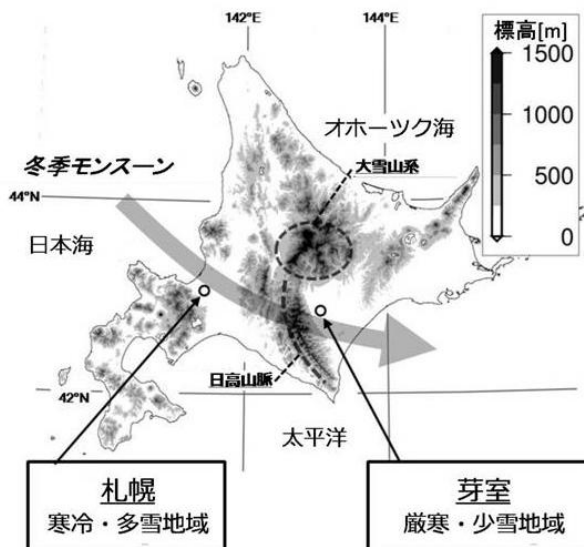


図1 観測サイトの立地条件

土壌は両サイト共に我が国に代表的な火山灰を母材とする黒ボク土であり、表層の透水性は良好であるが、札幌は深さ約1 m以深に透水性が不良な土壌があり、下層土が湿潤になりやすいのに対し、芽室は深さ約1 m以深から砂礫層が出現し、地下水位も深さ8 m程度であるため、排水性の良い圃場である。

両サイトにおいて、除雪処理により土壤凍結を発達させる区（除雪区）、融雪材を散布して消雪を早める区（融雪材散布区）、土壌中の溶質移動を調査する区（溶質移動区、課題（2））そして自然状態を維持した対照区を設け（表1）、各試験区で一酸化二窒素放出、土壌ガス濃度、土壌水分と肥料成分の移動、微気象要素の観測を行った。観測期間は、2008年11月から2010年10月である。

表1 各処理区的设计

処理区	目的	積雪の処理
対照区(CO) Control	自然の積雪状態を再現する。	積雪に対する処理はおこなわない。
除雪区(SR) Snow Removal	一定期間、断熱材の役割をする雪を除雪することで、土壤凍結を促進させる。	2月上旬まで、積雪深が0.2 mを超えたら除雪をおこなう。
融雪材散布区(SM) Snow-melting acceleration	融雪材により対照区よりも早く融雪させる。	3月上旬に融雪材(粗粒木炭)を散布する。
溶質移動区(ST) Solute-tracing	水の移動に伴う土壌溶液中の溶質の移動を調査する。	積雪に対する処理はおこなわない。

(2) データの取得・管理システムのネットワーク化

各観測サイト(芽室・札幌)の対照区において、気温、相対湿度、気圧、降水量、を観測した。また各処理区ごとに、放射(長波・短波各上下)、積雪深、雪温、土壌水分、電気伝導度、水分ポテンシャル、地温、地中熱流量を観測した(表2、3)。以上の項目を計測するセンサー数は300を超え、大規模な観測体系となっている。そこで、複数のサイトの各試験区から得られる膨大なデータの処理を簡便にするために、以下に示すシステムを導入した。

表2 芽室サイトの測定項目 ○の中の数字は測点数

測定項目		対照区 (CO)	除雪区 (SR)	融雪区 (SM)	溶質移動区 (ST)
共通要素	気温・相対湿度			○ ^{*1}	
	風向・風速			○ ^{*1}	
	降水量			○ ^{*1}	
	大気圧			○ ^{*1}	
	長波・下向き			○ ^{*1}	
地上部	長波・上向き	○	○	○	
	短波・下向き	○	○	○	
	短波・上向き	○	○	○	
	積雪深	○	○	○	
	雪温	⑩ ^{*2}	⑦ ^{*3}	⑨ ^{*4}	
地下部	地温	⑭ ^{*5}	⑯ ^{*6}	⑰ ^{*7}	⑱ ^{*8}
	土壤水分	⑮ (センサー 共通) ^{*9}	⑳ (センサー共 通) ^{*10}	⑤ ^{*11}	⑧ (センサー共 通) ^{*12}
	電気伝導度				
	水分ポテンシヤ ル	⑫ ^{*13}	⑨ ^{*14}		
	熱流量 (2cm)	○	○	○	
	土壤中酸素濃度	② ^{*15}	② ^{*15}	② ^{*15}	
自動ガスサン プリング	自動ガス採取装 置		○		
	自動開閉チャン バー	○	○		

*1 気象観測露場の値を使用

*2 測定高は2, 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 cm

*3 測定高は2, 5, 10, 20, 30, 40, 50 cm

*4 測定高は2, 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70 cm

*5 測定深度は0, 2, 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 cm

*6 測定深度は0, 2, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 cm

*7 測定深度は0, 2, 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 70, 100 cm

*8 測定深度は5(x2), 10(x2), 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 cm

*9 測定深度は5, 15, 25, 35, 45(x2), 55(x2), 65, 75, 85, 95(x2), 105(x2) cm

*10 測定深度は5(x2), 15(x2), 25(x2), 35(x2), 45(x2), 55(x2), 65, 75, 85, 95(x2), 105(x2) cm

*11 測定深度は5, 10, 20, 35, 50 cm

*12 測定深度は10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 cm

*13 測定深度は45(x3), 55(x3), 90(x3), 100(x3) cm

*14 測定深度は80(x3), 90(x3), 100(x3) cm

*15 測定深度は10, 30 cm

表3 札幌サイトの測定項目 ○の中の数字は測点数

	測定項目	対照区 (CO)	除雪区 (SR)	融雪区 (SM)	溶質移動区 (ST)
共通要素	気温・相対湿度			○	
	風向・風速			○	
	降水量			○	
	大気圧			○	
	長波・下向き			○	
地上部	長波・上向き	○	○	○	
	短波・下向き	○	○	○	
	短波・上向き	○	○	○	
	積雪深	○	○	○	
	雪温	⑨ ^{*1}	⑨ ^{*1}	⑨ ^{*1}	⑨ ^{*1}
地下部	地温	⑪ ^{*2}	⑪ ^{*2}	⑪ ^{*2}	⑪ ^{*2}
	土壤水分	⑩ (センサー 共通) ^{*3}	⑩ (センサー共 通) ^{*4}	⑤ ^{*5}	⑤x2 (センサー 共通) ^{*6}
	電気伝導度				
	水分ポテンシヤ ル	⑧ ^{*7}	⑧ ^{*7}		⑧ ^{*8}
	熱流量 (2cm)	○	○	○	
	土壤中酸素濃度	② ^{*9}	② ^{*9}	② ^{*9}	
自動ガスサン プリング	自動ガス採取装 置		○		
	自動開閉チャン バー	○	○		

*1 測定高は2, 5, 10, 20, 30, 40, 50, 70, 100 cm

*2 測定深度は0, 2, 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 70, 90 cm

*3 測定深度は5(x2), 10, 20, 32, 40, 50, 60, 70, 80 cm

*4 測定深度は5(x2), 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 cm

*5 測定深度は5, 10, 20, 35, 50 cm

*6 測定深度は10(x2), 20(x2), 40(x2), 60(x2) cm

*7 測定深度は25(x3), 35(x3), 45(x2) cm

*8 測定深度は20(x2), 40(x2) cm

*9 測定深度は10, 30 cm

野外での自動計測からデータ解析の間に、データ収集(データ回収・バックアップ)のプロセスがある。この作業は、測定データがデータロガーに蓄積され次第、パソコン等へ取り込んでから表計算ソフトなどを利用してデータの整理・確認を行なうのが一般的である。この作業を繰り返す頻度が高いほど測定値の把握・測定エラー等のトラブルの早期発見において有利である一方、作業量が増大し、データ解析に要する時間に制限が生じるというジレンマに陥る。このような問題は、観測体系が大規模化している地球環境モニタリング研究が共通にかかえている。そこで、観測運用-データ回収-バックアップ-作図の一連の作業を自動化したネットワーク観測システムを構築し、これまで困難であった複数のデータロガーの時刻補正やプログラムの同時制御を実現した(図2)。

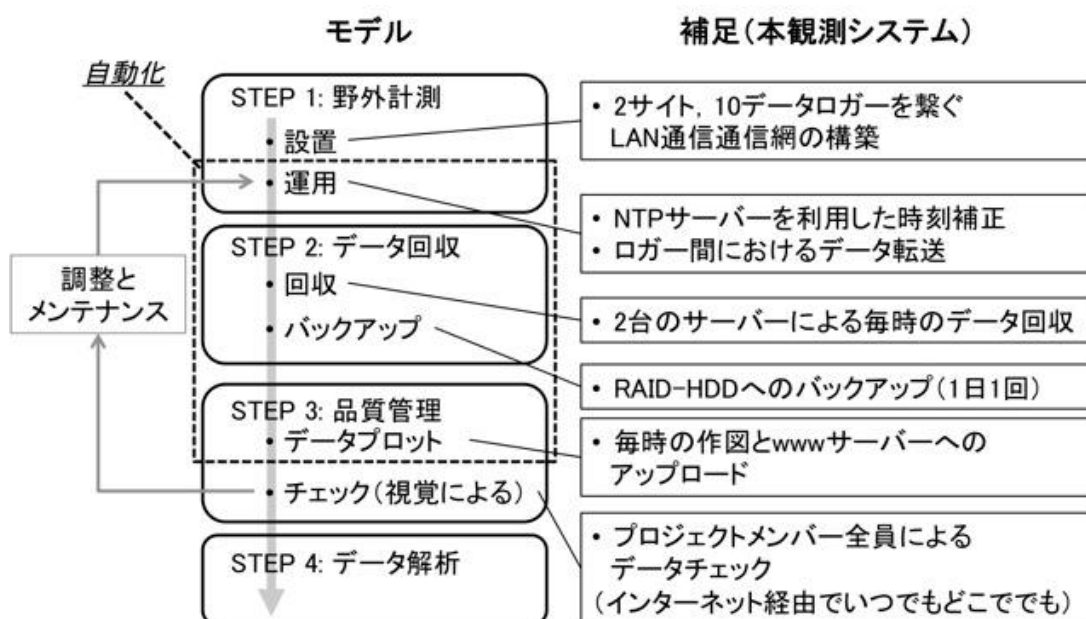


図2 観測システムのモデルと、本観測システムで特筆すべき事項

まず、全てのデータロガーにIPアドレスを割り振り、データロガー(Campbell社)のTCP/IP・Ethernetアダプタ(NL110, NL115)を用いてインターネットに接続した。長期にわたる観測において問題となるデータロガーの内部時刻のズレを定期的に調整するために、インターネット上で正確な時刻を提供するNetwork Time Protocol(NTP)サーバーにデータロガーから直接同期を取るよう測定プログラムを作成した。また、観測機材の過重複を抑えるため、各観測サイト内の各試験区間において、共通に利用できる要素を一ヶ所で測定し、そのデータをリアルタイムで他のデータロガーで使用するように設計した。本観測システムのネットワーク型の手法により一台のPCから遠隔地の全てのデータロガーの同時制御を実現し、観測の運用を大幅に効率化することができた。データ回収には専用ソフトウェア(Logger Net, Campbell社)を用い、1時間毎の自動回収を札幌と芽室に設置した2つのPCサーバーからそれぞれ独立した2系統で行なった(図3)。そのデータを自動作図するプログラムを作成し、PDF形式でweb上にて閲覧可能とした。またネットワークカメラも設置し、観測サイトの状況を視覚的に監視できるようにした。このような観測システムの構築により、すべてのプロジェクトメンバーのデータ取得の省力化、遠隔地でのリアルタイムモニタ

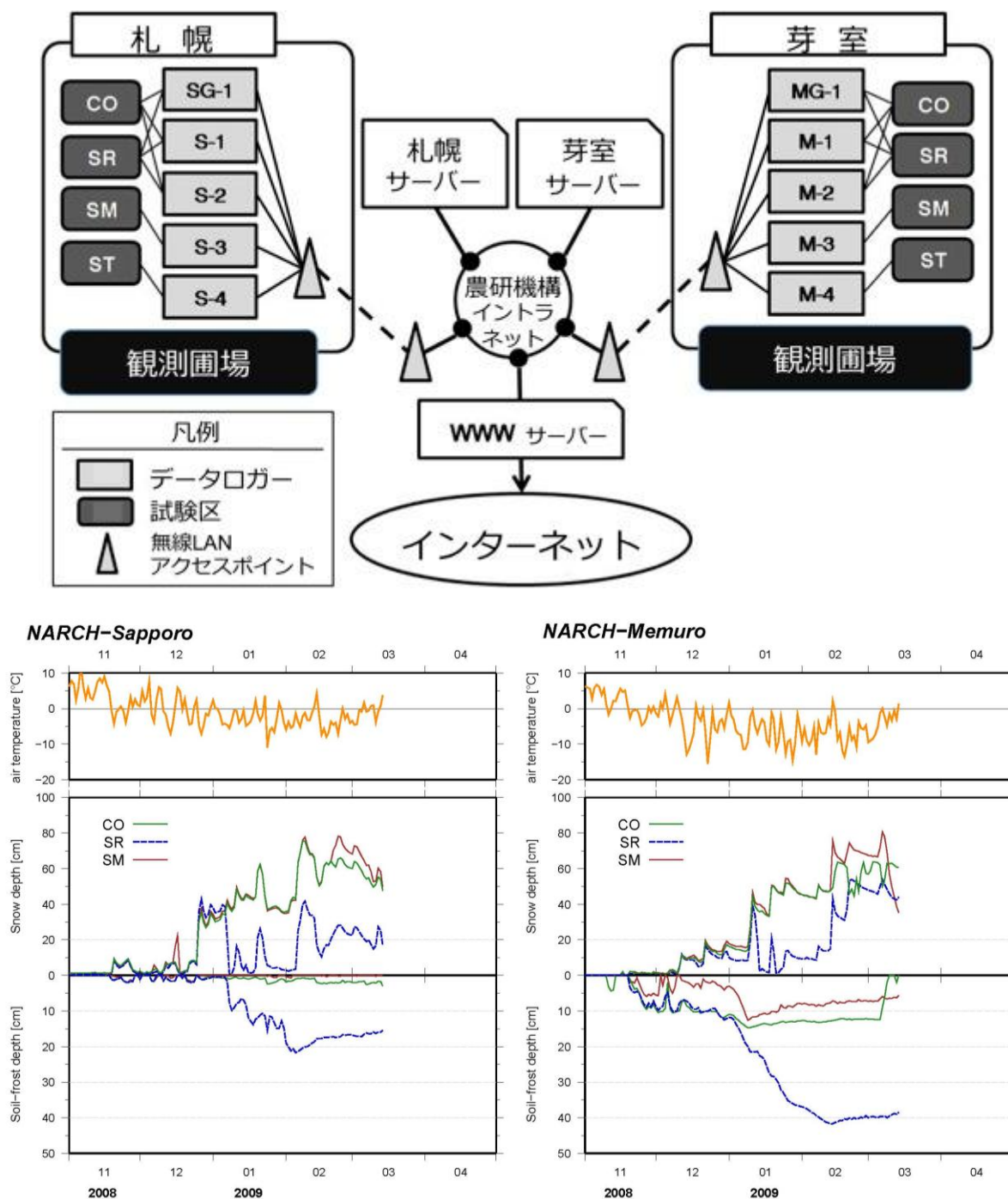


図3 観測システム全体のネットワーク概念図、および日別値の図例(2009年3月17日時点の物)。
左は札幌サイト、右は芽室サイト上段は気温、中段は積雪深、下段は土壌凍結深を示す。
積雪深と土壌凍結深は対照区(CO)、除雪区(SR)、融雪材散布区(SM)についてそれぞれプロットされている。1日1回自動更新

リングの共有が容易に実行でき、トラブルの早期発見、積雪管理(除雪・融雪材散布時期)の判断を効率的に下すことができた。本観測システムは、多雪・厳寒の厳しい気象条件下でも安定して稼働した。また、フラックス観測のような高時間分解能、高精度、複雑な制御を必要とする高度・専門的な測定にも対応可能であるところも本観測システムの特徴である。

なお、このシステムはサーバーの負荷を軽減させるためのマイナーチェンジをプロジェクト期間中では行ったが、実績としては3年間の観測で順調に作動した。

(3) 水と熱の移動、積雪深、積雪水量、土壌凍結深のモニタリングと融雪水の浸透量の計算

札幌・芽室の各試験区において、地表面から深さ1 mまでの土層の土壌水分量と地温プロファイルを、それぞれTDR (Time domain reflectometry) 方式の土壌水分計と熱電対により測定した。土壌が凍結する可能性が低い下層(札幌は深さ0.25, 0.35, 0.45 m; 芽室は深さ0.90, 1.00 m)にテンシオメータを埋設し、土壌水のポテンシャル(圧力水頭)を測定した。深さ0.02 mに地中熱流板を設置し、地中熱流量を測定した。溢水式降水量計(RT-4型)により降水量を、超音波積雪深計により積雪深を測定した。これらの結果は10分間隔でデータロガーに記録し、無線LANにより屋内の気象サーバーに記録した。1週間に2度、直径0.05 mの採雪筒により積雪水量を、メチレンブルー土壌凍結深計により土壌凍結深を測定した。地温プロファイルからも土壌凍結深を推定した結果、両者はよく一致した。

芽室の融雪期における融雪水の移動の模式図を図4に示す。観測期間中、土壌凍結深は最大でも0.5 m程度であった

ため、土層を地表面から深さ0.50 mまでと、深さ0.50 mから水フラックスの測定深さである深さ0.95 mまでの土層に分けた。融雪水の深層への浸透量を評価するため、融雪期における深さ0.50 m以深への融雪水の浸透量($-\Sigma q_{0.5}$)を、次の水収支式により評価した。

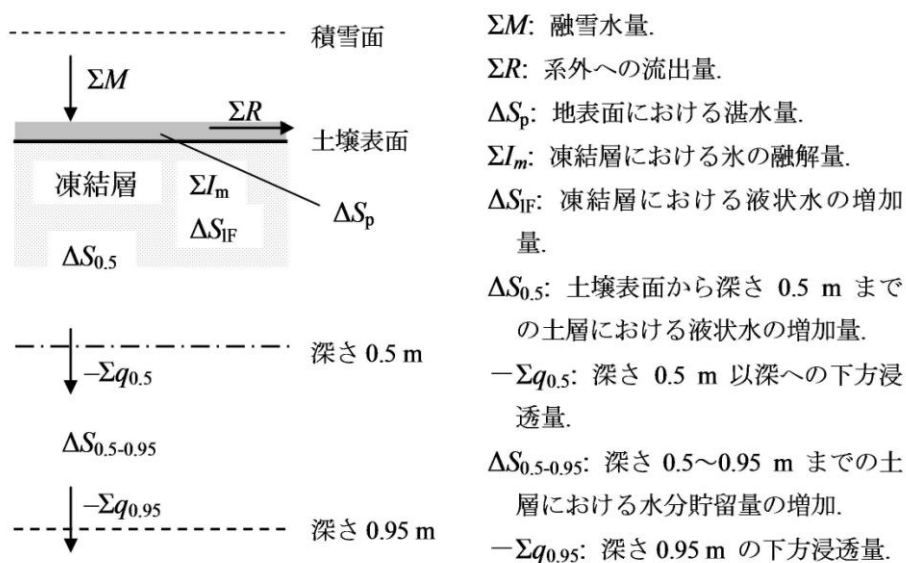


図4 水収支法による融雪水の浸透量の評価

$$-\Sigma q_{0.5} = \Delta S_{0.5-0.95} - \Sigma q_{0.95} \quad (1)$$

ここに、 $\Delta S_{0.5-0.95}$ は深さ0.50~0.95 mの土層の水分貯留量の増加、 $-\Sigma q_{0.95}$ は深さ0.95 mにおける下方浸透量である。 $\Delta S_{0.5-0.95}$ は深さ0.55~0.95 mに0.10 m間隔で埋設した土壌水分計の計測値から計算した。 $-\Sigma q_{0.95}$ は深さ0.90 mと1.00 mに埋設したテンシオメータにより計測した圧力水頭から動水勾配を計算し、別途実験室で求めた不飽和透水係数と圧力水頭の関係式を用いて、ダルシ

一の法則を不飽和領域まで拡張したりチャーズ式により計算した。地表面における融雪水の浸透量 (Inf) を、次式により評価した。

$$Inf = \Delta S_{0.5} + \Sigma I_m - \Sigma q_{0.5} \quad (2)$$

ここに、 $\Delta S_{0.5}$ は地表面から深さ0.5 mまでの土層の水分貯留量の増加、 ΣI_m は凍結層における氷の融解量である。 $\Delta S_{0.5}$ は深さ0.05~0.45 mに0.10 m間隔で埋設した土壌水分計の計測値から計算した。融雪期には融雪水が連続して供給されるため、 ΣI_m は0 mmから凍結層における液状水の増加量 (ΔS_{LF}) の間にある。そこで、 ΣI_m とその推定誤差をそれぞれ $\Delta S_{LF}/2$ とした。なお、札幌では深さ0.35 m と0.45 m に埋設したテンシオメータの出力値からリチャーズ式により水フラックスを算出したため、水収支を計算する対象土層を深さ0.40 mまでとし、芽室と同様の方法により水フラックスを計算した。

後述のように、土壤凍結深が浅い(約0.2 m以下)場合には、融雪水の浸透量に対する ΣI_m の割合は小さいが、特に土壤凍結深が発達した芽室の除雪区では、 ΣI_m が大きくなる傾向がみられた。そこで、土壤凍結深が深いときのデータも含めて融雪期の土壤への融雪水の浸透量を詳細に評価する必要がある場合には、次の熱収支式により凍結層の氷の融解に必要な熱量 (ΔH_f) を計算し、計算値を水の潜熱 ($333.6 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$)⁹⁾で除して ΣI_m を算出した。

$$\Delta H_f = \Sigma G_f - \Sigma G_s - \Delta H_t \quad (3)$$

ここに、 ΣG_f は凍結層下端から凍結層に供給される熱量、 ΣG_s は地中熱流量、 ΔH_t は凍結層の顕熱の変化量である(図5)。 ΣG_f は、熱電対により測定された凍結層下端から深さ1 mまでの地温の変化から計算した。

ΣG_s は、深さ0.02 mに埋設した地中熱流板により測定した。 ΔH_t は凍結層の地温の変化から計算した。

降水量と積雪水量の変化から融雪水量を計算した。融雪水量と、

Inf や $-\Sigma q_{0.5}$ を比

較することで、融雪水が土壤に浸入する量や、深層(深さ0.5 m以深)への下方浸透量が、土壤凍結層の存在によりどの程度抑制されるかを評価した。

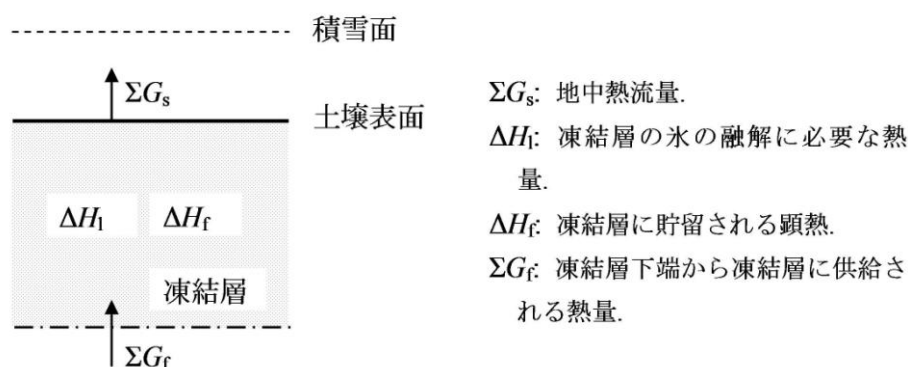


図5 熱収支法による凍結層の氷の融解量の評価

(4) 農地における積雪・土壤凍結期間の一酸化二窒素・二酸化炭素フラックスおよび土壤ガス濃度の観測

対照区・除雪区・融雪材散布区に2 m四方の区画を1ヶ所設け、秋に畑の作土に施肥窒素が硝酸態窒素として残留する様子を模擬するために、硝酸カリウムを50 kg N ha⁻¹散布した(図6)。その

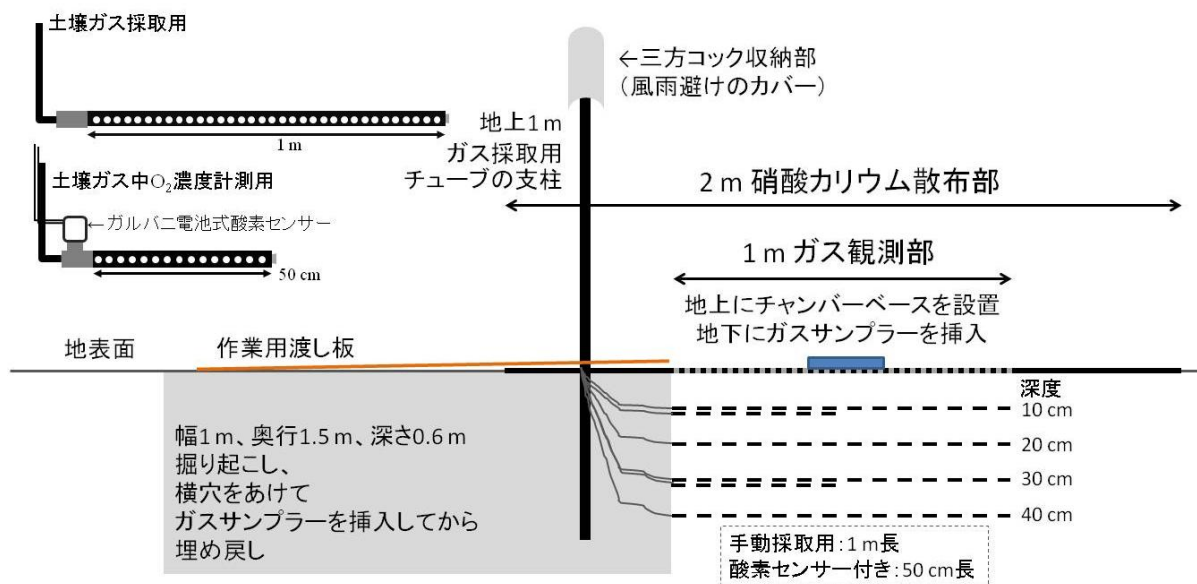


図6 土壌ガスサンプラーの構成及びガス観測部の概要

中央に1 m四方のガス観測サブプロットを設け、クローズドチャンバー法に基づいた地表面ガス放出速度（主目的である一酸化二窒素の放出速度と土壌有機物の分解量の指標となる二酸化炭素放出速度）の手動による定点観測を行った。融雪・融解期には一酸化二窒素放出速度の増大が短期集中的に生じることが知られていることから、昼夜を問わず最大2時間間隔での高頻度観測を、自動サンプリングシステムを導入することで実施した。これに加え、地表面からのガス放出が観測されなかったときの根拠として土壌中でのガスの蓄積の有無の検討を可能とするために、土壌ガス濃度の観測を並行して実施した。ここで、寒冷地ではガスとともに水が採取された際に、従来の土壌を直接吸引する方法では採取装置内で水が凍結するとそれが融けるまでガス採取は不可能となってしまうことを考慮し、土壌が乾燥・湛水・凍結といった様々な条件でも液体の水の浸入を防いでガスのみを確実に採取することが可能なシリコンチューブ法^{10,11)}を採用した。また、一酸化二窒素の生成経路は酸素分圧に強く影響されることから、土壌中での一酸化二窒素生成部位・生成過程を特定するために、土壌ガス中の酸素濃度の計測を同時に実施した。

手動によるクローズドチャンバー法では、灰色・塩化ビニル製の円筒（内径22 cm、高さ40 cm）からなる密閉チャンバーを用い、チャンバー内からガスを10分間隔で4回採取した。ガス試料中の一酸化二窒素濃度は電子捕獲型検出器付きガスクロマトグラフで、二酸化炭素は熱伝導度検出器付きガスクロマトグラフで定量し、チャンバー内でのガス濃度変化速度を直線回帰により求め¹²⁾、その統計的有意性を $\alpha = 0.10$ を基準に確認した上でガス放出速度を算出した¹³⁾。観測は10月から2月までは7～10日に1回の頻度で、3月から4月にかけては2～3日に1回の頻度で行った。自動サンプリングシステムでは、透明・塩化ビニル製の円筒型自動開閉チャンバー（内径22 cm、高さ40 cm：北海道大学低温科学研究所）を、内径2.2 mm、長さ20 mのステンレスチューブ（内容積76 mL）で自動ガス採取装置（柵グリーンブルー）と接続した。自動開閉チャンバーと自動ガス採取装置の

制御は、従来はPCにより行っていたが、低温下でのPCの動作不良を避けるため、野外での観測に定評のあるキャンベル社製のデータロガーで行えるよう改良した。手動によるサンプリングと同様にチャンバー内から10分間隔で4回ガスを採取し、前述と同様にガス分析・フラックス算出・品質管理(ここでは $\alpha = 0.20$ を基準)を行った。ガス試料中の一酸化二窒素および二酸化炭素の濃度は前述のとおり定量し、それぞれガス放出速度を算出した。観測は、日中3回夜間1回(9、12、15、0時)または日中4回夜間4回(9、11、13、15、18、22、2、6時)の頻度で、消雪直前から行った。

土壌ガスサンプラーは、シリコンが液体の水を通すことなくガスを透過させる性質をもつことを利用したものである¹⁴⁾。長さ1 mの土壌ガスサンプラーを1 m四方のガス観測サブプロットの直下0.10、0.20、0.30、0.40 mの深さに水平に挿入した。土壌ガスのサンプリングは手動によるクローズドチャンバー法でのサンプリングと同じ日に行った。土壌ガス中の一酸化二窒素および二酸化炭素の濃度は前述のガスクロマトグラフにより定量した。また、ガルバニ電池式酸素センサー(KE-25、ジーエスユアサパワーサプライ)を接続した長さ0.50 mの土壌ガスサンプラーをガス観測サブプロット内の0.10、0.30 m深に挿入し、既述のデータロガーシステムを通じてデータを収集して土壌ガス中の酸素濃度を自動連続計測した。酸素センサーの出力(10-13 mV)のスペン校正を行うため、酸素をアルゴンと低温で分離するモジュールを有する熱伝導度検出器付きガスクロマトグラフシステム¹⁵⁾を用いてシリコンチューブ内の酸素濃度を定量した。

表4 表層0-10 cm土壌の理化学的性質

サイト	試験区	pH	有効態リン - mg P ₂ O ₅ kg ⁻¹	交換性K cmol _c kg ⁻¹	交換性Mg cmol _c kg ⁻¹	交換性Ca cmol _c kg ⁻¹	CEC cmol _c kg ⁻¹	塩基飽和度 %	リン酸吸収係数 g P ₂ O ₅ kg ⁻¹	土性	砂 %	シルト %	粘土 %
札幌	CO	5.4	99	0.62	1.27	12.0	39.4	35	1.68	埴壌土	33.6	35.3	31.1
	SM	5.4	88	0.58	1.35	10.7	37.2	34	1.57		34.7	29.1	36.3
	SR	5.4	84	0.51	1.44	12.2	41.6	34	1.65		34.2	31.2	34.7
	平均値	5.4	90	0.57	1.35	11.6	39.4	34	1.63		34.2	31.8	34.0
	標準偏差	0.0	8	0.06	0.09	0.8	2.2	1	0.06		0.5	3.2	2.6
芽室	CO	5.6	74	0.33	0.54	7.3	21.7	38	1.62	壤土	60.3	37.5	2.2
	SM	5.7	30	0.24	0.44	4.5	19.9	26	1.78		60.3	38.1	1.7
	SR	5.8	70	0.42	0.63	6.4	21.6	34	1.64		65.3	32.9	1.8
	平均値	5.7	58	0.33	0.54	6.1	21.1	33	1.68		62.0	36.1	1.9
	標準偏差	0.1	24	0.09	0.10	1.4	1.0	6	0.08		2.9	2.9	0.3

CO: 対照区、SM: 融雪材散布区、SR: 除雪区

各サイトの表層0-0.10 m深の土壌の理化学的性質を表4に示す。札幌サイトは砂・シルト・粘土がほぼ等量含まれる埴壤土であったのに対し、芽室サイトは粘土が少なく砂が多い壤土であった。この差がCEC（陽イオン交換容量）の差をもたらしていると考えられるが、塩基飽和度は両サイトで約30%と同等であった。リン酸吸収係数は札幌サイトで $1.63 \pm 0.06 \text{ g P}_2\text{O}_5 \text{ kg}^{-1}$ 、芽室サイトで $1.68 \pm 0.08 \text{ g P}_2\text{O}_5 \text{ kg}^{-1}$ といずれも値が $1.5 \text{ g P}_2\text{O}_5 \text{ kg}^{-1}$ 以上であり、黒ボク土の性質を強く反映している。土壌pHは札幌サイトで5.4、芽室サイトで5.7と、札幌サイトの方がわずかであるが低かった。

表5 試験区設置時(2008年9月)の土壌の全炭素含有量(g C kg^{-1})および全窒素含有量(g N kg^{-1})

サイト	層位	対照区			融雪材散布区			除雪区		
		深度(cm)	全炭素	全窒素	深度(cm)	全炭素	全窒素	深度(cm)	全炭素	全窒素
札幌	Ap1	0-15	63.3	4.2	0-11	49.2	3.3	0-17	60.9	4.0
	Ap2	15-30	62.9	4.1	11-30	49.4	3.3	17-30	62.0	4.0
	Bg1	30-59	7.2	0.7	30-47	14.4	1.1	30-47	6.8	0.6
	Cg1	59-89	4.8	0.4	47-94	7.5	0.7	47-94	3.7	0.4
	Cg2	89+	4.9	0.5	94+	x	x	94+	x	x
芽室	Ap1	0-33 [†]	41.5	3.2	0-30 [†]	31.4	2.7	0-34 [†]	37.5	3.1
			41.3	3.2		30.7	2.6		36.8	3.0
			43.1	3.3		31.6	2.7		36.1	2.9
	C	33+	14.3	1.4	30+	11.2	1.2	34+	16.3	1.5

x: 測定データなし、†: 地表面から10 cm間隔で分割して分析試料とした

表6 試験区の0-0.3 mの土壌炭素量(Mg C ha^{-1})

	対照区	除雪区	融雪材 散布区	平均	標準偏差	変動係数 (%)
札幌	175	169	138	160	20	12
芽室	106	93	79	92	14	15

最表層の土壌の全炭素含量は札幌サイトで約50から60 g kg^{-1} 、芽室サイトで約30から40 g kg^{-1} と芽室サイトの方が札幌サイトより低く、乾燥密度も芽室サイトの方が札幌サイトより低かったため、作土(0から0.30 m深)の土壌炭素量は、札幌サイトでは $160 \pm 20 \text{ Mg C ha}^{-1}$ (対照区: 175、除雪区: 169、融雪材散布区: 138)、芽室サイトでは $92 \pm 14 \text{ Mg C ha}^{-1}$ (対照区: 106、除雪区: 93、融雪材散布区: 79)と約1.7倍の違いがあった(表5, 6)。

(5) クローズドチャンバーと二酸化炭素濃度計測センサーを利用した二酸化炭素放出量の高頻度観測

札幌サイトの対照区・除雪区において、手動による観測と同様、クローズドチャンバー法を用いて、地表面からの二酸化炭素放出量の自動連続観測を行った。チャンバー内の二酸化炭素濃度を自動連続計測するため、透明・塩化ビニル製の円筒型のチャンバー(内径0.25 m、高さ0.40 m、内容積19.6 L)の中に二酸化炭素濃度計測センサー(GMP343A、VAISALA社)を固定した。手動観測と同様のステンレス製の枠を設置し、その上にチャンバーを常設した。チャンバーの開閉は自動

で行われるようプログラムで制御し、15分間蓋が閉じた後、15分間蓋が開く、30分の動作間隔とした。チャンバー内の二酸化炭素濃度はデータロガー(CR10X、Campbell社)に10秒おきに記録し、蓋が閉じた後3分後から12分間の二酸化炭素濃度上昇速度から30分おきに地表面放出量を計算した。なお観測は2009年9月17日より行った。また、二酸化炭素濃度計測センサー(BEC-二酸化炭素SA、バロン電子株式会社)をそれぞれの区の土壌深度0.10 mに埋設し、2009年10月2日より土壌二酸化炭素濃度の連続観測を行った。

また、2010年8月7日よりチャンバーを常設することによる周辺環境の攪乱を少なくするため、対照区、除雪区ともにステンレス製の枠をそれぞれの区に計3か所(Plot A, B, C)ずつ設置し、それぞれの区において1つの自動開閉チャンバーを順番に3つの枠の上に移動させた。さらに、チャンバー直下の地温、土壌水分環境を調べるため、熱電対を0.05 m深に、土壌水分計(CS616、Campbell社)を0.05 m深にそれぞれの枠の直下に設置した。

これら得られたデータはデータロガー(CR10X、Campbell社)に10分間隔で記録した。

4. 結果・考察

(1) 観測期間における積雪・地温(土壌凍結深)・土壌水分量の推移と融雪水の浸透

本節ではまず、観測期間全体の地温や土壌水分量の特徴について述べ、次に観測期間における2冬(2008-09年冬期:2008年11月~2009年4月と2009-10年冬期:2009年11月~2010年4月)の融雪期の土壌水分移動について述べる。

1) 観測期間における積雪・地温(土壌凍結深)・土壌水分量の推移

a. 2008-09年冬期と2009-10年冬期の観測結果の比較(札幌)

2008年11月から2010年3月の気温・積雪深・積雪水量・土壌凍結深・地温・土壌水分量の推移について、札幌の結果を図7にまとめた。

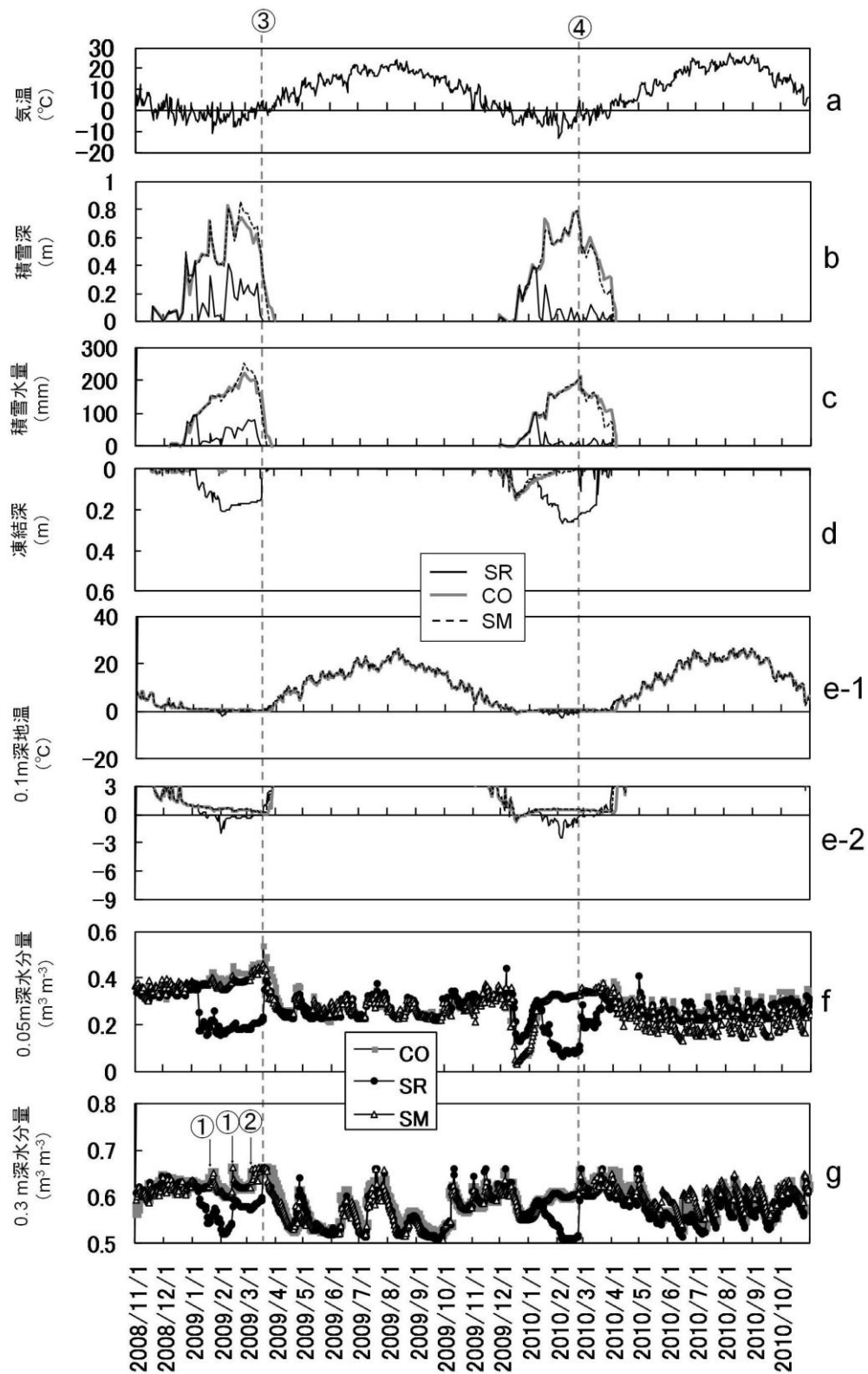


図7 札幌の除雪区 (SR)、対照区 (CO)、融雪材散布区 (SM) における a) 気温、b) 積雪深、c) 積雪水量、d) 土壌凍結深、e) 深さ0.10 mの地温、f) 深さ0.05 mと g) 0.30 mの土壌水分量の推移

札幌において、2008-09年冬期には、12月1日～20日の平均気温が 0.9°C と、積雪深が 0.2 m を超える12月下旬まで気温が高かった（図7a）。その結果、2008-09年冬期には対照、融雪材散布区の最大土壌凍結深が 0.02 m であり、積雪深が 0.2 m を越えて土壌が断熱されるとすぐに凍結層がなくなった（図7d）。積雪深が 0.2 m を超えてから除雪を開始した除雪区では12月下旬以降の気温の低下とともに凍結深が増加し、最大土壌凍結深は 0.21 m となった（図7a, d）。一方、2009-10年冬期の12月1日～20日の平均気温は -1.6°C であり、この時期に積雪深がほとんどなかったため、全ての試験区で最大土壌凍結深が 0.14 m 以上になった（図7a, d）。12月中旬以降、積雪深が 0.2 m を超え、土壌が断熱されると土壌凍結深はゆっくりと減少し、2月中にはほとんど凍結がなくなった（図7d）。除雪をした除雪区では12月下旬以降も凍結が発達し、最大土壌凍結深は 0.27 m であった（図7d）。深さ 0.1 m の日平均地温の最低値は土壌凍結が最も発達した2009～10年除雪区で -2.5°C と最も低く、以下、最大凍結深が大きい順に2008～09年の除雪区で -2.0°C 、2009～10年の対照・融雪材散布区でそれぞれ -0.9°C ・ -0.7°C 、2008～09年の対照・融雪材散布区でそれぞれ 0.0°C ・ 0.2°C であった。

2008-09年冬期の札幌の深さ 0.05 m の土壌水分量（不凍水量）は、土壌凍結が発達した除雪区では凍結層の発達に伴い凍結層中の水が氷に変化することで減少した（図7f）。土壌が凍結しない深さ 0.3 m でも、下層から凍結層へと鉛直上向きに水が移動することで水分量が減少した（図7g）。一方、土壌凍結層がほとんど形成されなかった対照・融雪材散布区では土壌水分量の減少はみられなかった。1月23日と2月13～14日に 10 mm d^{-1} 以上の降雨があり、全ての処理区で深さ 0.3 m の土壌水分量が増加した（図7d, gの矢印①）。3月6日に 25 mm d^{-1} の降雨があり、対照・融雪材散布区では深さ 0.3 m の土壌水分量が段階的に増加したが、除雪区では1月と2月の降雨後に形成された多量の氷により同深度の土壌水分量の急激な増加はみられず（図7gの矢印②）、3月12日以降、積雪水量が連続的に減少した期間（融雪期）にも、土壌凍結深が 0.13 m と浅かったにもかかわらず、薄い凍結層が融雪水の浸透を極めて抑制した（詳細は4（1）2）で記載）。除雪区の深さ 0.3 m の水分量は消雪後の3月19日に急激に増加した（図7の線③）。対照区よりも10日程度消雪日が早かった融雪材散布区では、対照区よりも早く深さ 0.05 m ・ 0.3 m ともに土壌水分量が減少したことから（図7b, f, g）、融雪材には春先に土壌水分を早く乾燥させる効果があることがわかる。対照区と融雪材散布区で積雪水量に明確な違いはみられなかったことから（図7c）融雪速度は融雪材散布区が対照区よりも早かったと考えられるが、土壌水分量に両試験区で違いが無かったことから、融雪水は速やかに下方浸透したと考えられる。

2009-10年冬期の札幌では、12月中旬の土壌凍結深の増加に伴って全ての処理区で深さ 0.05 m 、 0.3 m ともに土壌水分量が低下した（図7d, f, g）。その後、対照・融雪材散布区では土壌凍結深の減少に伴い、両深度の水分量は土壌が凍結する前と同程度になったが、土壌凍結がさらに発達した除雪区では水分量が減少を続けた（図7d, f, g）。厳寒期に数回の降雨はみられたが、その量は2008-09年冬期に比べると少なかったため、2008-09年冬期に形成された氷を多量に含んだ凍結層は2009-10年冬期には形成されなかったと考えられる。全ての試験区において、深さ 0.3 m の土壌水分量の急激な上昇は各試験区ともに気温が 4.5°C になった2月25日以降であった（図7の線④）。積雪水量が少なかった除雪区ではこの日に消雪した（図7b, c）。

以上をまとめると、札幌における2008-09年冬期と2009-10年冬期の積雪・地温・土壌水分量に関する主な相違点として、次の3点が挙げられる。i）除雪区の2009-10年冬期の2月以降の積雪水

量（すなわち融雪量）が2008-09年に比べて極端に少ない。ii）対照・融雪材散布区において、2008-09年冬期にはほとんど土壌が凍結しなかったのに対し、2009-10年冬期には融雪期には凍結層が融解したものの、0.1 m以上の厚さの凍結層が12月に形成され、12・1月の土壌水分量が2008-09年冬期の同時期とは大きく異なった。iii）2008-09年冬期には厳寒期の1月と2月に10 mm以上の降雨があったが、2009-10年冬期にはそれがみられなかった。

b. 2008-09年冬期と2009-10年冬期の観測結果の比較（芽室）

2008年11月から2010年3月の気温・積雪深・積雪水量・土壌凍結深・地温・土壌水分量の推移について、芽室の結果を図8にまとめた。

芽室は札幌に比べて全般的に冬期の気温が低く（図7aと図8a）、芽室の2008-09年冬期には1月上旬まで積雪深が0.2 m以下であったため、除雪・対照区で土壌凍結が発達した（図8b, d）。一方、融雪材散布区では12月まで顕著な土壌凍結深の増加はみられなかったが、1月上旬に凍結が発達し、最大土壌凍結深は対照区と同程度となった（図8d）。1月中旬以降、積雪深が0.2 mを超えると、対照・融雪材散布区の土壌凍結深は融雪期まではほぼ一定で推移したが、1月中、除雪をおこなった除雪区ではその後も土壌凍結深が増加した（図8d）。各試験区の最大土壌凍結深は除雪区：0.42 m、対照区：0.15 m、融雪材散布区：0.13 mであった（図8d）。2009-10年冬期には12月中旬に土壌凍結深が0.2 mを超えたため（図8b）、気温は2008-09年冬期よりも低かったにもかかわらず（図8a）、対照・融雪材散布区の土壌凍結深は2008-09年冬期よりも浅かった（図8d）。一方、12～1月に除雪をおこなった除雪区では、気温が低かったことに加え、2月に降雪がほとんどなく、雪の断熱効果が弱かったことを反映し、2008-09年冬期よりも深く土壌が凍結した（図8d）。2009-10年冬期の最大凍結深は、除雪区：0.53 m、対照区：0.10 m、融雪材散布区：0.05 mである。冬期の深さ0.1 mの日最低地温の平均値は凍結深が深いほど低く、2009-10年冬期の除雪区で -8.4°C 、2008-09年の除雪・対照・融雪材散布区でそれぞれ -4.0°C 、 -1.9°C 、 -0.4°C 、2009-10年冬期の対照・融雪材散布区でそれぞれ 0.0°C 、 0.2°C であった（図8e）。2008-09年冬期と2009-10年冬期の土壌凍結深の差は0.1 m程度であるが、2009-10年冬期の最低地温は2008-09年冬期より 4°C 以上低く、2月の積雪深の違いが表層の地温に大きな影響を与えたことがわかる（図8b, e）。

2008-09年冬期の深さ0.05 mの水分量（不凍水量）は土壌凍結深の増加とともに減少した（図8d, f）。凍結層の下の深さ0.5 mの水分量も凍結深の増加とともに減少し、凍結が深いほど減少量も大きかった（図8d, g）。3月6日の37 mmの降雨により対照・融雪材散布区の深さ0.05・0.5 mの水分量は急激に増加した（図8d, gの線①）。消雪日が2週間程度早かった融雪材散布区では4月20日の消雪以降、対照区よりも先に土壌水分量が減少した。札幌と同様に、融雪期の融雪材散布区の土壌水分量は対照区と同程度であることから、融雪水が速やかに下方浸透したと考えられる。一方、融雪材散布区の深さ0.5 mの水分量は3月6日の降雨以降もほとんど増加せず、この深さの土壌水分量が増加を開始するのは積雪深が0.1 m程度になった3月29日以降であった（図8b, gの線②）。

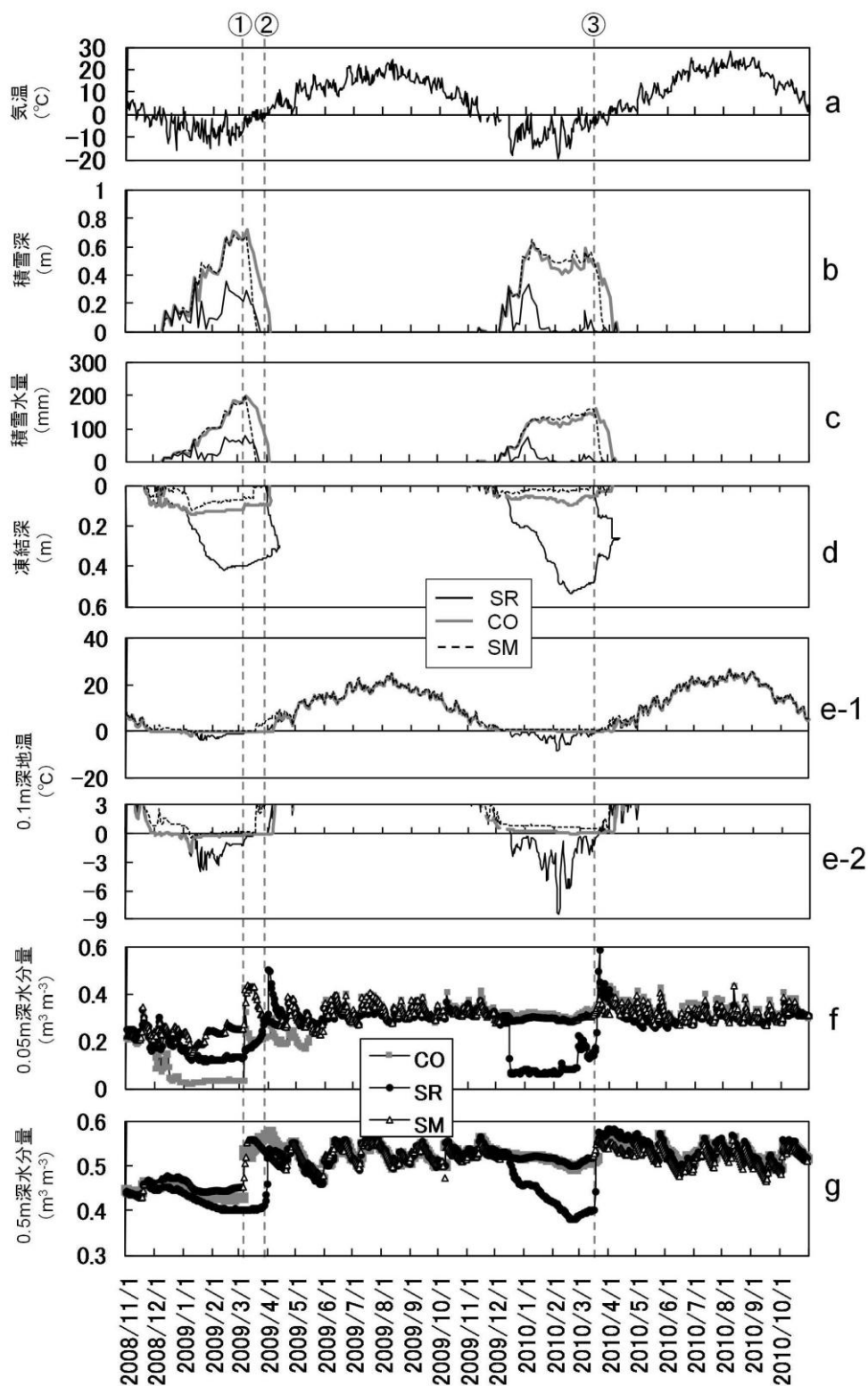


図8 芽室の除雪区 (SR)、対照区 (CO)、融雪材散布区 (SM) における a) 気温、b) 積雪深、c) 積雪水量、d) 土壌凍結深、e) 深さ0.10 mの地温、f) 深さ0.05 mと g) 0.50 mの土壌水分量の推移

2009-10年冬期にも除雪区では2008-09年冬期と同様に凍結深の増加とともに土壌水分量が減少した(図8d, f, g)。一方、凍結層がほとんど形成されなかった対照・融雪材散布区では0.05 mと0.5 mの土壌水分量に顕著な減少はみられなかった。2月に降雪がほとんど無く、その結果、融雪期の融雪水量は前年に比べてかなり少なかった。深さ0.5 mの土壌水分量に顕著な増加がみられたのは、各試験区ともに3月18日以降であった(図8g線③)。3月18日は、対照・融雪材散布区では融雪期の初日に相当するが、除雪区では消雪後にあたり、このとき地表面に雪はなかった(図8b線③)。

以上をまとめると、芽室における2008-09年冬期と2009-10年冬期の積雪・地温・土壌水分量に関する主な相違点として、次の3点が挙げられる。i) 札幌と同様、除雪区の2009-10年冬期の積雪水量(すなわち融雪量)が2008-09年に比べて極端に少ない。ii) 札幌とは逆に、対照・融雪材散布区において、2008-09年冬期よりも2009-10年冬期の方が土壌凍結層の発達が悪かった。iii) 除雪区の2009-10年冬期の深さ0.1 mの最低地温は2008-09年冬期の値よりもかなり低かった。

c. 土壌凍結地帯における暖候期と冬期の土壌水分移動の違い

札幌・芽室ともに暖候期には土壌面からの蒸発と降雨により、短い周期で土壌水分量が増減した(図7f, g; 図8f, g)。一方、冬期には短期的な土壌水分量の変化は少ないものの、土壌凍結が発達したときには凍結層内では水から氷への相変化により、凍結層より下層では凍結層に水が移動することにより、土壌水分量は暖候期よりも減少し、融雪期には融雪水の浸透により土壌水分量は暖候期の 100 mm d^{-1} 以上の豪雨時かそれ以上になった(図7d, f, g; 図8d, f, g)。一方、土壌凍結が形成されないときには表層・下層ともに冬期間を通して土壌水分量は高水分状態で推移した(図7d, f, g; 図8d, f, g)。このように、土壌凍結層の有無により冬期の土壌水分状態が大きく異なり、凍結層が形成される場合は暖候期以上に土壌水分量の変化の幅が大きいことが明らかになった。

一方、深さ0.1 mの日平均地温は、夏期には 25°C まで上昇したのに対し、冬期には雪の断熱効果により、土壌凍結がほとんど発達しなかった札幌の対照区や融雪材散布区ではほぼ 0°C 、土壌凍結深が0.2 m程度まで発達した札幌の除雪区や芽室の対照区で -2°C 、最大土壌凍結深が0.4~0.5 mになった芽室対照区でも -9°C 程度までしか地温が低下しなかった。土壌水分とは対照的に、地温は雪の存在により、冬期よりも夏期の方が、変動幅が大きいことがわかる。

2) 融雪期の土壌水分移動

上記のように、土壌凍結深が0.2 m以上発達した札幌除雪区の2008-09年と芽室の除雪区の2008-09年ならびに2009-10年では、融雪期のはじめよりも後に下層の土壌水分が増加したことから、これらの圃場では土壌が凍結することで融雪水の浸透が抑制されたことが示唆される。そこで、式(2)により融雪水の浸透量を計算し、融雪水量と比較をすることで、どの程度融雪水の浸透量を定量的に求めた。

2008-09年について、札幌における融雪水量と融雪水の浸透量の融雪期の初日からの積算値の推移を図9に示す。融雪期には土壌凍結深が存在しなかった対照区(図7)では、融雪期の初めから融雪水量とほぼ同量の水が土壌に浸透した(図9)。著しい融雪(平均で20 mm d⁻¹)がみられた3月17日から3月22日にかけて、両者の差は開いたが、3月23日以降は、融雪水量と浸透量はほぼ同じ値になった(図9)。その結果、融雪期間の融雪水量に対する浸透量の割合は0.77 となり(表7)、8割近くの融雪水が土壌に浸透したと考えられる。一方、融雪期直前の土壌凍結深が0.13 mの同年の除雪区では、融雪期に入ってから融雪水はほとんど土壌に浸透せず、多量の水が湛水、もしくは表面流出したと考えられる。

札幌の2008-09年と同様に、観測期間の札幌と芽室の除雪区、対照区、融雪区の観測データから計算した、融雪期における融雪水量と融雪水の浸透量の結果を表7に示す。融雪期直前の土壌凍結

表7 融雪期における融雪期直前の土壌凍結深と、総融雪水量と総浸透量の比較。2008-09年の融雪区については、テンシオメータがなかったため、浸透量が計算できなかった

		凍結深 (m)	浸透量 (mm)	融雪水量 (mm)	浸透量/融雪水量
札幌	2008-09年 対照区	0	168	219	0.77
	2008-09年 除雪区	0.13	41	90	0.46
	2009-10年 対照区	0	169	198	0.85
	2009-10年 融雪区	0.25	8	12	0.67
芽室	2008-09年 対照区	0	140	168	0.83
	2008-09年 対照区	0.10	183	206	0.89
	2008-09年 除雪区	0.39	84	155	0.54
	2009-10年 対照区	0.05	190	190	1.00
2009-10年	除雪区	0.48	13	35	0.37
	融雪区	0.02	176	190	0.93

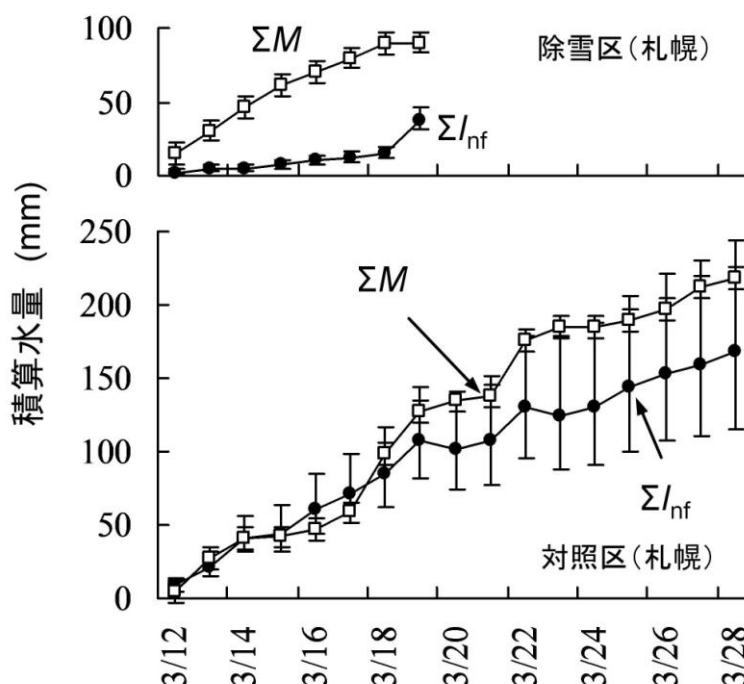


図9 札幌の除雪区と対照区における融雪期の融雪水量(ΣM)と融雪水の浸透量(ΣI_{nf})の積算値の推移

深が0.2 mよりも浅かった札幌と芽室の対照区では、融雪水のほとんどが土壤に浸透した。一方、除雪区では、土壤凍結層の存在により融雪水の浸透が抑制された。芽室の除雪区のように、融雪期直前の土壤凍結深が0.4 m以上と深い場合には、過去の観測結果^{16), 17)}と同様に、凍結層が厚いことで融雪水の浸透が抑制されたと考えられる。しかし、札幌の2008-09年の除雪区のように、融雪期の直前の土壤凍結深が0.13 mと浅いにもかかわらず、融雪水量に対する融雪水の浸透量の割合が、より土壤凍結深が深かった場合よりも小さくなっている場合がある(表7)。また、芽室・札幌ともに、融雪区においても、融雪材の散布により融雪速度を促進させたことで土壤への融雪水の浸透量が対照区に比べて少なくなることはなかった(表7)。

観測期間におけるデータのみでは、上記のように融雪水の浸透と土壤凍結深との関係を明瞭に示すことはできなかった。しかし、芽室において2006年から実施している観測データ¹⁸⁾を整理した結果、土壤凍結深が増加するほど融雪水の浸透が抑制される傾向があることが明らかになった。また、札幌の2008-09年の除雪区で融雪水の浸透が抑制された(図9; 表7)原因は、融雪期よりも前の厳冬期に一時的に気温が上昇し、降雨が発生したことで地表面に供給された水が、その後の急激な気温の低下により凍結し、凍結層の氷が増えたことにあることが明らかになった。これらの詳細については、本章の(5)で詳細に述べる。

(2) 温室効果ガスの大気への排出と土壤中での生成

一酸化二窒素は札幌サイトでは消雪後と夏期に時折排出が見られたのに対し、芽室サイトでは土壤凍結がより深く発達した試験区で消雪後に顕著な放出が見られたものの夏期にはほとんど排出は見られなかった(図10)。このことは、二酸化炭素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準じているのと全く対照的であった。2008-09年に

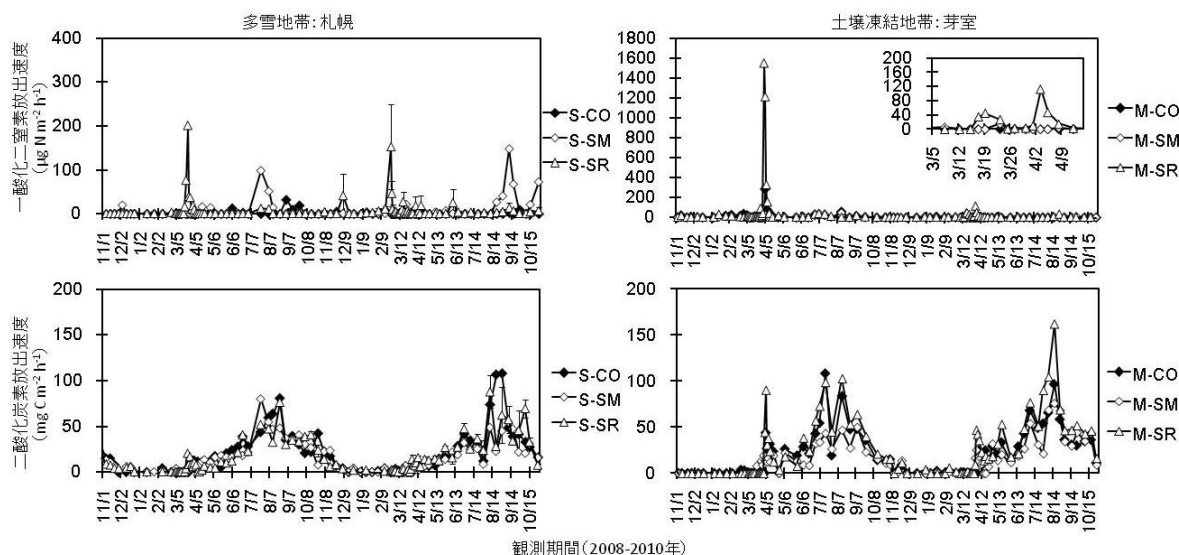


図10 クローズドチャンバ一方(マニュアル)で測定された土壤からのガス放出速度
CO:対照区, SM:融雪材散布区, SR:除雪区。

札幌除雪区(S-SR)は2009年11月より3つの試験区内反復を設けているためその平均値と標準偏差を示している。それ以外は試験区内反復はない。

見られたスパイク状の放出速度の変化では、その最大値は芽室除雪区、芽室対照区、札幌除雪区でそれぞれ $1553 \mu\text{g N m}^{-2} \text{h}^{-1}$ 、 $285 \mu\text{g N m}^{-2} \text{h}^{-1}$ 、 $201 \mu\text{g N m}^{-2} \text{h}^{-1}$ であった。これら放出速度は、札幌融雪材散布区の $98.2 \mu\text{g N m}^{-2} \text{h}^{-1}$ 、芽室対照区の $57.8 \mu\text{g N m}^{-2} \text{h}^{-1}$ 、芽室融雪材散布区の $48.5 \mu\text{g N m}^{-2} \text{h}^{-1}$ 、芽室除雪区の $38.0 \mu\text{g N m}^{-2} \text{h}^{-1}$ という夏期に見られた比較的高い放出速度よりも高かった。芽室サイトでは、積雪期間中の一酸化二窒素放出速度はせいぜい $40 \mu\text{g N m}^{-2} \text{h}^{-1}$ であったが、札幌の対照区と融雪材散布区ではほとんどゼロで、時折負の放出速度、すなわち大気から土壌への吸収が見られた。2009-10年にも融解期に除雪試験区でスパイク状の一酸化二窒素放出速度の変化を観測することができたが、その最大値は芽室除雪区で $112 \mu\text{g N m}^{-2} \text{h}^{-1}$ と、2008-09年の最大値の7%ほどという非常に小さなものであった。札幌除雪区では試験区内変動を評価すべく設置した3つ定点観測部での平均値が最大となった日の放出速度は $152 \mu\text{g N m}^{-2} \text{h}^{-1}$ と2008-09年の最大放出速度と近い値を示したもののバラツキがやや大きかった。芽室除雪区では2008-09年と同様に一酸化二窒素放出速度が高まると同時に二酸化炭素もスパイク状の放出速度の変化を示したが、札幌サイトでは一酸化二窒素放出速度が高まっても二酸化炭素の排出は極めてわずかであった。

融雪前後のガス排出挙動を詳細に観測したところ、改めて一酸化二窒素と二酸化炭素との間に際立った違いが見出された（図11）。自動開閉チャンバーを用いた観測においては手動採取と比

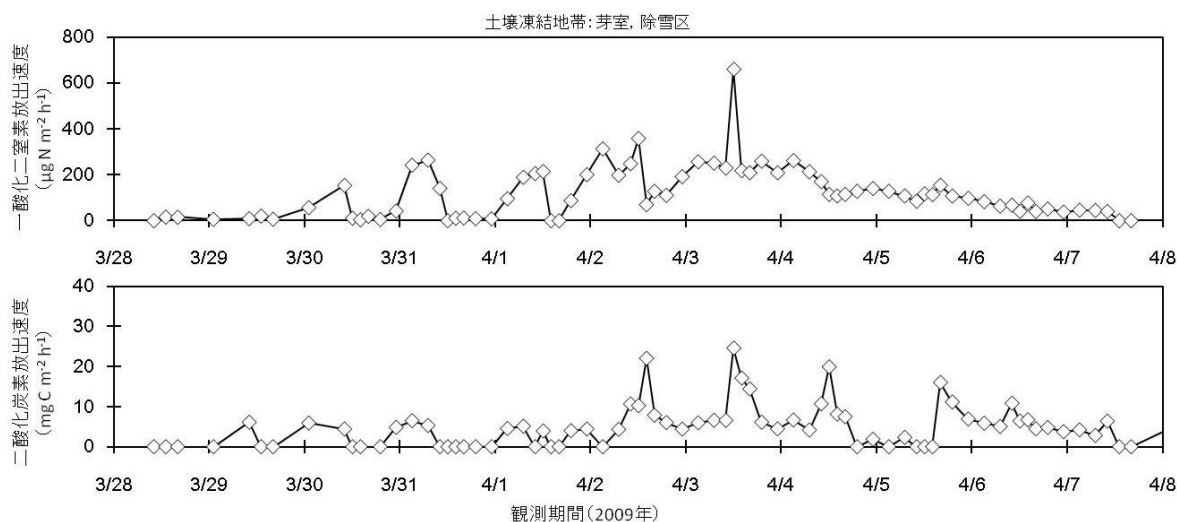


図11 クローズドチャンバー法（自動開閉）で測定された土壌からのガス放出速度
日付の付されているところが0:00に相当する。4月2日に地表面湛水が消失。
試験区内反復はなし。

べて定量値に系統的な誤差が見られたものの、二酸化炭素では2009年4月1日の消雪後の地温の変動に連動したような周期的な放出が見られるようになったのに対し一酸化二窒素は地表面の湛水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2009年4月1日以後は日夜を問わず断続的にガス放出速度が小さく推移していくという傾向が捉えられた。このことから融雪・融凍と関連したガス排出動態の特徴として、一酸化二窒素は二酸化炭素と違って、土壌中で生成されたものが即座に大気へ排出されるわけではないことが示唆された。このことは、土壌ガス濃度の変動特性を考慮して後に考察する。

2008年11月から2009年10月までの積算一酸化二窒素放出量は芽室の対照区で1.12 kg N ha⁻¹、除雪区で2.30 kg N ha⁻¹、融雪材散布区で0.59 kg N ha⁻¹であったのに対し札幌では対照区で0.09 kg N ha⁻¹、除雪区で0.32 kg N ha⁻¹、融雪材散布区で0.60 kg N ha⁻¹であった(表8)。2009年11月から2010年10月までの積算一酸化二窒素排出量は芽室の対照区で0.04 kg N ha⁻¹、除雪区で0.28 kg N ha⁻¹、融雪材散布区で0.05 kg N ha⁻¹であったのに対し札幌では対照区で0.07 kg N ha⁻¹、除雪区で0.60 kg N ha⁻¹、融雪材散布区で0.54 kg N ha⁻¹と、札幌では2008-09年と2009-10年で際立った違いは見られなかったが、芽室の試験区では2009-10年の一酸化二窒素排出量は2008-09年の3から

表8 クローズドチャンバー法により観測された土壌からのガス積算排出量

			2008-2009			2009-2010		
			上半期	通年	上半期%	上半期	通年	上半期%
N ₂ O kg N ha ⁻¹	札幌	CO	-0.13	0.07	NA	0.04	0.07	61
		SM	0.02	0.60	4	-0.07	0.54	NA
		SR	0.24	0.32	76	0.44	0.60	73
	芽室	CO	0.66	1.13	58	0.03	0.04	72
		SM	0.12	0.59	20	0.02	0.05	47
		SR	1.96	2.32	85	0.21	0.28	72
CO ₂ Mg C ha ⁻¹	札幌	CO	0.22	1.73	13	0.34	2.03	17
		SM	0.21	1.62	13	0.25	1.38	18
		SR	0.19	1.58	12	0.29	1.87	15
	芽室	CO	0.14	1.84	8	0.23	1.97	12
		SM	0.07	1.21	6	0.19	1.70	11
		SR	0.27	2.27	12	0.34	2.71	13

CO: 対照区、SM: 融雪材散布区、SR: 除雪区

上半期: 11月から4月、通年: 11月から10月、NA: 計算適用外

12%程度と小さかった。しかし、除雪試験区においては11月から4月にわたる寒冷な半年間に排出された一酸化二窒素は年間排出量の70%以上を占めることが改めて確かめられた(表8)。このことは、二酸化炭素の土壌からの排出挙動と対照的である。二酸化炭素の年間排出量は札幌サイトで1.38から2.03 Mg C ha⁻¹芽室サイトで1.21から2.71 Mg C ha⁻¹で、11月から4月の半年間の排出量はそれぞれ0.19から0.34, 0.07から0.34 Mg C ha⁻¹であり、この期間の年間排出量に占める割合は6から18%と20%に満たなかった。

Wagner-Riddle et al.¹⁹⁾にならい11月から4月の半年間の積算ガス排出量と土壌凍結の関係を示す(図12)。2009-10年の芽室除雪区のデータが大きく傾向から外れたものの、2008-09年単独だけでなく²⁰⁾2009-10年の観測結果を含めても5 cm深土壌の積算寒度(0°C以下の時間平均地温の積算値の絶対値)と有意な正の相関($P < 0.01$)を得、同様の有意相関を年最大土壌凍結深でも得ることができた($P < 0.01$)。この結果は、Wagner-Riddle et al.¹⁹⁾が示す関係を異なる地域で追試することができただけでなく、土壌の積算寒度が意味するところを土壌凍結深という直感的に分かりやすい変数で代替表現できたことを意味する。一方で、11月から4月の半年間における二酸化炭素排出量と土壌の積算寒度ならびに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(それぞれ $P = 0.205$, $P = 0.139$)。実際、二酸化炭素に関しては土壌凍結動態との関連

について報告は特になく、たとえ相関関係が見出されたとしても因果関係を説明する積極的な論理は今のところ存在しないため、妥当な結果であると考えられる。これら結果は、温度の関数としてよく表現される二酸化炭素と違って、一酸化二窒素の場合は土壤凍結が発達するような条件では寒冷・低温であることを理由に観測を怠るようなことがあると、年間排出量の推計に決定的な影響を及ぼすことを強く示唆している。一方で、土壤が冷えること、すなわち土壤凍結が発達することは一酸化二窒素の生成を促す要因として強く関連しているといえるものの、直接的な因果関係は他に存在する可能性が示された。

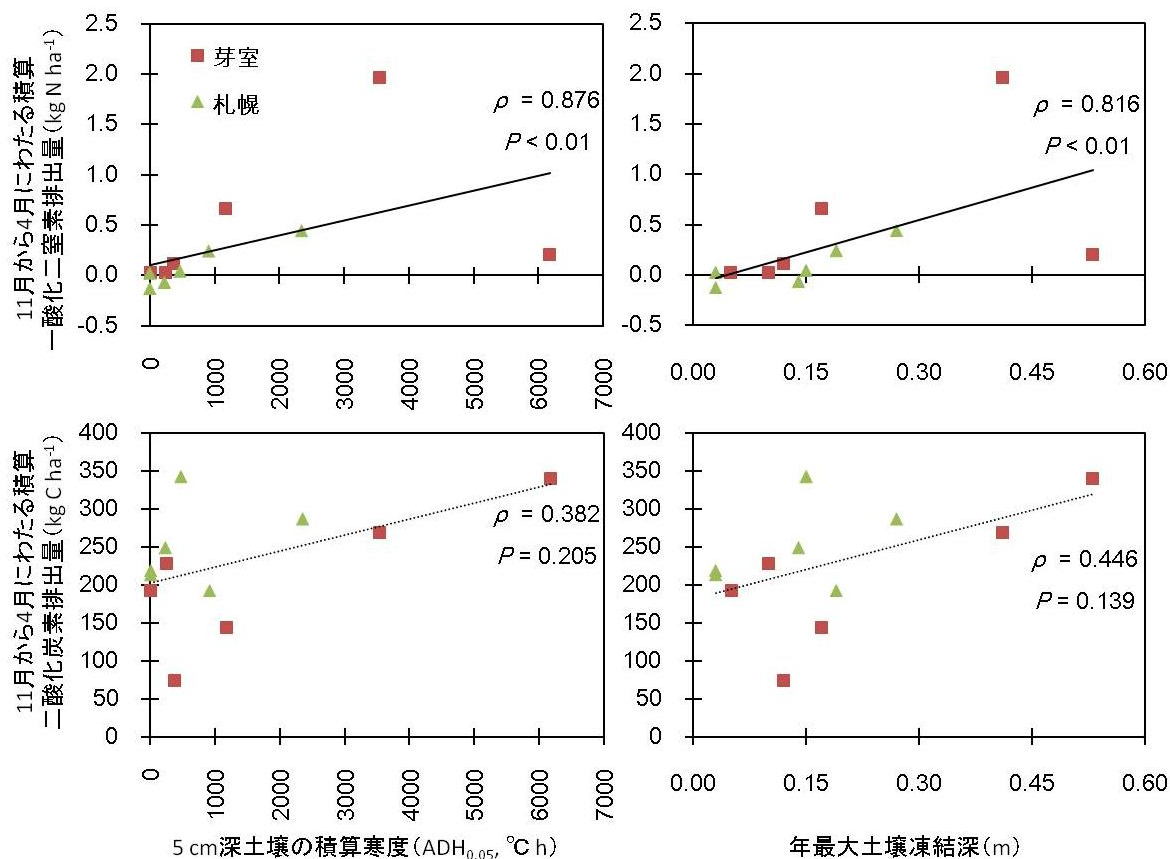


図12 11月から4月にわたる積算ガス排出量と土壤凍結の関係
スピアマンの順位相関係数とそのP値を図中に示す。

以上の観察された地表面ガス排出動態の特徴とその妥当性を、土壤ガス濃度の変化から考察する。まずは、2010年4月にスパイク状の地表面ガス放出速度があまり大きくなかった芽室除雪区での観察が、観測の不手際によるデータの欠落のためか土壤中にガスが高濃度で存在しなかったためかの説明を試みると、2009年3月から4月に観測した4深度全てで顕著な濃度変化が見られたのに対し、2010年3月から4月は0.10 m深で顕著な濃度上昇が見られただけであった。このことから、土壤中への一酸化二窒素の蓄積が2010年3月には実際に少なかったため、同年には地表面からの排出量が少なくなったと考えられる。同様に、芽室対照区で2009年には融雪直後にスパイク状の一酸化二窒素放出速度の変化がみられたが、2010年にはこれが観察されなかったことに関しても、

土壌ガス中の一酸化二窒素濃度を見ることで説明される。すなわち、芽室対照区において、2009年3月から4月は観測した全ての深度で土壌中の一酸化二窒素の濃度上昇が融雪直前に生じていたのに対し、2010年3月から4月はどの深度においてもほとんど土壌ガスの濃度変化が見られなかったことから、定性的にはあるがその要因は観測時期の不適ではなく、土壌中にガスの蓄積がなかったためであると整理できる。

芽室融雪材散布区についても、土壌ガス中一酸化二窒素濃度は全く変動していないわけではないが、そのレンジが非常に小さいために土壌中での生成も蓄積も年間を通してほとんど起こらなかったといえる。また、芽室サイトでは3月から4月に限って土壌ガス中の一酸化二窒素濃度の大きな濃度変化が見られたのに対し、札幌サイトでは5月から8月にも無視しえない濃度変化が見られ、それと対応する地表面排出が見られた。ただし、土壌ガス中の濃度が大きく上昇したのは、地表面からの排出速度がまさに高くなった時よりも一週間ほど前の時期に相当し、生成物の直接拡散というよりは、貯留物の拡散・大気との希釈により土壌ガス濃度が変化していたと考えられる。土壌ガス中の二酸化炭素濃度も地表面排出と同様に温度の季節変化に準じた変動を示した。しかし、土壌凍結が発達した期間においては、地表面からガス排出が認められなかったにもかかわらず、土壌ガス濃度が上昇するという土壌ガス濃度と地表面排出のデカップリングが観察されており、単純に地表面排出の大小が土壌中でのガス生成のタイミングや強度を反映しないことを如実に表している。また、春先に一酸化二窒素の大量排出が見られた除雪試験区では、融雪期の土壌ガス中の一酸化二窒素濃度が、地温が高い下層部だけでなく、氷点下の表層部でも高くなった（図13、表9）。このことは、土壌ガス中の二酸化炭素濃度が、基本的に表層より下層で高いこ

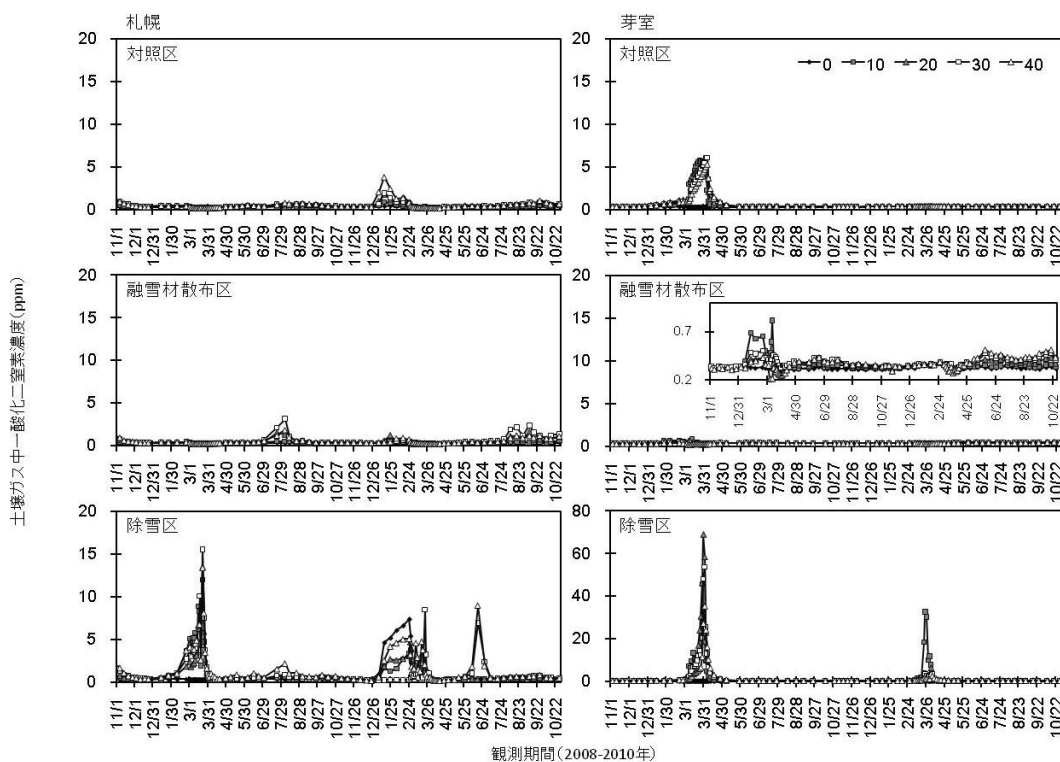


図13 地表面（0 m）および土壌中（0.10, 0.20, 0.30, 0.40 m深）の N_2O 濃度の経時変化

とと比べるととても対照的であった（図14、表10）。また、芽室サイトでは土壌ガス中二酸化炭素濃度の年間平均値の年次間差（2009-10年-2008-09年）は概して大きくなく2008-09年の各層位の平均濃度に対して-13%から+17%程度であったが、一酸化二窒素の場合は対照区と除雪区で大幅な減少が見られ、2008-09年の各層位の平均濃度に対して-43から-90%に及んだ。

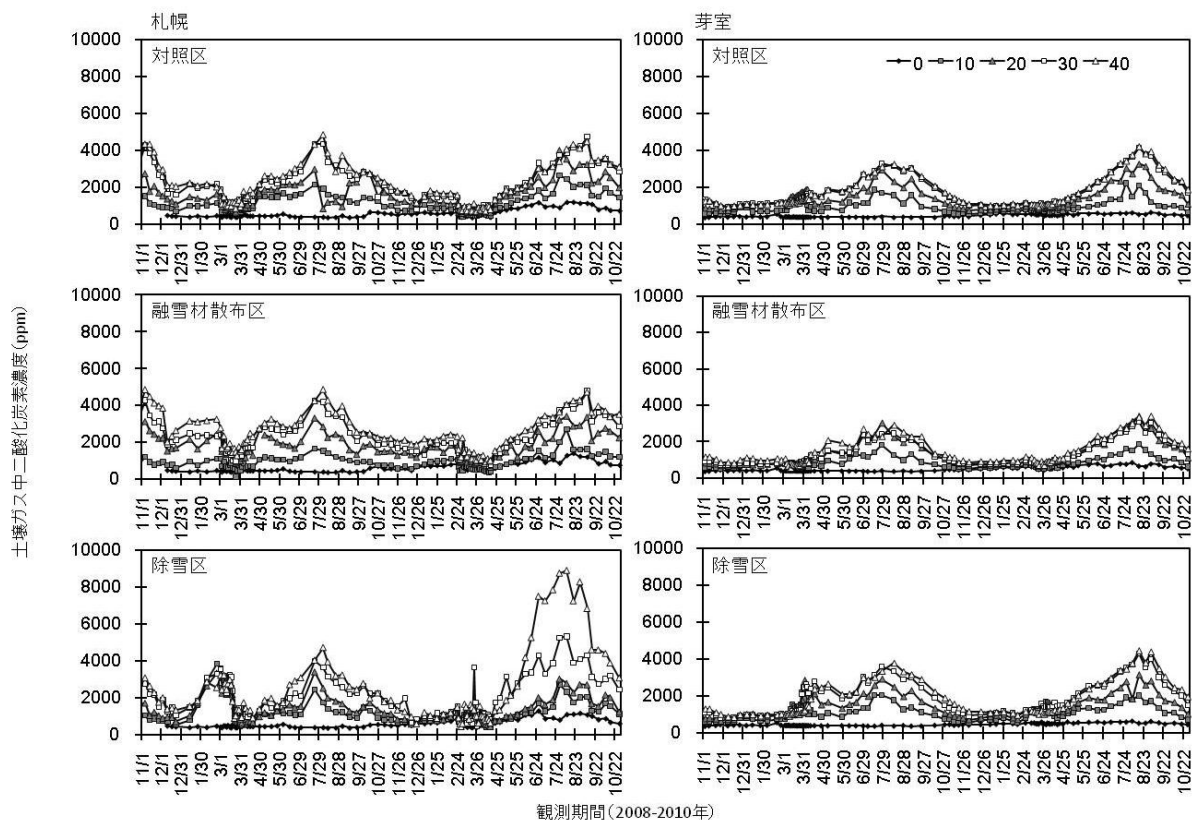


図14 地表面（0 m）および土壌中（0.10, 0.20, 0.30, 0.40 m深）のCO₂濃度の経時変化

表9 土壌ガス N_2O 濃度 (ppm) の年間平均値および年次間差

札幌	土壌深度(cm)				芽室	土壌深度(cm)					
	10	20	30	40		10	20	30	40		
CO	PY2008	0.29	0.32	0.38	0.41	CO	PY2008	1.73	1.71	1.68	1.46
	PY2009	0.32	0.41	0.46	0.56		PY2009	0.34	0.35	0.36	0.36
	Δ	0.03	0.10	0.08	0.16		Δ	-1.39	-1.36	-1.33	-1.10
SM	PY2008	0.29	0.38	0.47	0.44	SM	PY2008	0.37	0.35	0.38	0.32
	PY2009	0.31	0.44	0.56	0.47		PY2009	0.34	0.36	0.38	0.37
	Δ	0.02	0.06	0.08	0.03		Δ	-0.03	0.01	-0.01	0.05
SR	PY2008	1.70	1.35	1.86	1.98	SR	PY2008	5.02	7.36	5.63	3.92
	PY2009	0.81	1.10	0.81	1.47		PY2009	2.88	0.75	0.86	0.67
	Δ	-0.90	-0.25	-1.04	-0.51		Δ	-2.14	-6.61	-4.77	-3.25

CO: 対照区、SM: 融雪材散布区、SR: 除雪区

PY2008 : 2008年11月~2009年10月、PY2009 : 2009年11月~2010年10月

 Δ : PY2009-PY2008表10 土壌ガス CO_2 濃度 (ppm) の年間平均値および年次間差

札幌	土壌深度(cm)				芽室	土壌深度(cm)					
	10	20	30	40		10	20	30	40		
CO	PY2008	1094	1508	2087	2279	CO	PY2008	1018	1439	1592	1574
	PY2009	992	1440	1778	1817		PY2009	883	1311	1682	1748
	Δ	-102	-68	-309	-461		Δ	-135	-128	90	175
SM	PY2008	893	1818	2289	2743	SM	PY2008	813	1134	1136	1255
	PY2009	900	1590	1923	2192		PY2009	817	1323	1301	1462
	Δ	7	-228	-366	-551		Δ	3	189	165	207
SR	PY2008	1385	1581	2066	2198	SR	PY2008	1143	1480	1738	1640
	PY2009	1020	1184	1933	2553		PY2009	1152	1430	1845	1859
	Δ	-365	-397	-133	355		Δ	9	-50	108	219

CO: 対照区、SM: 融雪材散布区、SR: 除雪区

PY2008 : 2008年11月~2009年10月、PY2009 : 2009年11月~2010年10月

 Δ : PY2009-PY2008

(3) 土壌凍結層が形成されることで一酸化二窒素の大量排出が起こる条件

2009年11月から2010年4月の芽室除雪区の一酸化二窒素排出量が、土壌凍結深から予想されるほどに高くなかったことから、土壌凍結層が発達すること単独が一酸化二窒素の土壌中での生成を促すことにはならないことが示唆されている。そこで、この年次間変動の理解を中心に、土壌凍結層が発達することで一酸化二窒素の大量排出が生じる条件を考察する。

これまでの研究で、凍結融解土壌における一酸化二窒素の生成は主に従属栄養微生物による硝酸呼吸、すなわち脱窒反応の発現によるものと考えられてきた。脱窒反応の発現のための主たる要因として、硝酸イオンよりもエネルギー生成効率の高い酸素分子の利用性が低いことと微生物の代謝活性を促すための温度が高いことが挙げられる。そこで予め酸素センサーを土壌中に埋設し凍結融解条件での観測を試みたところ、0.10 m深において、2009年3月から4月の方が2010年

3月から4月より酸素濃度の低下が顕著であった（図15）。このことから、2010年3月は2009年3月

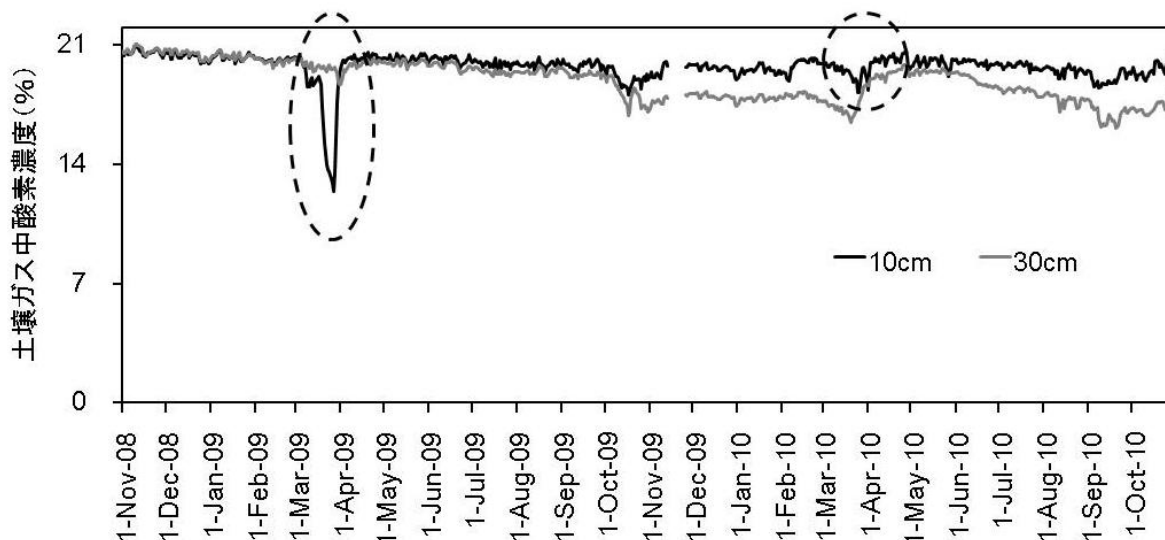


図15 芽室除雪区における土壌ガス酸素濃度の経時変化
プロットは日平均値を表す

よりも酸素の利用性が高く脱窒が発現しにくい状況にあり、一酸化二窒素の生成および蓄積の程度が低かったものと考えられる。つまり、土壌凍結層の発達により大気からの酸素の供給が妨げられて低酸素環境が形成されるものと考えられてきたが、もう少し要因を考える必要があることになる。

すなわち、大気から土壌へ酸素の供給が遮断されることと、大気から遮断され閉塞された空間で微生物が酸素を消費することとが両立してはじめて土壌ガス中酸素濃度が低下すると考えることができ、これがいかにして土壌の凍結融解条件において成立するかが肝心である。微生物活性を制御する温度条件をみると、2009年では -1°C 以上 0°C 未満で維持された期間が長かったのに対し2010年では気温の日変化に対応するような地温の低下・上昇が見られ、低いときでは -4°C にも達した（図16）。つまり、規模的にはわずかではあるが年次間で温度の差はあったことになる。ついで、この温度差の成因であるが、それは融雪期の積雪深にあると考えられる。2009年は最後の除雪のあとに降雪があり積雪深が対照区とほとんど変わらなかったのに対して、2010年は最後の除雪のあとに降雪がほとんどなく、その結果として土壌凍結がより深く発達した。しかしそのことが融雪期に地表面に大気の影響を強く与え地温が下がり、結果として微生物活性を抑制したように考えられる。

加えて、積雪深が低い状態で融雪期を迎えたことは、融雪水量の年次間差も生み出している。土壌が冷え凍結が深く発達するほど一酸化二窒素排出量は多くなる¹⁹⁾が土壌凍結深は2009年の方が2010年より浅かったにもかかわらず一酸化二窒素排出量は2009年の方が高かった。このとき、融雪期の積雪深は2009年の方が2010年より高く維持されていた。すなわち、凍結した層自体が大気から土壌への酸素の供給を遮断するのではなく、凍結層により土壌への浸潤を阻まれた融雪水が大気から土壌へ拡散侵入する酸素の遮断を担っている可能性が考えられる。このことは、凍結融解条件下での一酸化二窒素の濃度上昇部位が、凍結前線より下の地温がより

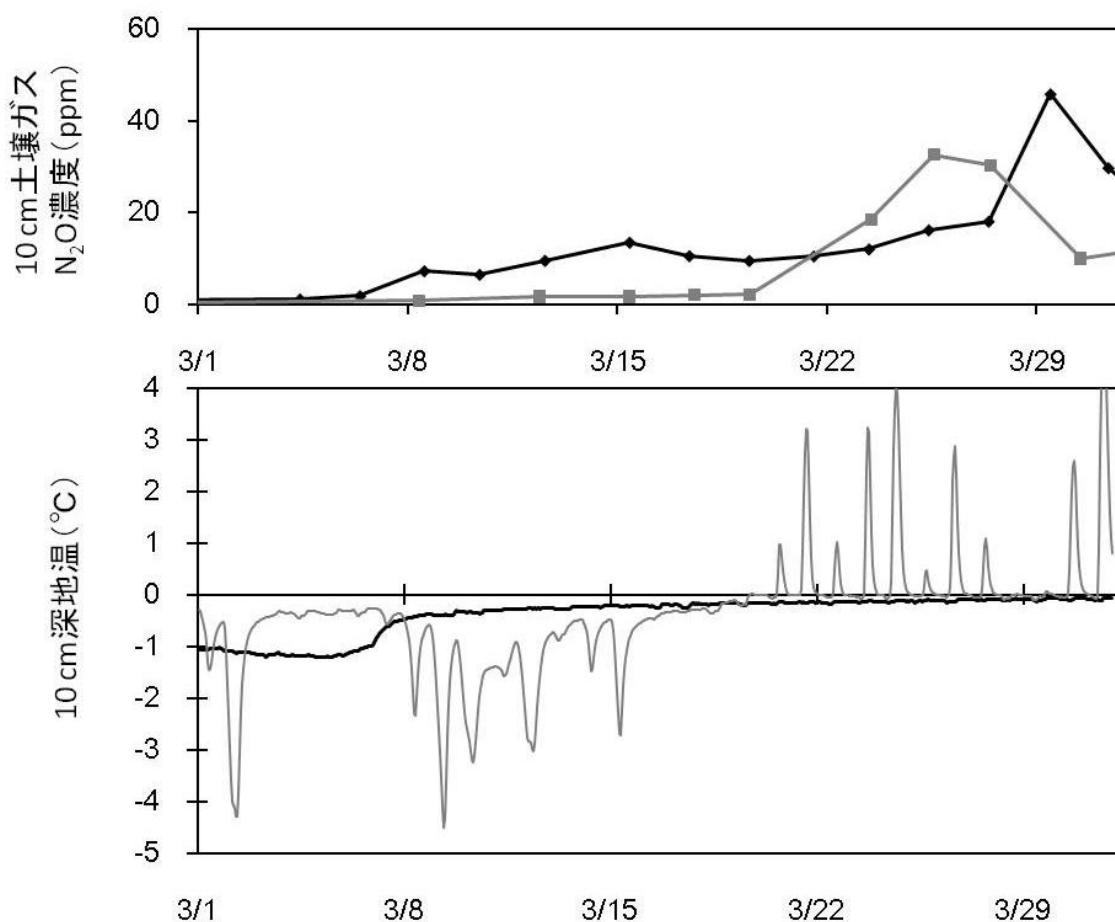


図16 除雪区の融雪期の0.10 m深土壤ガス N_2O 濃度と地温の変化。
地温は1時間平均値を示す。

高い部位ではなく土壤凍結を受けた表層部分であったことから推察されることである。2009年3月に6日と15日に2回、土壤ガス中一酸化二窒素濃度が急上昇したタイミングがあるが、これは降雨の翌日であった。このことは、融雪水に限らず凍土表面が液体の水に覆われることで大気と土壤中の気相との連続性が途切れることで、土壤中に閉塞した空間が形成され、土壤気相中の酸素の消費が進行して脱窒が誘導され一酸化二窒素の蓄積が起こったのだと考えることができる。年最大土壤凍結深が0.15 m以上発達すると一酸化二窒素排出が増加する傾向があるのは、融雪水の浸透障害が顕著になるのが年最大土壤凍結深0.2 mを境とするという見識と合致している。一酸化二窒素の濃度上昇は凍結融解の繰り返しが起こり始める晩秋には見られず消雪前後においてのみ、土壤凍結が深く発達した試験区で見られるのは、凍結層が融雪水や降水の浸透を妨害するという状況が晩秋には生じなかったためであると考えられる。したがって、融雪期の積雪深は、①凍土への拡散障壁となる液体の水の供給と②表層土壤に大気のを伝えない保温槽の、二つの役割を果たすことで、土壤凍結が発達した条件で一酸化二窒素の生成を促すような酸素濃度の低い環境の形成に関与していると考えられる。2009年3月に見られた「0°Cカーテン」が土壤中に氷と液体の水が共存している様子を示唆しており、このとき大気からの酸素の供給速度をしのぐほど微

生物による酸素の消費速度が高ければ、酸素に次いでエネルギー生成効率の高い硝酸イオンが土壌溶液に存在する程度に比例的に脱窒菌に利用され、一酸化二窒素が生成され、ガス拡散が制限された小さな空間に蓄積するものと考えられる。そのモードを図17に示す。その後、湛水が土壌を浸透するにともない土壌中の気相に存在していた一酸化二窒素は大気へ排出される一方で、本研究における観測体系では測られていないまでも土壌溶液中に溶存していた一酸化二窒素が土壌下層へ流出していたかもしれない。

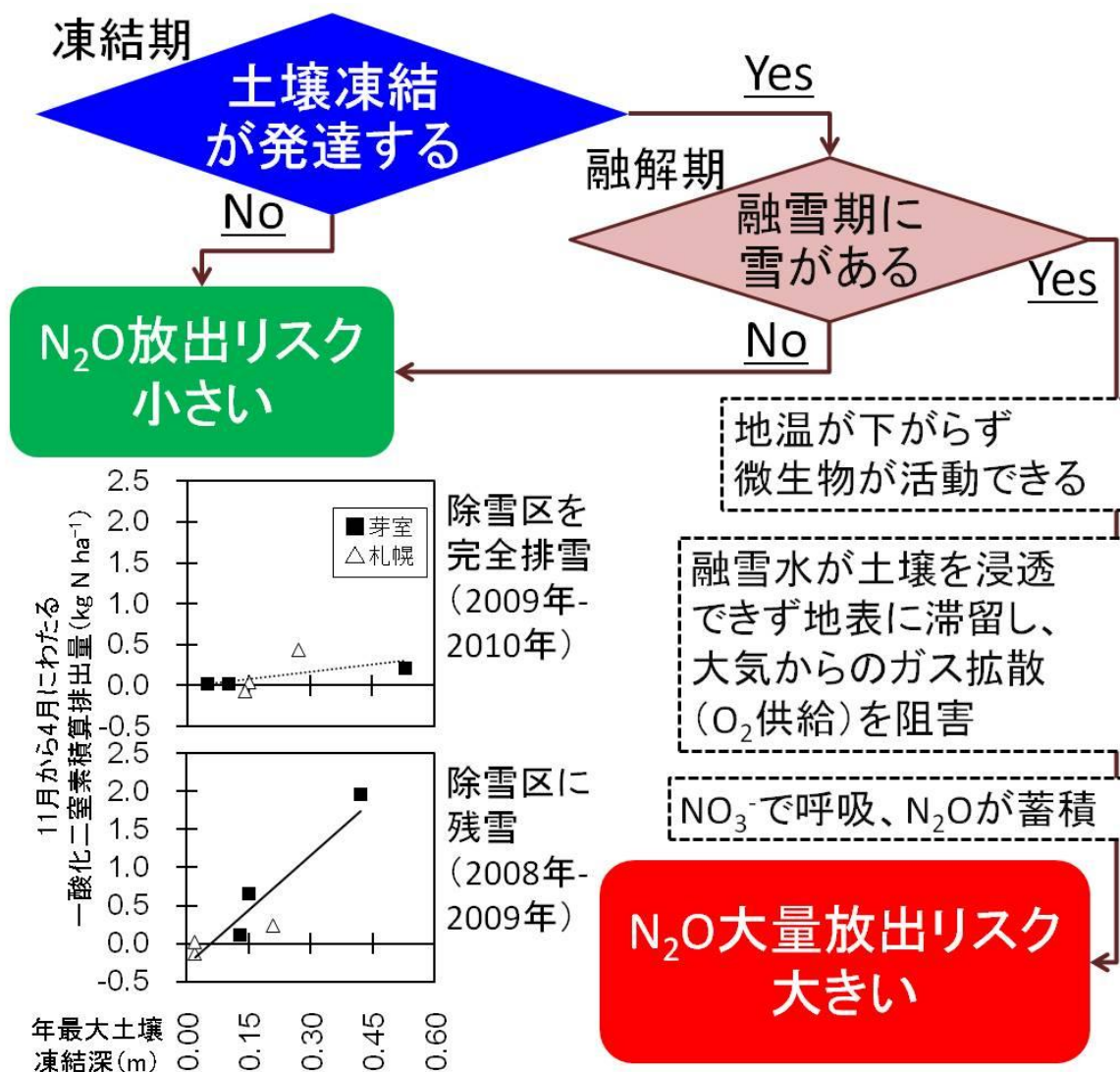


図17 本研究で考えられた寒冷地でのN₂O大量生成・排出の機構

なお、芽室除雪区における凍結融解期の一酸化二窒素の主たる生成反応が脱窒であるならば、その基質である硝酸イオンの量の多少が一酸化二窒素の生成・排出量に影響を与え、年次間差を生じさせた可能性があると考えられるかもしれない。しかし、毎年秋に50 kg N ha⁻¹相当量の硝酸カリウムを散布している。硝酸カリウムを散布してから土壌が凍結を開始するまでの降水量をみると、消雪後にスパイク状の一酸化二窒素の放出がみられた2008-09年の秋には33.5 mmであったのに対し、顕著な放出がみられなかった2009-10年の秋には77.5 mmであり、44 mmの違いしかなかった。この値は、土壌水分量を0.5 m³ m⁻³と仮定し、ピストン流のみを仮定したときにはわずか0.02 m程

度、硝酸イオンを下方に押し流す程度の雨量にしか相当しない。また、環境省地球環境保全費（温暖化条件下の積雪・土壌凍結地帯の長期変動傾向の予測と農業に及ぼす影響評価；研究代表者 廣田知良）の報告書から、試験圃場では土壌凍結層が発達するときに多量の水が表層付近で鉛直上向きに移動することが指摘されており、上記の降雨により下方に移動した硝酸カリウムも融雪期にはより浅い部位に存在すると考えられる。以上のことから、本試験では硝酸イオンの欠乏が2010年の春に一酸化二窒素が顕著に促進されなかったことに対する支配的要因とは考えにくい。

以上のことから、2010年2月から4月にかけて、芽室除雪区で土壌凍結が発達したにもかかわらず高い一酸化二窒素放出速度が見られず積算一酸化二窒素放出量があまり大きくならなかったのは、測り逃しというよりは土壌中での一酸化二窒素生成量が2009年の同時期と比較して多くなかったことが挙げられ、現象としては正しく評価されたものと考えられる。すなわち、土壌の積算寒度や年最大土壌凍結深と一酸化二窒素排出量の相関関係は、融雪期の積雪深が一定の時に成立すると考えられる。Wagner-Riddle et al. ¹⁹⁾はカナダで輪作畑における一酸化二窒素排出の年次間差の説明に成功しているものの、本プロジェクトにより得られた結果を踏まえると、この関係を異なる気象条件を含む広域にわたる一酸化二窒素排出量の予測に単純に拡張することは避けるべきであると推察される。一方で、融雪材の散布が消雪後に土壌凍結層の形成や地表面湛水を引き起こすことは見られなかったことから、炭化物を融雪材として農地へ施用することは土壌中での一酸化二窒素生成および土壌から大気への一酸化二窒素放出を促す可能性は極めて低いと考えられる。凍結融解条件における土壌中での一酸化二窒素の生成反応が脱窒とみなすことができるのであれば、作土に硝酸イオンを残留させないような肥培管理が徹底されること以上に、硝酸イオンがたとえあっても土壌中で酸素濃度が低下するような還元的な状態にならなければ一酸化二窒素の生成と排出を抑制することはできると考えられる。すなわち、現行の肥培管理の変更を伴うことなく、雪氷管理による一酸化二窒素の大量排出の抑制が実現する可能性を秘めている。実験的な検証が必要となるのは言うまでもないが、融雪期に更なる除雪をおこなって表層土壌を冷やすことで、野良イモの防除や硝酸態窒素の流出抑制を目的とした土壌凍結深の促進処理を行ったとしても土壌中での一酸化二窒素生成を顕著に促進することなく、大気への排出も低減できる可能性がある。今後のさらなる研究が待たれる。

（４）自動開閉式チャンバーと二酸化炭素濃度計測センサーを利用した二酸化炭素放出量および土壌中二酸化炭素濃度の高頻度観測

2009年10月から2010年5月までの札幌における日最低、最高気温、降水量、積雪および土壌凍結深、地温、土壌水分量、二酸化炭素放出量、土壌二酸化炭素濃度の時系列変化を図18に示す。

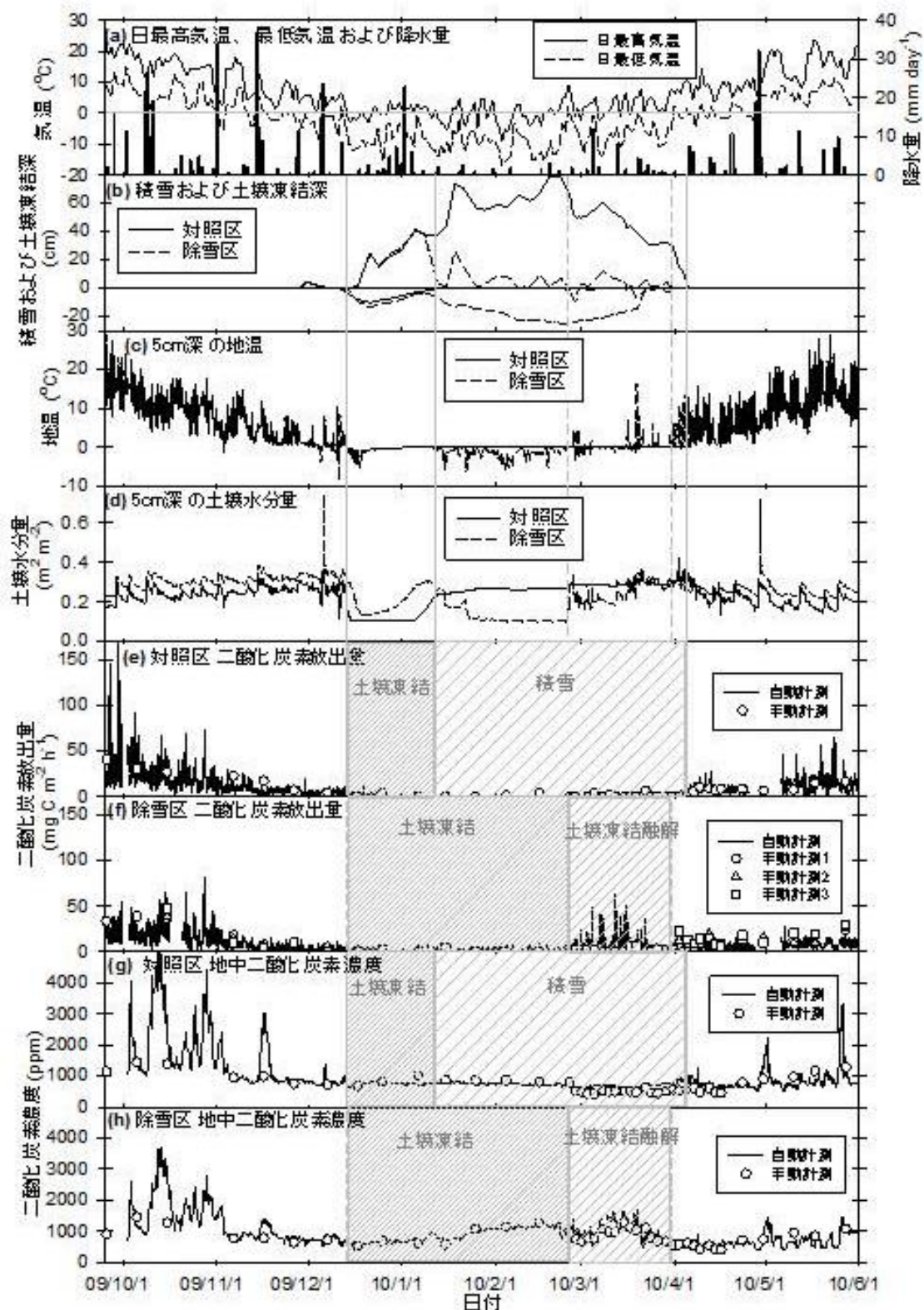


図18 日最高・最低気温および降水量(a), 積雪および土壌凍結深 (b), 地温(c), 土壌水分量(d), 二酸化炭素放出量(e, g), 土壌二酸化炭素濃度(f, h)の時系列

自動観測によって得られたデータは手動観測に基づくデータと似た季節変動を示したが、降雨

イベントに伴う一時的な土壌二酸化炭素濃度の増大は自動観測データでのみ見られた。これはセンサーでは1地点の時々刻々と変化する二酸化炭素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、両者の値に違いが出たと考えられる。

除雪区において土壌凍結期間中は土壌二酸化炭素濃度が上昇し、地表面二酸化炭素放出はほと

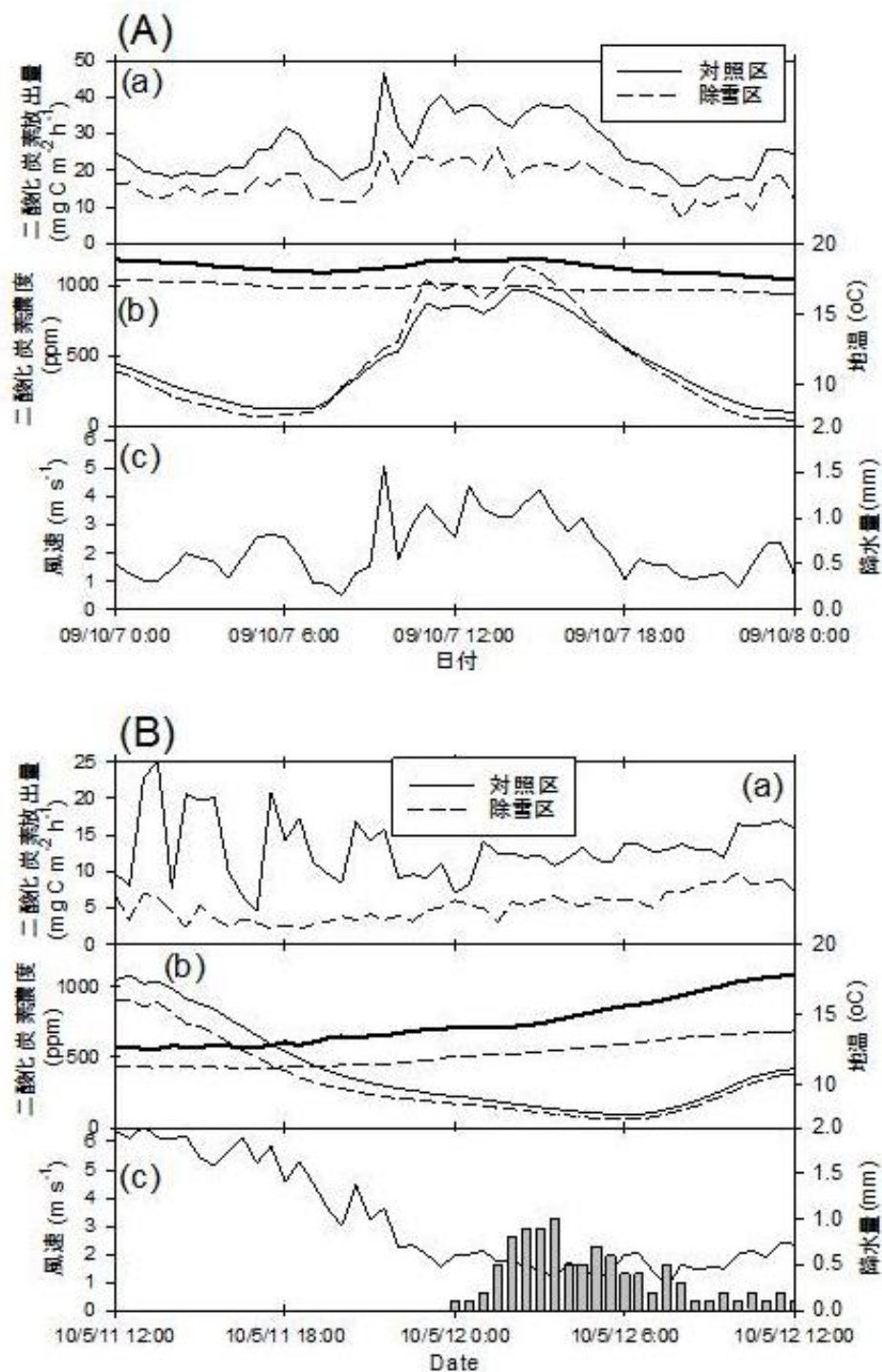


図19 二酸化炭素放出量、土壌二酸化炭素濃度、地温、風速、降水量の時系列変化

んど見られなかった。また、対照区の積雪期間中においても地表面二酸化炭素放出はほとんど見られなかった。消雪及び土壌凍結が完全に融解した後に一時的な二酸化炭素放出量の増大が観測された。これらの結果は土壌凍結層あるいは積雪層は土壌から大気へのガス拡散を抑制していたことを示している。

一方、除雪区の自動観測データでは地表面付近の土壌凍結融解が起こったときに一時的な二酸

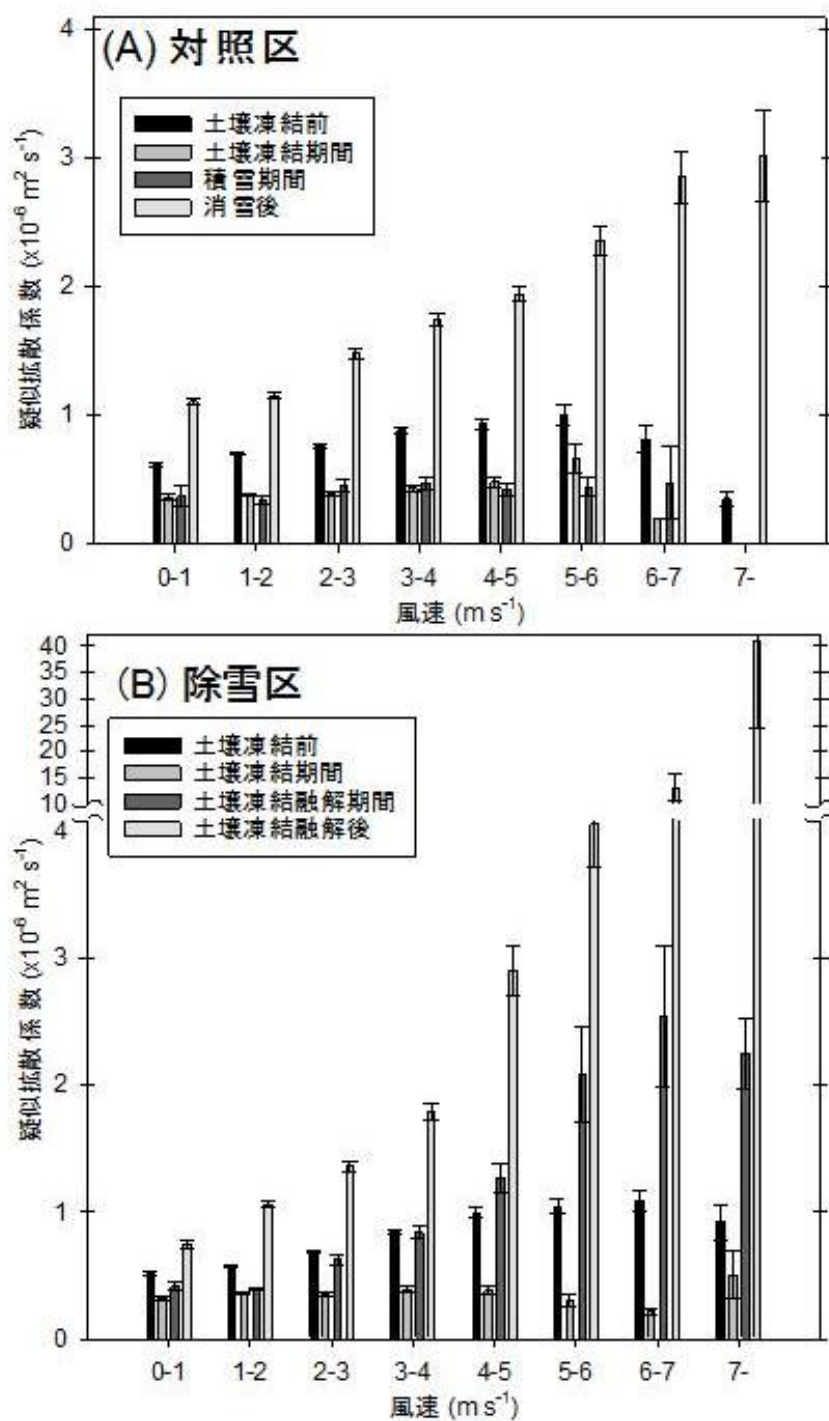


図20 各風速レンジごとの疑似拡散係数の変化

化炭素放出量の増大が見られた。これは自動開閉式チャンバーを常に設置しているためにチャンバー内の空気が温められチャンバーから土壌への熱伝導が起こり、局所的に土壌凍結融解を促していたためである。

一般に土壌からの地表面二酸化炭素放出量は地温に大きく依存することが知られている。また、土壌から大気への二酸化炭素放出の駆動力が主にガス拡散であるとする、土壌から地表面における二酸化炭素の鉛直濃度勾配と土壌の構造などで決まるガス拡散係数の積によってガス放出量が決まると言える。地表面二酸化炭素放出量に与える影響として、地温以外の気象要因として、風速、降水量も調べた。図19に二酸化炭素放出量、二酸化炭素濃度、地温、風速、降水量の時系列変化を示す。図19 (A)では土壌二酸化炭素濃度に大きな変化は見られない一方、風速の変動が二酸化炭素放出量の変動と非常に類似している様子が見られ、二酸化炭素放出量の挙動に大きな影響を及ぼしている。図19 (B)からは二酸化炭素放出量が地温、風速の影響をはっきり受ける様子は見られず、降雨に伴い二酸化炭素放出量、土壌二酸化炭素濃度がわずかではあるが上昇する様子が見られた。これは土壌の二酸化炭素濃度が上昇することによって土壌二酸化炭素濃度の鉛直勾配が大きくなり、二酸化炭素放出量が大きくなったためだと考えられる。以上の結果から1日より短い時間スケールでは地温の他に、風速、降雨が二酸化炭素放出量に及ぼす影響をはっきり見られた。

次に、二酸化炭素放出量を決める一因となるガス拡散への風速が及ぼす影響を解析した。それぞれの風速レンジにおける疑似ガス拡散係数の変化を図20に示す。これらは自動観測から得られたデータを用いた。対照区においては土壌凍結前(2009年9月25日～2009年12月13日)、土壌凍結期間中(2009年12月14日～2010年1月11日)、積雪期間中(2010年1月12日～2010年4月4日)、消雪後(2010年4月5日～2010年5月31日)の期間に分けて、除雪区においては土壌凍結前(2009年9月25日～2009年12月13日)、土壌凍結期間中(2009年12月14日～2010年2月24日)、土壌凍結融解中(2010年2月25日～2010年3月30日)、土壌凍結融解後(2010年3月31日～2010年5月31日)の期間に分けて示す。ここでの疑似拡散係数とは二酸化炭素放出量を地表面あるいは雪面(400ppmと仮定)と土壌0.10 m 深の二酸化炭素濃度鉛直勾配で除すことにより計算した値で、ガス拡散の起こりやすさを示す指標となる。土壌凍結前、消雪後、土壌凍結融解中、土壌凍結融解後においては風速が増大するにつれて疑似拡散係数も増大した。疑似拡散係数が大きくなることにより二酸化炭素放出量は大きくなると言え、この結果は風速が二酸化炭素放出量の変動に大きな影響を及ぼした図19の結果と一致する。一方、土壌凍結中、積雪中は疑似拡散係数は風速の影響を受けずに小さな値をとる様子が見られた。疑似拡散係数が小さくなることにより二酸化炭素放出量が小さくなると言え、この結果も土壌凍結層あるいは積雪層が土壌から大気へのガス拡散を抑制したと推測される図18の結果を支持した。また、除雪区の土壌凍結融解期間中に風速が大きいレンジ内で疑似拡散係数は $4.0 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ を超えた。これは大気中のガス拡散係数 $1.39 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ を大きく超える値であり、土壌から大気への二酸化炭素放出に対してはガス拡散以外にも、融解水の浸透などが駆動力となる移流が大きな影響を及ぼしていると示唆された。

対照区、除雪区における、地温と二酸化炭素放出量の関係を図21に示す。図20と同様にデータを4つの期間に分けた。土壌凍結前、消雪後、土壌凍結融解後には二酸化炭素放出量が地温に依存

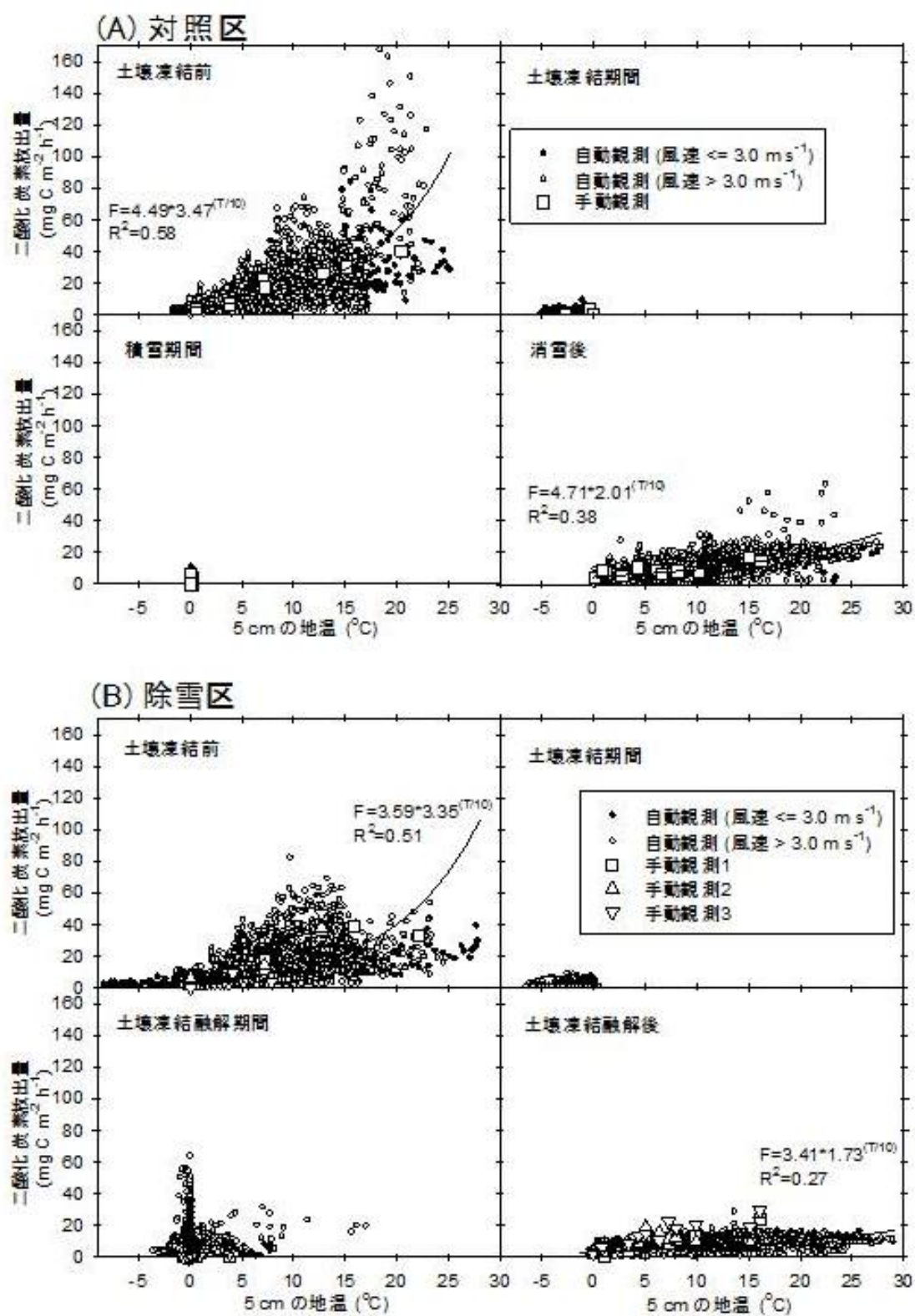


図21 二酸化炭素放出量と地温の関係

する、他の研究でも見られる一般的な傾向が見られた。土壤凍結期間、積雪期間には二酸化炭素放出量は地温によらず0に近い値を示した。これは図18、図20からも推察された、土壤凍結層、積雪層のガス拡散の抑制を示している。除雪区において、土壤凍結融解期間中に手動データではほとんど地表面放出が見られなかったのに対して自動データでは0℃付近で二酸化炭素放出量が見られることにより、および土壤凍結融解後に同じ地温条件下で自動データよりも大きな二酸化炭素放出量が手動データに見られた結果には、図18で示した自動観測データと手動観測データの一時的な二酸化炭素放出量のピークのタイミングの違いが表れていると言える。

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、それぞれの期間ごとの二酸化炭素放出量の平均値を表11に示す。対照区の土壤凍結前および消雪後、除雪区の土壤凍結前および土壤凍結融解後ではおおむ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それ

表11 手動および自動観測データに基づくそれぞれの期間の平均二酸化炭素放出量。積雪期間中の対照区の自動データはほとんどの期間中観測を停止したため、データなし。

期間 (days)	手動データ ($\text{gC m}^{-2} \text{day}^{-1}$)	自動データ ($\text{gC m}^{-2} \text{day}^{-1}$)
対照区 土壤凍結前 (80)	0.48	0.37
土壤凍結期間 (29)	0.031	0.042
積雪期間 (83)	0.025	—
消雪後 (57)	0.24	0.26
除雪区 土壤凍結前 (80)	0.48	0.29
土壤凍結期間 (73)	0.0079	0.041
土壤凍結融解期間 (34)	0.023	0.19
土壤凍結融解後 (62)	0.33	0.15

を上回った。この原因として、手動観測は日中に行い、地温が高い条件下、すなわち二酸化炭素放出量が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。また、土壤凍結期間及び積雪期間(手動観測のみ)はこれらの期間よりも1オーダー以上小さい値を示した。この結果は上述したように、積雪および土壤凍結層が大気へのガス拡散を抑制したことを支持している。除雪区の土壤凍結融解期間の自動観測データに基づく放出量の平均値は手動に基づくものよりもずっと大きく、逆に土壤凍結融解後は手動データに基づく平均値は自動データのその2倍を上回った。これらの結果は図18および図21で言及した、土壤凍結融解のタイミングの違いによる一時的なフラックスの増大の時期のズレを反映している。

2010年12月から2011年3月までの除雪区における日最低、最高気温、降水量、積雪および土壤凍結深、地温、土壤水分量、二酸化炭素放出量、土壤二酸化炭素濃度の時系列変化を図22に示す。2011年1月14日に除雪区の土壤凍結深が0.10 mに到達して以降、0.10 m深の二酸化炭素濃度が約10 ppm day⁻¹の割合で少しずつ上昇し続けた。これは前年度の除雪区においてもみられた現象である。その後2011年2月23日明け方から気温が0℃を下回らず、融雪が進み続け、2月24日の夕方に0.05 m深の土壤水分量が平均でおおよそ0.16 m³ m⁻³ から0.32 m³ m⁻³へと一時的に2倍近く増加した。この融

雪に伴い除雪区0.10 m 深の二酸化炭素濃度がわずかに減少した。その後2月27日の午前まで気温は氷点下を記録し続け、二酸化炭素濃度は以前よりも高い割合(約60ppm day⁻¹)で上昇し続けた。高い割合で二酸化炭素濃度が再度上昇し続けた理由として、2月24日に融雪水が土壤に浸透することにより、土壤水分率が増加し、その後氷点下の外気にさらされることにより土壤中に浸透した融雪水は氷となり、土壤中での氷の割合が増加し、拡散を阻害する凍結層がより強固なものになったためだと考えられる。

積雪および土壤凍結を伴う期間において、地温が低いため潜在的な地表面二酸化炭素放出量は小さいもの、積雪層および土壤凍結層は土壤から大気への二酸化炭素ガス拡散を抑制し、地表面放出はほとんど見られなかった。一方、融雪や消雪に伴いガス拡散を抑制していたバリア(積雪層・土壤凍結層)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地表面放出量が観測された。また、同じ土壤凍結深度でも、土壤中に存在する氷の量が増えると、土壤凍結層のガス拡散を抑制する強度は強くなった。

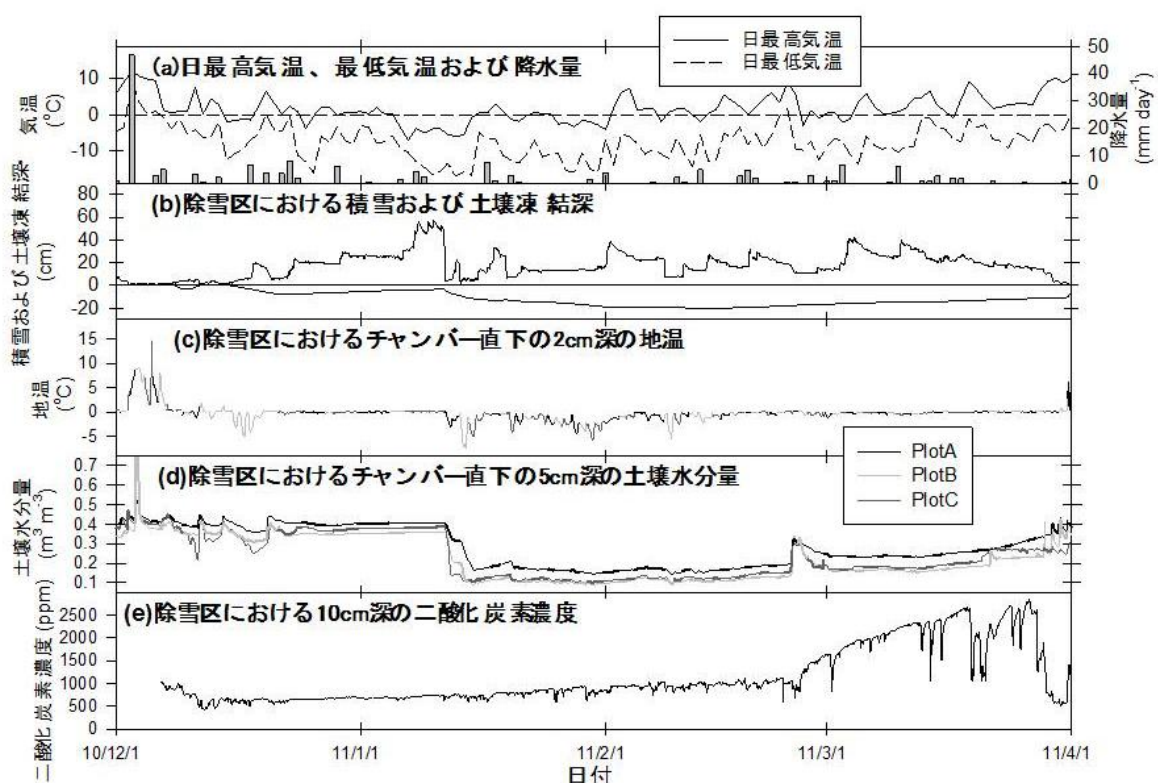


図22 日最高・最低気温および降水量(a), 積雪および土壤凍結深(b), 地温(c), 土壤水分量(d), 土壤二酸化炭素濃度(e)の時系列変化

(5) 土壤凍結層が形成されることで融雪水の浸透が抑制されるメカニズム

本章(1)の2008~2009年冬期の融雪水の浸透に関する観測結果から、1) 土壤凍結深が深い場合と、2) 厳冬期の一時的な寒さの緩みによって降雨や融雪のイベントが発生した場合に、融雪水の土壤への浸透が極めて抑制されることが示された。そこで、本節では、これらの現象が生

じるメカニズムについて考察する。なお、融雪期は1年に1度しかないので、本プロジェクトの観測期間の2年間のデータのみでは、詳細な解析に限界があった。そこで、環境省地球環境保全費（温暖化条件下の積雪・土壌凍結地帯の長期変動傾向の予測と農業に及ぼす影響評価；研究代表者 廣田知良）により、本試験圃場と同じ圃場で2006年10月から2008年4月まで実施した、土壌凍結条件下の融雪水量や土壌水分移動に関する観測データ¹⁸⁾を加えて解析をおこなった。

1) 土壌凍結深の増加とともに融雪水の下層への浸透が抑制されるメカニズム

融雪水量が多いほど融雪水の下方浸透量が多くなると考えられる。また、下層への融雪水の浸透量は、対象とする深さまでの土層の土壌水分量が少ないほど、土壌にトラップされる融雪水量が多くなり、下層へと浸透する水分量は減少すると考えられる。そこで、上記の観測期間中に芽室の対照区と除雪区で得られた、融雪期における深さ0.50 m以深への融雪水の浸透量（ $-\Sigma q_{0.5}$ ；図4）を、深さ0～0.50 mの土壌水分量で補正した同期間の融雪水量（ ΣM ）で除した次式により、融雪水の浸透割合（ $IR_{0.5}$ ）を算出した。

$$IR_{0.5} = -\Sigma q_{0.5} / (\Sigma M - \Delta S_{sw}) \quad (4)$$

ここに、 ΔS_{sw} は深さ0～0.50 mの土層に埋設した土壌水分計の値から計算した、融雪期に同土層に貯留される可能性がある融雪水量である。

$IR_{0.5}$ と融雪期直前の土壌凍結深との関係を調査した結果、両者には明確な負の相関関係が認められ、対数関数でよく近似された（図23）。 $IR_{0.5}$ は下方浸透量と融雪水量の補正值との比であるため、確率分布が正規分布にならない。そこで、確率分布を正規分布にするため、 $IR_{0.5}$ の対数をとってロジット変換²¹⁾し、融雪期直前の土壌凍結深との関係を調査した結果、5%水準で有意であった。同様に、ロジット変換した $IR_{0.5}$ と融雪期前日の土壌凍結層の地温との関係を調査したとこ

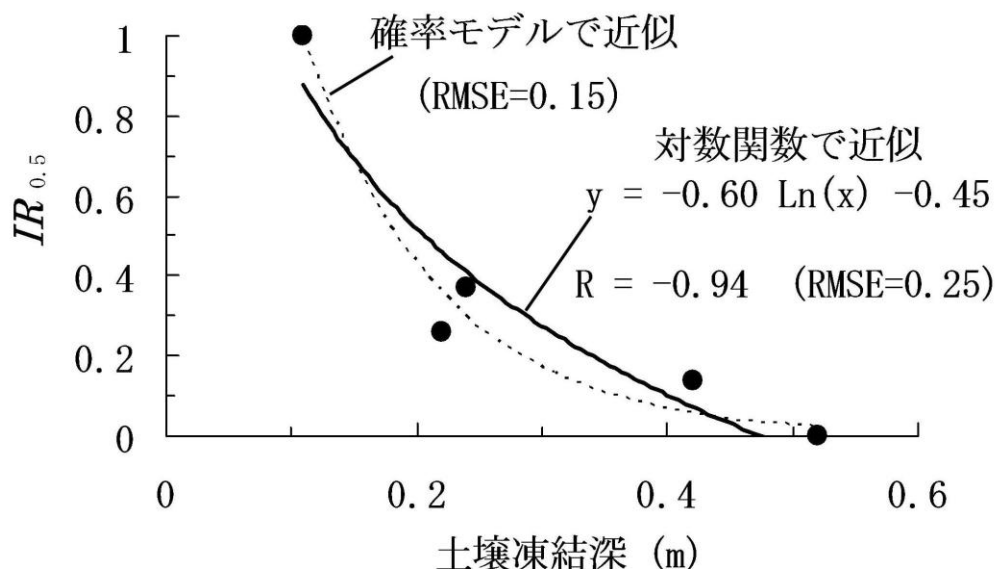


図23 深さ0.50 m以深の融雪水の浸透割合（ $IR_{0.5}$ ）と融雪期直前の土壌凍結深の関係。図中のRMSEは、確率モデル（詳細は本文を参照）や対数関数で近似した曲線と実測値から計算した IR との平均自乗誤差を意味する。

る、両者には5%水準で有意な関係はみられず、もっとも相関が高いと考えられた表層よりも深層の方が、相関係数が高くP値が低いという結果が得られた(表12)。一方、融雪期よりも1ヶ月以上早い、1月に記録された最低地温と $IR_{0.5}$ との関係は、深さ0.10 m以深では有意な相関はみられなかったものの、深さ0.05 mで5%水準で有意な相関が認められ(表12)、両者の関係は土壌凍結深と $IR_{0.5}$ の関係と同様に対数関数でよく近似された(図24)。

融雪期直前の土壌凍結深と融雪期直前の地温および冬期の最低地温との関係を調べたところ、深さ0.05 mの最低地温(表12)と融雪期直前の土壌凍結深との間に有意な相関関係が認められた(図25)。また、比較的相関係数が高かった融雪期直前の深さ0.30 mの地温(表12)と、土壌凍結深との間に有意な相関関係が認められた(図25)。十勝地域では、積雪深が0.20 mに到達するまでの積算寒度と最大土壌凍結深との間に高い相関があることが報告されている^{2), 22)}。このことは、積雪深が浅いときの気温が土壌凍結深に大きな影響を与えることを意味している。最低地温も積雪深が浅いときに記録される。地表面に近い地温ほど気温の影響を強く受けるため、今回の観測では深さ0.05 mの地温と土壌凍結深との間に高い相関がみられたと考えられる。一方、融雪期直前の表層付近の地温は、多量の雪による大気と土壌の断熱効果や気温の上昇の影響により上昇する(図24)。これに対し、土壌凍結深はこれらの地上の影響を受けにくく、最大土壌凍結深

表12 各深度における深さ0.5 m以深への融雪水の浸透割合($IR_{0.5}$)と冬期の最低地温との間のP値と相関係数(表中の“最低地温”;括弧内の数字が相関係数)。 $IR_{0.5}$ と融雪期直前の地温との間のP値と相関係数も示した(表中の“融雪期直前の地温”)。

深さ (m)	最低地温	融雪期直前の地温
0.05	0.01* (0.99)	0.69 (0.31)
0.10	0.12 (0.88)	0.54 (0.46)
0.15	0.21 (0.79)	0.14 (0.86)
0.20	0.16 (0.84)	0.08 [#] (0.92)
0.30	0.14 (0.86)	0.08 [#] (0.92)

* 有意水準5%,[#] 有意水準10%

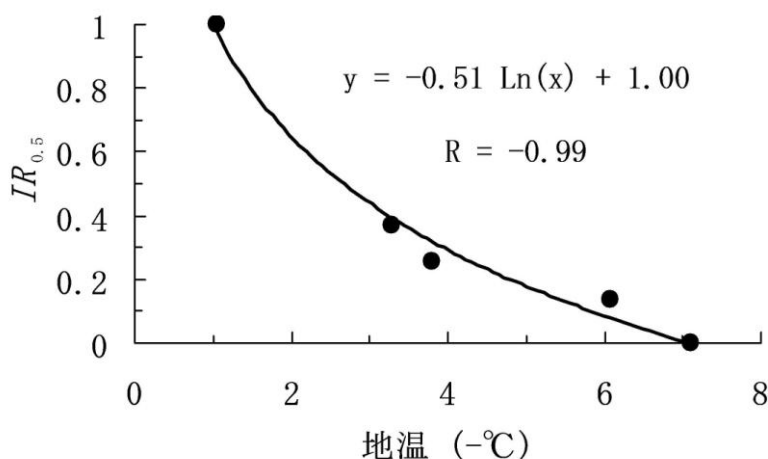


図24 深さ0.50 m 以深の融雪水の浸透割合 ($IR_{0.5}$) と冬期の最低地温との関係。図中のRMSEは、対数関数で近似した曲線と実測値から計算した IR との平均自乗誤差を意味する。

と融雪期直前の土壤凍結深はそれほどかわらない（図24）。深層の地温も土壤凍結深と同様に地上の影響を受けにくいいため、深さ0.30 mの地温と土壤凍結深との間に図25に示した関係がみられたと考えられる。これらの議論から、深さ0.05 mの最低地温や深さ0.30 mの融雪期直前の地温と $IR_{0.5}$ との間の相関係数が高かった理由は、これらのパラメータが融雪期直前の土壤凍結深と相関

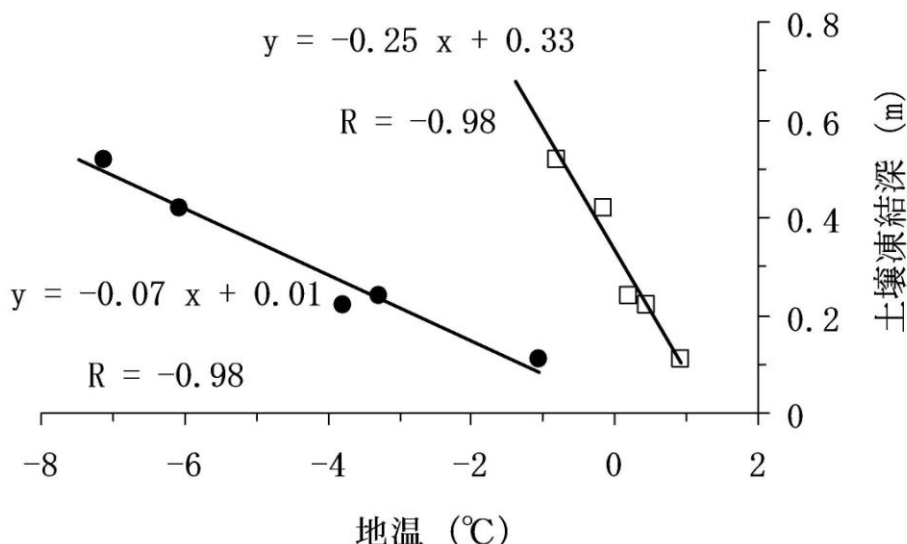


図25 融雪期直前の土壤凍結深と、観測期間における深さ0.05 mの日平均地温の最低値（●）ならびに融雪期直前の深さ0.30 mの日平均地温（□）との関係。

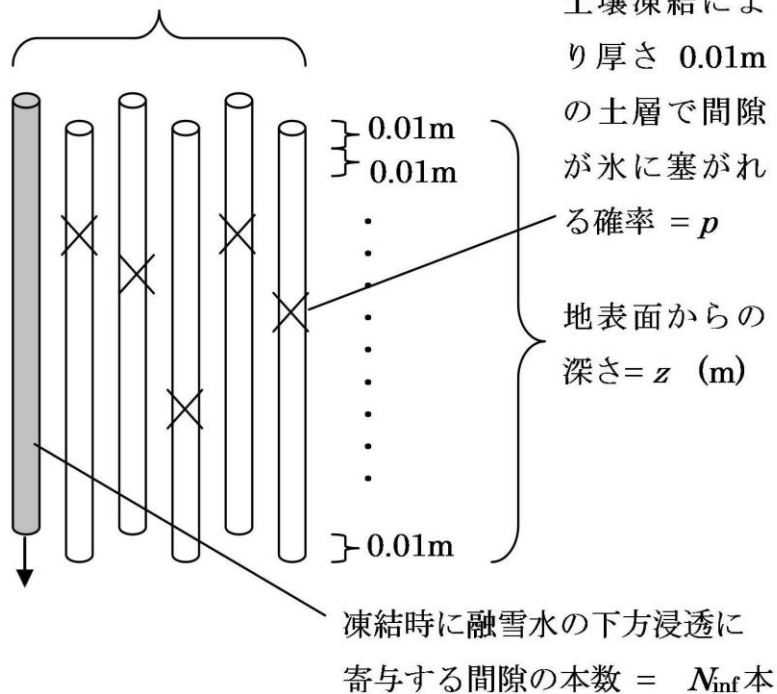
が高かったためとして説明される。すなわち、今回の試験結果は、土壤凍結深が比較的浅い場合には、土壤凍結深が深層への融雪水の浸透量を決定する支配的な要因の一つであることを意味している。

土壤凍結深の増加とともに融雪水の深層への浸透速度が減少する理由を説明するため、透水性への寄与が大きい、直径が等しい N 本の管状の間隙が土壤中に分布するようなモデル（図26）を考案した。図26に示した N 本の間隙について、単位厚さ（ここでは0.01 m）の土層が凍結したときにアイスレンズ等の氷で間隙が遮蔽される確率を p とすると、任意の深さ（ z m）における通水間隙の本数（ N_{inf} ）は次式で表わされる。

$$N_{inf} = N(1 - p)^{100z} \quad (5)$$

芽室において、土壤凍結深が0.2 m以下の対照区では、融雪期の深さ0.05 mの液状水量は間隙率よりもかなり低い値であった（図8f）。このことから、対象圃場では浸透能が融雪水量を大きく上回るため、透水間隙の一部を使うだけで全ての融雪水が土壤に浸透することが示唆される。実際、芽室の0~0.50 mの土層の飽和透水係数を測定した結果、 $4.0 \times 10^{-5} \sim 7.0 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ であり、透水性が良好であることがわかる。飽和透水係数の最低値である $7.0 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ から、粗間隙による位置ポテンシャルが卓越した流れを想定して動水勾配を1と仮定し、浸透速度を計算すると、605 mm d^{-1} となる。一方、観測期間中の融雪速度を計算したところ、20 mm d^{-1} 以下であった。このことから、芽室の試験圃場において凍結層が存在しない場合には、図26に示すように透水間隙の一部に空気が存在し、全ての透水間隙が機能しなくても、ほとんど全ての融雪水が浸透すると考えられる。そこで、非凍結時に融雪水相当量の水が浸透しても透水には寄与しない間隙の本数を N_{rem} とし、

a) 土壤凍結層が存在する場合

透水間隙全体の本数 = N 本

b) 凍結層が無い場合

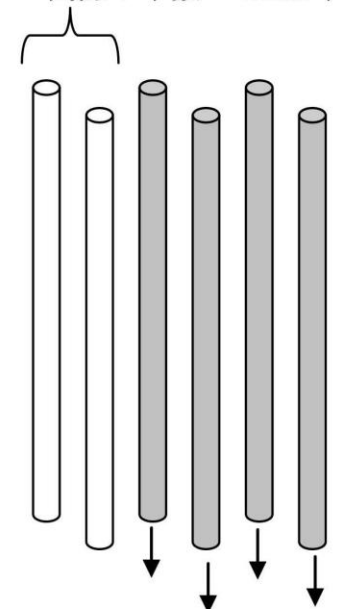
融雪水の浸透に寄与しない間隙の本数 = N_{rem} 本

図26 直管パイプによる融雪期の透水間隙モデルの模式図。a) 土壤凍結層が存在する場合に、氷の発生により各深さの間隙がある一定の確率で閉鎖されると仮定したときの、融雪水の浸透のイメージ。b) 土壤凍結層が存在しないときの融雪水の浸透のイメージ。

次式により N_{inf} を規格化した。

$$N_n = N_{inf} / (N - N_{rem}) \quad (6)$$

ここで N_n は、融雪水が浸透するために必要な間隙の本数に対する土壤凍結時の透水間隙の本数の割合である。式(5)から、土壤凍結層が存在しない（すなわち $z = 0$ m）場合には $N_{inf} = N$ となる。一方、 N_{inf} は実際に透水している間隙の本数ではなく、透水が可能な間隙の本数である。上述のように試験圃場は飽和透水係数が高いため、 $z = 0$ m のときに N_{rem} は 0 よりも大きい値をとる。そのため、式(6)の性質上、凍結深が浅い場合には N_{inf} が融雪水を全て浸透させるのに必要な間隙量である $N - N_{rem}$ よりも大きくなり、 N_n は 1 を超える。これに対し、式(6)では N_n が 1 を超えるような土壤凍結深のときにも、実際に融雪期において 0.5 m 以深に浸透する量と融雪水量の比である IR_{50} （式(4)）は 1 を超えることがない。このように、土壤凍結深が浅い場合には N_n と IR が一致しない。しかし、 N_n が 1 以下の値をとるときには、 N_{inf} が実際に透水に寄与する間隙の本数と同等になるため、融雪水量に対する下方浸透量の割合である IR_{50} は N_n と同等と考えてよい。そこで仮に N を 100 本とし、図23の散布図で平均自乗誤差が最小となるように式(5)の p と式(6)の N_{rem} を決定した結果、 $p = 0.088$ 、 $N_{rem} = 63.3$ 本となり、 N_n と実測した IR との平均自乗誤差である 0.15 は、 IR_{50} を対数関数で近似した場合の 0.25 よりも小さくなった（図23）。このように、間隙が氷により閉鎖されることを

考慮したモデルで土壤凍結深と IR の関係が近似されることから、土壤凍結深の増加とともに鉛直方向の透水間隙の連続性が失われるため、 IR_{50} が減少すると考えられる。

以上のように、土壤凍結深の増加とともに下層への融雪水の浸透が抑制されることが明らかになった。それでは、地表面から土壤への融雪水の浸透量も同様に、土壤凍結深の増加に伴って変化するのだろうか？それを調べるために、芽室の除雪区と対照区において、式(5)と式(6)から融雪期の融雪水の浸透量 (Inf) を計算し、融雪水量 (ΣM) で除すことで浸透割合 (IR) を計算した。計算結果を図27に示す。融雪期直前の土壤凍結深が深さ0.2 mよりも浅いときには $IR \approx 1$ であり、ほぼすべての融雪水が土壤に浸透したと判断される。一方、凍結深が深さ0.2 mよりも深くなると、土壤凍結深が深くなるほど IR は減少し、融雪期の深さ0.50 mの下方浸透量の場合(式(4))と同様に両者の関係は対数関数で近似された。観測期間中、12月下旬に一時的に気温が高くなり、34 mmの降雨がみられた。同様に厳冬期に降雨がみられた2008-09年の札幌の除雪区(4章(1))でも同様に、土壤凍結深が浅いにもかかわらず IR はかなり小さい値であった(図27)。これらの結果から、土壤凍結深の増加とともに IR は減少するが、厳冬期の一時的な寒さのゆるみにより降雨が発生する場合は土壤凍結深に関係なく融雪水の浸透が抑制されることが示唆される。

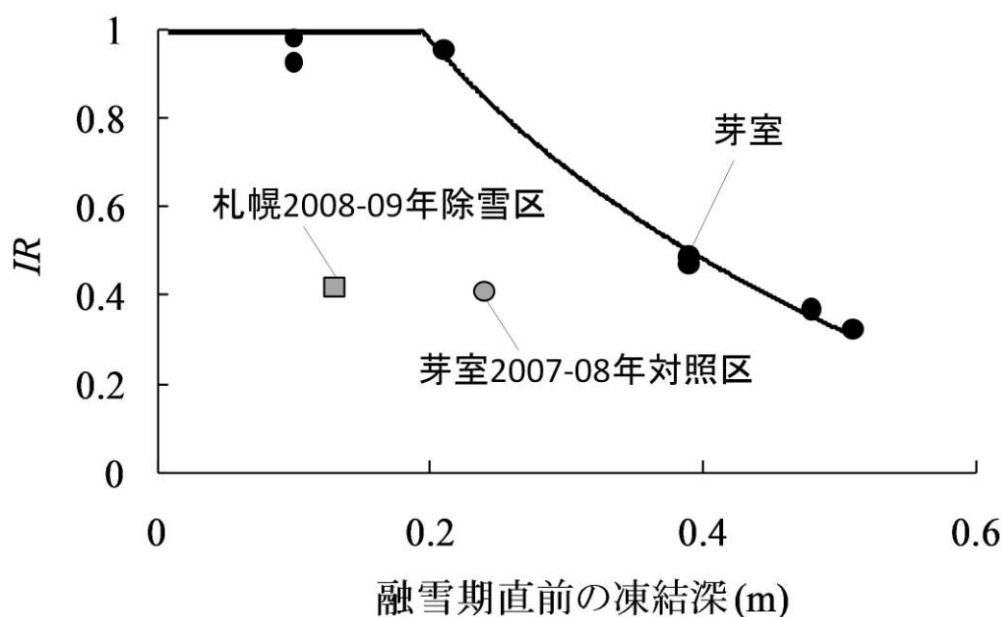


図27 芽室における浸透割合 (IR ; 融雪期における融雪水の浸透量を融雪水量で除した値) と融雪期直前の土壤凍結深の関係。融雪水の浸透が抑制された札幌除雪区の2008-09年の融雪期のデータも併記した。

2) 厳冬期の降雨イベントにより融雪期の融雪水の浸透が抑制されるメカニズム

土壤凍結層の存在により融雪水の浸透が抑制される原因について、Stadler et al.²³⁾やBayard et al.²⁴⁾は、融雪期の土壤表面や凍結層における融雪水の再凍結により、融雪水の浸透する間隙が塞がれることをあげている。また、松田ら²⁵⁾は、初冬に水田に人工的に氷を張って人工的に厚い氷を張ると、融雪期に融雪水の浸透が抑制されることを示した。これらのことは、地表面付近の氷

の増加により、融雪水の浸透が抑制される可能性があることを示している。

地表面付近に雨水が供給されたとき、それが凍結する量は、地表面からどれだけの熱が大気側に奪われたかに依存すると考えられる。そこで、厳冬期に降雨がみられた芽室の2007-08年と札幌の2008-09年について、降雨があった前後の深さ0.02 mの地中熱流板により計測された地中熱流量と、地中熱流量を決定する要因と考えられる気温と積雪深の推移を図28と図29にそれぞれ示す。

2007-08年の芽室では、厳冬期には、12月27日から28日にかけて0℃以上になり（図28a）、その

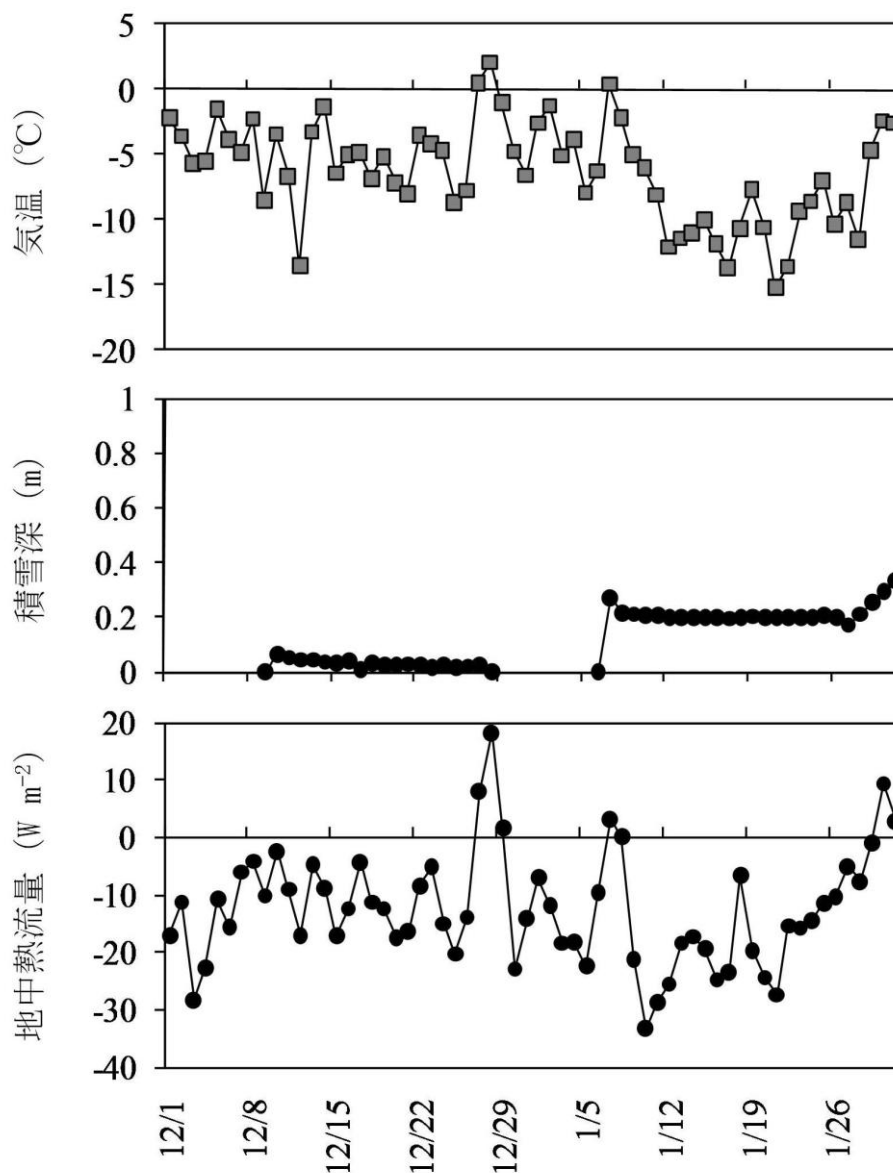


図28 芽室2007-08年対照区の厳冬期における(a)気温、(b)積雪深、(c)地中熱流量（地表面の熱フラックス）の推移。地中熱流量は鉛直下向きをプラスとした。

間に降雨があった。この降雨イベント以前には、対照区で数cm程度の積雪があったが、この降雨により消雪した（図28b）。その後、気温が急激に低下し、対照区の地中熱流量が急激に低下した（図28）。降雨後の2日間の地中熱流量の合計は約3 MJ m⁻²であり、9 mm m⁻²の水を凍結させる熱量

に相当する。同様に、2008-09年の札幌の除雪区では、1月23日と2月13日に降雨があったが、その後の気温の低下により地中熱流量が低下した（図29）。

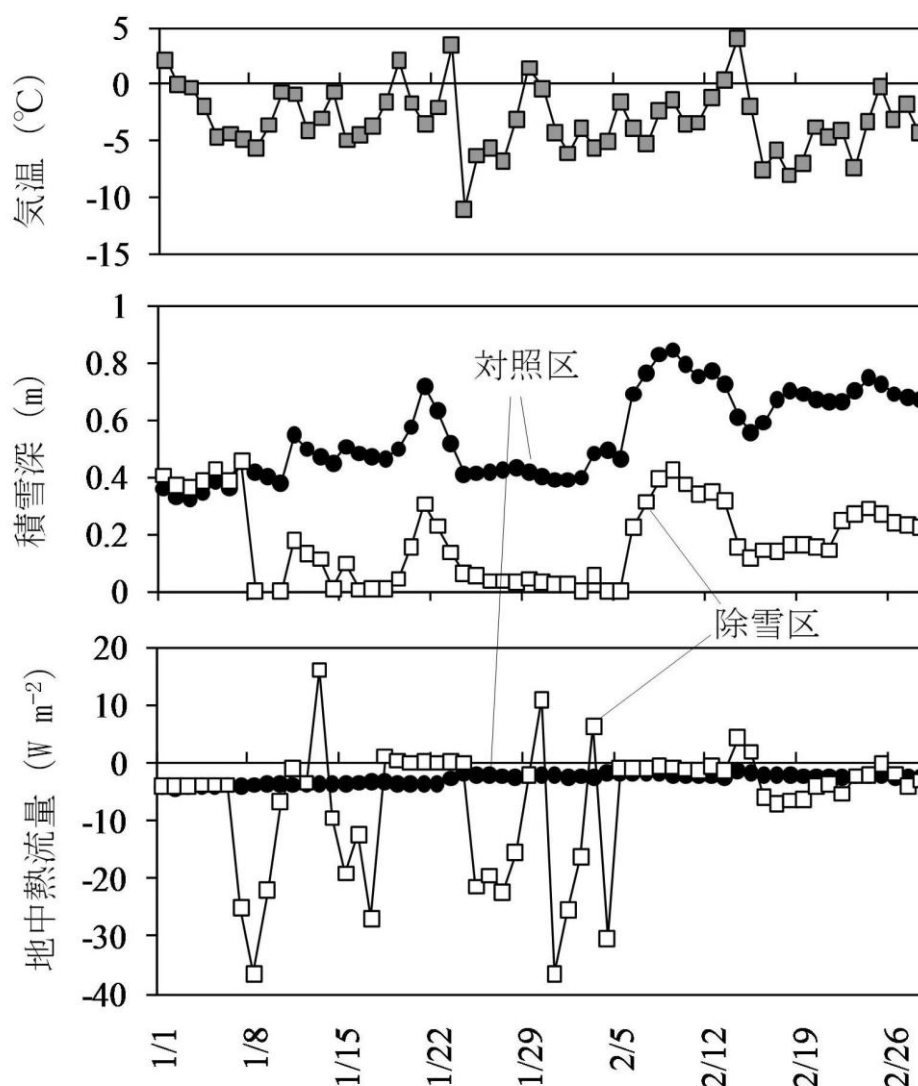


図29 札幌2008-09年対照区（黒丸）・除雪区（白抜き四角）の厳冬期における(a) 気温、(b)積雪深、(c)地中熱流量（地表面の熱フラックス）の推移。地中熱流量は鉛直下向きをプラスとした。

1月の降雨後の3日間と2月の降雨後の3日間の地中熱流量の合計は約 10 MJ m^{-2} であり、30 mmの水を凍結させるのに必要な熱量に相当する。これらのことは、降雨後の急激な気温の低下により多量の氷が形成されることを示している。低温であっても、積雪深が増加すると地中熱流量は増加するが、値がプラスになる（すなわち、大気から凍結層に熱が供給される）ことは融雪期までなかったため（図28と図29）、このときにできた氷が融雪期まで保存され、融雪水の浸透を抑制したと考えられる。

2008-09年の札幌の対照区では、積雪深が深く、雪の断熱効果が高いことで降雨後に気温が低下しても地中熱流量にほとんど変化がみられなかった（図29）。このように、気温だけではなく、

積雪層の厚さ等により変化する雪の断熱効果も土壌中の熱の移動に大きな影響を与える²⁶⁾。そこで、雪の熱伝導率と関係が高い雪密度 (ρ_s) と、積雪深 (ts) と気温 (T_a) が、地中熱流量に与える影響を評価した。

積雪層において土壌から大気に移動する熱フラックスは、一般的には深さ方向に変化するが、ここでは簡略化するために積雪層内の熱フラックスを一様と仮定し、次式により地中熱流量 (G) を計算した。

$$G = \lambda_s \times (\Delta T / ts) \quad (7)$$

ここに、 λ_s は積雪層の平均的な熱伝導率、 ΔT は気温と地表面温度の差である。 λ_s は Sturm et al. (1997)²⁷⁾ の次の関係式により算出した。

$$\lambda_s = 0.138 - (1.01 \times 10^{-3}) \times \rho_s + (3.233 \times 10^{-6}) \times \rho_s^2 \quad (156 \leq \rho_s \leq 600 \text{ kg m}^{-3}) \quad (8a)$$

$$\lambda_s = 0.023 - (2.34 \times 10^{-4}) \times \rho_s \quad (\rho_s < 156 \text{ kg m}^{-3}) \quad (8b)$$

また、実測値を用いて、 ρ_s 、 ts 、 T_a を説明変数とし、 ΔT を目的変数として回帰分析をおこなった結果、 ρ_s 、 ts 、 T_a から ΔT を推定する次式を得た。

$$\Delta T = 0.860 \times T_a - 3.77 \times ts + 5.61 \times \rho_s + 0.0265 \quad (9)$$

式(9)の重相関係数は0.98、F値0.001以下であり、 ρ_s 、 ts 、 T_a から ΔT が精度良く推定できると考えられた。これらの関係を用いて式(4)から G を算出した結果 (G_e) を実測値 (G_m) と比較した結果、 G_e は過小評価しているものの、両者の間には次の関係がみられた。

$$G_m = 1.42 G_e - 2.21 \quad (R = 0.89; \text{P値} < 0.001; n = 18) \quad (10)$$

そこで、この関係により G_e を補完して G_e を計算した結果、計算した G と G_m との関係は、ほぼ1:1の直線上に乗った (図30)。

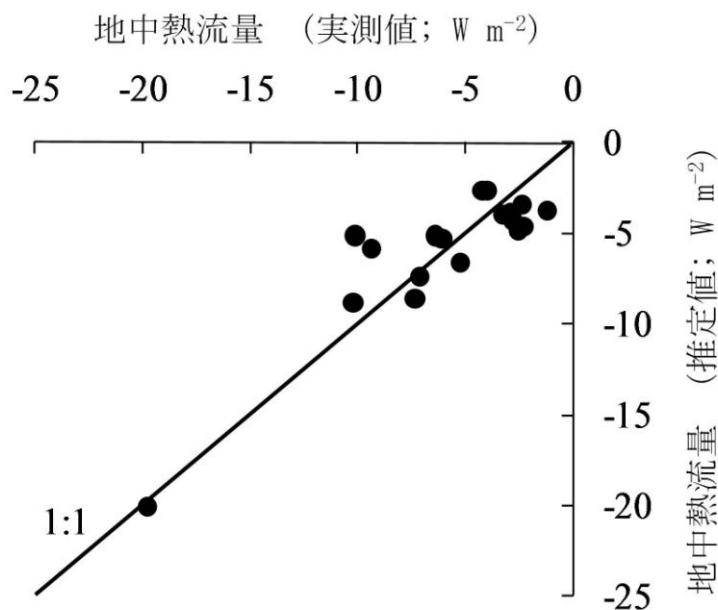


図30 地中熱流量の実測値と推定値の比較。

上記の方法により計算した、 G と、 ρ_s 、 t_s 、 T_a との関係を図31に示す。積雪深が0.1 mよりも浅

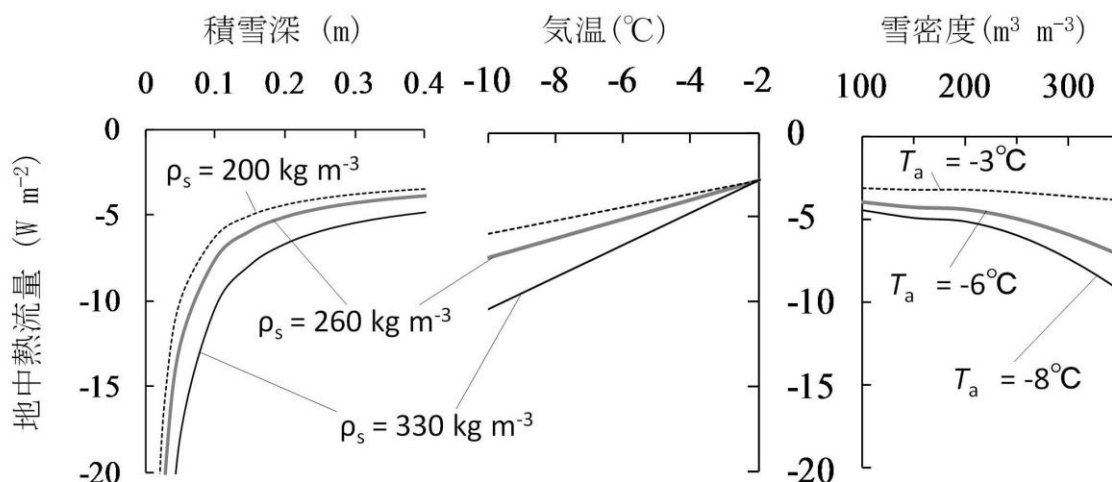


図31 地中熱流量と積雪深 (t_s)、気温 (T_a)、雪密度 (ρ_s) の関係。 $\rho_s = 200, 260, 330 \text{ kg m}^{-3}$ はそれぞれ降雪後の平均的な全層雪密度、観測期間中の平均的な雪密度、観測期間中の雪密度の最低値を意味する。 $T_a = -3, -6, -8 \text{ }^\circ\text{C}$ はそれぞれ降雨後数日間の日平均気温の最高値、平均値、最低値を意味する。

いときに、特に指数関数的に G が減少するのに対し、 ρ_s が増加、あるいは T_a が低下しても G は直線的にしか変化せず、その減少率も積雪深が0.1 m 以下の場合と比べて小さい。このことから、対照圃場と同様の気象条件の圃場では、積雪深が浅いことが、地表面から大気へと熱を奪い、降雨後に雨水を大量に凍結させるための必要条件であることが示唆される。

3) 土壤凍結深が0~0.5 mのときに融雪水の土壤への浸透割合を評価する方法

以上の議論から、土壤凍結深が0~0.5 mの場合には、土壤凍結深のほか、厳冬期の一時的な降雨に伴う地表面もしくは土壤凍結層の氷の増加が融雪水の浸透量に大きな影響を与えることが明らかになった。この結果を踏まえ、気象要因や土壤凍結深から土壤凍結深が0.5 m以下のときに融雪水の浸透量を推定するフローを図32にまとめた。厳冬期に一時的に気温が上昇し、降雨や融雪があった場合は、その後の低温により雨水や融雪水が地表面付近で凍結したかどうかによって融雪期における融雪水の浸透量が大きく異なる。積雪層が薄い場合には、これらの水が凍結するため、土壤凍結層の厚さにかかわらず、融雪水の浸透が極めて抑制される(図27)。一方、積雪層厚い場合には、雪の断熱効果により雨水や融雪水は地表面付近で凍結しないため、融雪水の浸透は厳冬期に一時的な降雨や融雪がなかった場合と同様に考えて良い。厳冬期に極端に地表面付近の氷の量が増加することがなければ、融雪期における融雪水量に対する融雪水の浸透割合は、図23や図27に示すように、土壤凍結深に依存する関係として整理される。この場合、土壤凍結深が0.2 mよりも浅い場合には、融雪水の浸透が土壤凍結層によって抑制されることはなく、土壤凍結層が存在しても、融雪水の土壤への浸透量は、土壤凍結層が存在しない場合と同程度であると考

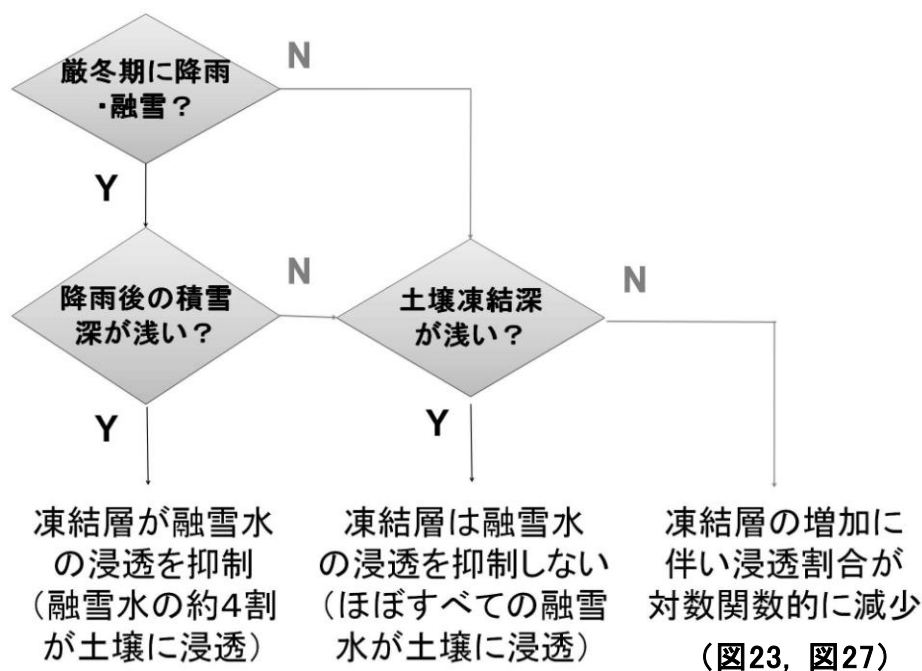


図32 融雪期直前の土壌凍結深が0～0.5 m のときの、厳冬期の降雨と積雪深、土壌凍結深が融雪水の浸透に与える影響の模式図。

えられる。一方、土壌凍結深が0.2 mよりも深い場合には、土壌凍結深の増加とともに融雪水量に対する融雪水の土壌への浸透量の割合は減少し、凍結深と融雪水の浸透割合の関係は対数関数で近似できると考えられる。

5. 本研究により得られた成果

(1) 科学的意義

1) 積雪・土壌凍結条件と融雪期の土壌水分移動の関係を定量化した。一般に土壌凍結深が0.2 mまでは、土壌凍結層が融雪水の浸透を抑制することはないが、土壌凍結深が0.2 mよりも深くなると、土壌凍結深が増加するほど融雪水量に対する融雪水の土壌への浸透量の割合が低下した。ただし、厳冬期に一時的な気温の急上昇で降雨が生じて積雪層を一時的に消失した場合は、通常の年と異なり、その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凍結深が0.1 m台と比較的浅くても、融雪水の浸透が極めて抑制されることも明らかになった。

2) 土壌凍結深の発達条件では、一酸化二窒素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観測した。年間放出量に対するこの消雪後の大量放出の寄与率は、70%以上であった。このことは、二酸化炭素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準じ、冬期の寄与率が年間の6～18%であったのとは対照的であった。土壌凍結が発達する寒冷な気候帯では一酸化二窒素の年間放出量を評価する上では冬期評価は非常に重要であることが示された。

3) 一酸化二窒素の土壌の凍結融解条件において短期・集中的に大量放出するメカニズムを解明

した。土壌凍結層の発達条件では大気との通気性が阻害されることで、融凍期に土壌ガス中の酸素分圧の低下が生じ、微生物が酸素から硝酸イオンに呼吸基質を選択する脱窒において一酸化二窒素の生成を促し表層土壌中に蓄積が大きく進むことで消雪後に大量放出が引き起こされる。

4) 一酸化二窒素の放出量と土壌凍結深の強い関係は認められるものの、両者の関係には大きな年次間差がある。この要因として、一酸化二窒素は土壌凍結深ばかりでなく、融雪・融凍期の地温も微生物活動に影響を与え、ひいては一酸化二窒素の生成強度に関わっている可能性が示唆された。

5) 二酸化炭素の放出量と土壌凍結深に一酸化二窒素との関係のような強い相関は認められない。二酸化炭素放出量は既往の研究で報告されているように地温の影響を受け、地温が高いほど放出量は大きくなる傾向であった。積雪および土壌凍結を伴う期間においては、地温が低いため潜在的な地表面二酸化炭素放出量は小さく、積雪層および土壌凍結層は土壌から大気への二酸化炭素ガス拡散を抑制し、地表面放出はほとんど見られなかった。一方、融雪や消雪に伴いガス拡散を抑制していた積雪層・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地表面放出量が観測された。また、同じ土壌凍結深度でも、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。

6) 地球環境モニタリングに貢献できる以下の観測手法を開発・構築した。

① 厳寒かつ地表面が湛水となる悪条件でも確実なガスサンプリングが可能なシリコンチューブを用いた拡散チャンバー型土壌ガス採取法を開発した。② 厳寒条件下で動作可能な自動開閉チャンバーに自動ガス採取装置を組み合わせ、地表面ガスフラックスを測定した。プログラム制御機能を持つデータロガーによって自動チャンバーシステムの一連の動作を自動制御するシステムを新規に構築し、融雪・融解期の一酸化二窒素大量放出時期において昼夜を含め最大2時間間隔の高頻度ガスフラックス観測を可能にした。③ 複数サイト・多試験区での大気-積雪-土壌凍結観測から得られる膨大なデータの処理を効率化するため、「観測運用-データ回収-データバックアップ-作図」を自動化できる体系的なネットワーク型観測システムを構築した。

(2) 環境政策への貢献

融雪・融解期における一酸化二窒素委の大量放出は、世界各地で観測されていたものの現象自体があまり認知されておらず、現状としてIPCC第4次評価報告書でも取り上げられていない。したがって、今回得られた結果はこの分野の大幅な進展に貢献できるものである。

6. 引用文献

- 1) IPCC, 2007. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment. Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 976pp.
- 2) Hirota, T., Iwata, Y., Hayashi, M., Suzuki, S., Hamasaki, T., Sameshima, R., Takayabu, I., 2006. Decreasing soil-frost depth and its relation to climate change in Tokachi, Hokkaido, Japan. Journal of the Meteorological Society of Japan, 84, 821-833.

- 3) Iwata, Y., Hayashi, M., Hirota, T., 2008. Comparison of snowmelt infiltration under different soil-freezing conditions influenced by snow cover. *Vadose Zone Journal*, 7, 79-86.
- 4) Röver, M., Heinemeyer, O., Kaiser, E-A., 1998. Microbial induced nitrous oxide emissions from an arable soil during winter. *Soil Biology and Biochemistry*, 30, 1859-1865.
- 5) Koga, N., Tsuruta, H., Sawamoto, T., Nishimura, S., Yagi, K., 2004. N₂O emission and CH₄ uptake in arable fields managed under conventional and reduced tillage cropping systems in northern Japan. *Global Biogeochemical Cycles*, 18, GB4025.
- 6) Regina, K., Syväsoilo, E., Hannukkala, A., Esala, M., 2004. Fluxes of nitrous oxide from farmed peat soils in Finland. *European Journal of Soil Science*, 55, 591-599.
- 7) 柳井洋介, 豊田剛己, 岡崎正規, 2007. 土壌の凍結融解をめぐる土壌微生物学研究の進展－凍結融解土壌における亜酸化窒素発生の機構解明と関連して. *土と微生物*, 61, 135-146.
- 8) Henry, HAL., 2008. Climate change and soil freezing dynamics: historical trends and projected changes. *Climatic Change*, 87, 421-434.
- 9) Dorsey, N.E., 1940. Properties of ordinary water substances. Reinhold, New York.
- 10) Regina, K., Syväsoilo, E., Hannukkala, A., Esala, M., 2004. Fluxes of nitrous oxide from farmed peat soils in Finland. *European Journal of Soil Science*, 55, 591-599.
- 11) Maljanen, M., Kohonen, A.R., Virkajärvi, P., Martikainen, P.J., 2007. Fluxes and production of N₂O, CO₂ and CH₄ in boreal agricultural soil during winter as affected by snow cover. *Tellus* 59B, 853-859.
- 12) 八木一行, 2000. III - 8温室効果ガス発生・吸収量. 土壌環境分析法編集委員会, 土壌環境分析法, 129-137, 博友社, 東京
- 13) Tokida T, Mizoguchi M, Miyazaki T, Kagemoto A, Nagata O, Hatano R, 2007. Episodic release of methane bubbles from peatland during spring thaw. *Chemosphere*, 70, 165-171.
- 14) Kammann, C., Grünhage, L., Jäger, H.-J., 2001. A new sampling technique to monitor concentrations of CH₄, N₂O and CO₂ in air at well defined depths in soils with varied water potential. *European Journal of Soil Science*, 52, 297-303.
- 15) Yoh, M., Takeuchi, M., Toda, H., 1998. Simultaneous measurement of N₂, O₂, Ar, CO₂, CH₄, H₂ and CO in aqueous and gaseous samples: a detection of N₂/Ar shifts in environments. *Japanese Journal of Limnology*, 59, 147-157.
- 16) Johnsson, H., Lundin, L.-C., 1991. Surface runoff and soil water percolation as affected by snow and soil frost. *Journal of Hydrology.*, 122, 141-159.
- 17) Stähli M, Jansson P-E, Lundin L-C., 1999. Soil moisture redistribution and infiltration in frozen sandy soils. *Water Resources Research.*, 35, 95-103.
- 18) 岩田幸良、広田知良、根本学、長谷川周一, 2008. (2) 大気-積雪-土壌凍結系水分動態観測システムの長期モニタリング化および凍結土壌下の水フラックスの定量化, 温暖化条件下の積雪・土壌凍結地帯の長期変動傾向の予測と農業に及ぼす影響評価(研究代表者: 広田知良), 環境省地球環境保全費報告書.

- 19) Wagner-Riddle, C., Hu, Q.C., van Bochove, E., Jayasundara, S., 2008. Linking nitrous oxide flux during spring thaw to nitrate denitrification in soil profile. *Soil Science Society of America Journal*, 72, 908-916.
- 20) Yanai Y., Hirota T., Iwata Y., Nemoto M., Nagata O., Koga N. (印刷中) Accumulation of nitrous oxide and depletion of oxygen in seasonally frozen soils in northern Japan-Snow cover manipulation experiments. *Soil Biology and Biochemistry*, doi: 10.1016/j.soilbio.2010.06.009
- 21) Crawley, M. J., 2005. 統計学：Rを用いた入門書，野間口健太郎・菊地泰樹訳，344 p.，共立出版，東京.
- 22) 原田祐介，土谷富士夫，武田一夫，宗岡寿美，2009. 長期観測に基づく積雪下の土の凍結融解特性. *雪氷*, 71, 241-251.
- 23) Stadler, D., Wunderli, H., Auckenthaler, A., Flühler, H., Bründl, M., 1996. Measurement of frost-induced snowmelt runoff in a forest soil. *Hydrological Processes*, 10, 1293-1304.
- 24) Bayard, D., Stähli, M., Parriaux, A., Flühler, H., 2005. The influence of seasonally frozen soil on the snowmelt runoff at two Alpine sites in southern Switzerland. *Journal of Hydrology*, 309, 66-84.
- 25) 松田周，向弘之，佐藤義和，2009. 積雪寒冷地転換畑における2008寒候年の根雪前湛水による氷板が根雪終日後の表層土壌水分に及ぼす影響. *農業農村工学会論文集*, 262, 49-55.
- 26) Iwata, Y., Hayashi, M., Hirota, T., 2008. Effects of snow cover on soil heat flux and freeze-thaw processes. *Journal of Agricultural Meteorology*, 64, 301-309.
- 27) Sturm, M., Holmgren, J., König, M., Morris, K., 1997. The thermal conductivity of seasonal snow. *Journal of Glaciology*, 43, 26-41.

7. 国際共同研究等の状況

特に記載すべき事項はない

8. 研究成果の発表状況

(1) 誌上発表

<論文(査読あり)>

- 1) 柳井洋介，常田岳志:土と微生物，63，26-31 (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”
- 2) Y. Iwata, T. Hirota, S. Suzuki, S. Hasegawa and M. Hayashi: *Hydrological Processes*. 24, 1755-1765. DOI: 10.1002/hyp.7621 (2010)
“Effects of frozen soil and snow cover on cold-season soil water dynamics in Tokachi, Japan”
- 3) Y. Iwata, M. Hayashi, S. Suzuki, T. Hirota and S. Hasegawa: *Water Resources Research*. 46, W09504, doi:10.1029/2009WR008070. (2010)
“Effects of snowcover on soil freezing, water movement and snowmelt infiltration”

- 4) Y. Iwata, T. Hirota, M. Hayashi, S. Suzuki and S. Hasegawa: 19th World Congress of Soil Science Proceedings, 20-23 (2010)
“Decreasing soil-frost depth and its influence on the snowmelt infiltration in Tokachi, Hokkaido, Japan”
- 5) Y. Iwata, M. Nemoto, S. Hasegawa, Y. Yanai, K. Kuwao and T. Hirota: Journal of Hydrology, 401, 165-176 (2011)
“Influence of rain, air temperature, and snow cover on subsequent spring-snowmelt infiltration into the thin frozen soil layer in northern Japan”
- 6) Y. Yanai, T. Hirota, Y. Iwata, M. Nemoto, O. Nagata and N. Koga: Soil Biology and Biochemistry, doi:10.1016/j.soilbio.2010.06.009 (2011)
“Accumulation of nitrous oxide and depletion of oxygen in seasonally froze soils in northern Japan under snow cover manipulation experiments”
- 7) 岩田幸良: 北海道農業研究センター報告, 194, 1-101 (2011)
“火山灰土における積雪・土壌凍結期間の水移動”
- 8) 岩田幸良, 長谷川周一, 鈴木伸治, 根本学, 廣田知良: 土壌の物理性, 印刷中 (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”
- 9) S. Ohkubo, Y. Yanai, O. Nagata, Y. Iwata and T. Hirota: Journal of Agricultural Meteorology, in press (2011)
“Influences of snow cover and soil-frost on ground surface flux and soil gas concentration of CO₂ in an agricultural land in northern Japan”
- 10) S. Suzuki, T. Hirota and Y. Iwata: Japan Agricultural Research Quarterly, in press (2011)
“Experimental study on sample size for laboratory calibration tests of commercial dielectric soil water sensors”

<その他誌上発表 (査読なし) >

- 1) 岩田幸良, 廣田知良, 井上聡: 農業農村工学会誌, 78, 330-331 (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”
- 2) 岩田幸良: 北海道の農業気象, 62, 29-36 (2010)
“畑の中の水移動について: 観測とデータ解析の実際”
- 3) 岩田幸良, 廣田知良: 平成21年度「新しい研究成果—北海道地域—」, 94-98 (2011)
“土壌凍結層の有無による冬期の土壌水分移動様式の違い”

(2) 口頭発表 (学会)

- 1) 柳井洋介, 古賀伸久, 岩田良幸, 常田岳志, 廣田知良: 日本土壌肥料学会講演要旨集, 18 (2008)
「シリコンチューブを用いた凍結土壌中亜酸化窒素濃度の観測」
- 2) 柳井洋介, 古賀伸久, 岩田幸良, 常田岳志, 楊宗興, 根本学, 廣田知良: 日本農業気象学会北海道・東北支部合同大会講演要旨集, 26-27 (2008)
「凍結土壌における土壌空气中温室効果ガス濃度の変化」

- 3) 柳井洋介, 古賀伸久, 岩田幸良, 常田岳志, 楊宗興, 根本学, 廣田知良: 日本土壤肥料学会北海道支部大会講演要旨集, 18 (2008).
「積雪除去実験下における土壌ガス組成の経時変化— N_2O 生成・放出との関係」
- 4) Y. Iwata, S. Hasegawa, S. Suzuki, K. Kuwao, M. Nemoto, M. Hayashi and T. Hirota:
Proceedings of the international conference on sustainable agriculture for food, energy and industry, (2008)
“Change of snowmelt infiltration in the frozen agricultural field with climate change”
- 5) 岩田幸良, 廣田知良, 長谷川周一, 有馬純一, 桑尾和伸, 鈴木伸治: 平成20年度農業農村工学会大会講演要旨集, 532-533 (2008)
「除雪処理による土壌凍結層の発達が生じた下層の土壌水分移動に与えた影響」
- 6) 桑尾和伸, 岩田幸良, 長谷川周一: 第50回土壌物理学シンポジウム講演要旨集, 10-11 (2008)
「融雪期における土壌の融凍現象と溶質移動」
- 7) Y. Yanai, O. Nagata, Y. Iwata, K. Kuwao, M. Nemoto, S. Hasegawa, N. Koga and T. Hirota: 19th International Symposium on Environmental Biogeochemistry, (2009)
“High nitrous oxide emissions from arable soils during winter to spring- Comparison between heavy snow and soil freezing regions in northern Japan”
- 8) 岩田幸良, 根本学, 桑尾和伸, 廣田知良, 柳井洋介, 長谷川周一: 農業農村工学会講演要旨集, 330-331 (2009)
「北海道の多雪地帯と土壌凍結地帯における厳寒期の土壌水分移動の違い」
- 9) 柳井洋介, 永田修, 岩田幸良, 桑尾和伸, 根本学, 長谷川周一, 古賀伸久, 廣田知良: 日本土壤肥料学会講演要旨集, 16 (2009)
「積雪・土壌凍結融解条件下での土壌ガス濃度と地表面ガス放出の同時観測—土壌凍結深と亜酸化窒素放出の関係」
- 10) 岩田幸良, 根本学, 桑尾和伸, 長谷川周一, 柳井洋介, 廣田知良: 日本土壤肥料学会講演要旨集, 1 (2009)
「融雪期以前の地表面および表層土壌の再凍結による融雪水の浸透抑制効果」
- 11) M. Nemoto, T. Hirota, Y. Yanai, Y. Iwata, O. Nagata, N. Koga, K. Kuwao and S. Hasegawa:
Proceedings of International Symposium on Agricultural Meteorology 2009, 170 (2009)
“Developments of simultaneous multi-field meteorological observation system for atmosphere-snow-frozen soil interaction”
- 12) 岩田幸良, 根本学, 桑尾和伸, 廣田知良, 柳井洋介, 長谷川周一: 平成21年度農業農村工学会大会講演要旨集, 330-331 (2009)
「北海道の多雪地帯と土壌凍結地帯における厳寒期の土壌水分移動の違い」
- 13) 岩田幸良, 根本学, 桑尾和伸, 長谷川周一, 柳井洋介, 廣田知良: 日本土壤肥料学会大会講演要旨集, 1 (2009)
「融雪期以前の地表面および表層土壌の再凍結による融雪水の浸透抑制効果」
- 14) 桑尾和伸, 岩田幸良, 根本学, 長谷川周一: 日本土壤肥料学会大会講演要旨集, 3 (2009)
「TDRを用いた土壌の電気伝導度のモニタリング」

- 15) 大久保晋治郎, 柳井洋介, 永田修, 根本学, 岩田幸良, 古賀伸久, 廣田知良: 日本農業気象学会北海道支部2009年大会講演要旨集, 22-23 (2009)
「農地における積雪、土壌凍結がCO₂動態に及ぼす影響」
- 16) S. Ohkubo, Y. Yanai, O. Nagata, M. Nemoto, Y. Iwata, N. Koga and T. Hirota: Asia Flux Workshop, 113, (2009)
“Effects of snow and soil-forest depth on CO₂ dynamics over and in agricultural soil in Hokkaido, northern Japan”
- 17) S. Ohkubo, Y. Yanai, O. Nagata, M. Nemoto, Y. Iwata, N. Koga and T. Hirota: International Symposium of Agricultural Meteorology 2010, 133 (2010)
“Observing CO₂ dynamics over and in agricultural soils under a snowpack removal experiment in northern Japan”
- 18) 岩田幸良, 柳井洋介, 広田知良: 日本農業気象学会北海道支部2010年大会講演要旨集, B17-B18 (2010)
「メチレンブルー土壌凍結深計の測定原理と測定精度の検証」
- 19) 岩田幸良, 柳井洋介, 桑尾和伸, 広田知良: 2010年度土壌物理学学会大会講演要旨集, 24-25 (2010)
「大区画圃場での土壌凍結時の融雪水の表面流出量の測定」
- 20) 柳井洋介, 古賀伸久, 岩田幸良, 楊宗興, 常田岳志, 根本学, 廣田知良: 2010年度日本土壌微生物学会要旨集, 0-2 (2010)
「ガス透過性膜を用いた土壌ガス採取—土壌凍結地帯における事例」
- 21) 柳井洋介, 廣田知良, 岩田幸良, 根本学, 永田修, 大久保晋治郎, 古賀伸久: 2010年度大会講演要旨集, 180 (2010)
「積雪・土壌凍結地帯における土壌中での亜酸化窒素生成動態の観測」
- 22) 柳井洋介, 大久保晋治郎, 岩田幸良, 根本学, 廣田知良: 2010年度土壌物理学学会大会講演要旨集, 74-75 (2010)
「凍結融解土壌における土壌中 N₂O 濃度の変化と表層土壌のガス拡散性」
- 23) 岩田幸良, 長谷川周一, 鈴木伸治, 根本学, 廣田知良: 日本土壌肥料学会大会講演要旨集, 1 (2010)
「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」
- 24) 岩田幸良, 根本学, 長谷川周一, 柳井洋介, 桑尾和伸, 広田知良: 平成22年度農業農村工学会講演会講演要旨集, 118-119 (2010)
「真冬の雨とその後の気温低下がもたらした春先の融雪水の浸透抑制」
- 25) 庭野匡思, 青木輝夫, 朽木勝幸, 保坂征宏, 岩田幸良, 廣田知良: 雪氷研究大会 (2010・仙台) 講演要旨集, 13 (2010)
「十勝地方に適用した積雪変態・アルベドプロセス (SMAP) モデルの精度評価」
- 26) S. Ohkubo, Y. Yanai, O. Nagata, Y. Iwata and T. Hirota: American Geophysical Union (AGU) Fall Meeting 2010, (2010)
“Continuous monitoring of surface CO₂ flux and soil gas concentrations in an agricultural soil under the snow cover manipulation experiment in Hokkaido, northern

Japan”

- 27) S. Ohkubo, O. Nagata, Y. Iwata and T. Hirota : International Symposium of Agricultural Meteorology 2011, 128 (2011)

“Continuous observation of CO₂ flux and concentration over and in agricultural soil in cold region”

- 28) 柳井洋介, 服部祥平: 東京工業大学GCOE研究集会「植物生理と土壤微生物活動に着目した、茶園における炭素及び窒素の循環」, (2011)

「土壤中でのN₂O生成動態のモニタリング/土壤凍結地帯での成果を茶園に応用する」

(3) 出願特許

特に記載すべき事項はない

(4) シンポジウム、セミナーの開催（主催のもの）

詳細様式(1)-2)で記載。

(5) マスコミ等への公表・報道等

詳細様式(1)-2)で記載

(6) その他

日本土壤物理学会大会 第8回（2010年度）優秀ポスター賞

柳井洋介 「凍結融解土壤における土壤中N₂O濃度の変化と表層土壤のガス拡散性」