原 著 [Original article]

大型湖の水位変動からもとめた強雨時における河川流入量の評価

岩木真穂¹⁾・熊谷道夫²⁾・西勝也³⁾・焦春萌⁴⁾

Evaluating the effects of river inflows on water level changes in a large lake during heavy precipitation

Iwaki Maho¹⁾, Michio Kumagai²⁾, Katsuya Nishi³⁾ and Chunmeng Jiao⁴⁾

Abstract

Water level changes in a lake are balanced by inflows and outflows. They also fluctuate because of wind-generated waves, seiches, precipitation, groundwater inflows, evaporation, and outflows, each of which has a different spatiotemporal scale. Surface waves can lead to short-term changes in water level, whereas heavy precipitation results in larger and more significant changes in water level. To date, the response of water levels in Lake Biwa to heavy precipitation has not been examined in detail. When heavy precipitation falls directly over a lake, water levels respond quickly. In contrast, precipitation falling over a catchment is conveyed to a lake through rivers or as groundwater with a time delay. In this study we examined how lake water levels fluctuate on different time scales, and the relationships between lake water level fluctuations and the physical phenomena that control the fluctuations. By separating Lake Biwa water level data into different time scales, we estimated the ratio of heavy precipitation on catchment areas to lake inflows. We measured water levels and precipitation in the South Basin of Lake Biwa from 2010 until 2012, from which we calculated the influence of riverine inflows on lake water levels during heavy precipitation events. Although the average contribution ratio ($\hat{\alpha}$) is thought to be additionally influenced by precipitation characteristics and the land surface conditions before precipitation, we demonstrated that the ratio increased with increased cumulative precipitation. We also found that the time taken for the water level to reach a steady state increased with cumulative increases in precipitation. We found that there was a significant relationship between the $\hat{\alpha}$ value and cumulative precipitation: ($\tilde{P}$): $\hat{\alpha} = 100(1 - e^{-\frac{P}{100}})$ ($R^2 = 0.95$, $n = 42$, $p < 0.001$). From this study, we have been able to demonstrate that multiple time scales can be identified from analysis of water level data from large lakes such as Lake Biwa, thereby allowing us to identify different influences on lake water levels.

Key words: Lake Biwa, water level, contribution ratio of river inflow, precipitation.

¹⁾ 京都大学大学院 人間・環境学研究科 Graduate School of Human and Environmental Studies, University of Kyoto, Kyoto, Japan

²⁾ 立命館大学 総合科学技術研究機構 琵琶湖Σ研究センター Lake Biwa Sigma Research Center, Ritsumeikan University, Shiga, Japan

³⁾ 元・生物流体力学研究所 Biological Hydrodynamics Research, Shiga, Japan, in ret.

⁴⁾ 滋賀県琵琶湖環境科学研究センター Lake Biwa Environmental Research Institute, Shiga, Japan

(連絡先) iwaki.maho.28n@st.kyoto-u.ac.jp 〒606-8501 京都市左京区吉田二本松町 Graduate School of Human and Environmental Studies, Kyoto University, Yoshida-Nihonmatsu-cyo, Sakyo-ku, Kyoto, 606-8501, Japan

摘 要

湖の水位は、湖への流入と湖からの流出の収支によって長期的にはバランスしている。一方、短期的な水位変化は、表面波動（静振、風波）、流入（降水、河川流入、地下水流入）、流出（蒸発、河川流出）などによって常に変化しており、それぞれが異なる時間的・空間的スケールを有している。それらの中で、短時間に大きな水位変化を引き起こすのは強雨である。湖面への降水は、水位上昇に直接的に寄与し、集水域への降水は河川や地下水を通して湖へと流入する。しかしながら、短時間の強雨によって湖の水位がどの程度上昇するのかということは、これまでに十分議論されてこなかった。本研究では、湖の水位変動が支配する物理現象によってそれぞれ異なる時間スケールをもつことに着目した。すなわち、琵琶湖で測定した水位データを時間スケールに基づいて分離することによって、集水域に降った強雨が湖に流入する割合を評価することを試みた。具体的には、琵琶湖の南湖において2010年から2012年まで水位と降水量の連続観測を行った。抽出された強雨事象について、合計59回の琵琶湖の水位に寄与する割合を計算した。平均寄与率 $\hat{\alpha}$ は、降水の特徴や降水前の地表面状態の影響も受けると考えられるが、積算降水量の増加に伴い増加することが示された。また、積算降水量が増大するに伴って水位が定常に達する時間も長くなることが分かった。積算降水量($\tilde{P}$)に対する平均寄与率($\hat{\alpha}$)を評価したところ、 $\hat{\alpha}=100(1-e^{-\tilde{P}/100})(R^2=0.95, n=42, p<0.001)$ という有意な関係がみられた。このことから、琵琶湖のような大型湖において、多時間スケールを用いた水位変動の解析が有効であることが示された。

キーワード：琵琶湖 水位変動 河川水への寄与率 降水

はじめに

地球上に存在する水の中で湖沼や河川が占める淡水の割合は、わずか0.02%にすぎない(Shiklomanov, 1993; 小倉, 1984)。この貴重な湖水や河川水を適切に管理する上で、その水系における物理的基本特性を正しく理解することが重要である。なぜなら、物理現象は、熱や物質の移流や拡散、化学物質濃度の分布や生物環境の維持など、生態系の変化と深くかかわっているからである。そのため、古くより湖沼や河川における物理的諸元に関する観測や理論による研究が行われてきた(Mühl, 1886; Forel, 1895; Defant, 1961; Nakamura and Honda, 1902; Honda et al., 1908; 吉村, 1937; Okamoto and Endoh, 1995; Kumagai et al. 1998; 遠藤ら, 2010)。また、先行研究や観測データを基本として、コンピュータを用いた数値実験なども多く行われている(Imasato, 1970, 1971, 1972, 1973, 1984; 今里, 1971; 村本, 1978; 関, 1994; 秋友, 2002; Yamashiki, 2003; Akitomo, 2004; 北澤, 2007)。

湖や河川における水量を求める上での基本的な手段として、水位変化を測定する方法がある。例えば、我が国最大の淡水湖である琵琶湖における10 mmの水位変化は、容積約 $6.7 \times 10^6 \text{ m}^3$ に相当している。琵琶湖の水位とは、国土交通省が観測している5ヶ所(片山、彦根、大溝、堅田、三保ヶ崎)の水位の平均値であり、琵琶湖基準水位(B.S.L.)を $\pm 0 \text{ m}$ としたときの水面の高さである(琵琶湖ハンドブック, 2010)。この琵琶湖基準水

位(B.S.L.)は、東京湾中等潮位(T.P.)基準で+84.371 m、大阪湾平均干潮位(O.P.)基準で+85.614 mの高さと定められている。琵琶湖における水位は、融雪水が湖を涵養する春季に上昇し、農業による水利用や湖面蒸発が盛んになる夏季に低下する。そして降水量が少なくなる秋季から冬季にかけて、さらに水位は低下する。このように、長期的には季節的变化がみられる。しかし、短期的には、表面波動(静振、風波など)、降水(湖面および集水域)、地下水、湖面蒸発、河川流出など、それぞれ異なる時間的・空間的スケールに従って水位は複雑に変化している。数秒から数時間単位での周期的な変動としては、風波や表面静振(Seiche)などがあげられる。琵琶湖における表面静振の第1モードの周期は、約4時間である(Imasato, 1984)。湖の水位は、表面静振より短い時間スケールでの変化の他に、湖面や陸域への降水に起因する水位上昇と、湖面蒸発や河川流出による水位下降によってバランスしている。陸域への降水は、蒸発散として大気中に輸送される量や土壌や植物に吸収される量を除くと、河川水および地下水となって湖へ流入する。

琵琶湖には多くの流入河川があるが、京都への疏水と宇治発電所に用いられる一定水量を除くと、流出する自然河川は瀬田川のみである。琵琶湖からの流出量は、B.S.L.の値がおおむね満水位となるように複数の堰の開閉によって調節されている。堰の開閉時には流出量が急激に変化し、その後しばらくして一定の流出量になる。放流量の変動は、およそ $20 \sim 700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (全開)の範

囲であるので、1 日 (24 h) 間での流出による水位変化は、流出量が $20 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ の場合には 3 mm, $250 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ では 32 mm, $700 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ では 90 mm になる。このため堰が全開の時 ($700 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) は、水位変化への影響も無視できなくなる。

一方、琵琶湖における地下水は、小林・辰巳 (1991)、小林 (1995)、Taniguchi (1995, 1996)、藤井 (2000) や堀野 (2000) らによって研究されてきた。小林・辰巳 (1991) は、琵琶湖西岸の扇状地とデルタ地域において、主に電気伝導度を指標として地下水の水質等を調べ、湖岸部の地下水位は降水によく対応した季節変化を示すことや、水位の上昇に伴い電気伝導度が指数関数的に減少するというを示した。ただ、この測定は湖岸近くの井戸を用いているので、湖の水位変化の影響を強く受けている。また、Taniguchi ら (1995, 1996) は、湖底からの漏出量が降水量に大きく左右されることや、地下水浸透率は琵琶湖の水位により変化し、その変動が琵琶湖の静振と関係があることを示している。この測定方法は、シーページメーターというプラスチックの袋を用いているので、水面の圧力変動が直接的に地下水の漏出量に影響を与えている可能性がある。藤井 (2000) や堀野 (2000) は湖底からの地下水の湧出量を評価し、琵琶湖に供給される正味の地下水量は年間約 $7.2 \times 10^8 \text{ m}^3$ とした。さらに山林からの地下水涵養も考慮すると約 $7 \sim 11 \times 10^8 \text{ m}^3$ が地下水流入になり、これは琵琶湖への年間の総流入量 $42.5 \times 10^8 \text{ m}^3$ に対して 16 ~ 26 % になると示した。このほかに、小林は地下水による年間流入量を $11.4 \times 10^8 \text{ m}^3$ 、国土交通省は $1.6 \sim 13.2 \times 10^8 \text{ m}^3$ と見積もっている (藤井, 2000)。これらの数値を用いて見積もると、地下水による日水位変化は、3 ~ 5 mm であると考えられる。

琵琶湖における湖面蒸発については、古藤田 (1977) や新井 (2004) が、観測に基づいて最小湖面蒸発量は 5 月で $0.03 \sim 0.1 \text{ mm day}^{-1}$ 、最大は 7 ~ 9 月に $3.6 \sim 4 \text{ mm day}^{-1}$ となり、また 12 ~ 1 月の蒸発量は $2.5 \sim 2.8 \text{ mm day}^{-1}$ となることを示した。Ikebuchi et al. (1988) は、琵琶湖からの湖面蒸発を観測と計算よりもとめ、9 月から 3 月にかけての湖面蒸発量が他の時期に比べて大きいことや、渦相関法や熱収支法よりもパルク法が長期的な湖面蒸発の推定に向いていることを示した。

表面静振より長い時間スケールを持つ現象で、短時間にもっとも大きな水位変動を引き起こすのが強雨である。湖面への降水は、そのまま水位上昇に寄与すると考えられるが、集水域への降水の一部は、河川水や地下水となって湖へと流入する。河川水は、河川水と湖水との密度差によって表水層や水温躍層、深水層のい

ずれかに貫入する (Kumagai and Fushimi, 1995; Horn and Goldman, 1999; 長谷川, 2012; Hogg et al. 2013)。このときに多くの栄養塩や溶存酸素も輸送するので (Tanaka, et. al., 2010)、降水は湖にとっては定性的にも定量的にも重要な役割を果たしている。

降水現象は非常に複雑であるが、いくつかの算出方法が提案されている。たとえば、岩井・石黒 (1970) などによって提案された降水強度式がある。その一方で、降水量から河川流出量を算出する流出解析では、Sherman によって導入された単位図法がある (RAMÍREZ, 2000; 高橋, 1978; 水村, 1998)。この方法では、同一降雨では同一流出を生じること (再現性)、降雨時間が一定で降雨強度が 2 倍になると流出量が 2 倍になること (線形性)、降雨強度が 2 倍になっても流出にかかる時間は変化しないこと (流出時間の不変性) が仮定されている。さらに、これまでに大気大循環で用いられてきたバケツモデル (Manabe, 1969) や、洪水予報に適したタンクモデル (菅原, 1972; 菅原, 1979) なども提案されている。このうち、菅原 (1972) が示したタンクモデルは、現在までの降水量の測定値と今後の降水量の予測値データから、土壤中に貯留される量を指数化 (土壤雨量指数) する際に用いられている。一般的に強雨によって発生する土砂災害では、土壤水分量が多いほど土砂流発生の可能性が高く、さらに数日前の降水量が影響する場合もある。このため、土壤雨量指数は土砂災害の危険性を示す指標として、警報や注意報の発表基準など比較的身近なところで使用されている。また、菅原 (1972) は、降水直後の流出量を除くと、約 60 % が短期の流出成分であり、残りの約 40 % が基底流量になると示している。さらに、近藤 (1995) は新バケツモデルを提案し、流域に適用して土壤水分量や流出量等をもとめている。

一方、集水域への降水が河川を通してどれぐらい琵琶湖に流入するかということ、そして、結果としてどの程度水位が上昇するのかということは、湖と陸の両方において重要であるにも関わらずほとんど議論されてこなかった。これは、琵琶湖に流入する数多くの河川流入量をすべて計測することが困難であることに起因している。本研究では、水位変動を引き起こす各要素 (降水量, 流入量, 地下水流量, 蒸発量, 流出量, 静振) が持つ時間スケールを考慮することによって、集水域への降水が大型湖に流入する場合の寄与率を評価することを試みる。小型湖では降雨による水位上昇と静振などの表面振動による水位変動との時間スケールが近接していて分離することが困難であるが、琵琶湖のように降雨による

集水域からの流入の影響が水位上昇に対して数十時間遅れて現れる大型湖においては、水位変動の多時間スケール解析が有効である。さらに、琵琶湖では流入河川数が多く、すべての河川流入量を計測することは困難であり、また既存の観測データもほとんどない場合が多い。一方、琵琶湖のように大型湖からの流出河川数は少なく、流出量が計測されている場合が多いので、水位変動さえ計測すれば集水域からの寄与率を推定することが可能となる。ただし、湖とその集水域を含む地域の気候や降水・流出特性によって寄与率も異なるので、地形学的なパラメータも考慮する必要がある。本研究において推定された寄与率がすべての湖に適用できるわけではないが、水位変動を測定することによって湖へ流入する降水量の寄与率がわかるだけでなく、集水域に残存する降水量を推定できるので、適正な森林管理や防災対策にも資することが期待出来る。

方 法

観測と使用データ

滋賀県大津市柳ヶ崎の湖岸(35.025°N, 135.868°E)において(Fig. 1), 2010年5月から2012年5月まで2年間、琵琶湖の水位と降水量の観測を行った。水位の測定には容量式水位計を用いた。測定間隔は2分、分解能は1 mm、精度は ± 3 mmである。ただし、2010年5月および2011年11月から2012年5月31日までは1分間隔で測定した。容量式水位計とは、2本の線(テフロン線とステンレス線)を平行に張り、水位とCR発振回路のパルス幅が線形関係にあることを用いて水位変動を計測する機械である。降水量の測定には転倒マス式雨量計を用い、測定間隔は10分、分解能は0.5 mmであ

Fig. 1. Observation points.

図 1. 観測地点.

る。水位と降水量の観測結果の記録には、データロガーHIOKI(LR5042)を用いた。

計測データの確認と補完解析のために、2010年5月から2012年9月までの、国土交通省の水文データベースから1時間間隔の琵琶湖の水位データ(三保ヶ崎、堅田、大溝、彦根、片山)を用いた。また、流出量の補正計算には、国土交通省近畿地方整備局琵琶湖河川事務所の瀬田川洗堰の10分間隔の放流量データ、京都市上下水道局の琵琶湖疏水流量、関西電力の宇治発電所石山取水口取水量データを用いた。気象データについては、同期間中の気象庁の気象観測データ(AMeDAS)の滋賀県内の12点(大津、彦根、今津、長浜、南小松、米原、東近江、信楽、土山、朽木平良、柳ヶ瀬、近江八幡)の1時間間隔の風速・風向、降水量を使用した(Fig. 1)。

結果と考察

湖面の水位変化

Fig. 2に示す水位、降水量、遅れ時間等を以下のように定義した。Pは降水量、Hは観測された水位、 τ は遅れ時間、Tは降水と水位の上昇継続時間とする。遅れ時間 τ は、集水域へ降った雨水が複数の河川を通じて湖に流入するまでに要する時間である。琵琶湖のように大きな湖沼では、降水が始まる前は湖面の時間変化は小さく、全流入量と全流出量が釣り合っていると仮定してもよい。

まず、雨量計によって確認された時刻 t_0 に降水が始まるとする。その時刻 t_0 における降水量を $p_0(=0)$ とする。降水開始から τ_p 時間後の時刻 t_1 に水位が上昇し始める。この時刻 t_1 における水位を h_0 とする($h_0=0$)。次に、降水が終了する時刻を t_2 とし、その時までの積算降水

Fig. 2. Conceptual diagram of water level change.

図 2. 水位変化の概念図.

量を p_1 とする。ただし、降水終了後もすぐに水位上昇は止まらずに、しばらく水位の上昇は続く。そして、時刻 t_2 から τ_w 時間経過後の時刻 t_3 に水位上昇が終了する。降水が継続していた時間を T_p 、降雨開始時刻から水位上昇終了時刻までの時間を T_w とする。 T_w は降水によって水位が上昇し安定するまでの時間 $T_w (= t_3 - t_0)$ を示している。静振より高周波の振動成分除去フィルター（ローパスフィルター）と放流量による水位変化の補正については、後述のデータ解析手順にて述べる。

降水に伴う河川からの流入量の寄与率

水位変動 $\Delta H = h_1 - h_0$ とすると、時間間隔 T_w における水収支は、(1) 式のように書ける。

$$\Delta H = \int_{t_0}^{t_3} P dt + \frac{A}{S} \int_{t_0}^{t_3} \alpha P(t - \tau) dt + \frac{1}{S} \int_{t_0}^{t_3} (Q_g - Q_e) dt - \frac{1}{S} \int_{t_0}^{t_3} Q_r dt \quad \dots(1)$$

ここで、 P は降水量 (mm)、 A は集水域（陸域）面積 (m^2)、 S は湖の面積 (m^2)、 τ は河川流入の遅れ時間 (h)、 Q_g 、 Q_e 、 Q_r はそれぞれ地下水フラックス、蒸発フラックス、河川流出フラックスである。 α は降雨に対する時間遅れ τ を伴う河川の応答関数で、

$$\alpha = \begin{cases} 0 & t < \tau \text{ のとき} \\ \alpha & t \geq \tau \text{ のとき} \end{cases}$$

と書ける。ここで、 α は $0 < \alpha < 1$ の定数で、集水域（湖面を除く）に降る降水量に対する河川流出量の寄与の割合（本文中では寄与率という）を示すものとする。湖の面積 S は時間の関数であるが、1 mm の水位変動に対して 0.01 % の変化に過ぎないので、ここでは定数として取り扱う。

(1) 式の右辺第一項は湖面に直接降る雨の寄与、第2項は集水域に降った雨の寄与、第3項は地下水と蒸発量の寄与、第4項は流出による寄与である。ここで、琵琶湖からの流出量には瀬田川洗堰からの流出の他に、琵琶湖疏水と宇治発電による流出も含まれる。琵琶湖疏水は湖南の三保ヶ崎近くから第1疏水 ($8.35 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) と第2疏水 ($15.3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) の合計 $23.65 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ を取水している。宇治発電所に用いられる水量は、瀬田川洗堰の約 300 m 上流にある石山制水門から通常 $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ を取水している。このため、琵琶湖疏水と宇治発電の利用により、約 $70 \sim 75 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ が琵琶湖から流出していることになり、1日 (24h) での琵琶湖疏水と宇治発電からの流出による水位

変化は、約 10 mm と推定される。

一方、琵琶湖における水位は、国土交通省により湖の水位が琵琶湖基準水位 (B.S.L.) の 0 m から大きく外れないように調節されている。さらに、コイ、フナ等の魚類の産卵期に低水位にならないように考慮するなど、生態系に配慮しながら一年間でほぼ元の水位に戻るよう調節が行われている（琵琶湖ハンドブック、2010）。例えば、融雪水が湖を涵養する春季に水位が上昇するので、常時満水位よりも低めになるように運用する。また、下流への配慮から降水により水位が上昇しても一定期間水位を保持するといった水位操作も行われている。

ΔH^{**} を 1 年間 (365 日) の水位変動として、1 年後には元の水位に戻ると仮定すると、年間の水収支は、

$$\Delta H^{**} = \int_0^{365} P dt + \frac{A}{S} \int_0^{365} \alpha P(t - \tau) dt + \frac{1}{S} \int_0^{365} (Q_g - Q_e) dt - \frac{1}{S} \int_0^{365} Q_r dt = 0 \quad \dots(2)$$

とかける。

ここで、右辺第3項の地下水と湖面蒸発による流入量は、1回の強降雨時間 (T_w) と 1 年間の流入量の関係から、

$$\int_{t_0}^{t_3} (Q_g - Q_e) dt \approx \varepsilon \int_0^{365} (Q_g - Q_e) dt \quad \dots(3),$$

とかける。なお、 ε は集中豪雨のような強雨が持続する日数と 1 年間の比に等しく、微小量 ($\varepsilon < 1$) である。実際、強雨開始時刻から水位上昇終了時刻までの時間を 3 日とすると ε は $3 \text{ 日} \div 365 \text{ 日} = 0.008$ 程度となる。このことは、強雨による水位の応答を議論する場合には、 T_w よりも長い時間をかけて変化する現象は無視できることを意味している。実際、集水域への降水が地下に浸透し湖内に水を押し出すに要する時間は、強雨に伴う水位上昇に要する時間 3 日程度より十分に長いと思われる。実際に、今回の解析に用いた 37 回の平均強雨持続日数は 1.3 日（標準偏差 0.8 日）であり、 T_w の平均は約 48 h であった。また、地下水による水位上昇は 1 日 3 ～ 5 mm であり（藤井、2000；堀野、2000）、地下水が地中を移動する速さは河川水が河川を流下する速さに比べて非常にゆっくりとしたものであると考えられるため、強雨時における水位の変化率に対する地下水の寄与は小さいと考えられる。また、湖面蒸発量に関しては Table 1 により月蒸発量の最大値は約 100 mm であり、1 日の蒸発量は約 3 mm 以内と評価できるので、短期間 (T_w) の降水量 50 ～ 200 mm と比較すると無視することができる。

Table 1. Evaporation from Lake Biwa (Kotoda, 1977; Fujii, 2000).

表 1. 湖面蒸発 (古藤田, 1977; 藤井, 2000 より引用).

The evaporation from Lake Biwa (mm / month)		
Month	Ito, Okamoto(1968-1970)	Kotoda(1986-1971)
1	83.5	73.5
2	61.3	53.8
3	50.6	42.8
4	10.3	11.1
5	3.0	1.2
6	9.1	5.4
7	70.0	44.6
8	81.4	98.9
9	119.0	111.0
10	108.6	90.8
11	85.1	77.7
12	84.2	81.5
Average	63.8	57.7
Sum	766.1	692.3

(1), (2), (3) 式から

$$\Delta H = \int_{t_0}^{t_3} P dt + \frac{A}{S} \int_{t_0}^{t_3} \alpha P(t-\tau) dt - \frac{1}{S} \int_{t_0}^{t_3} Q_r dt - \varepsilon \left(\int_0^{365} P dt + \frac{A}{S} \int_0^{365} \alpha(t-\tau) P dt - \frac{1}{S} \int_0^{365} Q_r dt \right) \quad \dots(4)$$

ここで、対象とする期間 (T_w 時間) を 3 日として考えると、 $\varepsilon \approx 0.008$ である。したがって、 T_w 時間の降水量が年間降水量の 0.8 % より十分大きければ、 ε の項は微小であるとして無視できることを意味している。仮に、滋賀県における年間降水量を 1500 ~ 2500 mm とすると、降水事象が 3 日程度の強降雨時ならば、 ε の項は降水量が 12 ~ 20 mm より十分に大きければ無視できると考えられる。

したがって (4) 式は、

$$\Delta H \approx \int_{t_0}^{t_3} P dt + \frac{A}{S} \int_{t_0}^{t_3} \alpha P(t-\tau) dt - \frac{1}{S} \int_{t_0}^{t_3} Q_r dt \quad \dots(5)$$

と近似できる。この関係式を用いて、寄与率 α を評価する。

さらに、(5) 式を書き換えると、

$$\frac{A}{S} \int_{t_0}^{t_3} \alpha P(t-\tau) dt \approx \Delta H - \int_{t_0}^{t_3} P dt + \frac{1}{S} \int_{t_0}^{t_3} Q_r dt \quad \dots(6)$$

となる。先にも述べたように、寄与率 α は降水量 P に対する河川流出の応答関数でもある。

(6) 式は以下のように近似的に書くことができる。

$$\int_{t_0}^{t_3} \alpha P(t-\tau) dt = \alpha \sum_{i=1}^N P_i \Delta t \quad \dots(7)$$

ここで、 $N = \frac{t_3 - t_0}{\Delta t}$ 、 P_i は時刻 $i \Delta t$ での降雨強度 (総降水量の時間微分) であり、時間間隔は $\Delta t = 1 \text{ h}$ である。計算上、想定している降水時間内では降雨強度は一定と仮定する。すなわち、 $\hat{P} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N P_i \Delta t$ (一定) とおく。このことは、考えている流域における強雨に対する河川流量の応答は線形であるので、個々の降雨強度に対応した河川流量の増加の和は、降雨時間と平均降雨強度の積に依存するということを仮定している (RAMÍREZ, 2000)。したがって、本研究では、湖の水位変動に寄与するのは降雨強度ではなく積算降雨強度であると考えた。(6) 式と (7) 式から、

$$\alpha \approx \frac{\Delta H - \hat{P}(t_3 - t_0) + \frac{1}{S} \int_{t_0}^{t_3} Q_r dt}{\frac{A}{S} \hat{P}(t_3 - t_0)} \quad \dots(8)$$

とかける。ここで、観測した値の水位差 ΔH から放流量の効果を補正した水位差を ΔH^* とすると、

$$\Delta H^* = \Delta H + \frac{1}{S} \int_{t_0}^{t_3} Q_r dt \quad \text{と書くことができ、}$$

$$\alpha = \frac{\Delta H^* - \hat{P}(t_3 - t_0)}{\frac{A}{S} \hat{P}(t_3 - t_0)} \quad \dots(9)$$

となり、各降水事象に対して寄与率 α を評価することができる。

また、Fig. 6 に示したように、積算降水量を $\tilde{P}$ として、短時間の強雨に対して ΔH^* を、 $\Delta H^* = a\tilde{P}^2 + b\tilde{P}$ (10) のように回帰させると (a , b は定数), (9) と (10) 式と $\tilde{P} = \hat{P}(t_3 - t_0)$ より

$$A\hat{\alpha}\tilde{P} + S\tilde{P} = S(a\tilde{P}^2 + b\tilde{P}) \quad \dots(11)$$

とかけ、これより

$$\alpha = \frac{S}{A} (a\tilde{P} + b - 1) \quad \dots(12)$$

と表現することができる。

データ解析手順

以下の手順に基づいて、寄与率 α を算出した。

- ① 静振より高周波の振動成分除去フィルター (ローパスフィルター)

2010 年 5 月から 2012 年 5 月までの滋賀県大津市柳ヶ

崎で観測している水位の時系列データを高速フーリエ変換 (FFT) し、水位変動のパワースペクトルを求めた。FFT は測定期間ごとに、時間間隔は、 $\Delta t = 120$ s または $\Delta t = 60$ s とした。また、サンプル数 N は 4096 ($\Delta t = 60$ s では約 3 日間) から 32768 ($\Delta t = 60$ s では約 22 ~ 23 日) として計算を行った (日野, 1977; 南, 1986)。その結果、静振のうちで最も振幅の大きな第 1 モードの周期は約 4 時間であった (Fig. 3)。これは、Table 2 (Imasato, 1984 より引用) の結果とよく一致している。そこで、卓越周期を 4 時間として移動平均をとることで、静振より周期が短い振動の影響を取り除いた。Fig. 3 では静振より高周波の領域に高いエネルギー帯が見られるが、4 時間の移動平均を行うとこの振動は見られなくなることから、短周期の変動は十分に除去されたものとみなした。

② 放流量による水位変化の補正

流出による水位変化 $\hat{h}(m)$ は、 t を時間 (s)、 Q_r を瀬田川洗堰と琵琶湖疏水および宇治発電所からの総流出量 (m^3s^{-1})、 S を琵琶湖の面積 (m^2) とすると、 $\frac{d\hat{h}}{dt} = \frac{Q_r}{S}$ とかける (Table 3)。これに基づいて、瀬田川、琵琶湖疏水および宇治発電所からの放流量による水位変化を補正

Fig. 3. Spectrum analysis of Lake Biwa water level ($N = 4096 - 32768$, $dt = 60 - 120$ s, Program C).

図 3. 琵琶湖の水位変動のスペクトル解析 ($N=4096-32768$, $dt=60-120$ s, Program C)。

した。ただし、 S は一定とみなした。

③ 降水事象の抽出

降水事象は、気象庁アメダスデータの滋賀県内 12 点と観測した降水量の計 13 点における 1 時間ごとの測定

Table 2. Previous studies on Lake Biwa seiche (Imasato, 1984).

表 2. 琵琶湖の静振の各モード (Imasato, 1984) より引用)。

Investigator	Year		Period (minutes)					Others
			Mode-I	Mode-II	Mode-III	Mode-IV	Mode-V	
Nakamura & Honda	1911	Obs.	231.2	72.6			30.5	25.2, 22.7
		Ex.						
Suda et al (Kobe Mar. Observ.)	1926	Obs.	242.0	71.0		36-37	30.0	25-22, 15
Takaya	1931	Obs.	236.2					
Nomitsu	1935	Obs.	250.0	68.4			30.0	20, 12, 5
Takahashi	1935	Cal.	208.0	68.0				
Nomitsu et al.	1937	Obs.						18-15, 5
Toyohara & Habu	1938	Obs.		66.0			32.0	
Takahashi & Namekawa	1938	Obs.	220.0					
Imasato	1970	Cal.	212.0	71.3	61.0	37.0	32.3	
Imasato		Cal.	255.5	79.8	69.1			
		Obs.	243.9	74.1	65.1			
Imasato	1972	Cal.				38.7	31.9	51.1
		Obs.	232.3	74.1	66.4	40.2	32.6	
Imasato	1973	Obs.	229.8	72.7	65.1	40.1	30.5	
Mean		Obs.	229.8 ± 12.2	72.2 ± 2.2	65.1 ± 1.5	40.1 ± 0.6	30.5 ± 0.8	
		Cal.	255.5	79.8	69.1	38.7	31.9	

Obs. = Observation, Ex. =Experiment, Cal. = Calculation

Table 3. Estimated water level change from the controlled outflow at Seta Weir.

表 3. 瀬田川からの放流量による水位変化の例.

$Q_{\text{Rout}} (\text{m}^3 \text{s}^{-1})$	1h (m)	24h (m)
20	0.001	0.03
80	0.004	0.10
300	0.016	0.39
700	0.038	0.90

Fig. 4. Time series of selected meteorological and hydrological variables from 2–5 July, 2010.

- (a) Hourly averaged wind vectors at Otsu.
- (b) Observed water level, compensated water level and accumulated precipitation at Yanagasaki.
- (c) Water levels measured at five points.
- (d) Discharge from Seta Weir, Biwako-sosui Channels and Uji Water Power Plant.

図 4. 2010 年 7 月 3 日から 7 月 5 日の気象および水文学的諸要素.

- (a) 風ベクトル (大津)
- (b) 観測水位・補正水位・積算降水量
- (c) 5 観測点における水位変化 (国土交通省の水文データ)
- (d) 瀬田川洗堰, 琵琶湖疏水, 宇治川発電からの総流出量

値を用いて全点でほぼ同時に降水があった場合を抽出した。ここで、1 時間以内の強雨や集水域内の一部だけでの集中的な降水事象は除いた。また、強雨として、積算降水時間が琵琶湖の静振による卓越周期である 4 時間より長く、数日間続く場合を対象とした。ただし、実際には滋賀県内に等しく面的に降水があるような理想的な降水事象は観測期間中に 37 事象と多くなかったので、滋賀県内の南北や東西で降水量に偏りがある事象も一部含まれている。冬季期間中は滋賀県の南部と北部での降雪量が明確に異なるのと、流出までの時間が評価できないことから計算から除いた。

④ 寄与率 $\hat{\alpha}$ の算出

(9) 式より、補正された水位 ΔH^* および平均降雨強度 $\hat{P}$ から、各降水事象の寄与率 α を計算した。多くの降水現象は複雑で観測地点や標高による違いも大きいですが、比較の見やすい事象の例を Fig. 4 に示した。Fig. 4 は 2010 年 7 月 3 日から 4 日にかけての降水事象とそれに伴う水位変化についてのグラフである。Fig. 4-(a) は、風のベクトル図を示しており、Fig. 4-(b) は降水量の時系列、積算降水量、観測水位、補正水位を示している。Fig. 4-(b) では、7 月 3 日夕方や 7 月 5 日午前の水位は南風により、低下しており、7 月 5 日の午後のように放流量が減少しても、水位が下がっているため補正水位は低下する。また、計算結果の検証のために、国土交通省近畿地方整備局琵琶湖事務所の琵琶湖の水位 (三保ヶ崎, 堅田, 大溝, 彦根, 片山) を用いた。同降水事象における 5 地点の水位変化を Fig. 4-(c) に示した。同期間の瀬田川洗堰からの単位時間当たりの流出量を Fig. 4-(d) に示した。

寄与率 $\hat{\alpha}$ の計算結果と考察

(9) 式に基づいて降水が河川を通して湖に流入する割合 (寄与率 α) を評価した。寄与率 α を求める過程で、①積算降水量 $\tilde{P} = \hat{P}(t_2 - t_0)$ と水位上昇開始から停止までの時間 T_w との関係 (Fig. 5) と、②積算降水量 $\tilde{P}$ と琵琶湖の水位変化 ΔH^* の関係 (Fig. 6) を求めた。その後に、③降水に対する寄与率 α を算出した (Fig. 7)。

観測値 ($\Delta t = 60 \text{ s}$ および 120 s) に関しては、2010 年 5 月から 2012 年 5 月の期間中に広く滋賀県内に降水のあった 22 の事象のそれぞれについて、寄与率 α を 5 回計算し、その平均値を平均寄与率 $\hat{\alpha}$ とし百分率であらわした。また、計算結果の検証のために、国土交通省の水位データ (1 時間値) に関しては、2010 年 5 月から 2012 年 9 月までの期間で、37 の降水事象について、5 地点で

Fig.5. Relationship between accumulated precipitation ($\tilde{P}$) and response time of water level increase (T_w).

図5. 積算降水量 ($\tilde{P}$) と水位上昇応答時間 (T_w) の関係。

Fig.6. Relationship between accumulated precipitation ($\tilde{P}$) and water level displacement (ΔH^*).

図6. 積算降水量 ($\tilde{P}$) と水位変化 (ΔH^*) の関係。

Fig.7. Relationship between accumulated precipitation ($\tilde{P}$) and the averaged contribution ratio of river flow ($\hat{\alpha}$).

図7. 積算降水量 ($\tilde{P}$) と平均河川寄与率 ($\hat{\alpha}$) の関係。

の寄与率 α 計算し、その平均値を平均寄与率 $\hat{\alpha}$ とした。以上より、観測値と国土交通省のデータを用いて総計 59 (うち、22 ケースは同時刻のデータ) の降水事象の平均寄与率 $\hat{\alpha}$ を求めた。なお、便宜上、以後の平均寄与率は % 値で示す。

① 積算降水量 $\tilde{P}$ と時間 T_w との関係

Fig.5 は積算降水量 $\tilde{P}$ と降水により水位上昇が安定するまでの時間 T_w の関係を示している。これにより、積算降水量 $\tilde{P}$ と降水により水位上昇が安定するまでの時間 T_w の間に

$$T_w = 0.003\tilde{P}^2 + 0.421\tilde{P} \quad \cdots(13)$$

$$(n = 59, R^2 = 0.81, p < 0.01)$$

の関係が成り立つことが示された。また、積算降水量が約 100 mm の降水時に、水位上昇が安定するまでにかかる時間はおおよそ 3 日 (72 h) であることがわかった。このことから、(4) 式における ε の項は無視できるため、(5) 式の仮定は正しいことが示された。

② 積算降水量 $\tilde{P}$ と水位変化 ΔH^* の関係

Fig. 6 は、積算降水量と水位変化の関係を示している。観測値と国土交通省のデータはほぼ一致していた。積算降水量 $\tilde{P}$ と水位変化 ΔH^* の間に

$$\Delta H^* = 0.022\tilde{P}^2 + 1.427\tilde{P} \quad \cdots(14)$$

$$(n = 59, R^2 = 0.95, p < 0.01)$$

の関係が成り立つことが示された。これにより、寄与率 α の推定値を評価することができる。しかし、遅れ時間 (Fig. 5) については、 ΔH^* と $\tilde{P}$ の関係 (Fig. 6) よりも、数値がややばらついていた。このばらつきの理由としては、降水後に湖の水位が上がり一定になるまでの時間が比較的是っきりしているため、Fig. 5 に比べると、Fig. 6 の方がばらつきは小さくなっている。

③ 平均寄与率 $\hat{\alpha}$ の算出

(9) 式を用いて、降水事象の平均寄与率 $\hat{\alpha}$ を計算した。観測値を用いて計算した α と推定した α 値の二つの回帰直線が原点を通る場合の線形近似を平均寄与率 $\hat{\alpha}$ の近似値として定義した。Fig. 7 には計 59 の平均寄与率 $\hat{\alpha}$ が示されている。なお、1 回の降水事象で求めた平均寄与率 $\hat{\alpha}$ は、観測値 ($\Delta t = 120$ s) では 5 回分の α の平均値とし、国土交通省のデータ ($\Delta t = 1$ h) は 5 地点の α の平均値とした。なお、国土交通省のデータの三保ヶ崎と観測地点 (柳が崎) は場所が近く、同じ降水事象に対してこの 2 点間の平均寄与率 $\hat{\alpha}$ の誤差は $\pm 5\%$ 以内に収まった。これは計算結果の妥当性を示している。

観測値と国土交通省のデータを用いて求めた平均寄与率 $\hat{\alpha}$ および推定値 $\hat{\alpha}$ と積算降水量 $\tilde{P}$ の関係を最小二乗

法により求めた。すると、積算降水量 $\tilde{P}$ と平均寄与率 $\hat{\alpha}$ の間に

$\hat{\alpha} = 0.53\tilde{P}$ …(15) の関係が成り立つことが示された(ここで観測値の場合 $R^2 = 0.56$ ($N = 59$))。また、(12)式を用いて求めた推定値は Y 切片を 0 として求めると、(15)式とほぼ重なり、この場合 $R^2 = 0.95$ ($N = 59$, $p < 0.001$) であった。

積算降水量が少ないうちは、降水初期は表面流出量が少ないと考えられる。一方、積算降水量が 200mm を超えるような場合には、 $\hat{\alpha}$ は 100 % に漸近していくと考えられ、(12)式から求めた回帰式は適用できない。そこで、積算降水量分の水が上流にあり時間と共に流出してくると考えて、 $100(1 - e^{-\frac{\tilde{P}}{A}})$ の形で最小二乗法を用いて回帰させたところ、 $\hat{\alpha} = 100(1 - e^{-\frac{\tilde{P}}{100}})$ …(16) ($R^2 = 0.95$, $n = 42$, $p < 0.001$) の関係が得られた (Fig. 7)。ここで、4 月下旬と 9 月の中旬の値は寄与率が低く出る傾向があった。4 月には水田に水を張るために河川等からの取水が原因と考えられる。また、9 月の台風などの大雨時の寄与率も低めに算出される傾向があった。この場合、乾いた水田に水が吸収されたり、短期的に貯蓄される可能性が考えられる。したがって、点線円内の 17 点は除いて近似を行った。

観測値と国土交通省のデータを用いて求めた平均寄与率 $\hat{\alpha}$ に関しては、積算降水量 $\tilde{P}$ が 50 mm 前後の降水事象では、平均寄与率 $\hat{\alpha}$ は 10 ~ 40 % 程度でばらついているが、積算降水量が 100 mm 以上の場合には、積算降水量の増加に伴い寄与率は 60 ~ 80 % 程度と高い数値を示した。

線形近似 (13), (14), (15) より、たとえば琵琶湖とその集水域に積算降水量が 100 mm の降水があった場合には、降水開始から約 70 h 後に約 400 mm まで水位上昇が安定し、積算降水量のうちの約 50 % が河川を通じて琵琶湖に流入すると推定される。Fig. 7 からわかるように、計算した平均寄与率 $\hat{\alpha}$ は積算降水量 $\tilde{P}$ に依存して大きくなることがわかった。

$\hat{\alpha}$ と $\tilde{P}$ の関係 (Fig. 7) は、 ΔH^* と $\tilde{P}$ の関係 (Fig. 6) よりもばらついているように思われる。ばらつきの原因としては、降水特性と流出特性の両方によるばらつきが考えられる。降水特性によるばらつきと考えられる原因は、この算定方法が多時間スケール解析に基づいていることから、降水量が多いときには水位変動が大きくなるとともに精度も高くなり、降水量が少ないときには水位変動が小さくて誤差も大きくなることが考えられる。また、降雨強度を一定とみなして、平均降雨強度を計算に

用いたことも原因として考えられる。つまり、集水域での雨の降り始めの時刻と降り終わりの時刻がすべての河川で一致しないことが遅れ時間のばらつきの要因につながっていると考えられる。

一方、各河川の集水域ごとの流出特性が異なるため、その結果がばらつきとして出ている可能性もある。流出特性の違いとしては、地表面の初期状態や各河川の集水域における土地利用が考えられる。例えば、地表面の初期条件を考えたときに、無降雨期間が長い場合は降雨の初期はより多く土壤に浸透すると考えられるため、平均寄与率が小さくなる傾向がある。一方、梅雨時のように、地表面状態が湿潤である場合には、土壤への浸透が満たされ、飽和に近づいていくにつれ表面流出が増加していき、その結果、平均寄与率が大きくなると考えられる。一方、土地利用に関しては、琵琶湖集水域においては、森林、農業による水田、宅地、それらの複合地域があるため、例えば、農業等の人為的な影響によって寄与率が低く見積もられる場合もあり、4 月下旬の寄与率は推定値よりも低い傾向が見られた。

このように、降雨や集水域の特性や降雨前の土壤の状態が平均寄与率の違いに影響を与える可能性は否定できないが、本研究では降雨に対する湖の水位の応答から強降雨時の流出特性について解析を行っており、集水域の包括的な状態に対する平均寄与率を評価しているので、個別事象については考慮しない形になっている。

結 論

湖の水位変動が、支配的な物理現象によってそれぞれ異なる時間スケールをもつことに着目し、集水域への降水が湖に流入する場合の寄与率の評価を行った。琵琶湖で測定した水位データと降水量データを用いて、滋賀県全域に降水があった場合の①積算降水量と降水によって水位が上昇し安定するまでの時間の関係、②積算降水量と水位上昇の関係、そして③集水域への降水が全河川を通して琵琶湖に流入し水位上昇に寄与する割合、つまり平均寄与率 $\hat{\alpha}$ を求めた。

平均寄与率は、降水の特徴や降水前の地表面状態の影響も受けると考えられるが、積算降水量の増加に伴い増加することが示された。積算降水量 $\tilde{P}$ が 50 mm 以下の場合には、時間遅れは 30 h 以下で、平均寄与率 $\hat{\alpha}$ の変動は大きく、降水の河川への流出量は積算降水量の 10 ~ 30% 程度であった。積算降水量 100 mm 以上の場合には、時間遅れは 70 h 以上で、降雨増加に伴い平均寄

与率 $\hat{\alpha}$ は 50 ~ 80 % 程度となった。また、積算降水量から平均寄与率 $\hat{\alpha}$ の推定値を求めたところ、 $\hat{\alpha} = 100(1 - e^{-\frac{p}{100}})$ ($R^2 = 0.95$, $n = 42$, $p < 0.001$) という関係が得られた。この関係式を用いることによって、積算降水量に伴う河川からの流出量を見積もることができる。このように、琵琶湖のような大型湖において、流出量が計測されており、降雨による集水域からの流入の影響が数十時間程度で現れる場合は、水位変動に対して多時間スケール解析を適用して降水の平均寄与率を求められることが示された。

謝 辞

本論文では、国土交通省近畿地方整備局琵琶湖河川事務所の琵琶湖水位データと放流量データ、気象庁のアメダスデータを使用しました。京都市水道局の琵琶湖疏水の流量データと関西電力の宇治発電所に伴う流量データを使用しました。滋賀県琵琶湖環境科学研究センターと立命館大学琵琶湖研究センターには解析のための施設を提供していただきました。あわせて、感謝申し上げます。

京都大学人間・環境学研究科の杉山雅人教授、京都大学理学研究科の古川善紹准教授、京都大学人間・環境学研究科の酒井敏教授、小木曾哲准教授、滋賀県琵琶湖環境科学研究センターの石川可奈子主任研究員、立命館大学の川村貞夫教授、京都大学防災研究所の山敷庸亮准教授、東京大学生産技術研究所の北澤大輔准教授、お茶の水女子大学の長谷川直子准教授、京都大学生態学研究センターの鈴木希和子研究員からは研究への助言と協力をいただきました。心より御礼申し上げます。

文 献

秋友和典・黒木聖夫・大久保賢治・熊谷道夫 (2002) : 3 次元数値モデルで再現された琵琶湖の熱循環, 琵琶湖研究所所報, 21, pp28-42.

Akitomo, K., Kurogi, M., Kumagai, M. (2004): Numerical study of a thermally induced gyre system in Lake Biwa. *Limnology*, 5: pp103-114.

新井正 (2004): 地域分析のための熱・水収支水文学. 古今書院, 東京.

琵琶湖ハンドブック (2010) : 水位の変遷, 琵琶湖ハンドブック編集委員会編, 滋賀県, pp192-192.

Defant (1961): *Physical Oceanography*, Pergamon Press.

遠藤修一・奥村康昭・藤田浩介・河上伸之輔・田中順治・金沢晴子 (2010): テレメータブイによる琵琶湖の気

象・流況・水質の連続観測, 陸水学雑誌, 71: 255-267.

F. -A. Forel (1895): *LE LÉMAN*, monographie limnologique. LAUSANNE, F. ROUGE & C^{ie}, EDITEURS, 2 : pp39-213.

長谷川直子 (2012) : 湖岸境界過程. 永田俊・熊谷道夫・吉山浩平 (編), 温暖化の湖沼学, 2.5, pp87-98, 京都大学出版会, 京都.

藤井滋穂 (2000) : 琵琶湖の物理, 宗宮功 (編), 琵琶湖, 2-6, pp66-82, 技報堂出版株式会社, 東京.

日野幹雄 (1977) : スペクトル解析, 朝倉出版, 東京.

Hogg, C. A. R., Marti, C. L., Huppert, H. E., Imberger, J. (2013) : Mixing of an interflow into the ambient water of Lake Iseo, *Limnology and Oceanography*, 58(2), 2013, pp579-592.

Honda, K., Terada, T., Yoshida, Y. and Ishitani, D. (1908): Secondary undulations of oceanic tides, *Journal of the College of Science Imperial University, Tokyo, Japan*, Vol. 24, 1.

堀野治彦 (2000) : 琵琶湖のまわり, 宗宮功 (編), 琵琶湖, 3-1, pp95-99, 技報堂出版株式会社, 東京.

Horn J. A. and Goldman R. C. (1999) : 陸水学, pp104-107, 京都大学出版会, 京都.

Ikebuchi, S., Seki, M., Ohtoh, A. (1988): Evaporation from Lake Biwa, *Journal of Hydrology*, 102, pp427-449.

Imasato, N. (1970): STUDY OF SEICH IN BIWA-KO[I]-ON THE NUMERICAL CALCULATION BY DEFANT'S METHOD, *Contributions, Geophysical Institute, Kyoto University*, No. 10, pp93-103.

今里哲久・金成誠一・國司秀明 (1971): 琵琶湖の水の流動に関する数値実験的研究, 京都大学防災研究所年報 第 14 号 B, pp451-464.

Imasato, N. (1971): STUDY OF SEICH IN BIWA-KO[II]-ON A NUMERICAL EXPERIMENT BY NONLINEAR TWO-DIMENSIONAL MODEL, *Contributions, Geophysical Institute, Kyoto university*, No. 11, pp77-90.

Imasato, N. (1972): STUDY OF SEICH IN BIWA-KO[III]-SOME RESULTS OF NUMERICAL EXPERIMENTS BY NONLINEAR TWO- DIMENSIONAL MODEL, *Contributions, Geophysical Institute, Kyoto University*, No.12, pp63-75.

Imasato, N. Tanaka, K., and Kunishi., H. (1973): STUDY OF SEICH IN BIWA-KO[IV]-OBSERVATION WITH A NEW PORTABLE LONG PERIOD WATER LEVEL GAUGE, *Contributions, Geophysical Institute, Kyoto University*, No.13, pp65-72.

- Imasato, N. (1984): Seiche, LAKE BIWA, In S. Horie(ed.), Dr. W. Junk Publishers, pp238-256.
- 岩井重久・石黒政儀 (1970): 応用水文統計学, 森北出版, 東京.
- Kumagai, M. and H. Fushimi (1995): Inflows due to snowmelt. Coastal and Estuarine Studies. AGU. 48, 129-139.
- Kumagai, M., Y. Asada and S. Nakano (1998): Gyres measured by ADCP in Lake Biwa, Coastal and Estuarine Studies, AGU, 54, 199-208.
- 北澤大輔・熊谷道夫 (2007): 流動場—生態系結合モデルによる琵琶湖生態系シミュレーション, 生産研究, 59 巻 1 号, pp21 - 26.
- 小林正雄・辰巳千佳子 (1991): 琵琶湖西岸の扇状地及びデルタ地域の地下水調査, 大阪教育大学紀要, III, 第 39 巻, 第 2 号, pp153-163.
- 小林正雄 (1995): 湖岸浅層地下水の水位変動, 大阪教育大学紀要, III, 第 44 巻, 第 1 号, pp67-76.
- 近藤純正・本谷研・松島大 (1995): 新バケツモデルを用いた流域の土壤水分量, 流出量, 積雪水当量, 及び河川水温の研究, 天気, 42(12), pp11-21.
- 古藤田一雄 (1977): 気候学的資料を用いた湖面蒸発量の推定法, 筑波大学水理実験センター報告, No.1, pp53-65.
- Manabe, S. (1969): The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface, CLIMATE AND THE OCEAN CIRCULATION, Monthly Weather Review, vol. 97, No. 11, pp739-774.
- 水村和正 (1998): 水圏水文学, 山海堂, 東京.
- Karl Vonder Mühl (1886): Ueber die Bewegung tropfbarer Flüssigkeiten in Gefässen Nach Johann Rudolf Merian, Mathematische Annalen, Volume 27, Number 4, pp575-600.
- 南茂夫 (1986): 科学計測のための波形データ処理, CQ 出版, 東京.
- 村本嘉雄・道上正規 (1978): 琵琶湖南・北の交流特性, 京都大学防災研究所年報第 21 号 B-2, pp263-276.
- Nakamura, S. and Honda, K. (1902): Seiches in Some Lakes of Japan, Journal of the College of Science Imperial University, Tokyo, Japan, Vol. 28, Article 5, pp.1-95.
- 小倉義光 (1984): 一般気象学, 東京大学出版会, 東京.
- Okamoto, I., and Endoh, S. (1995): Water Mass Exchange Between the Main Basin and Shiozu Bay, Coastal and Estuarine Studies, AGU, Washington D.C., USA, 1995.
- JORGE A. RAMÍREZ (2000): Inland Flood Hazards-Human, Riparian, and Aquatic Communities, CHAPTER 11, Prediction and Modeling of Flood Hydrology and Hydraulics, pp. 293-333, Cambridge University Press, United Kingdom.
- 関鉄兵, 谷口真人 (1994): 琵琶湖における湖面振動の特徴, 陸水学雑誌, 55, 4, pp267-277.
- Igor A. Shiklomanov (1993): World Water Resources, in Peter H. Gleick (editor), Water in Crisis: A Guide to the World's Fresh Water Resources, Oxford University Press, New York.
- 菅原正巳 (1972): 流出解析法, 水文学講座 7, 共立出版, 東京.
- 菅原正巳 (1979): 続・流出解析法, 水文学講座 別巻, 共立出版, 東京.
- 高橋裕 (1978): 河川水文学, 水文学講座 11, 共立出版, 東京.
- Tanaka, L., L., Ban, S., Kumagai, M. (2010): Spring ammonium maximum in the mid-depth layer of Lake Biwa, Japan, Canadian Journal of Civil Engineering, Volume 37, No. 3, March, pp. 515-523(9).
- Taniguchi, M. (1995): Change in Groundwater Seepage Rate into Lake Biwa, Japan, 陸水学雑誌, 56, 4, pp261-267.
- Taniguchi, M., Fukuo, Y. (1996): An effect of seiches on groundwater seepage rate into Lake Biwa, Japan, WATER RESOURCES RESEARCH, VOL. 32, NO. 2, pp333-338.
- Yamashiki, Y., Kumagai, M., Jiao, C., Nezu, I., Matsui, S. (2003): Numerical simulation of thermally induced gyres in Lake Biwa, HYDROLOGICAL PROCESSES, 17, pp2947-2956.
- 吉村信吉 (1937): 湖沼学, 三省堂, 東京.