

第Ⅱ部門 風の非一様性が諏訪湖の流動に及ぼす影響の解析

大阪大学大学院工学研究科 学生会員 ○長谷川 菜月 前大阪大学大学院工学研究科 正会員 大江 里奈
 前大阪大学大学院工学研究科 正会員 永井 椋 大阪大学大学院工学研究科 学生会員 永野 隆紀
 信州大学工学部 正会員 豊田 政史 大阪大学大学院工学研究科 正会員 入江 政安

1. はじめに

湖沼における貧酸素水塊の挙動は水温成層や河川流入、風などに起因する湖水の流動によって支配される。特に浅い湖沼では、湖上風が湖流形成における支配要因となることが知られており、数値解析では湖上風の空間分布の与え方に注意が必要である¹⁾²⁾。湖上風の空間分布の作成には、複数地点の観測データを空間補間する方法と大気モデルを用いる方法が考えられるが、本研究で対象とする諏訪湖周辺には風況観測地点が少ないため、本研究では、大気モデルを用いて諏訪湖の湖上風分布を作成し、得られた風分布を入力条件とする3次元流動シミュレーションを実施することで、風の空間的非一様性が流動に及ぼす影響を解析した。

2. 手法

大気モデル SCALE (Scalable Computing for Advanced Library and Environment) により空間的に非一様な風分布を作成し、得られた結果を流動モデル AEM3D (Aquatic Ecosystem Model) の気象条件として入力し、流動計算を行った。大気モデルの計算実施にあたりオフラインネスティングを行い、計算領域は太平洋沿岸と日本海沿岸の一部を含む水平解像度 5 km の大領域および、諏訪湖を中心とした水平解像度 1 km の小領域とした。また、流動モデルの計算領域は水平格子間隔 125 m、鉛直層数 17 層(層厚 0.2~0.5 m)とした(図-1)。流動モデルの風条件を表-1に示す。Case 1 ではアメダス諏訪観測所の観測風速および風向を湖面に一样に与えた。Case 2 では大気モデルで算出した風速を後述の方法でバイアス補正し、各計算グリッドに空間補間して与えた。

3. 大気モデルによる風場の再現

アメダス諏訪観測所における風速の観測値および計算値を図-2に示す。大気モデルの計算の結果、計算値は観測値を下回る傾向があり、特に早朝において風速 1 m/s を下回る著しい風速の低下が確認された。そこで、観測値

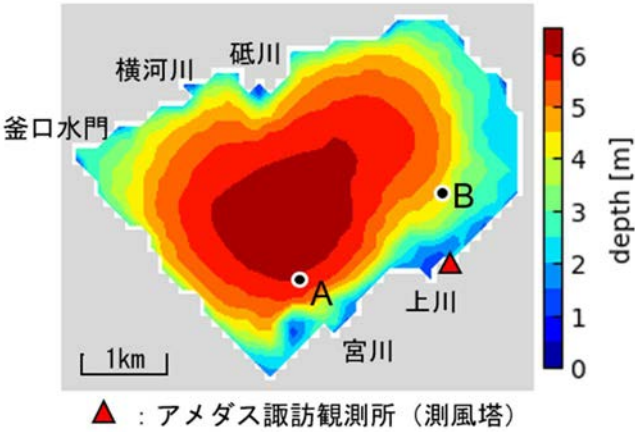


図-1 流動モデルの計算領域

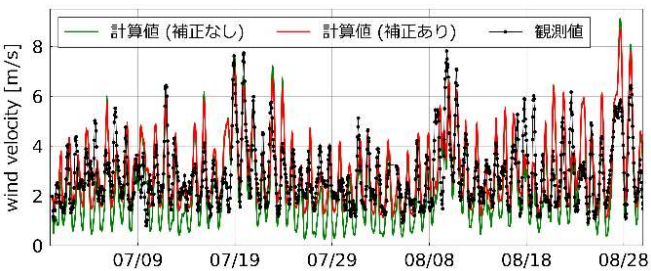


図-2 風速の時系列変化

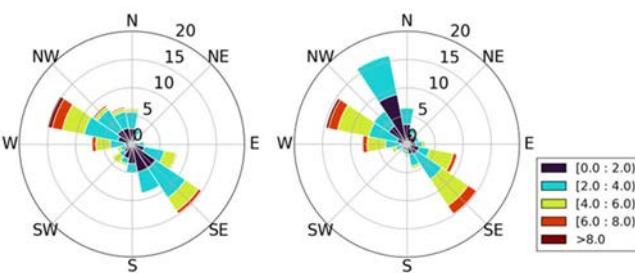


図-3 7,8月の風配図(左:観測値, 右:計算値)

表-1 計算ケースごとの風条件

ケース名	風条件
Case 1	アメダス観測値(水平方向一様)
Case 2	大気モデル計算値(水平方向非一様)

と計算値に対して線形回帰を行い、ピアニの手法に基づいて風速の補正を行った。図-3 に観測値および補正後の計算値による風配図を示す。観測、計算の両方で卓越風向である西北西および南東風が約 15%ずつ吹いており、気象モデルは諏訪湖周辺の風況を概ね良好に再現できている。

4. 風況による表層流速への影響

図-4 に2 ケースの風速および表層流速の水平分布について、7 月 1 か月の平均を示す。観測による風を与えた Case 1 の表層で東～南東向きの流れが生じたのに対し、大気モデルによる風を与えた Case 2 の表層には時計回りの水平循環が生じた。Case 2 の表層における水平循環は地点による風向の違いによるものだと考えられ、風速 3 m/s 以下の弱風時に多く見られた。また、湖東部に北～北西風、湖西部に南東～南風が吹くときに水平循環が生じ、東部において生じた吹送流が南部湖岸に到達し、東部に作用する風の影響を受けて時計回りに方向を変えたと考えられる。しかし、湖東部が北風の場合でも、湖西部で同様に北風が吹く場合は水平循環が見られず、湖岸に到達した水塊は底層に潜り込むと考えられる。また、風速が 3 m/s を越える場合は風向が湖面一様になる傾向が強く、水平循環は生じなかった。

5. 強風時の底層流速

図-5 に南西部、東部における風速と底層流速の日平均値の関係を示す。南西部、東部はそれぞれ図-1 の点 A, B を表し、水深は 6.0 m, 4.2 m である。前述のように、強風時は大気モデルによる風を与えた Case 2 においても風向が湖面一様となり、表層流に大きな違いがみられない。しかし、底層流にはケース間の違いが見られ、Case 1 は Case 2 より強風時の底層流速が大きい傾向がある。Case 2 では湖西側ほど風速が小さくなる傾向があり、東部で Case 1 と同程度の風速が見られた場合でも、湖面全体での風せん断力が小さくなる傾向があるためだと考えられる。また、この傾向は浅い東部より、水深の大きい南西部で強く見られる。これは、南西部では水温成層が強く、風による影響が底層まで及びにくいことも一因として考えられる。

6. まとめ

本研究では大気モデルを用いて計算した風分布を流動モデルに入力することで、湖上風の空間的非一様性が湖流に及ぼす影響について解析を行った。非一様風条件を

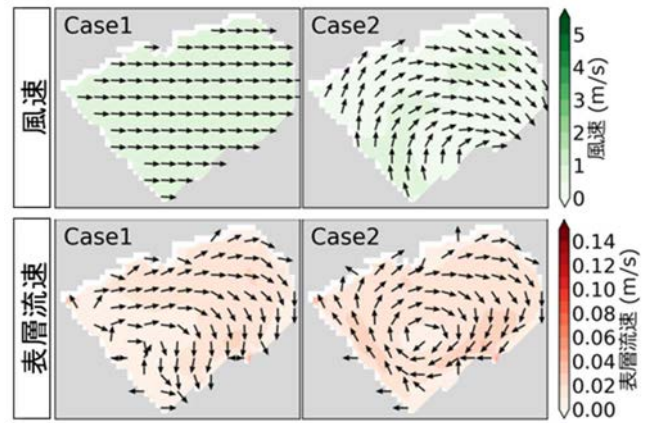


図-4 7 月における風速および表層流速の平均水平分布

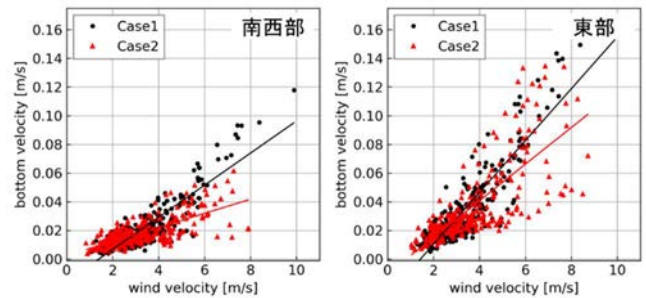


図-5 風速と底層流速の関係
(左：南西部、右：東部)

与えた Case 2 では弱風時に表層で風向の違いによる水平循環が発生し、湖東部で北～北西風、湖西部で南東～南風が吹く場合に多く見られた。また、強風時の底層流速は Case 2 より Case 1 の方が大きい傾向があり、これは南西部において強く見られた。一様風条件では水深の大きい湖西部においても底層に風の影響が及びやすく、底層流速が過大に計算される可能性が示唆された。本研究の結果から、風が流況に対して支配的な水域において、精緻な風場を考慮することの重要性が示された。

謝辞: 本研究は JPSPS 科研費 JP21H01435, JP23K20969 の助成を受けたものである。また、現地データを長野県環境部からも提供いただいた。記して深甚の謝意を表す。

参考文献

- 1) 鶴田泰士, 石川忠晴: 小川原湖における風速分布の現地観測, 水工学論文集, 第 43 巻, pp.1043-1048, 1999.
- 2) 豊田政史, 宮原一道, 窪庭康光, 寺沢和晃, 疋田真, 降矢利勝, 宮原裕一, 富所五郎: 諏訪湖における湖上風の非一様性とそれが湖流形成に与える影響, 土木学会論文集, 第 50 巻, pp. 1303-1308, 2006.