

東京工業大学大学院 学生会員 早坂裕幸

東京工業大学大学院 学生会員 鶴田泰士

東京工業大学大学院 フェロー 石川忠晴

1. はじめに

汽水湖の環境は、塩分の微妙なバランスの上に成り立っている。その塩分状態は地形条件や気象条件により様々で、同じ湖でも時間的に変動する。従って、汽水湖を適切に管理していくためには、これらの諸条件の確率統計的特性を把握し、塩分状態の変動範囲を認識しておく必要がある。この場合、長期に連続した海水遡上量のデータが必要となるが、塩水密度流が発生する汽水湖の排水河川で信頼性のある流量データが計測できるようになったのは最近のことである。そこで本研究では、青森県小川原湖をフィールドとして、排水河川の河道流量と水位データとの関係を整理し、長期間の流量データの推定・復元を試みた。

2. 水位差 δh_{01} (湖水位 h_0 - 河口内水位 h_1) による流量 Q_{out} の推定

小川原湖は、青森県東部にある湖面積 63.2km^2 、最大水深 25m の汽水湖で、我が国では 11 番目に広い湖である。排水河川は北東部の高瀬川であり、高潮時には海水が河道を遡上し湖内に侵入する。図 1 に示すように高瀬川の河道流量 Q_{out} は、河道両端の水位、すなわち湖水位 h_0 と河口内水位 h_1 の相対関係に依存すると考えられる。そこである 1 日における両端の水位差と流量の関係を調べると図 2 のようになる。両者の関係は逆流時には概ね直線的だが、順流時には流量に上限 (Q_{max}) が存在する。この原因は、 h_1 がある程度以上下がると低下排水となり流量が増加しなくなるためと考えられる。そこで、順流と逆流の場合に分けて、河道両端の水位差 $\delta h_{01} (=h_0-h_1)$ と Q_{max} を用いて流量 Q_{out} を求める式を作成した。

$$\left. \begin{aligned} \text{順流時}(Q_{out} > 0) : Q_{out} &= Q_{max} \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{C \cdot \delta h_{01}}{Q_{max}}\right) \right\} \\ \text{逆流時}(Q_{out} < 0) : Q_{out} &= a_1 \cdot \delta h_{01} + a_2 \cdot (\delta h_{01})^2 \end{aligned} \right\} (1)$$

ここに、 C , a_1 , a_2 の値は定数、 Q_{max} は最大順流量である。ただし Q_{max} は時間的に変動するパラメータで 1 日の中では一定値をとるものとする。

順流の最大流量 Q_{max} は、水理学的には、湖水位 h_0 と河口地形の関数と考えられる。そこで、河口地形の効果を表す別のパラメータを水位データのみから作成する。河口内水位 h_1 は高潮位時には、潮位 h_2 とほぼ一緒に変化するが、低潮位時には、河口地形の影響を受けてある程度以上は下降することができないため、潮位 h_2 と異なる。さらに河口地形のこのような効果は、

河口が閉塞気味であれば、より顕著にあらわれると考えられる。そこで 1 日の中での $\delta h_{01} (=h_0-h_1)$ と $\delta h_{02} (=h_0-h_2)$ の関係を調べると図 3 のようになる。両者の関係は原点付近では斜め 45 度の線上にあるが、 δh_{02} がある程度大きくなるとある値に漸近していく。両者の関係を次式で表し実測値とフィッティングするように上限値 H_{max} を求めた。

$$\delta h_{01} = H_{max} \cdot \tanh\left(\frac{\delta h_{02}}{H_{max}}\right) \quad (2)$$

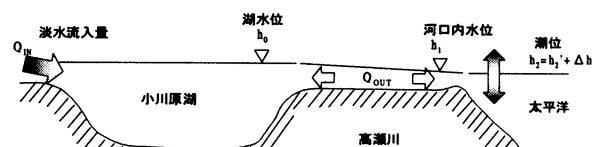


図1 海水侵入に関わる水理量

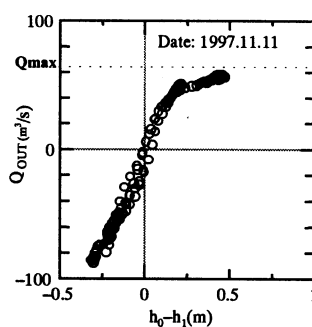


図2 Q_{out} と δh_{01} の関係

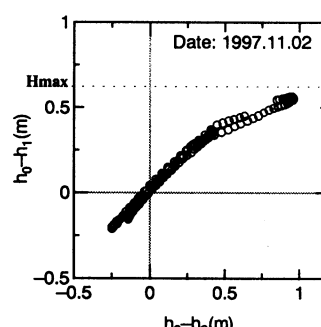


図3 δh_{01} と δh_{02} の関係

そして、この H_{max} と h_0 の線形和として Q_{max} を求めた。これにより、水位データのみを用いて流量時系列を求めることができる。

ところで、(2)式で用いた潮位 h_2 は、実は現地で観測されていない値である。一般に潮位 h_2 は、月と太陽の運行で決まる天文潮位の成分 h_2' と、気圧や波浪の打ち上げや風による吹き寄せといった気象変化で生じる「潮位偏差 Δh_2 」の和で表される。前者は計算によって求まるが、後者はローカルな気象条件や地形効果に依存する未知の量である。そこで、湖水位 h_0 と潮位 h_2 が等しい時には、その間にある河口内水位 h_1 も等しいものとして、 $h_0 = h_1$ 時の h_0 から h_2' の差として潮位偏差 Δh_2 を求めた。

以上に述べた方法により、湖水位 h_0 と河口内水位 h_1 のデータのみから推定した流量時系列と、実際に観測された値とを比較したものを図4に示す。両者はよく一致している。

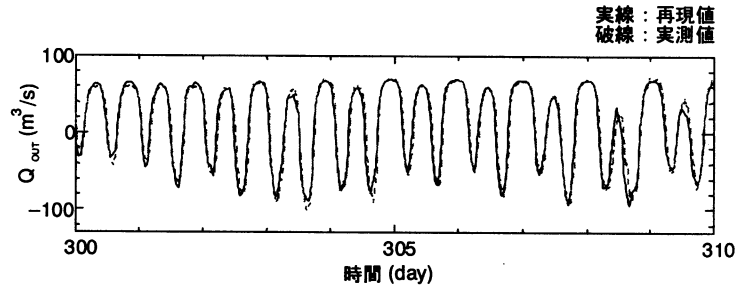


図4 h_1 計測時の Q_{out} 時系列再現結果

3. 河口内水位 h_1 欠測時における流量 Q_{out} の推定

2. では h_1 があることを前提にして検討を行ったが、実際には河口内水位 h_1 は欠測が多い。そこで次に h_1 のデータがない場合について考える。まず、 $\delta h_{01} (=h_0-h_1)$ の代わりに $\delta h_{02} (=h_0-h_2)$ を用いた流量算定式(3)を、(1)式と同様の手順で作成する。

$$\left. \begin{aligned} \text{順流時}(Q_{out} > 0): Q_{out} &= Q_{max}' \cdot \left\{ 1 - \exp\left(\frac{-C' \cdot \delta h_{02}}{Q_{max}'}\right) \right\} \\ \text{逆流時}(Q_{out} < 0): Q_{out} &= a_1' \cdot \delta h_{02} + a_2' \cdot (\delta h_{02})^2 \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

ここに、 C' 、 a_1' 、 a_2' の値は定数、 Q_{max}' は最大順流量である。また、上流からの淡水流入量 Q_{in} と湖水位の時間変化から、次式を用いて流量 Q_{out} を逆算できる。

$$\Delta h_0 = (Q_{in} - Q_{out}) \cdot \frac{\Delta t}{A_0} \quad (4)$$

ここに Δt は時間差分間隔(1日)、 Δh_0 は Δt の間の湖水位増分、 A_0 は小川原湖の水面積である。(4)式を用いて日平均流量 Q_{out} を求め、(3)式の日積分値がその Q_{out} に合うように、未知量 Δh_2 を決める。図5は、決めた Δh_2 を(3)式に代入して求めたものである。両者はよく一致している。

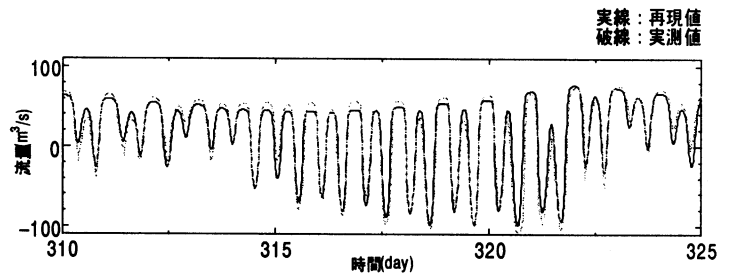


図5 h_1 欠測時の Q_{out} 時系列再現結果

4. 塩水侵入量の算定

最後に、これまで検討した手法を用いて高瀬川の流量時系列を過去17年にわたって復元し、小川原湖への海水侵入量を推定した。高瀬川の河道体積を 1.84×10^6 (m³) とし逆流累加量がそれを越えた時、その余剰分を湖内への侵入量とした。

図6は、その1日ごとの塩水侵入量時系列を3年おきに示したものである。

塩水侵入現象には若干の季節性がみられ、冬期(11月~2月)と6月頃に多いことがわかる。しかし、年によって現象の発生頻度や侵入量は異なり、全体的には確率的な現象となっている。

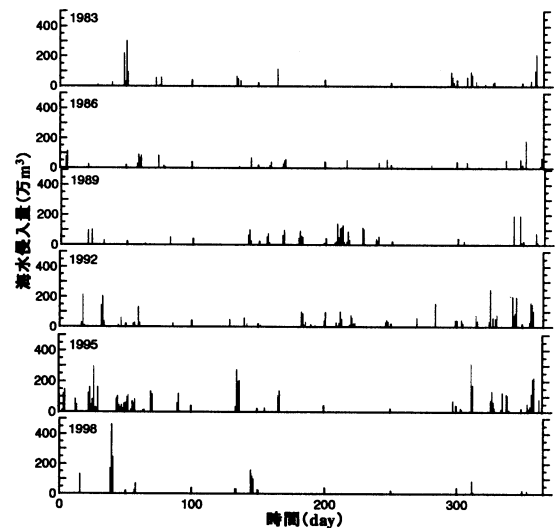


図6 塩水侵入量時系列

- (参考文献) 1) 長尾正之、石川忠晴ら:小川原湖への塩分侵入現象の確率統計的考察、水工学論文集、1996。
2) 西田修三、中辻啓二:緩混合河川における流量と塩分輸送量の算定、水工学論文集、1999。