

例会講演要旨集

第 146 号

目 次

詳細目次・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・表紙裏

例 会

1. 衛星データを用いた琵琶湖表面のクロロフィル分布推定・・・・・・・・・・1
2. 河川堤防からの蒸発量の測定と比較・・・・・・・・・・・・・・・・・・5
3. ひまわり 8 号のデータを用いた日射量推定の実用性評価・・・・・・・・・・8
4. 札幌の積雪不純物がアルベドに与える影響の定量的評価・・・・・・・・・・11

特別講演

渦相関観測と生物地球化学的観測を用いた諏訪湖におけるメタン動態の解明・・・・・・・・・・12
岩田 拓記氏（信州大学理学部 助教）

2018 年 12 月 15 日（土）

岡山大学環境理工学部（津島キャンパス） 101 講義室

（岡山市北区津島中三丁目 1-1）

日本気象学会関西支部

詳細目次

例 会

1. 衛星データを用いた琵琶湖表面のクロロフィル分布推定 1
* 亀井 亮佑・大久保 賢治・岩田 徹 (岡山大学大学院環境生命科学研究科)
2. 河川堤防からの蒸発量の測定と比較 5
* 滝本 千晴・石崎 未帆・竹下 祐二・岩田 徹 (岡山大学環境理工学部)
3. ひまわり 8号のデータを用いた日射量推定の実用性評価 8
* 石崎 未帆・滝本 千晴・竹下 祐二・岩田 徹 (岡山大学環境理工学部)
4. 札幌の積雪不純物がアルベドに与える影響の定量的評価 11
* 広沢 陽一郎 (岡山大学大学院自然科学研究科)・青木 輝夫 (岡山大学大学院自然科学研究科・気象研究所)
庭野 匡思 (気象研究所)・的場 澄人 (北海道大学低温科学研究所)・兒玉 裕二 (国立極地研究所)
谷川 朋範 (気象研究所)

(※は講演者)

特別講演

- 「渦相関観測と生物地球化学的観測を用いた諏訪湖におけるメタン動態の解明」 12
岩田 拓記氏 (信州大学理学部 助教)

衛星データを用いた琵琶湖表面のクロロフィル分布推定

*亀井亮佑・大久保賢治・岩田徹（岡山大学大学院環境生命科学研究科）

1. はじめに

近年、詳細な分光特性を有したセンサーによって、高い時空間分解能の人工衛星データが得られるようになった。広い陸域や海洋表面だけでなく、狭い領域の湖沼や河口域でも、多くのデータが得られるようになってきている。湖沼生態系の一次生産を担う植物プランクトンの現存量の指標である Chl-a 濃度を衛星データから推定する手法としていくつかの研究例（寺本, 2015; 後藤, 2015）があるが、いずれもその推定精度は高いとは言えない。

本研究では衛星データによる琵琶湖における Chl-a 濃度の推定精度向上および長期間の時空間的変動を把握することを目的とする。具体的には 14 年間の NOAA/MODIS データから Chl-a 濃度を推定する指標を新たに提案し、妥当性の検討を経て、琵琶湖全域の表層 Chl-a 分布の変動特性の解析を行った。

2. 研究対象地域概要及び使用データ

2.1 琵琶湖における Chl-a 濃度

本研究では、表層 Chl-a 濃度の観測値として国土交通省水管理・国土保全局が運用管理している国土交通省水文水質データベース (<http://www1.river.go.jp/>) から琵琶湖(石寺沖、大溝沖中央、北小松沖中央、外ヶ浜沖、外ヶ浜沖中央、丹出川沖、丹出川沖中央、長命寺沖、ほうらい沖中央、南比良沖、吉川港沖)の 11 点に加え、滋賀県琵琶湖環境センターが水面から約 0.5m の Chl-a 濃度を計測している今津沖中央を加えた 12 点の Chl-a 濃度を使用した(図 2.1)。

2.2 衛星データ

本研究では、米国国家航空宇宙局 (National Aeronautics and Space Administration, NASA) が運用管理している、地球観測衛星 TERRA、AQUA に搭載されている中分解能撮像分光放射計(MODerate resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS) により得られたデータを使用した。MODIS データは様々な衛星データを配布している地球観測システムデータ情報システム (EOSDIS, <http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>

b/)から入手した。EOSDIS では MODIS による観測結果を使用用途に分けるため NASA が解析と補正を行い、提供しているが、本研究では band1,2 の反射率(MYD09GQ)

band9,10,12 の反射率(MYDOCGA)のプロダクトデータを使用した。EOSDIS から取得した衛星データの詳細を示す(表 2.1)。

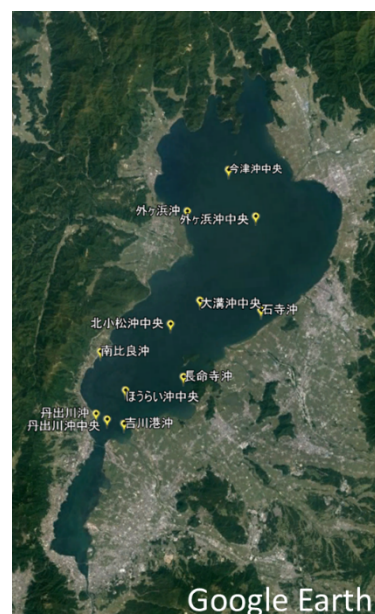


図 2.1 琵琶湖観測地点

表 2.1 使用した MODIS データ概要

配布形式	日数間隔	解像度	使用データ	波長領域
MYD09GQ (反射率)	1day	250m	band1 band2	620~670nm 841~876nm
MYDOCGA (反射率)	1day	1000m	band9 band10 band12	438~448nm 483~493nm 546~556nm

3. 衛星データ指標

3.1 ND

陸上植生の活性を評価する指標として正規化植生指数(NDVI, Normalized Difference Vegetation Index)がある。これは植物の葉に含まれる Chl は可視域の赤の波長帯(640～670nm)を強く吸収し、葉の細胞構造は近赤外の波長帯を強く反射することを利用している。この光学特性を植物プランクトンに含まれる Chl-a において同様に適用する。Chl-a が 450nm 付近の波長を吸収しやすく、550nm 付近の波長を反射しやすいことから新たな指標 ND(Normalized Difference)を提案する。ND は式 3.1 によって算出されるとする。

$$ND = \frac{GREEN - BLUE}{GREEN + BLUE} \quad (3.1)$$

ここで、GREEN は緑色の可視光波長域の、BLUE は青色の可視光波長域の反射強度を示している。MODIS において BLUE は band9 (438～448nm)または band10(483～493nm)、GREEN は band12(546～556nm)に該当する。ND は理論的には-1 から 1 までの値を取るが、実際は-0.3～0.5 程度を取る。ND の値が大きいほど、Chl-a 濃度が高いことを示すと考ええる。

3.2 海色推定式

MODIS データを使用した海色推定式は式 3.2 で与えられている。

$$\begin{aligned} Chl_{OC3M} &= 10^y \\ y &= 0.2424 - 2.7423\chi + 1.8017\chi^2 + 0.0015\chi^3 - 1.228\chi^4 \\ \chi &= \log_{10}(R) \quad R = \max(R_{rs}(443, 488)) / R_{rs}(547) \end{aligned} \quad (3.2)$$

しかしながら、上記の海色推定式は内湾や湖沼といった閉鎖性の高い水域では懸濁物質などの影響により、適用が困難であるとされている。

4. 結果

4.1 ND の適応可能性

琵琶湖において観測された Chl-a と ND の相関解析結果を図 4.1 に示す。また、湖岸から比較的近い位置の沿岸と湖岸から遠い位置の沖合に分けて相関解析を行った結果も同時に図 4.1 に示す。

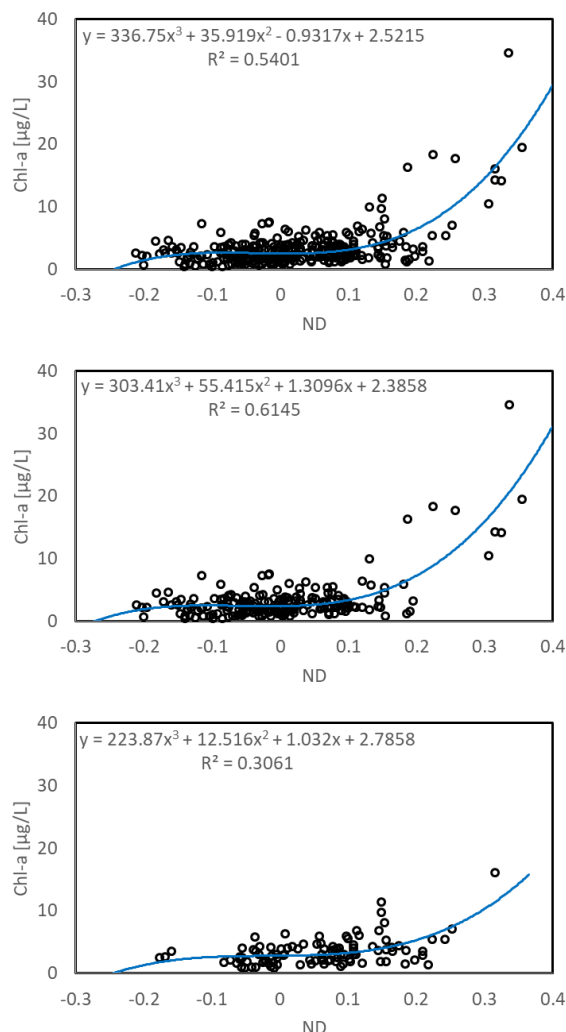


図 4.1 琵琶湖における Chl-a と ND の相関 (上:全データ 中:沖合 下:沿岸)

全データを用いたときの決定係数 $R^2 = 0.54$ 程度あった。この結果は既存研究(寺本, 2015; 後藤, 2015)の決定係数 $R^2 = 0.35$ よりも大きいという結果が得られた。沖合のデータのみでは $R^2 = 0.61$ 程度、沿岸のデータのみでは $R^2 = 0.31$ 程度であり、中央のデータで決定係数が大きいという結果が得られた。これらの結果から表層 Chl-a 濃度の推定式として式 4.1 が提案できる。

$$Chl-a = 2.52 - 0.93ND + 35.92ND^2 + 336.75ND^3 \quad (4.1)$$

しかしながら、式 4.1 を使用し推定した Chl-a 濃度と観測された Chl-a 濃度の相関図を図

4.2 に示す。

Chl-a 濃度(推定値)は観測値で約 $2.5[\mu\text{g/L}]$ 以下の Chl-a 濃度に対しては適用しにくいことが分かる。

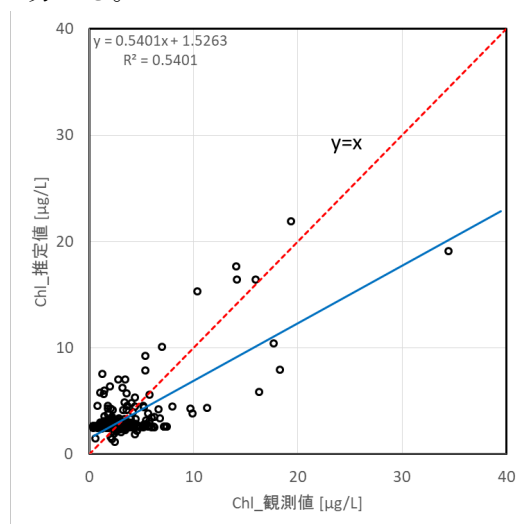


図 4.2 Chl-a の観測値と推定値の相関

4.2 海色推定式の検討

式 3.2 を用いて推定した Chl-a 濃度と観測された Chl-a 濃度の相関図を図 4.3 に示す。また、2003/1/1～2016/12/31 までの観測された Chl-a 濃度と式 4.1 を用いて推定した Chl-a(ND)濃度、式 3.2 を用いて推定した Chl-a(OC3M)濃度の時系列を 2 つの沖合(今津沖中央、ほうらい沖中央)、2 つの沿岸(長命寺沖、南比良沖)において図 4.4 に示す。

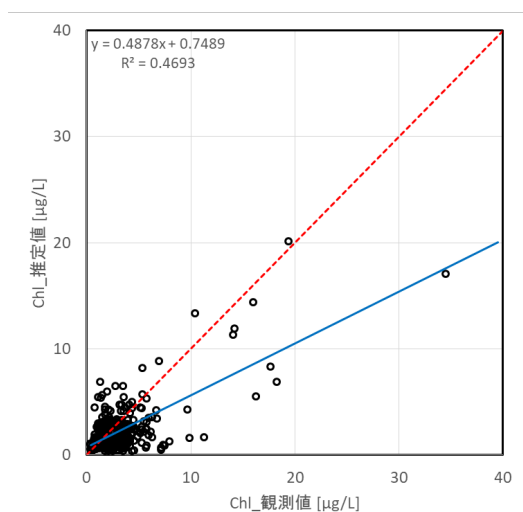


図 4.3 Chl-a(観測値)と Chl-a(OC3M)の相関図

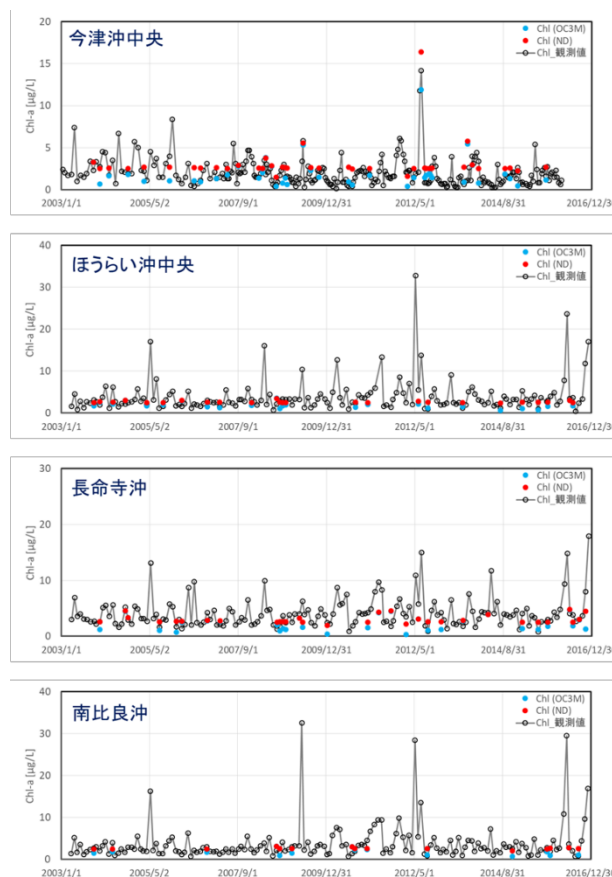


図 4.4 Chl-a 時系列

海色推定式の推定精度は $R^2 = 0.47$ 程度であり、Chl-a 濃度が比較的小さい場合にも適用できると考える。しかし、一方で Chl-a 濃度が比較的大きい場合には適用しにくいことが分かった。また、時系列から Chl-a(ND)は Chl-a(OC3M)より大きい値を取っていることが分かる。

4.3 ND と海色推定式の複合利用

式 4.1 は Chl-a が大きい場合に、式 3.2 は Chl-a 濃度が小さい場合に適応できると考え、その判断を ND 値によって行う。図 4.5 は観測された Chl-a 濃度と Chl-a(ND)と Chl-a(OC3M)のそれぞれの差を取り、観測値との乖離が少ない推定式をプロットした図である。観測された Chl-a 濃度が $5.2[\mu\text{g/L}]$ 以上だと Chl-a(ND)の方が乖離が少ないことが分かる。これより、観測された Chl-a 濃度が $5.2[\mu\text{g/L}]$ の ND 値の平均を取ると 0.128 であり、ND が 0.128 以上であると式 4.1 を適用し、それより小さい場合は式 3.2 を適用する。適用して算出された Chl-a 濃度と観測された Chl-a 濃度の相関図を図 4.6 に示す。

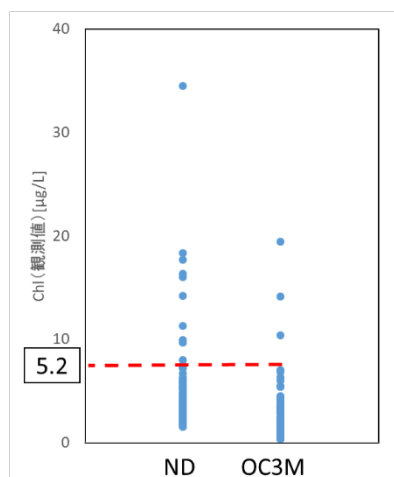


図 4.5 Chl(ND)と Chl(OC3M)の観測値との乖離

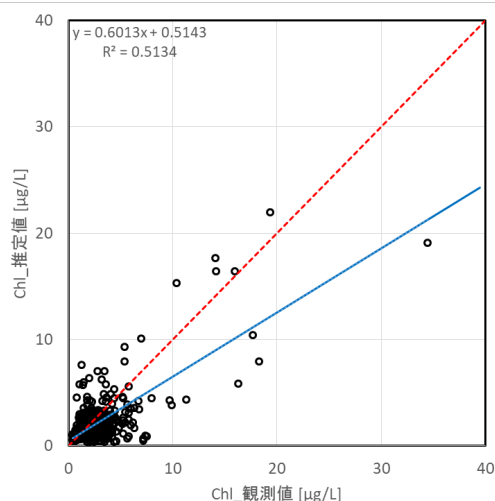


図 4.6 Chl-a の観測値と推定値の相関

$R^2 = 0.51$ 程度あり、かつ Chl-a 濃度が低いときにも対応できていると考える。

4.4 表層 Chl-a マップ

ND と外洋 Chl-a 濃度推定式の複合利用を行い Chl-a マップを作成する。例として 2003/1/11 の Chl-a マップを図 4.7 に示す。

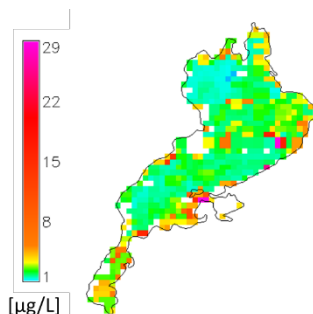


図 4.7 2003/1/11 の Chl-a マップ

西岸より東岸で Chl-a 濃度は大きく、5~8[μ g/L]程度の値を示していることが分かる。また、南湖でも比較的 Chl-a 濃度が高いことが分かる。

5. 考察

図 4.1 より、沖合でより決定係数が大きく、沿岸で小さくなった理由としては、河川から流入する溶存有機物や懸濁物質によって、Chl-a の吸光特性が人工衛星で捉えられなかったことが考えられる。また、水深に起因する影響も考えられる。水深が浅いと湖底に光が反射し、反射率が大きくなってしまった可能性がある。加えて、水草による影響も考慮しなくてはならない。琵琶湖では南湖をはじめ、北湖でも水草が湖岸に生えているため、それに ND が応答してしまうことも考えられる。

参考文献

- 寺本智子、2015:人工衛星リモートセンシングを用いた琵琶湖における水環境解析の基礎的研究,京都大学学術情報リポジトリ KURENAI,20~65pp
- 石坂丞二、小林拓、虎谷充浩、中嶋康夫、中村亨、林正能、山田智、2015:伊勢・三河湾における MODIS と SraWiFS のクロロフィル a 濃度の検証と改善、日本リモートセンシング学会誌,Vol.35,No4,245~259pp
- 後藤直成、2015:名古屋大学水循環研究センター共同研究報告書
- 作野裕司,畠山恵介,宮本康,初田亜希子,森明寛,九鬼貴弘,2013:汽水化直後の湖山池湖水の分光反射率特性と水質との関係,土木学会論文集 B3(海洋開発),Vol.69,No.2,551-556pp
- 沖一雄,安岡善文,1996:高濃度水域における近赤外波長帯を含む二波長によるクロロフィル a 推定モデルの作成,日本リモートセンシング学会誌, Vol.16, No.4, 1-9pp
- 菅田一行,作野裕司,2008:ALOS/AVNIR-2 データを使った広島湾南部のクロロフィル a 濃度分布推定の初期評価,水工学論文集,第 52 巻,pp1370

河川堤防からの蒸発量の測定と比較

*滝本千晴、石崎未帆、竹下祐二、岩田徹（岡山大学環境理工学部）

1. はじめに

近年、大雨の発生頻度が増加傾向にあることが指摘されている。大雨による河川水量の増加が流域水系における浸透及び蒸発散に与える影響について十分な研究が進んでいない。また、岡山県土木部の調査によれば、重要水防箇所として岡山県内を流れる高梁川水系小田川と笹ヶ瀬水系足守川が含まれており、これらの流域圏では堤防の漏水が特に多くみられており、防災面や水資源管理の面からも有効な対策が求められている。流域圏の水収支を定量的に評価するには、一般汎用データを用いて蒸発散量を推定する必要がある。本研究では、このような流域圏水収支を定量的評価の確立を目的として、堤防における蒸発散量の現地計測を行った結果を紹介する。

2. 研究方法

2.1 現地測定

河川堤防で測定は、岡山県西部を流れる高梁川支流の小田川右岸堤防（2018年1月開始、以下 ODR と称する）と高梁川本流右岸堤防（2018年9月開始、以下 TKR と称する）の2箇所で行っている（図1）。測定項目は両サイトともに、風速・風向、気温、湿度、地表面温度、地表面土壌含水率、の6項目である。なお、気温と湿度は ODR、TKR ともに複数高度で測定している。また、収録間隔は30秒であり、解析には60分値に平均化したデータを用いた。

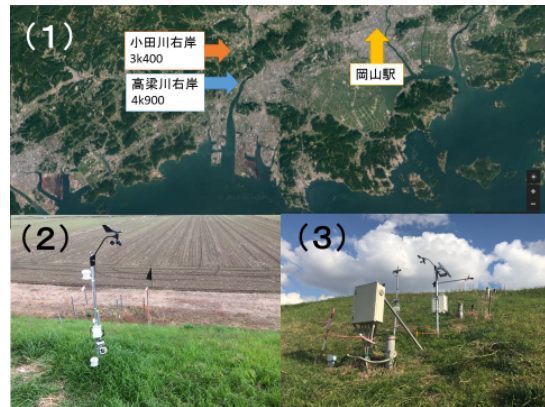


図1 2つの気象観測サイトの位置 (1) と河川堤防での気象要素の測定の様子 (2 : ODR, 3 : TKR)

2.2 蒸発量の推定方法

2.2.1 土壌水分収支法

土壌含水率の時間変化率を算出し、単位時間単位面積あたりの蒸発量を算出した。なお、大気への蒸発に供給されうる水分を保持する土壌層の深さは20cmと仮定した。

2.2.2 バルク法

バルク法による蒸発量 E の算出は以下の式を用いる。

$$E = \rho \beta C_H u [q_{sat}(T_s) - q]$$

E : 蒸発量[kg/s/m²]

ρ : 大気密度 : 1.225 [kg/m³]

β : 蒸発効率または湿潤度

C_H : バルク輸送係数

u : 代表風速 (2~10m 高度) [m/s]

q_{sat} : 飽和水蒸気密度[g/m³]

T_s : 地表面温度[°C]

q : 大気中水蒸気密度[g/m³]

ここで、蒸発効率 β は0~1の値を取り、地面が湿っているほど大きく、水面で1となる

係数である。バルク輸送係数 C_H は地面の力学的粗度により 0.001～0.01 で変化し、凸凹が大きいほど大きく、静穏な水面で 0.001 とされている。蒸発効率とバルク係数はともに植生等によって変化する係数であるが、両係数の積 βC_H は現地の雑草植生から推定される値、0.003 および 0.004 を用いた。

3. 結果と考察

図2に2018/10/18～22にODRサイトで得られた測定結果の例を示す。なお、3月以前および9月以降のデータでは、土壌含水率がセンサーの温度変化の影響を受けている可能性が見られたため、温度の日変動成分で相殺する補正を行った。気象要素の日周変化からは、日中の気温の上昇とともに、地表面の飽和水蒸気量と大気中水蒸気量の差が大きくなる様子が見て取れる。風速が主に日中に大きくなっていることも合わせて、日中に蒸発量が増えていることが予想される。土壌水分の変化からは、降水の見られなかった数日の間に、日を追うごとに値が減少していることがわかる。日目の変化に注目すると、日中に減少量が大きく夜間に一定もしくはやや増加する値を取り、日出時刻付近で急増してその後急減していく様子がみてとれる。これは、日

中に土壌水分が失われて蒸発すること、夜間は蒸発が見られず大気中水蒸気の結露による水分上昇があり、気温が最も低下する早朝により顕著になる様子を捉えているものと考えられる。

図3に図2と同期間の蒸発量の推定結果を示す。2つの蒸発量推定手法は、ともに日中正午前後に極大となる変動を示していることがわかる。夜間については、水分量収支法では、マイナスとなっているが土壌水分が増加していることによるものである。また、バルク法による蒸発効率 β とバルク係数 C_H の積は、計算された値の付近で概ね妥当な値であったことがわかる。

4. まとめ

河川堤防における蒸発量の定量的かつ高時間分解能の推定を目的として、現地測定を実施したデータを解析した。土壌水分量の増減から見積もった日中の蒸発量とバルク法から計算した蒸発量は相似な変動を示しており、簡易な気象測定によって、現地の蒸発量推定が可能であることがわかった。今後は、空気力学的傾度法による結果との比較、さらにインターネット等を通じて入手可能な一般汎用データを用いて、より広い領域の蒸発量推定を見積もることを目標とする。

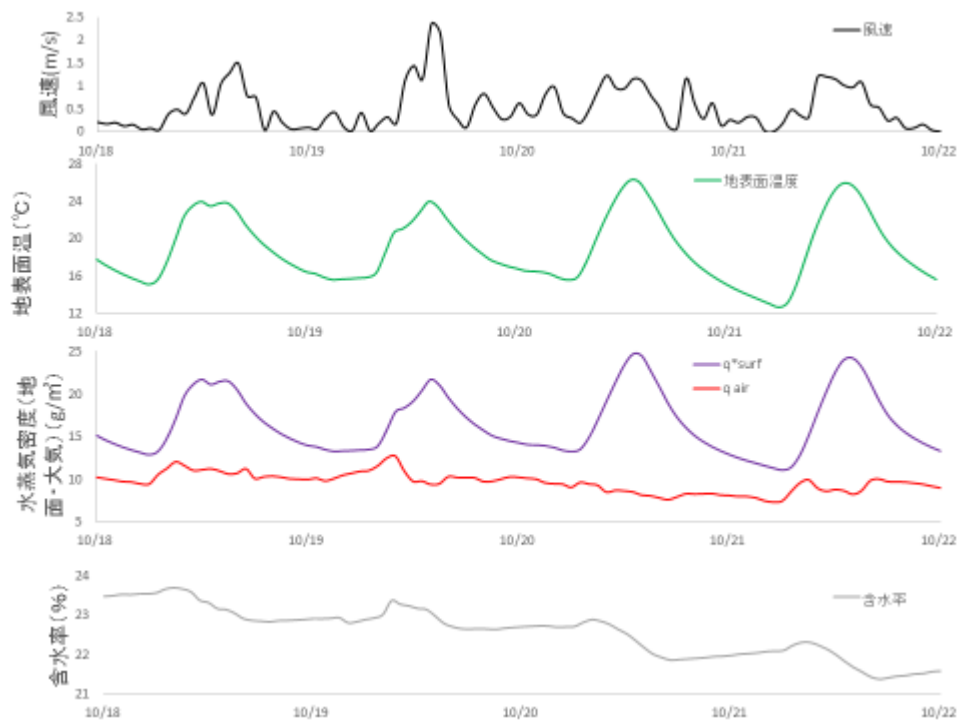


図3 2018/10/18～21 の測定データの経時変化

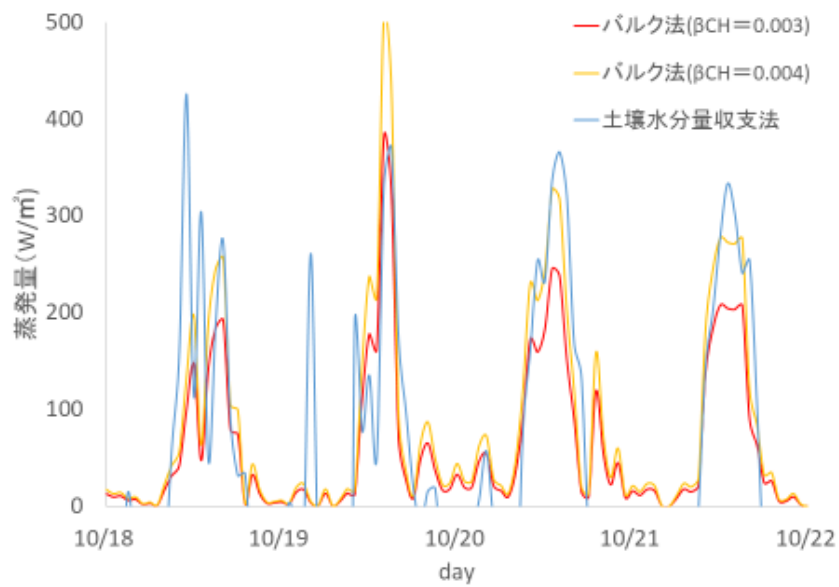


図4 図3 と同じ期間の推定蒸発量

ひまわり 8 号のデータを用いた日射量推定の実用性評価

*石崎未帆、滝本千晴、竹下祐二、岩田徹（岡山大学環境理工学部）

1. はじめに

陸域表面からの蒸発量は、大気への水の供給源であるとともに、地上の水資源管理や地下水涵養、河川流量を決定する上で重要な量である。蒸発量を見積もる上で、日射量の多寡は極めて重要な要素であるとともに、その変化は主に上空の雲の存在によって大きく左右される。一方、気象官署やアメダス測点で実測され、インターネット等で手軽に入手可能な多くの気象要素の中では、日射量は、降水量、風、気温などに比べて公式に測定されている場所が極めて少ない。例えば、中国・四国の9県において、気象庁公式データとして入手しうる全天日射量（1時間値）の測定点は、松江、広島、下関、高松、松山のわずか5箇所である。雲の分布は時空間的変動が大きいがゆえに、現実には、地上へ達する日射量も同様に時空間的に大きく変化しているので、これらの粗いデータを蒸発量を推定するモデル（例えば、ペンマン・モンティース法など）の入力値として使用するのには必ずしも適切とは言えない。

本研究では、微細な領域を対象とした蒸発量を推定するための高い時空間解像度の放射量データを整備することを目的として、2015年に運用が開始されたひまわり8号の高詳細データを利用した推定モデルの実用可能性を探る。

2. 研究方法

2.1 ひまわり8号データ

ひまわり8号は、2015年7月から運用とデータ配信が開始された気象観測データであるが、波長分解16チャンネル、空間解像度1km、時間分解能2.5分という、それまでの6、7号に比べ極めて高い分解能を有している。データ配信もほぼリアルタイムで行われている。本研究では、それ

らのうち唯一解像度0.5kmで配布されているバンド3（赤色可視光の反射率）を用いた。

2.2 解析期間と検証地点

解析には、2017年7月1日～10日の6時～18時の正時00分の衛星データを配布サイト

（https://seg-web.nict.go.jp/wsdb_osndisk/shareDirDownload/03ZzRnKS）からダウンロードした。モデル化に用いた地上実測データは高松地方気象台（134° 32' E、34° 19' N）で得られた全天日射量の1時間値である。

2.3 日射量推定モデル

日射量推定には、Nasahara (2009)の手法を用いた。地面と大気上層部でのエネルギー保存は次式で表せる（図1）。

$$I_0 = Ra I_0 + T(1 - R_g) I_0 + A \quad \dots(1)$$

I_0 : 大気外日射、 Ra : 大気上端での反射率、
 R_g : 地表面での反射率、
 T : 大気条件に依存する定数、
 A : エアロゾル等を含む大気層への吸収量

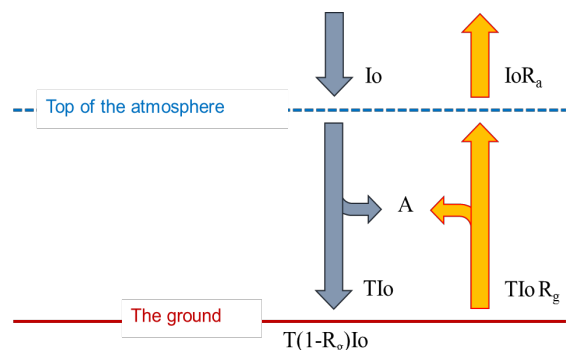


図1 地面と大気上端での放射収支のモデル

ここで、 A については、大気層の往復時に一定の

割合 a で吸収されると仮定する。

$$A = a I_0 \quad \dots(2)$$

式(1)及び(2)より、 T の式が与えられる。

$$T = (1 - R_a - a) / (1 - R_g) \quad \dots(3)$$

式(1)、(2)、(3)より地上への日射量 $T I_0$ は、

$$T I_0 = I_0 (1 - R_a - a) / R_g \quad \dots(4)$$

とできる。 R_a は毎測定の衛星データ（反射率）から得られる。 R_g は晴天時（ R_a が小さい）の R_a で与えられるが、本研究では解析期間 10 日間の最小値を用いた。大気吸収率 a は Nasahara (2009) と同様に 0.1 とした。

また、大気外日射量 I_0 は、太陽定数 S_0 、対象地点の緯度 ϕ 、地心太陽距離 r/r^* 、太陽高度角 α から

$$I_0 = S_0 (r^*/r)^2 \sin \alpha$$

$$\text{ただし } \sin \alpha = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos h$$

として求められる。なお、太陽赤緯 δ 、地心太陽距離 r/r^* 、および太陽時角 h の計算は、中川の方法 (http://www.es.ris.ac.jp/~nakagawa/met_cal/solar.html) を参考にした（付録参照）。

3. 結果と考察

対象期間（2017 年 7 月 1 日～10 日）の高松地方気象台における大気外日射量、推定された日射量 $T I_0$ 、地上実測日射量の経時変化を図 2 に示す。結果からは、曇または雨天日（7/4、5、9）に日射量が小さくなっている。また、晴天日と思われる他の日には正午前後に極大となり日出後、日没前に低くなる日変化を概ね再現できているといえる。一方で、とくに日射量が小さい時間帯に推定値が実測値よりも大きくなる傾向が見て取れる。このような差が生じる原因としては、2 つの要因が考えられる。一つは衛星データの反射率は毎時間正時の瞬間の値であるのに対し、実測は 1 時間平均値であるという時間代表性の要因である。もう一つは、推定値は赤色（長い波長域）の反射率のみから算出した値であり、可視光全域を示す全天日射量との違いである可能性もある。推定値と実測量の相関をとってみると（図 3）、両者の相関は概ね良いものの、全般的に推定値が過大評価しているとともに、実測値が 300～700 W/m² の領域で乖

離が大きい結果（図で見ると下に凸）となっている。

そこで、この相関解析の結果を用いて、モデルから得られた推定値をさらに補正して最適化することで日射量の推定を試みることにした。解析結果から、推定日射量 x に対する全天日射量 y は、 $y = ax^2 + bx$ $a = 6.240 \times 10^{-4}$, $b = 0.2787$ で補正することができる。

最適化補正した推定値と実測の時系列を図 4 に示す。両者はほぼ一致した変動を示しており、衛星データから地上への日射量推定ができる可能性が高いことが示されたと言える。

4. まとめ

ひまわり 8 号で得られる高時間分解能のデータを用いて地上日射量の推定を試みた。既存研究の Nasahara(2009)では、MODIS で得られた日日データから PAR（光合成有効放射）の日積算値の推定を行っていたが、全く同様の手法によって、日周変動のような高時間分解能の日射量の推定も可能であることが示された。

参考文献

Nasahara, K.N. : Simple Algorithm for Estimation of Photosynthetically Active Radiation (PAR) Using Satellite Data, SOLA, 2009, Vol. 5, 037 - 040, doi:10.2151/sola.2009-010

付録：太陽時角 h および太陽赤緯 δ の計算方法

以下、1 月 1 日からの年間通算日数を J として

$$\theta = 2\pi(J-1)/365$$

とする。

1) 太陽赤緯 δ （太陽と赤道面とのなす角）

$$\delta = a_0 + a_1 \cos \theta + a_2 \sin \theta + a_3 \cos 2\theta + a_4 \sin 2\theta + a_5 \cos 3\theta + a_6 \sin 3\theta$$

$$a_0 = 0.006918, a_1 = -0.399912, a_2 = 0.070257, a_3 = -0.006758,$$

$$a_4 = 0.000907, a_5 = -0.002697, a_6 = 0.001480$$

2) 地心太陽距離 r/r^* （地心太陽距離は地球の中心と太陽との距離 [天文単位]）

$$(r/r^*)^2 = 1 / \{b_0 + b_1 \cos \theta + b_2 \sin \theta + b_3 \cos 2\theta + b_4 \sin 2\theta\}$$

$$b_0 = 1.000110, b_1 = 0.034221, b_2 = 0.001280, b_3 = 0.000719, b_4 = 0.000077$$

3) 太陽時角 $h=h_0+\Delta h$

$c_0=0.000075$ 、 $c_1=0.001868$ 、 $c_2=-0.032077$ 、 $c_3=-0.014615$ 、

平均時角 $h_0=(\text{JST}-12)\pi/12+\text{標準子午線からの経度差}$

$c_4=-0.040849$

均時差 $\Delta h=c_0+c_1\cos\theta+c_2\sin\theta+c_3\cos 2\theta+c_4\sin 2\theta$

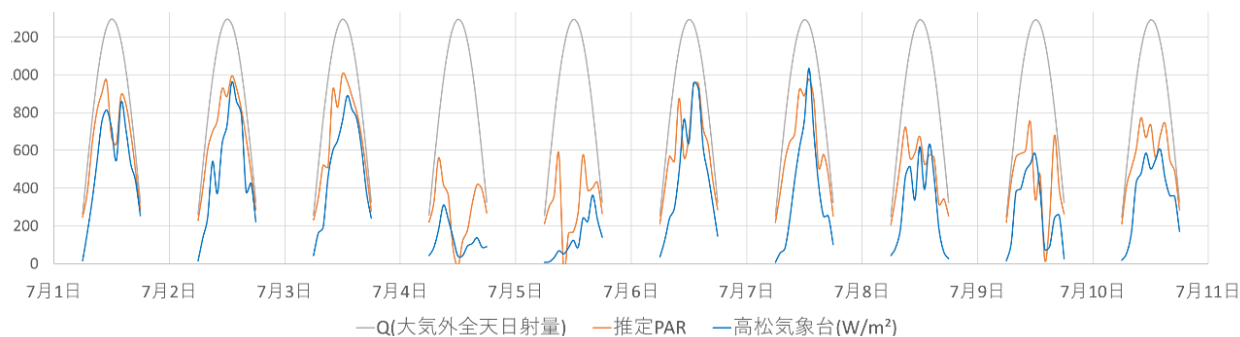


図2 2017/7/1～7/10の高松地方気象台における大気外日射、推定日射、実測値の経時変化

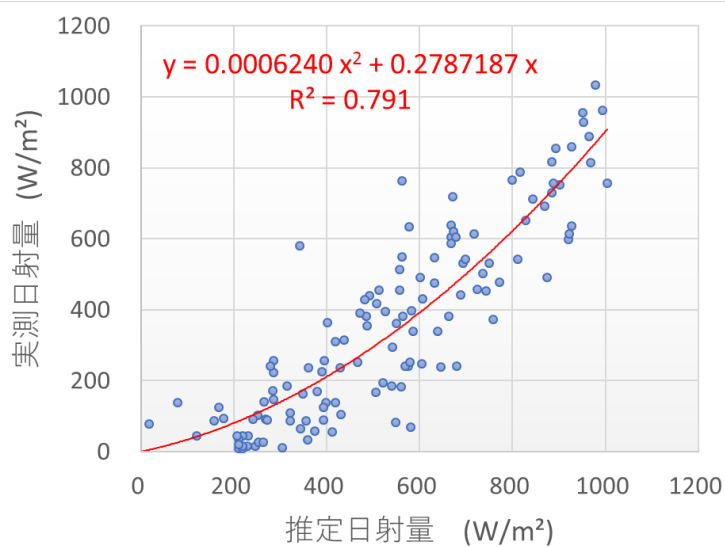


図3 高松気象台における推定日射量と実測値の比較

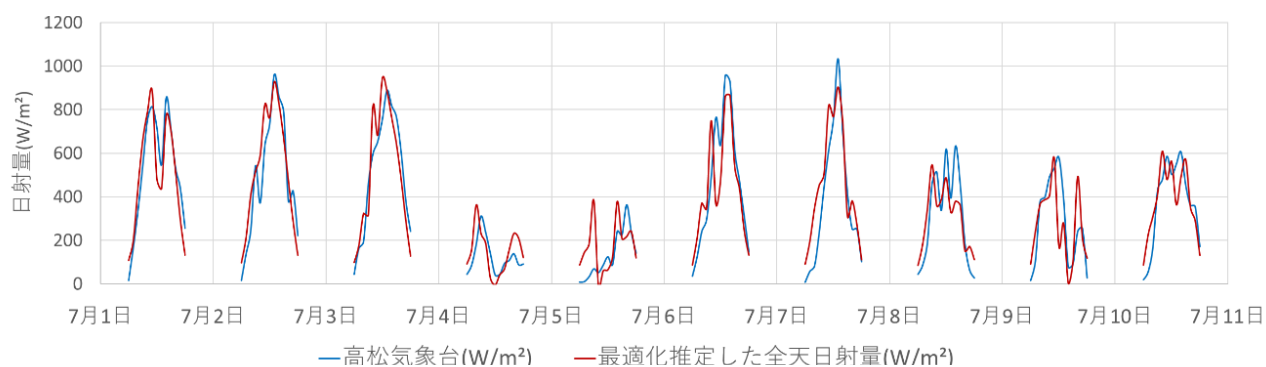


図4 最適化補正した推定日射量と実測の比較時系列

札幌の積雪不純物がアルベドに与える影響の定量的評価

広沢陽一郎* (岡山大学自然科学研究科)、青木輝夫 (岡山大学自然科学研究科・気象研究所)、庭野匡思 (気象研究所)、
的場澄人 (北海道大学低温科学研究所)、兒玉裕二 (国立極地研究所)、谷川朋範 (気象研究所)

1. はじめに

雪氷圏は高い反射率と面積変動が大きいことから、地球のエネルギー収支にとって重要な役割を果たす。大気中の光吸収性エアロゾルを起源とする積雪不純物は、雪氷表面に沈着することで雪氷を暗色化させ、雪氷による太陽光の吸収を増加させる効果を持っている。北海道大学低温科学研究所で観測された詳細な気象・放射及び積雪断面観測のデータを使い、積雪アルベドは積雪粒径と積雪不純物濃度に強く依存していること (Aoki et al., 2003, 2007) や積雪不純物により融雪が 16-19 日間早まっている (Niwano et al., 2012) という先行研究が行われている。本研究ではこれらの研究よりも長期の 2007-2017 年の 10 冬期間において、札幌の積雪不純物がアルベドに与える定量的な効果と放射強制力を観測データとモデル計算によって調べた。

2. 研究手法

札幌において 2007-2017 年の 10 冬期間における自動気象観測装置、積雪断面観測、積雪不純物濃度の観測データから得られた下向き日射および積雪粒径、積雪不純物濃度、積雪水当量などの積雪層構造のデータを積雪アルベド物理モデル (PBSAM : Aoki et al., 2011) に入力し、可視、近赤外、短波長域の各アルベドの理論計算を行った。次に、積雪不純物の有無によるアルベドの感度実験を行い、その差から積雪不純物がアルベドに与える定量的な効果を調べた。さらに、積雪不純物の種類 (ブラックカーボン (BC) 及び鉱物性ダスト) がアルベド低下量に与える定量的効果と放射強制力を調べた。

3. 結果

解析期間の各年で時系列の観測値とモデル計算値を比較すると、積雪粒径や積雪不純物濃度の変化に対応したアルベド変動の計算値は観測値とよく一致した。全解析期間において、短波長域 (SW) におけるアルベド観測値と計算値の比較から得られる決定係数 (R^2) と二乗平均平方根誤差 (RMSE) はそれぞれ 0.847 と 0.046 で、これらの結果から PBSAM の高い精度が確認された。次に、ブラックカーボン (BC) と鉱物性ダストからなる積雪不純物の有無による、可視域、近赤外域、短波長域のアルベド変化に関する感度実験を行った。全解析期間における積雪不純物 (BC+鉱物性ダスト) によるアルベド変化は短波長域で -0.053 であった。図 1 は短波長域のアルベド変化への BC と鉱物性ダストそれぞれからの寄与を調べた結果である。また、全期間における BC と鉱物性ダストによる短波長域のアルベド変化への寄与は、それぞれ -0.045 と -0.008 であった。同じく、全期間における積雪不純物による放射強制力は $+6.8 \text{ Wm}^{-2}$ であった。図 2 は積雪不純物による短波長域の放射強制力を示し、BC と鉱物性ダストによる放射強制力は、それぞれ、 $+5.5 \text{ Wm}^{-2}$ と $+1.3 \text{ Wm}^{-2}$ であった。また、涵養期と融雪期の放射強制力はそれぞれ、 $+2.6 \text{ Wm}^{-2}$ と $+20 \text{ Wm}^{-2}$ で、融雪期において特に大きな値となっている。この原因として、融雪期には日射量が多いことと、積雪不純物濃度が高いことによるアルベド低下量が大きいことの 2 つの要因が挙げられる。

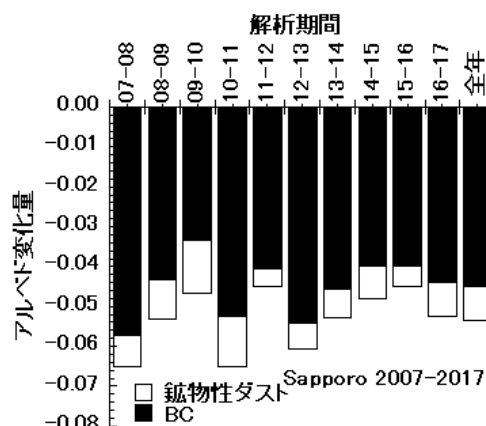


図 1 札幌の積雪不純物の違いによる 2007-2017 年の各冬季における積雪アルベド変化量の平均値

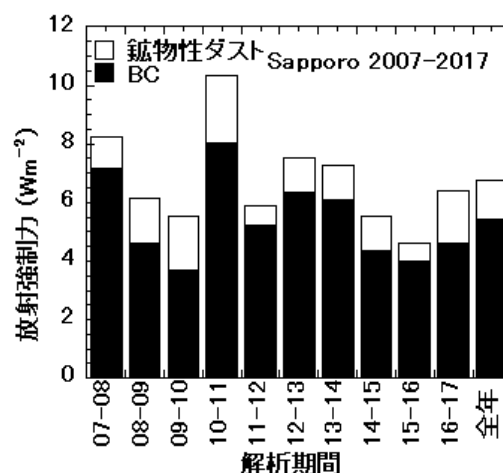


図 2 札幌の積雪不純物による 2007-2017 年の各冬季における短波長域の放射強制力の平均値

参考文献

- Aoki, T., A. Hachikubo, and M. Hori (2003), Effects of snow physical parameters on broadband albedos, *J. Geophys. Res.*, 108(D19), 4616, doi:10.1029/2003JD003506.
- Aoki, T., H. Motoyoshi, Y. Kodama, T. J. Yasunari, and K. Sugiura (2007), Variations of the snow physical parameters and their effects on albedo in Sapporo, Japan, *Ann. Glaciol.*, 46, 375-381, doi:10.3189/172756407782871747.
- Aoki, T., K. Kuchiki, M. Niwano, Y. Kodama, M. Hosaka and T. Tanaka (2011), Physically based snow albedo model for calculating broadband albedos and the solar heating profile in snowpack for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, 116, D11114, doi:10.1029/2010JD015507.
- Niwano, M., T. Aoki, K. Kuchiki, M. Hosaka and Y. Kodama (2012), Snow Metamorphism and Albedo Process (SMAP) model for climate studies: Model validation using meteorological and snow impurity data measured at Sapporo, Japan. *J. Geophys. Res.*, 117, F03008, doi: 10.1029/2011JF002239.

1. 研究の背景

メタンは重要な温室効果ガスのひとつであり、全球規模でのメタン収支を理解することが気候変動予測において必要とされている。

メタンは主に嫌気環境でメタン生成菌により生成されるため、湖沼が主要なメタン放出源のひとつとなっている。しかし、湖沼からのメタン放出量には大きな不確定性が残されている。この原因として、メタン放出の時空間的不均一性に起因する観測の困難さが挙げられる。湖から大気へのメタン放出は、湖底堆積層中で生成されたメタンが水中を拡散、あるいはバブルによって輸送されることにより起こる。バブルによる放出は全放出量の 80% まで寄与している例もある（Bastviken et al., 2004, *Global Biogeochem. Cycles*）が、時空間的に局所的な放出であるため、古典的なフローティングチャンバー法などではバブル放出を取り逃がしている可能性がある（Podgrajsek et al., 2014, *Biogeosci.*）。このような状況では、湖からのメタン放出モデルの検証も不十分となり、これが全球規模での不確定性を大きくしている一因であると考えられる。

湖広範囲からのメタン放出量を正確に評価するためには、風上の 10^4m^2 程度のエリアをカバーできる渦相関法が有効である。近年、渦相関法に適用できる応答性の高いメタン分析器が利用可能となってきた。これまでに、湖からのメタン放出研究にも渦相関法が適用され（例えば、Eugster et al., 2011, *Biogeosci.*; Podgrajsek et al., 2014, *J. Geophys. Res. Biogeosci.*; Deshmukh et al., 2014, *Biogeosci.*）、放出の制御要因などが報告されている。しかしながら、湖からのメタン放出の制御要因の詳細を明らかにするためには更なる研究が必要である。

本研究では、長野県の諏訪湖を対象として、渦相関法によるメタン放出測定を行っている。さらに、生物地球化学的観測や数値シミュレーションを組み合わせることでメタン動態の詳細を明らかにすることを目的としている。本講演ではこれらの結果の概要と渦相関法で測定したメタン放出を拡散とバブル放出に分離する新しい手法（Iwata et al., 2018, *Boundary-Layer*

Meteorol.）について紹介する。

2. 研究方法

2. 1 観測サイト

諏訪湖は面積 13.3km^2 、最大深度 6.9m の浅い富栄養湖である。湖岸には夏季にヒシ（浮葉植物）、クロモ（沈水植物）などの水生植物が繁茂する。また、諏訪湖には連続的にバブルが放出されている地点が存在しており、本研究の観測サイトから約 55m の場所にもそのような放出があることがわかっている。そのバブルのメタン濃度は約 90% である。

2. 2 観測方法とデータ処理

南東湖岸の棧橋の観測マストに測器を設置し、渦相関法によるメタン放出の観測を行った。使用した測器は超音波風速計（CSAT3, Campbell Scientific）とオープンパスメタン分析計（LI-7700, Li-Cor）である。また、関連する気象・湖内環境の計測も実施した。

フラックスデータには各種補正と品質管理を行い、解析に使用したデータは風向が湖からの時のみである。フラックスフットプリントは典型的には風上 500m 程度まで広がっており、フラックスは沿岸部を代表するものである。

湖水の溶存メタン濃度の変化を明らかにするために、月に一度の頻度で湖水の採取を行い、ヘッドスペース法により分析を行った。また、数か月ごとに堆積物と湖水を採取し、培養実験によりそれぞれメタン生成速度とメタン酸化速度を得た。

3. 結果と考察

諏訪湖では上述したとおり連続的にメタンバブルが放出されている地点があり、その方向から風が吹いた時に大きなメタン放出が観測された。以下では、風向により拡散と突発的なバブルによる放出と連続的なバブルを含む放出に分けてメタン放出の季節変化について記述する。

拡散と突発的なバブルによるメタン放出は、8 月に最大の平均約 $0.3\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ 、冬季に平均約 $0.1\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ となり、概ね湖底近くの水温の季節変化に対応した季節変化を示した。また、

$1.0\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ 程度の大きな放出も観測されており、これは突発的なメタンバブル放出を表していると考えられる。

連続的なバブルを含む放出は夏季に最大で、平均約 $1.0\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ であった。この放出は秋にかけて減少し、11 月頃に最小値となり、その後は夏まで徐々に増加した。この変化は湖底での全静水圧（気圧と水圧の和）の変化で説明でき、全静圧が小さいほどメタン放出が大きくなっていた。これは静水圧が湖底でのバブル放出孔での抵抗として働いているためだと考えられる（Boles et al., 2001, *J. Geophys. Res.*）。

溶存メタン濃度は 7 月頃に最も高い値を示し、湖底に近づくほど濃度が高く、湖底近くでは $8\mu\text{mol L}^{-1}$ を超えていた。それ以降、9 月までのデータでは全体的に濃度は低くなっているものの、湖底で濃度が高くなることが観測された。夏季に湖水が安定な成層をしているため、湖底付近に溶存メタンの貯留ができる。10 月以降は濃度の深さ方向の変化はほぼ無く、これは冬季は湖水がよく混合している結果である。2 年間の観測で同様の季節変化の傾向が得られたが、諏訪湖のような浅い湖では強風時に湖水がよく混合するため、1 ヶ月間隔の観測では溶存メタン濃度の詳細な動態は捉えられていない可能性が高い。現在は、溶存メタン濃度の自動連続観測を導入することを試みている。

上述した観測データを用いて、LAKE2.0（Stepanenko et al., 2016, *Geosci. Model Dev.*）と呼ばれるモデルの検証を行った。LAKE2.0 は湖の物理モデルにメタン交換を含む生物地球化学モジュールを組み込んだ鉛直 1 次元モデルであり、湖水中の温度、溶存酸素濃度、溶存メタン濃度プロファイル及び大気との顕熱、潜熱、メタン交換を推定する。これまでの検証により、LAKE2.0 は水温プロファイルや大気との顕熱、潜熱交換をよく再現できることがわかってきた。さらに、諏訪湖のサンプルを用いておこなった培養実験データを生物地球化学モジュールのパラメータ決定に用いることで、溶存メタン濃度プロファイルやメタン放出の再現性が向上することがわかった。しかしながら、溶存酸素濃度の不一致など、モデルにはまだ改良すべき点が残されている。

最後に、新しく提案した渦相関法で測定したメタン放出を拡散とバブル放出に分離する手法について述べる。前述したように、諏訪湖で観測されるメタン放出は拡散によるものだけ

でなく、大部分がバブル放出を含んでいる。このような放出プロセスの分離をすることができれば、メタン放出と環境制御要因との関係をより明らかにすることができ、放出プロセスごとのモデル検証も可能となる。この提案した手法はスカラー相似の概念をベースにしている。例えば、水面は顕熱と水蒸気のソース空間分布が様に近く、そのような場合、大気中で測定した気温変動と水蒸気濃度変動の間には相似関係が成り立つ。しかし、メタンのようにバブルによる突発的な放出を含む場合、ソース分布が他のスカラーと大きく異なり、それによりスカラー相似が崩れることが考えられる。実際に 10Hz データを確認してみると、メタン放出が小さいときは気温、水蒸気濃度、メタン濃度の変動がよく似ていたが、メタン放出が大きいときは気温や水蒸気濃度とは異なる突発的なメタン濃度の上昇が見られ、局所的にスカラー相似が崩れていることが確認された。このことから相似成分を拡散、非相似成分をバブルによる放出と仮定し、非相似成分をウェーブレット解析によりフィルタリングすることで拡散とバブルによる放出の分離を行った。その結果、拡散によるメタン放出は風速に依存し、風速増加が表層水中の乱流混合を増加させる（Bock et al., 1999, *J. Geophys. Res.*）ことでメタン放出が大きくなるという従来知られている関係が得られた。このことは、分離手法の妥当性を支持している。また、分離したバブル放出についても現在、解析を進めているが、全静圧減少時にバブル放出が大きくなる傾向が見られている。これは減圧による溶解度の低下とバブルの膨張が放出のトリガーとして働くためである（Fechner-Levy & Hemond, 1996, *Limnol. Oceanogr.*）。

4. 最後に

本研究では渦相関観測に加えて、生物地球化学的観測や数値シミュレーションを統合することで、諏訪湖におけるメタン動態の詳細を明らかにすることに挑戦している。また、開発したメタン放出の分離手法は渦相関法がカバーする広域平均の拡散とバブル放出の評価を可能とするものであり、放出プロセスの理解がさらに進むことが期待できる。今後、分離したメタン放出データを用いて、諏訪湖での放出プロセスの解明、湖モデルの検証・改良を進めていく予定である。