

釧路湿原における環境の変化と温室効果気体の挙動

清水 日香里^{1,2)}・吉田 磨^{1,2,3)}

Environmental changes and greenhouse gasses in Kushiro Wetland

Hikari SHIMIZU^{1,2)} and Osamu YOSHIDA^{1,2,3)}
(Accepted 27 July 2012)

1. はじめに

1.1. 釧路湿原

釧路湿原は北海道東部, 20 万人都市の釧路市の背後にあり, 日本最大の湿原である。屈斜路湖を源とする釧路川に沿って発達し, 湿原の東西の幅は約 10 km, 南北約 35 km, 湿原面積は約 1.9 万 ha に及び, 1980 年には, 自然性の高い広大な水平的景観などが評価され日本で最も新しい国立公園に指定された [環境省/自然環境共生技術協会, 2004]。

釧路湿原一帯を含む東北北海道の太平洋側地域では, 夏は濃霧が発生しやすく日照時間も短いため, 農業は盛んであっても, その主体は乳牛放牧による酪農であり, 周辺酪農地帯からの湿原への影響は高いと考えられる。また, 釧路湿原東部に位置する塘路湖では, 達古武湖やシラルトロ湖と同様に, 近年アオコの大発生, 水生植物の減少, 底生動物群の種組成の変化 (特に貝類の激減) などの湖内自然生態系の異変が起こっており [伊藤ら, 2002; Takamura *et al.*, 2003; 伊藤ら, 2005], 釧路湿原湖沼群の富栄養化の進展は, 流域の農地開発の影響のほか, キャンプ場などのレクリエーション施設による影響, 温泉水を含む還元的な被圧地下水による負荷, 降雨や融雪に伴った釧路川増水時における濁水逆流による負荷などの要因が示唆されている [北海道環境科学研究センター, 2002; 三上ら, 2004; 三上ら, 2005]。

1.2. 湿地帯

自然湿地からのメタン放出量は地球全体でのメタン放出量の 22% を占めることが報告されているが [Watson *et al.*, 1992], メタンの生成機構や生成条件, 大気への放出速度は解明されていない [八巻ら, 2002]。また, 見積もり値も 115-237 Tg CH₄ yr⁻¹ [Fung *et al.*, 1991; Hein *et al.*, 1997] と不確実性が高く, 大きな誤差がある。湿地帯からのメタン放出量は気候変化における重要な正のフィードバックを生み出す可能性があり, 土壌温度の変化と水分含有量はメタン放出を制限する可能性もある [Cao *et al.*, 1998; Moore *et al.*, 1998]。

1.3. 温室効果気体

近年, 地球環境問題が深刻化しており, その中でも地球温暖化は急速に進行し, 様々な異常事態を引き起こしている。その原因は多様であるが, 地表から放射された赤外線の一部を吸収することにより温室効果をもたらす温室効果気体が重要視されている。その中でも二酸化炭素, メタン, 一酸化二窒素の三大温室効果気体は温暖化への寄与が高く, 特に重要である。また, メタン, 一酸化二窒素は二酸化炭素と比べ, 温室効果は 1 分子あたりメタンが二酸化炭素の 25 倍, 一酸化二窒素は 298 倍であり, 大気へ放出されれば二酸化炭素より温室効果気体を促進させる [IPCC, 2007]。

¹⁾ 酪農学園大学環境システム学部生命環境学科環境地球化学研究室

Laboratory of Environmental Geochemistry, Department of Biosphere & Environmental Sciences, Faculty of Environment Systems, Rakuno Gakuen University, Ebetsu, Hokkaido 069-8501, Japan

²⁾ 酪農学園大学大学院酪農学研究科酪農学専攻

Graduate school of Dairy Science, Rakuno Gakuen University, Ebetsu, Hokkaido 069-8501, Japan

³⁾ 酪農学園大学農食環境学群環境共生学類環境地球化学研究室

Laboratory of Environmental Geochemistry, Department of Environmental & Symbiotic Science, College of Agriculture, Food and Environment Sciences, Rakuno Gakuen University, Ebetsu, Hokkaido 069-8501, Japan

1.4. 釧路湿原における環境の変化についての論文レビュー

釧路湿原において湿原面積の減少等、環境の変化が問題視されてきている。そこで、様々な研究者が釧路湿原について研究を行っているが、それらのデータを取りまとめ、整理する必要がある。そこで、本論文では、釧路湿原における様々な研究データを取りまとめ、それらの結果から見られる釧路湿原の環境の変化についてレビューすることを一つの目的とした。Terai et al. [2002] による釧路湿原の CH₄ 濃度と N₂O 濃度についての研究論文、高村ら [2007]、三上ら [2007]、中川ら [2007]、上野ら [2007]、角野ら [2007] による釧路湿原内達古武沼における研究論文、工藤・中津川 [2005]、中村ら [2004]、山田ら [2004]、三上ら [2007] による釧路湿原の水環境に関する研究論文、Toda et al. [2002]、戸田ら [2004]、野原ら [2010]、林ら [2005]、名久井ら [2003]、水垣・中村 [1999]、Nakamura et al. [1997]、中村ら [2003] による釧路湿原の環境の変化に関する研究論文を以下にまとめる。

1.4.1. 釧路湿原における CH₄ 濃度と N₂O 濃度

Terai et al. [2002] は、1993 年から 1997 年にかけて夏季において釧路湿原の温根内地域で CH₄ 濃度、CH₄ フラックスを測定した。また、測点ごとに比較するため水質調査や堆積物の分析も行った。Terai et al. [2002] の結果を表 1、表 2 に示す。

表 2 より、高層湿原において溶存有機炭素 (DOC) 濃度が高く、有機炭素が豊富なことが示されている。高層湿原は、植生としてはミズゴケ群落であり、釧路湿原には一部にしか存在しない湿原である。また、赤沼においては、DOC 濃度が低く、塩化物イオン濃度や硝酸イオン濃度、硫酸イオン濃度が高いことが示されている。赤沼は湿原の地下水が供給源であり、赤沼の水質は低層湿原の窒素供給源として重要であることが述べられている。

次に、各測点ごとにおける炭素と窒素の含有量、C/N 比について表 3 に示す。

表 2. 1995 年 8 月における釧路湿原の堆積物の炭素含有量と窒素含有量、C/N 比 [Terai et al., 2002].

	高層湿原	中層湿原	低層湿原
窒素含有量	12.3	24.8	18.1
炭素含有量	358	338	376
C/N 比	33.2	13.7	20.8

表 3 より、炭素含有量についてはあまり違いが見られないが、窒素含有量と C/N 比に明確な違いが見られた。高層湿原において窒素含有量が低く、C/N 比が高いことから窒素が限られた環境下に存在することが示されている。一方で、中層湿原は窒素含有量が高く、C/N 比が低い。これは、高層湿原とは逆に、中層湿原は窒素が豊富に存在する環境であることを示している。

以下に Terai et al. [2002] で示された釧路湿原における CH₄ フラックスの結果を用いて新たに図 1 に示す。

1993-1997 年の夏季に観測された CH₄ フラックスは、3 つの湿原で異なることが認められた。この結果は、Shannon et al. [1996] と一致する。Shannon et al. [1996] は維管束植物から放出される CH₄ 濃度は高く、低木から放出される CH₄ 濃度は低いことを報告している。これは、低層湿原においてヨシ科植物の通気組織系を介してメタンが直接的にガス交換をしていることや、湿地帯のメタン放出は水生植物の通気組織系を介して CH₄ のガス交換が行われていることにつながる。

釧路湿原における CH₄ フラックスは植生の違いだけでなく、特に低層湿原において気温に左右されやすい。低層湿原における気温が高いときの CH₄ フラックスは低いときと比べて 2 倍であり、気温と CH₄ フラックスの間に相関関係が見られた (R²=0.85)。一方で、低層湿原以外では、気温に直接的には左右されず、ほかの要因により CH₄ が放出されており、高層湿原では、窒素や他の栄養塩の供給がある沈殿が CH₄ 生成や CH₄ フラックスに影響を与えていることが指摘されている。

表 1. 1994 年 8 月において釧路湿原内で行われた水質調査の結果 [Terai et al., 2002].

	気温(°C)	pH	Eh(m V)	DOC(mg L ⁻¹)	Cl ⁻ (μM)	NO ₃ ⁻ (μM)	SO ₄ ²⁻ (μM)	PO ₄ ³⁻ (μM)	NH ₄ ⁻ (μM)
低層湿原	20.1	6.4	287	11.5	22.7	0.8	1.1	0.3	0.9
中層湿原	19.9	5.8	178	23.1	10.4	1.1	2.3	2.1	19.6
高層湿原	19.9	5.1	281	49.4	16.5	2.0	3.1	0.4	8.1
赤沼	11.8	7.6	276	1.8	90.9	30.9	22.2	1.0	2.4

表 3. 達古武沼内 54 地点での水質調査結果。
高村ら [2007] のデータを用いて新たに図示した。

		Min	Max	Means	Median
WD	m	0.1	1.6	0.8	0.7
WT	°C	11.0	21.7	18.3	19.3
pH		5.5	9.9	8.2	8.8
DO	mg L ⁻¹	3.0	18.0	10.8	11.7
EC	mS m ⁻¹	8.2	34.8	22.5	24.7
TP	mg L ⁻¹	0.044	0.433	0.238	0.265
DTP	mg L ⁻¹	0.019	0.195	0.054	0.043
SRP	mg L ⁻¹	0.003	0.107	0.023	0.017
TN	mg L ⁻¹	0.319	4.790	2.140	2.120
DTN	mg L ⁻¹	0.242	1.410	0.578	0.456
NH ₄ -N	mg L ⁻¹	0	0.342	0.031	0.005
NO ₂ -N+NO ₃ -N	mg L ⁻¹	1.1	0.464	0.020	0.001
Chl. <i>a</i>	mg L ⁻¹	3.8	509.7	195.0	180.3
SS	mg L ⁻¹	3.1	79.3	33.8	35.8
DIC	mg L ⁻¹	3.1	13.4	6.5	5.4
DOC	mg L ⁻¹	1.9	12.9	6.8	6.8
Na ⁺	mg L ⁻¹	6.3	48.9	28.9	34.9
K ⁺	mg L ⁻¹	0	3.4	1.9	2.1
Mg ²⁺	mg L ⁻¹	1.7	3.8	2.2	2.0
Ca ²⁺	mg L ⁻¹	6.2	15.3	9.4	8.3
Cl ⁻	mg L ⁻¹	4.0	78.7	43.6	53.4
SO ₄ ²⁻	mg L ⁻¹	0.2	5.7	3.7	4.5
D-Fe	mg L ⁻¹	0.2	2.9	0.8	0.8
D-Mn	mg L ⁻¹	0	0.1	0	0
D-Si	mg L ⁻¹	5.2	21.6	13.7	13.5

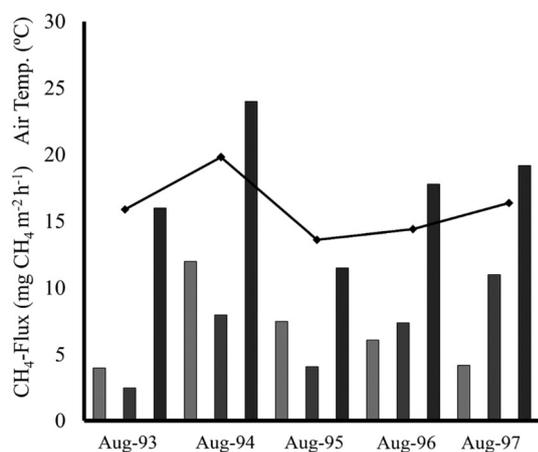


図 1. 釧路湿原における低層湿原(■), 中層湿原(■), 高層湿原(■)の CH₄ フラックスと気温(◆)。Terai et al. [2002] のデータを用いて新たに図示した。

Terai et al. [2002] で示された釧路湿原における 1993-1997 年の溶存 CH₄ 濃度の結果を用いて新たに図 2 に示す。

図 2 a より, 高層湿原において溶存 CH₄ 濃度が高かった。また, 大気 CH₄ 濃度 (図 2 b) は, 高層湿

原においては低くなっていることが指摘されている。これは, 大気への放出量が少ないことを示唆している。Christensen et al. [2003] により, 高層湿原において DOC 濃度が高く, 高層湿原の土壌中には有機炭素が豊富に存在することが示唆され, 湿地において土壌中の有機炭素含有量とメタン放出量との間に相関関係があることから, 有機炭素含有量が高いことが予想される。よって, 溶存 CH₄ 濃度は高くても, 大気 CH₄ 濃度は低く, 水中もしくは土壌中に蓄積されている可能性が高い。また, 表層の土壌の水分率が高いと酸素の供給が低下し, 嫌気的な環境になるため, CH₄ 濃度が高くなると考えられる。

Terai et al. [2002] で示された釧路湿原における 1993-1997 年の溶存 N₂O 濃度と大気 N₂O 濃度の結果を用いて新たに図 3 に示す。

測点ごとに溶存 N₂O 濃度の差異がみられないことが述べられている。中層湿原において溶存 N₂O 濃度がわずかに高いが, これは C/N 比の結果より, 窒素含有量が高いためである。大気 N₂O 濃度 (図 3 b) は溶存 N₂O 濃度と明確な違いがあること

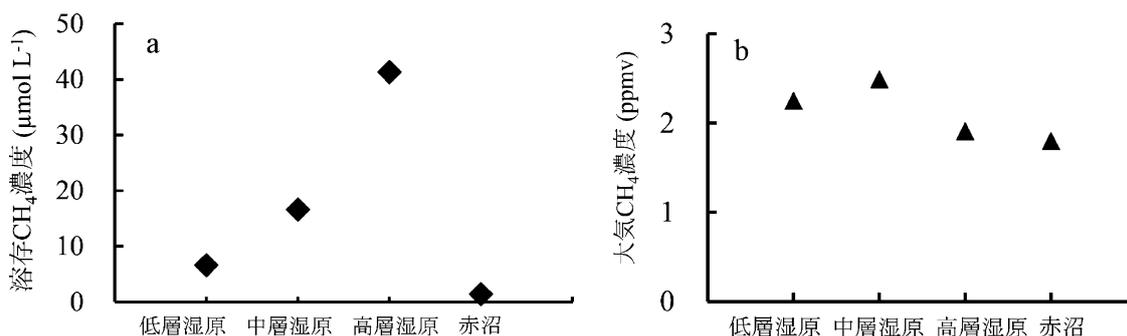


図2. 釧路湿原における (a) 溶存 CH_4 濃度と (b) 大気 CH_4 濃度。
Terai et al. [2002] のデータを用いて新たに図示した。

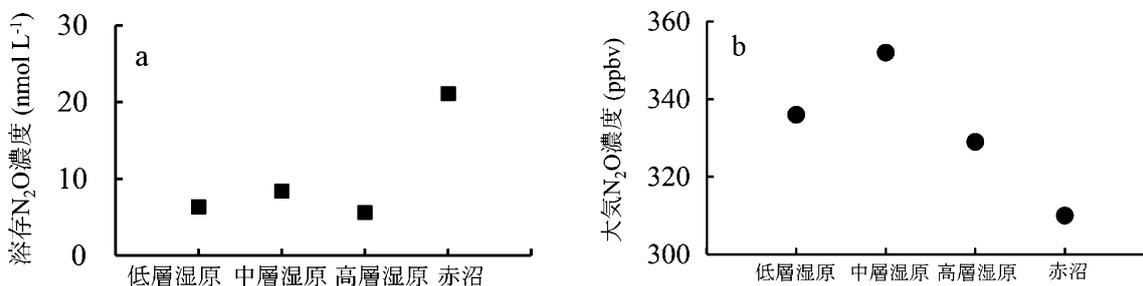


図3. 釧路湿原における (a) 溶存 N_2O 濃度と (b) 大気 N_2O 濃度。
Terai et al. [2002] のデータを用いて新たに図示した。

がわかる。

湿原における全測点の溶存 N_2O 濃度 (図 3 a) は、大気平衡濃度に対して未飽和であり、大気 N_2O 濃度における湿原の役割は供給源であると示唆された。また、C/N 比でみると、高層湿原においては高く、中層湿原においては低くなっており、それが N_2O 濃度に反映していると考えられる。 N_2O も CH_4 などと同様に、湿地の底質土壤中で生成される [寺井, 1996] ことを考慮すると、水生植物体を介して放出されている可能性が高い。

しかしながら、 N_2O は、大気中で微量である上、水に溶けやすい [Middelburg et al., 1995] ため、湿地において水生植物を介した放出量を評価した知見は非常に少ない。

千賀ら [2010] による水稻を介した N_2O の輸送に関する実験によると、根系への N_2O 添加濃度が高くなるほど、大気への N_2O 放出量は大きくなるのが指摘されている。イネは体内に通気組織系を発達させているため、根系へ添加した N_2O は、イネの通気組織系を介して大気へ放出する。また、根系への N_2O 吸収フラックスにおいても、 N_2O 添加濃度が高くなるほど大きくなっていった。このことから、イネの通気組織系を介し、 N_2O は根系から大気へ移動するだけでなく、大気から根系へ移動することも明らかにされた。これは、水生植物が大気中の N_2O

の吸収源にもなる可能性を示唆している。

N_2O も水生植物体を介して輸送されている可能性は高く、上記のような実験結果において検証されたことは釧路湿原にもあてはまる可能性が高い。今後も、湿地における N_2O の動態を解明することは重要なことであり、地球温暖化を考える上でも、湿地からの N_2O の放出量の正確な見積もりが必要である。

1.4.2. 釧路湿原における東部 3 湖沼の水環境の変化

釧路湿原には東部に位置する 3 つの湖沼があり、それぞれ、シラルトロ湖、塘路湖、達古武沼とよばれ、自然を生かしたレクリエーション等が多様に行われている。その 3 湖沼群において、近年水環境が急激に悪化していることが以下に述べるような様々な研究結果によって報告されている。既存の研究結果から、富栄養化の目安となる湖水中の全リン (TP) の濃度が 3 湖沼とも増加傾向にあるほか、全窒素 (TN) については達古武沼、塘路湖で近年、比較的高い値が示されており、夏季にアオコの大発生が確認されている [Takamura et al., 2003]。さらに 3 湖沼群において、クロロフィル a (Chl. a) 濃度も近年増加傾向にあり [高村ら, 2001]、水生植物の確認種数も明らかに減少傾向を示している [角野ら,

1992; 高村ら, 2001]。

これらの要因として、人為的要因である周辺地域および流域負荷の増大と堆積, 周辺の農地開発, キャンプ場などのレクリエーション施設による影響等が考えられている。また、東部3湖沼の中でも達古武沼流域において、土壌侵食並びに栄養塩負荷の流入による達古武沼の土砂堆積、水環境の悪化が確認されている。

達古武沼においては、高村ら [2007] より、富栄養化の指標となる TP, TN, Chl. *a*, pH, DO, SS 濃度の分布において、アオコ発生の濃淡を反映するように高い値を示した。また、沼東岸の3地点での沼水は濃い褐色を呈しており明らかに腐食物質の影響が大きいと考えられた。3地点での鉄(D-Fe)、溶存反応性リン(SRP)およびDOCの濃度は、沼内の他のどの地点に比べても際立って高いことが報告されている。還元的な環境下では、底質のFe(III)化合物はD-Fe(II)として水中に溶出し、それに伴いFe(III)化合物に吸着していたSRPが溶出する可能性が高い。還元的な環境にならなくとも、未分解の腐食物質が多いと、それと錯体を形成して存在しているD-Feが多くなり、SRPが遊離しやすい環境に

なることが指摘されている。このことから、南東岸には陸側にDOCの大きな供給源があると考えられ、こうした環境は達古武沼川上流部にも存在している [三上ら, 2007]。

以下に、高村ら [2007] による沼内54地点での水質調査結果、達古武沼流入河川と流出河川での水質調査結果をもとに新たに表3, 4に示す。

達古武沼湖水のイオン濃度は、Na⁺とCl⁻の濃度が際立って高く(表4)、これら3つの分布は達古武川の高い濃度を反映している(表5)。達古武川流入口で局所的に高いが沼南で濃度の低い地点が存在した。しかし、沼南でも局所的に高い地点が3つ存在し、その3地点はSO₄²⁻濃度が局所的に低い地点と一致したことが述べられている [高村ら, 2007]。

アオコの構成種であるシアノバクテリアは炭酸イオン(HCO₃⁻)への親和性が高く [Maberly and Spence, 1983], HCO₃⁻を活発に利用できる。そのため、沼中央部でDIC濃度が低かったのは大発生したアオコの光合成によりHCO₃⁻が活発に消費されたからである。達古武沼の南北でのDICの存在形態の違いは、植物プランクトンの種の分布を決定する主

表4. 達古武沼流入河川と流出河川での水質調査結果 [高村ら, 2007]。

		Outlet Takkobu R.	Inflow east	Inflow east	Inflow Takkobu R.	Inflow farm	Inflow south	Inflow south	Inflow south
site		Ro	Ra	Rb	Rt	Rc	Rd	Ry	Rx
WT	°C	16.8	13.5	10.1	15.7	17.7	17.3	17.3	14.8
pH		6.66	6.98	7.11	6.96	7.6	7.67	6.82	6.96
EC	mS m ⁻¹	12.1	9.5	7.6	39.7	88.9	11.3	9.1	11
TP	mg L ⁻¹	0.33	0.038	0.047	0.09	8.73	0.104	0.643	0.087
DTP	mg L ⁻¹	0.038	0.026	0.035	0.051	7.56	0.061	0.064	0.033
SRP	mg L ⁻¹	0.063	0.014	0.031	0.03	7.48	0.031	0.045	0.015
TN	mg L ⁻¹	1.47	0.638	0.47	0.591	18.6	0.556	0.862	1.24
DTN	mg L ⁻¹	0.897	0.625	0.461	0.532	14.9	0.657	0.415	1.21
NH ₄ -N	mg L ⁻¹	0.034	0.018	<0.002	0.042	10.8	0.02	0.014	0.593
NO ₂ -N+NO ₃ -N	mg L ⁻¹	0.448	0.465	0.38	0.154	0.035	0.131	0.011	0.133
Chl. <i>a</i>	mg L ⁻¹	18	0.7	0.8	4.6	10.6	0.8	6	0.6
SS	mg L ⁻¹	135.9	4.4	5.9	13.1	92.6	6.6	54.3	8.8
DIC	mg L ⁻¹	6.2	8.2	6.2	7.6	44	10.4	9.1	9.2
DOC	mg L ⁻¹	5	2.4	1	5.8	43.2	6.7	6.1	5
Na ⁺	mg L ⁻¹	12.2	8.5	5.9	58.9	42.9	7.6	6.1	6.7
K ⁺	mg L ⁻¹	1.9	1.5	1.3	2.9	0.1	3.5	1.9	1.9
Mg ²⁺	mg L ⁻¹	2.1	1.7	1.5	2.7	12.9	3	1.9	2.3
Ca ²⁺	mg L ⁻¹	7.1	6.8	5.6	13.8	32.2	10.5	7.4	9.6
Cl ⁻	mg L ⁻¹	8.5	4.3	3.7	100	91.6	6.6	4.3	3.7
SO ₄ ²⁻	mg L ⁻¹	13	3.4	2.3	7	58.1	3.1	1.6	8.1
D-Fe	mg L ⁻¹	0.19	0.29	0.05	0.52	0.69	0.73	0.61	0.53
D-Mn	mg L ⁻¹	0	0.03	0.01	0.04	0.27	0.04	0	0
D-Si	mg L ⁻¹	13.8	20.9	19.4	18.4	17.7	18.6	18.4	21.3

表 5. 達古武川における過去 30 年間の水生植物相。
角野 [2007] のデータをもとに新たに図示した。

species	1975/76	1991	2000/2003	2005
浮葉植物				
カラフトグワイ	+	+	r	r
オヒルムシロ	+	r	r	-
ホソバミズヒキモ	+	+	+	+
ネムロコウホネ	+	+	r	r
ヒツジグサ	+	+	r	r
ヒシ	+	+	+	+
エゾミクリ	+	+	+	+
沈水植物				
クロモ	+	+	r	r
セキシウモ	+	+	r	-
ヒロハノエビモ	+	+	r	r
ナガバエビモ	+	r	r	r
センニンモ	+	+	+	+
エゾヤナギモ	+	+	+	+
イバラモ	+	+	r	-
イトイバラモ	r	r	-	-
マツモ	+	+	+	+
フサモ	+	+	r	-
ホザキノフサモ	+	+	+	+
ミゾハコベ	r	r	-	-
タヌキモ	+	+	r	r
カタシャジクモ	+	r	-	-
浮遊植物				
ウキクサ	+	+	+	+
ムラサキコウキクサ	+	+	r	r
ヒンジモ	+	+	r	-
	24	24	21	16

要な要因であった [中川ら, 2007]。

また, 中川ら [2007] によると, 達古武沼では, 優占植物プランクトン種に明瞭な季節変化が認められ, 夏季には沼の南北で植物プランクトンの出現種に明確な違いがみられた。これに対応する環境要因として, 沼北では pH と Chl. *a* が高く, 沼南ではアルカリ度と D-Fe および Mg²⁺ が高かった。沼北で pH と Chl. *a* が高かったのはシアノバクテリアの発生と関係しているが, 沼南で DFe や Mg²⁺ が高かったのは低い pH 環境を反映させたものと述べられている。

角野 [2007] による達古武沼における過去 30 年間の水生植物相の変遷を概観した結果をもとに新たに表 5 に示す。

1990 年代初頭に比べ大きく変わった点として, ヒシ群落の拡大と他の浮葉植物群落の衰退, 沈水植物群落の種組成の変化ならびに全体としての現存量の減少, 消滅もしくは消滅寸前の種の増加の 3 点が挙げられている。

過去約 30 年間の推移を概観すると, 1970 年代には 24 種確認された水生植物も, 2000 年代に入るとアオコが発生することで衰退していった。2005 年に記録された水生植物は 16 種と減り, そのうちの約半数について消滅は時間の問題である。

北海道環境科学研究センター [2002] は, 塘路湖流域の底泥の δ¹⁵N を測定し, 流域に牧場のある河川河口の底泥は, 流域が森林であるそれに比べて高く, 牧場土壌と近い値を示すことを報告している。これは, 塘路湖流域において, 家畜糞尿や生活排水の影響を受けている可能性が指摘されている。

上野ら [2007] が達古武沼において有機物堆積を分析した結果をもとに新たに表 6 に示す。人為的負荷が比較的少なかった 1700 年代には有機物の少ない陸域起源の土壌の影響が強かったことが確認された。これらのことから, 達古武沼の堆積物は 1700 年代ではほとんど見られず, 1890-1950 年頃は周辺開発によって高い濃度の有機物が堆積し, 1980 年以降は富栄養化による影響がわずかにみられた。開発以降の人為活動によって, 達古武沼の環境が徐々に変化していったことが述べられている。

達古武川上流部や下流部, 達古武沼周辺において湿地帯が広がっており, 人為的な栄養塩負荷影響も加わるそれらの下流域湿地帯では, 涵養水中に高濃度の溶存無機態リン (DIP) を有するものが存在する。さらに, 土壌有機物中の窒素安定同位体比の結果から, 動物排泄物の影響を大きく受けていた湿地帯土壌ほど, それに接している涵養水でより高濃度の DIP が含まれる傾向が見られていた [三上ら, 2005]。リンは涵養水中に溶出しやすく, 最終的には達古武沼への負荷量増加につながると思われている。

1.4.3. 釧路湿原における水環境の変化

周辺の農地開発や流域土地利用に伴う流域負荷の堆積が湿原の水環境に様々な影響を与えている。農地開発に伴う湿原地下水水位の低下の原因については, 排水路の設置に着目した報告が多く [Cownway and Millar, 1960; Brurke, 1970; Nicholson et al., 1989], 排水路の水位低下に伴い, 湿原の地下水が排水され乾燥化が進行すると報告されている [Barid and Gaffyney, 2000; Van Seters and Price, 2002]。釧路湿原においては, 農地開発による排水路の設置の影響よりも, 周辺河川の水位低下により, 地下水面の低下が引き起こされている。また, ハンノキ林の拡大も地下水の変動に影響を与えている [工藤・

表 6. 3 地点の堆積物の C, N 含有量, 及び C/N 比, Ti 含有量, Ti/C 比。
上野ら [2007] のデータをもとに新たに示した。

depth cm	Station 1				Station 2				Station 3				Ti %	Ti/C
	C %	N %	C/N	year	C %	N %	C/N	year	C %	N %	C/N	year		
1	9.0	1.0	9.2	2002	9.3	1.1	8.4	2000	11.9	1.4	8.7	2000	0.17	0.011
2	8.4	0.9	9.2	2001	9.6	1.1	8.6	1998	12.0	1.3	9.4	1998		
3	8.0	0.9	8.9	2000	9.4	1.1	8.3	1995	11.6	1.3	9.3	1995		
4	7.7	0.8	9.2	1999	9.3	1.1	8.7	1992	12.2	1.3	9.5	1992		
5	8.1	0.9	9.1	1998	9.5	1.2	8.1	1990	11.6	1.2	9.5	1989	0.14	0.012
6	8.1	0.9	8.8	1993	9.2	1.1	8.2	1987	11.4	1.2	9.5	1986		
7	8.0	0.8	9.6	1989	8.8	1.0	8.5	1984	11.4	1.2	9.7	1983		
8	7.7	0.8	9.5	1985	8.9	1.0	8.5	1982	11.3	1.2	9.5	1980		
9	7.5	0.8	9.1	1980	9.8	1.1	9.1	1979	11.0	1.2	9.2	1977		
10	7.4	0.9	8.7	1976	8.9	1.0	9.0	1976	11.1	1.2	9.3	1975		
11	7.5	0.8	8.9	1972	8.2	0.9	8.9	1974	11.0	1.1	9.7	1972		
12	7.8	0.9	9.0	1967	8.2	0.9	8.8	1971	13.2	1.1	11.4	1969		
13	7.5	0.8	8.9	1963	7.7	0.9	8.9	1968	11.7	1.2	10.8	1966		
14	7.3	0.8	9.4	1959	7.6	0.9	8.7	1966	12.4	1.1	11.0	1963		
15	7.4	0.8	9.7	1954	8.2	0.9	8.9	1963	14.3	1.2	12.0	1954		
16	7.3	0.7	9.9	1963	8.5	1.0	8.9	1955	12.6	1.1	11.2	1945		
17	6.8	0.7	9.5	1951	8.3	0.9	8.8	1947	13.6	1.2	11.4	1936		
18	7.9	0.8	10.2	1939	9.4	1.0	9.5	1939	14.2	1.2	11.7	1928		
19	8.2	0.9	9.6	1926	10.8	1.1	9.7	1930	14.4	1.2	11.7	1919	0.11	0.008
20	7.3	0.8	8.8	1914	10.4	1.1	9.5	1922	13.8	1.2	11.6	1910		
21	10.0	1.0	9.8	1902	11.8	1.4	8.5	1914	13.1	1.2	11.0	1901		
22	10.0	1.0	10.0	1890	10.4	1.1	9.8	1906	12.3	1.2	10.3	1892	0.13	0.011
23	11.0	1.1	10.4	1878	10.3	1.1	9.5	1898	12.7	1.2	10.9	1883		
24	9.1	0.8	10.7	1865	9.9	1.0	9.8	1890	13.1	1.2	11.1	1874		
25	8.0	0.8	10.2		9.9	1.0	9.8	1882	13.4	1.1	11.7	1865		
26	8.0	0.8	10.1		9.5	1.0	9.6	1874	11.7	1.0	11.5	1858		
27	8.0	0.8	9.8		9.2	1.0	9.5	1865	12.7	1.1	11.9	1850	0.13	0.010
28	8.0	0.8	9.8		8.9	1.0	9.2	1857	10.9	1.0	11.3	1842		
29	7.3	0.8	8.9		8.6	0.9	9.2	1849	10.3	0.9	11.0	1834		
30	7.3	0.8	8.9		8.2	0.9	9.0	1841	8.5	0.8	10.8	1826		
31	7.1	0.7	9.6		8.4	0.9	8.9	1833	8.7	0.9	10.1	1818		
32	8.6	0.8	10.5		8.1	0.9	8.8	1825	9.8	0.9	10.6	1810	0.11	0.012
33	8.7	0.9	10.1		7.6	0.8	9.1	1817	8.1	0.8	10.5	1802		
34	8.6	0.8	10.4		7.6	0.8	9.3	1809	9.5	0.9	10.7	1794		
35	9.1	0.8	10.9		7.1	0.8	9.4	1800	7.9	0.8	10.1	1786		
36					7.4	0.8	9.3	1792	7.4	0.7	10.7	1779		
37					7.4	0.8	9.2	1784	5.8	0.6	10.1	1771		
38					7.3	0.8	8.9	1776	3.4	0.3	10.0	1763		
39					5.7	0.6	9.2	1768	4.4	0.4	10.2	1755		
40									3.9	0.4	9.9	1747		
41									3.7	0.4	9.7	1739		
42									2.9	0.3	9.9	1739	0.09	0.031

中津川, 2005]。このような地下水の変動は, 土壤の乾燥化につながる。湿原における乾燥化は, 植生の変化をもたらす, 釧路湿原周辺にある旧農地領域において比較的乾燥地を好む群落が分布している [中村ら, 2004]。旧農地領域では, かつて土壤改良資材が散布されており, その残留が湿原環境を劣化させていることが報告されている [山田ら, 2004]。

三上ら [2007] によれば, 達古武川における DO

濃度についてはほぼ飽和していたが, 湿地内涵養水は低い傾向が見られた。湿地涵養水流入口は湿地内涵養水より DO が溶け込みやや高くなる傾向があるが, 達古武川に比べると明らかに低かった。溶存態全リン濃度について, 湿地内涵養水において, 達古武川に比べて極端に高かったことが述べられている。湿地帯に過度のリンが周辺から供給された場合, それは, 湿地帯の植物が利用することや, 土壤など

表 7. 達古武川及び湿地涵養水流入口における PC, PN, PP。
三上ら [2007] のデータをもとに新たに示した。

Station	sampling date	水中懸濁濃度			懸濁物重量に対する含有量			PC/PN・PC/PP 比	
		PC mgC L ⁻¹	PN mgN L ⁻¹	PP mgP L ⁻¹	PC mgC L ⁻¹	PN mgN L ⁻¹	PP mgP L ⁻¹	PC/PN	PC/PP
Sta. R-out	5月4日	0.73	0.062	0.0137	110	9.4	2.1	11.7	52.9
	6月4日	1.19	0.09	0.0148	245	18.6	3.1	13.2	80.2
	10月4日	0.25	0.034	0.0081	253	34.0	8.1	7.4	31.2
Sta. R-in 1	5月4日	0.67	0.053	0.0094	158	12.4	2.2	12.7	71.6
	6月4日	0.83	0.056	0.011	206	13.9	2.7	14.9	75.7
	10月4日	0.14	0.023	0.0043	110	17.6	3.3	6.3	33.5
Sta. R-in 2	5月4日	0.89	0.071	0.012	168	13.5	2.3	12.5	73.8
	6月4日	1.16	0.093	0.014	195	15.6	2.3	12.5	83.2
	10月4日	0.26	0.037	0.0055	341	49.3	7.3	6.9	46.5
Sta. A-out	5月4日	1.28	0.091	0.0718	209	14.8	11.7	14.1	17.9
	6月4日	3.55	0.296	0.1813	160	13.4	8.2	12	19.6
	10月4日	5.83	0.51	0.5702	165	14.4	16.1	11.4	10.2
Sta. B-out	6月4日	4.05	0.322	0.0575	170	13.5	2.4	12.6	70.3
	10月4日	1.53	0.137	0.0343	173	15.5	3.9	11.2	44.6
Sta. C-out	6月4日	0.65	0.126	0.0571	224	17.1	7.8	13.1	28.9
	10月4日	0.51	0.074	0.0525	182	26.2	18.6	6.9	9.8

に吸着され、保持されてその先の水域に対して浄化機能を有することが知られている。しかし、湿地帯の植物の栄養塩として利用されたリンは、その植物が枯死した後、比較的早くに DIP に分解されるため、植物の利用によるリンの保持は、長期的なものとはなりにくい [Richardson, 1985]。

表 7 に、三上ら [2007] による達古武川及び湿地涵養水流入口における懸濁態炭素、窒素、リン (PC, PN, PP) について、水中懸濁濃度および懸濁物質重量に対する含有量を、PC/PN 及び PC/PP 比 (重量比) の結果をもとに新たに示す。

湿地帯から流入してくる涵養水の PC, PN, PP 濃度は、明らかに達古武川に比べて高濃度であった。また、達古武川の出口と入口とで濃度を比較すると、

3 回の調査とも、PP 濃度は出口の方が入口 2 地点よりも高濃度で、湿地涵養水流入口から達古武川への供給が大きいことが示唆された。次に、各成分の含有量をみてみると、PC 濃度や PN 濃度は、達古武川と湿地涵養水流入口の間で大きな差は見られなかったが、PP 濃度は、流出河川で明らかに達古武川よりも高く、周辺湿地帯からは、リン含量の大きな懸濁物質が供給されていた。

表 8 に、三上ら [2007] による森林土壌、達古武川底泥、湿地内泥状土壌における乾燥重量あたりの炭素、窒素、リン含量と、C/N 及び C/P 比の結果をもとに新たに示す。炭素、窒素、リン含量に関して、湿地内泥状土壌は、達古武川底泥や森林土壌に比べて、3 成分とも明らかに含有量が大きく、湿地内土

表 8. 森林土壌、達古武川底泥、湿地内泥状土壌における炭素、窒素、リン含量、C/N 及び C/P 比。
三上ら [2007] のデータをもとに新たに示した。

Station	C mgC g ⁻¹	N mgN g ⁻¹	P mgP g ⁻¹	C/N	C/P
Sta. S-1	13	1.0	0.25	13.0	52
Sta. S-2	32	2.2	0.35	14.5	91
Sta. R-out	17	1.2	0.29	14.2	59
Sta. A-1	407	28.6	7.79	14.2	52
Sta. A-2	146	7.9	0.72	18.5	203
Sta. B-1	98	6.3	0.92	15.6	107
Sta. B-2	86	4.9	1.14	17.6	75

壤は有機物に富んでいた。また、C/N比に関して、湿地内泥状土壌と達古武川底泥や森林土壌との間には、目立った違いは見られなかった。

また、河川改修工事による影響も考えられ、河川が分断されたことによる湿原環境の劣化や河川に分断に伴う流量低下によって、氾濫原湿地域の湿原としての機能が失われていることが明らかになった〔山田ら, 2004〕。さらに、河川直線化に伴う短絡化は洪水ピークを増大させ、洪水到達時間を短くするため、水位変動は大きくなる〔中村ら, 2003〕。

河川の洪水時の氾濫によって河川水ならびに微細土砂は河川沿いの自然堤防を中心に後背湿地にも拡散する。一般的にこうした堤防上立地にはヤチダモやハルニレ等が生育し、その背後にハンノキが生育することが多く、分布域も河川氾濫原に限られている〔富士田, 2002〕。

以上のことから、湿原の水環境に影響を与えているのは、河川の氾濫等といった自然要因もあるが、人為的要因が高く、特に農地の開発や河川改修、農業・家庭からの排水による栄養塩の負荷が大きいと考えられる。

1.4.4. 釧路湿原の環境の変化

畜産由来の窒素流入による汚染は釧路湿原の大きな問題の一つである。田淵ら〔1995〕は、硝酸態窒素と土地利用変化が密接な関係にあり、流域の土地利用変化による窒素負荷の問題が懸念されていることを指摘している。さらに駒田ら〔1998〕は、植物体の窒素同位体比を用いて窒素流入の評価を行い、厩肥、尿污水、放牧地糞尿による窒素負荷量が無視できないことを明らかにした。通常降水の栄養に依存している高層湿原は窒素安定同位体比が軽いと考えられ、牧畜の盛んな地域では畜産排水による窒素安定同位体比の上昇が報告されている〔Toda et al., 2002; 戸田ら, 2004〕。

野原ら〔2010〕によると、釧路湿原における牧場周辺の湧水からの窒素負荷は大きいですが、流下の過程で消費され湿原に入るところで半分程度の濃度になっており、湿原内の河川ではそれ程変化がなかった。湿原前の河川でかなりの窒素がトラップまたは脱窒されているものと考えられる。

一方、釧路湿原において顕在化している問題として湿原への土砂や栄養塩の流入、ハンノキ林の拡大も原因の一つと考えられている。林ら〔2005〕、名久井ら〔2003〕は氾濫解析を行い河川氾濫時の浮遊砂堆積とハンノキの関連性について述べている。また、

水垣・中村〔1999〕は、放射性同位元素を用いて釧路湿原の土砂堆積厚を推定し、流域の土地利用変化や河川改修工事が流入土砂量を増加させていることを示している。湿原周辺河川において氾濫が起こった場合、その濁水が湿原に土砂を堆積させる。その濁水氾濫域は1980年以降、近年に至るまで確実に拡大していること、また濁水が集中する箇所が時系列的に変化していることが明らかになった〔Nakamura et al., 2004〕。また、Nakamura et al.〔1997〕は、釧路湿原に流れる久著呂川において大洪水時には排水路末端部で微細粒子を含んだ濁水が自然堤防を乗り越えて氾濫しているとされている。

釧路湿原においては、人為的要因による湿原周辺部の樹林化が湿原の植生に変化をもたらしている。例えば、濁水氾濫による粗粒土砂の堆積や地下水位の低下、様々なイオンを含む地下水の供給が、陸地化や栄養塩負荷をもたらし、湿原域にはあまり見られなかったヤナギ類の群落を成長させた。また、水位が高く、有機物の分解が進まない一般的な湿原泥炭土壌には、過湿環境に適したハンノキが生育する〔中村ら, 2003〕。さらに、流域全体から多量の土砂が生産され、広範囲にわたって濁水が氾濫し、微細砂が沈降堆積するような場所では、立地環境が急速にまたは広範囲に変化し、湿原内部でさえもスゲ-ヨシ群落等の低層湿原からハンノキへの樹林化が起こり、さらに土砂も氾濫堆積が卓越する場所ではヤナギ類に変化するとされている〔中村ら, 2003〕。

さらに、希少種であるタンチョウやキタサンショウウオは、スゲ-ヨシ群落等の湿草地に営巣や産卵をする傾向にあり、人為的要因による湿原周辺部の樹林化が繁殖地の縮小を招くことが危惧されている〔佐藤, 1998; 正富・大石, 2001〕。

1.5. 目的

釧路湿原における様々な環境の変化についての論文をレビューした結果、釧路湿原内3湖沼のうち、最も大きく湿原生態系に影響を与えと考えられる塘路湖に関する研究結果が少ないことがわかった。そこで、釧路湿原における水環境の変動変化を捉えるために、塘路湖や周辺河川を中心とした釧路湿原の観測を行い、レビュー結果と合わせて総合的な考察をすることを目的とした。

2. 方法

2.1. 塘路湖と釧路川における測点

釧路湿原国立公園内に位置する塘路湖において4測点、周辺河川である釧路川にて4測点の計8測点

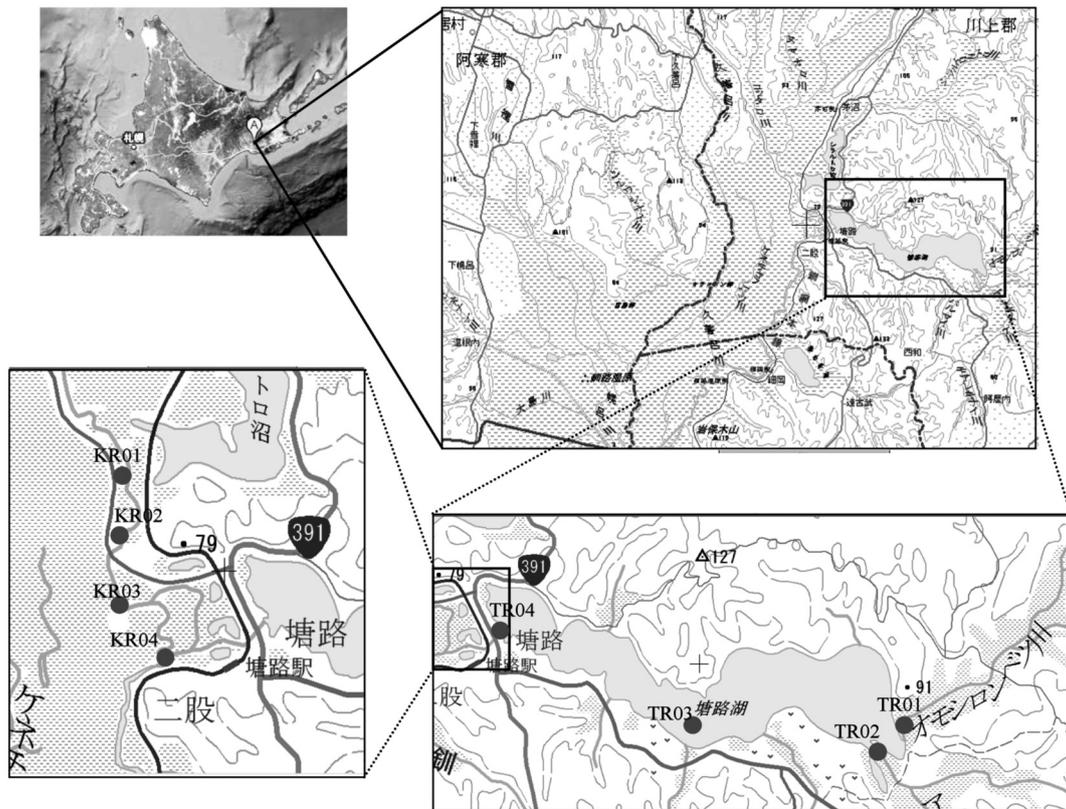


図 4. 塘路湖及び釧路川における測点。

表 9. 塘路湖における採水層

測点	採水層
TR01	0 m
TR02	0 m
TR03	0 m, 1 m, bottom-1 m
TR04	0 m, bottom-1 m

で観測を行った(図 4)。塘路湖における採水層を表 9 に示す。採水は、2.5 L 横型ニスキン採水器を用いて行い、河川においてはゴムボート、湖内においては動力船を用いた。

2.2. 塘路湖と釧路川における分析項目と分析方法

2.2.1. メタン濃度 (CH₄)

CH₄ 濃度の分析は、吉田ら [2011] に従って行った。

2.2.2. 溶存酸素濃度 (DO)

DO 濃度は、共洗いしたデュラン瓶に試料を 2 倍量オーバーフローさせて採取し、ポータブル溶存酸素計 (METTLER TOLEDO・SG6-ELK) を用いて測定した。採水時に、大気交換によって DO 濃度が

変化しないように、採水器による採水後、最初に分取を行った。

2.2.3. 各種イオン成分濃度

各種イオン成分濃度 (Li, NH₄, K, Mg, Ca) は、共洗いしたポリボトルに採取し、そこから 9 mL スクリュー管瓶に分取し、イオンクロマトグラフ (SHIMAZU・PIA-1000) を用いて分析した。

2.2.4. 栄養塩類 (NO₃, NO₂)

栄養塩類の分析は、吉田ら [2011] に従って行った。

2.2.5. EC, pH, 水温, 風速, 気温

EC は、共洗いしたデュラン瓶に試料を入れ、デジタル EC 計 (YSI) を用いて測定した。

pH および水温は、pH メーター (METTLER TOLEDO・SevenGO pH) を用いて、EC と同様にデュラン瓶に試料を入れて測定した。

風速および気温は、風速計 (CUSTOM・WS-01) を用いて測定した。

3. 結 果

塘路湖及び釧路川における観測結果を以下に示す。

3.1. 塘路湖及び釧路川における観測結果

3.1.1. 塘路湖における DO 濃度

塘路湖における DO 濃度を以下に示す (図 5)。

8 月において、流入付近の DO 濃度が極端に低くなっていた。

3.1.2. 塘路湖における各種イオン成分濃度

塘路湖における各種イオン成分濃度を以下に示す (図 6)。月ごとの各種イオン成分濃度にはばらつきがあり、10 月において全体的にイオン成分濃度が高くなっていた。また、11 月において Ca^{2+} 濃度が高くなる傾向にあった。

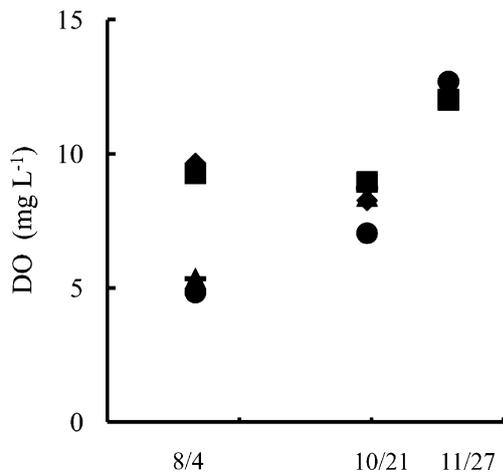


図 5. 塘路湖 TR03 0 m (◆), TR03 1 m (■), TR03 b-1 m (▲), TR04 0 m (●), TR04 b-1 m (◼) における DO 濃度。

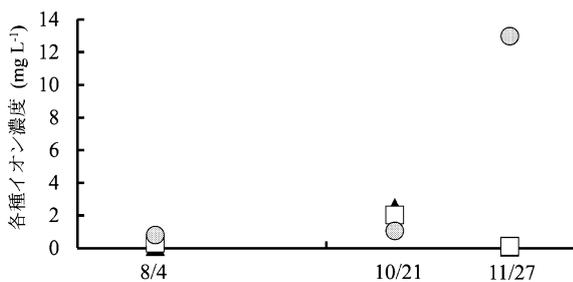


図 6. 塘路湖における K^+ (□), Mg^{2+} (▲), NH_4^+ (◆), Ca^{2+} (○) 濃度。

3.1.3. 塘路湖における CH_4 濃度

塘路湖における CH_4 濃度を以下に示す (図 7)。流入から湖心にかけて急激に減少する傾向にある。また、湖心から流出にかけては増加していた。月ごとに見ると、11 月における CH_4 濃度はかなり低い結果であった。

3.1.4. 塘路湖における NO_3 濃度

塘路湖における NO_3 濃度を図 8 に示す。10 月における NO_3 濃度は全体的に高く、流出に向かうに従って高くなる傾向にあった。また、11 月には NO_3 濃度が極端に低くなった。

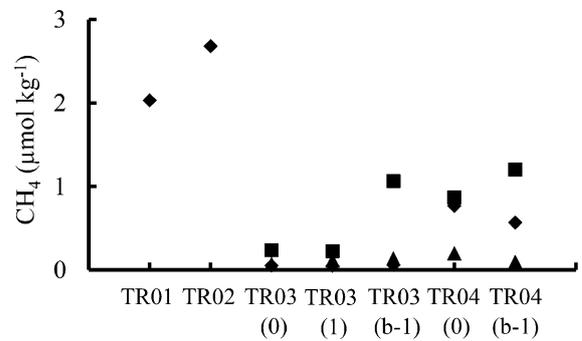


図 7. 塘路湖における 8 月 (■), 10 月 (◆), 11 月 (▲) の CH_4 濃度。

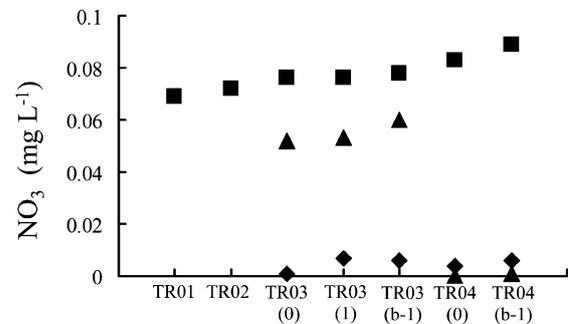


図 8. 塘路湖における 8 月 (▲), 10 月 (■), 11 月 (◆) の NO_3 濃度。

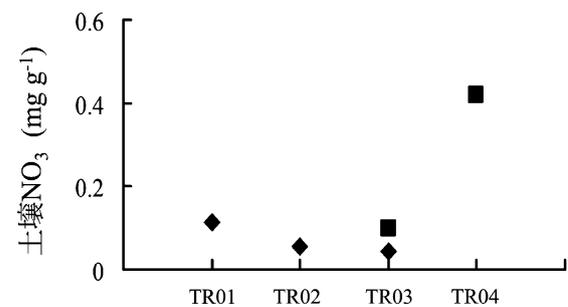


図 9. 塘路湖における土壌 NO_3 濃度。図 8 と同様に示す。

3.1.5. 塘路湖における土壌 NO₃ 濃度

塘路湖における底質の栄養塩分析結果を図9に示す。10月における土壌 NO₃ 濃度は湖水に溶けている NO₃ 濃度よりも全体的に低い結果となった。

3.1.6. 塘路湖における Chl. *a* 濃度

塘路湖における Chl. *a* 濃度を図10に示す。8月における Chl. *a* 濃度は非常に高く、湖心において最大値を示した。また、10月よりも11月の方が Chl. *a* 濃度が高かった。

3.1.7. 釧路川における DO 濃度

釧路川における DO 濃度を図11に示す。10月に塘路湖との合流点において DO 濃度が低くなっている。

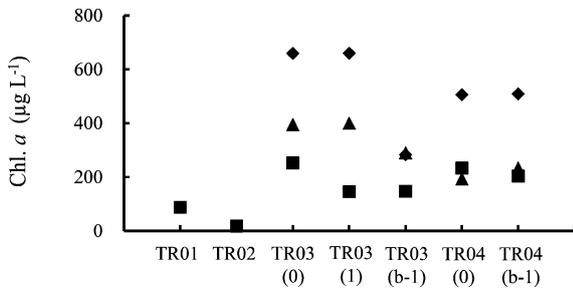


図10. 塘路湖における Chl. *a* 濃度。図8と同様に示す。

た。また、11月において特に変化はなく、一定であった。

3.1.8. 釧路川における各種イオン成分

釧路川における各種イオン成分濃度を図12に示す。10月において上流でイオン濃度が高く、下流になるほどイオン濃度が低くなる傾向にあった。また、11月において湖同様、Ca²⁺ 濃度が高く、金属元素が全体的に高くなっていた。

3.1.9. 釧路川における CH₄ 濃度

釧路川における CH₄ 濃度を図13に示す。月ごとの特徴はあまりなく、濃度は比較的一定であった。また、全体的に高い傾向にあった。

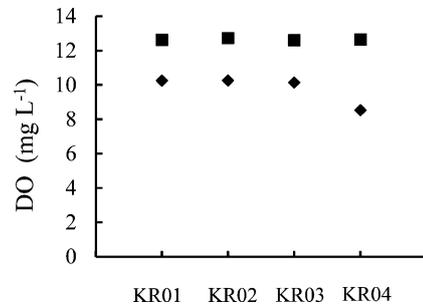


図11. 釧路川における10月(■), 11月(◆)のDO濃度。

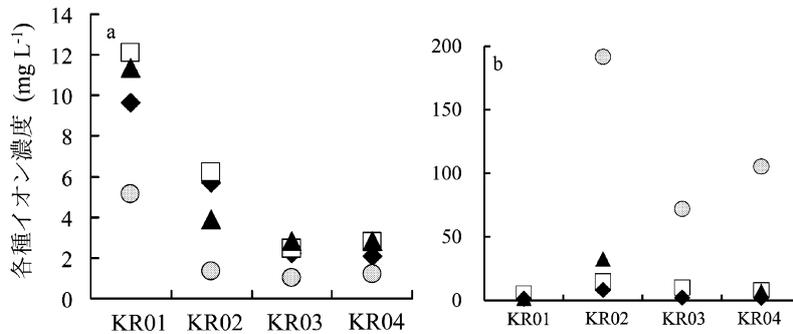


図12. 釧路川における (a) 10月 (b) 11月の各種イオン成分濃度。図6と同様に示す。

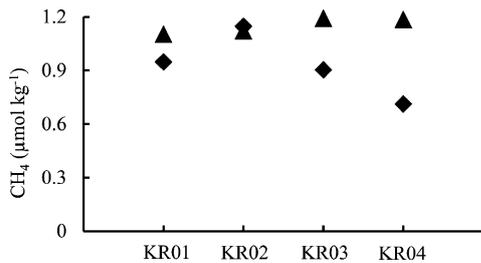


図13. 釧路川における10月(◆), 11月(▲)のCH₄濃度。

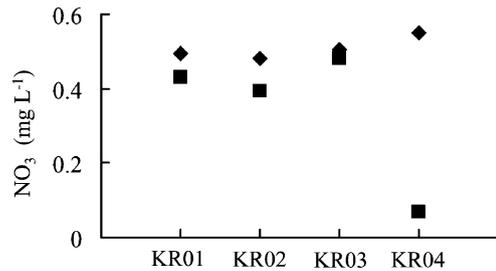


図14. 釧路川におけるNO₃濃度。図8と同様に示す。

3.1.10. 釧路川における NO₃ 濃度

釧路川における NO₃ 濃度を図 14 に示す。

4. 考 察

1.4.章に示した論文レビューの結果と著者らが 2011 年に塘路湖及び釧路川で行った観測結果を踏まえ、総合的な考察を行う。

4.1. 塘路湖及び釧路川における考察

4.1.1. 塘路湖における DO 濃度

8 月の流出付近で水面に水生植物が広がっていたことから、水生植物による有機物の分解過程で消費されていると考えられる。また、*Takamura et al.* [2003]は、塘路湖、シラルトロ湖、達古武沼 3 湖沼の植生群落の有無や種類と水質の関係を調べ、ヒシ群落内では DOC 濃度が高く、底層の DO 濃度が低くなるという傾向を示しており、同様に水生植物が関わっていることが伺える。

塘路湖における DO 濃度は、流出付近において低くなる傾向にあるのに対し、同じ釧路湿原内にある達古武沼では、流入付近で高くなる傾向にあった。また、達古武沼の DO 濃度の平均値は 10.8 mg L⁻¹ であるのに対し、塘路湖では 9.15 mg L⁻¹ と、達古武沼よりわずかに低い結果となった。達古武沼においては、春に DO が飽和状態にあり、夏にかけて DO が低くなる傾向が見られ、植物プランクトンとの関連性があると考えられている。一方で、塘路湖では、確かに 8 月において DO が低くなる傾向にあった。しかし、それだけでは植物プランクトンとの関連性があるとは考えられず、この結果だけみると、塘路湖において DO と植物プランクトンとの関連性は低いと考えられる。

4.1.2. 塘路湖における各種イオン成分濃度

塘路湖における各種イオン成分は、全体的に低い傾向にあり、周辺土地利用からの影響は少ないと考えられる。また、10 月における溶存イオン濃度は他の月と比べて高い傾向にあり、周辺の土地利用からの影響が関係しており、塘路湖周辺の土地利用は主に農地のため、農業排水が原因である可能性は高いが、一概には言えない。11 月における Ca²⁺ 濃度は、消毒用の塩化カルシウム (CaCl₂) が湖水に流れ込んでしまったか、あるいは水生植物によって吸収されなかった Ca²⁺ が湖水にイオンとして溶け込んだことが考えられる。水生植物は、主要元素として Ca²⁺ を吸収する事が知られており[高村ら, 2007], 塘路湖は水生植物が豊富にいることからもともと Ca²⁺

は、多く存在していることも考えられ、水生植物が活動的でない 11 月に高くなった可能性もある。

4.1.3. 塘路湖における CH₄ 濃度

塘路湖において、流出から高濃度の CH₄ が流れ込み、湖心にかけて CH₄ は大気へ放出または、湖内で拡散されていることが考えられる。流入から高濃度の CH₄ が流れこむ原因としては、流入付近の土地利用が農業であることから、農業排水の影響が考えられ、塘路湖に農業排水が流れ込んでいる可能性がある。また、湖心から流出にかけての CH₄ 濃度の増加については、小河川から CH₄ が流れ込んでいると考えられ、その周辺の土地利用は農地である。

Terai et al. [2005] が研究した釧路湿原における CH₄ 濃度と塘路湖の CH₄ 濃度を比較すると、湿原の CH₄ 濃度の方が明らかに高かった。人為的要因は湿原の方がより高く影響している可能性が高い。

4.1.4. 塘路湖における NO₃ 濃度

11 月の流入付近は湖が凍結しはじめており、流入からの影響はなかったものと考えられる。このことから、10 月の NO₃ 濃度は流入から流れ込んできたものが湖内で若干高くなり、河川へと流出している。塘路湖における NO₂ は非常に低濃度で検出限界を超えていた。塘路湖における NO₃ 濃度は、周辺土地利用から見て農業排水由来で流入していることが考えられ、湖内では水生生物が活動することにより増加していると考えられる。

4.1.5. 塘路湖における土壌 NO₃ 濃度

湖水における NO₃ 濃度は土壌由来ではないことを示唆しており、11 月における土壌 NO₃ 濃度についても湖水の NO₃ 濃度と関係性は見られなかった。

4.1.6. 塘路湖における Chl. *a* 濃度

本観測結果より、塘路湖における Chl. *a* 濃度は全体的に見ても高く、植物プランクトンが多く存在し、光合成が活発的に行われていることが示唆された。一般的に、光合成が活発に行われていると湖内に酸素が豊富に存在することがわかっているが、塘路湖内では、8 月において Chl. *a* 濃度は高いが、DO 濃度は低かった。今後は植物プランクトンが HCO₃⁻ と親和性が高いことを踏まえ、DIC 濃度と絡めた考察が必要である。

4.1.7. 釧路川における DO 濃度

10月において湖水との合流地点であるKR04では、上流から流れてきた河川水と湖水が混合しており、湖水が河川水に影響を与えている。10月にKR04でDO濃度が低くなったのは、湖水が混合しているからである。また、11月では常に一定であったことから、11月には湖水が河川水にあまり影響していないと考えられる。

三上ら [2007] による達古武川の DO 濃度はほぼ飽和状態であり、湿地内涵養水よりも明らかに高かった。釧路川における DO 濃度については飽和状態であるとは言い難いが、湿地内涵養水よりも高いことは本観測結果からも伺える。

4.1.8. 釧路川における各種イオン成分

上流においてイオン濃度が高かったのは、上流の土地利用が河川環境に影響を与えている可能性があり、上流付近の土地利用として森林、農地があるため、農業排水が影響していると示唆された。また、本観測地周辺では放牧を中心とした酪農業が盛んであることもあり、農業排水の影響は強いことが伺える。農業排水以外で影響があるとすれば、温泉排水や家庭の生活排水等、人為的要因が主である。

11月においては、全体的に金属イオン濃度が高く、農業排水が河川に流れ込んでいる可能性があるが、 NH_4^+ 濃度が比較的低いため、農業排水とは断定できない。また、 Ca^{2+} 濃度が非常に高く、これについては、温泉排水が影響していると示唆されるが、他の要因もあると考えられる。湖内では、土壤に吸着していた Ca^{2+} が、何らかの形で溶存態になり、溶け込んだのではないかと考えたが、河川では、流れが速いため、吸着していた Ca^{2+} が溶存態になったとしても、すぐに下流に流れてしまうので、そこに滞留しているとは考えにくい。もし滞留していたとしても、非常に濃い Ca^{2+} 濃度が何らかの原因で、河川に大量に流入したと仮定される。

4.1.9. 釧路川における CH_4 濃度

上流からの農業排水の影響、もしくは湿地内涵養水による影響があると考えられる。湿地内涵養水からの影響は農業排水から比べても少ないと考えられるが、釧路湿原における正確な CH_4 を見積もるためには重要である。また、Terai *et al.* [2005] と比較しても釧路川からの CH_4 より湿地帯からの CH_4 放出の方が高く、釧路湿原における CH_4 放出は主に湿地帯からであると考えられる。

4.1.10. 釧路川における NO_3 濃度

釧路川における NO_3 濃度を図 14 に示す。全体的に濃度は高く、上流からの農業排水の影響が考えられる。 NO_3 濃度が高くなる要因としては、草地開発による森林率の減少も考えられ、草地面積と窒素に関する関連性については佐々木 [2009] が根釧地方の酪農地域において明らかにしている。10月のKR04で急激に濃度が低下した。これは、湖水から低濃度の NO_3 が流れ込み、低くなったと考えられる。しかし、11月においては、逆に高くなる傾向にあった。これについては、11月における湖水の NO_3 濃度は非常に低いため、湖水からの影響はないと考えられる。また、土壤が剥き出しになっていることから、土壤から NO_3 が溶出していることが示唆される。釧路川における NO_3 濃度は塘路湖同様、非常に低く、検出限界を超えていた。

4.1.11. まとめ

新たに観測した塘路湖や釧路川での温室気体濃度は、論文レビュー結果における釧路湿原での温室効果気体濃度よりも非常に低く、湿原においては湿地帯からの放出量が重要であることがわかった。また、塘路湖や釧路川における CH_4 濃度は比較的高くなる傾向にあり、農業排水が要因であることが考えられる。釧路湿原における温室効果気体の挙動を捉えるためには、湿地帯での温室効果気体の見積もりと湖沼、河川における見積もりの両方が必要である。

釧路湿原における環境の変化は、主に農地開発や河川改修工事等の人為的要因が強く影響しており、たとえば湿原周辺部における樹林化は人為的要因による土砂の堆積や地下水位の低下による乾燥化、栄養塩の負荷等が影響しており、樹林化によって湿原の面積が減少し、希少種であるタンチョウやキタサンショウウオの生息場所が狭まり、絶滅の危機となっているのが現状である。

5. 結 論

近年、釧路湿原において環境の変化が急激に起こっている。農地開発や河川改修工事等の人為的要因による流域土砂の堆積や汚濁氾濫、自然要因であるハンノキ林の繁茂による湿地面積の減少等、様々な湿原環境の変化が湿原の豊かな生態系を劣化または消失させつつある。その生態系を失わないために、釧路湿原においては、様々なプロジェクトが立ち上がり、湿原の自然を再生しようという試みが行われている。その中で、研究された論文や、他にも多くの研究された論文をまとめ、釧路湿原の環境の変化

について評価をした結果、釧路湿原において人為的要因が強く影響し、環境が変化しており、湿原の自然を取り戻すためには、いち早く、人為的要因を取り除き、人工的ではなく、湿原が自然に元の状態に蘇るまで待つことが最優先の方法であると考えられる。

塘路湖において、農業排水等の人為的要因が影響を与えていることが示唆され、また、流入から湖水環境に影響を与えている物質が流れ込んでいると考えた。今後は、塘路湖において観測点や観測項目を増やし、湖水環境に影響を与えている物質を特定すること、温室効果気体の挙動を捉えること、炭素循環を含めた湿原環境との関連性を解明することが課題である。

謝 辞

環境省釧路自然環境事務所則久雅司様には、釧路湿原で研究を行うにあたり、さまざまな助言を頂きました。心より感謝申し上げます。

塘路湖漁業協同組合長土佐良範様には、塘路湖で観測を行う際に、当日の湖の様子や天候等、様々な助言を頂きました。心より感謝申し上げます。

釧路河川事務所大西様、山本様、中村様には、釧路川で観測を行うに当たり、様々な助言をいただきました。心より感謝申し上げます。

また、同研究室のOB・OGをはじめ、先輩・同期・後輩のみなさんには、観測および分析において多大なる御協力を頂きました。心より感謝申し上げます。

本稿の改訂に際し、査読同様の大変貴重なコメントを頂きました2名の校閲者に深く感謝致します。校閲していただいた内容をもとに大幅に改訂させていただきました。

参考文献

Brookes, A. (1988), Channelized Rivers: Perspectives for, *Environ. Manag.*, John and Sons, Chichester.

Cao, M., K. Grerson, and S. Marshall (1998), Global methane emissions and wetlands and its sensitivity to climate change, *Atmos. Environ.*, 32, 3293-3299.

DeLaune, R.D., Patrick, Jr. W.H. and Buresh, R.J., (1978), Sedimentation rates determined by ¹³⁷Cs dating in a rapidly accreting salt marsh, *Nature*, 275, 532-533.

Emerson, J.W. (1971), Channelization: a case study, *Science*, 173, 325-326.

富士田裕子, (2002), 湿地林, 「水辺林の生態学」

(崎尾均・山本福壽編), 95-137, 東京大学出版会, 東京.

Fung, I., J. John., J. Ienere, E. Matthews, M. Prather, L.P. Steele, and P.J. Fraser (1991), Three-dimension model synthesis of the global methane cycle, *J. Geophys. Res.*, 430, 195-198.

林 誠二, 村上正吾, 亀山 哲, 渡辺正孝 (2003), 釧路湿原における水・土砂動態に対する二次元洪水氾濫原解析の適用, *水工学論文集*, 47, 913-918.

Hein, R., P.J. Crutzen, and M. Heimann (1997), An inverse modeling approach to investigate the global atmospheric methane cycle, *Global Biogeochem. Cycles*, 11, 43-76.

北海道環境科学研究センター, 北海道立水産孵化場, 北海道立衛生研究所, 山形大学理学部 (2002), 塘路湖における環境保全と漁獲の安定化に関する報告書.

Intergovernmental Panel on Climate Change (2007), Summary for Policymakers, *Climate Change 2007: The physical Science Basis*, edited by Solomon, S. et al., Cambridge Univ. Press, New York.

伊藤富子, 大高明文, 福原晴夫, 伊藤哲也, Jihua Wu, 三上英敏, 石川靖, 五十嵐聖貴, 氷洞真一郎, 高野敬志, 安富良平 (2002), 北海道釧路湿原, 塘路湖とシラルトロ湖の底生動物, *陸水生物学誌*, 17, 17-24.

伊藤富子, 大高明文, 上野隆平, 榎原康裕, 生方秀紀, 高野敬志, 堀 繁久, 伊藤哲也, 蛭田眞一, 富川 光, 松本典子, 北岡茂男, 富樫繁春, 若菜 勇, 大川あゆ子 (2005), 釧路湿原達古武沼の水生大型無脊椎動物相, *陸水学雑誌*, 66, 117-128.

Johnston, C.A., G.D. Bubbenzer, F.W. Madison, and J.R. McHenry (1984), Nutrient trapping by sediment deposition in a seasonally flooded lakeside wetland, *J. Environ. Quality*, 13, 283-290.

角野康郎, 中村俊之, 渡辺恭子, 植山邦彦 (1992), 釧路湿原3湖沼の水生植物の現状, *植物地理/分類研究*, 40, 41-46.

角野康郎 (2007), 達古武沼における過去30年間の水生植物相の変遷, *陸水学雑誌*, 68, 105-108.

環境省/社自然環境共生技術協会 (2004), 自然再生 釧路から始まる, 北海道.

工藤啓介, 中津川誠 (2005), 釧路湿原の水循環と地

- 下水の動向について, *北海道開発土木研究所月報*, 626, 25-47.
- 駒田充生, 君和田健二, 早川嘉彦, 室示戸雅之(1998), 釧路湿原に生育する植物体の $\delta^{15}\text{N}$ 値による河川水中窒素の影響評価, *日本土壌肥科学会誌*, 69, 2, 185-189.
- 正富宏之, 大石麻美(2001), *湿原生態系及び生物多様性保全のための湿原環境の管理及び評価システムの開発に関する研究調査報告書*, (財)日本鳥類保護連盟釧路支部, 3-4.
- 三上英敏, 石川 靖, 上野洋一(2004), 達古武沼における釧路川からの逆流量の観測, *北海道環境科学センター所報*, 31, 104-106.
- 三上英敏, 石川 靖, 上野洋一(2005), *平成16年度釧路湿原東部湖沼自然環境調査報告書*, 達古武沼への栄養塩類負荷に関する解析, p.2-1-2-23. 環境省自然環境局, 東北北海道地区自然保護事務所, (株)野生生物総合研究所 編.
- 三上英敏, 石川 靖, 上野洋一(2007), 達古武川上流部湿地帯における水質環境特性. 釧路湿原達古武沼の自然再生に向けて, *陸水学雑誌*, 68, 65-80.
- 水垣 滋, 中村太士(1999), 放射性降下物を用いた釧路湿原流入部における土砂堆積厚の推定, *地形*, 20, 97-112.
- Moore, T.R., N.T. Roulet., and J.M. Waddington (1998), Uncertainty in predicting the effect of climatic change on the carbon cycling of Canadian peatlands, *Clim. Change*, 40, 229-245.
- 中川 恵, 高村典子, 金 白虎, 辻 ねむ, 五十嵐聖貴, 若菜 勇(2007), 達古武沼における植物プランクトンの季節変化と水平分布, *陸水学雑誌*, 68, 109-121.
- Nakamura, F., Sudo. T., Kameyama. S., and Jitsu. M (1997), Influence of channelization on discharge of suspended sediment and wetland vegetation in Kushiro Marsh, northern Japan., *Geomorphology*, 18, 279-289.
- Nakamura, F., Jitsu. M., Kameyama. S., and Mizugaki. S (2002), Changes in riparian forests in the Kushiro Mire, Japan, associated with stream channelization, *River Res.and Applications*, 18, 65-79.
- 中村太士, 中村隆俊, 渡辺 修, 山田浩之, 中川泰則, 金子正美, 吉村暢彦, 渡辺綱男(2003), 釧路湿原の現状と自然再生事業の概要, *保全生態学研究*, 8, 129-143.
- Nakamura, F., Kameyama. S., Mizugaki. S., (2004), Rapid shrinkage of Kushiro Mire, the largest mire in Japan, due to increased sedimentation associated with land-use development in the catchment, *CATENA*, 55, 2, 213-229.
- 名久井孝史, 清水康行, 藤田隆保(2003), 釧路湿原における河川氾濫に伴う土砂堆積と乾燥化現象の関連性に関する研究, *水工学論文集*, 47, 97-112.
- 野原精一(2010), 湿原生態系の窒素汚染, *地球環境*, 15, 2, 153-160.
- Gedney, N, P.M. Cox, C. Huntingford (2004), Climate feedback from wetland methane emissions, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L20503.
- Takamura, N, Kadono. Y, Fukushima. M, Nakagawa. M, and B.H. Kim (2003), Effects of aquatic macrophytes on water quality and phytoplankton communities in shallow lakes, *Ecologic. Res.*, 18, 381-395.
- 千賀有希子, 廣田 充, 野原精一(2010), 水生植物を介した N_2O 輸送に関する研究, *地球環境研究*, 12, 127-132.
- 高村典子, 角野康郎, 福島路夫, 中川 恵, 金 白虎(2001), 沈水植物群落の喪失とその役割について—釧路湿原3湖沼の事例, *第9回世界湖沼会議発表文集*.
- 高村典子, 中川 恵, 若菜 勇, 五十嵐聖貴, 辻 ねむ(2007), 達古武川の水質特性および水質分布に影響する要因について, *陸水学雑誌*, 68, 81-95.
- 高村典子, 中川 恵, 仲島広嗣, 若菜 勇, 伊藤富子, 五十嵐聖貴 (2007), 炭素・窒素安定同位体比による達古武沼生態系の評価, *陸水学雑誌*, 68, 169-186.
- 田淵俊雄, 吉野邦彦, 志村とも子, 黒田清一郎, 石川雅也, 山路永治(1995), 農林地からの流出水の硝酸態窒素濃度と土地利用の関係, *農業土木学会論文集*, 178, 129-135.
- Terai, H, Ohta. K, Shidara. S, Kasuya.M and D.D. Adams (2002), CH_4 -, N_2O - and H_2 - fluxes and microbial processes in Kushiro Wetland, *Ann. Rept. Res. Inst. Biol. Fn.*, 2, 7-15.
- Toda, H., Y. Uemura., T. Okino, T. Kawanishi and H. Kawashima (2002), Use of nitrogen stable isotope ratio of periphyton for

- monitoring nitrogen sources in a river system, *Water Science and Technology*, 46, 11-12, 431-435.
- 戸田任重, 椎名未季枝, 平林 明, 新藤純子(2004), 千曲川における窒素化合物の由来, *地球環境*, 9, 41-48.
- 土原健雄, 中矢哲郎, 石田 聡, 今泉眞之(2005), 釧路湿原チルワツナイ川水文環境に河床湧水が及ぼす影響解明, *農業工学研究所技報*, 203, 121-137.
- 土原健雄, 井伊博行, 石田 聡, 今泉眞之(2006), 水素・酸素安定同位体比及びトリチウム濃度を指標とした釧路湿原内湧水の涵養域推定, *農業土木学会論文集*, 245, 73-83.
- 上野洋一, 石川 靖, 三上英敏(2007), 釧路湿原達古武沼における有機物堆積に影響を与える環境要因, *陸水学雑誌*, 68, 97-103.
- 若菜 勇(1999), マリモの研究の1世紀—みえてきた保全—, *遺産*, 53, 7, 59-64.
- Watson R.T., Melia Filho L, Sanhueza E, and Janetos A (1992), 生物圏におけるメタンの循環, *土壌圏と大気圏—土壌生態系ガス代謝と地球環境 (陽捷行編)*, 朝倉書店, 59-61, 東京.
- 八巻美樹, 鈴木 款, 宮坂 均, 松井直弘(2002), マングローブ林堆積物における有機物とメタンの動態, *静岡大学地球科学研究報告*, 29, 37-43.
- 山田浩之, 中村隆俊, 仲川泰則, 神谷雄一郎, 中村太士, 渡辺綱男(2004), 自然再生事業区域釧路湿原広里地区における湿原環境の実態—酪農草地化および河川改修が湿原地下水環境に及ぼす影響—, *応用生態工学*, 7, 1, 37-51.
- 吉田 磨, 今井 翔, 窪田千穂(2011). 地球の測り方, *中原准一教授退職記念論文集—酪農学徒として考えてきたこと—* 159-169.

Abstract

The northern wetlands are a significant source atmosphere of the greenhouse gases. In 2002 *Terai et al.* observed methane (CH_4) and nitrous oxide (N_2O) concentration, variation of vegetation, water level, ground temperature in the Kushiro Wetlands. So, we measured the CH_4 and N_2O at Lake Toro and its rivers in the Kushiro Wetlands registered on the Ramsar lists, and evaluated environmental changes in the Kushiro Wetlands. Ammonium (NH_4^+) and CH_4 concentration in Kushiro River were high upstream. In Lake Toro, there was a high concentration of CH_4 which was released into the atmosphere, and diffused in the lake. In Lake Toro, it is possible that the CH_4 was influenced by agricultural waste water flowing into that area. In this work, we measured greenhouse gases in the wetlands, lake, and rivers to discuss factors controlling the distribution of greenhouse gas in the Kushiro Wetlands.