

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

(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

独立行政法人 農業・食品総合技術研究機構 北海道農業研究センター

寒地温暖化研究チーム

岩田幸良・廣田知良・根本学

(研究委託先)

国立大学法人 北海道大学北方生物圏フィールド科学センター

長谷川周一

平成 17～19 年度合計予算額	58,121 千円(全課題分)
(うち、平成 19 年度 当初予算額	17,619 千円(全課題分))

[要旨] ここ20年間で土壌凍結深の顕著な減少傾向がみられる対象地域において、土壌凍結層が発達した過去とあまり発達しなくなった現在の水・物質循環について、土壌水分移動の変化を中心に調査することが本課題の目的である。2001年から観測を実施している長期観測サイトの凍結土壌より下層の水フラックスを定量化し、凍結層の発達が弱まった現在の対象地域における土壌水分移動を調査した。同地域では現在、断熱作用のある積雪深の増加する時期が季節的に早まる傾向にあるため、土壌凍結深が顕著な減少傾向にあり、近年の10年間では、年最大凍結深は多くの年で0.2 m 以下であり、ほとんど凍結層が形成されない年もある。このような条件では凍結層の有無にかかわらず融雪期には融雪水とほぼ同量の水が下層に浸透することが明らかになった。断熱作用のある雪を取り除くことで土壌凍結深が0.3 m 以上発達した過去の十勝の土壌凍結条件を再現した試験区を設置し、融雪水の浸透を調査した。その結果、融雪期間における融雪水量に対する下層への融雪水の浸透量の割合と融雪期直前の土壌凍結深との間には明確な負の相関関係が認められ、土壌凍結が発達した過去には融雪期間中に0～40%程度しか下層への浸透が生じないことが明らかになった。気候変動による気温上昇により凍結深がさらに減少した場合には、現在と同様に凍結層が融雪水の浸透を抑制することは無いと考えてよいが、気温の上昇によって雪が雨になることで積雪層が減少し、凍結層が発達することで融雪水の浸透が阻害される可能性も考えられることが観測結果から明らかになった。なお、気候変動によって凍結深が減少し、融雪水の浸透が抑制されなくなることを実際の観測により示したのは世界的にみても例がないことが評価され、米国の土壌科学学会への投稿論文がExcellent Exampleに選ばれた。

[キーワード] 土壌凍結、土壌水分、物質循環、熱移動、水収支

1. はじめに

課題 (1) で示したように、北海道の十勝地域では北海道開拓史以来類をみないほど、土壌凍結深が顕著に減少している¹⁾。近年の凍結深の減少傾向は日本の北海道・道東地域に限定されたものではなく、ロシアにおける永久凍土や季節凍土の後退²⁾、カナダにおける非凍結期間の増加³⁾など、凍土の減少傾向は寒冷圏の各地で報告されている。凍結層が発達するときに下層から凍結層に向かって大きな駆動力で土壌水分が移動する⁴⁾、融雪期に凍結層が融雪水の浸透を抑制する

⁵⁾ など、凍結層の発達程度は土壌中の水移動様式に大きな影響を与える。そのため、世界各地で報告されている気候変動に伴う土壌凍結層の後退は、土壌凍結期間の水移動とそれに伴う土壌中の様々な物質移動に大きな影響を与えていると考えられる。しかし、土壌凍結の発達程度と土壌水分移動の関係を調査した事例が少なく、気候変動に伴う土壌中の物質移動の変化についてはほとんどわかっていない。

土壌凍結条件での野外観測データの取得を困難にしている主な原因は、土壌が凍結するほどの寒冷な環境における土壌水分移動のモニタリングが困難なことにある。例えば、土壌水分移動の駆動力となる水ポテンシャル勾配（以下、動水勾配）をモニタリングするための測器としてテンシオメータがあるが、中に水を入れる必要があるため、水が凍結する寒冷な条件では使用できないとされてきた。水の代わりに不凍液を使用する方法も考案されているが、不凍液の拡散等の理由から長期観測には向かないと考えられる⁶⁾。近年、TDR 土壌水分計の開発により、土壌凍結地帯における土壌水分量の長期的な観測事例が増えた⁷⁾。動水勾配の観測についても、著者らによって土壌凍結層下の非凍結部分の長期観測手法が確立された⁴⁾。これらのデータを用いて土壌水分移動量である水フラックスを推定できるが、積雪・土壌凍結条件での推定例は無く、寒冷圏の物質循環の定量的な解析のために精度の高い水フラックスの推定結果が望まれている。

近年開発された上記の各種センサーによって近年の土壌水分移動の傾向が明らかになったとしても、土壌凍結条件での土壌水分移動の過去のデータは一部の限られた地域にしか存在しないため、気候変動に伴う野外の土壌水分移動の変化を定量的に評価することは難しい。一方、雪は非常に効果的な断熱材の役割をするため、除雪により凍結層の発達が促進されることが知られている⁸⁾。実際、一部の森林や農地では、気候変動によって降雪量が減少するという将来予測のもと、除雪をすることで地温・土壌水分量・温室効果ガスの発生量の変化を予測する試みがおこなわれ始めた^{9)・10)・11)}。この方法は、現在進行している土壌凍結深の減少傾向について、土壌凍結深が発達していた過去と凍結深が浅くなった現在の土壌環境の変化を調査する目的にも使用可能と考えられるが、この目的で除雪試験をおこなった研究例はない。さらに、土壌水分移動が地温の正確な推定や土壌中の肥料成分の移動、温室効果ガスの排出に重要な役割を演じることを既往の研究が指摘しているにもかかわらず^{11)・12)}、過去の除雪試験では土壌水分移動に関する詳細な解析はほとんどなされていない。

2. 研究目的

農地の熱移動や物質循環に大きな影響を与える土壌水の移動について、土壌凍結が発達した1990年代以前と土壌凍結深が減少した現在との違いを明らかにし、気候変動に伴う土壌凍結深の減少によって十勝の農地環境がどのように変化したかを推定することが本研究の目標である。

土壌水分移動の定量的な解析には土壌中の水フラックスの推定が有効である。そこで、2001年から十勝平野でおこなっている観測サイト（以下、長期観測サイト）の土壌水分移動に関する長期観測データを用いて下層の水フラックスを推定する手法を開発し、凍結深があまり発達しなくなった現在の冬期の土壌水分移動の特徴を明らかにすることを第一の目的とした。

水フラックスの推定によって現在の土壌水分移動の特徴が定量的に把握されても、土壌凍結深が発達した過去の観測データがほとんど無いために土壌水分移動がどのように変化したかを定量的に評価することは難しい。そこで、除雪により土壌凍結深を発達させることで過去の土壌凍結

条件を再現した試験区を設置し、自然積雪状態の現在の農地環境の試験区との地温・土壌水分移動を比較することで、過去と現在の物質循環の違いを調査することを第二の目的とした。

3. 研究方法

十勝平野の中部に位置する芽室町の北海道農業研究センター芽室拠点畑試験圃場(42°53'N, 143°03'E)に以下の観測サイトを設置し、地温・土壌水分移動に関する観測をおこなった。観測サイトの土壌は北海道道東地域に広く分布する乾性火山灰土であり、地下水位が約8 m¹³⁾、1 m 以下からレキ層が出現する排水性の良い圃場である。

(1) 長期観測サイトの概要と土壌水分移動量の定量化手法

長期観測サイトにおいて2002年11月から2007年4月までの約5年間に観測された土壌水分量のデータから土壌中の水フラックスの長期変動を推定した。

水移動に関する観測項目は、圧力水頭（深さ 0.6, 0.7 m; 断熱型テンシオメータ³⁾）、土壌水分量(深さ0.05, 0.1, 以下1 mまで0.1 m 毎;誘電率測定方式の土壌水分計)、降水量(溢水式雨量計)、積雪深(超音波積雪深計)、積雪水量(メタルウェファー+採雪管)である。また、非積雪期間の蒸発量の算出等に必要な熱収支のデータを得るために、地温(深さ0,0.02,0.05,0.1, 以下1 mまで0.1 m 毎)、地中熱流量(深さ0.02 m)、土壌凍結深(メチレンブルー土壌凍結深計)を計測した。土壌凍結深と採雪管による積雪水量は1週間に1~2回程度観測した。さらに、気温、風速、4成分放射を計測し、非積雪期間における裸地面からの蒸発量を熱収支モデル¹⁴⁾により計算した。

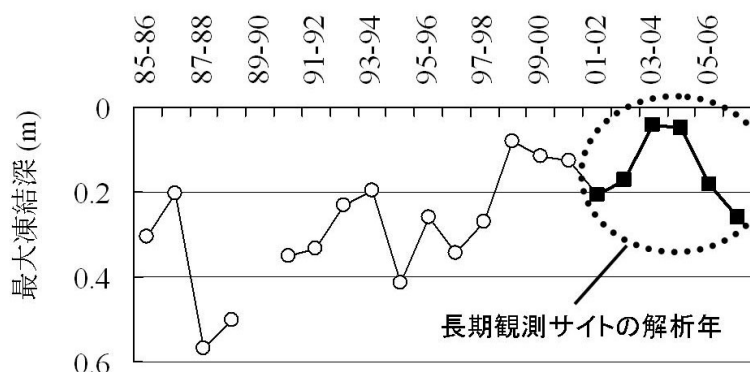
長期観測サイトのデータを利用して、土壌凍結深の減少した最近の土壌水分移動の定量化を行った。ここ数年の傾向として、土壌凍結深が最大で0.2 m 以下の年が多い(図1)。そこで、特に土壌水分移動が活発な表層付近について、凍結層の形成が土壌水分移動に与える影響を調査する目的で凍結層直下の深さ0.2 m の水フラックスを算出し、土壌凍結が発達した年と、凍結層がほとんど形成されなかった年の長期観測サイトにおける土壌凍結・融雪期間の下層の土壌水分移動を比較し、現在の対象地域における土壌水分移動量を評価した。

水フラックスを測定するため、はじめに土壌が凍結する心配の無い深さ0.6 m と0.7 m にテンシオメータを設置して水ポテンシャルを測定し、深さ0.65 m の動水勾配を算出した。

次に、不飽和透水係数を現場データから推定するため、融雪期に土壌凍結層が存在しなかった年(2003-04年と2004-05年)の融雪期のデータから、下記の式(1)により水収支法で融雪期後期の高水分状態における深さ0.65 m の不飽和透水係数を計算した。

$$k = (S_m - \Delta\theta) / d$$

(1)



ここに、k: 水収支により計算された透水係数、 S_m : 融雪水量、 $\Delta\theta$: 深さ0~0.65 m までの土壌水分増加量、d: 深さ0.65 m の動水勾配。 S_m は積雪水量と降水量のデータから、 $\Delta\theta$ は深さ0.6 m までの土壌水分量の変化から、d は深さ0.6 m と0.7 m の圧力水頭からそれぞれ

図1 観測サイトにおける凍結深の長期観測結果
(メチレンブルー凍結深計により計測)

算出した。

上記の不飽和透水係数は融雪期後期の、水分量が高いときの値である。そこで、より水分量が低いときの不飽和透水係数を推定するため、観測データから求めた、深さ 0.6、0.7 m の圧力水頭と土壤水分量との関係から、van Genuchten-Mualem モデルにより不飽和透水係数と土壤水分量との関係を求め、式(1)で計算された不飽和透水係数との差を Luckner の方法¹⁴⁾により補正した。

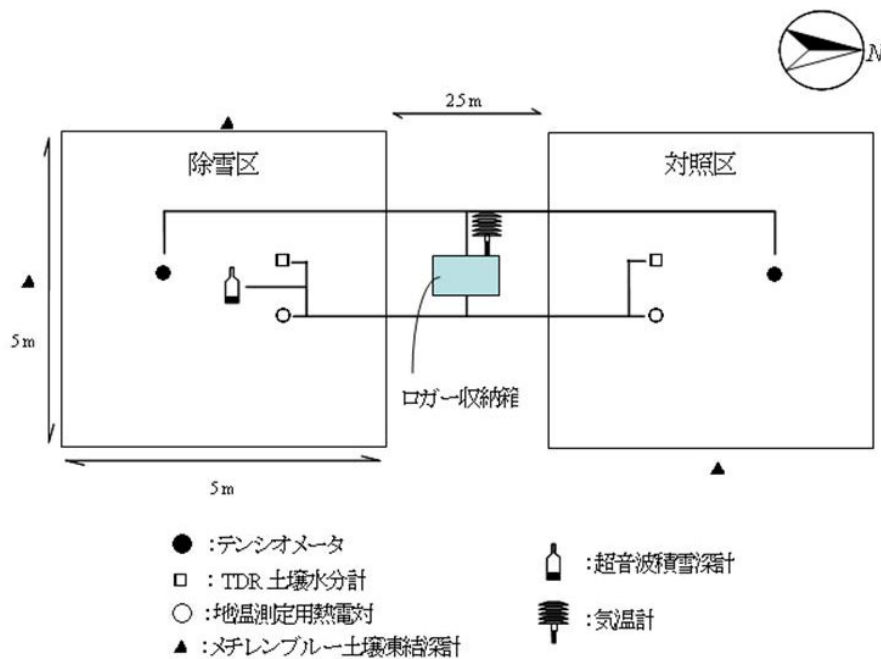
このようにして得られた各土壤水分量における不飽和透水係数と圧力水頭の観測値から計算した動水勾配により、深さ 0.65 m における水フラックス ($q_{0.65}$) を計算し、深さ 0.2~0.65 m の水分増加量 ($\Delta S_{0.2-0.65}$) から、以下の式により深さ 0.2 m の水フラックス ($q_{0.2}$) を計算した。

$$q_{0.2} = q_{0.65} - \Delta S_{0.2-0.65} \quad (2)$$

こうして計算された $q_{0.2}$ の妥当性を検証するため、非積雪期間のうち、降雨による表面流出が無いと考えられる期間や比較的蒸発量の多い期間を選び、地表面から深さ 0.2 m までの土層の水収支から以下の式により $q_{0.2}$ を計算した。

$$q_{0.2} = E - P + \Delta S_{0-0.2} \quad (3)$$

ここに、 E は蒸発量、 P は降水量、 $\Delta S_{0-0.2}$ は深さ 0~0.2 m における土壤水分の増加量を意味す



除雪区



対照区

図2 除雪試験区のレイアウト

る。式(2)と式(3)から得られた $q_{0.2}$ を比較することで、式(2)により計算された水フラックスの妥当性を検証した。

(2) 除雪による過去の土壤凍結条件の再現と土壤水分移動の定量的評価

長期観測サイトに隣接する試験圃場内に、除雪をして土壤凍結を発達させる処理区（以下、除雪区）と自然積雪状態の試験区（以下、対照区）を設置し、長期観測サイトと同様の観測をそれぞれの試験区でおこなった（図2）。

深さ 0.05～1.05 m の土壤水分量を 0.1 m 間隔で測定した。深さ 0～1 m の地温を 2～10 cm 間隔で測定した。また、深さ 0.9 m と 1 m の水ポテンシャルから深さ 0.95 m の動水勾配を測定した。

測定期間が3年と長期観測サイトと比較して短いことにより、観測期間中長期観測サイトで行った現場データから透水係数を推定し、水フラックスを算出することがこの観測サイトでは難しかった。そこで、動水勾配の測定深さである深さ 0.95 m から土壤試料を採取し、実験室内において水ポテンシャルが水頭圧で 0～-1.2 m を定常法¹⁵⁾、-1.2 m よりも乾燥側を One-step 法¹⁶⁾でおこなった。定常法については、飽和から試料を脱水させていく脱水過程と、-1.2 m の水ポテンシャル状態から吸水させていく吸水過程で不飽和透水係数を測定することで、水ポテンシャルと不飽和透水係数との間に生じるヒステリシスを補正した。

こうして求められた不飽和透水係数と深さ 0.95 m の動水勾配から深さ 0.95 m の水フラックスを計算し、式(2)と同様の方法で凍結層下端までの水フラックスを算出した。

融雪水の浸透形態を明らかにするために、除雪区・対照区ともに融雪前に地表面にトレーサー

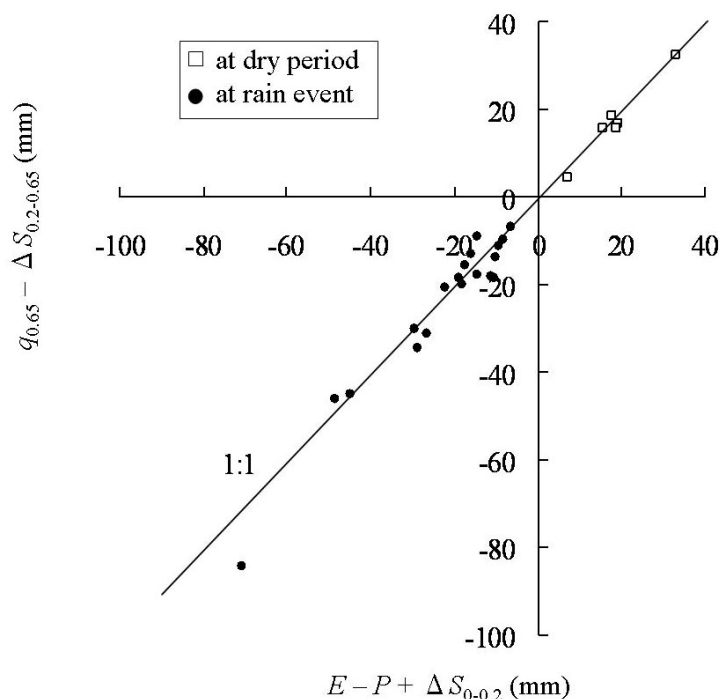


図3 深さ0.2mより上の土層の水収支から計算した深さ0.2 m の水フラックス(横軸)と深さ0.2～0.65mから計算した同深さの水フラックス(縦軸)の比較結果

として陰イオン（2007年はCaCl₂、2008年はKBr）を散布し、融雪後に深さ方向と水平方向にメッシュ状に土壤を採取することでそこに含まれる陰イオン含量、もしくはECの計測から、土壤中における融雪水の挙動を評価した。また、2007年の対照区において、消雪直後に直径0.15 m のステンレス円筒を土壤表面に設置し、メチレンブルー染色液を湛水させることで融雪水の浸透経路の観察をおこなった。

4. 結果・考察

(1) 凍結深が浅くなった近年の土壤水分移動

式(2)により計算した水フラックスの検証結果を図3に示す。不飽和透水係数と動水勾配・水分量の実測

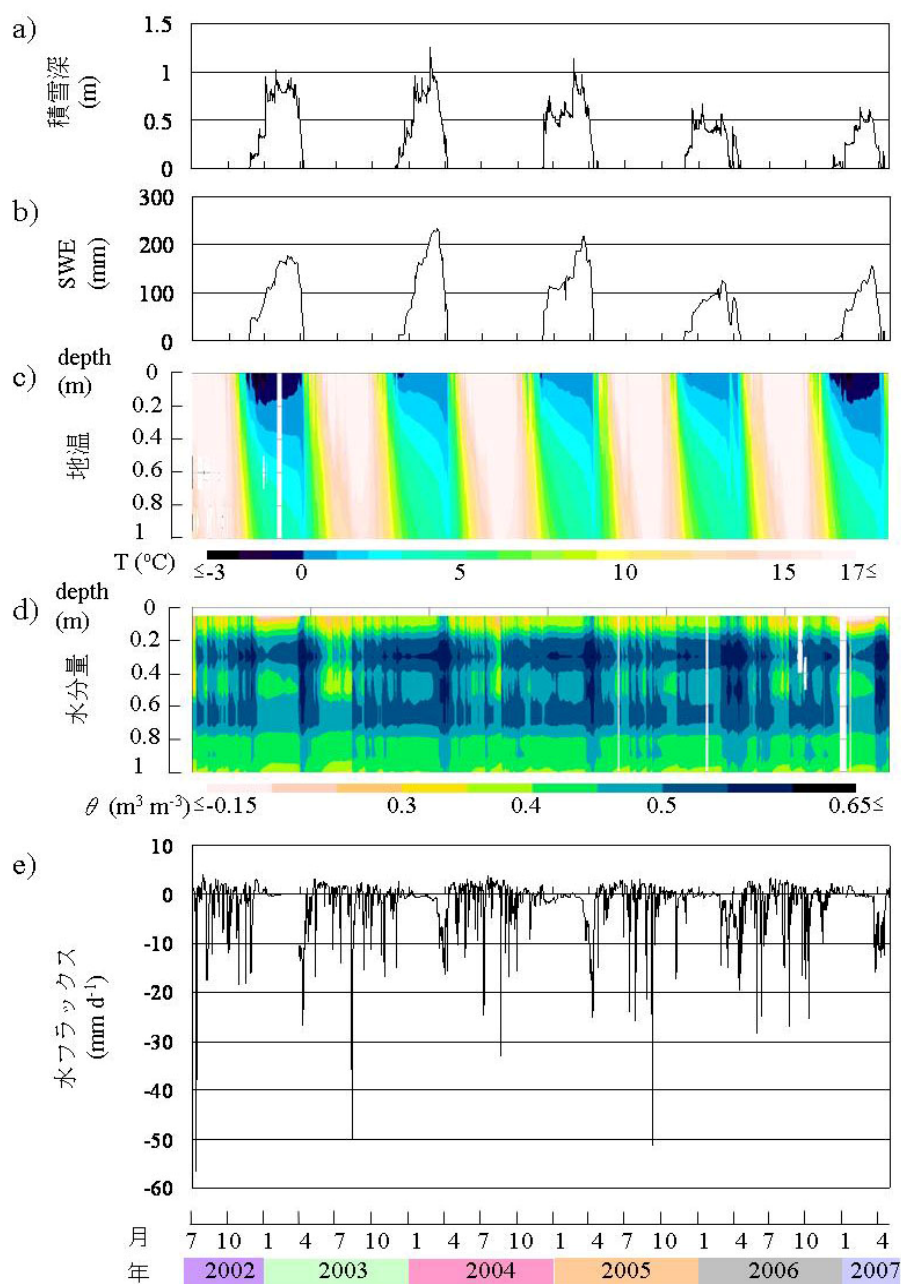


図4 長期観測サイトにおける積雪深，積雪水量（SWE），地温，土壌水分量，水フラックスの推移

値を用いて式(2)により計算した深さ 0.2 m の水フラックスは、それとは独立した測定項目から式(3)により計算した値とほぼ 1 : 1 に対応しており（RMSE = 4.7 mm）、深さ 0.2 m の水フラックスは土壌中の水移動としては精度よく推定できたと考えられる。

式(2)により計算した深さ 0.2 m の水フラックスを積雪深、積雪水量（SWE）、地温、土壌水分量とともに図4に示す。観測期間中、2003-04年、2004-05年、2005-06年の3回の冬には地温が 0°C を下回ることがほとんど無く、土壌凍結層がほとんど形成されない年であった（以下、非凍結年；図4c）。一方、2002-03年と2006-07年の2回の冬には土壌凍結深が約 0.2 m 発達した（以下、凍結年；図4c）。

観測期間中、深さ 0.2 m 以深の水分量は凍結層の有無によらずに融雪期に相当する 3 月下旬から 4 月上旬に最も高かった (図 4d)。融雪期の深さ 0.2 m の下方浸透量 (すなわち、水フラックスの絶対値) も凍結年と非凍結年で最大値や積算値に明確な違いはみられなかった (Fig. 4e)。凍結年・非凍結年ともに融雪期に地温が急激に低下し、積雪水量が少なかった 2006 年を除き深さ 1m の地温は 2°C 以下と年最低の値を示した (図 4b と図 4c)。この結果は、融雪水の浸透により深さ 1 m 付近の土壌が冷やされたことを意味している。融雪期の詳細な水フラックスの推移をみても、凍結層の有無により融雪水の浸透が抑制されることは無かったことから (データ省略)、土壌凍結層がほとんど形成されない年はもちろん、近年の典型的な最大凍結深である 0.2 m 程度 (図 1) の厚さの凍結層が形成されても、凍結層が融雪水の浸透を抑制せず、ほとんど全ての融雪水が土壌中に浸透することが明らかになった。

このように、凍結層の発達が悪化した現在では、凍結層の有無にかかわらず多量の融雪水が下層に浸透すると考えてよい。一方、融雪期以前の土壌水分移動については、凍結年には下層から凍結層に向かって水が移動するのに対し、非凍結年には積雪層底面からの融雪水¹⁷⁾により積雪期間を通して表層から地下へと土壌水分が移動することから (図 4e)、凍結層の有無により融雪期以前の土壌水分移動が大きく異なることが示唆された。これについて詳細に調べるため、凍結年については夏季の最も土壌が乾燥した期間の、非凍結年については断続的な降雨により土壌最も湿潤な期間の土壌水分移動をそれぞれ比較した (図 5 と図 6)。深さ 0.2 m 程度の土壌凍結層の発達でも約 5 週間で 100 mm 以上 (2.6 mm d⁻¹) の蒸発量が生じる夏季と同程度の地表面に向かう水フラックスが深さ 0.2 m で生じている (図 5; 水フラックスの値がプラスの場合は下層から表層へと上向きに水が移動したことを意味する)。一方、非凍結年の冬期には連続した負の水フラックス (負の値は下向きに水が移動したことを意味する) が生じていることがわかる (図 6)。

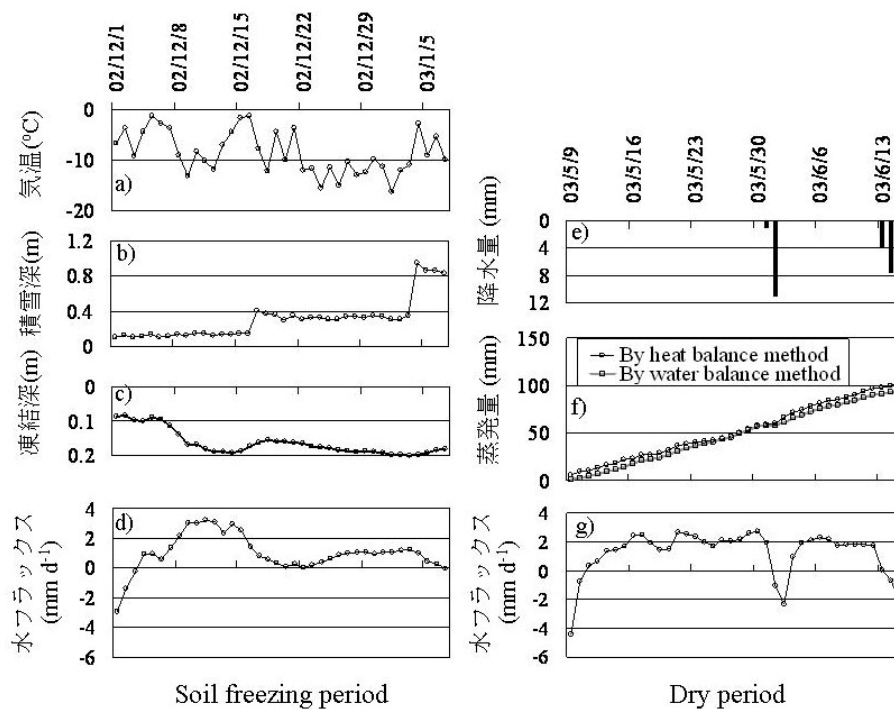


図 5 凍結年の土壌凍結発達期 (左) と夏季の乾燥時 (右) における地表面の状態と深さ 0.2m の水フラックスの関係

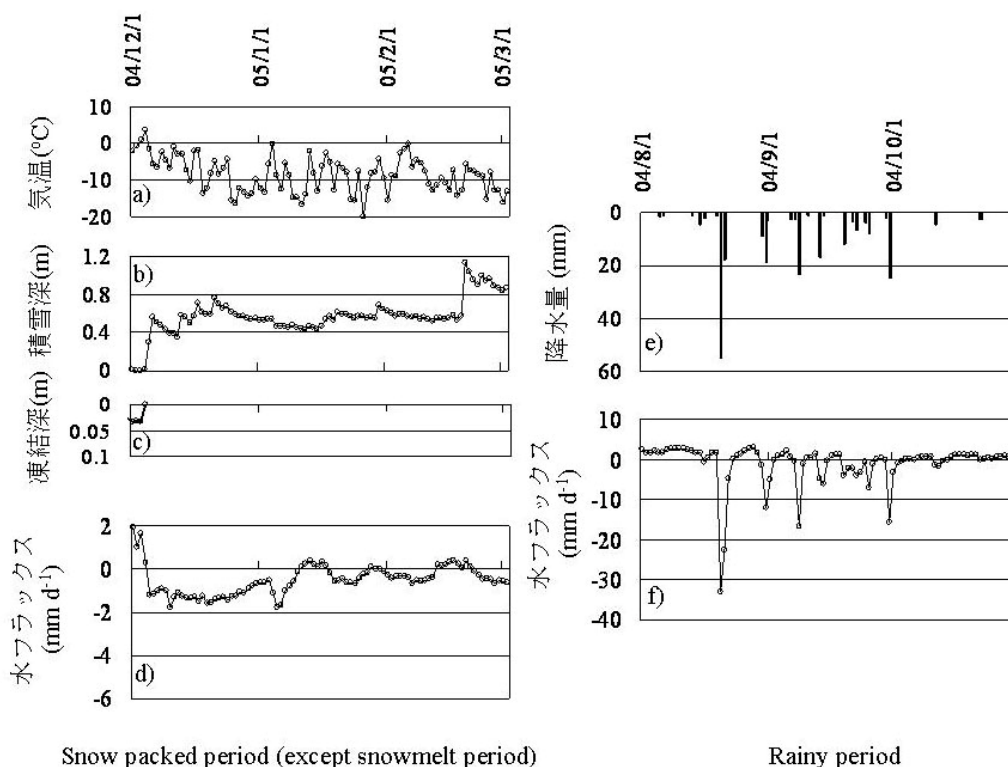


図6 非凍結年の融雪期以外の積雪期間（左）と夏季の多雨期間（右）における
地表面の状態と深さ 0.2m の水フラックスの関係

非積雪期間の水フラックスの絶対値（すなわち、一日あたりの下方浸透量）は降雨時に大きな値を示す（図 6f）。これに比較すると、非凍結年における積雪期間の水フラックスの絶対値は小さいが（図 6d）、積雪期間には連続した鉛直下向きの水移動が生じるため、水フラックスの積算値では、多雨期の -83 mm に対して非積雪年には -47 mm となり、積雪期間全体では多量の土壤水分が 0.2 m 以深に移動したことがわかる。このように、凍結深が浅くなった現在では、凍結層の形成の有無により土壤水分移動が大きく異なり、特に表層付近の肥料成分の移動に大きな影響を与えていると考えられる。

（2）土壤凍結が発達した過去とあまり発達しなくなった現在の土壤水分移動の比較

除雪試験をおこなった 2005-06 年、2006-07 年、2007-08 年の除雪区と対照区における冬の積雪深と凍結深を表 1 に示す。2005-06 年は凍結深が目標とする 0.40 m に達してから除雪区に雪を載せたことにより、除雪区と対照区の積雪深がほとんど等しくなった。2006-07 年は除雪区の積雪深が対照区の $1/2$ 程度、2007-08 年は除雪区にほとんど雪が無い年であった。

表1 除雪試験圃場の積雪深と凍結深の年次間差

年	最大積雪深(m)		最大凍結深(m)	
	除雪区*	対照区	除雪区	対照区
2005-06	0.45	0.46	0.43	0.12
2006-07	0.24	0.49	0.52	0.27
2007-08	0.18	0.50	0.51	0.22

* 除雪後の積雪深の最大値

このような各年の積雪・土壤凍結条件において、融雪開始から消雪までの融雪水量に対する凍結層下端における融雪水の浸透量の割合を図 7 に示す。凍結層下端からの浸透量はダルシー法により計算した深さ 0.95 m の水フラックスと凍結層下端から深さ 0.95 m までの土壤水分量の増減から、式

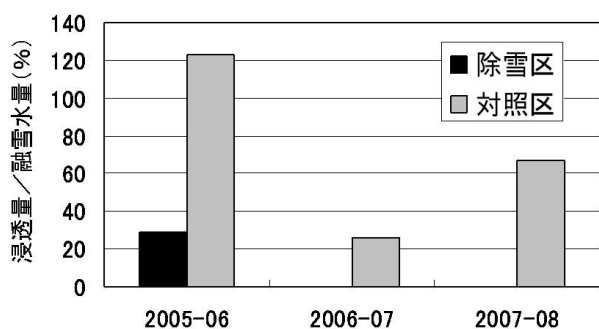


図7 各年における融雪開始から消雪までの融雪水量に対する凍結層下端から下層への融雪水の浸透量の割合

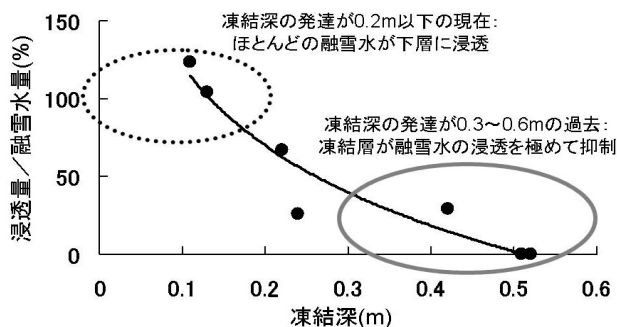


図8 融雪開始から消雪までの凍結層の下層への浸透量と融雪開始直前の土壌凍結深の関係

(2)と同様の方法で算出した。凍結層が50cm以上発達した2006-07年と2007-08年の除雪区では消雪までにほとんど融雪水の浸透はみられなかった。一方、比較的融雪水が多く、積雪深も0.4m程度であった2005-06年の除雪区では30%程度の浸透が認められた。対照区については、最大凍結深が0.12mであった2006年には100%を超えるものの、最大凍結深が20cm~30cmの2007年と2008年にはそれぞれ26%と67%であり、凍結層が融雪水の浸透を抑制するという結果になった。なお、2005-06年の対照区で融雪水量が浸透量よりも多くなっているが、これは土壌凍結が発達するときに凍結層に供給された無視できない量の水が凍結層の融解とともに凍結層以深に移動したためと考えられる。

長期観測サイトの凍結年の結果を含む上記浸透割合と融雪期直前の土壌凍結深との関係を図8に示す。両者には明確な負の相関が認められた。融雪直前の土壌凍結深が約0.15m以下の場合には、消雪までの融雪水量と同量の水が凍結層以深に浸透すると考えられる。ここでは、融雪期直前の土壌凍結深との関係を調べたが、長期観測サイトの結果から、最大凍結深が0.2m程度の場合でも、積雪深が多い場合には凍結層が徐々に浅くなり、融雪期直前の凍結深は0.15m以下になることから、最大凍結深が0.2m以下のときに凍結層が融雪水の浸透を抑制しないとする長期観測サイトの結果と本結果は矛盾しない。対象地域では凍結層が発達した過去には最大土壌凍結深が0.3mを超えた年が多く(図1)、融雪水量とほぼ同量の水が下層に浸透する現在に比較して、過去の多くの年では融雪期間中における凍結層より下層への浸透量は、融雪水量の半分以下であったと考えられ、特に傾斜のある圃場では、多くの融雪水が表面流出等により圃場の外に流出したと考えられる。

融雪期以前の土壌水分移動については、例えば2005-06年には除雪区の最大凍結深に相当する深さ0.4m付近において、対照区の積算フラックスが17mmであったのに対し、除雪区ではその2倍程度の38mmの積算フラックスが生じたことから、土壌凍結の発達によって過去には現在よりも多量の土壌水分が鉛直上向きに移動していたと考えられる。

(3) 記録的な暖冬年(2006-07年)が示す気温上昇に伴う凍結層の発達と融雪水の浸透抑制の可能性

観測期間中、2006-07年の冬には12月中旬と1月上旬の気温が例年よりも5~10℃程度暖かく(図9の①と②)、この地域にしては非常にめずらしく、この期間に降雨が観測された。通常で

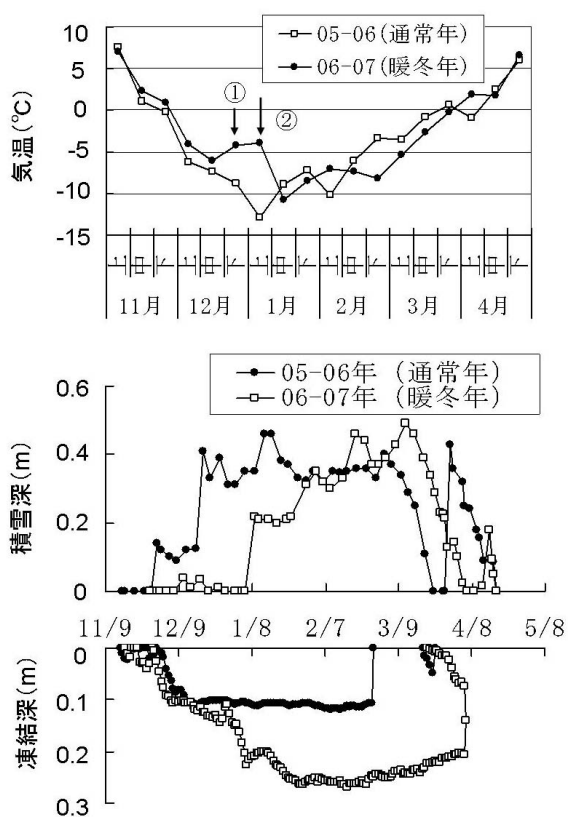


図9 暖冬年(2006-07年)と通常の冬(2005-06年)の気温・積雪深・土壌凍結深の推移

あれば雪であったところが雨になったことで、積雪深が1月中旬まで0.2 m程度にしかならず、土壌凍結深が最大で0.27 mに達したことで(図9)消雪日までの浸透量は融雪水量の26%にしかならなかった(図7、2007年の対照区)。課題4で示すように、温暖化が進むと気温が上昇することで将来的には土壌凍結層が融雪水の下層への浸透を抑制することは無いと考えられる(図8)。一方、気候変動によって降水量や気温の年次変動が大きくなることが指摘されており、気温の上昇によって雪が雨になることで積雪深が減少し、土壌凍結深が深くなることで融雪水の浸透が極端に抑制される場合があることも十分に考えられる。このように、温暖化によって気温が上昇することで融雪水の浸透が促進されるとの見方は必ずしも当てはまらないため、温暖化に伴う寒冷圏の水文現象の脆弱性を評価するためにも、今回のような冬期の土壌水分移動の長期的な観測が重要であることが指摘される。

(4) 陰イオンの挙動から見た凍結・融解時の水移動の形態

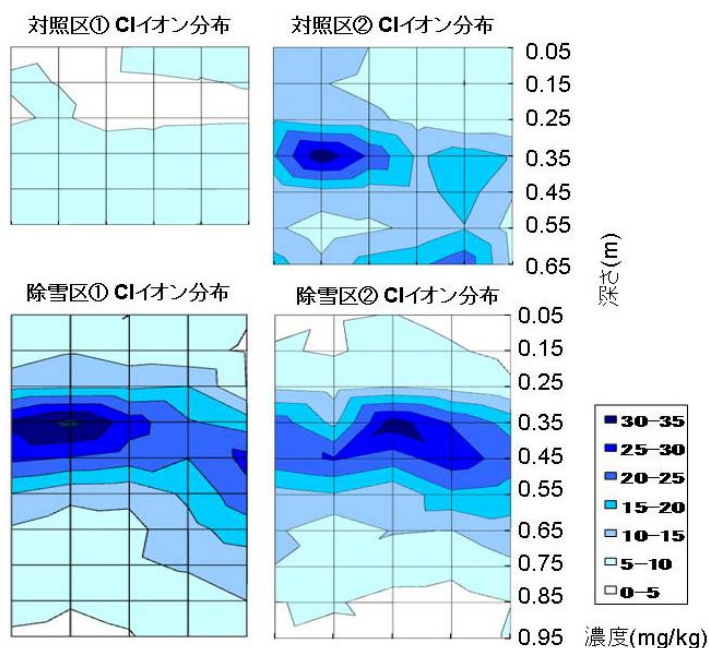


図10 融雪後の塩素イオンの分布(2007年)

除雪区・対照区ともに凍結層が融雪水の浸透を極めて抑制した2006-07年の融雪期について(図7)、融雪前にCaCl₂を地表面に散布した試験区の融雪後における塩素イオンの濃度分布を図10に示す。グラフは縦軸が深さ(m)、色の濃淡はイオン濃度を表している。図の対照区①の近くには直径0.01 m程度の穴が認められ、これを通じて融雪水の激しい流入がおきたことで、この土壌断面ではイオンの濃度が全体的に低くなったと考えられる。一方、対照区①から1 m離れた対照区②のイオン分布は、断面の左側と右側において異なった。断面左側ではイオン濃度

のピークが深さ 0.35 m に存在し、右側では 0.65 m 以深に存在した。さらに、除雪区①と②における塩素イオン濃度のピーク深さは 0.35 m 付近にみられた。一方、2007-08 の融雪後の EC (1:5 水抽出法による電気伝導度) の濃度分布は、除雪区・対照区ともに深さ約 0.35 m にピークが見られ、2006-07 年にみられたような溶質の不均一性はみられなかった (図略)。このことは、凍結層の局所的な融解がおきるスケールが 1 m 以上の間隔であるため、図 10 の対照区①に見られたような局所的な溶脱がこの年には捕らえられなかったためとして説明される。さらに、2006-07 年の消雪直後におこなったメチレンブルー染色による浸透経路の調査の結果、地表面に湛水した水は局所的に融解した土壌を通過して凍結層の下層に到達し、冬期に土層内に形成されたアイスレンズが融解することによってできたと考えられる深さ約 0.2 m に存在する空洞を通過して水平方向に広がっていくことが確認された。

このように、凍結層が発達したときの表層付近の土壌水分の移動形態は、非常に複雑であることが明らかになった。凍結層が厚い過去においては、局所的な凍結層の融解に伴って生じる局所的な肥料成分の溶脱が春の作物の生育むらを生じさせる一因であったことが、この結果から推察される。

5. 本研究により得られた成果

- (1) 現在の十勝中部では一部の例外年を除いて年最大土壌凍結深が 0.2 m 以下(融雪期直前の凍結深は 0.15 m 以下)であり、このような条件下の農地では凍結層が融雪水の浸透を抑制しない。
- (2) 年最大凍結深が 0.3 m 以上に達した過去の十勝では融雪水の浸透が極めて抑制される。
- (3) 融雪期間中における凍結層より下層への融雪水の浸透量と融雪期直前の凍結深の間には明確な負の相関がある。融雪期直前の凍結深がおおよそ 0.15 m 以下の場合には融雪水の浸透が全く阻害されず、凍結深が 0.5 m 以上の場合には消雪日までに凍結層より下層に融雪水が浸透することは無い。
- (4) 土壌凍結深が発達し、融雪水の浸透が抑制されたときには、融雪後に凍結層が不均一に融解することで表層の湛水が局所的な浸透をする場合がある。
- (5) 気候変動によって十分に気温が上昇すれば土壌凍結深が減少し、融雪水の浸透が抑制されないと考えられる。一方、雪が雨になることで断熱材の役割をする積雪深が減少し、凍結層が発達することで融雪水の浸透が抑制される場合も起こりうるということが観測結果から示唆される。
- (6) 土壌凍結層があまり発達しなくなった現在の十勝では、凍結層が形成される年には土壌凍結の発達に伴って深さ 0.2 m で 40 mm 程度の土壌水分が深層から表層へと移動し、凍結層が形成されない年には積雪層底面からの融雪により同深さで 10~70 mm の水が表層から下層へと移動するなど、融雪期以外の冬期の土壌水分移動量の年次変動が大きくなっている。
- (7) 土壌凍結層が 0.4 m 程度まで発達した過去には、現在の最大凍結深である 0.2 m 程度の凍結層の発達時よりも下層から凍結層に向かう鉛直上向きの土壌水分量の方が同一深度で大きい。

6. 引用文献

- 1) Hirota, T., Y. Iwata, M. Hayashi, S. Suzuki, T. Hamasaki, R. Sameshima, and I. Takayabu:

Decreasing soil-frost depth and its relation to climate change in Tokachi, Hokkaido, Japan. *Journal*

- of the Meteorological Society of Japan*. 84,821-833. (2006)
- 2) Frauenfeld, O.W., T. Zhang, and R.G. Barry. Interdecadal changes in seasonal freeze and thaw depths in Russia. *Journal of Geophysical Research*, **109**(D05101), 1-12 (2004)
 - 3) Cutforth, H., E.G. O'Brien, J. Tuchelt, and R. Rickwood. Long-term changes in the frost-free season on the Canadian prairies. *Canadian Journal of Plant Science*, **84**, 1085-1091 (2004)
 - 4) Iwata, Y. and T. Hirota. Monitoring over-winter soil water dynamics in a freezing and snow-covered environment using a thermally insulated tensiometer. *Hydrological Processes*, **19**, 3013-3019. (2005)
 - 5) Gray, D.M., B. Toth, L. Zhao, J.W. Pomeroy, and R. J. Granger. Estimating areal snowmelt infiltration into frozen soils. *Hydrological Processes*, **15**, 3095-3111 (2001)
 - 6) 吉田正則. エチレングリコール水溶液を用いたテンシオメータによる冬期の畑土壌マトリックスポテンシャル測定法. *土壌の物理性*, 77, 41-50. (1998)
 - 7) Stähli, M., P. E. Jansson, and L. C. Lundin. Soil moisture redistribution and infiltration in frozen sandy soils. *Water Resources Research*, **35**, 95-103. (1999)
 - 8) Thorud, D.B. and D.P. Duncan. Effects of snow removal, litter removal and soil compaction on soil freezing and thawing in a Minnesota Oak Stand. *Soil Science Society of America Proceedings*, **36**, 153-157 (1972)
 - 9) Hardy, J.P., P.M. Groffman, R.D. Fitzhugh, K.S. Henry, A.T. Welman, J.D. Demers, T.J. Fahey, C.T. Driscoll, G.L. Tierney, and S. Nolan. Snow depth manipulation and its influence on soil frost and water dynamics in a northern hardwood forest. *Biogeochemistry*, **56**, 151-174 (2001)
 - 10) Decker, K.L.M., D. Wang, C. Waite, and T. Scherbatskoy. Snow removal and ambient air temperature effects on forest soil temperatures in Northern Vermont, *Soil Science Society of America Journal*, **67**, 1234-1242 (2003)
 - 11) Maljanen M, Kohonen, A-R, Virkajärvi P, and Markikainen PJ. Fluxes and production of N₂O, CO₂ and CH₄ in boreal agricultural soil during winter as affected by snow cover. *Tellus*, **59B**, 853-859 (2007)
 - 12) Hirota, T., J.W. Pomeroy, R.J. Granger, and C.P. Maule. An extension of the force-restore method to estimating soil temperature at depth and evaluation for frozen soils under snow. *Journal of Geophysical Research*, **107**(D24), 4767. DOI: 10. 1029/2001JD001280. (2002)
 - 13) 岡孝雄. 十勝平野中央部地域地質図及び説明書, 185pp (2000)
 - 14) Hirota, T. Estimation of seasonal and annual evaporation using agrometeorological data from the Thai Meteorological Department by the heat budget models. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. **79,1B**: 365-371. (2001)
 - 15) Luckner, L., M. Th. van Genuchten, and D. R. Nielsen. A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface. *Water Resources Research*, **25**, 2187-2193. (1989)
 - 16) Hasegawa, S. and T. Sakayori. Monitoring of matrix flow and bypass flow through the subsoil in a volcanic ash soil. *Soil Science and Plant Nutrition*, **46**, 661-671 (2000)
 - 17) Doering, E.J. Soil-water diffusivity by the one-step method, *Soil Science*, **99**, 322-326 (1965)
 - 18) 小島賢治. 低温多雪地域の冬期間積雪下面のける融雪量. *低温科学*, A41, 99-107 (1982)

[研究成果の発表状況]

(1) 誌上発表（学術誌）

- ① Y. Iwata and T.Hirota: *Hydrological Processes*. DOI:10.1002/hyp.5813. 19, 3013-3019 (2005)
“Monitoring over-winter soil water dynamics in a freezing and snow covered environment using a thermally insulated tensiometer”
- ② Y. Iwata, M. Hayashi, and T. Hirota: *Vadose Zone Journal*. 7, 79-86 (2008)
“Comparison of snowmelt infiltration under different soil-freezing conditions influenced by snow cover”
- ③ Y. Iwata, M. Hayashi, and T. Hirota: *Journal of Agricultural Meteorology*. (accepted), (2008)
“Effect of snow cover on soil heat flux and freeze-thaw processes”

(2) 口頭発表

- ① 岩田幸良，廣田知良，林正貴：平成17年度農業土木学会大会（2005）
「積雪・土壌凍結地帯の火山灰土圃場における土壌水分移動の把握」
- ② 岩田幸良、廣田知良、林正貴：第47回土壌物理学会（2005）
「乾性火山灰土圃場における融雪期と豪雨時の下層水フラックスの比較」
- ③ 村上知美・長谷川周一：第47回土壌物理学会（2005）
「冬期・融雪期の土壌水分と硝酸態窒素の溶脱に関する研究」
- ④ 有馬純一、長谷川周一：土壌物理学会第48回シンポジウム(2006)
「土壌凍結地域の黒ボク土畑圃場における冬期間の水と溶質の移動」
- ⑤ 岩田幸良、広田知良、林正貴、鈴木伸治：2006年度水文水資源学会研究発表会(2006)
「現場データでの水分特性曲線による不飽和透水係数の推定と水収支的方法による下層水フラックスの検証」
- ⑥ 鈴木伸治、岩田幸良、広田知良、長谷川周一、有馬純一：2006年度水文水資源学会研究発表会(2006)
「異なる凍結深における農地の土壌水分と地温の比較」
- ⑦ 岩田幸良、広田知良、林正貴、鈴木伸治：平成18年度農業土木学会（2006）
「土壌凍結の発達が弱いときの融雪水の浸透」
- ⑧ 鈴木伸治、岩田幸良、広田知良、長谷川周一、有馬純一：農業環境工学関連学会2006(2006)
「土壌凍結深が融雪水の浸入形態におよぼす影響」
- ⑨ 岩田幸良、広田知良、鈴木伸治、長谷川周一、有馬純一：農業環境工学関連学会2006年合同大会(2006)
「土壌凍結深の違いによる下層土壌水分移動の変化」
- ⑩ 鈴木伸治、広田知良、岩田幸良：2006年度日本農業気象学会北海道支部大会(2006)
「誘電土壌水分センサの影響範囲」
- ⑪ 鈴木伸治：第45回農業土木学会土壌物理研究部会研究集会
「凍結を伴う寒冷地農地の温度・水環境」

- ⑫ SUZUKI Shinji, IWATA Yukiyoishi, HIROTA Tomoyoshi, HASEGAWA Shuichi, and ARIMA Junichi: American Geophysical Union Fall Meeting 2007(2007)
「Water content and matric potential of soil under different soil frost conditions」
- ⑬ 岩田幸良、廣田知良、鈴木伸治、桑尾和伸、長谷川周一、林正貴、井上聡：第49回土壤物理学会（2007）
「暖かい冬が引き起こした土壤凍結層の発達と融雪水の浸透の抑制」
- ⑭ 桑尾和伸、岩田幸良、長谷川周一：第49回土壤物理学会（2007）
「融雪期における凍結土壤の融凍現象と溶質移動」
- ⑮ 鈴木伸治、廣田知良、岩崎秀威、桑尾和伸、岩田幸良：第49回土壤物理学会（2007）
「なぜ誘電率土壤水分センサは正の温度依存性を示すのか？」
- ⑯ 岩田幸良、林正貴、廣田知良、鈴木伸治：平成19年度農業土木学会（2007）
「土壤凍結の発達が弱いときの融雪水の凍結層への浸透メカニズム」
- ⑰ IWATA Yukiyoishi, HAYASHI Masaki, and HIROTA Tomoyoshi: International Symposium on Agricultural Meteorology 2008 (2008)
「Effects of thick snow cover on water and energy fluxes in frozen field」
- (3) 出願特許
なし
- (4) 受賞等
Vadose Zone Journal(Soil Science Society of America) Excellent Example に選出
Iwata ,Hayashi and Hirota 論文 研究成果(1)②に対して 2008年2月
農業土木学会北海道支部会賞(2005年)
第47回土壤物理学会シンポジウム優秀ポスター賞（2005年11月）
第49回土壤物理学会シンポジウム優秀ポスター賞（2007年10月）
- (5) 一般への公表・報道等
- ① 十勝毎日新聞（2006年2月27日、資料7）
- ② 科学新聞（2008年2月1日、資料8）
- ③ 十勝毎日新聞（2008年3月3日、資料9）
- ④ CSA News（2008年3月号、Soil Science Society of America、資料10）
- ⑤ 成果の記者発表（2008年1月24日、於北海道農業研究センター）
- (6) その他成果の普及、政策的な寄与・貢献について
今後、論文発表等を通じ、成果の広報・普及に努める。