

永久凍土地帯における土壌中の溶存鉄の挙動
および河川への流出メカニズムの解明

2021. 3

東京農工大学大学院
連合農学研究科
環境資源共生科学専攻

田代 悠人

目次

第1章 総合序論

1. 海洋生態系に対する鉄の重要性…………… 4
2. 土壌から河川への鉄の移行と鉄を介した陸と海とのつながり…………… 5
3. 永久凍土地帯における土壌から河川への鉄の移行…………… 6
4. 1990年代後半にアムール川流域河川で観測された原因不明のdFe高濃度…………… 7
5. 本論文の概要…………… 10

第2章 永久凍土流域における河川と土壌中のdFe濃度の季節変動

1. 序論…………… 13
2. 方法…………… 14
 - 2.1 調査地
 - 2.2 土壌間隙水の採水および土壌の有機物含量・含水率調査
 - 2.3 河川水の採水と水位観測
 - 2.4 化学分析
3. 結果…………… 19
 - 3.1 ソフロン川および大河川におけるdFeおよびDOC濃度の季節変動
 - 3.2 土壌間隙水の観測用トランセクトにおける土壌の有機物含有量および含水率
 - 3.3 集水域内の異なる地形における土壌の季節的融解
 - 3.4 土壌間隙水のdFe濃度の季節変動
4. 考察…………… 26
 - 4.1 融雪期に確認された表層土壌でのdFe生成並びに河川への流出
 - 4.2 融雪期以降の活動層における鉄動態の季節変化
 - 4.3 融雪期以降の土壌の季節的融解に伴うdFe流出メカニズムの変化

第3章 集水域内の地形と森林火災が及ぼす河川水中のDOC、dFe、NO₃濃度への影響

1. 序論…………… 34
2. 方法…………… 36
 - 2.1 調査地
 - 2.2 河川水の採水
 - 2.3 河川集水域の地形特徴の算出
 - 2.4 河川集水域の火災面積率の算出
 - 2.5 化学分析と統計解析
3. 結果…………… 41
 - 3.1 テイルマ地域およびブレヤ上流域における水質成分濃度および地形特徴
 - 3.2 河川の水質成分濃度と地形特徴との関係
 - 3.3 河川の水質成分濃度と火災面積率の関係
4. 考察…………… 47
 - 4.1 永久凍土地帯における地形特徴が河川へのDOC、dFe、NO₃流出に与える影響
 - 4.2 集水域内での火災が河川水質に与える影響

第4章 衛星画像解析による永久凍土湿地の分布推定および

河川の dFe 濃度に対する重要性

1. 序論	52
2. 方法	54
2.1 調査地	
2.2 永久凍土湿地 Mari の横断測量による植生、土壌および永久凍土分布の調査	
2.3 リモートセンシング技術を用いた土地被覆の分類	
2.4 河川水の採水および化学分析	
3. 結果	61
3.1 永久凍土湿地 Mari の測量結果	
3.2 永久凍土湿地 Mari、森林地帯、氾濫原における NDVI、NDSI、NDWI 値	
3.3 河川水質と集水域内に占める永久凍土湿地 Mari 面積率の関係	
4. 考察	70
4.1 永久凍土湿地 Mari が形成される地形水文条件	
4.2 土地被覆から永久凍土の分布を推定する有効性	
4.3 永久凍土湿地 Mari の分布が河川水中の dFe および DOC 濃度に及ぼす影響	

第5章 凍土面付近の dFe 濃度の季節変動から推測される

1990 年代後半のアムール流域河川における dFe 高濃度化の原因

1. 序論	76
2. 方法	77
2.1 表層から凍土面付近までの土壌間隙水の採水と dFe 濃度の測定	
2.2 土壌の地温観測と日降水量データ	
3. 結果	79
3.1 谷部に位置する N1 における土壌の季節的融解	
3.2 季節的な日降水量の変化ならびに土壌間隙水における dFe 濃度の季節変動	
4. 考察	82
4.1 N1-80 cm において dFe 濃度が非常に高濃度化するメカニズム	
4.2 1990 年代後半にアムール流域河川で観測された dFe 高濃度の原因	

謝辞	85
----	----

調査地での写真	86
---------	----

略語一覧	88
------	----

参考文献	88
------	----

第 1 章

総合序論

1. 海洋生態系における鉄の重要性

鉄はすべての生物にとって不可欠な微量元素である。光合成や呼吸における電子伝達、硝酸イオン還元、窒素固定といった生体内の様々な代謝過程で重要な役割を果たす。海洋生態系の一次生産を担う植物プランクトンにとっても、鉄は欠かせない成分である(Sunda, 2012)。しかし鉄は海水中での溶解度が極めて低く、加えて沈降粒子に取り込まれやすいことから、海域で不足しやすい元素として知られている(Moore et al., 2002; Bruland and Lohan 2003)。1980年代、Martinらのグループは海水中の鉄を正確に測定する技術を開発し、海水への鉄添加実験を実施することで植物プランクトンの増殖が促進されることを確認した(Martin and Fitzwater, 1988)。この実験は窒素やリン等の栄養塩は十分あるがクロロフィル濃度が低いHigh Nutrient Low Chlorophyll (HNLC) 海域を対象に行われ、植物プランクトンの生長が栄養塩や光量だけでなく鉄によっても制限される可能性を提唱した(Martin and Fitzwater, 1988)。その後MartinらはHNLC海域である赤道太平洋海域に鉄を散布するという大規模な実験を行った。その結果クロロフィル濃度が大きく上昇したことから、鉄が海域の植物プランクトンの増殖を制限する可能性を確実なものにした(Martin et al., 1994)。

従来、海域に溶存する鉄の起源は、主に大気中のエアロゾルであると推測されてきた(Martin and Fitzwater, 1988)。しかし近年になって、陸域から河川を介して輸送されてきたdFe(Dissolved Fe: 以下dFeと記す)も、沿岸域や外洋における植物プランクトンの増殖を支えていることが報告された(Matsunaga et al., 1998; Moore and Braucher, 2008; Leglera et al., 2009)。河川に含まれるdFeの多くはフルボ酸やフミン酸のような腐植物質と錯形成した有機態鉄として存在している(Leglera et al., 2009)。中性pHの自然水中において、有機リガンドを持たない鉄は難溶性の(水)酸化物として沈殿するが、有機態鉄は溶存態を保つことができる(Tipping, 2002)。この有機態鉄の多くは塩濃度の高い汽水域で凝集し沈殿するが、一部(特に<10kDaの小画分)はそのまま溶存態を保つことが報告されている(Leglera et al., 2009; Kritzberg et al., 2014)。海域でも溶存態を保つ有機態鉄はその後、光エネルギーや植物プランクトンの細胞膜還元酵素およびスーパーオキシドによる還元反応を経て有機物から鉄が乖離することで生物利用可能となり、海域での一次生産を支えるうえで重要な役割を果たしていると考えられている(Morel et al., 2008; Kranzeler et al., 2011)。

2. 土壌から河川への鉄の移行と鉄を介した陸と海とのつながり

鉄は地殻中で酸素・ケイ素・アルミニウムに次いで4番目に多い元素であり、陸域の土壌中には豊富に存在している。鉄は自然環境中で、二価(第一鉄:Fe(II))もしくは三価(第二鉄:Fe(III))の状態が存在する。ただしFe(II)は酸素によって容易にFe(III)に酸化されるため、酸化的环境下においてほとんどの鉄はFe(III)の状態にある。そのため土壌中の鉄は主に酸化水酸化鉄 (e.g. 針鉄鉱: α -FeOOH) または酸化鉄 (e.g. 赤鉄鉱: α -Fe₂O₃) として存在している(これらを以下では、(水)酸化鉄と呼ぶ)。Fe(II)は水への溶解度が大きいのに対し、Fe(III)の溶解度は非常に小さい。酸素がない環境では、(水)酸化鉄は鉄還元細菌が行う嫌気呼吸に最終電子受容体として利用され、溶解度の高いFe(II)に還元されることで溶出してくる。この無機態のFe(II)は先述のように、酸素が存在する酸化的环境下(河川水中など)においては直ちにFe(III)に酸化され沈殿する。しかしながら、腐植物質と錯形成した有機態鉄はそのような酸化的中性pHにおいても溶存態として安定に存在することができることが明らかにされている(Tipping 2002)。すなわち陸域の土壌から河川を介した下流域への鉄輸送を考えるうえでは、土壌が還元的環境であることと鉄のキャリアである腐植物質が存在することが重要である。このため腐植物質が形成される森や湿原は、河川への重要なdFe供給源であると考えられる。特に湿原は、地下水位が高く有機物の分解が抑制されるために腐植物質に富むことから、森林よりも高いdFe供給能力を有することがいくつかの研究で示されている(Anderson et al., 2009; Palvianien et al., 2015)。例えばPalvianien et al. (2015)がフィンランドにおいて河川水のdFe濃度と集水域内の森林および湿地の面積率との関係を調べた結果、湿地面積率が高い河川ほどdFe濃度が高いことが明らかになった。このため近年では、陸域の森林や湿原から供給されるdFeが沿岸域や外洋における一次生産を支えている認識が広がり、dFeの移行を介した陸域と海域のつながりに注目した研究が行われてきた(Matsunaga et al., 1998; Krachler et al., 2005; Krachler et al., 2010; Neal et al., 2008; Shiraiwa, 2012)。

日本の北方に広がるオホーツク海は、世界でも有数の豊かな水産資源に恵まれた海域として知られている。だがオホーツク海での高い一次生産性を支える機構については不明であった。そこでアムール川が供給する大量のdFeがオホーツク海での高い一次生産性に対して重要な役割を担っているのではないかと仮説が立てられ、日本・ロシア・中国による国際プロジェクト「アムール・オホーツクプロジェクト」(2005-2009年)が実施された。このプロジェクトでは、アムール川流域でいかにdFeが生成され、河川を介して海域まで移行されるのか、そしてオホーツク海の一次生産に与える影響について、陸域と海域で総合的な研究が行われた。その結果、アムール川に含まれるdFeのほとんどが森林および湿地に由

来する有機態鉄であること、そしてオホーツク海の一次生産の約60%を支えていることが明らかになった(Nagao et al., 2007; Onishi et al., 2008; Yoh et al., 2010; Nishioka et al., 2014; Shiraiwa, 2012)。これは鉄を介した陸域と海域の壮大な連環を世界で初めて定量的に示した研究成果である。さらにこのプロジェクトでは、近年アムール川流域で行われている湿地帯の農地化などの土地利用変化が海域へのdFe供給量に大きく影響することも示唆されている。実際ここ数十年の大規模な農地化によって80%近くの湿原が消失した中国東北部の三江平原では、貫流するナオリ川のdFe濃度が大きく減少したことが報告されている(Pan et al., 2011)。

3. 永久凍土地帯における土壌から河川への鉄の移行

高緯度の寒冷地域の地中には、夏季でも融けずに1年中凍っている土壌、永久凍土が存在する。永久凍土とは少なくとも2年以上にわたり温度0°C以下が維持される土壌と定義され、北半球の大陸部分の約25%を占めるといわれている(Schuur et al., 2015)。永久凍土には大気中の炭素量の約2倍程度に相当する1500 Pgの炭素が保存されていると推定されている(IPCC 2013)。気候変動によって永久凍土が融解すると、それまで凍結していた土壌が微生物による分解作用を受けるようになり、土壌中での有機物の挙動は大きく変化すると予想されている(Vonk et al., 2015)。現在、活動層(夏季の融解と冬季の凍結を繰り返す永久凍土の上の土壌層(図1-1参照))における微生物の代謝活性は地温が低いために抑えられているが、このまま気温が上昇すると永久凍土の融解と共に微生物が活性化し、有機物分解を経て二酸化炭素やメタンの排出量増加につながると予測されている(Schuur et al. 2008; Schuur et al. 2009; Koven et al. 2015)。そのため活動層の物質循環に関する研究は、主に炭素循環の理解と定量化に関心が向けられてきた。

一方、活動層における鉄の挙動に注目した研究はほとんど行われてこなかった。しかし近年、土壌中の鉄の挙動が有機物の挙動やメタン生成と密接に関わることが分かってきた。(水)酸化鉄は有機物を吸着しすることで微生物による利用性を低下させることがあること(Gu et al. 1994, 1995; Baldock and Skjemstad 2000)、また泥炭地のような嫌氣的な土壌では、鉄還元細菌が嫌気呼吸を行う際の電子供与体である有機物をメタン生成菌と競合するため、メタン生成が抑制されることが知られている(Lipson et al. 2012)。そのため近年は、活動層の土壌におけるメタン濃度を鉄の形態や濃度と共に調べた研究が増えている(Lipson et al., 2010, 2012, 2013; Herndon et al., 2015, 2017)。例えばHerndon et al., (2015)が土壌間隙水中のメタン濃度の鉛直分布をFe(II)濃度とFe(III)濃度と共に測定した結果、間隙水中のFe(III)濃度が高いほどメタン濃度が低い関係を見出した。この結果は、Fe(III)が多い土壌では鉄還元細菌がメタン生成菌より優占し、メタン生成が抑制されたことを示

している。さらにHerndonらは、深層の鉍質土壤層でFe(II)濃度が高いのに対し、表層の有機物層ではFe(III)濃度が高いことを示した。このことから、鉍質土壤層で生成されたFe(II)は表層の有機物層へと拡散し、有機態鉄(III)へと酸化される鉛直移動が起こっていることが示唆されている。活動層の鉄の鉛直分布については、グリーンランドでも同様の結果が報告されている; Jessen et al. (2014)は表層の泥炭層から深層の鉍質土壤層にかけてdFe濃度が上昇する鉛直分布を示し、泥炭層と比べて鉍質土壤層では鉄還元によるdFe生成が活発に生じていることを明らかにした。

これら活動層における土壤間隙水中の鉄を測定した研究のほとんどは、融解層が十分拡大した夏季に行われたものである。一方、活動層における鉄の季節的な動態に関する知見は、調査の難しさもあり非常に限られている。筆者の知る限り、活動層における土壤間隙水のdFe濃度を経時的に測定した研究は、Lipson et al. (2013)の1件しか存在しない。Lipsonらはアラスカの活動層において深度10 cmの土壤間隙水中のFe(II)濃度と表層土壤中(~24cm)に含まれる固相のFe(III)濃度を観測したところ、8月から10月にかけて固相のFe(III)濃度は低下し、間隙水中のFe(II)濃度は徐々に上昇した。この結果は表層土壤に含まれる(水)酸化鉄(III)が夏季後半にFe(II)に還元されたことを示すものであるが、Lipsonらの測定深度は表層10 cmのみであり、それ以深の鉄の挙動については議論されていない。一般に土壤中の鉄の挙動は周囲の酸化還元状態によって決まり、活動層における土壤の酸化還元電位は土壤の季節的融解に伴う地下水水面の変動や降雨の浸透によって変動することが報告されている(Seybold et al., 2002; Hall et al., 2012; Street et al., 2016)。このことから、活動層における鉄の挙動は季節的な土壤の水分量変化に対応しており、還元的環境が発達した際のdFe生成量は深度によって異なると予想される。したがって永久凍土地帯における土壤中の鉄の挙動を理解するためには、活動層内の鉄に関する季節的かつ空間的な情報が必要である。

Lipson et al. (2013)が報告したように活動層で季節的なdFe生成が機能している場合、活動層での鉄の挙動が河川のdFe濃度に影響し得ると考えられる。しかしながら、先述のように活動層における鉄の挙動は土壤中の炭素循環と関連して研究されることが多かったことから、土壤中での鉄の挙動を河川への流出と結びつけた研究は存在しない。Bagard et al., (2013)は、中央シベリアの河川に含まれる微量金属類が活動層のどの深度に起源を持つのか調べるためにSrとUそれぞれの同位体比を季節的に観測した。その結果、鉄やアルミニウムならびにレアアースは、春の融雪期に表層の有機物層から流出し、土壤の融解が進んだ夏季には深層の鉍質土壤層から流出していることを明らかにした。この研究ではdFeの流出に関する議論はほとんどされていないが、河川水中のdFe濃度は春の融雪期に最も高い濃度を示し、その後夏に向けて低下したことが報告されている。またアラスカでも同様の

観測例があり、小河川(クリーク)のdFe濃度は春の融雪期に最も高く、その後は季節を通して低濃度であったことが報告されている(Barker et al., 2014)。春の融雪期に河川水中の鉄を含めた微量金属濃度が上昇することは、永久凍土の有無に関わらず多くの寒冷地域で観測されている(Andersson et al., 2006; Ingri et al., 2006)。融雪期は河川水中のDOC濃度も上昇することから、微量金属類の濃度上昇の理由としては、融雪水が土壌表層を通過する際に金属と錯形成可能な有機酸が大量に溶出してくるためと推測されている(Andersson et al., 2006)。このように永久凍土地帯を流れる河川のdFe濃度の季節変動に関する知見は増えてきている。しかしながら、河川のdFe濃度を報告した先行研究のほとんどは河川のみを対象とした研究である。そのため、活動層における鉄の挙動と河川のdFe濃度との関係性に関してはほとんど理解が進んでいないのが現状である。

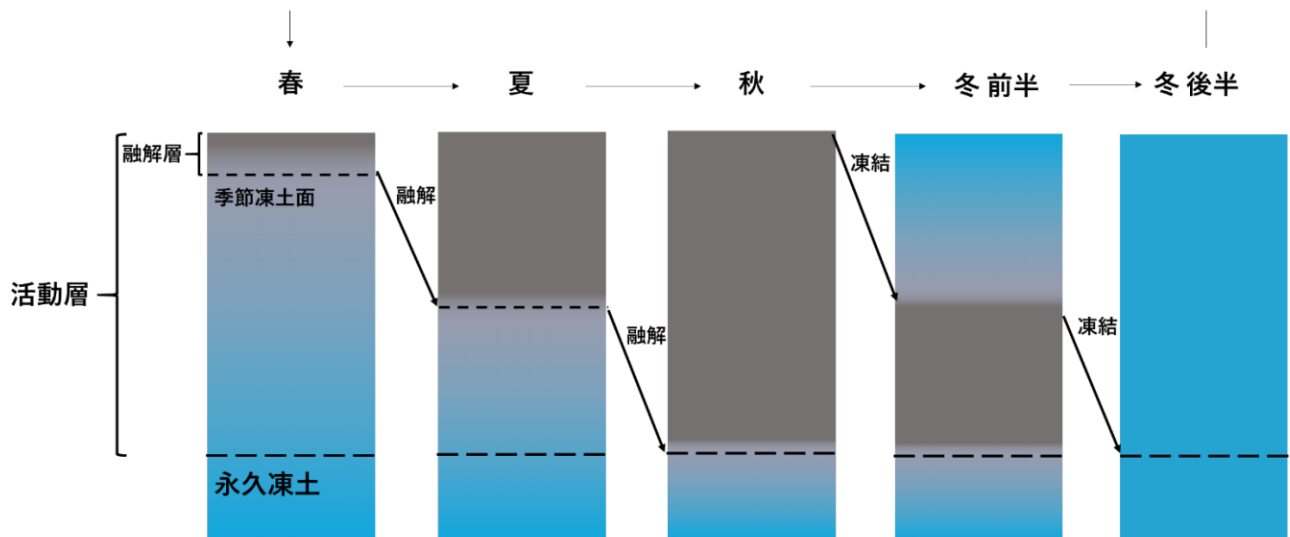


図1-1 活動層における土壌の季節的な融解凍結変動に関する概念図(参照: Barker et al., 2014)
 (補足説明)活動層とはこのように融解と凍結を繰り返す土壌のことを指し、
 ある時点での融解した土壌は融解層と呼ばれる。

4. 1990年代後半にアムール川流域河川で観測された原因不明のdFe高濃度

先述したように、ロシアと中国の国境を流れるアムール川には湿原や森林から流出してきたdFeが豊富に含まれており、オホーツク海の一次生産に大きく寄与している。このアムール川では1995-98年にかけて突発的なdFe濃度の上昇が観測されており、これは農地化による灌漑用地下水の流入や大規模な洪水では説明できない程の高濃度であった(Shamov et al., 2014)(図1-2)。さらにこのdFe高濃度化は本流だけでなく多くの支流でも確認された流域全体の現象であった。河川のdFe高濃度化は季節を通して観測されており、当時のアムール川本流および支流の年間平均dFe濃度は例年の2-6倍であった。この原因について、Shamovらは気温や降水量などの気候条件を調べ、アムール川流域では1990年代に夏季気

温が例年以上に高い年が連続していたことに注目した。さらに1980年から1990年代前半にかけては、例年よりも高い地温(深度3.2 m)がアムール川流域内の多くの気象観測所で観測されていた。このことから、1990年代後半のアムール流域河川で観測されたdFe高濃度は、永久凍土の融解に関連している可能性が考えられた。広大なアムール川流域(面積: 約2,050,000 km²)のうち、中上流域は点在的(陸域面積に対する永久凍土面積比: 0–50%)または不連続(50–90%)に永久凍土が存在する地域である。そこでShamovらはこの原因について、気温が高い年が連続することで地温の上昇と永久凍土の融解が起こり、鉄の可溶化(dFe生成)が促進されたと仮説を立てた。

しかしながら、Shamov et al. (2014)の仮説は気候条件の変化をもとに推測されたものであり、メカニズムの根拠となる現地データを欠いている。この仮説を検証するには、永久凍土地帯における土壤中での鉄の挙動、そして土壌から河川へのdFe流出メカニズムの理解が不可欠であろう。だが先述したように、永久凍土地帯での鉄の挙動はほとんど理解されていないのが現状である。1990年代後半にアムール流域河川で観測されたdFe高濃度の原因は未だ不明であり、この問題は本研究が行われた動機の一つでもある。

原因不明の溶存鉄高濃度

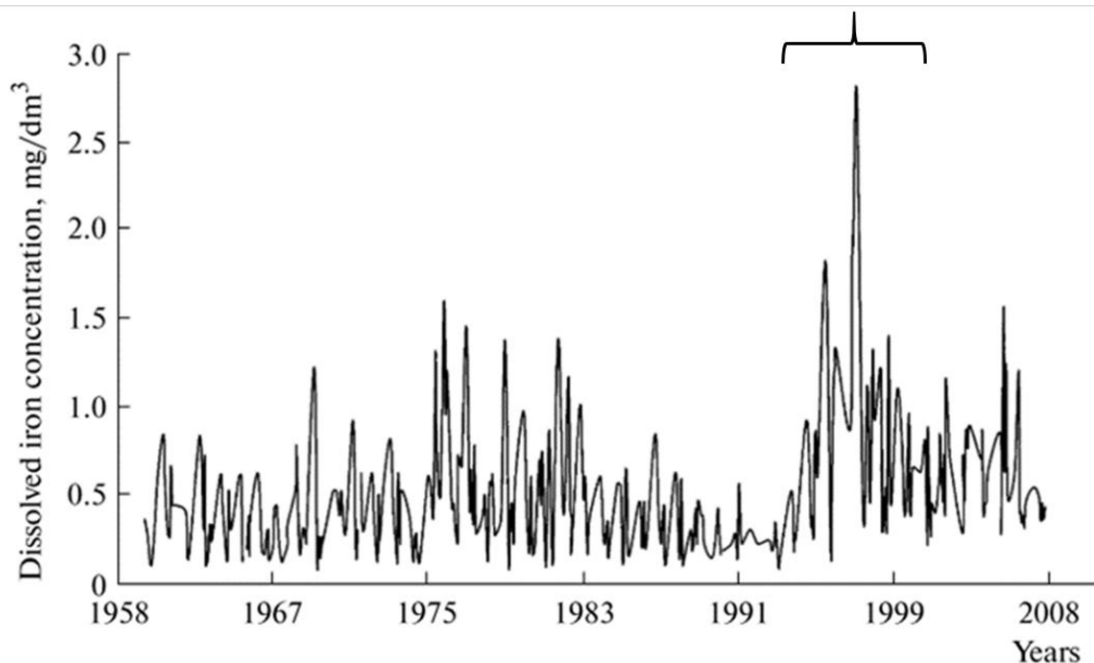


図1-2 ハバロフスク付近でのアムール川本流のdFe濃度の長期観測
(Shamov et al., 2014から引用、改編)

5. 本論文の概要

本論文では、点状的永久凍土地帯であるアムール川中流域を対象に行った土壌中の鉄の挙動および土壌から河川へのdFeの流出メカニズムに関する研究成果を述べる。

以下、簡単に各章の研究内容について説明する。

第2章では、実験集水域内で深度別に観測した土壌間隙水中のdFe(Dissolved Fe: dFe)濃度の季節変動と、小河川および大河川で観測した溶存有機炭素(Dissolved Organic Carbon: DOC)とdFe濃度の季節変動について述べる。融雪期には、小河川および大河川でDOCとdFe濃度の著しい上昇が観測された。また、この時の表層土壌間隙水には高濃度のdFeが検出されたことから、河川で観測されたdFe濃度の上昇は、融雪によって冠水した表層土壌におけるdFe生成に起因していることが明らかになった。その後の夏季には、降雨による水位上昇時に小河川および大河川でDOCおよびdFe濃度の上昇が観測された。このように小河川では1年を通してDOCおよびdFe濃度の変動が同調し、大河川の変動パターンも小河川と同様であることが分かった。雨季後の8月後半から9月にかけて、表層下の土壌でdFe生成が確認された。このdFe生成は永久凍土が存在する湿地帯で確認されたのに対し、永久凍土が存在しない森林では確認されなかった。集水域の中でも永久凍土湿地が季節的な土壌融解と水文気象イベント(春の融雪と夏の降雨)に応じてdFe生成が起こる環境であり、河川へとDOCおよびdFeを供給する重要な役割を果たしていることが示された。

第3章では、永久凍土地帯における集水域内の地形特徴および森林火災が河川のdFe濃度に与える影響について、DOCおよびNO₃濃度と共に検討した結果について述べる。標高データを地理情報システム(Geographic Information System: GIS)ソフトを用いて解析することで、集水域内の地形と河川水質濃度との関係を調べた。その結果、集水域内に緩やかな傾斜地形が多いほど、河川のDOCおよびdFe濃度は上昇し、他方でNO₃濃度が減少する傾向が示された。一方、過去10年以内に集水域内で火災が生じた河川でNO₃濃度が高濃度となっている傾向が見出された。なかでも過去5年以内に火災が生じた河川では、特に高いNO₃濃度が検出された。このことから、アムール川中流域において集水域内の地形は河川のDOCおよびdFe濃度上昇の要因に、森林火災は河川のNO₃濃度上昇の要因になっていることが初めて明らかになった。

第4章では、現地調査とリモートセンシング技術を組み合わせることで河川への重要なdFe供給源と考えられる永久凍土湿地の分布図を作成した。ティルマ地域における19の小河川と5つの大河川の流域を対象に、DOC濃度、dFe濃度ならびに湿地の面積率を求めたところ、小河川と大河川ともに湿地面積率が高いほどDOCおよびdFe濃度が上昇する傾向が示された。この結果から、湿地の空間分布が河川のDOCおよびdFe濃度を集水域スケールだけでなく地域スケールで支配していることが明らかとなった。またリモートセンシングにより作成した湿地の分布図から、河川のDOCおよびdFe濃度を推定することが可能となった。

第5章では、活動層の深層土壌(永久凍土最表層部)におけるdFe濃度を季節的に観測した結果をもとに、1990年代後半にアムール流域河川で観測されたdFe濃度の高濃度化の原因について述べる。第2章で述べた前年の結果と同様、雨季後の8月に深層の鉍質土壌層でdFe濃度が高濃度化する現象が再び観察され、さらにその濃度レベルは泥炭層の10倍以上に達した。すなわち永久凍土の融解は鉄を大量に含む鉍質土壌の融解を意味しており、その深層では大量のdFe生成が雨季後に起こることが明らかになった。この結果に基づき本章では、1990年代後半にアムール流域河川で観測された高いdFe濃度の原因は、例年以上に融解した鉍質土壌層における大量のdFe生成に起因する仮説を提示した。

第 2 章

永久凍土流域における河川と土壌中の dFe 濃度の季節変動

1. 序論

総合序論 3 項で述べた通り、活動層における鉄の挙動に注目した研究はほとんど行われてこなかった。しかし近年、土壌中の鉄挙動が有機物動態やメタン生成と密接な関わりを持つことから、活動層内の鉄の形態や濃度を測定した研究が行われている (Lipson et al., 2010, 2012, 2013; Herndon et al., 2015, 2017)。例えば Herndon et al., (2015) は、活動層深層の鉱質土壌層で Fe(II) 濃度が高いのに対し、活動層表層の有機物層では Fe(III) 濃度が高いことを示した。このことから、鉱質土壌層で生成された Fe(II) は表層の有機物層へと拡散し、有機態鉄(III)へと酸化される鉛直移動が起こっていることが示唆されている。さらに Jessen et al. (2014) がグリーンランドの活動層で dFe 濃度の鉛直分布を測定したところ、表層の泥炭層から深層の鉱質土壌層にかけて dFe 濃度が上昇することを示した。これらの結果から、泥炭層と比べて鉱質土壌層ではより多くの dFe 生成が生じていることが明らかとなっている。

これら活動層における土壌間隙水中の鉄を測定した研究のほとんどは、活動層が最大となる夏季に行われたものである。一方、活動層における鉄の季節的な動態に関しては、調査の難しさもあり非常に限られている。筆者の知る限り、活動層における土壌間隙水の dFe 濃度を経時的に測定した研究は、Lipson et al., (2013) の 1 件しか存在しない。Lipson らはアラスカの活動層において深度 10 cm の土壌間隙水中の Fe(II) 濃度と表層土壌中 (~24cm) に含まれる固相の Fe(III) 濃度を観測したところ、8 月から 10 月にかけて固相の Fe(III) 濃度は減少するのに対し、間隙水中の Fe(II) 濃度が上昇したことを示した。この結果は表層土壌に含まれる(水)酸化鉄(III)が夏季後半に Fe(II) に還元されたことを意味する。しかし Lipson らの測定深度は表層 10 cm のみであり、それ以深の鉄の挙動については議論されていない。一般に土壌中の鉄の挙動を決めるうえでは周囲の酸化還元状態が重要となる。活動層における土壌の酸化還元電位に関する研究は少ないものの、土壌の季節的融解に伴う地下水の変動や降雨の浸透によって酸化還元電位が変動することが報告されている (Seybold et al., 2002; Hall et al., 2012; Street et al., 2016)。このことから、活動層における鉄の挙動は季節的な土壌の水分量変化に対応しており、還元的環境が発達した際の dFe 生成量は深度によって異なると予想される。したがって永久凍土地帯における土壌中の鉄の挙動を理解するためには、活動層内の鉄に関する季節的かつ空間的な情報が必要であると考えられる。

一方、永久凍土地帯における河川水中の dFe 濃度の季節的な観測例はいくつか存在する。例えば Bagard et al., (2013) は、中央シベリアにおける河川水中の dFe 濃度は春の融雪期に最も高い濃度を示し、その後夏に向けて減少したことを報告した。このように河川の dFe

濃度が融雪期に高く夏季に低くなる変動は、永久凍土の有無に関わらず多くの寒冷地域で観測されている (Andersson et al., 2006; Ingri et al., 2006; Barker et al., 2014;)。しかしながら、河川の dFe 濃度を報告した先行研究のほとんどは河川のみを対象としてきた。そのため、集水域の土壌中における鉄の挙動(特に dFe 生成)と河川の dFe 濃度との関係性についてはほとんど理解されていない。永久凍土地帯における土壌中での鉄の挙動、そして土壌から河川への流出メカニズムの理解は、高緯度地域の陸と海をつなぐの理解だけでなく、気候変動による永久凍土の融解による鉄循環の変化を予測するうえでも重要である。

本章では、(1)永久凍土が存在する集水域において、土壌中の鉄の挙動を季節的かつ空間的に把握すること、および(2)土壌の季節的融解に伴う鉄の挙動が河川のdFe濃度に与える影響を明らかにすることを目的とした。(1)に関しては、特に土壌中でdFeが生成される時期とその深度に注目した。本章の研究内容は、永久凍土地域における鉄の挙動を土壌と河川の両方で季節的に調べた初の研究である。

2. 方法

2.1 調査地

調査はアムール川の巨大支流の一つであるブレヤ川流域内のティルマ(Tyrma)地域で行った(図2-1a)。ティルマの年間平均気温は -1.96°C (1946-2017)、年間平均降水量は654.6 mmである(1972-2017)(<http://www.weatherbase.com/weather/weather.php?s=83513>)。ティルマ地域ではストゥーリ(Sutyri)川、ヤウリン(Yaurin)川、グジャル(Gujal)川の3つの大河川がティルマ川へ合流し、やがてブレヤ川へ合流する(図2-1)。グジャル川の小さな支流であるソフロン川の集水域($50^{\circ} 5'42.86''\text{N}, 132^{\circ} 22'1.20''\text{E}$)を本研究の実験流域として設定した(図2-2a)。ソフロン川の集水域面積は約 23 km^2 であり、採水地点では二次水流となる。採水地点での川幅は10 m程度、平常時の水深は河川中心部で約20 cm程度である。

ティルマ地域の植生は大きく2パターンに分けられる。(1)傾斜が大きい斜面や尾根部には、トウヒ(*Picea ajanensis*)、シラカバ(*Betula Platyphylla*)、カラマツ(*Larix gmelinii*)からなる森林が分布する。(2)傾斜の小さい谷部や斜面部には、クロメノキ(*Vaccinium uliginosum*)やバグーリニク(*Ledum decumbens*)、コケモモ(*Vaccinium vitis-idaea L.*)といった湿生植物からなる湿地帯が分布する。地表面はミズゴケ(*Sphagnum spp.*)に覆われており、高木のカラマツ(*Larix gmelinii*)が点在的に生えている。この湿地帯はロシア語でMariと呼ばれるティルマ地域の特徴的な景観である(英名なし)。湿地帯と森林地帯どちらも表層には泥炭土壌の堆積がみられ、特に湿地Mariでは長年のミズゴケ遺骸からなる繊維質な

泥炭土壌が厚く堆積している。湿地Mariは谷部に広く分布しているが、尾根部や斜面部であっても緩やかな傾斜地では局所的に見られる。

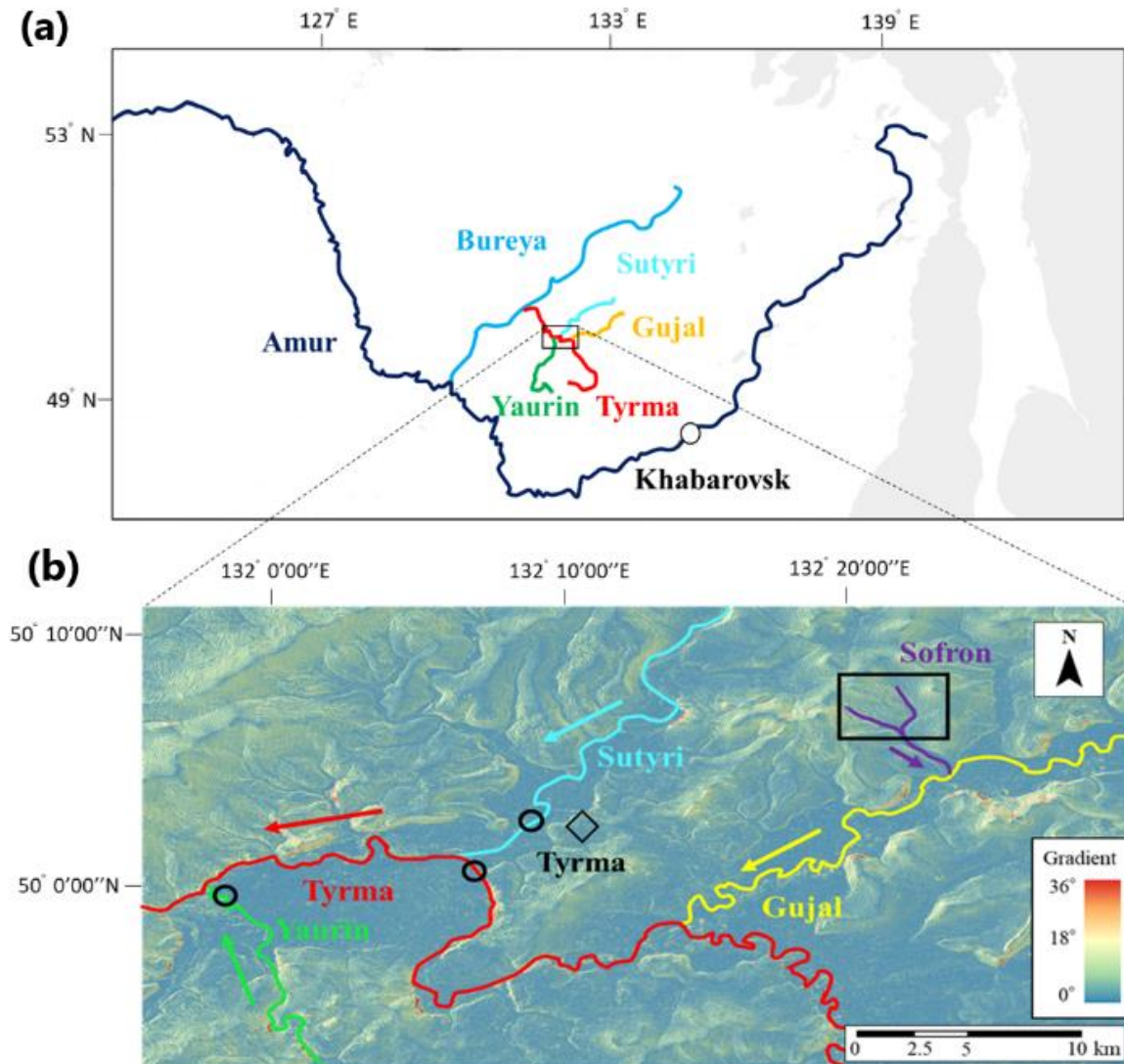


図2-1 (a)アムール川中流域とティルマ地域周辺の位置関係

(b)ティルマ地域周辺の拡大図

地図(b)は地形が分かりやすいように傾斜度で色づけしている。地図(b)の右上の黒い長方形は集中的な調査を行ったソフロン川集水域を示す; 黒い丸はストゥーリ川、ティルマ川、ヤウリン川の採水地点を示す; 中央の黒いひし形はティルマ村を示す。地図(b)は宇宙航空研究開発機構(JAXA)が提供する解像度30 mのデジタル標高モデル(Digital Elevation Model: DEM)を用いて作成した。

2.2 土壌間隙水の採水および土壌の有機物含量・含水率調査

2016年9月、ソフロン川近傍から隣接した集水域にかけて、土壌間隙水の観測用トランセクトを全9地点設定した(図2-2)。湿原Mariは谷部に位置するN1~3およびN9だけでなく、尾根部に位置するN7および緩斜面に位置するN8でも見られた。これらの地点では永久凍土の存在が確認された。一方、急斜面のN5と尾根部のN6では永久凍土の存在は確認されなかった。各地点の地面にハンド式ドリル(DAIKI, DIK-1721)で直径1.8 cmの穴を開け、間隙水採水用に作成したポーラスカップ(DAIKI, DIK-3900-51)付き塩ビパイプを深度20 cmおよび40 cmに埋設した(ただしN4は下記の別深度、N5は40cmのみ)。さらに2017年4月には、融雪期における採水を行うため、N4には深度5cmおよび10cmに、N6には深度10 cmおよび25 cmに電動ドリルで凍土に穴を開けポーラスカップを埋設した。設置時にN4とN6には雪が10 cm程度残っていたことから、融雪による表層土壌の飽和に伴う間隙水中のdFe濃度変動を観測するために適した地点と考えた。9地点の間隙水採水深度は表2-1にまとめた。

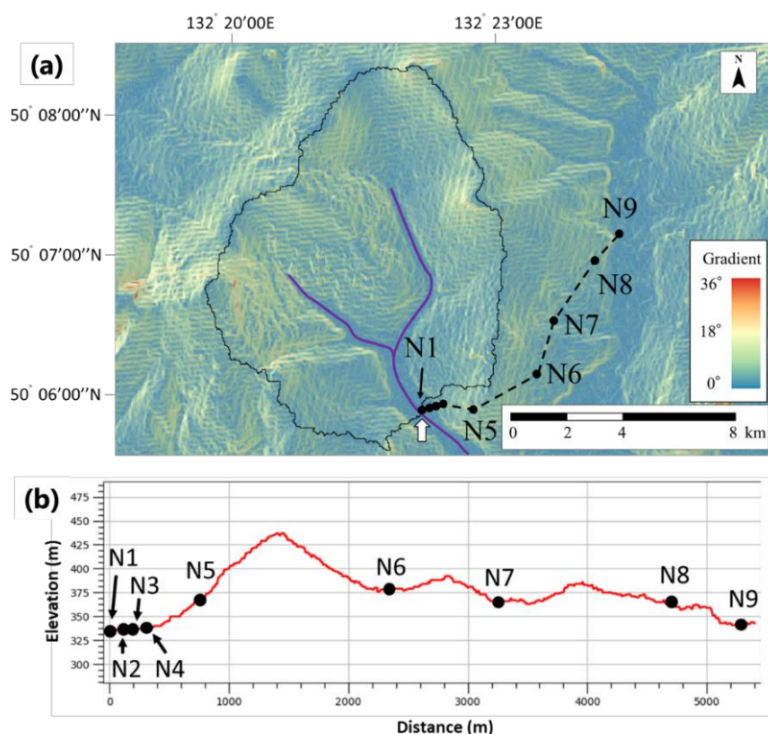


図2-2 (a)ソフロン川と周辺域に設定した間隙水観測用トランセクト

(b)土壌間隙水トランセクトの地形断面図

地図(a)の白い矢印は河川水の採水地点であり、黒線で囲まれた範囲がその集水域を表す; 河川近くから隣接する集水域にかけての点線がトランセクトを表し、ライン上の点が土壌間隙水の採水地点N1~N9を表す。地図(a)は宇宙航空研究開発機構(JAXA)が提供する解像度30 mのデジタル標高モデル(Digital Elevation Model: DEM)を用いて作成した。

表2-1

ソフロン川と周辺域に設定した間隙水観測用トランセクトの地形、採水深度、活動層厚 (Active Layer Thickness: ALT)、泥炭層厚(Peat Layer Thickness: PLT)

(*)マークは融雪期用に設置した深度であり、5月に4回、その後6月から10月までは月2回採水を行った。他の地点の全深度は6月から10月にかけて月2回採水を行った。

Site Number	Terrein	Sampling Depth	ALT(cm)	PLT(cm)
1	Valley	20,40	64	<64
2	Valley	20,40	60	<60
3	Valley	20,40	82	<82
4	Border between Valley and Slope	5*,10*	102	12
5	Slope	40	No Permafrost	7
6	Ridge	10*,25*, 20,40	No Permafrost	42
7	Ridge	20,40	75	40
8	Slope	20,40	127	45
9	Valley	20,40	53	<53

融雪期である5月は、融雪期観測用に設置したN4およびN6の浅い深度で採水を4回行った。続く6月から10月までは、各地点全深度の土壌間隙水を毎月2回採水した。採水はディスプレイのシリンジ(TERUMO, SS-50ESZ)50 mLを用いた吸引法によって行い、一晩かけて採水した。採水した間隙水はただちに孔径0.45 μmのメンブレンフィルター(ADVANTEC, DISMIC 25CS045AS)を用いてろ過し、予め1%HNO₃に24時間以上酸浴したポリプロピレン製50 mL容器に保存後、分析まで冷蔵保存した。

各地点の泥炭層厚と活動層厚は、2016年9月にポーラスカップを設置する際に近くの土壌をシャベルで掘り、作成した土壌断面から確認した(表1)。凍土面が掘れないほど深い位置に存在する場合は、地温プロファイルの傾きから推定される0°Cとなる深度を活動層厚とした。さらに土壌の有機物含量と含水率を測定するために、深度0-10 cm、10-20 cm、20-30 cmの土壌を土壌断面からスコップでポリエチレン製フリーザーパックに採取し、分析まで冷凍保存した。

土壌断面を作成した際、土壌の季節的な融解変動を把握するために、地温ロガー(Onset, U22-001)をN1に2深度(10 cm、25 cm)、N4およびN6には3深度(10 cm、25 cm、50 cm)に設置した。地温の記録は2016年9月から2017年10月まで30分間隔で行った。

2.3 河川水の採水と水位観測

ソフロン川の採水は、融雪期である4月末から5月中旬までは週2回の高頻度で行い、その後6月から10月までは土壤間隙水の採水と同日に月2回の頻度で行った。ディスポーザブルのシリンジ(TERUMO, SS-50ESZ)を用いてソフロン川から200mL採水し、ただちに孔径0.45 μm のメンブレンフィルター (DISMIC 25CS045AS, ADVANTEC) を用いてその場でろ過した。dFe測定用にろ過した試水100mLは予め1% HNO_3 に24時間以上酸浴したポリプロピレン製容器に、残りの100mLは溶存有機物(Dissolved Organic Carbon: DOC)測定用のポリエチレン製容器に保存し、どちらの容器も分析まで冷蔵保存した。なお土壤間隙水と河川水の定期採水に関して、4月と5月および10月の採水は筆者が現地で行った。筆者が不在であった6月から9月までの採水は、ティルマ村に住む調査補助者によって行われた。

ソフロン川の水位観測のために、河床が完全に融解した6月半ばに水圧式水位計(Onset, HOBO U-20-001-04)を採水地点の河床に、その近くに大気圧計(Onset, HOBO U-20-001-04)を設置した。水圧と大気刷の観測は6月半ばから10月まで30分間隔で行い、観測された絶対水圧と絶対大気圧の差から水位を計算した。また河川水位の変動との関係を検討するため、同期間におけるティルマの降雨データをロシアの気象観測サイトから手に入れた([http://ru8.rp5.ru/Weather_archive_in_Tyrma_\(Sutyr\)](http://ru8.rp5.ru/Weather_archive_in_Tyrma_(Sutyr)))。

小規模な河川であるソフロン川のdFeおよびDOC濃度を大規模河川と比較するため、ティルマ地域の主要河川であるストゥーリ川(採水地点の集水域面積: 2,129 km^2)、ティルマ川(6,518 km^2)およびヤウリン川(3,175 km^2)でも採水を行った(図2-1(b))。これら大河川の採水頻度と方法、ならびに測定項目は上記したソフロン川と同様である。

2.4 化学分析

すべての化学分析はハバロフスクにあるInstitute of Water and Ecology Problems of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences(水生態問題研究所)で共同研究者達によって行われた。これはハバロフスク州から日本への水や土壌の持ち込みが禁止されているためである。土壤間隙水および河川水のdFe濃度の測定は、試水に HNO_3 を数滴加え $\text{pH} < 2$ としたうえで行った。測定には誘導結合プラズマ質量分析計(Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry: 通称 ICP-MS)(Agilent 7500cx.)を使用し、イオン干渉を抑えるヘリウムモードで行った。なお測定されたdFe濃度には、自然水中での主な形態である有機態鉄および無機態の Fe(II) どちらも含まれる。河川水のDOC濃度の測定はTOC計(SHIMADZU TOC-L)により行った。土壌の有機物量はチューリン法(湿式燃焼法)(Bel'chikova, 1975)により、土壌の重量含水率は土壌の乾燥前後の質量差により測定した。

3. 結果

3.1 ソフロン川および大河川における dFe および DOC 濃度の季節変動

ソフロン川の dFe 濃度は季節的な変動を示し、その範囲は 0.10-1.10 mg/L であった(図 2-3a)。融雪期である 4 月後半から 5 月中旬にかけて、dFe 濃度は 0.27 mg/L から年間最高値である 1.10 mg/L まで上昇した。その後 6 月には 0.15mg/L まで低下したが、7 月後半と 9 月後半にそれぞれ 0.33 mg/L、0.22 mg/L と高濃度を示した。土壌が凍結を始める 10 月には、年間最低値である 0.10 mg/L が記録された。一方 DOC 濃度は 5.80-32.3 mg/L の範囲で変動し、dFe 濃度同様に 7 月後半と 9 月後半に上昇する変動を示した(図 2-3a)。dFe 濃度の急激な上昇が見られた融雪期、DOC 濃度も 17.0 mg/L から年間最高値である 32.3 mg/L まで上昇した。さらに dFe 濃度の上昇が見られた 7 月後半と 9 月後半は、DOC 濃度もそれぞれ 25.4 mg/L、27.5 mg/L まで上昇する変動を示した。

ソフロン川の水位は、7 月後半から 8 月中旬にかけて頻繁に生じた 10 mm を超える比較的多量の降雨に伴い大きく上昇していた(図 2-3b)。8 月前半には最高水位である 36 cm が記録された。ソフロン川で 7 月後半および 9 月後半に観測された dFe および DOC 濃度の上昇は降雨による水位上昇と同じタイミングで起きており、dFe および DOC 濃度の季節変動は 1 年を通して水位変動と同調していた。だがこれら降雨によって上昇した dFe 濃度は融雪期のピーク濃度と比べて半分以下であった。そこで融雪の影響を受ける 7 月以前と影響を受けない 7 月以降の期間に分けて DOC および dFe 濃度の相関をとると、季節によって傾きの異なる 2 つの正相関が見出された(図 2-3c)($r^2 = 0.51$ 、 $p = 0.056$ [4-7 月]; $r^2 = 0.75$ 、 $p < 0.01$ [7-10 月])。季節による dFe と DOC 濃度の関係性の違いは、土壌から河川への dFe 流出メカニズムが土壌の季節的融解に伴い変化していることを示唆する。

一方、大規模河川であるストゥーリ川、ティルマ川、ヤウリン川の dFe および DOC 濃度は、ソフロン川とほぼ同様の季節変動を示した(図 2-4ab)。融雪期は dFe および DOC 濃度の急激な上昇が見られ、その際のピーク濃度は DOC および dFe 共に年間最高値であった。さらにソフロン川で降雨による dFe および DOC 濃度の上昇が観測された 7 月後半および 9 月後半にも、これらの大河川で DOC 濃度上昇が見られた(図 2-4b)。ソフロン川では降雨時に dFe 濃度の上昇が確認された時期、大河川では dFe 濃度の明らかな上昇は確認されなかったものの、その際の濃度レベルはソフロン川とほとんど同じであった。しかし降雨が少ない 6 月から 7 月前半および 9 月以降は、大河川の dFe 濃度はソフロン川よりも高いように見える。この降雨が少ない時期の dFe 濃度の違いは、dFe/DOC モル比の季節変動を見るとより明確である(図 2-4c)。

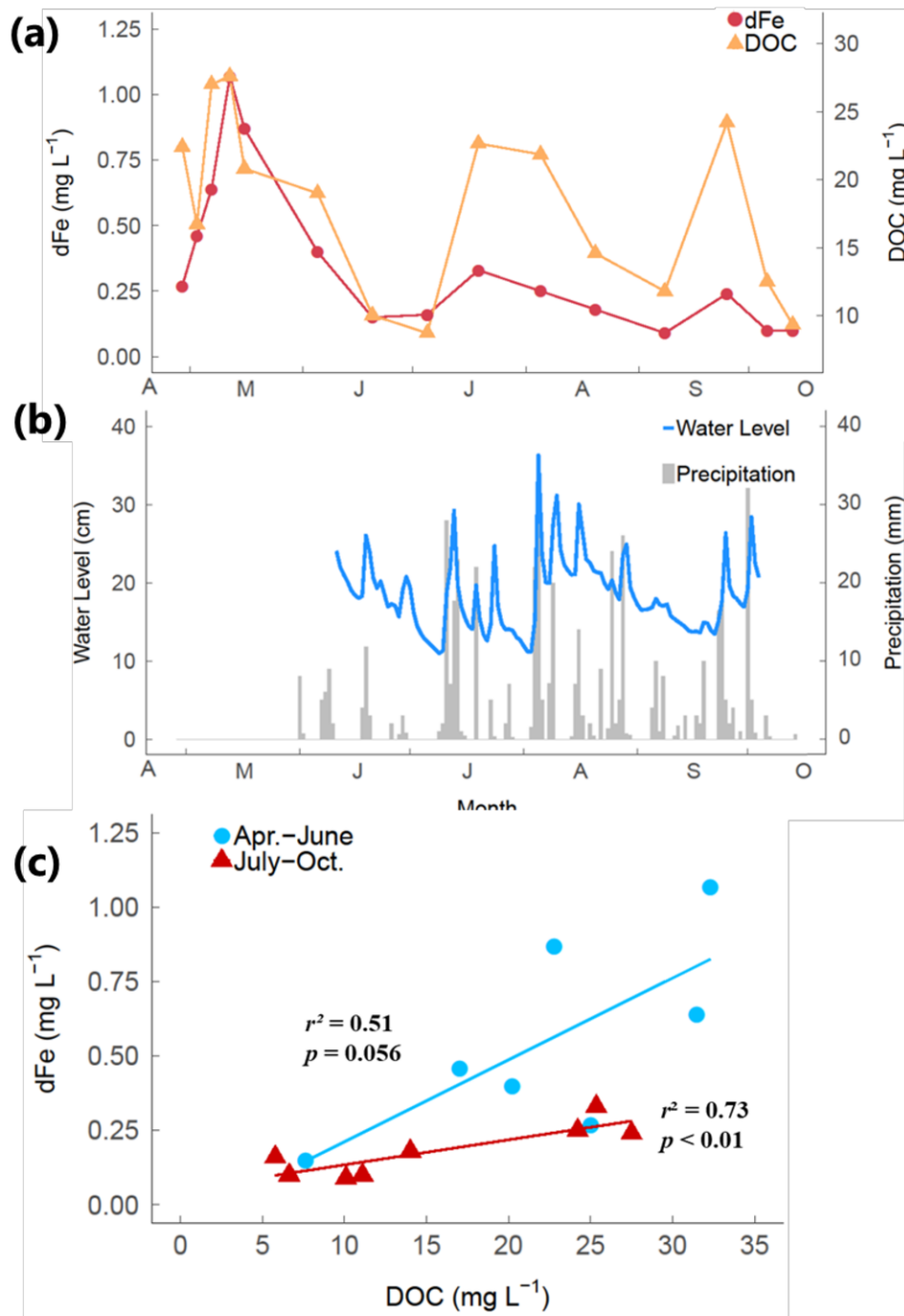


図 2-3 (a)ソフロン川で観測された dFe および DOC 濃度の季節変動
 (b)ティルマ地域の日降雨量ならびにソフロン川の水位
 (c)ソフロン川で観測された dFe および DOC 濃度の関係性

図(c)に関して、青い●が融雪の影響を受ける4月から6月まで、赤い▲が7月から10月までのデータを示す。DOC 濃度に対する dFe 濃度の回帰線は、最小二乗法による直線回帰により求めた。

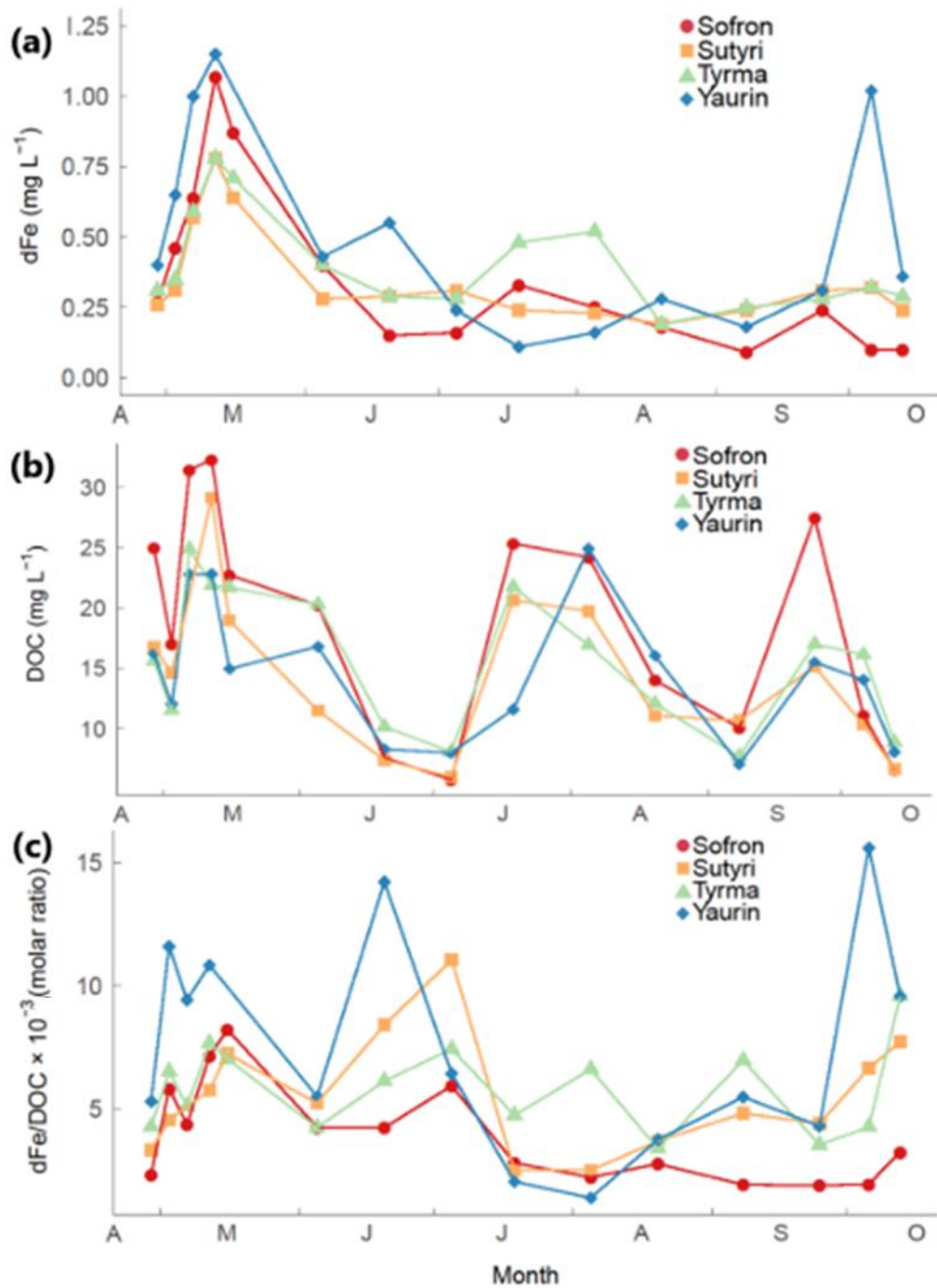


図 2-4 ソフロン川と大河川(ストゥーリ川、ティルマ川、ヤウリン川)における dFe 濃度(a)、DOC 濃度(b)、および dFe/DOC モル比(c)の季節変動

3.2 土壌間隙水の観測用トランセクトにおける土壌の有機物含有量および含水率

土壌間隙水の定期採水を行った9地点の有機物含有量と含水率を表2-2に示す。谷部に位置するN1~3およびN9における最表層0-10 cmの含水率は92.7-99.8%と非常に高かった。谷部に位置するこれらの地点では、深度20-30 cmにおいても90%以上の高い含水率が示された。一方、斜面部と尾根部に位置するN4~8の最表層における含水率は49.4-92.4%と谷部より低い値を示し、深度20-30 cmでの含水率も70%以下と低かった。谷部に位置する湿地Mari(N1~3およびN9)と斜面部(N8)および尾根部(N7)に位置する湿地Mariにおける最表層0-10 cmの含水率を比較すると、谷部ではすべて99%以上であったのに対し、斜面部および尾根部ではそれぞれ68.1%および49.4%と低い値を示した。

有機物含有量は含水率が高い地点で多い傾向が示された。谷部に位置するN1~3およびN9における最表層0-10 cmの有機物量は144-478 gC/kgの範囲であり、平均値は359±147 gC/kgであった。一方、斜面部と尾根部に位置するN4~8の最表層における有機物含有量は48-358 gC/kgの範囲であり、平均値は273±150 gC/kgと谷部より約100 gC/kg低かった。谷部の湿地Mari(N1~3およびN9)では、深度20-30 cmであっても有機物含有量は100-474 gC/kgと最表層と同じくらい高かった。しかし斜面部(N8)および尾根部(N7)の湿地Mariでは、深度20-30 cmにおける有機物含有量はそれぞれ23 gC/kgおよび52 gC/kgであり、最表層と比べて明らかに低かった。よって集水域内の土壌環境(深度0-30 cm)の中では、谷部の湿地Mariが最も含水率が高く有機物含有量も多い環境であった。

表 2-2

土壌間隙水の定期採水を行った地点の土壌有機物量および重量含水率(9月2016)

Point Number	Terrain Type	Organic Carbon Content (gC kg ⁻¹)			Weight Moisture Content (%)		
		0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm	0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm
N1	Valley	405	451	331	92.7	93.0	89.8
N2	Valley	478	403	474	99.7	99.0	98.4
N3	Valley	411	311	100	99.5	92.1	90.3
N4	Boundary between valley and hillslope	358	143	29	92.4	45.8	32.4
N5	Steep hillslope	142	62	61	90.0	64.4	58.3
N6	Ridge	355	262	197	74.3	75.9	69.3
N7	Ridge	331	162	52	49.4	42.6	40.5
N8	Gentle hillslope	48	248	23	68.1	48.7	38.7
N9	Valley	144	293	297	99.8	99.5	78.0

3.3 集水域内の異なる地形における土壌の季節的融解

谷部の N1、斜面基部の N4 および尾根部の N6 で観測した深度別の地温変動を図 2-5 に示す。また各深度で観測された融解日と、深度間における融解日の差から算出した土壌の融解速度を表 2-3 に示す。谷部の N1 では、深度 10 cm が 5 月 24 日に融解しており、斜面基部の N4 および尾根部の N6 における同深度と比べて 1 カ月も遅かった。N1 の深度 25 cm における融解日は 6 月 15 日であり、これも N4 および N6 よりも 10–30 日遅かった。

N1 より早く融解した N4 と N6 の深度 10 cm および 25 cm では、融解後に地温が著しく上昇していた。7 月 1 日時点での N1 における地温は、深度 10 cm で 2.4°C、深度 25 cm 0.6°Cであった。これに対し、N4 の深度 10 cm および 25 cm における地温はそれぞれ 9.1°C および 4.2°C、N6 ではそれぞれ 8.5°C および 3.3°C であり、N1 と比べて明らかに高かった。永久凍土が存在しない N6 は 3 地点の中で最も地温が高い傾向にあり、記録された年間最高地温(10 cm: 13.1°C、25 cm: 9.6°C、50 cm: 7.9°C)は、N1(10 cm: 10.9°C、25 cm: 6.9°C) および N4(10 cm: 11.5°C、25 cm: 8.2°C、50 cm: 5.2°C)における年間最高地温を上回った。実際、N6 の深度 25 cm から 50 cm までの融解速度は 0.93 cm/day であり、これは N4 の同深度間における融解速度 0.57 cm/day より 1.6 倍も速い。このように春から秋にかけての土壌の季節的融解は、尾根部の N6 で最も速く進行し、次いで斜面基部の N4、そして谷部の N1 が最も遅く進行していた。これら 3 地点における融解の進みややすさは、前年 9 月に調べた活動層の厚さ(N1: 64 cm、N4: 102 cm、N6: No permafrost)(表 2-1)に対応していた。これらの結果を土壌の有機物含有量および含水率のデータと総合すると、谷部の湿地 Mari は集水域の中で最も湿潤かつ有機物が豊富であり、加えて最も地温が低い環境であった。

表 2-3

N1、N4、N6 の深度 10 cm、25 cm、50 cm における融解日、ならびに深度間の融解速度

融解日は 1 日の平均地温が初めて 0°C を超えた日とした。括弧内の数字は、4 月 1 日からの通算日数を示す。融解速度は深度間の距離を融解に要した日数で割ることで算出した。

		Depth (cm)	N1	N4	N6
Thawing date (mm/dd)	10		5/24 (54)	4/29 (29)	4/18 (18)
	25		6/15 (76)	5/18 (48)	6/5 (66)
	50			7/1 (91)	7/2 (92)
Thawing rate (cm/day)	10 → 25		0.68	0.79	0.31
	25 → 50			0.57	0.93

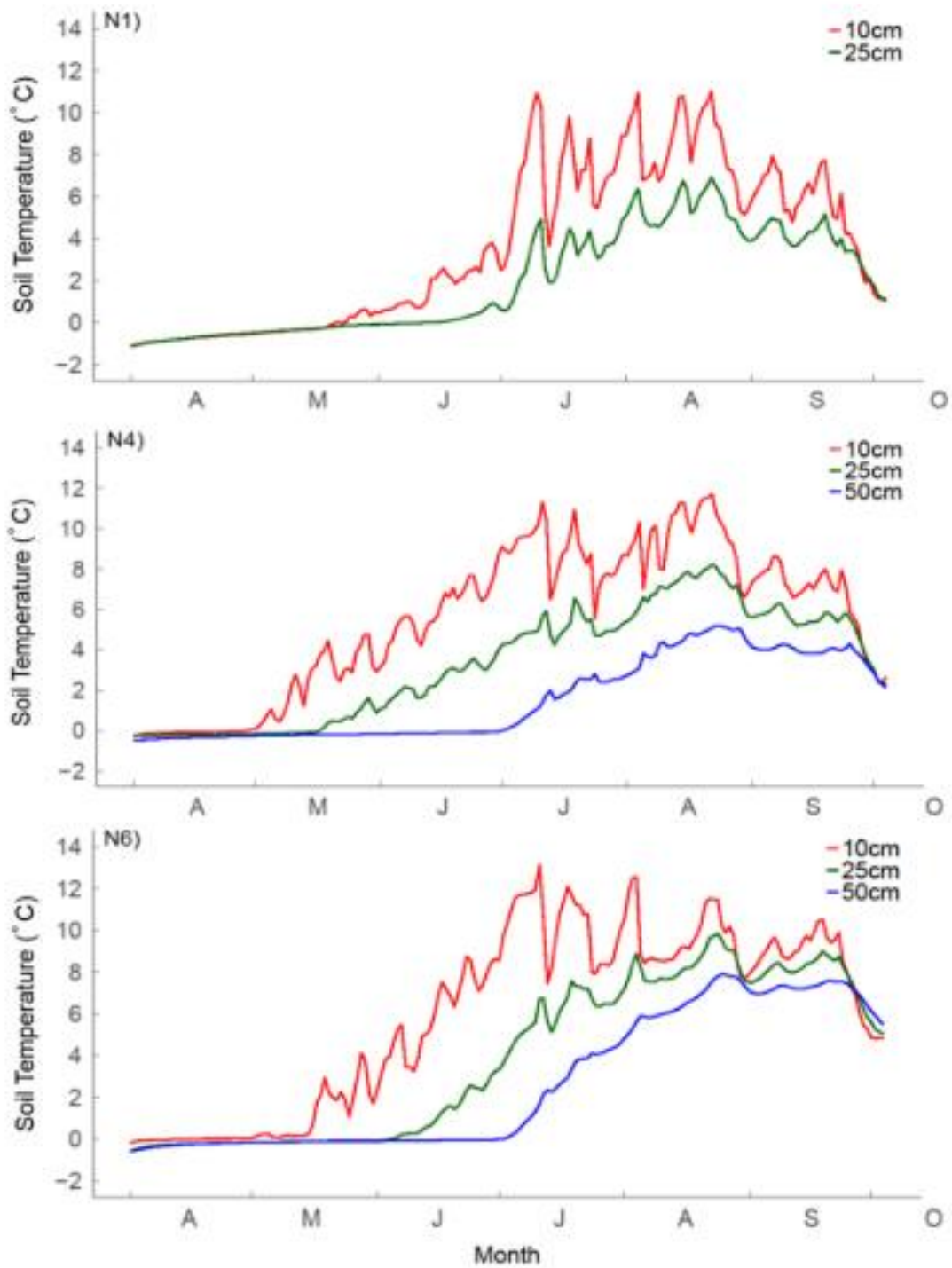


図 2-5 谷部の N1、斜面基部の N4 および尾根部の N6 で観測された地温変動

3.4 土壌間隙水の dFe 濃度の季節変動

融雪期から観測を行った斜面基部の N4 および尾根部の N6 における間隙水 dFe 濃度の季節変動を図 2-6 に示す。融雪がまさに進行していた 5 月前半における両地点の dFe 濃度は 1.38–4.70 mg/L の範囲であり、1 年の中で最も高かった。この表層間隙水の顕著な高濃度は、融雪期にソフロン川および大河川で見られた dFe 濃度の上昇が見られたことと符合するものであった(図 2-4a)。その後 N4 および N6 における間隙水 dFe 濃度は、季節の進行に伴い徐々に減少した。

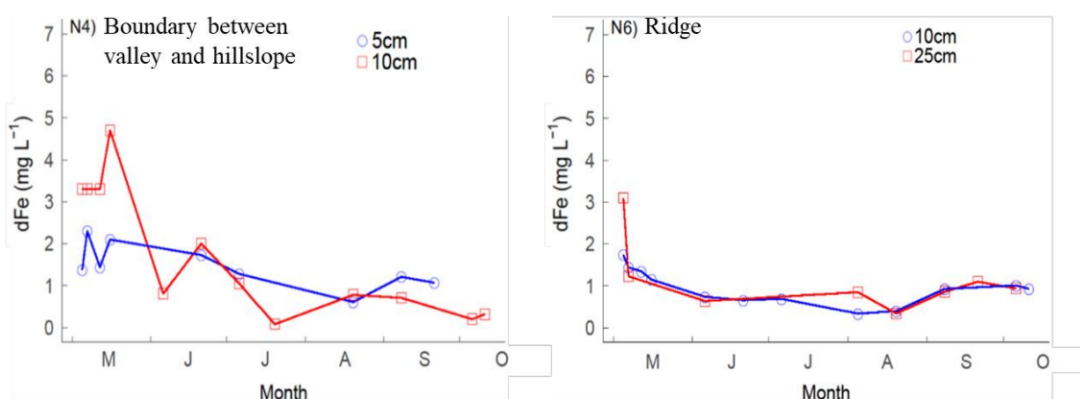


図 2-6 融雪期から観測された N4(斜面基部)および N6(尾根部)における土壌間隙水の dFe 濃度の季節変動

次に、融雪後の 6 月から観測を始めた N1~3 および N6~9 における土壌間隙水の dFe 濃度の季節変動を図 2-7 に示す(なおこれらの地点の測定深度は 20 cm および 40 cm であり、融雪期から観測を行った N4 および N6 よりも深い深度である)。観測を開始した 6 月から 8 月までの 2 ヶ月間、各地点の両深度における dFe 濃度は、例外的な N3 を除き、1 mg/L 以下であった。ところが 8 月から 9 月にかけては、永久凍土湿地 Mari に該当する地点(N1~3 および N7~9)の深度 20 cm および 40 cm で 2.0–6.9 mg/L とかなり高濃度化する現象が見られた。対照的に、永久凍土が存在しない N6 ではこの dFe 高濃度化は見られなかった。地温ロガーの記録によると(図 2-5)、深度 20 cm から 40 cm にかけての土壌の融解は斜面や尾根部で 5 月中、谷部で 6 月中に起こっていた。すなわち夏季後半に多くの地点で確認された dFe 生成は、土壌の融解が始まってから約 2–3 ヶ月の期間を経て起こっていたことになる。その後土壌の凍結が始まる 10 月になると、各地点の土壌間隙水 dFe 濃度は再び 1 mg/L 以下にまで低下した。

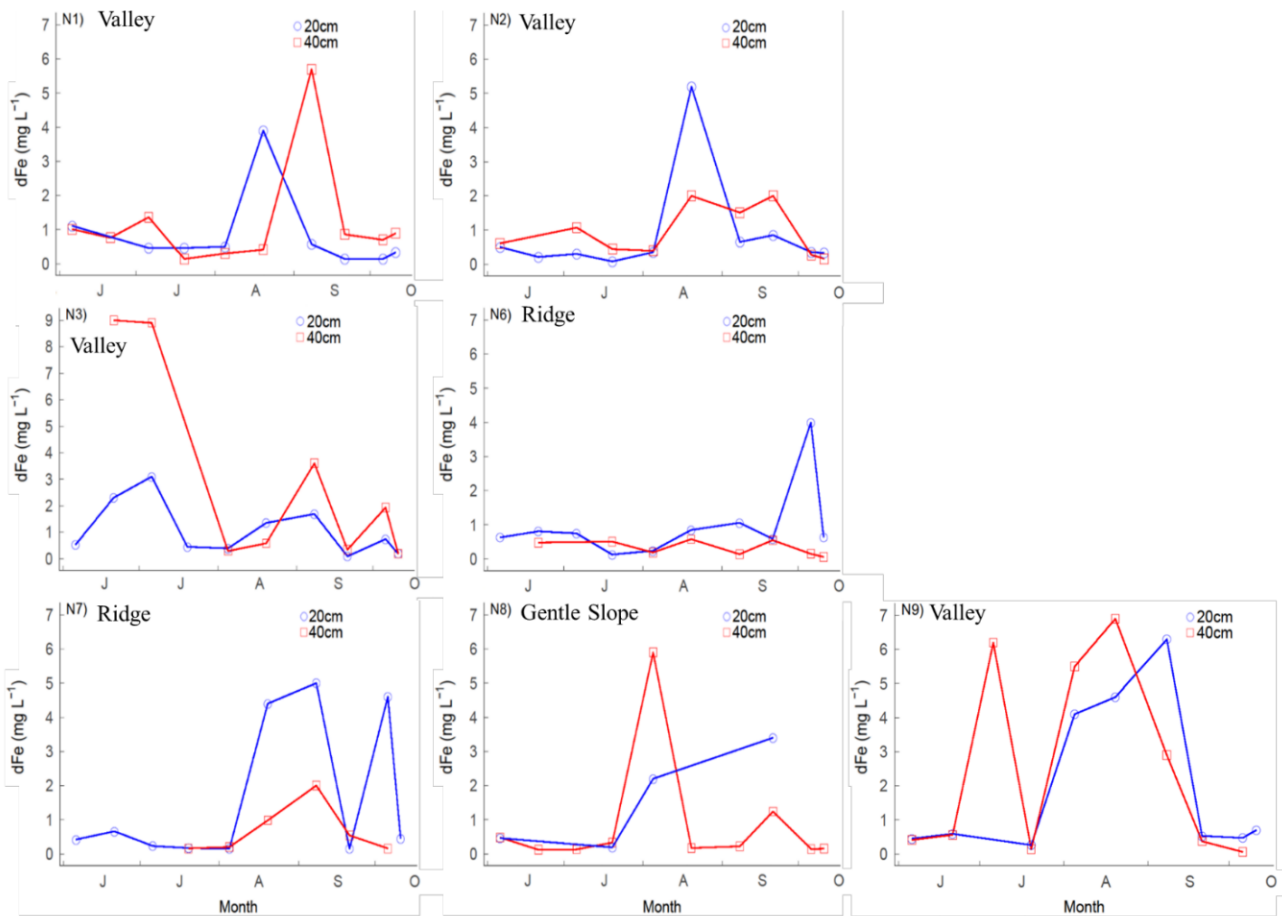


図 2-7 6 月から 10 月にかけて観測された N1~N9 の
 深度 20 cm および 40 cm における土壌間隙水の dFe 濃度の季節変動

急斜面に位置する N5 では、1 年を通して採水ができなかったため図には示していない。

4. 考察

4.1 融雪期に確認された表層土壌での dFe 生成並びに河川への流出

融雪期である 4 月末から 5 月中旬にかけて、ソフロン川の dFe および DOC 濃度は急激に上昇し、ピーク時の濃度はどちらも 1 年で最も高い値であった(図 2-3a)。この dFe 濃度上昇と合致して、ソフロン川集水域内の表層土壌間隙水でも 1 年で最も高い dFe 濃度が観測された(図 2-6)。表層土壌で dFe 濃度が高かった理由は、融雪による土壌飽和ならびに季節凍土面の浅さに関連していると考えられる。地温の観測データ(図 2-5)から示される 5 月前半の季節凍土面が位置する深度は、谷部の N1 で 0-10 cm、斜面基部の No.4 および尾根部の N6 で 10-25 cm であった。凍結した土壌は透水性が非常に悪く融雪水の下方浸透

を防ぐため、表層土壌を冠水させることがある(Thunholm et al., 1989; Stähli et al., 1994)。実際、融雪期に間隙水を採水した N4 および N6 では地表まで冠水した様子が確認された。融雪水によって冠水した表層土壌中では、微生物呼吸による溶存酸素の消費に伴い次第に無酸素な環境へと変化する(Seto and Akagi, 2005; Morse et al., 2015)。このような状況下では、Fe(III)が最終電子受容体として微生物の嫌気呼吸に利用され、生成された Fe(II)はおそらく有機物が豊富な周囲の表層土壌から溶出した DOC と錯形成する。本研究では間隙水中の DOC 濃度を測定していないが、ソフロン川では融雪期において dFe 濃度と DOC 濃度の間に正の相関が見出された(図 2-3c)。このことから、他の寒冷地域同様に土壌から流出する dFe の形態は主に有機態鉄であると考えられる(Rember and Trefry, 2004; Andersson et al., 2006; Ingri et al., 2006; Björkvald et al., 2008)。このように融雪による冠水に伴い表層土壌中で生成された有機態鉄が間隙水の dFe 高濃度化(図 2-6)およびソフロン川の dFe 濃度上昇(図 2-3)を引き起こしたと理解できる。

融雪期に生じた土壌間隙水での dFe 高濃度化は斜面基部である N4 だけでなく、尾根部の N6 でも確認された。一般に斜面や尾根部に分布する森林土壌では、永久凍土のような不透水層が無い限り、水は下方へ浸透しやすく表層土壌は飽和しにくい。だが融雪期は表層土壌が融解して間もないため、ほとんどの場所で浅い深度に季節凍土面が存在している。そのため斜面部や尾根部であっても融雪によって表層土壌は冠水し、上述したように dFe 生成が生じていたと考えられる。すなわち融雪期に N4 および N6 の表層土壌で観測された dFe 高濃度化は、集水域内で遍く生じている現象だと予想される。

しかしながら、融雪水は必ずしも季節凍土面上の土壌を通過するわけではない。土壌が凍結する際に含水率が低いと季節凍土面は不連続的に存在し、凍土面が無い部分を融雪水が下方浸透することがある(Ågren et al., 2008; Iwata et al., 2011)。谷部と比べて表層土壌の含水率が低かった斜面部(45–64%)および尾根部(42–76%)では(表 2-2)、おそらく季節凍土面は不連続的に存在し、融雪水は部分的に浸透しながら斜面を流下したと考えられる。したがって N6 で観測されたように尾根部の表層土壌に高濃度の dFe が含まれていたとしても、河川で観測された dFe 濃度の上昇に対する寄与は小さいだろう。これに対して、土壌が凍結する際の含水率が高かった谷部では(表 2-2)、高濃度の dFe を含む融雪水が連続的な季節凍土面上を浸透することなく河川へ流出したと考えられる。これらのことから、融雪期に河川 dFe 濃度の上昇を引き起こしたのは、集水域内でも特に谷部の表層土壌で生成された dFe であったと考えられる。

融雪期は大河川であるストゥーリ川、ティルマ川、ヤウリン川でも、dFe および DOC 濃度の上昇が観測された。大河川で観測された dFe および DOC 濃度の上昇のタイミングと濃度レベルは、ソフロン川で観測されたものとほとんど一致していた。このことから、ソ

フロン川のような小さな河川であっても、融雪期は大河川への dFe および DOC 輸送に大きく寄与していると推測される。さらに、融雪期にソフロン川および大河川で観測された dFe および DOC 濃度は 1 年で最も高い値であった。したがってティルマ地域を含むアムール中流域では、融雪期が最も陸域から河川への dFe および DOC 流出が生じる時期であると考えられる。このように融雪期に河川の dFe 濃度が上昇することは、アムール川の支流や他の寒冷河川でも報告されている (Guan et al., 2016; Nagao et al., 2007; Rember and Trefry, 2004; Andersson et al., 2006; Ingri et al., 2006, 2018)。しかし、これらの先行研究は融雪期の河川に含まれる dFe の濃度やサイズに注目していたため、高濃度の dFe が陸域から流出してくるメカニズムについては分かっていなかった。本研究により、融雪期に寒冷地域で生じる大規模な河川による dFe 輸送は、融雪によって冠水した表層土壌における dFe 生成に起因していることが初めて明らかになった。

4.2 融雪期以降の活動層における鉄動態の季節変化

融雪期に高濃度化した N4 および N6 における表層土壌の dFe 濃度は、その後季節の進行に伴い低下した (図 2-6)。融雪が終わり凍土の融解が進行すると、地下水面は低下し表層土壌は冠水した還元的環境から酸化的環境へ徐々に変化したと考えられる。酸化的環境下で Fe(II) は不溶性の酸化鉄(III)へと化学的/生物的に酸化され (Weber et al., 2006)、dFe 濃度の低下につながったと考えられる。斜面基部に位置する N4 と尾根部に位置する N6 の dFe 濃度の季節変動を比べると、N6 における dFe 濃度の低下がより著しかった。地温観測の結果では N6 では N4 よりも速く融解が進行していたことから (図 2-5、表 2-2)、この違いは酸化的環境の形成が斜面基部より尾根部の方が早かったためと理解できる。

6 月から観測を開始した N1~9 の深度 20 cm および 40 cm の間隙水 dFe 濃度は、例外的な N3 を除き、8 月に至るまで 1 mg/L 以下を維持していた。ところが 8 月後半から 9 月にかけて、N6 を除くすべての地点の両深度で dFe 濃度が 2.0–6.9 mg/L と著しく高濃度化した (図 2-7)。この突発的な dFe 濃度の高濃度化は、おそらく 7 月から 8 月にかけて頻繁に観測された降雨と関連していると考えられる (図 2-3b)。7 月と 8 月の総降雨量は 298.4mm であり、これはこの地域の年間平均降水量 654.6 mm の 46% に相当する。地温観測の結果から湿地 Mari における 8 月の季節凍土面は深度 50–60 cm に存在すると予想され、その直上に位置する深度 20–40 cm の土壌は頻繁な降雨によって飽和したと考えられる。飽和した土壌中では NO_3^- 、 Mn^{4+} 、さらに近年注目されている腐植物質といった電子受容体の消費が進み (Benz et al., 1998; Coates et al., 1998; Kappler et al., 2004; Lovley et al., 1996; Lipson et al., 2013)、還元的環境が形成されたと推測される。Street et al. (2016) が活動層の酸化還

元電位(Eh)を観測した研究でも、土壌の Eh は融解後 1 ヶ月はあまり変化せず雨季の後に低下することが確認されている。Lipson et al. (2012)がアラスカの泥炭土壌に対して実験的に洪水処置を施した研究でも、洪水処置をしなかった土壌より鉄の還元が促進されることが確かめられている。8 月後半から 9 月にかけての dFe 生成は谷部の湿地 Mari(N1~3 および N9)だけでなく尾根部(N7)および緩斜面部(N8)の湿地 Mari でも観測された。このことから、降雨が引き起こす表層下土壌(深度 20–40 cm)の dFe 生成は湿地 Mari で普遍的に生じている現象と推測される。一方、土壌間隙水での dFe 濃度の高濃度化は、観測トランセクトの中でも尾根部に位置する N6 のみ確認されなかった。この理由としては、おそらく永久凍土が存在しないため、水が下方へと浸透しやすく土壌が飽和状態にならなかったことが考えられる。

8 月後半から 9 月にかけて高濃度化した間隙水 dFe 濃度は、その後土壌の凍結が始まる 10 月になると 1 mg/L 程度まで低下した。9 月は降雨が少なく土壌の融解層が最大になる時期である。この土壌の季節的融解によって地下水面が低下し、土壌が再び不飽和な酸化的環境へ変化することで、生成された Fe(II)の多くは化学的/生物学的に鉄(水)酸化物へ酸化されたと考えられる(Fuss et al., 2010; Lüdecke et al., 2010)。このように酸化と還元が繰り返される土壌には結晶性が低く鉄還元細菌に利用されやすい鉄(水)酸化物が豊富に存在すると報告されている(Riedel et al., 2012)。このことから、酸化され沈殿した鉄は、還元的環境が再び形成された際に鉄還元細菌によって再度還元されると考えられる。

4.3 融雪期以降の土壌の季節的融解に伴う dFe 流出メカニズムの変化

融雪期が終わり夏に向かうにつれて、ソフロン川の dFe および DOC 濃度は減少した(図 2-4ab)。融雪期に地表付近に位置していた地下水位は、土壌の季節的融解に伴い低下したと考えられる。これは融雪期以降に表層土壌の間隙水 dFe 濃度が低下したことからも支持される(図 2-6)。地下水面の低下に伴い土壌から河川への水流出経路が有機物が豊富な最表層から表層下へ移行したことが、河川への DOC 流出量の低下につながったと推測される。他の寒冷地域でも、融雪期以降に河川に含まれる泥炭由来の DOC が低下することが報告されている(Ågren et al., 2007; Prokushkin et al., 2011; Koch et al., 2013)。さらに融雪期以降は DOC 濃度だけでなく dFe/DOC モル比も低下していた。このことから、土壌の季節的融解による水流出経路の低下は、河川への有機態鉄流出量を低下させたと理解できる。

その後ソフロン川では、多量の降雨に対応した dFe および DOC 濃度の上昇が 8 月前半と 9 月後半確認された(図 2-3ab)。融雪期と降雨による水位上昇時の DOC および dFe 濃

度上昇を比較すると、降雨時の DOC 濃度は融雪期に匹敵したが、降雨時の dFe 濃度は融雪期に比べて低かった。降雨に対応して河川の dFe 濃度が上昇することは泥炭が集水域内に広く分布する他の寒帯河川でも報告されている (Abesser et al., 2006)。しかし本研究の結果は、夏季の降雨より融雪によって引き起こされる dFe 輸送が 1 年の中で最も重要であることを示す。融雪期と比べて降雨時の河川 dFe 濃度上昇量が小さい理由は、おそらく表層土壌が冠水する期間の違いに起因している。Quinton et al. (2013) が泥炭地の地下水位変動を観測した研究では、10 mm/day 程度の降雨による高い地下水位は 1-2 日間しか続かないと報告されている。これに対し、本研究での融雪による表層土壌の冠水期間は少なくとも 2 週間以上続いた。すなわち多量の降雨は土壌から河川への dFe 流出量を増加させるものの、融雪期とは違い、表層土壌の還元的環境の発達にはつながらなかったと考えられる。雨季を過ぎた 8 月後半から 9 月にかけては表層下の土壌で大量の dFe 生成が確認されたにも関わらず、ソフロン川の dFe 濃度はほとんど上昇しなかった。同様の結果はカナダの永久凍土地帯で行われた先行研究でも報告されている。Street et al. (2016) は活動層の土壌メタン濃度と河川水のメタン濃度を夏から秋にかけて観測したところ、土壌中のメタン濃度は季節の進行に伴い上昇するが、河川メタン濃度への影響は見られなかった。このように活動層の土壌における濃度上昇が河川に反映されない理由は、おそらく表層下土壌水の透水性が小さいためと考えられる。Quinton et al. (2008) によると、泥炭層の深度 20 cm 以深の透水係数は深度 10 cm の約 1/10 まで低下する。すなわち夏季後半に表層下土壌で大量の dFe 生成が生じたが、ソフロン川の dFe 濃度に対する即時の影響はほとんど無かったと考えられる。

大河川であるストゥーリ川、ティルマ川、ヤウリン川の dFe および DOC 濃度の季節変動は、ソフロン川で観測された季節変動と類似していた (図 2-4ab)。また融雪期だけでなくソフロン川で降雨による dFe および DOC 濃度上昇が確認された時期においても、大河川の dFe および DOC 濃度はソフロン川と同じ程度にあった。このことから、融雪期や夏の雨季における大河川の DOC および dFe 濃度は、小河川における両濃度を反映していることが支持される。よってソフロン川のような湿地 Mari を集水域内に持つ小河川は 1 年を通して大河川への dFe および DOC 輸送に寄与しており、特に融雪期と雨季はより多くの dFe および DOC を大河川へと輸送する役割を果たしていると考えられる。

一方、興味深いことに、降雨が少ない 9 月以降の dFe 濃度および dFe/DOC モル比を小河川であるソフロン川と大河川で比較すると、大河川の方が共通して高い値が観測されていた (図 2-4c)。この原因は不明だが、仮説として、大河川の河床に存在する融解層 (Talík) から河川へ流入する地下水によって dFe が供給されたことが考えられる。このような地下水は活動層深層を長い滞留時間を経て移動してきた deep groundwater と呼ばれる。そのた

め DOC は微生物呼吸や鉱物への吸着の影響を受けるため少なく、還元プロセスや風化作用を経て溶出してきたミネラル成分に富むことが知られている (Bagard et al., 2011)。降雨が少なく河川流量が減少する 9 月以降は、河川水に対するこの deep groundwater の寄与が増加し、主要河川ではソフロン川と比較して dFe 濃度および dFe/DOC モル比が高くなった可能性が考えられる。いくつかの先行研究では、このような地下水によって運ばれてきた Fe(II) は、河床間隙水域で有機物が豊富な河川水と混ざり合う際に有機態鉄になると考えられている (Ilina et al., 2013; Pokrovsky et al., 2016)。大河川への河床 Talik を介した deep groundwater の流入は、小河川の dFe 濃度が低い乾季においても大河川の dFe 濃度を高く保つ重要なメカニズムである可能性がある。大河川の dFe 濃度に影響する要因については、さらなる研究が必要である。

まとめ

本章では、集水域スケールでの鉄の季節的かつ空間的な挙動を理解するため、5 月から 10 月まで深度別に土壌間隙水中の dFe 濃度と河川の dFe および DOC 濃度を観測した。このように土壌と河川の両方を対象に dFe 濃度を観測した研究は、本研究が初である。

その結果、以下のことが明らかになった。

- ・ 融雪期は河川が最も多くの DOC および dFe を輸送する時期であり、この河川の高い dFe 濃度は表層土壌における dFe 生成によって引き起こされていた。
- ・ 夏季の降雨は河川の dFe および DOC 濃度を上昇させるだけでなく、湿地 Mari における表層下土壌での還元的環境を発達させ、dFe 生成を促進させた。
- ・ 集水域の中でも永久凍土湿地 Mari が季節的な土壌融解と水文気象イベント (春の融雪と夏の降雨) に応じて dFe 生成が起こる環境であり、河川へと DOC および dFe を供給する重要な役割を果たしていた。

本章で示された季節的な土壌中での鉄の挙動および河川への dFe 流出をまとめた概念図を、次ページの図 2-8 に示す。

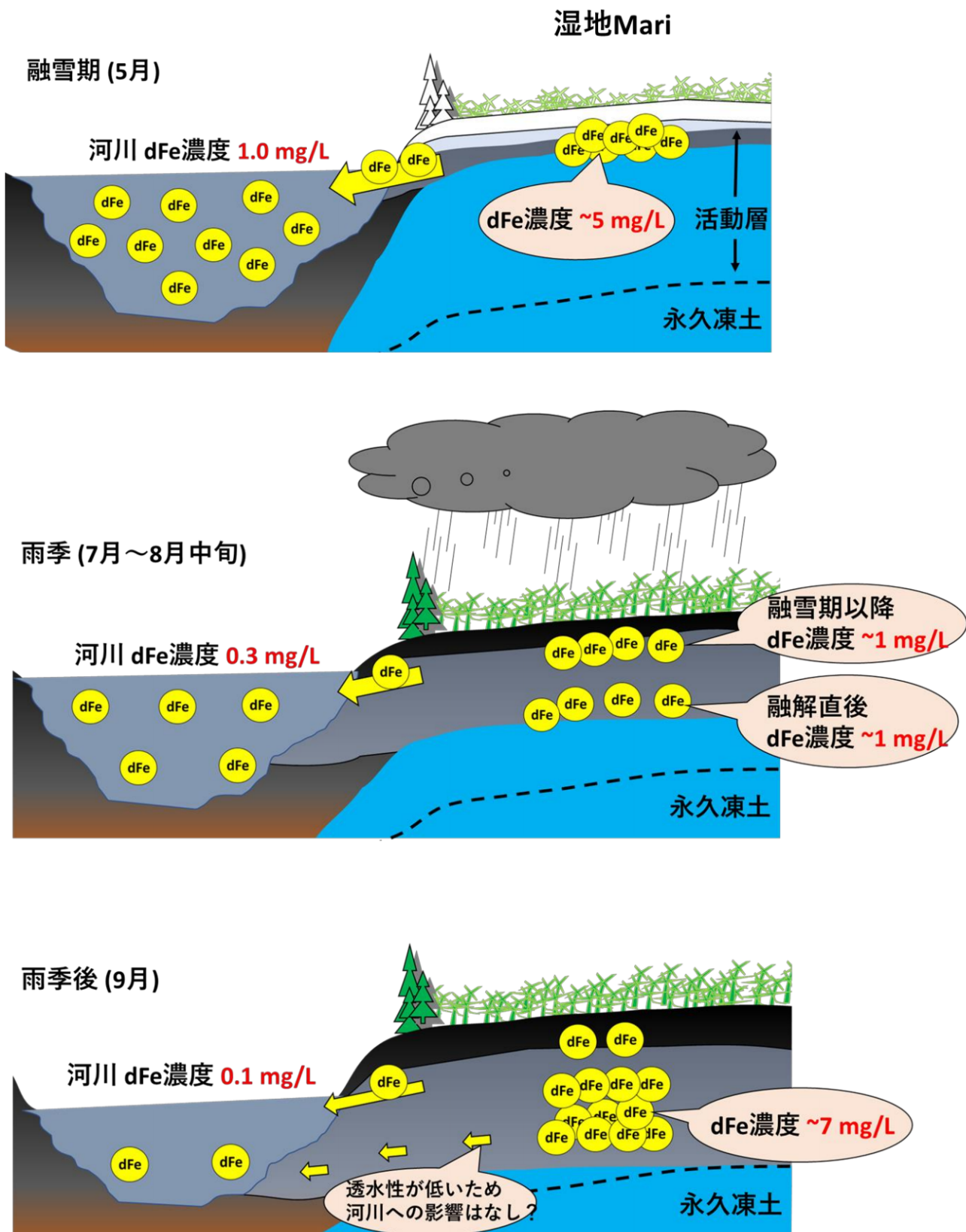


図 2-8 季節的な土壌中での鉄の挙動および河川への dFe 流出の概念図

第 3 章

集水域内の地形と火災が及ぼす 河川水中の DOC、dFe、NO₃⁻濃度への影響

1. 序論

寒帯、亜寒帯の土壤中に広く分布する永久凍土は、土壌から河川への水流出、さらには化学成分の流出量に大きく影響することが知られている。不透水性である永久凍土は水の下方浸透を防ぎ、土壌から河川への水の流出経路をその表層の活動層に限定する。有機物分解速度が非常に低い寒冷地の土壌には腐植物質を含む大量の有機物が蓄積しており、この有機物層を通過する土壌水には溶存有機炭素(Dissolved Organic Carbon: DOC)が豊富に含まれる(Pokrovsky and Schott, 2002; Jessen et al., 2014)。一方、活動層が厚いあるいは永久凍土が存在しない場所では、有機物層下に存在する鉱質土壌層との水文的接触時間が増加し、DOC はここで鉱物に吸着されることが知られている(Laudon et al., 2011; Kaiser and Kalbitz, 2012)。そのため永久凍土地帯を流れる河川の DOC 濃度は、永久凍土が存在しない地域と比べて高く、腐植物質に由来する芳香族性炭素が多い傾向にあると報告されている(Petrone et al., 2006; Kawahigashi et al., 2014; Amon et al., 2012)。

さらに、永久凍土の存在は高緯度海域のプランクトン増殖において重要な役割を担う dFe の挙動にも影響する。第 2 章でアムール川中流域における活動層の土壌間隙水に含まれる dFe 濃度を季節的に観測した結果、永久凍土が存在する泥炭湿地では雨季の後に dFe が生成された一方で、永久凍土が存在しない森林では dFe 生成が確認されなかった。このことから、不透水層である永久凍土が存在する場所では土壌が過湿な状態に保たれ、還元的環境が形成されやすいことが示唆されている。

寒冷地域の河川水質を決めるうえでは、地下水流路や滞留時間といった水文プロセスに大きく影響する地形条件が重要な決め手となることがある(Laudon et al., 2011)。例えば平坦な地形は排水性が悪く湛水環境が保たれやすいことから、有機物が豊富に堆積した泥炭湿地が発展しやすいと考えられている(Loisel et al., 2013)。河川水質を集水域内の地形特徴と関係付けた研究はこれまでいくつか行われてきており、地形特徴を表す指標として地形湿潤指数(Topographic Wetness Index: TWI)がしばしば用いられている(Wolock et al., 1989; Nyberg et al., 1995; Andersson and Nyberg, 2009)。この指標は $\ln(\alpha/\tan\beta)$ (α は任意の地点における集水域面積、 β は同地点における勾配(rad))で表され、任意の地点における土壌の潜在的な滞水しやすさを表す。例えば Andersson and Nyberg (2009) がスウェーデンの小河川を対象に行った調査では、集水域の平均 TWI 値と湿原面積率(%)の間に正の相関があり、さらに集水域の平均 TWI 値は河川の DOC および dFe 濃度と正の相関にあることを見出した。これは集水機内に水が滞水しやすい地形が多いほど河川の DOC および dFe 濃度は高いことを意味する。だが永久凍土が広く分布する寒帯・亜寒帯において、集水域内の地形と河川水質との関係に注目した研究はほとんどない。関連する先行研究は

Olefeldt et al. (2014)の1件のみであり、カナダの不連続永久凍土地帯では集水域内の傾斜1度以下の低地面積率(%)が高いほど河川 DOC 濃度が高いことが示されている。これらのことから、集水域内の地形条件と河川水質との関係を把握することは、永久凍土流域における DOC および栄養塩類の流出メカニズムを理解するうえで重要である。

ロシアと中国の国境を流れるアムール川は豊富な dFe をオホーツク海へと輸送し、海域での高い一次生産性に寄与していることが知られている (Shiraiwa, 2012; Nishioka et al., 2014)。アムール川下流域に広く分布する湿地は dFe の重要な供給源と認知されているが (Nagao et al., 2007)、永久凍土が点的/不連続に分布するアムール川中流域の DOC、dFe およびその他栄養塩類の挙動についてはほとんど研究が行われていない。アムール川中流域では、緩勾配な泥炭湿地の地中に永久凍土が存在することが知られている (Tashiro et al., 2020)。しかし標高が高い地域では、急勾配な山岳タイガ林であっても地中に永久凍土が存在することが知られている (Shamov et al., 2014)。したがってアムール川中流域の河川水質と地形条件の関係性を永久凍土の存在を踏まえて把握することは、アムール川中流域での DOC およびその他栄養塩類の地球化学的な挙動を理解するうえで重要である。

またアムール川流域では、1960 年以降の森林火災件数が増加している (Sokolova et al., 2019)。他の寒冷地域でも火災の頻度および範囲は年々増加しており、地球温暖化による影響が疑われている (Gillett et al., 2004; Kasischke et al., 2010)。寒冷地域における森林火災は地表植生や土壌を燃焼させるため、河川への栄養塩類(C, N, P, カチオン類)の流出量が数年間にわたり変化することがある (Bisson et al., 2003; Bormann and Likens, 1979)。例えばアラスカの不連続的永久凍土地帯の森林集水域では、火災後に河川 DOC 濃度が減少し、NO₃濃度が上昇したと報告されている (Betts and Jones, 2009)。Betts らはこれらの理由として、DOC 濃度の減少は土壌有機物の燃焼やより不溶な炭素組成への変化が、NO₃濃度の上昇は植物吸収量の減少および硝化速度の上昇が主な原因だと指摘されている。アムール川流域での火災による森林破壊は近年深刻化しており、集水域からの栄養塩流出を理解と共に、火災が栄養塩流出に果たす影響についても調べる必要がある。

本章では、(1)永久凍土地帯における集水域内の地形特徴が河川水質に与える影響について明らかにすること、および(2)集水域内の火災が河川への DOC および栄養塩類の流出に与える影響について検討した研究結果について述べる。本研究で対象にしたブレヤ川流域は、アムール川の最も大きい支流の一つである。この流域では多くの場所で火災跡地が見られることから、地形と火災が河川水質に及ぼす影響を調べるのに適した調査地である。

2. 方法

2.1 調査地

ブレヤ川上流域とブレヤ川の支流であるティルマ川中流域で現地調査を行った(図 3-1)。ブレヤ川はアムール川の支流の中でも 5 番目に長い河川であり、河川長は 752 km、流域面積は 70,700 km²である。ティルマ川はブレヤ川中流域から南東に伸びる支流であり、河川長は 334 km、ブレヤ川との合流地点における集水域面積は 15,100 km²である。ティルマ地域のほとんどは、点状的永久凍土地帯に該当する。ティルマ地域の気候条件や植生は第 2 章で述べた通りであり(p. 13 参照)、本章では省略する。

一方ブレヤ上流域は標高 380–2260 m の急傾斜な地形が多い山岳タイガ地帯である。谷部における年間平均気温は-4.0°C、年間降水量は 721.4 mm である

(<http://www.weatherbase.com/weather/weather.php3?s=592322>)。

この地域は不連続-連続的永久凍土地帯に相当する(Shamov et al., 2014)。この地域の山地斜面はトウヒ(*Picea ajanensis*)およびカラマツ(*Larix gmelinii*)から構成される森林に覆われており、地表にはタチハイゴケ(*Pleurozium schreberi*)やイワダレゴケ(*Hylocomium splendens*)といったコケ類に覆われている。一方この地域の谷部にも、ティルマ地域で見られる永久凍土湿地 Mari が分布している。森林限界は標高 1400–1500 m であり、それ以上は高山ツンドラ地帯が広がる。ブレヤ上流域の詳しい植生は先行研究に記載されている(Ignatov et al., 2000; Osipov, 2012)。

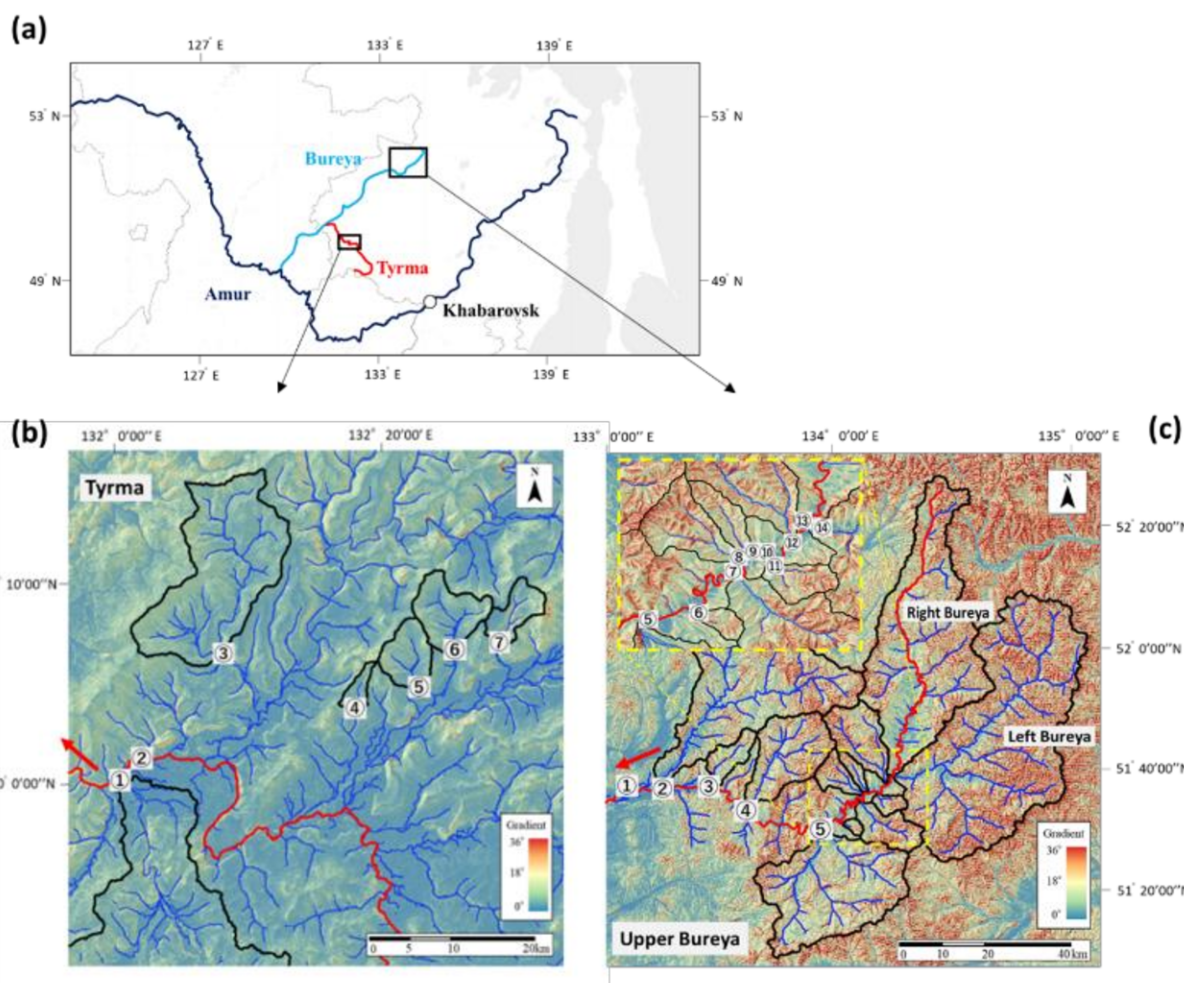


図 3-1 (a)アムール川流域内でのティルマ地域とブレヤ上流域の位置関係
(b)ティルマ地域の拡大図 (c)ブレヤ上流域の拡大図

地図(b)および(c)は、地形を明確に示すため地表の色を傾斜角(度)で表示している。地図内の番号は河川の採水地点を示し、黒線で囲まれた範囲は集水域を表す。地図(b)の赤線はティルマ川本流を、地図(c)の赤線はブレヤ川本流を示し、矢印は流れる方向を示す。

2.2 河川水の採水

2016年9月、ブレヤ川上流部とティルマ川流域にて河川水を採取した。ティルマ川流域では、ティルマ川本流を含め河川規模の異なる6河川を採水した。一方ブレヤ川上流部では、ブレヤ川本流および支流を合わせて14河川を採水した(図3-1)。ディスポーザブルのシリンジ(TERUMO, SS-50ESZ)を用いて河川から直接100 mLとり、ただちに孔径0.45 μmのメンブレンフィルター(DISMIC 25CS045AS, ADVANTEC)を用いてその場でろ過した後、ポリプロピレン製100 mL容器に保存した。容器はdFeとDOC測定用に2つ用

意し、分析まで冷蔵保存した。dFe 測定用の容器は予め 1% HNO_3 に 24 時間以上酸浴した物を使用した。さらに NO_3 測定用に、河川水 100 mL を孔径 0.20 μm のメンブレンフィルター (DISMIC 25CS020AS, ADVANTEC) でろ過を行い、ポリプロピレン製 100 mL 容器に保存後、分析まで冷凍保存した。

2.3 河川集水域の地形特徴の算出

地形を表す指標として、QGIS を用いて集水域内の地形湿潤指数(Topographic Wetness Index : TWI)を算出した。TWI はその土地における潜在的な水のたまりやすさを指標化したものであり、次式(1)で定義される(Beven and Kirkby, 1979)。

$$\text{TWI} = \ln(\alpha / \tan(\beta)), \quad (1)$$

α は任意の地点を末端とした集水域面積、 β は同地点における勾配(rad)である。この指標は数値標高モデル(Digital Elevation Model : DEM)データから水の動きを簡単にパラメータとして表記できるため、多くの研究によって土壌含水率や集水域内の地下水流路の推定に利用されてきた(Beven et al., 1995; Lei et al., 2016)。本研究では α および β を算出するための標高データとして、宇宙航空研究開発機構(JAXA)の陸域観測技術衛星「ALOS」搭載のパンクロマチック立体センサ(PRISM)による解像度 30m 相当の全球数値地表モデル(Digital Surface Model : DSM)を利用した。TWI は各セルで算出可能であり、ここでは各集水域に含まれる全セルの TWI 平均値(以下:平均 TWI 値)を求めた(図 3-2 参照)。

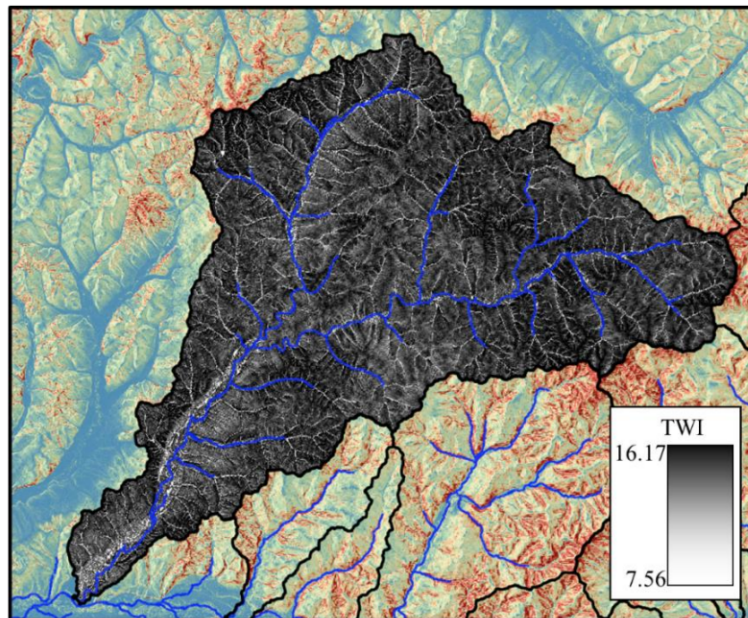


図 3-2 QGIS による TWI 計算結果 (ブレヤ上流域の河川②Ualta 川)

すべてのセルに対して TWI を計算し、値を濃淡で示している。本研究ではこれらすべてのセルが持つ TWI 値の平均値を求めた。青い線は河川を表す。

また、地形の中でも谷部が重要であることを確かめるために、集水域内に占める谷部地形の面積率(%)を求めた。谷部面積を算出するため、まず次式(2)で定義される地形位置指数(Topographic Position Index: TPI)を計算した(Guisan et al., 1999)。

$$TPI = A - B(R), \quad (2)$$

A は当該セルの標高値、B は当該セルを中心とした半径 R m の円内の標高平均値である。TPI が負であれば周囲より標高が低い谷部、正であれば周囲より標高が高い尾根部であることを意味し、この値を用いて地形区分が可能とされている。集水域内の谷部を抽出するためには、半径 R m の円が谷部より標高が高い斜面部を十分含むように設定する必要がある。この R は各集水域の大きさに応じて変える必要がある。そこで、ここでは便宜上 R を平均流域幅(集水域面積を河川長で割った値)の 1/4 の値とした。これはティルマ地域およびブレヤ地域の谷幅が最大でも集水域の 1/2 程度であることから、平均流域幅の 1/4 を半径 R m とした円は十分谷部および斜面基部を含むと考えられるためである。なお集水域が大きい場合(<1000 km²)に R は谷幅の 2 倍以上大きくなることもあるが、実際の谷幅は最大でもおよそ 2 km 程度であることから、R の上限は 4000 m とした。この方法で求めた TPI が 0 以下の範囲は谷部だけでなく斜面部を含むことがあるが、この場合は傾斜を追加条件として谷部と斜面部を切り分けることが可能であることが Janness (2006) によって報告されている。そこで次式(3)に示すように、 $TPI \leq 0$ かつ傾斜 ≤ 3 度以下の条件を満たす場所を谷部と判別し、集水域面積に対する谷部面積率を求めた(図 3-3 参照)。

$$\text{Valley : } TPI \leq 0 \text{ and Slope} \leq 3, \quad (3)$$

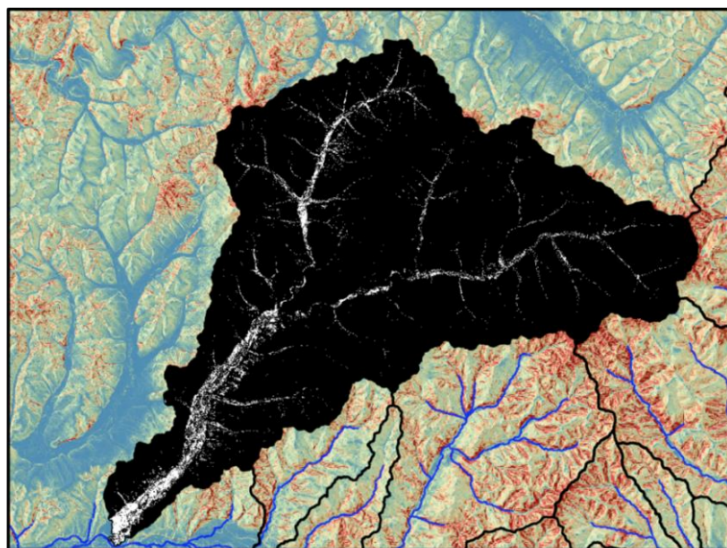


図 3-3 QGIS による谷部の抽出結果 (ブレヤ上流域の河川②Ualta 川)
白いエリアが谷部と判別された($TPI \leq 0$ and Slope ≤ 3)エリアである。

2.4 集水域内の火災面積率の算出

ハバロフスク州は森林火災が頻繁に発生する地域であり(Sokolova et al., 2019)、ブレヤ上流域とティルマ地域でも火災跡地が散見される。河川水質に対する火災の影響を調べるため、採水河川の集水域において過去20年(1996–2016年)の間に発生した火災の総面積を求めた。Google Earth Pro で火災発生年とその翌年の衛星写真を見比べることで、火災跡地は簡単に見つけることができる。Google earth pro に搭載されるポリゴン描画モードを用いて火災跡地の外周をマニュアル操作で作成し、火災面積を求めた(図3-4参照)。なお衛星画像による森林火災跡地の求め方は、Landsat 衛星 TM データを使用した Kauth-Thomas 法(Patterson and Yool, 1996)や正規化植生指数(Normalized difference vegetation index: NDVI) を利用した方法 (Viedma et al., 1997) が既に確立されているが、本研究はあくまで河川水の成分濃度との相関を調べることを目的としたため、Google Earth pro を用いた簡易な方法を採用した。算出した火災面積は集水域面積で割り、集水域内の森林火災面積率(%)を求めた。なお火災の河川水質に対する影響は、その後の植生の回復程度によって変化する(Bormann and Likens, 1979)。そこで森林火災が起こった年を1996–2000年、2001–2005年、2006–2010年、2011–2016年の4期間に分けて小計し、この4期間の火災面積率(%)を説明変数、河川の dFe、DOC、NO₃濃度を目的変数とした重回帰分析を行った。5年毎の4期間に分けた理由は、集水域における各年の火災面積率の大小の影響を小さくし、経過年と水質との関係をよりはっきりさせるためである(例えば期間を設けず各年の火災面積率を説明変数とした場合、火災面積率が高い年は関係性が有意だが少ない年は有意でない関係となり、経過年と水質との関係性を見出すのが難しくなる)。

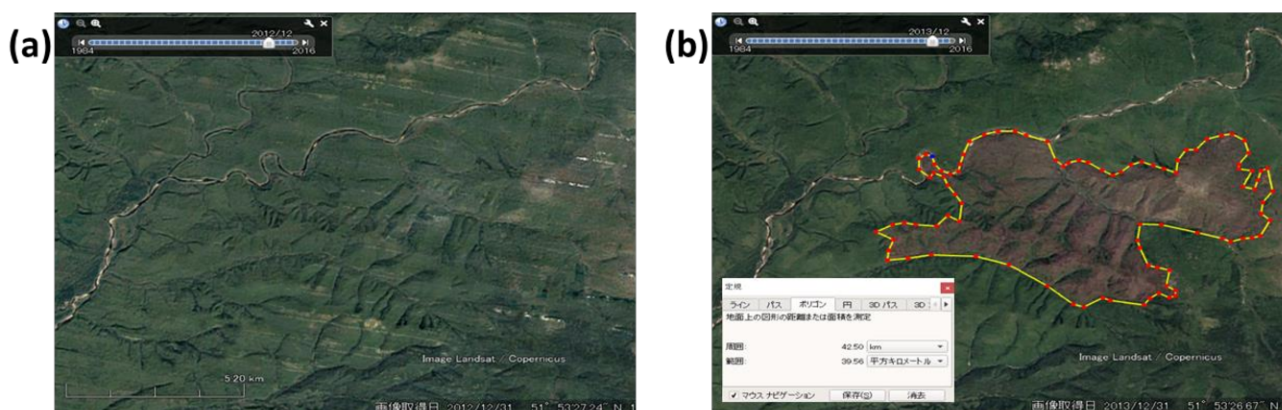


図 3-4. Google Earth Pro の衛星画像を用いた火災面積率の算出の例

(a) 2012 年におけるブレヤ上流域の河川②Ualta 川集水域内の衛星画像

(b) 2013 年における同地域の衛星画像

前年の画像(a)と比べて(b)の明らかに黒い部分が火災跡地である。

2.5 化学分析と統計解析

河川水中の dFe および DOC 濃度の測定は、第 2 章で述べた通りである (p. 17 参照)。河川水中の NO_3^- 濃度はカドミウム還元剤を用いて試料中の NO_3^- を NO_2^- に還元した後、グリース試薬にて発色し測定した。求められた NO_2^- 濃度から、還元剤無しでグリース試薬にて発色し測定した NO_2^- 濃度を差し引き、試料中の NO_3^- 濃度を算出した (ロシア国家標準規格: RD 52.24.380-2006)。

ティルマ地域とブレヤ上流域で採水した小河川 (<100 km²) について、地形指数である平均 TWI 値および谷部面積率に対する dFe、DOC、 NO_3^- 濃度の相関を調べるため、地形指数に対する水質成分濃度の回帰線を最小二乗法によって求めた。小河川に対してのみこの統計解析を行った理由は、小河川の水質成分濃度は集水域からの栄養塩流出を直接に反映するのに対し、大河川は河川輸送中の反応により、水質成分の濃度変化が既に生じた可能性があるためである。加えて小河川 (<100 km²) については、DOC および NO_3^- 濃度に対する dFe 濃度の回帰線を最小二乗法によって求めた。算出した相関に対しては、pearson の積率相関係数を算出した。これらの統計解析は統計ソフト EZR (Easy R) により行った。

3. 結果

3.1 ティルマ地域およびブレヤ上流域における水質成分濃度および地形特徴

ティルマ地域で採水した河川水中の dFe、DOC、 NO_3^- 濃度ならびに集水域の平均 TWI 値、谷部面積率、火災面積率を表 3-1 に示す。ブレヤ地域の同結果は表 3-2 に示す。さらに、両地域における水質成分の濃度範囲を示す箱ひげ図を図 3-5 に示す。dFe 濃度はティルマ地域の河川で 0.05–0.85 mg/L、ブレヤ上流域の河川で <0.01–0.05 mg/L の範囲にあった。ティルマ地域の平均 dFe 濃度は、ブレヤ上流域より約 8 倍高かった。DOC 濃度はティルマ地域の河川で 5.6–17.5 mg/L、ブレヤ上流域の河川で 5.1–12.8 mg/L の範囲にあり、両地域の間にはほとんど差はなかった。一方、 NO_3^- 濃度はティルマ地域で <0.7–8.2 $\mu\text{mol/L}$ と低いのに対し、ブレヤ上流域では 5.5–22.6 $\mu\text{mol/L}$ とティルマ地域より明らかに高かった。

集水域における平均 TWI 値はティルマ地域で 10.6–11.1、ブレヤ上流域で 9.8–10.1 の範囲にあり、ティルマ地域の方がブレヤ上流域より明らかに高かった。これはティルマ地域の方がブレヤ上流域よりも平坦で湛水しやすい地形が多いことを意味する。集水域に占める谷部面積率はティルマ地域で 8.2–16.0% であったのに対し、ブレヤ上流域で 0.9–4.5% であり、ティルマ地域の方が集水域内に占める谷部面積率が約 2 倍以上大きかった。

表 3-1

ティルマ地域における採水河川の集水域面積、集水域の平均 TWI 値、谷部面積率、
過去 20 年間の火災面積率、ならびに dFe、DOC、NO₃⁻濃度

No.	River Name	Catchment area (km ²)	Mean TWI	Valley (%)	Wildfire (%)	dFe (mg/L)	DOC (mg/L)	NO ₃ ⁻ (μmol/L)
①	Yaurin	3161	10.63	16.0	20.9	0.85	11.8	3.7
②	Tyrma	-	-	-	-	0.30	10.1	5.0
③	Kalkin	150	10.86	12.3	50.8	0.36	17.5	8.2
④	No Name 1	7	10.97	12.0	0.0	0.10	8.1	0.7
⑤	Sofron	23	11.03	13.5	0.0	0.08	8.7	1.9
⑥	Yakagrın	34	11.09	14.2	0.0	0.11	7.1	1.7
⑦	No Name 2	19	10.77	8.2	0.0	0.05	5.6	4.8

表 3-2

ブレヤ上地域における採水河川の集水域面積、集水域の平均 TWI 値、谷部面積率、
過去 20 年間の火災面積率、dFe、DOC、NO₃⁻濃度

No.	River Name	Catchment area (km ²)	Mean TWI	Valley (%)	Wildfire (%)	dFe (mg/L)	DOC (mg/L)	NO ₃ ⁻ (μmol/L)
①	Bureya	-	-	-	-	0.04	9.4	18.9
②	Ualta	1355	10.02	4.5	11.3	0.04	9.9	21.0
③	Nijine	122	10.14	2.9	2.6	<0.01	5.1	12.1
④	Tastakh	437	9.76	1.3	16.2	0.04	10.0	21.0
⑤	Usma	1039	10.07	2.3	3.9	0.04	7.6	15.6
⑥	No Name 3	19	9.88	0.6	36.6	0.02	9.8	22.6
⑦	Sergekta	179	9.81	1.3	0.0	0.05	10.3	11.8
⑧	Magan	94	9.86	1.0	4.1	<0.01	7.1	17.6
⑨	Sentanoi	44	10.06	1.5	0.0	0.03	11.1	16.0
⑩	Bureya	-	-	-	-	0.04	6.3	11.6
⑪	Makanje	46	9.76	0.9	2.9	0.03	12.8	5.5
⑫	Umalta Makito	260	9.78	1.5	10.1	0.05	6.7	21.0
⑬	Right Bureya	1690	9.76	2.6	12.9	0.04	9.1	18.2
⑭	Left Bureya	2405	10.04	2.5	2.4	<0.01	6.2	11.8

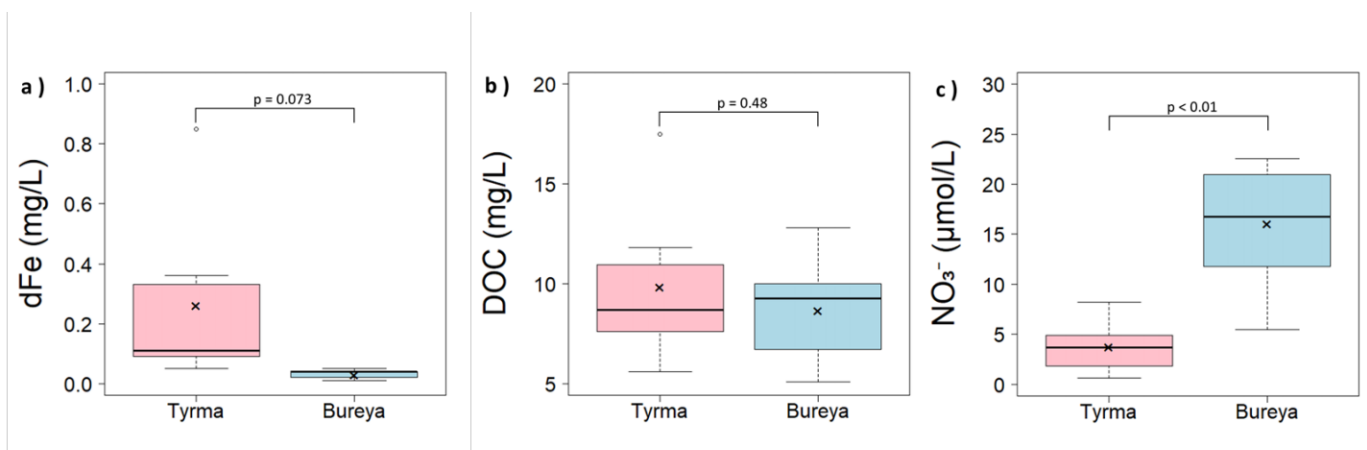


図 3-5 ティルマ地域とブレヤ上流域における水質成分の濃度範囲を示す箱ひげ図

(a) dFe 濃度、(b)DOC 濃度、(c)NO₃⁻濃度

箱の下端は第一四分位数、中央線は第二四分位数(中央値)、上段は第三四分位数を示す。ボックス上下のバーは最小値と最大値の範囲を示す。○は四分位範囲の 1.5 倍を超えたデータ値、×は平均値を示す。

3.2 河川の水質成分濃度と地形特徴の関係

集水域の地形特徴を示す指標である平均 TWI 値と谷部面積率との関係を図 3-6 に示す。ティルマ地域における集水域 100 km² 以下の小河川では、両者の間に非常に強い正の相関が見られた ($R^2 = 0.99$, $p < 0.01$)。一方ブレヤ上流域でも両者の正相関は確認されたものの、回帰式の当てはまりの良さはティルマと比べて低かった ($R^2 = 0.66$, $p = 0.19$)。

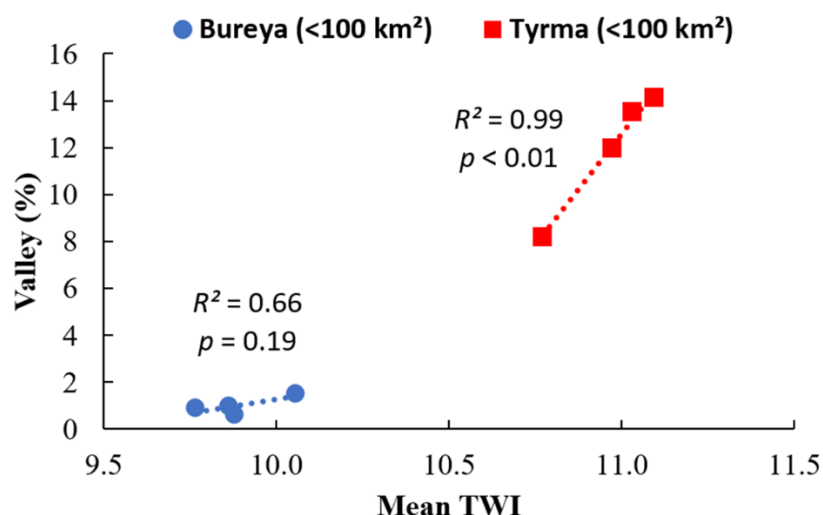


図 3-6 ティルマ地域およびブレヤ上流域の小河川集水域(< 100 km²)における平均 TWI 値と谷部面積率の関係

ティルマ地域とブレヤ上流域における集水域の平均 TWI 値および谷部面積率に対する dFe、DOC および NO₃濃度の相関関係を図 3-7 に示す。加えて両地域における各河川の DOC および NO₃濃度に対する dFe 濃度の相関関係を図 3-8 に示す。ティルマ地域の集水域が 0–100 km² の小河川においては、サンプル数が少ないため有意性は認められないものの、平均 TWI 値が高いほど dFe および DOC 濃度が上昇し (dFe: $R^2 = 0.77$, $p = 0.12$, DOC: $R^2 = 0.51$, $p = 0.29$)、NO₃濃度は減少する傾向が見出された ($R^2 = 0.66$, $p = 0.19$) (図 3-7)。同様の傾向は、平均 TWI の代わりに谷部面積率を用いて相関をとった場合も見出された (dFe: $R^2 = 0.72$, $p = 0.15$, DOC: $R^2 = 0.56$, $p = 0.25$, NO₃: $R^2 = 0.65$, $p = 0.19$) (図 3-7)。この結果は、これらの水質成分濃度は集水域内の中でも特に谷部地形の広さに依存していることを意味する。さらにティルマ地域の小河川においては、dFe 濃度は NO₃濃度に対しては負の相関 ((dFe: $R^2 = 0.88$, $p = 0.11$) を示した (図 3-8)。以上のことから、集水域内に谷部地形が多いほど河川水中の DOC および dFe 濃度は高く、NO₃濃度は低い傾向にあった。

一方ブレヤ上流域の小河川においては、集水域の平均 TWI 値および谷部面積率と NO_3^- 、DOC、dFe 濃度との間に明らかな相関は見られなかった(図 3-7)。しかしティルマ地域同様に、DOC 濃度が高いほど dFe 濃度は高い傾向を示した(図 3-8)。

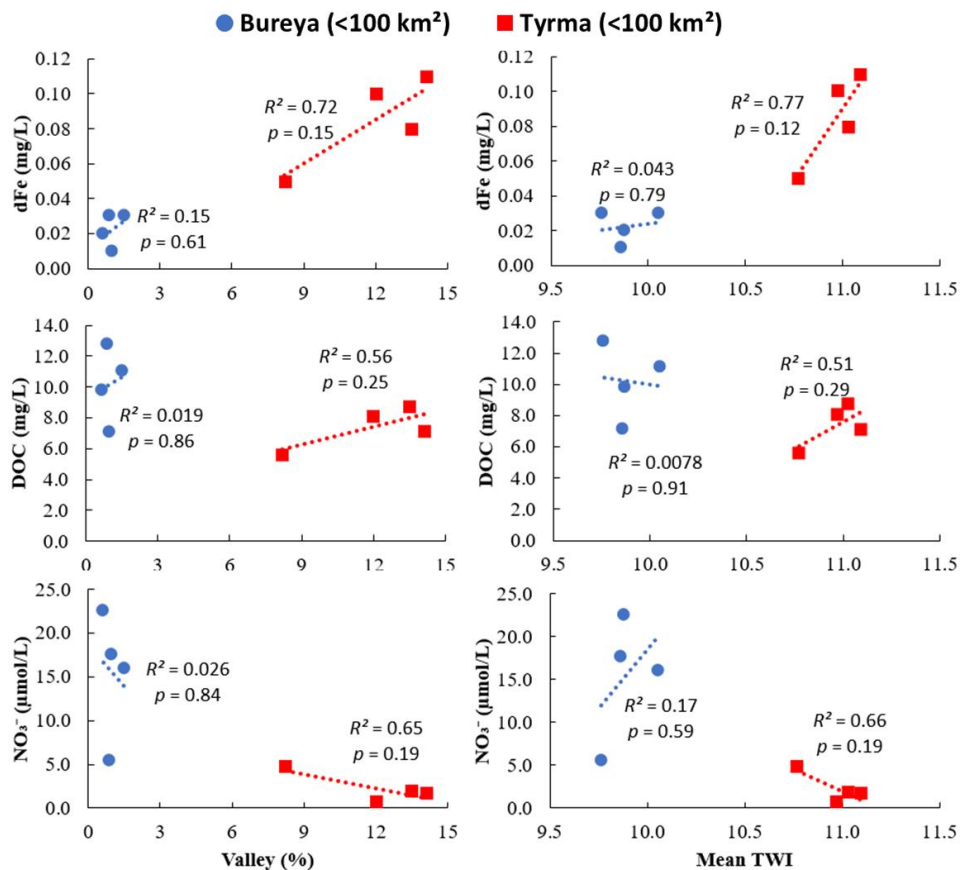


図 3-7 ティルマ地域およびブレヤ上流域における集水域の平均 TWI 値および谷部面積率に対する dFe、DOC、および NO_3^- 濃度の関係

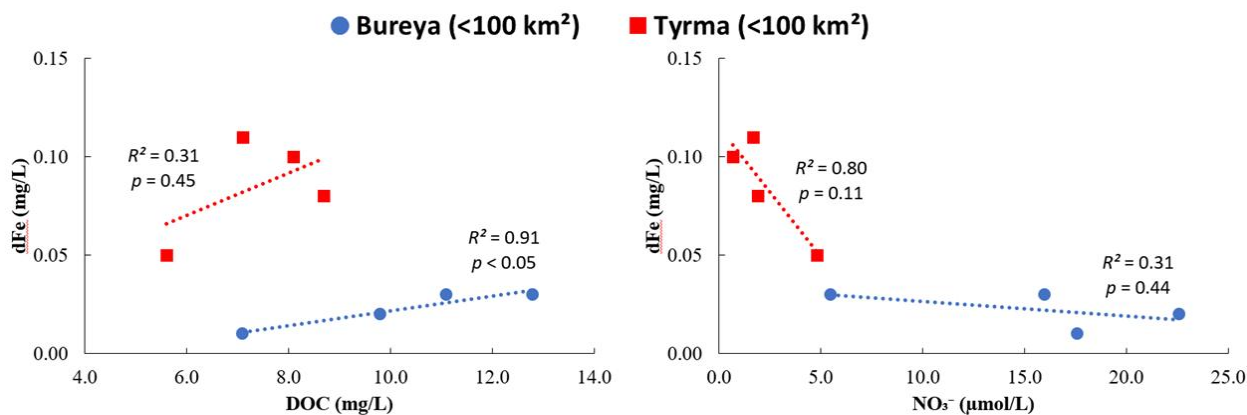


図 3-8 ティルマ地域およびブレヤ上流域における dFe 濃度に対する DOC および NO_3^- 濃度の関係

3.3 河川の水質成分濃度と火災面積率の関係

過去 20 年間に於ける集水域内の火災は、ティルマ地域で 2 河川、ブレヤ上流域では 10 河川で確認された(表 3-1、表 3-2)。ブレヤ上流域に於ける各年の火災面積率は表 3-3 にまとめた。多くの集水域で火災跡地が見られたブレヤ上流域を対象に、1996–2000 年、2001–2005 年、2006–2010 年、2011–2015 年の 4 期間に於ける総火災面積率を説明変数、水質成分濃度を目的変数とした重回帰分析を行った結果を表 3-4 に示す。重回帰分析の結果、河川の dFe および DOC 濃度と火災面積率との関係性は見られなかった。しかし、河川の NO₃-濃度と火災面積率との間には有意な関係性が認められた(表 3-4 F 値参照)。過去 20 年間に集水域内で起こった総火災面積率に対して NO₃-濃度との関係をとると、集水域内の総火災面積率が高いほど NO₃-濃度が上昇する傾向が認められた(図 3-9)。火災が起こった期間ごとにこの関係を見ると、1996–2000 年に起こった火災の面積率と NO₃-濃度との間に関係性は見られなかった。しかし、2006–2010 年および 2011–2015 年に起こった火災の面積率と NO₃-濃度との間には有意な関係性が認められた(表 3-4 *p* 値参照)。特に採水が行われた 2016 年の直近である 2011–2015 年に起こった火災の NO₃-濃度に対する影響度は、2006–2011 年に起こった火災の約 3 倍高かった(表 3-4 Coefficient 参照)。この結果は、火災後の経過年が短いほど河川水の NO₃-濃度の高濃度化に強く影響したと解釈される。このモデル式の補正 R²値(adj R²)は 0.50 であったことから、ブレヤ上流域の河川 NO₃-濃度の約 50% は過去 20 年間に起こった火災の面積率で説明可能である。

ティルマ地域においても、集水域の約 51%が消失する非常に大規模な森林火災が 20 年前(1996 年)に起こり、今でも完全な植生回復には至っていないカルキン川の NO₃-濃度はこの地域で最も高い 8.2 μmol/L であった(表 3-1)。この結果は、非常に大規模な火災によって植生が乏しい状態が続いている場合、河川の NO₃-濃度は長期間高濃度化することを表している。

表 3-3
ブレヤ上流域の各集水域における過去 20 年間の火災面積率の訳

No.	River Name	Annual Wildfire (%)									
		2015	2013	2012	2011	2009	2008	2007	1999	1997	1996
②	Ualta	2.8	6.4	0.6				2.1			
③	Nijine	2.6									7.2
④	Tastakh	1.3	1.9			9.3			3.7		
⑤	Usma	0.3			0.1		2.5			1.0	
⑥	No Name 3						36.6				
⑦	Sergekta										
⑧	Magan							4.1			
⑨	Sentanoi										
⑩	Makanje										
⑪	Umalta Makito			9.0					1.1		
⑫	Right Bureya			3.3			0.9	1.0	7.7		
⑬	Left Bureya						1.6			0.8	

表 3-4
ブレヤ上流域の河川で測定された dFe、DOC、NO₃⁻濃度に対して
過去 20 年間における集水域内での火災面積率を説明変数として行った重回帰分析の結果

Period	dFe				DOC				NO ₃ ⁻			
	Coefficient	<i>p</i>	adj <i>R</i> ²	<i>F</i>	Coefficient	<i>p</i>	adj <i>R</i> ²	<i>F</i>	Coefficient	<i>p</i>	adj <i>R</i> ²	<i>F</i>
2010-2016	0.0019	0.79			-0.06	0.18			0.90	<0.05		
2006-2010	-0.0002	0.84	-0.02	0.47	0.01	0.64	-0.17	0.71	0.31	<0.05	0.50	<0.05
1996-2000	-0.0008	0.34			-0.27	0.63			0.08	0.84		

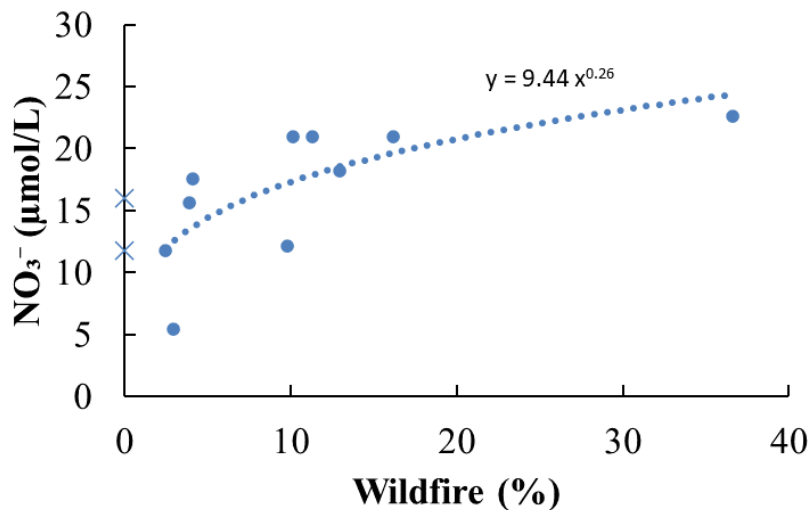


図 3-9 ブレヤ上流域における集水域での過去 20 年間の火災面積率と NO₃⁻濃度の関係
近似曲線は累乗近似式を用いた最小二乗法によって求めた。×は参考値として森林火災が無かった
河川の NO₃⁻濃度を示しており、近似曲線を求める際の計算には含まれていない。

4. 考察

4.1 永久凍土地帯における地形特徴が河川への DOC、dFe、NO₃⁻流出に与える影響

緩傾斜な地形が多いティルマ地域と急傾斜な地形が多いブレヤ上流域における河川水質を比較すると、DOC 濃度にほとんど差は無かった。しかし、ティルマ地域の河川はブレヤ上流域の河川と比べて dFe 濃度が 2 倍以上高く、NO₃⁻濃度は 1/3 程度であった(図 3-5)。さらにティルマ地域の集水域 100km²以下の小河川においては、集水域の平均 TWI 値および谷部面積率が高いほど DOC および dFe 濃度が高く、NO₃⁻濃度が低い傾向を示した(図 3-7)。このことから、ティルマ地域においては集水域内の地形特徴が小河川の水質に関与していることは明らかである。本研究では従来から使われていた TWI に加え、新たな地形指標として谷部面積率を用いた。ティルマ地域では両者の間には非常に強い相関があったことから(図 3-6)、集水域内でも特に平坦な谷部地形が河川水質に影響していると解釈できる。したがって本研究の結果(図 3-7)から、ティルマ地域では谷部に分布する泥炭湿地が DOC および dFe の供給源として機能していることが裏付けられる。Olefeldt et al. (2014) もカナダの不連続永久凍土地帯では集水域内の傾斜 1 度以下の低地面積率が多いほど河川 DOC 濃度が高いことを報告しており、本研究結果と符合する。第 2 章でティルマ地域の谷部における泥炭湿地の間隙水を継続的に観測した結果では、間隙水中の dFe 濃度は河川水の dFe 濃度より約 5–10 倍も高かった(p. 26 図 2-7)。この理由としては、平坦な地形のために土壌水の排水性が悪いことに加え、永久凍土が水の下方浸透を妨げるために、地下水位が高い還元的環境が形成されていることが考えられる。集水域の平均 TWI 値および谷部面積率が高いほど河川の NO₃⁻濃度が低下した理由も、嫌氣的な泥炭土壌を通過する間に脱窒によって除去されたためと考えると合理的である。

一方でブレヤ上流域の dFe 濃度はすべて 0.4 mg/L 以下と低濃度であった。ブレヤ上流域の谷部面積率はすべて 5%以下と非常に小さく、集水域のほとんどを山岳タイガが占めるとみなせる。そのため、ティルマ地域の湿地 Mari が形成される地形がほとんど存在せず、集水域を広く覆う山岳タイガの土壌は鉄の還元が起こらない酸化的環境であったと予想される。還元的環境がこの地の土壌中に形成されない理由は、急勾配な地形のために土壌水の滞留時間が短いことが関与していると考えられる。いくつかの先行研究では、地表面の勾配による土壌水の移動速度の違いが還元的環境の形成に影響することが詳しく示されている(Snyder et al., 1998; Fenton et al., 2009; Jahangir et al., 2012)。例えば Snyder et al., (1998)が河畔林における土壌中の脱窒速度を勾配の異なる地点で調べたところ、土壌水の移動速度が速い急勾配な地点で脱窒速度は最も小さく、土壌水の移動速度が遅い緩勾配

な地点で最も大きいことを明らかにした。また非常に嫌氣的な条件下で生成される CH_4 の濃度は、地下水の滞留時間が長い、つまり土壌水の移動速度が遅いほど高いことが報告されている (Itoh et al., 2007)。ブレヤ上流域における河川の NO_3^- 濃度がティルマ地域と比べて明らかに高かったことも (図 3-5c)、山岳タイガの土壌が酸化的環境であるために脱窒による NO_3^- 除去がほとんど起こらなかったためと考えられる。

予想外なことに、山岳タイガが広く覆うこの地域の河川 DOC 濃度 (5.1–12.8 mg/L) は、泥炭湿地が広く分布するティルマ地域 (5.6–17.5 mg/L) とほとんど同じであった (図 3-5b)。一般に好氣的環境における有機物の分解速度は嫌氣的環境と比べて速い。そのため、多くの先行研究で森林よりも湿地の方が河川への DOC 供給能は高いことが報告されるように、ブレヤ上流域における河川の DOC 濃度はティルマ地域の河川より低いことが予想された (Ågren et al., 2008)。しかしながら、永久凍土が存在する山岳タイガ地帯では、河川の DOC 濃度が高い結果がしばしば報告される。例えばブレヤ上流域同様に永久凍土が分布する山岳タイガ地域であるレナ川南部の河川では、秋の DOC 濃度がおよそ 10 mg/L 程度であったと報告されている (Suzuki et al., 2006)。地球上の様々な気候帯における河川の DOC 濃度を比較した Maybeck (1982) によると、寒冷地域の河川 DOC 濃度の平均値は 10 mg/L である。すなわちブレヤ上流域やレナ川源流域の山岳タイガ地帯で観測された河川の DOC 濃度は、寒冷地域の平野部を流れる河川同様に高いレベルにある。このように、ブレヤ上流域の河川 DOC 濃度が高い理由として考えられることは、標高が高く低温であるために夏季であっても有機物の分解が抑制されること (Vanhala et al., 2008)、および永久凍土が存在することで土壌水の流出経路が表層の泥炭層に限られていること (Petroni et al., 2006) が挙げられる。この推測を確かめるためには、土壌プロファイルや活動層の厚さを踏まえた水文学的な研究が必要である。

以上の結果から、ブレヤ上流域のような山岳タイガ地帯は河川へと DOC を供給する役割を、ティルマ地域のような緩傾斜な地形が多い丘陵地帯は河川へと DOC および dFe を供給する役割を果たしていることが明らかになった。さらに、ティルマ地域の大河川であるヤウリン川やティルマ川が示した dFe 濃度は、合流先であるブレヤ川下流やアムール川中流で過去に観測された dFe 濃度と同等以上の値であった (Nagao et al., 2007)。このことから、ティルマ地域のような丘陵地帯を流れる際に陸域から河川へと供給される dFe は、高次河川を経て最終的にアムール川へ輸送されていると考えられる。これまでアムール川への主な dFe 供給源は下流域の湿原地帯が重要と認識されてきた (Nagao et al., 2007; Shiraiwa, 2012)。これに対し、アムール川中流域では河川で観測された高濃度の dFe の供給源については不明であった。本研究によって、アムール川中流域では丘陵地帯の谷部が河川への dFe 流出に重要な役割を果たしていることが初めて明らかになった。

4.2 集水域内での火災が河川水質に与える影響

ブレヤ上流域では、集水域内で生じた火災が河川の NO_3^- 濃度の高濃度化を引き起こしていることが示された(表 3-4、図 3-9)。寒冷地域で行われた多くの先行研究でも、火災後に河川の NO_3^- 濃度が 3-9 年ほど高い値を示したことが報告されている(Baylay et al., 1992; Betts and Jones, 2009; Rodriguez et al., 2020)。この理由はいくつか考えられており、(1)火災後に土壤の通気性が良くなることで脱窒による NO_3^- 除去量が減少すること(Betts and Jones, 2009)、(2)有機態窒素の無機化とそれに次ぐ硝化が活発化すること(Mroz et al., 1980)、(3)地上植物による土壤中の NO_3^- 吸収が無くなること(Bormann and Likens (1979))、が挙げられている。ブレヤ上流域における河川の dFe 濃度はすべて 0.04 mg/L 以下と低濃度であった。このことから、この地域を広く覆う山岳タイガの土壤は火災の有無に関係なく好気的な環境であると推測される。したがって上記した NO_3^- 濃度の高度化中の原因の中でも、(2)および(3)がブレヤ上流域に当てはまると考えられる。(3)のメカニズムに関して、Bormann and Likens (1979)がアメリカのハーバードブルック森林試験流域において行った実験が有名である。彼らは集水域内のすべての植生を伐採除去し、さらに除草剤を散布した結果、流域からの NO_3^- 流出量が除去しなかった森林の 40-60 倍となる状況が約 4 年間続いたことを報告した。この研究は火災とは関係ないものの、火災による植物の消失も集水域からの NO_3^- 流出量を大きく増加させ得ることを意味する。本研究における火災面積率と河川の NO_3^- 濃度の重回帰分析の結果では、過去 5 年以内に生じた火災は集水域 1%の焼失で 0.90 $\mu\text{mol/L}$ の NO_3^- 濃度の上昇を、過去 5-10 年前に生じた火災は集水域 1%の焼失で 0.31 $\mu\text{mol/L}$ の NO_3^- 濃度の上昇を引き起こしていた。このように火災後の経過年によって河川の NO_3^- 濃度に対する影響が減少したことは、地衣類、草本植物および低木類が回復して NO_3^- の吸収が再開したためと理解できる。つまり火災だけでなく、森林伐採など別の原因で植生が失われた場合でも、河川水中の NO_3^- 濃度増加は同様に起こり得る。実際、アムール川流域では木材資源や鉱業を目的とした森林伐採が広い範囲で行われてきた。近年のアムール川本流の NO_3^- 濃度は増加傾向にあり、この理由は中国側の産業および農業の拡大化によるものと考えられてきた(Shesterkin and Shesterkina, 2014)。だが本研究結果を踏まえると、アムール川流域内での火災や森林伐採の増加もアムール川本流の NO_3^- 濃度増加の一因になる可能性は十分あるだろう。

本研究では、火災が河川の DOC 濃度に及ぼす影響は見られなかった。中央シベリアやアラスカでは、集水域内で火災が発生した後の数年間にわたり河川水中の DOC 濃度が減少したことが報告されている(Betts and Jones, 2009; Rodriguez et al., 2020)。この理由としては、表層のリター類および有機物が燃焼したことや有機物の可溶性が火災による構造変

化で低下することが考えられている(Kawahigashi et al., 2011)。一方、本研究と同様の結果もいくつか報告されている。カナダの湖では、周辺の森林で火災が起きたにも関わらず、湖の DOC 濃度にはほとんど変化が見られなかった(Carignan et al., 2000; Olefeldt et al., 2013)。Olefeldt らが火災発生地と未発生地における泥炭間隙水の DOC 濃度を複数深度で調べたところ、地下水面下では両地点における泥炭間隙水の DOC 濃度にほとんど差は無かった。このことから、火災によって表層の有機物が燃焼したとしても、表層下の泥炭土壌(地下水面下)が主な DOC 供給源である場合は系外への DOC 流出量に大きな影響はないことが示唆されている。ブレヤ上流域において火災と河川 DOC 濃度との間に関係が見られなかったことも、火災の影響が表層土壌にとどまり、地下水面下の土壌への影響が無かったことが原因である可能性がある。今ブレヤ上流域における火災が集水域から河川への DOC 流出に及ぼす影響を理解するためには、火災の前後で土壌の状態や地下水面がどのように変化するのか調べる必要があるだろう。

第 4 章

衛星画像解析による永久凍土湿地の分布推定 および河川の dFe 濃度に対する重要性

1. 序論

不透水性である永久凍土は水の下方浸透を防ぎ、土壌から河川への水の流出経路を活動層の表層に限定する。そのため永久凍土の存在とその分布は、集水域から河川への化学成分の流出量に大きく関与することが知られている (Petronne et al., 2006; Olefeldt et al., 2014)。Petronne et al. (2006) はアラスカの Caribou-Poker Creeks 実験流域において集水域内の永久凍土分布率(集水域面積に対する永久凍土面積比)が 53.2%、18.8%、3.5% と異なる 3 河川における DOC と栄養塩類のフラックス変動を調べたところ、どの季節においても、永久凍土分布率が 53.2% の河川は永久凍土分布率が小さい他の 2 河川よりも DOC フラックスが大きくミネラル成分のフラックス(Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 K^{+} 、 Na^{+})が小さいことを明らかにした。この結果は、永久凍土が存在する場所ではミネラル成分に乏しい有機物層が水が通過しており、集水域の永久凍土分布率が河川水質に大きく影響していることを示唆している。すなわち永久凍土の分布を知ることは寒帯・亜寒帯の河川水における成分濃度や化学組成を理解するうえで重要であり、それだけでなく気候変動による永久凍土の融解が河川水質へ与える影響を予測するうえでも大切だと考えられている (Petronne et al., 2006; Hachem et al., 2008; Zhang et al., 2014)。しかしながら、地上からは見えない永久凍土の分布を正確かつ広範囲に知ることは容易ではない。そのため便宜上、永久凍土の分布はその土地の何%に永久凍土が存在するかという大まかな分布率、すなわち連続永久凍土地帯 >90%、不連続永久凍土地帯 50–90%、点状的永久凍土地帯 <50% でよく表される (Obu et al., 2019)。これまで永久凍土の分布と河川水質の関係を調べた研究はいくつか行われてきたが、そのほとんどは緯度によるこの永久凍土分布率の違いに注目したものである (Kawahigashi et al., 2004; Pokrovsky et al., 2015, 2016)。例えば Kawahigashi et al. (2004) はシベリア中央部を南北に流れるエニセイ川を、Pokrovsky et al. (2015) はシベリア西部を南北に流れるオビ川をそれぞれトランセクトし、不連続永久凍土地帯より連続永久凍土地帯を流れる支流の方が DOC 濃度が高いことを明らかにした。だが永久凍土分布率が同じ地域内においても河川 DOC 濃度のばらつきは大きく、緯度による分布率だけでは説明できない点も多い (Olefeldt et al., 2014; Pokrovsky et al., 2015)。したがって永久凍土が河川水質に及ぼす影響をより深く理解するためには、その土地の具体的な永久凍土分布を知ることが望ましい。

永久凍土の分布を調べる方法には、直接的な方法(例:ボアホール掘削)と間接的な方法(例:地表温度の観測)がある。ボアホール掘削など直接的な方法は永久凍土の存在を確実に知ることができる反面、高価なことや広範囲の永久凍土分布推定への応用が難しいデメリットがある (Harris et al., 2001; Hartmeyer et al., 2012)。一方、間接的な方法は比較的安く

広範囲の永久凍土分布を推定することが出来るが、その推定が正しいかどうか不明確な点や、観測器設置のために物理的にアクセス可能な範囲でしか推定できない点がデメリットである。しかし近年は、人工衛星に搭載した観測機器の技術や精度の向上もあり、衛星観測データ(例えば地表の熱赤外線放射量[Surface Thermal Infrared Radiation])を利用して広範囲の永久凍土分布推定を行う研究が増えてきた(Hachem et al., 2008; Zhang et al., 2014; Kalinicheva et al., 2019 など)。ただし地温変動は地上の植生や冬季の積雪量の影響を受けるため、精度の良い永久凍土分布の推定には衛星画像データだけでなく現地での陸面調査が必要である。例えば Kalinicheva は中央シベリア南部の山岳永久凍土地帯における永久凍土分布を推定するモデルに以下の4つの要因を組み込んだ、すなわち、(1)地表傾斜、(2)現地調査による積雪深、ならびに Landsat-5 の衛星画像を利用して求めた(3)植生および(4)地表面温度。このように衛星画像データを利用した地域スケールでの永久凍土分布推定には、推定された永久凍土分布が正しいことを裏付けるために、その土地の植生や土壌などの陸面情報と永久凍土分布の関係性を調査する必要がある。

これまで本研究が調査を行ってきたアムール中流域のティルマ地域は点的永久凍土地帯に該当し、永久凍土は Mari と呼ばれる泥炭湿地の地中に存在することが分かってきた(Tashiro et al., 2020; 久保, 2018 修士論文)。久保(2018 修士論文)がティルマ地域を対象に衛星画像(Landsat-8, マルチスペクトルデータ)から正規化植生指数(Normalized Difference Vegetation Index : NDVI)、正規化土壌指数(Normalized Difference Soil Index : NDVI)、正規化水指標(Normalized Difference Water Index : NDWI)を算出した研究では、この3指数を基準とすることで永久凍土湿地 Mari は他の土地被覆と分類が可能であり、湿地 Mari の分布を把握することが永久凍土分布の推定につながると指摘されている。さらに Tashiro et al. (2020)は、ティルマ地域では集水域内に存在する永久凍土湿地 Mari が河川への重要な DOC および dFe 供給源であることを指摘した。しかし Tashiro らが集中的に調査したのは1つの小河川集水域のみであり、地域スケールで考えた場合に河川の dFe および DOC 濃度に対する湿地 Mari の重要性はまだ明らかではない。したがって衛星画像解析によって永久凍土湿地 Mari の分布を詳細に把握することは、この地域一帯の DOC および dFe 流出メカニズムを理解するうえで重要であると考えられる。

本章の目的は、(1)永久凍土湿地 Mari を取り巻く植生、土壌および永久凍土の分布に関する詳細な陸面データを取得すること、および(2) (1)で得られたデータを基に衛星画像解析を行うことで湿地 Mari を含めた土地被覆分類図を作成すること、そして(3) (2)で明らかになった永久凍土湿地 Mari の空間分布と河川水中の DOC および dFe 濃度との関係性を調べることにした。リモートセンシング(衛星画像解析)によって推定した永久凍土分布を河川への栄養塩流出の理解にまで応用させたのは、本研究が初めてである。

2. 方法

2.1 調査地

ブレヤ川の支流であるティルマ川の中流域(以下ティルマ地域)で、衛星画像から解析される情報と実際の状況を確認する現地調査(グランドトゥールース)を行った(図 4-1)。ティルマ地域にはティルマ(Tyrma)川に流れ込む代表的な支流として、北を流れるストゥーリ(Sutyri)川、東側を流れるグジャル(Gujal)川およびグジーク(Gujiik)川、そして南側を流れるヤウリン(Yaurin)川が存在する(図 4-1)。ティルマ地域の気候や植生に関する情報は前述の通りであり(p.13 参照)、本章では省略する。

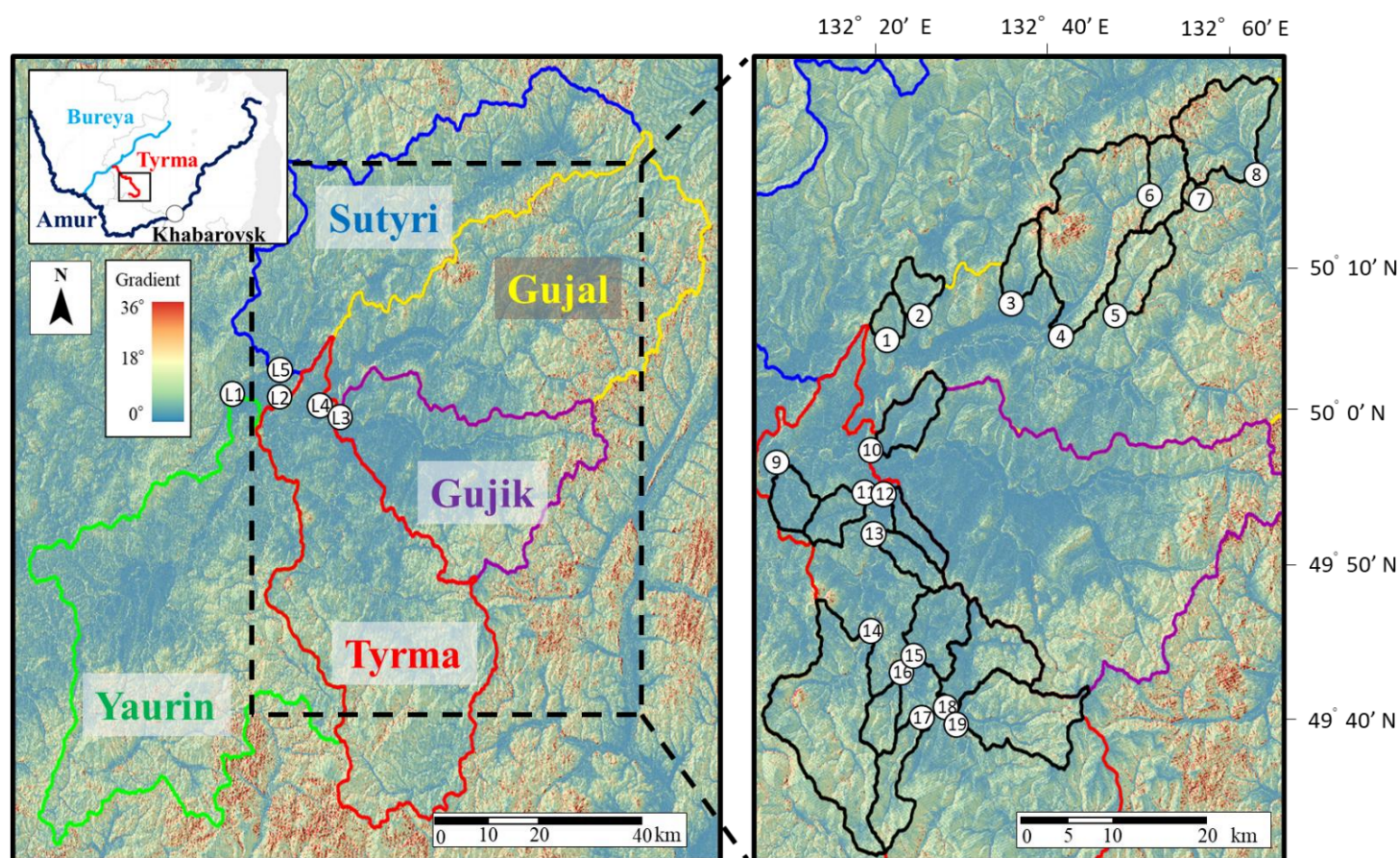


図 4-1 ティルマ地域の位置(左上)と
ティルマ地域における代表的な河川の流域および採水河川の集水域

地形特徴を明確に示すため地表の色は傾斜角(度)で表示している。左図の番号 L1~L5 は主要河川の採水地点を、右図の番号 1~19 はグジャル川流域とティルマ川流域で集中的に採水した河川の採水地点を表す。黒線で囲まれた範囲は採水地点を末端とした集水域を表す。

2.2 永久凍土湿地 Mari の横断測量による植生、土壌および永久凍土分布の調査

先述のとおり、リモートセンシングによる衛星画像解析から得られる植生や土壌に関する地表面状態の情報はあくまでも推定である。このことから、この推定が正しいことを確認するための現地の測量データやグラントゥールースデータが必要となる。

そこで河川への dFe 供給源と考えられる永久凍土湿地 Mari とその周辺部における植生、土壌および永久凍土の分布状況を調べるため、2018 年 9 月にソフロン川集水域(図 5-1 河川①)周辺で測量調査を行った。9 月はティルマ地域の活動層が最大になる時期であるため、この時期に地中で凍土面が確認された地点を永久凍土が存在する地点と判断することができる。測量は湿地 Mari を横断するトランセクトを設定し、それに沿って地形の測定をすると共に、凍土面深度、地下水面深度、目視による植物種の確認を行った。この測量は谷部で 3 ヲ所、尾根部で 1 ヲ所行った(図 4-2)。なお谷部のトランセクト 2 および 3 については久保匠(2018、修士論文)によって地形の測量が既に行われていることから、この 2 ヲ所については測量地点の永久凍土深度、地下水面および植物種のみ調べた。

測量は筆者と現地のロシア人調査補助者の 2 人で行った。まず 2 人が 0-30 m の範囲で離れて立つ。上手側は巻き尺メジャーの 0 cm を地表から 100 cm に持ち、下手側は巻き尺メジャーを上下に動かし最小値となった値を 2 地点の水平距離、最小距離が測定された高さから 100 cm 引いた数を 2 地点間の比高として記録した(図 4-3 参照)。なお高さの測定にはファイバー折れ尺を用いた。この 2 地点間の操作を繰り返すことで、湿地 Mari を横断する地形データを得た。高精度な測量を行う場合はレーザーポインタや専用の単眼鏡および測量用スタッフを用いることが望ましいが、今回は微地形を考慮せずあくまで湿地 Mari 全体の測量データを得ることが目的だったため、このように簡易的かつ 2 人でも短時間で実施可能な方法を採用した。測量を行った地点すべてで目視による植物種の確認を行い、いくつかの地点ではシャベルで穴を掘って凍土面深度と地下水面深度を確認した。

谷部に位置するトランセクト 1-3 では、シャベルで穴を掘った際にピットの側面から 3 深度(表層、中層、深層)の土壌をスコップでポリエチレン製ジップロックに採取し、土壌の含水率および有機物含有量を測定した。含水率は乾燥前後の重量差で求め、有機物含有量は Bel'chikova (1975)に基づいたチューリン法(湿式燃焼)によって求めた。なお 2 章でもソフロン川集水域の土壌(深度 0-30 cm)の含水率および有機物含有量を調べたが、今回は表層から凍土面深度(40-60 cm)に至るまでの土壌を採取した。

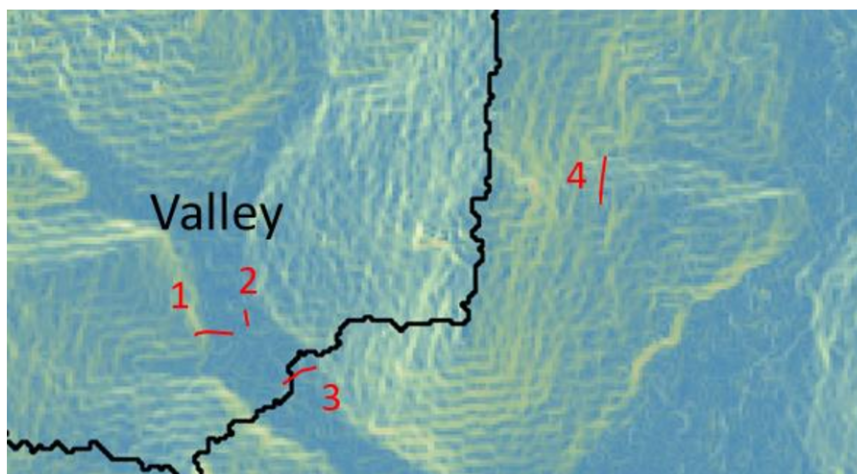


図 4-2 ソフロン川集水域(図 4-1 河川①)周辺で行った湿地 Mari の横断測量トランセクト

トランセクト 1-3 は谷部、4 は尾根部に位置する。

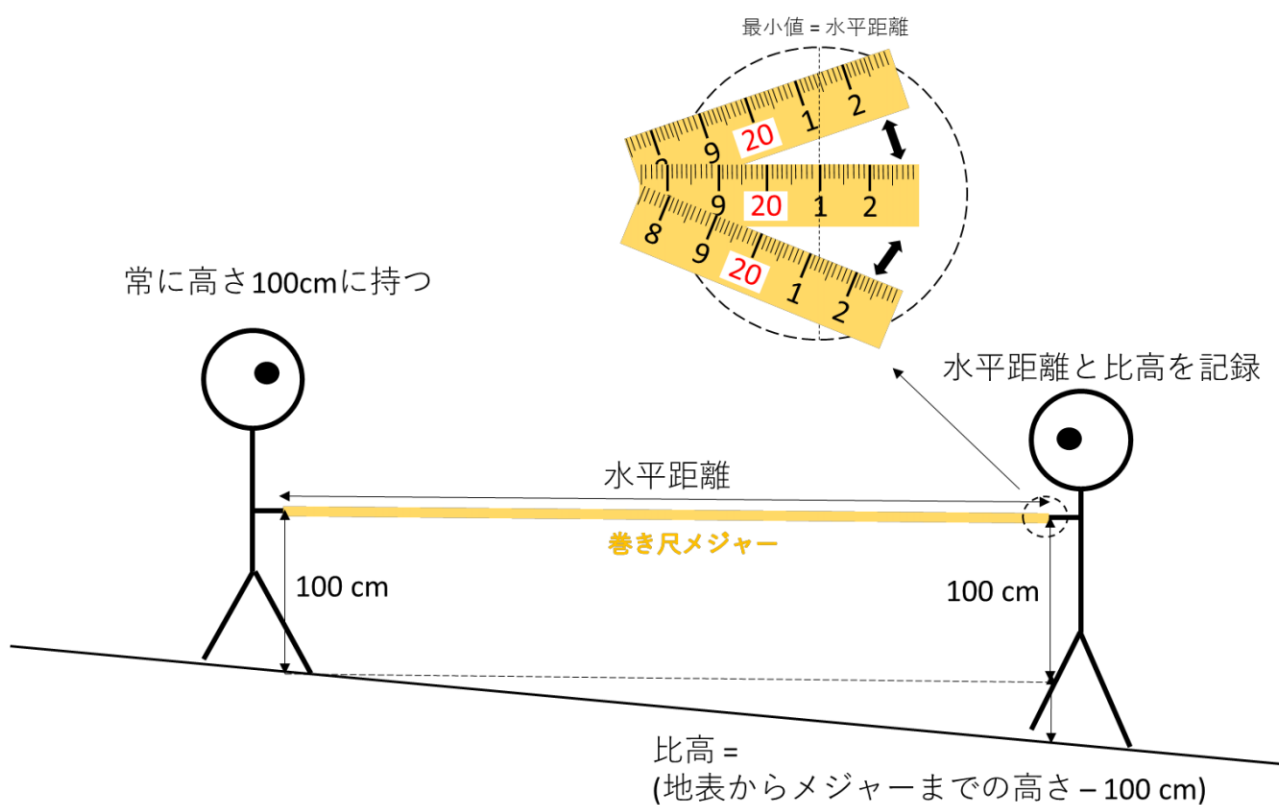


図 4-3 筆者とロシア人調査補助者の 2 人で行った簡易測量のイメージ図

図のようにメジャーを上下に揺らし、最小値を 2 地点間の水平距離とした。

2.3 リモートセンシング技術を用いた土地被覆の分類

Landsat8 による解像度 30m のマルチスペクトル画像を用いて解析を行った。データはアメリカ地質調査所(United States Geological Survey)が LandsatLook Viewer (<https://landsatlook.usgs.gov/>)を通じて無償で提供されており、当サイトを通じて調査地の衛星画像をダウンロードした。今回使用したデータは 2017 年 7 月 2 日の衛星画像であり、図 4-1 に示した主要河川流域のほとんどを含む。ティルマ川流域とヤウリン川流域の南端部のみこの衛星画像に含まれていなかったため、その部分の解析には 2019 年 7 月 9 日の衛星画像を利用した。なお 2017 年と 2019 年の衛星画像で重複している場所のスペクトルデータを比較し、値に大きな差が無いことを確認した。また衛星画像を選ぶ際の判断基準として、最も植生が繁茂する夏季の画像かつ雲やノイズ等がまったく無く鮮明な画像であることを考慮した。衛星画像の解析操作はすべて GIS ソフト QGIS を用いて行った。

久保(2018, 修士論文)および Alshaikh (2015)を参考に、衛星画像の各セルに含まれる各波長域での反射率から、植生の活性度を表す正規化植生指数(Normalized Difference Vegetation Index : NDVI)、土壌の性質を表す正規化土壌指数(Normalized Difference Soil Index : NDSI)、地表の水分量を表す正規化水指標(Normalized Difference Water Index : NDWI)を以下の式により算出した。バンド名と波長域は以下の表 4-1 参照。

$$\text{NDVI} = \{\text{NIR (Band5)} - \text{Red (Band4)}\} / \{\text{NIR (Band5)} + \text{Red (Band4)}\} \quad (1)$$

$$\text{NDSI} = \{\text{TIRS1 (Band10)} - \text{SWIR1 (Band6)}\} / \{\text{TIRS1 (Band10)} + \text{SWIR1 (Band6)}\} \quad (2)$$

$$\text{NDWI} = \{\text{Red (Band4)} - \text{SWIR1 (Band6)}\} / \{\text{Red (Band4)} + \text{SWIR1 (Band6)}\} \quad (3)$$

表 4-1

Landsat8 による衛星画像のバンド名、波長域および解像度

この表はアメリカ地質調査所のホームページに掲載されているものを引用した

(<https://www.usgs.gov/media/images/landsat-8-band-designations>)。

	Bands	Wavelength (micrometers)	Resolution (meters)
Landsat 8 Operational Land Imager (OLI) and Thermal Infrared Sensor (TIRS) Launched February 11, 2013	Band 1 - Coastal aerosol	0.43 - 0.45	30
	Band 2 - Blue	0.45 - 0.51	30
	Band 3 - Green	0.53 - 0.59	30
	Band 4 - Red	0.64 - 0.67	30
	Band 5 - Near Infrared (NIR)	0.85 - 0.88	30
	Band 6 - SWIR 1	1.57 - 1.65	30
	Band 7 - SWIR 2	2.11 - 2.29	30
	Band 8 - Panchromatic	0.50 - 0.68	15
	Band 9 - Cirrus	1.36 - 1.38	30
	Band 10 - Thermal Infrared (TIRS) 1	10.60 - 11.19	100
	Band 11 - Thermal Infrared (TIRS) 2	11.50 - 12.51	100

NDVI、NDSI、NDWI は衛星画像を利用した土地被覆分類を行う際によく利用される。例えば NDVI に関して、植物の葉は赤色の可視光(Red: Band4 に相当)をよく吸収し、近赤外領域(NIR: Band5 に相当)の光を強く反射することから、植物の量や活性度が大きいほど NDVI 値は大きくなる。NDVI、NDSI、NDWI を用いて土地被覆を分類するには、森林や湿地といったそれぞれの土地被覆でこれらの指数が取る値の範囲を調べる必要がある。そこで測量調査およびグラウンドトゥールズによって湿地 Mari を確認した場所 4 地点の NDVI、NDSI、NDWI 値を集計した(図 4-4 参照)。また湿地 Mari が他の土地被覆と異なる NDVI、NDSI、NDWI 値をとることを確認するため、ティルマ地域の代表的な植生である森林および氾濫原の NDVI、NDSI、NDWI 値も調べた(図 4-5 参照)。氾濫原はティルマ地域の主要河川周辺でよく見られ、堆積した土砂の上に草原が広がる。森林地帯と氾濫原はそれぞれグラウンドトゥールズによって実際に森林および氾濫原であることを確認した場所 3 ヲ所を対象に、約 10~30 セルの NDVI、NDSI、NDWI 値を集計した。この永久凍土湿地 Mari、森林地帯および氾濫原で集計された NDVI、NDSI、NDWI の範囲を基準にティルマ地域からそれぞれの土地被覆を抽出し、土地被覆分類図を作成した。

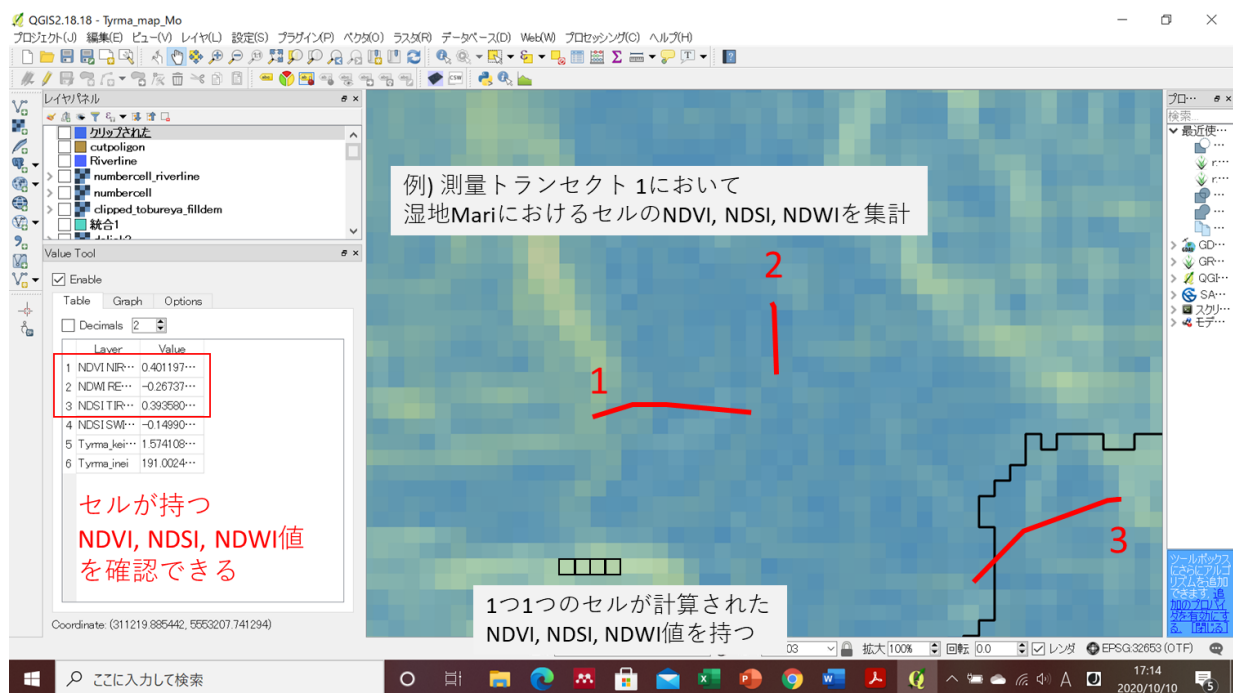


図 4-4 QGIS による湿地 Mari が持つ NDVI、NDSI、NDWI の集計操作

森林地帯および氾濫原は現地でグラウンドトゥールズを行った場所の
約 30 セルが持つ NDVI、 NDSI、 NDWI を集計した。



図 4-5 衛星画像解析によって NDVI、NDSI、NDWI の範囲を求めた永久凍土湿地 Mari、森林地帯および氾濫原の景観写真(撮影者: 田代)

2.4 河川水の採水および化学分析

2019年7月、ティルマ地域の代表的な大河川であるストゥーリ川、グジャル川、グジーク川、ティルマ川、ヤウリン川の採水を行った(図4-1)。さらに小河川の水質を調べるため、グジャル水系で8河川、ティルマ水系で11河川を採水した(図4-1)。採水方法は第2章で述べた通りであり(p.13 参照)、本章では省略する。また河川採水時に河川水のpH、電気伝導度(EC)を記録した。pHの測定はポータブルpH計(D-71, HORIBA)にて、電気伝導度の測定はポータブルEC計(ES-71, HORIBA)にて行った。

dFe濃度の測定は以下に述べる1-10フェナントロリン法にて行った(ロシア国家標準規格: 52.24.358-2006)。まず0.45 μm でろ過した試水50mLに鉄(III)還元剤として10%塩化ヒドロキシルアンモニウム $[(\text{NH}_3\text{OH}) \cdot \text{Cl}]$ を1mL加え、体積が25mLになるまで15-20分煮沸することで有機錯体鉄を有機物と鉄(II)に分離した。室温まで放冷後、水酸化アンモニウム (NH_4OH) をpH4になるまで加えた。その後酢酸アンモニウム $(\text{CH}_3\text{COONH}_4)$ 緩衝液を3mLおよび1-10フェナントロリン $(\text{C}_{12}\text{H}_8\text{N}_2)$ を1mL加え、水溶液を50mLまで超純水でメスアップした。発色後20分してから、吸光光度計で波長510nmの吸光度を測定した。この方法で測定された鉄を、ここではdFeとした。DOCの測定は燃焼触媒酸化法を用いたTOC計(SHIMADZU TOC-L)により行った。

方法2.3に述べた方法で作成したティルマ地域の土地被覆分類図を利用して、5つの大河川および19の小河川を対象に流域内(集水域内)に占める永久凍土湿地Mariの面積率を求めた。この永久凍土湿地の面積率と河川水のpH、EC、dFeおよびDOC濃度との関係を最小二乗法による曲線回帰によって調べた。

3. 結果（以下、単に[湿地]と記述された場合はティルマ地域の湿地 Mari を示す）

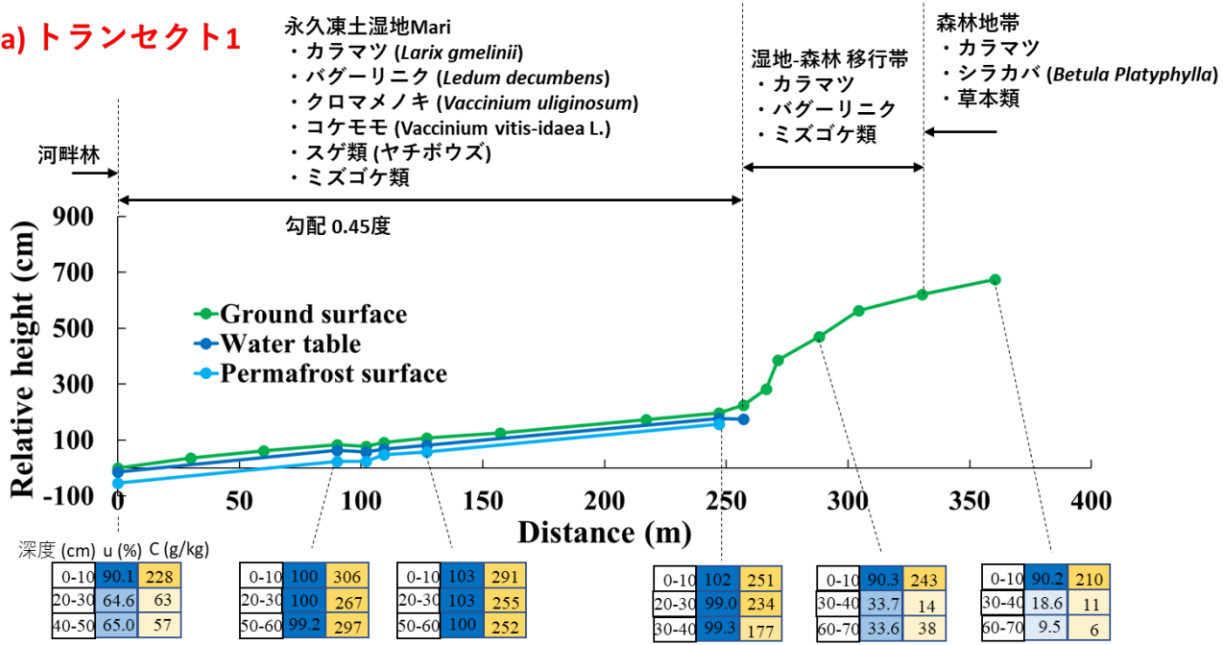
3.1 永久凍土湿地 Mari の測量結果

トランセクト 1-4 において測量した地形勾配、凍土面深度、地下水面深度および優占する植物種の結果を図 4-6 に示す。谷部のトランセクト 1-3 において、湿地 Mari を形成していた区間の勾配はすべて 1 度以下と非常に平坦であった。凍土面は深度 40-60 cm に確認され、地下水面は深度 10-25 cm に位置していた。トランセクト 1 において、平坦な湿地から斜面上の森林地帯に移行するとクロマメノキ、コケモモ、スゲ類が見られなくなり、バグーリニクが優占するという植生の変化が確認できた(図 4-6a、図 4-7a)。湿地帯では、表層から凍土面深度まで泥炭土壌が堆積し、地表に近い位置から水が滲み出す様子が確認された(図 4-7b)。湿地帯における土壌の含水率は、ほとんどの地点で表層から凍土面深度に至るまで 100%近い値を示した。さらに有機物含有量においても、湿地帯では表層から凍土面深度まで泥炭の定義である有機物含量 200 g/kg(20%)を上回っていた(図 4-6a-c)。一方、トランセクト 1 の斜面上の森林地帯では、泥炭は 10-20 cm 程度しか堆積しておらず、その下層には粘土質の乾燥した褐色の土壌が確認された(図 4-7c)。斜面上のこの地点において、表層の泥炭土壌では含水率は 90.2%ならびに有機物含有量は 211 g/kg が検出されたが、深層の褐色土壌では含水率は 9.5%ならびに有機物含有量は 6g/kg とかなり低い値であった。

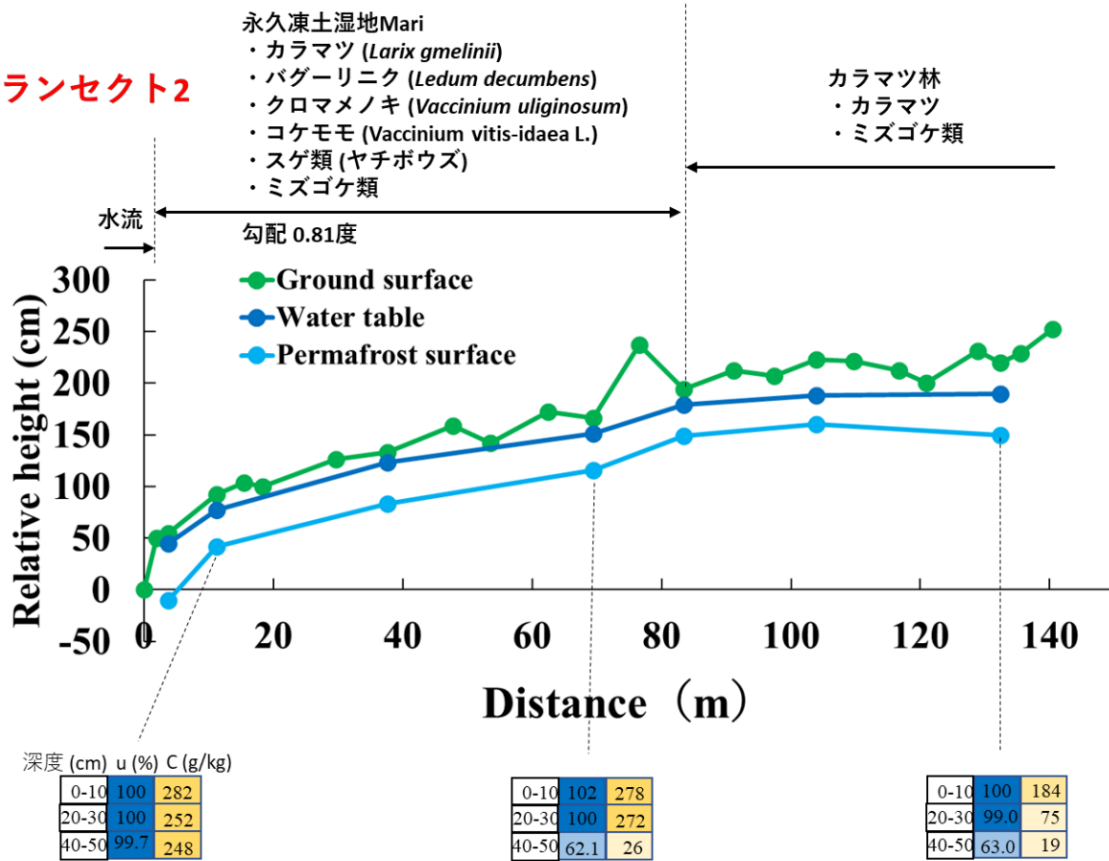
トランセクト 2 および 3 では、谷部の湿地 Mari と斜面の間にカラマツとミズゴケのみが優占するカラマツ林が存在しており、ここでは凍土面が確認された(図 4-6bc、図 4-7d)。このカラマツ林は斜面や尾根に広がる森林地帯とは植生が異なり、シラカバや草本植物が確認されなかった。今回の測量調査で湿地 Mari 以外に永久凍土の存在を確認できたのは、このカラマツ林だけである。ただしこのカラマツ林の深層土壌における含水率および有機物含有量は、湿地 Mari と比べて低かった(図 4-6bc)。トランセクト 3 では、カラマツ林周辺にて地表が低くなり水が流れる地点を通過した(図 4-7e)。写真では草本植物の陰になって水の流れは見えないが、流れに沿ってハンノキが生育していたのが特徴的である。

4 ヲ所で行った測量トランセクトの中で唯一尾根部に位置するトランセクト 4 でも、湿地 Mari が形成されており、その地中で凍土面が確認された(図 4-6d)。勾配は 2.2 度と谷部の湿地帯より大きい、凍土面深度は 40-60 cm と谷部と同じ深度に確認された。さらに谷部の湿地帯に生育する湿性植物のほとんどが、この尾根部の湿地帯でも確認された。

a) トランセクト1



b) トランセクト2



(次ページに続く)

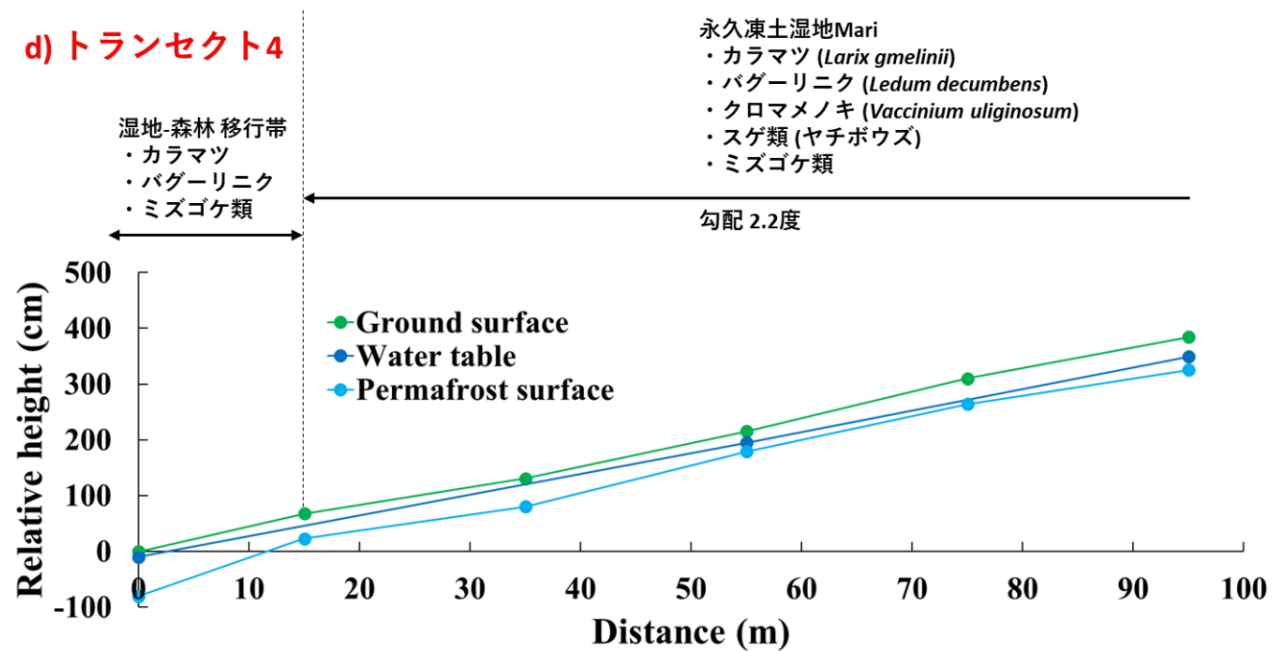
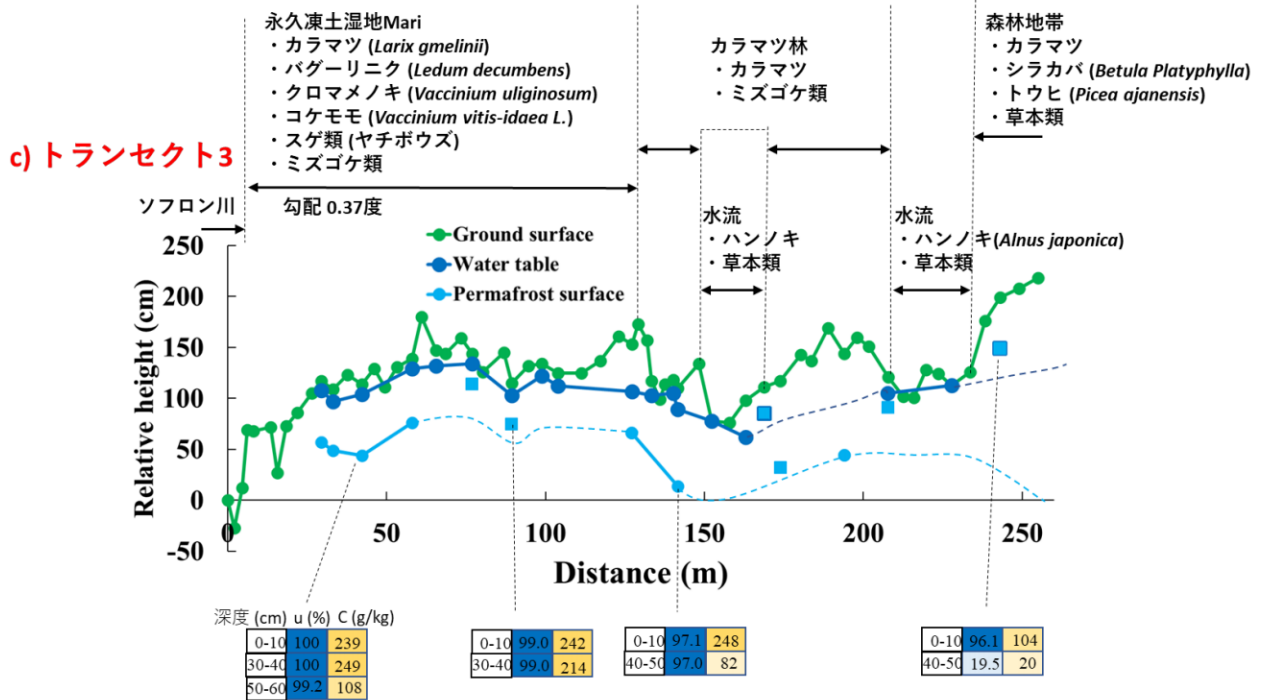


図 4-6 ソフロン川集水域の周辺部 4 ヲ所で行った測量結果(2018年9月)

トランセクト 1-3 は谷部、4 は尾根部に位置する。トランセクト 3 の凍土面プロット■は、その深度まで掘ったが地下水面または凍土面が確認できなかった点を示す。またトランセクト 3 の点線は実測値から推定した地下水面および永久凍土面を示す。表の u(%)は重量含水率、C (g/kg)は有機物含有量を示しており、値が大きいほど色を濃く表示している。トランセクト 2 および 3 の Ground surface データは久保(2018、修士論文)の値を用いた。



a) トランセクト1湿地-森林移行帯



b) トランセクト1湿地Mari



c) トランセクト1
斜面上森林



d) トランセクト2カラマツ林



e) トランセクト3水流

図 4-7 測量調査によって確認された植生および土壌の写真(撮影者: 田代)

- (a)トランセクト1で確認された湿地-森林移行帯 (b)湿地 Mari の土壌プロファイル
(c)斜面上の森林地帯の土壌層 (d)カラマツ林 (e)水流地点

3.2 永久凍土湿地 Mari、森林地帯、氾濫原における NDVI、NDSI、NDWI 値

現地での測量結果およびグランドトゥルースを基に、QGIS を用いて求めた湿地 Mari、森林地帯および氾濫原の NDVI、NDSI、NDWI 値の範囲を表 4-2 に示す。植生の活性度を表す NDVI は氾濫原>森林>湿地の順に高く、その範囲は各土地被覆で明確に異なっていた。土壌の性質を表す NDSI は森林>湿地>氾濫原の順に高く、特に氾濫原の NDSI は森林および湿地と比べて明らかに低い範囲を示した。地表の水分量を表す NDWI は森林>湿地>氾濫原の順に高かったが、森林地帯が示した範囲は湿地 Mari の範囲と大きく重なっていた。図 4-6 に示した測量結果では、森林地帯であっても表層 0-10 cm の含水率は湿地帯同様に 90%以上を超えていた。このことから、土地被覆の判別条件に NDWI を用いることは難しく、NDVI および NDSI を利用するのが良いと判断した。図 4-8 に各土地被覆における NDVI および NDSI の範囲を示す。4 地点の湿地 Mari のうち唯一尾根部に該当する地点では、両指数の値が森林地帯の範囲とわずかに重なっていた。だがこの尾根部の湿地 Mari における NDVI および NDSI の平均値は森林地帯での両平均値より明らかに低い。よって尾根部の湿地 Mari であっても、NDVI および NDSI は森林地帯と大きく異なると解釈して良いだろう。このことから、湿地 Mari、森林地帯、氾濫原の判別は NDVI および NDSI を用いることで可能である。

表 4-2

永久凍土湿地 Mari、森林地帯および氾濫原における NDVI、NDSI、NDWI 値の範囲

	永久凍土湿地Mari	森林地帯	氾濫原
NDVI	0.340~0.442	0.433~0.523	0.498~0.610
NDSI	0.376~0.411	0.397~0.483	0.315~0.361
NDWI	-0.293~-0.260	-0.284~-0.189	-0.334~-0.295

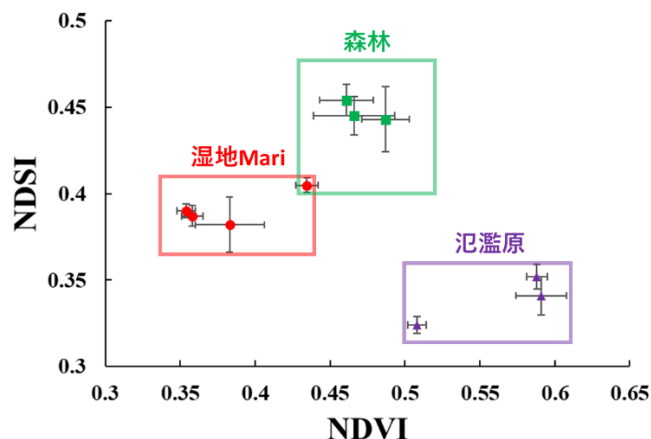


図 4-8 湿地 Mari、森林および氾濫原において異なる範囲を示した NSVI および NDSI 値
各プロットはその地点における平均値、エラーバーは標準偏差を示している。

以上のことから、ティルマ地域の土地被覆を分類するための基準を以下の様に設定した。

永久凍土湿地 Mari . . . NDVI \leq 0.442、NDSI \leq 0.411

森林地帯 NDVI \geq 0.442、NDSI \geq 0.397

氾濫原 NDVI \geq 0.498、NDSI \leq 0.361

この条件を満たした部分を色分けして作成した土地被覆分類図を図 4-9 に示す。拡大した図 4-9c から分かるように、湿地 Mari、森林地帯、氾濫原を面的に抽出することができた。この土地被覆分類図を利用して求めた河川集水域に占める湿地 Mari の面積率については、次項で河川水質の結果と共に述べる。

a) 背景: 地形図

b) 背景: トゥルー画像

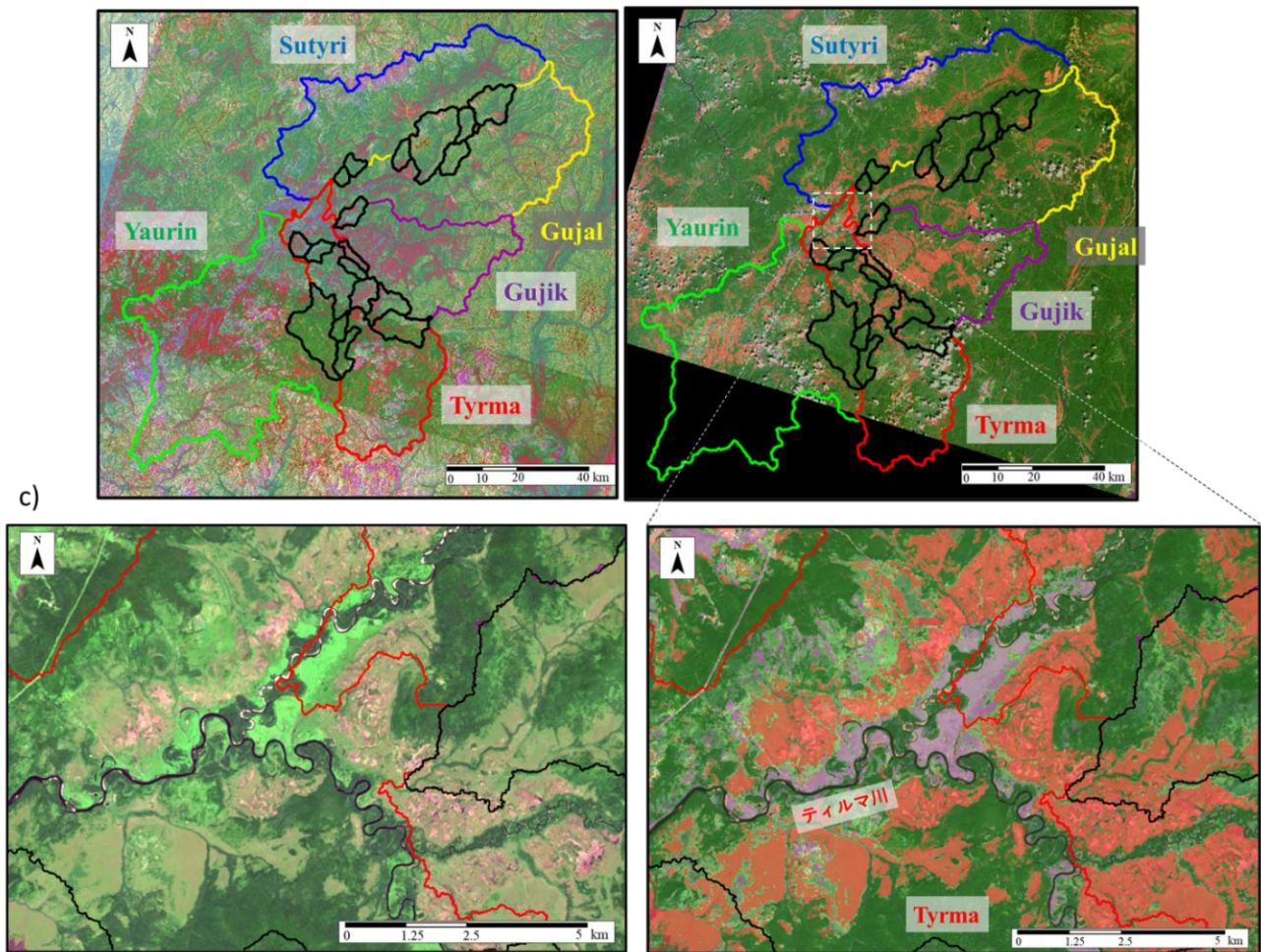


図 4-9 NDVI および NDSI を基準に QGIS で作成した土地被覆分類図

赤い部分が湿地 Mari、緑の部分が森林、紫の部分が氾濫原と判断された場所である。地図(a)は背景を傾斜図に、地図(b)は背景をトゥルー画像(可視光カラー画像)にしている。地図(c)はティルマ川周辺の拡大したトゥルー画像と土地被覆分類図を示す。

3.3 河川水質と集水域内に占める永久凍土湿地 Mari 面積率の関係

グジャール川およびティルマ川水系で集中的に採水した 19 河川の集水域面積、pH、EC、dFe および DOC 濃度、並びに土地被覆分類図(図 4-9)から算出した集水域内に占める湿地 Mari の面積率(%)を表 4-3 にまとめた。ティルマ地域の大河川におけるこれらのデータは表 4-4 にまとめた。19 の小河川で測定された pH は 6.61–8.01、EC は 2.89–14.00 mS/m の範囲にあった。dFe 濃度の範囲は<0.02–0.54 mg/L と低濃度から高濃度までかなり幅広く、DOC 濃度の範囲も 7.4–29.5 mg/L と河川によって大きく違った。各集水域に占める湿地 Mari の面積率は 1.5–55.9%の範囲にあり、グジャール水系の河川(表 4-4 河川 1–8)よりティルマ水系の河川(表 4-4 河川 9–19)の方が高い傾向にあった。一方、大河川の pH は 6.84–7.47、EC は 3.90–5.63 の範囲にあった。dFe 濃度の範囲は 0.12–0.38 mg/L であり、特にヤウリン川とグジーク川でそれぞれ 0.36 mg/L および 0.38 mg/L と高い濃度が示された。DOC 濃度は 13.4–19.0 mg/L の範囲であり、dFe 濃度が高かったヤウリン川とグジーク川は DOC 濃度も他の大河川より高かった。

グジャール川およびティルマ川水系の小河川において、集水域内に占める湿地 Mari の面積率が高いほど EC が低く、dFe および DOC 濃度が高くなる曲線的な関係性が見出された(図 4-10a–c)。湿地の面積率が 0–10%の間で河川の EC は大きく減少し、面積率が 10%を超えるとその減少率は緩やかになった。同様に dFe および DOC 濃度も湿地の面積率が 0–10%の間で大きく上昇し、面積率が 10%を超えると値の上昇は緩やかになった。さらに河川の EC および DOC 濃度に対する dFe 濃度の関係をとると、EC と dFe 濃度の間に負の相関が、DOC 濃度と dFe 濃度の間には正の相関関係が確認された(図 4-10de)。一方、pH に関しては、EC、dFe および DOC 濃度、並びに湿地面積率との間に相関は見られなかった。EC は水中の溶存イオン分量を表す指標であることから、これらの結果は湿地帯からミネラル成分に乏しく dFe と DOC に富む土壌水が河川へ流出していることを意味している。大河川においても、DOC 濃度と dFe 濃度が高かったヤウリン川とグジーク川の流域内に占める湿地の面積率はそれぞれ 21.2%および 32.5%であり、ティルマ地域の中でも特に湿地帯が多い流域であった(図 4-11)。この結果は、地域スケールの湿地の分布が大規模河川の DOC および dFe 濃度に大きく影響していることを示している。

表 4-3

グジャル川およびティルマ川水系における 19 河川の
集水域面積、永久凍土湿地 Mari の面積率、pH、EC、dFe および DOC 濃度

Number	River	Catchment area (km ²)	Permafrost wetland (%)	pH	EC (mS/m)	dFe (mg/L)	DOC (mg/L)
1	Sofron	23.3	7.0	7.33	3.82	0.160	17.3
2	Yakagulin	34.0	5.9	7.18	4.29	0.183	16.3
3	No Name	43.9	23.9	7.23	4.17	0.139	16.0
4	Kevity	323.0	6.9	6.74	7.14	0.081	11.2
5	Jangsovo	69.8	2.6	6.88	9.82	0.071	12.5
6	Kevity (upstream)	56.1	4.0	7.36	7.91	0.120	12.6
7	Left Kevity-makit	4.7	1.5	7.33	14.00	<0.02	9.1
8	Sula	140.9	9.0	7.50	5.18	0.068	12.2
9	No Name	42.1	38.1	7.51	3.90	0.330	24.4
10	Allan	55.7	29.2	6.69	2.89	0.500	29.5
11	Kuvitikan	32.4	55.9	6.61	3.09	0.540	21.0
12	Talkanji	42.1	6.7	7.46	8.82	0.046	12.9
13	Kuvitikan Verkhny	34.8	18.3	7.11	4.32	0.280	18.7
14	Kovun	279.6	7.7	7.23	5.97	0.072	12.0
15	Right Talanja	79.4	42.4	7.83	4.13	0.360	19.7
16	Talanja	38.4	5.7	7.55	6.78	0.280	13.9
17	Tokchka-birakan	65.4	6.8	7.55	6.60	0.053	7.4
18	Small Nigba	98.5	23.3	7.59	6.21	0.360	16.9
19	Big Nigba	140.4	13.5	8.01	9.02	0.093	10.0

表 4-4

ティルマ地域を代表する大河川の
流域面積、流域に占める永久凍土湿地 Mari の面積率、pH、EC、dFe および DOC 濃度

流域面積は図 4-1 で示した範囲の面積に該当し、ここでのティルマ川の流域面積は本来の流域面積から支流であるグジャル川流域とグジーク川流域の面積を引いた値を示している。

Number	Major River	Area (km ²)	Permafrost wetland (%)	pH	EC (mS/m)	dFe (mg/L)	DOC (mg/L)
L1	Yaurin	3253	21.2	7.13	3.90	0.380	19.0
L2	Tyrma	2469	17.1	7.47	5.63	0.145	14.9
L3	Gujik	1383	32.5	6.84	3.42	0.360	18.4
L4	Gujal	2689	14.7	7.37	5.30	0.123	15.2
L5	Sutyri	2129	14.4	6.96	4.17	0.185	13.4

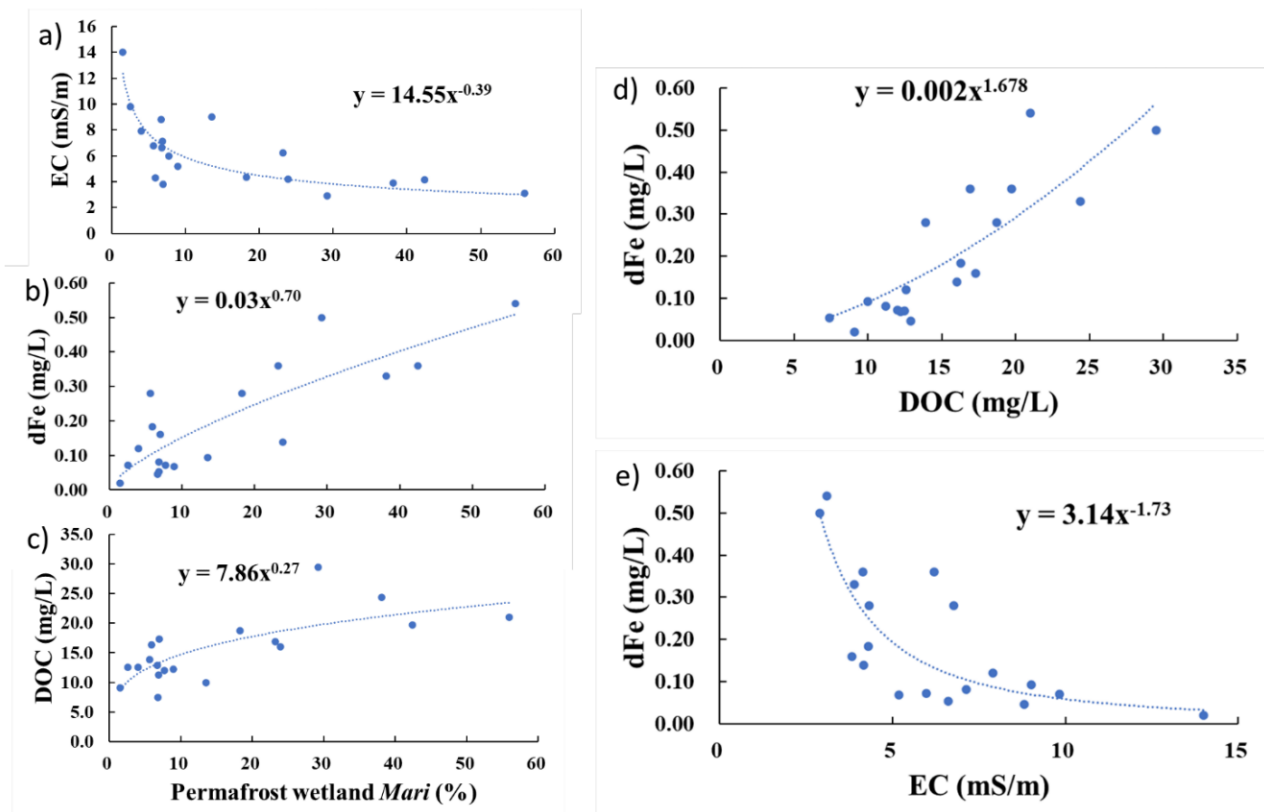


図 4-10 グジャル川およびティルマ川水系における 19 河川の永久凍土湿地 Mari の面積率と(a)EC、(b)dFe、(c)DOC との関係および(d)DOC と dFe 濃度との関係、(e) EC と dFe 濃度の関係

最小二乗法によって求めた指数近似式、対数近似式および累乗近似式の中で、両辺に対数をとった直線関係における決定係数 R^2 が最も高かった累乗近似式をここでは採用した。

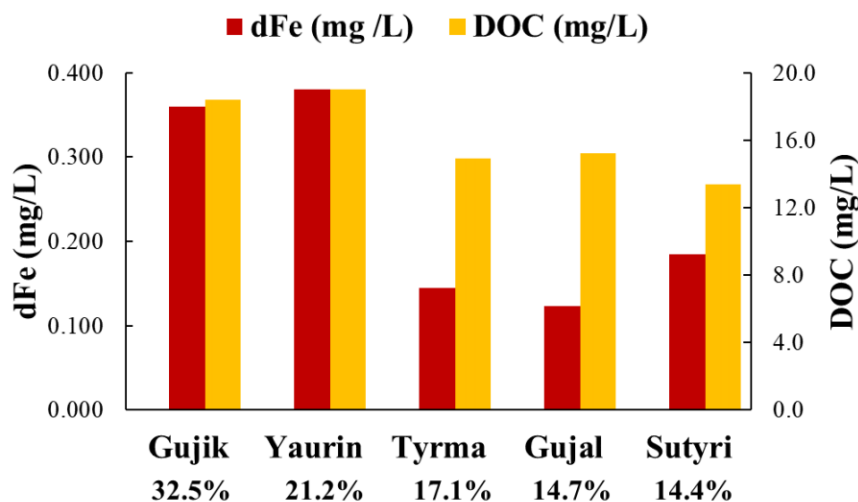


図 4-11 ティルマ地域を代表する 5 つの大河川における dFe および DOC 濃度
河川名の下にある数値は各河川流域に占める湿地の面積率を示す(表 4-4 参照)。

4 考察

4.1 永久凍土湿地 Mari が形成される地形水文条件

4 ヶ所で湿地 Mari を横断する測量を行った結果、湿地は勾配が 0.37–2.2 度の平坦な地形に形成されていた(図 4-6)。この湿地帯の土壌は表層から凍土面に至るまで含水率が 100%近く、有機物含有量も高かった。湿地帯の地中で確認された凍土面は地表面と並行して連続的に確認されたことから、湿地の分布と永久凍土の分布はほとんど一致すると考えられる。このように湿地と永久凍土の分布が一致する理由としては、湿地帯に優占するミズゴケが永久凍土を保つ重要な役割を果たしているためと考えられる。Fisher et al. (2016) はカナダの永久凍土地帯にて活動層の厚さと土壌および植生の関係を調べた。活動層の厚さに関わる要因として、地形、標高、樹木および低木の葉面積指数(LAI)、有機物層厚、ならびにミズゴケ層厚を調べたところ、樹木の葉面積指数(LAI)とミズゴケ層厚が大きいほど活動層が小さくなる関係性を見出した。ティルマ地域の湿地 Mari の樹木は点在するカラマツのみであるため、カラマツの葉が地温の上昇を抑制しているとは考えにくい。したがって湿地帯に絨毯状かつ層状に存在するミズゴケが大気から地中への熱伝導を抑える役割を果たしており、地中に永久凍土が保たれていると考えられる。ミズゴケが優占するカラマツ林で永久凍土が確認されたことから、ティルマ地域ではミズゴケが永久凍土の存在に重要であることが支持される(図 4-7d 参照)。Tashiro et al. (2020) がティルマ地域で湿地帯と森林の地温を複数深度で観測した結果でも、湿地帯の土壌の方が森林と比べて明らかに地温が低いことが見出されている(図 2-5)。

ティルマ地域の永久凍土湿地 Mari はどのように形成されたのだろうか？一般に湿原の成立は、(1)浅い湖沼に泥炭が堆積して形成される陸化型、(2)地下水の上昇や湧水で形成される沼沢化型、(3)河川が増水し氾濫が起こった後、自然堤防に妨げられ背後に冠水した状況が続くことで形成される後背湿地型の 3 パターンがある。湿地 Mari は平坦な谷部に形成されていることを考慮すると、この 3 パターンの中では後背湿地型に当てはまるだろう。しかしながら、後背湿地型では河川との水文的接続性がほとんどない尾根部に形成される湿地帯(図 4-6d)の形成を説明できない。谷部と尾根部に分布する湿地の共通点は、どちらも緩傾斜な地形に形成されていることである。このことから、湿地が発達した主な原因は傾斜が小さいために水の排水性が悪いという水文条件に関連していると考えられる。土壌の冠水状態を引き起こすと考えられるのは、春の融雪と夏の降雨である。谷部の湿地帯では、融雪による冠水は少なくとも 2 週間続き、雪が完全に融けてなくなるのは斜面部よりおよそ 1 ヶ月遅い(Tashiro et al., 2020)。融雪が終わり夏季に向かうにつれて表層土壌

は乾燥すると考えられるが、ティルマ地域の雨季である7月から8月中旬は頻繁に降雨があるため土壌は再び湿潤状態となる。平坦な地形では一度冠水すると排水しにくい。そのため土壌が過湿状態にある期間が長いために湿性植物が優占するようになり、これら植物の遺骸が分解されずに堆積することで高層湿原化していったと考えられる。やがてミズゴケが侵入し、ミズゴケの断熱効果によって冬季に凍結した土壌が夏季に融解しなくなったことで、泥炭の堆積と共に永久凍土も発達してきたと推測される。この仮説が正しければ、湿地帯の地中に存在する永久凍土は地上植生だけでなく気温、融雪や降雨といった気候条件との間でバランスを保ちながら存在していると理解できる。したがって今後の気候変動によるこの地の永久凍土への影響は、地温上昇による融解だけでなく、積雪や降雨量の変化が引き起こす地上植生の変化によっても融解が促進される可能性がある。さらに湿地 Mari のような含水率が高い土壌は熱を伝えやすく活動層が拡大しやすいと考えられていることから(Fisher et al., 2016)、ティルマ地域の永久凍土は気候変動に対して脆弱である可能性が高い。

4.2 土地被覆から永久凍土の分布を推定する有効性

夏季の衛星画像を利用して求めた NDVI および NDSI 値を基準にすることで、現地調査ではカバーしきれないティルマ地域全体の永久凍土湿地 Mari、森林地帯、氾濫原の分布を求めることができた(図 4-8、図 4-9)。先述したように、湿地 Mari の地中では凍土面が連続的に確認されたことから、湿地と判別された土地(図 4-9 赤いエリア)の地中に永久凍土が存在する可能性は高いと考えられる。測量では湿地だけでなくカラマツ林および湿地-森林移行帯(図 4-6a-c)でも永久凍土が確認されたが、この2つの土地被覆の面積は湿地帯と比べて非常に限られたものであり、Landsat8 による解像度 30m×30m の衛星画像で抽出することは困難である。またカラマツ林と湿地-森林移行帯は湿地と隣接していることから、仮に抽出できた場合でも、永久凍土分布の外周部分がわずかに広がる程度の影響しかない。すなわち本研究で作成した土地被覆分類図における湿地 Mari の分布(図 4-9 赤いエリア)は、ティルマ地域の永久凍土の分布と捉えて差し支えないと考えられる。

これまで衛星画像を用いて永久凍土分布の推定を行った先行研究の多くは、モデルのパラメータとして、熱赤外バンドの反射率から推定した地表面温度を利用している(Hachem et al., 2008; Zhang et al., 2014 など)。これらの研究と比べると、NDVI および NDSI による湿地 Mari の分布から永久凍土分布を推定した本手法のメリットは解像度の高さである。地表面温度の推定に利用される熱赤外バンドの解像度は Landsat8 で 100m、Landsat 同様よく利用される観測機 MODIS (MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)

で 1000m でしかない。本研究では解像度 30 m のマルチスペクトルバンドを主に利用したことから(表 4-1 参照)、推定された永久凍土分布の解像度 30m はかなり良い精度である。一方、デメリットは気温や地温を考慮しておらず、永久凍土存在の根拠を土地被覆のみに依存している点である。例えば山岳地帯のような土地では、土地被覆以外にも標高や斜面方向が永久凍土の分布に影響することがある(Kalinicheva et al., 2019)。このような土地では、土地被覆から永久凍土分布を求めた本手法は適さないだろう。ティルマ地域は標高 280–400 m 程度、ティルマ川のような大河川の源流域で標高 1000 m に達する丘陵的な地形であることから、標高や斜面方向による日射量の違いはおそらくほとんどない。アムール川中流域を代表するブレヤ川やゼーヤ川流域においても、源流域を除きそのほとんどは標高差の小さい丘陵的な地形である。さらにブレヤ川流域やゼーヤ川流域内においても、ティルマ地域のように湿地 Mari は広く分布している。したがって本手法をアムール川中流域全体に拡大して行うことで、湿地 Mari の分布からアムール川中流域の永久凍土分布を推定することも可能であると考えられる。アムール川流域内での詳細な永久凍土分布はまだ明らかにされていないことから、今後の研究ではアムール川流域全土における永久凍土分布の解明が期待される。

4.3 永久凍土湿地 Mari の分布が河川水中の dFe および DOC 濃度に及ぼす影響

集水域内に占める湿地 Mari の面積率が高いほど、河川の EC は小さく、dFe および DOC 濃度は大きかった(図 4-10a–c)。泥炭層下の鈹質土壌層は無機物質の溶出源であり高い EC を示す一方、有機物が豊富な泥炭層を通過する土壌水は EC が低く DOC 濃度が高いことが知られている(Kothawata et al., 2012)。アラスカとスウェーデンで行われた先行研究においても、集水域内に占める泥炭地の面積率が高いほど、河川の EC が低く DOC 濃度が高い傾向が見出されている(Ågren et al., 2008; Olefeldt et al., 2013, 2014)。ティルマ地域の湿地帯では、土壌の有機物含有量が表層から凍土面に至るまで 200 g/kg を超える高い値を示していた。このことから、湿地帯を通過する土壌水には高濃度の DOC が含まれていると予想される。さらに河川の DOC 濃度が高いほど dFe 濃度も高かったことから、湿地から河川へと流出する dFe は主に有機態鉄であると推測される。河川の DOC 濃度と dFe 濃度の間に正の相関関係が存在することは、他の寒冷地域で行われた先行研究とも一致している(Ingri et al., 2006; Björkvald et al., 2008)。

興味深いことに、湿地 Mari の面積率と EC、DOC 濃度および dFe 濃度の関係性は直線的ではなく曲線的であった。面積率が 0–10% の範囲で EC、DOC および dFe 濃度の変動が大きく、10% を超えるとこれらの値の変動は緩やかになった。曲線的な関係を示した理

由としては、集水域内での湿地の立地並びに河川との水文接続性に関連していると考えられる。ここで、湿地の面積率が 6.7%である Talkanji 川(表 4-1 河川 12)と 55.9%である Kuvitikan 川(表 4-1 河川 11)の土地被覆分類図を以下の図 4-12 に示す。湿地面積率が小さい Talkanji 川のような集水域では、湿地が河川に沿って谷部に分布するため、河川との水文接続性が大きく、湿地面積 1%当たりの河川水質に対する影響は大きいと推測される。一方、湿地面積率が高い Kuvitikan 川のような集水域には緩傾斜な土地が多く、湿地は谷部だけでなく緩傾斜な斜面上部まで連続的に分布している。このように谷部より外側の斜面部および尾根部にかけて分布する湿地は河川との水文接続性が小さく、湿地面積 1%当たりの河川水質に対する影響も谷部の湿地と比べて相対的に小さいと考えられる。このように湿地の立地と水文接続性が河川水質と曲線的な関係の原因であることを確かめるためには、谷部に形成される湿地と谷部以外に形成される湿地の面積を分けて関係性を調べる必要があるだろう。

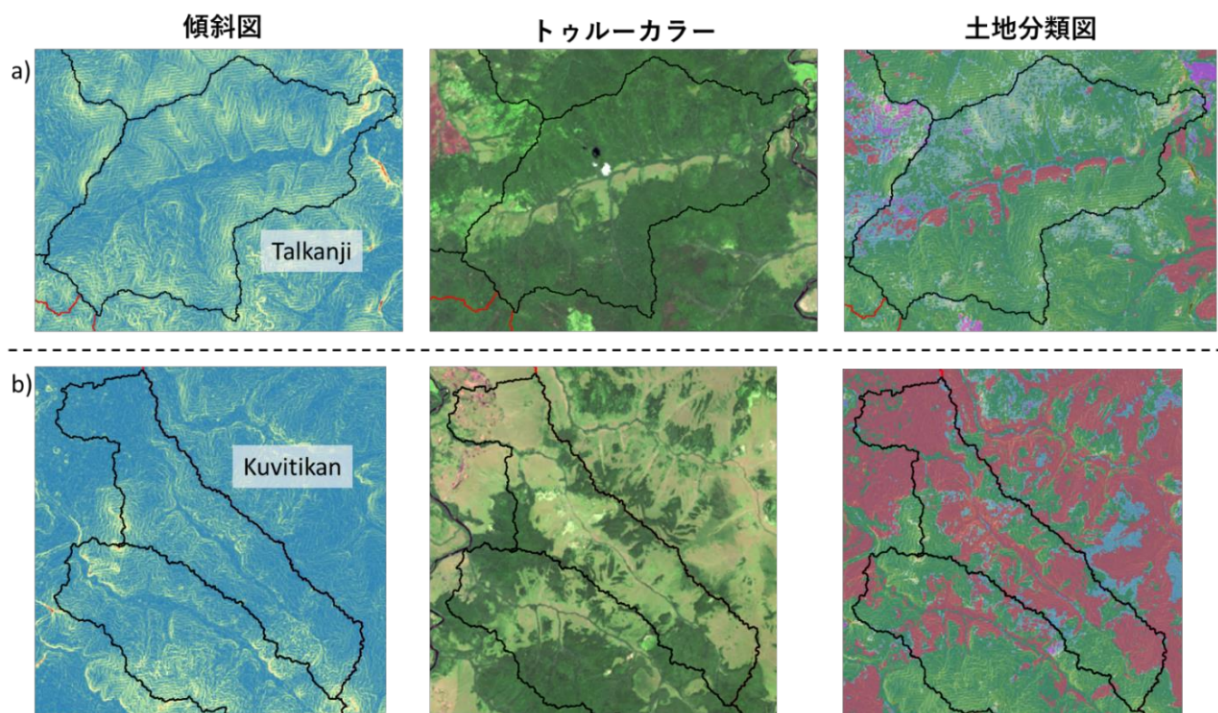


図 4-12 (a) Talkanji 川集水域および(b)Kuvitikan 川集水域における
傾斜図、トゥルーカラーおよび土地分類図

土地分類図における赤い部分が永久凍土湿地 Mari と判定された部分である。
湿地 Mari の面積率は Talkanji 川が 6.7%、Kuvitikan 川が 55.9%である。

ティルマ地域を代表する大河川においても、小河川で見出された湿地面積率と河川水質との関係性と一致する傾向が見られた。湿地の面積率がティルマ地域の中で最も高い32.5%のグジーク川、次いで21.2%のヤウリン川では、他の大河川より高いDOCおよびdFe濃度が示された(表4-4、図4-11)。よって湿地が広く分布するグジーク川およびヤウリン川流域では、高濃度のDOCおよびdFeが支流から本流へ供給されていると推測される。大河川の中でグジーク川とヤウリン川のみECが4 mS/mを下回っていたことは、河川に含まれる高濃度のDOCおよびdFeが湿地Mariの泥炭層に由来していることを支持する。これらのことから、ティルマ地域の永久凍土湿地Mariの空間分布が河川のDOCおよびdFe濃度を集水域スケールだけでなく地域スケールで支配していることは明らかである。さらに本研究の結果は、衛星画像を用いた湿地の空間分布から河川水中のDOCおよびdFe濃度を推定することが可能であることを示す。物理的なアクセスや移動が困難な土地が多い寒帯・亜寒帯において、衛星画像解析による土地被覆の分類あるいは永久凍土の分布の把握は、寒帯での土壌から河川への化学成分流出を理解するのに役立つと考えられる。アムール川流域では、水文気象局(Hydromet: Far Eastern department of Hydrometeorology and Environmental monitoring)によって定期的にアムール川中上流域の河川水質が観測されている。これらの河川流域内の永久凍土湿地Mariの空間分布を求めることができれば、永久凍土が水質成分濃度に及ぼす影響についての更なる理解が得られると考えられる。本研究による衛星画像解析手法を応用することで、アムール川中流域における陸域から河川への化学成分流出のさらなる理解につながることを期待される。

第 5 章

凍土面付近の dFe 濃度の季節変動から推測される
1990 年代後半のアムール流域河川における
dFe 高濃度化の原因

1. 序論

アムール川流域では、1995–98 年にかけて dFe 濃度の上昇が本流さらには多くの支流で観測された(Shamov et al., 2014)。観測された河川の年間平均 dFe 濃度は例年の 2–6 倍であり、これは農地化による灌漑用地下水の流入や大規模な洪水では説明できない程の高濃度であった。アムール川流域では 1990 年代に夏季気温が例年以上に高い年が連続していたことから、この dFe 高濃度化の原因は永久凍土の融解に関連している可能性が考えられた。Shamov らは河川の dFe 高濃度化の原因について、気温が高い年が連続することで地温の上昇と永久凍土の融解が起こり、鉄の可溶化(dFe 生成)が促進されたと仮説を立てた。しかしながら、Shamov et al. (2014)の仮説は気候条件の変化をもとに推測されたものであり、メカニズムの根拠となる現地データを欠いていた。

第 2 章では、河川の dFe 濃度は融雪期と降雨時に上昇することが明らかになった(Tashiro et al., 2020)。このことから、年による積雪量や降雨量の増加は、河川の dFe 濃度を高濃度化させる原因になり得るだろう。だが Shamov et al. (2014)によると当時の河川流量と dFe 濃度の間に関係性は見出されておらず、水量に関係なく dFe 濃度が高かったことが報告されている。このことから、積雪量や降雨量の増加が主な原因である可能性は低い。また河川の dFe 高濃度は雨季や乾季に関係なく季節を通して観測されていたことから、当時の土壌中には例年より多くの dFe が含まれていたのではないかと推測される。

ティルマ地域における活動層の深度 20–40 cm に位置する土壌では、8 月から 9 月にかけて dFe 生成が確認された(第 2 章)。この時の土壌中の dFe 濃度は河川のおよそ 20–70 倍にもなったが、河川の dFe 濃度の上昇は見られなかった。アラスカにおいて河川水中と土壌中のメタン濃度を観測した Street et al. (2016)でも、活動層における土壌中のメタン濃度は夏から秋にかけて深層で上昇したが、河川水中のメタン濃度への影響は見られないという同様の結果が報告されている。このように表層下の土壌中の濃度上昇が河川に反映されないことがある理由は、表層下の土壌の透水性が小さく、土壌水がただちに河川へ流出しないためと考えられている(Quinton et al., 2008; Street et al., 2016; Tashiro et al., 2020)。したがって Shamov らの仮説の通り、永久凍土に含まれていた鉄が還元されることで大量の dFe が生成されたとしても、ただちに河川へと流出するとは考えにくい。Shamov らの仮説を検証するには、凍土面付近(永久凍土の最表層部)でどれだけ dFe 生成が起こるのか、そしてどのように河川へと流出しているのか調べる必要があるだろう。いくつかの先行研究では夏季の活動層における dFe 濃度の鉛直分布が調べられており、深層の鉱質土壌層では表層の泥炭層よりも高い dFe 濃度が示されている(Jessen et al., 2014; Herndon et al., 2015)。しかしながら、これまで凍土面付近の深度における土壌間隙水の dFe 濃度を季節

的に観測した研究はなく、凍土面付近では dFe 生成がいつ・どの程度の量生じるのかは明らかにされていない。dFe 生成の実態を把握するには、これまで行われた夏季の一時的な測定ではなく、季節的な濃度観測によって dFe 濃度の変動を明らかにする必要がある。第2章での土壌間隙水を測定した深度 20 cm および 40 cm は、観測地点の最大活動層厚が 0–130 cm であることを考慮すると中層付近に該当する。したがって凍土面付近の dFe 濃度を観測するには、さらに深い深度で観測を行う必要がある。

そこで本章では、活動層の凍土面付近における dFe 濃度の季節変化を明らかにすることによって、1990 年代後半にアムール流域河川で観測された dFe 高濃度化の原因についてより具体的な仮説を提示する。

2. 方法

2.1 表層から凍土面付近までの土壌間隙水の採水と dFe 濃度の測定

土壌間隙水の採水は、第2章で集中的な調査を行ったティルマ地域のソフロン川集水域内で行った(p.15 図2-2 参照)。ティルマ地域とソフロン川集水域の位置、植生、気候条件などは第2章で述べた通りであり(p.13 参照)、本章では省略する。第2章の土壌間隙水の観測が終了した2017年10月、翌年の採水のために、ソフロン川の谷部に位置する観測トランセクト N1、N2の深度80 cmに、N3の深度90 cmにポーラスカップを追加で設置した。つまり N1~N3には、深度20 cm、40 cm、および深度80 cm (N3は90 cm)にポーラスカップが設置されていることになる(図5-1参照)。土壌間隙水の採水は、翌年2018年の6月から9月まで月2回の頻度で行った。筆者が不在であった6月から8月までは、ティルマ村に住む調査補助者によって採水が行われた。筆者は9月に現地に滞在し、採水の加えて後に述べる地温ロガーのデータ回収を行った。なお間隙水の採水方法は第2章と同様である。深度80 cmおよび90 cmの土壌は夏季まで凍結するため採水できないことが考えられたが、それでもディスプレイのシリンジ(TERUMO, SS-50ESZ)50 mLを用いた吸引は6月から毎行行った。

採水した試料は分析まで冷蔵保存され、ハバロフスクの Institute of Water and Ecology Problems of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences(水生態問題研究所)で dFe 濃度の分析が行われた。分析は第4章でも述べた 1-10 フェナントロリン法にて行った(ロシア国家標準規格: 52.24.358-2006)。

2.2 土壌の地温観測と日降水量データ

第2章で述べたN1地点での地温観測が終了した2017年10月、翌年の地温観測のために、地温ロガー(Onset, U22-001)を深度10 cm、40 cm、70 cmに埋めなおした。なお第2章でのN1における地温観測深度は10 cmおよび25 cmであり、本研究ではより深い土壌の地温を観測した。地温の記録は2017年10月から2018年9月まで30分間隔で行った。

土壌間隙水でのdFe濃度の季節変化との対応を調べるため、2018年の6月から9月までのティルマにおける日降水量データをロシアの気象観測サイトから手に入れた([http://ru8.rp5.ru/Weather_archive_in_Tyrma_\(Sutyr\)](http://ru8.rp5.ru/Weather_archive_in_Tyrma_(Sutyr)))。

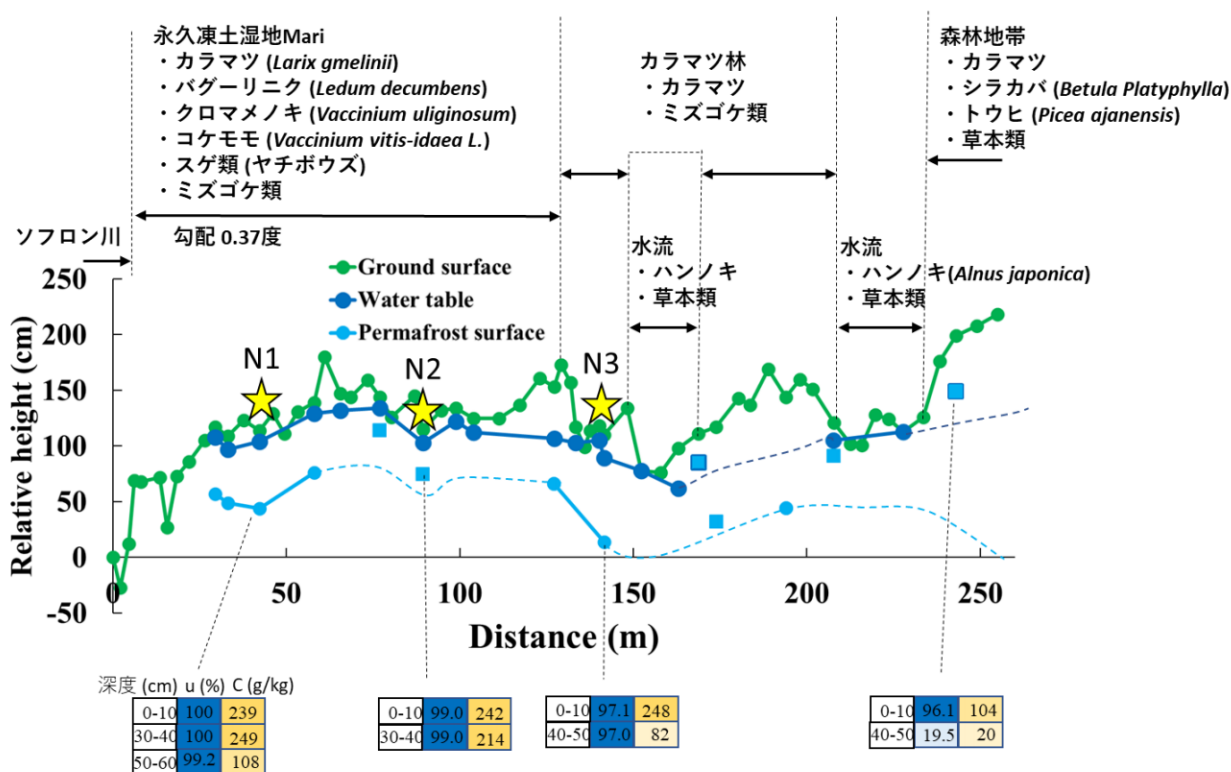


図 5-1 土壌間隙水の観測トランセクト N1、N2、N3 における凍土面深度および土壌性質

★マークが示す N1~N3 は、第 4 章の測量トランセクト 3(図 4-6c)のライン上に位置する。測量図下の表の u(%)は重量含水率、C (g/kg)は有機物含有量を示しており、値が大きいほど色を濃く表示している(2018 年 9 月のデータ)。

3 結果

3.1 谷部に位置する N1 における土壌の季節的融解

2018 年、N1 の深度 10 cm における融解日(1 日の平均地温が 0°C を超えた日)は 5 月 1 日であった。2017 年の N1-10cm における融解日は 5 月 24 日(第 2 章 図 2-5)であったが、2018 年は約 1 ヶ月も早く土壌の融解が始まっていた。その後深度 10 cm における地温は夏季に向けて上昇し、7 月以降は 10°C を超える高い地温を頻繁に示した。2017 年の 7 月 1 日から 8 月 31 日の期間における N1 の深度 10 cm における平均地温は 7.6°C であったのに対し、2018 年の同期間における平均地温は 10.1°C であった。つまり 2018 年の土壌の季節的融解は、2017 年(第 2 章時)と比べて明らかに速く進行していた。

深度 70 cm における地温上昇の程度は、深度 10 cm および 40 cm と比べて非常に小さかった。4 月以降地温は徐々に上昇し、5 月 17 日に 1 日の平均地温が -1°C を超えた。その後も少しずつ地温は上昇し、完全に融解したのは 8 月 17 日だった。融解後も地温はほとんど上昇せず、観測期間中の最高地温は 0.75°C であった。

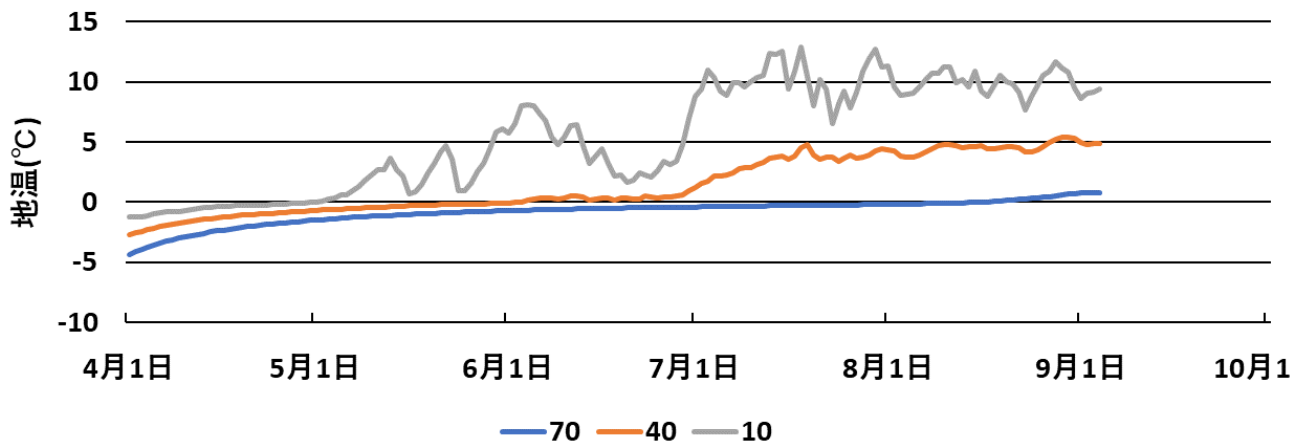


図 5-2 N1 で観測された深度 10 cm、40 cm、70 cm における地温変動
(2018 年 4 月から 9 月までの結果)

3.2 季節的な日降水量の変化ならびに土壌間隙水における dFe 濃度の季節変動

2018 年にティルマ地域で観測された日降水量のデータを図 5-3 に示す。2018 年は 6 月中旬から 8 月にかけて降雨が集中しており、特に 7 月中旬は頻繁に降雨が観測された。2017 年は 7 月から 8 月中旬にかけて降雨が集中していたが(第 2 章 図 2-3b)、2018 年の 8 月はほとんど降雨が観測されなかった。

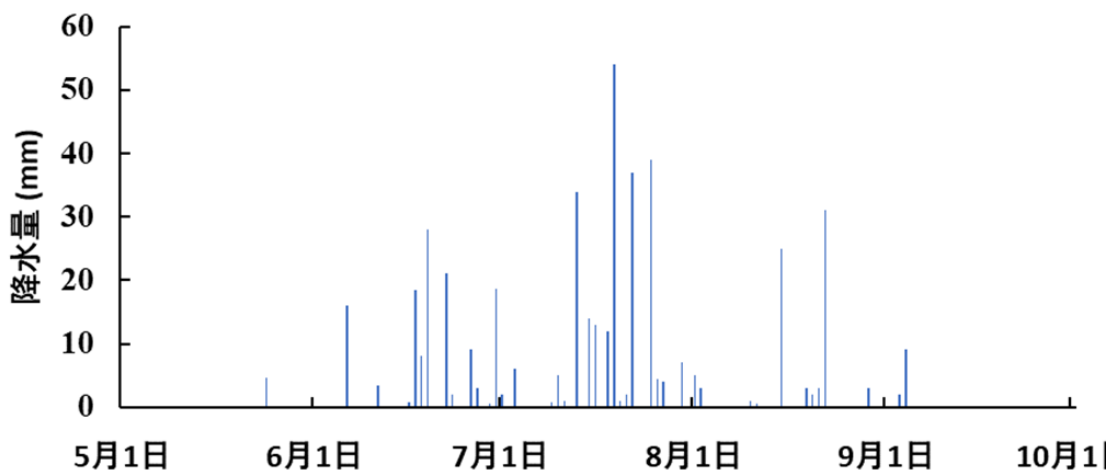


図 5-3 ティルマ地域で 2018 年 6 月から 9 月まで観測された日降水量

谷部に位置する N1~N3 の土壌間隙水で観測された dFe 濃度の季節変動を図 5-4 に示す。深度 20 cm および 40 cm における dFe 濃度は、例外的な N3-40 cm を除き、6 月から 7 月はおおよそ 1 mg/L 以下であった。この濃度レベルは、2017 年の観測(第 2 章 図 2-7)と一致している。なお 6 月に例外的な dFe 高濃度を示した N3 の深度 40 cm は、2017 年の 6 月にも dFe の高濃度が観測されている。その後 8 月に深度 20 cm および 40 cm の土壌間隙水では、dFe 濃度が 1 mg/L を超える高濃度が観測された。2017 年(第 2 章)の観測では、雨季後の 8 月後半から 9 月にかけて間隙水中の dFe 高濃度化が見られた。これは降雨によって土壌が過飽和な状態になり、溶存酸素などの電子受容体が消費されることで還元的環境が形成されたと考えられる。一方、2018 年においても、雨季後の 8 月に深度 20 cm および 40 cm の土壌間隙水で dFe 高濃度化が見られた。すなわち雨季後の降雨が少ない時期に間隙水中の dFe 濃度が上昇する点は、2017 年と 2018 年で一致していた。

凍土面付近の土壌間隙水(N1-80 cm、N2-80 cm、N3-90cm)が採水可能となったのは、N2 および N3 で 7 月から、N1 で 8 月からであった。N1 における地温変動の観測結果では(図 5-2)、深度 70 cm の土壌が融解したのは 8 月 17 日であった。この融解日以前から間隙水の採水が可能であったことから、7 月および 8 月における深層土壌は水と氷が混じり

合った状態にあったと推測される。N1-80 cm の dFe 濃度は、8 月前半に 17.6 mg/L、その後 1.4 mg/L まで低下したが、9 月前半には 32.4 mg/L まで上昇した。一方 N2-80 cm および N3-90 cm の 7 月における dFe 濃度は 0.5 mg/L 以下であったが、その後 8 月後半に dFe 濃度が 1 mg/L を超える高濃度化が見られた。

N1 の凍土面深度における dFe 濃度は、深度 20 cm および 40 cm と比べて明らかに高かった。2017 年の夏季後半に深度 20 cm および 40 cm で dFe 生成が確認された際の濃度が 2-7 mg/L であったことを踏まえても、N1 の深度 80 cm で観測された dFe 濃度は非常に高いレベルにある。採水された間隙水は赤く着色しており(図 5-5)、このような色をした間隙水はこれまでの調査でも初めてであった。

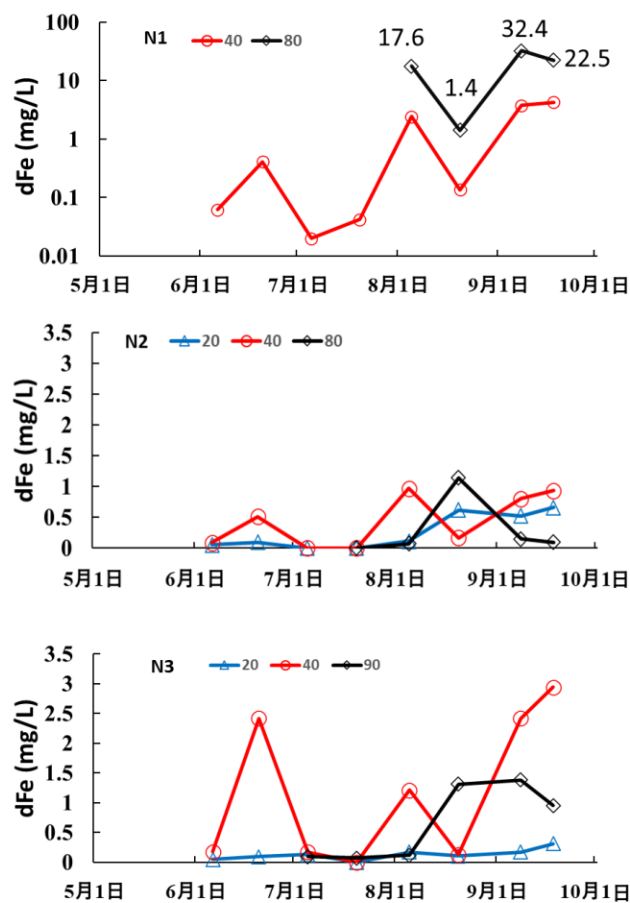


図 5-4 N1~N3 で観測された土壌間隙水の dFe 濃度の季節変動

N1 の深度 20 cm はポーラスカップ故障のため採水が出来ず、図には示していない。

N1 のみ y 軸が対数目盛である。N1-深度 80 cm のマーカー上の数値は濃度を表す。

N1~N3 の凍土面付近での dFe 濃度は、採水可能であった時期のみデータを示す。



図 5-5 N1 で採取された深度 80 cm の赤く着色した土壌間隙水(2018 年 9 月)
(撮影者: 田代)

4 考察

4.1 N1-80 cm において dFe 濃度が非常に高濃度化するメカニズム

N1~N3 で土壌間隙水の dFe 濃度を確認した結果、N1 の深度 80 cm でのみ 1.4–32.4 mg/L と非常に高い濃度が測定された。濃度が低下した 8 月後半の 1.4 mg/L を除き、この高い dFe 濃度レベルは、アラスカやグリーンランドにおける活動層深層の鉍質土壌層で観測された dFe 濃度の範囲 13–44 mg/L と一致している (Jessen et al., 2014; Herndon et al., 2015)。このことから、N1 の深度 80 cm 付近の土壌は、泥炭層から溶脱した鉄が集積した鉍質土壌であると考えられる。なぜ N1~N3 の中でも N1 の凍土面付近でのみ非常に高い dFe 濃度が検出されたのか、明確な理由は不明であるが、N1 が河川に近いという立地に関連している可能性がある。測量トランセクト 1 で採取した深層土壌(50–60 cm)の有機物含有量は(図 4-6a)、湿地中央部で 200 gC/kg 以上であったのに対し、河畔林近くの湿地末端部では 57 gC/kg と低く、泥炭の堆積も湿地中央部と比べて薄かった。N1 における深層土壌(50–60 cm)の有機物含有量も 108 gC/kg と表層より低かったことから、河畔林近くの湿地は湿地中央部と比べて泥炭層がうすく、鉍質土壌層がやや浅い位置に存在していると推測される。

興味深いことに、N1-80 cm における dFe 濃度は 8 月後半に 17.6 mg/L から 1.4 mg/L まで低下した。N2 および N3 の深層においても、dFe 濃度の増減は確認されている。これらの結果から、凍土面付近であっても酸化的环境と還元的環境は繰り返されていると考えられる。降水量データによると(図 5-3)、N1-80 cm における dFe 濃度が 1.4 mg/L まで低下した日の 5 日前に 25mm と比較的多量の降水が観測されていた。酸化的な降雨の浸透に伴い土壌の酸化還元電位が上昇することは、多くの研究で報告されている(Hall et al., 2012; Street et al., 2016)。したがって 8 月に観測された N1-80 cm における急激な dFe 濃度の低下は、雨水の浸透によって土壌が還元的環境から酸化的环境へと変化したことが原因であると考えられる。この時期 N1-40 cm における dFe 濃度も、深度 80cm 同様に減少していた。このことから、雨水の浸透によって土壌が酸化的环境へ変化したことは支持される。その後 N1-80cm の dFe 濃度は 32.4 mg/L まで上昇した。これは間隙水中で再び還元的環境が発達し、鉄の還元によって dFe が生成されたためと理解できる。また dFe 生成に関わる他の要因として地温が考えられるが、7 月から 9 月までの N1-深度 70 cm における地温は -0.5-0.7°C と非常に低温であり、1 日の変動もほとんど無かった(図 5-2)。このことから、地温の変動が凍土面付近での dFe 生成に及ぼす影響はほとんど無く、N1-80 cm における dFe 生成は主に土壌の酸化還元状態によって駆動されていると考えられる。

4.2 1990 年代後半にアムール流域河川で観測された dFe 高濃度の原因

鈹質土壌層の透水性は泥炭層と比べてかなり悪い。Jessen et al. (2014) がグリーンランドで調査したところ、鈹質土壌層の透水係数は泥炭層の約 1/60 であった。またアラスカの活動層では、鈹質土壌層の透水係数は泥炭層の約 1/10-1/100 であると報告されている(Hinzman et al., 1991)。N1 における透水係数は、泥炭層(深度 25-45 cm)は 3.1×10^{-4} cm/s、泥炭-鈹質土壌層の境付近(深度 60-80 cm)では 3.2×10^{-5} cm/s と報告されている(田代, 2018 修士論文)。測定された透水係数は深度幅 20cm を対象としているため、鈹質土壌層の実際の透水係数はおそらく 3.2×10^{-5} cm/s よりさらに低い。つまり永久凍土の融解により鈹質土壌層が融解した場合、そこで生成された dFe は数年の時間をかけて河川へ流出すると予測される。

鈹質土壌層は有機物に乏しく、鈹物への DOC 吸着も起こることから(Laudon et al., 2011; Kaiser and Kalbitz, 2012)、生成される dFe の多くはおそらく無機態の Fe(II) の状態で存在する。活動層内の鈹質土壌層で生成された Fe(II) は、上層の泥炭層へと拡散し、やがて酸化されることで(水)酸化鉄または有機態鉄が形成されることが知られている(Herndon et al., 2015)。すなわち鈹質土壌層で生成された Fe(II) は、その一部の上方向への拡散を伴いながら河川方向へ移動している(図 5-6 参照)。このことから、鈹質土壌層の融解は深層土

壤における dFe 量を増やすだけでなく、泥炭層へと Fe(II)を供給し、泥炭層中の dFe 量を増加させる可能性がある。泥炭層は活動層から河川への主な水流出経路であることから、結果的に河川への dFe 流出量の増加につながることも考えられるだろう。一方、深層を河川方向へ移動する無機態の Fe(II)は、酸化的な河川へ流出すると容易に酸化され(水)酸化鉄として沈殿してしまう。しかし河川が DOC を豊富に含む場合には、Fe(II)を豊富に含む深層土壌水(deep groundwater と呼ばれる)が河床間隙水域で DOC 濃度の高い河川水と混ざり合う際に、有機態鉄が形成されると考えられている(Ilina et al., 2013; Pokrovsky et al., 2016)(図 5-6 参照)。したがって鉍質土壌層で生成された dFe(主に Fe(II))がそのまま深層を河川へと移動した場合でも、河川 dFe 濃度の上昇に寄与する可能性はある。

Shamov et al. (2014)は 1990 年代後半にアムール流域河川で観測された dFe 高濃度化の原因として、永久凍土の融解によって土壌中の鉄の可溶化が促進した可能性を提示した。しかしこの仮説では、dFe 生成が起こる時期や土壌層(泥炭層または鉍質土壌層)については言及されておらず、流出メカニズムについても不明であった。以上の結果から、本章ではより具体的な仮説として、1980 年代から 90 年代前半まで夏季気温が例年以上続いたことで鉍質土壌層が例年以上に融解し、深層で大量に生成された dFe が長い年月を経て河川方向へ移動し、1990 年代後半に dFe 濃度の高濃度化を引き起こした可能性を提示する。

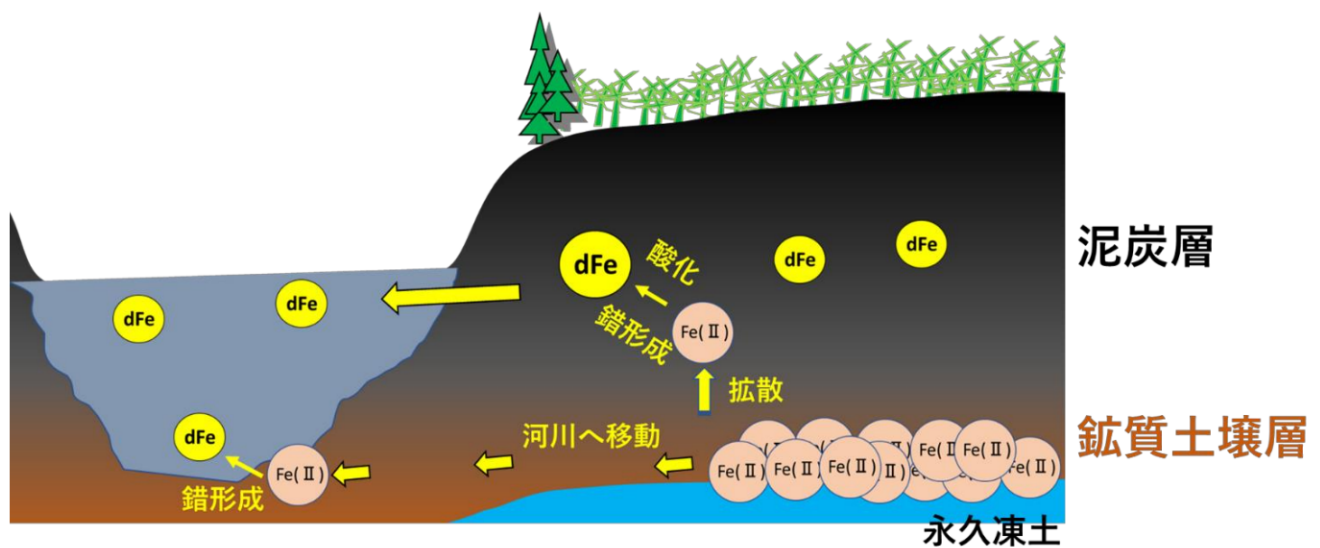


図 5-6 鉍質土壌層で生成された Fe(II)が河川へ流出するまでの予想概念図(Herndon et al., 2015 参照)

謝辞

本研究を進めるにあたり、主指導教員である楊宗興教授には現地調査の進め方や論文の書き方に関して多大な御尽力を賜り、最後まで丁寧な指導をしていただきました。研究室に配属されてから今日までの約6年間にわたる研究生活を支えてくださったこと、心から感謝の意を表します。副指導教員の梅澤有准教授にはゼミや報告会等を通して多くの御教授を賜りました。深く感謝致します。

北海道大学の白岩孝行准教授並びに岐阜大学の西健夫准教授におきましては、ロシアでの現地調査や手助けして下さっただけでなく、研究を進めるうえで数々の提言をしていただきました。ここに、深く御礼申し上げます。

楊研究室の樊少艶さん、篠田一輝さん、徳永知佳さん、Kozyrev Romanさん、建石有稀さん、村上大樹さん、福元大地さん、永田光陽さん、木幡聡さん、森田寿々花さん、高貝柚希さん、碓実咲さん、園原晃さん、常岡廉さん、稲田真夕さん、上羽涼太郎さん、金澤遼さんには、日々の研究生活の中で多くのアドバイスや温かい激励をいただきました。梅澤研究室の宮田達さん、井田拓成さんには研究内容に関する多種多様なアドバイスをしていただきました。両研究室の皆様には、深く御礼申し上げます。

ハバロフスクの水生態問題研究所(Institute of Water and Ecology Problems of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences)に所属する V. Shesterkin さん、V. Kim さん、D. Matveenko さん、A. Antonov、A. Levshina さんにはティルマでの現地調査にご協力していただき、採取した試料の分析をしていただきました。また D. Markina さんには通訳として本研究の実施にあたり多大な貢献をしていただきました。ここに、感謝の意を表します。ティルマ地域の調査補助者である N. Mikhailov さん、V. Stebunov さんには、現地での車やボートを使った移動、そして本研究の成り立ちに欠かせなかった定期的なサンプリングにご協力いただきました。心から感謝の意を表します。

本研究は以下の助成を受けました。ここに謝意を表します。

・日本学術振興会 科研費 JP15H05208 (代表者: 北海道大学 白岩孝行 准教授)

「永久凍土の変動がアムール川流域の溶存鉄流出に果たす影響の解明」

・Center for International Forestry Research (CIFOR) プロジェクト

(代表者: 京都大学 内藤大輔 連携准教授)

「Enhancing climate-resilient livelihoods in boreal and tropical high carbon forests and peatlands」

・東京農工大学 博士課程(後期)学生を対象とした海外派遣事業

調査地での写真（撮影者：田代）



図 S1 融雪期におけるソフロン川集水域の様子（2017年5月）



図 S2 湿地 Mari で倒れるカラマツ

永久凍土が融解し地盤が緩むと倒れる。酔っ払いマツと呼ばれる。

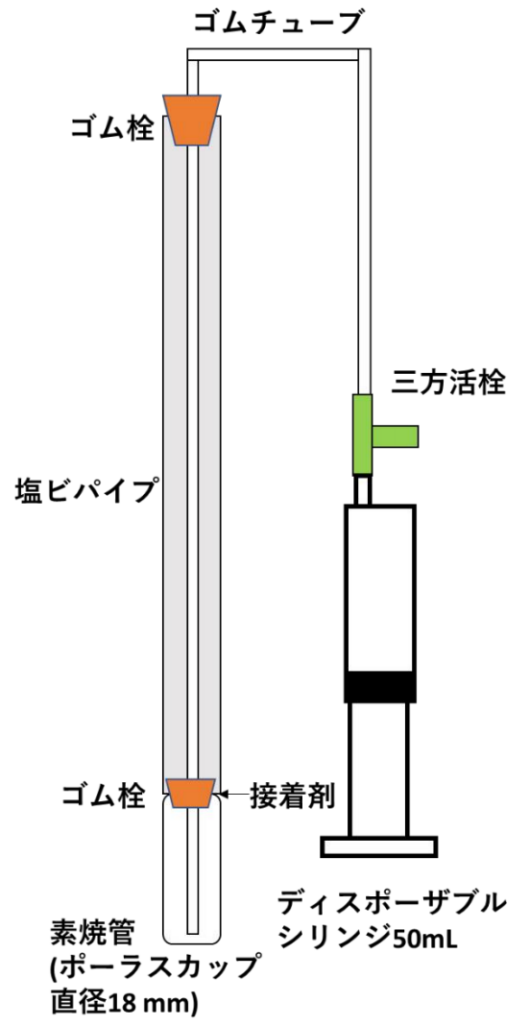


図 S3 土壌間隙水の採水の様子と塩ビ管付きポラスカップ(自作)の詳細



図 S4 秋の湿地 Mari と地表のミズゴケ (2016 年 9 月)

略語一覽

- dFe . . . Dissolved Fe (溶存鉄)
DOC . . . Dissolved Organic Carbon (溶存有機物)
EC . . . Electrical Conductivity (電気伝導度)
TPI . . . Topographic Position Index (地形位置指数)
TWI . . . Topographic Wetness Index (地形湿潤指数)
NDVI . . . Normalized Difference Vegetation Index (正規化植生指数)
NDSI . . . Normalized Difference Soil Index (正規化土壤指数)
NDWI . . . Normalized Difference Water Index (正規化水指数)

参考文献

Abesser, C., Robinson, R., & Soulsby, C. (2006). Iron and manganese cycling in the storm runoff of a Scottish upland catchment. *Journal of Hydrology*, 326(1–4), 59–78.

Ågren, A., Buffam, I., Jansson, M., & Laudon, H. (2007). Importance of seasonality and small streams for the landscape regulation of dissolved organic carbon export. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 112(3), 1–11.

Ågren, A., Buffam, I., Berggren, M., Bishop, K., Jansson, M., & Laudon, H. (2008). Dissolved organic carbon characteristics in boreal streams in a forest-wetland gradient during the transition between winter and summer. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 113(3), 1–11.

Alshaikh, A. Y., (2015). The Effect of Land Use on Land Surface Temperature Based on Remote Sensing Indices and GIS in Al Jouf Northwest, KSA, *Life Science Journal*, 9, 1-11.

Amon, R. M. W., Rinehart, A. J., Duan, S., Louchouart, P., Prokushkin, A., Guggenberger, G., . . . Zhulidov, A. V. (2012). Dissolved organic matter sources in large Arctic rivers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 94, 217–237.

- Andersson, J., & Nyberg, L. (2009). Using official map data on topography, wetlands and vegetation cover for prediction of stream water chemistry in boreal headwater catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 537–549.
- Andersson, K., Dahlgvist, R., Turner, D., Stolpe, B., Larsson, T., Ingri, J., & Andersson, P. (2006). Colloidal rare earth elements in a boreal river: Changing sources and distributions during the spring flood. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(13), 3261–3274.
- Bagard, M. L., Chabaux, F., Pokrovsky, O. S., Viers, J., Prokushkin, A. S., Stille, P., ... Dupré, B. (2011). Seasonal variability of element fluxes in two Central Siberian rivers draining high latitude permafrost dominated areas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(12), 3335–3357.
- Baldock, J. A., & Skjemstad, J. O. (2000). Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. *Organic Geochemistry*, 31, 697–710.
- Barker, A. J., Douglas, T. A., Jacobson, A. D., McClelland, J. W., Ilgen, A. G., Khosh, M. S., ... Trainor, T. P. (2014). Late season mobilization of trace metals in two small Alaskan arctic watersheds as a proxy for landscape scale permafrost active layer dynamics. *Chemical Geology*, 381, 180–193.
- Benz, M., Schink, B., & Brune, A. (1998). Humic acid reduction by *Propionibacterium freudenreichii* and other fermenting bacteria. *Applied and Environmental Microbiology*, 64(11), 4507–4512.
- Bel'chikova, N.P. (1975). Determination of humus in soil by I.V. Tyurin method. In *Agrochemical Methods of Soil Studies*; Sokolov, A.V., Ed.; Nauka: Moscow, Russia, pp. 56–62. (In Russian)
- Betts, E. F., & Jones, J. B. (2009). Impact of Wildfire on Stream Nutrient Chemistry and Ecosystem Metabolism in Boreal Forest Catchments of Interior Alaska. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 41(4), 407–417.

- Bayley, S.E., Schindler, D.W., Beaty, K.G., Parker, B.R., and Stainton, M.P. (1992). Effects of multiple fires on nutrient yields from streams draining boreal forest and fen catchments: nitrogen and phosphorus. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 49, 584–596.
- Bisson, P. A., Rieman, B. E., Luce, C., Hessburg, P. F., Lee, D. C., Kershner, J. L., Reeves, G. H., and Gresswell, R. E. (2003). Fire and aquatic ecosystems of the western USA: current knowledge and key questions. *Forest Ecology and Management*, 178, 213–229.
- Bormann, F. H., and G. E. Likens. (1979). *Pattern and process in a forested ecosystem*. Springer-Verlag, New York.
- Bruland, K. W., & Lohan, M. C. (2003). Controls of Trace Metals in Seawater. *Treatise on Geochemistry*, 6, 23–47.
- Björkvald, L., Buffam, I., Laudon, H., & Mörth, C. M. (2008). Hydrogeochemistry of Fe and Mn in small boreal streams: The role of seasonality, landscape type and scale. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(12), 2789–2804.
- Carignan, R., D'Arcy, P., & Lamontagne, S. (2000). Comparative impacts of fire and forest harvesting on water quality in Boreal Shield lakes, *Can. J. Fish. Aquatic Sciences*, 57, 105–117.
- Fenton, O., Richards, K. G., Kirwan, L., Khalil, M. I., & Healy, M. G. (2009). Factors affecting nitrate distribution in shallow groundwater under a beef farm in South Eastern Ireland. *Journal of Environmental Management*, 90(10), 3135–3146.
- Fuss, C. B., Driscoll, C. T., Johnson, C. E., Petras, R. J., Fahey, T. J. (2010). Dynamics of oxidized and reduced iron in a northern hardwood forest. *Biogeochemistry*, 104, 103–119.
- Fisher, J. P., Estop-Aragonés, C., Thierry, A., Charman, D. J., Wolfe, S. A., Hartley, I. P., ... Phoenix, G. K. (2016). The influence of vegetation and soil characteristics on active-layer thickness of permafrost soils in boreal forest. *Global Change Biology*, 22(9), 3127–3140.

- Gillett, N. P., A. J. Weaver, F. W. Zwiers, and M. D. Flannigan (2004). Detecting the effect of climate change on Canadian forest fires. *Geophysical Research Letters*, 31(18), 211.
- Gu, B., Schmitt, J., Chen, Z., Liang L., McCarthy, J. F. (1995). Adsorption and desorption of different organic matter fractions on iron oxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 219–229.
- Guan, J., Yan, B., & Yuan, X. (2016). Variations of total dissolved iron and its impacts during an extreme spring flooding event in the Songhua River. *Journal of Geochemical Exploration*, 166, 27–32.
- Guisan, A., S. B. Weiss & A. D. Weiss. (1999). GLM versus CCA spatial modeling of plant species distribution. Kluwer Academic Publishers. *Plant Ecology*. 143, 107-122.
- Hachem, S., (2008). Remote sensing of permafrost-related problems and hazards. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20, 407–416.
- Hall, S. J., W. H. McDowell, & W. L. Silver. (2012). When wet gets wetter: Decoupling of moisture, redox biogeochemistry, and greenhouse gas fluxes in a humid tropical forest soil, *Ecosystems*, 16(4), 576–589.
- Harris C, Haeberli W, Vonder Mühl D, King L. (2001). Permafrost monitoring in the high mountains of Europe: the PACE project in its global context. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 3–11.
- Hartmeyer I, Keuschnig M, Schrott L. (2012). A scale-oriented approach for the long-term monitoring of ground thermal conditions in permafrost-affected rock faces, Kitzsteinhorn, Hohe Tauern Range, Austria. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105, 128–139.
- Herndon, E. M., Yang, Z., Bargar, J., Janot, N., Regier, T. Z., Graham, D. E., ... Liang, L. (2015). Geochemical drivers of organic matter decomposition in arctic tundra soils. *Biogeochemistry*, 126(3), 397–414.

Herndon, E., Albashaireh, A., Singer, D., Roy, T., Gu, B., & Graham, D. (2017). Influence of iron redox cycling on organo-mineral associations in Arctic tundra soil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 207, 210–231.

Hinzman, L. D., Kane, D.L., Gieck, R.E., & Everett, K.R. (1991). Hydrologic and thermal properties of the active layer in the Alaskan Arctic, *Cold Regions Science and Technology*, 19(2), 95-110.

Ilina, S. M., Poitrasson, F., Lapitskiy, S. A., & Alekhin, Y. V. (2013). Extreme iron isotope fractionation between colloids and particles of boreal and temperate organic-rich waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 101, 96–111.

Ingri, J., Malinovsky, D., Rodushkin, I., & Baxter, D. C. (2006). Iron isotope fractionation in river colloidal matter. *Earth and Planetary Science Letters*, 245, 792–798.

Itoh, M., Ohte, N., Koba, K., Katsuyama, M., Hayamizu, K., & Tani, M. (2007). Hydrologic effects on methane dynamics in riparian wetlands in a temperate forest catchment. *Journal of Geophysical Research. Biogeosciences*, 112, G01019.

Iwata, Y., Hasegawa, S., Suzuki, S., Nemoto, M., & Hirota, T. (2011). Effects of soil frost depth and soil temperature on downward soil water movement during snowmelt period. *Water Resource Research*, 117, 11–21. (In Japanese)

Jahangir, M. M. R., Johnston, P., Khalil, M. I., & Richards, K. G. (2012). Linking hydrogeochemistry to nitrate abundance in groundwater in agricultural settings in Ireland. *Journal of Hydrology*, 448–449, 212–222.

Jessen, S., H. D. Holmslykke, K. Rasmussen, N. Richardt, and P. E. Holm (2014), Hydrology and pore water chemistry in a permafrost wetland, Ilulissat, Greenland, *Water Resource Research*, 50, 4760–4774.

Kasischke ES, O'Neill KP, French NHF, Bourgeau-Chavez LL (2000). Patterns of biomass burning in Alaskan boreal forests. In: Kasischke E, Stocks BJ (eds) *Fire, climate change, and*

carbon cycling in the boreal forest. *Ecological studies* 138. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp. 173–196.

Kappler, A., Benz, M., Schink, B., & Brune, A. (2004). Electron shuttling via humic acids in microbial iron(III) reduction in a freshwater sediment. *FEMS Microbiology Ecology*, 47(1), 85–92.

Kaiser, K. & Kalbitz, K. (2012). Cycling downwards—dissolved organic matter in soils *Soil Biol. Biochem.* 52, 29–32.

Kalinicheva, S. V., Fedorov, A. N., & Zhelezniak, M. N. (2019). Mapping mountain permafrost landscapes in Siberia using landsat thermal imagery. *Geosciences*, 9(1), 4.

Kawahigashi, M., Kaiser, K., Kalbitz, K., Rodionov, A., & Guggenberger, G. (2004). Dissolved organic matter in small streams along a gradient from discontinuous to continuous permafrost. *Global Change Biology*, 10(9), 1576–1586.

Kawahigashi, M., Prokushkin, A., & Sumida, H. (2011). Effect of fire on solute release from organic horizons under larch forest in Central Siberian permafrost terrain. *Geoderma*, 166(1), 171–180.

Krachler, R., Jirsa, F., & Ayromlou, S. (2005). Factors influencing the dissolved iron input by river water to the open ocean. *Biogeosciences*, 2, 311–315.

Krachler, R., Krachler, R. F., Kammer, F. Von Der, Süphandag, A., Jirsa, F., Ayromlou, S., ... Keppler, B. K. (2010). Science of the Total Environment Relevance of peat-draining rivers for the riverine input of dissolved iron into the ocean. *Science of the Total Environment*, 408(11), 2402–2408.

Kranzler, C., Lis, H., Shaked, Y., & Keren, N. (2011). The role of reduction in iron uptake processes in a unicellular, planktonic cyanobacterium. *Environmental Microbiology*, 13(11), 2990–2999.

- Kritzberg, E. S., Villanueva, A. B., Jung, M., & Reader, H. E. (2014). Importance of boreal rivers in providing iron to marine waters. *PLOS ONE*, 9(9). e107500.
- Koch, J. C., Runkel, R. L., Striegl, R., & McKnight, D. M. (2013). Hydrologic controls on the transport and cycling of carbon and nitrogen in a boreal catchment underlain by continuous permafrost. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 118(2), 698–712.
- Kothawala, D. N., Roehm, C., Blodau, C., & Moore, T., R. (2012). Selective adsorption of dissolved organic matter to mineral soils. *Geoderma*, 189, 334–342.
- Laglera, L. M., & Berg, C. M. G. Van Den. (2009). Evidence for geochemical control of iron by humic substances in seawater. *American Society of Limnology and Oceanography*, 54(2), 610–619.
- Laudon, H., Berggren, M., Anneli, A., Bishop, K., Grabs, T., Jansson, M., & Ko, S. (2011). Patterns and Dynamics of Dissolved Organic Carbon (DOC) in Boreal Streams : The Role of Processes , Connectivity , and Scaling. *Ecosystems*, 14, 880–893.
- Lipson, D. A., Jha, M., Raab, T. K., & Oechel, W. C. (2010). Reduction of iron (III) and humic substances plays a major role in anaerobic respiration in an Arctic peat soil. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 115(4), 1–13.
- Lipson, D. A., Zona, D., Raab, T. K., Bozzolo, F., Mauritz, M., & Oechel, W. C. (2012). Water-table height and microtopography control biogeochemical cycling in an Arctic coastal tundra ecosystem. *Biogeosciences*, 9(1), 577–591.
- Lipson, D. A., Raab, T. K., Gorla, D., & Zlamal, J. (2013). The contribution of Fe(III) and humic acid reduction to ecosystem respiration in drained thaw lake basins of the Arctic Coastal Plain. *Global Biogeochemical Cycles*, 27(2), 399–409.
- Lovley, D. R., Coates, J. D., Blunt-Harris, E. L., Phillips, E. J. P., & Woodward, J. C. (1996). Humic substances as electron acceptors for microbial respiration. *Nature*, 382, 445-448.

- Lüdecke, C., Reiche, M., Eusterhues, K., Nietzsche, S., Küsel, K., & Schiller, F. (2010). Acid-tolerant microaerophilic Fe (II) -oxidizing bacteria promote Fe (III) -accumulation in a fen. *Environmental Microbiology*, 12(10), 2814–2825.
- Martin, J. H., & Fitzwater, S. E. (1988). Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east Pacific subarctic, 331, 341-343.
- Martin, J. H., Coale, K. H., Johnson, K. S., Fitzwater, S. E., Gordon, R. M., Tanner, S. J., Hunter, C .N., Elrod, V. A., Nowick, J. L., Coley, T. L. (1994). Testing the iron hypothesis in ecosystems of the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, 371, 123–129.
- Matsunaga, K., Nishioka, J., Kuma, K., Toya, K., & Suzuki, Y. (1998). Riverine input of bioavailable iron supporting phytoplankton growth in Kesenuma Bay (Japan). *Water Research*, 32(11), 3436–3442.
- Meybeck, M. (1982). Carbon, nitrogen, and phosphorus transport by world rivers. *American Journal of Science*, 4, 401–450.
- Moore, J. K., Doney, S. C., Glover, D. M., & Fung, I. Y. (2002). Iron cycling and nutrient-limitation patterns in surface waters of the world ocean. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(1–3), 463–507.
- Moore, J. K., & Braucher, O. (2008). Sedimentary and mineral dust sources of dissolved iron to the world ocean. *Biogeosciences*, 5(3), 631–656.
- Morel, F. M. M., Kustka, A. B., & Shaked, Y. (2008). The role of unchelated Fe in the iron nutrition of phytoplankton. *Limnology and Oceanography*, 53(1), 400–404.
- Morse, J. L., Durán, J., & Groffman, P. M. (2015). Soil Denitrification Fluxes in a Northern Hardwood Forest: The Importance of Snowmelt and Implications for Ecosystem N Budgets. *Ecosystems*, 18(3), 520–532.

- Nagao, S., & Motoki, T. (2007). Migration Behavior of Fe in the Amur River Basin. Report on Amur - Okhotsk Project No. 4, 37–48.
- Neal, C., Lofts, S., Evans, C. D., Reynolds, B., Tipping, E., & Neal, M. (2008). Increasing iron concentrations in UK upland waters. *Aquatic Geochemistry*, 14(3), 263–288.
- Nyberg, L. (1995). Soil- and groundwater distribution, flowpaths and transit times in a small till catchment. PhD Thesis, Uppsala University, Sweden.
- Nishioka, J., Nakatsuka, T., Ono, K., Volkov, Y. N., Scherbinin, A., & Shiraiwa, T. (2014). Quantitative evaluation of iron transport processes in the Sea of Okhotsk. *Progress in Oceanography*, 126, 180–193.
- Obu, J., Westermann, S., Bartsch, A., Berdnikov, N., Christiansen, H. H., Dashtseren, A., ... Zou, D. (2019). Northern Hemisphere permafrost map based on TTOP modelling for 2000–2016 at 1 km² scale. *Earth-Science Reviews*, 193(October 2018), 299–316.
- Olefeldt, D., Devito, K. J., & Turetsky, M. R. (2013). Sources and fate of terrestrial dissolved organic carbon in lakes of a Boreal Plains region recently affected by wildfire. *Biogeosciences*, 10(10), 6247–6265.
- Olefeldt, D., Persson, A., & Turetsky, M. R. (2014). Influence of the permafrost boundary on dissolved organic matter characteristics in rivers within the Boreal and Taiga plains of western Canada. *Environmental Research Letters*, 9(3), 035005.
- Onishi T., Shibata H., Yoh M., Nagao S., Park H. and Shamov V.V. (2010). Evaluation of land cover change impacts on dissolved iron flux of the Amur River. Report on Amur Okhotsk Project No. 6, 203–212.
- Pan, X. F., Yan, B. X., & Muneoki, Y. (2011). Effects of land use and changes in cover on the transformation and transportation of iron: A case study of the Sanjiang Plain, Northeast China. *Science China Earth Sciences*, 54(5), 686–693.

- Palviainen, M., Lehtoranta, J., Ekholm, P., Ruoho-airola, T., & Kortelainen, P. (2015). Land Cover Controls the Export of Terminal Electron Acceptors from Boreal Catchments. *Ecosystems*, 343–358.
- Patterson, M. W., & Yool, S. R. (1998). Mapping Fire-Induced Vegetation Mortality Using Landsat Thematic Mapper Data : A Comparison of Linear Transformation Techniques. *Remote Sensing of Environment*, 65(2), 132-142.
- Petrone, K. C., Jones, J. B., Hinzman, L. D., & Boone, R. D. (2006). Seasonal export of carbon, nitrogen, and major solutes from Alaskan catchments with discontinuous permafrost. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 111(2), 1–13.
- Pokrovsky, O. S., & Schott, J. (2002). Iron colloids / organic matter associated transport of major and trace elements in small boreal rivers and their estuaries (NW Russia). *Chemical Geology*, 190, 141–179.
- Pokrovsky, O. S., Manasypov, R. M., Loiko, S., Shirokova, L. S., Krickov, I. A., Pokrovsky, B. G., … Kirpotin, S. N. (2015). Permafrost coverage , watershed area and season control of dissolved carbon and major elements in western Siberian rivers. *Biogeosciences*, 12(21), 6301–6320.
- Pokrovsky, O. S., Manasypov, R. M., Loiko, S. V., Krickov, I. A., Kopysov, S. G., Kolesnichenko, L. G., … Kirpotin, S. N. (2016). Trace element transport in western Siberian rivers across a permafrost gradient. *Biogeosciences*, 13(6), 1877–1900.
- Prokushkin, A. S., Pokrovsky, O. S., Shirokova, L. S., Korets, M. A., Viers, J., Prokushkin, S. G., … McDowell, W. H. (2011). Sources and the flux pattern of dissolved carbon in rivers of the Yenisey basin draining the Central Siberian Plateau. *Environmental Research Letters*, 6(4), 045212.
- Quinton, W. L., Hayashi, M., & Carey, S. K. (2008). Peat hydraulic conductivity in cold regions and its relation to pore size and geometry. *Hydrological Processes*, 22, 2829–2837.

- Quinton, W. L., & Baltzer, J. L. (2013). The active-layer hydrology of a peat plateau with thawing permafrost (Scotty Creek, Canada). *Hydrogeology of Cold Regions*, 201–220.
- Riedel T., Biester H. and Dittmar T. (2012). Molecular fraction- ation of dissolved organic matter with metal salts. *Environmental Science & Technology*, 46(8), 4419–4426.
- Rember, R. D., & Trefry, J. H. (2004). Increased concentrations of dissolved trace metals and organic carbon during snowmelt in rivers of the alaskan arctic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(3), 477–489.
- Rodríguez-Cardona, B. M., Coble, A. A., Wymore, A. S., Kolosov, R., Podgorski, D. C., Zito, P., … McDowell, W. H. (2020). Wildfires lead to decreased carbon and increased nitrogen concentrations in upland arctic streams. *Scientific Reports*, 10(1), 1–9.
- Seto, M., & Akagi, T. (2005). Influence of snow on iron release from soil. *Geochemical Journal*, 39, 173–183.
- Seybold, C. A., W. Mersie, J. Huang, and C. McNamee (2002), Soil redox, pH, temperature, and water-table patterns of a freshwater tidal wetland. *Wetlands*, 22(1), 149–158.
- Shamov, V. V, Onishi, T., & Kulakov, V. V. (2014). Dissolved Iron Runoff in Amur Basin Rivers in the Late XX Century. *WATER QUALITY AND PROTECTION*, 41(2), 201–209.
- Shesterkin, V. P., & Shesterkina, N. M. (2014). Long-term variability of nitrate and nitrite nitrogen runoff in the Amur River near Khabarovsk. *Water Resources*, 41(4), 439–445.
- Shiraiwa, T. “Giant Fish-Breeding Forest”: A New Environmental System Linking Continental Watershed with Open Water. In *The Dilemma of Boundaries*; Taniguchi, M., Shiraiwa, T., Ed.; Springer: Tokyo, Japan, 2012; pp. 73–85.
- Snyder, N. J., Mostaghimi, S., Berry, D. F., & Reneau, R. B. (1998). Impact of riparian forest buffers on agricultural nonpoint source pollution. *Journal of the American water resources association*, 34(2), 385–395.

- Sokolova, G. V., Verkhoturov, A. L., & Korolev, S. P. (2019). Impact of deforestation on streamflow in the amur river basin. *Geosciences (Switzerland)*, 9(6), 1–19.
- Stähli, M., Jansson, P. E., & Lundin, L. C. (1996). Preferential water flow in a frozen soil - A two-domain model approach. *Hydrological Processes*, 10(10), 1305–1316.
- Street, L. E., J. F. Dean, M. F. Billett, R. Baxter, K. J. Dinsmore, J. S. Lessels, J.-A. Subke, D. Tetzlaff, and P. A. Wookey (2016), Redox dynamics in the active layer of an Arctic headwater catchment; examining the potential for transfer of dissolved methane from soils to stream water, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 121, 2776–2792.
- Sunda, W. G. (2012). Feedback interactions between trace metal nutrients and phytoplankton in the ocean. *Frontiers in MICROBIOLOGY*, 3, 204.
- Suzuki, K., Konohira, E., Yamazaki, Y., Kubota, J., Ohata, T., & Vuglinsky, V. (2006). Transport of organic carbon from the Mogot Experimental Watershed in the southern mountainous taiga of eastern Siberia. *Nordic Hydrology*, 37(3), 303–312.
- Tashiro, Y., Yoh, M., Shiraiwa, T., Onishi, T., Shesterkin, V., & Kim, V. (2020). Seasonal variations of dissolved iron concentration in active layer and rivers in permafrost areas, Russian Far East. *Water*, 12(9), 2579.
- Thunholm, B., Lundin, L., Lindell, S., & Meteorological, S. (1989). Infiltration into a Frozen Heavy Clay Soil. *Nordic Hydrology*, 20(3), 153–166.
- Tipping, E., (2002). Cation binding by humic substances. Cambridge University Press, NY, USA, p. 448.
- Vanhala, P., Karhu, K., Tuomi, M., Björklöf, K., Fritze, H., & Liski, J. (2008). Temperature sensitivity of soil organic matter decomposition in southern and northern areas of the boreal forest zone. *Soil Biology and Biochemistry*, 40(7), 1758–1764.

Viedma, O., Meliá, J., Segarra, D., & García-Haro, J. (1997). Modeling rates of ecosystem recovery after fires by using landsat TM data. *Remote Sensing of Environment*, 61(3), 383–398.

Vonk, J. E., Tank, S. E., Bowden, W. B., Laurion, I., & Vincent, W. F. (2015). Reviews and syntheses : Effects of permafrost thaw on Arctic aquatic. *Biogeosciences*, 12(23), 7129–7167.

Weber, K. A., Urrutia, M. M., Perry, F., Kukkadapu, R. K., & Roden, E. E. (2006). Anaerobic redox cycling of iron by freshwater sediment microorganisms, 8, 100–113.

Wolock, D. M., Hornberger, G. M., Beven, K. J., and Campbell, W. G. (1989). The relationship of catchment topography and soil hydraulic characteristics to lake alkalinity in the north eastern United States, *Water Resource Research*, 25, 829–837.

Yoh M., Shibata H., Onishi T., Kawahigashi M., Guo Y., Ohji B., Yamagata K., Shamov V. V., Levshina S.I., Novorotskaya A., Matyushkina L., Yan B., Wang D., Pan X., Zhang B., Chen X., Huang B., Chi G, Shi Y., Xu X., Zhang K., Cai T. and Sheng H. (2010). Iron dynamics in terrestrial ecosystems in the Amur river basin. Report on Amur Okhotsk Project No. 6, 51–62.

Zhang, Y., Olthof, I., Fraser, R., & Wolfe, S. A. (2014). A new approach to mapping permafrost and change incorporating uncertainties in ground conditions and climate projections. *Cryosphere*, 8(6), 2177–2194.

久保 匠 (2018). 衛星リモートセンシング技術を用いたアムール川流域の永久凍土分布の探査, 修士論文, 北海道大学, 環境科学院.

田代 悠人 (2018). 極東ロシアにおける永久凍土の季節的変動が溶存鉄の挙動に与える影響, 修士論文, 東京農工大学, 農学府 物質循環環境科学 専攻.

ロシア国家標準規格: 52.24.358-2006. Mass concentration of total iron in waters. Photometric measurement procedure with 1,10-phenanthroline. (In Russian)