

沿岸潟湖の水収支・熱収支からみた地下水の役割と滞留時間

*知北和久, 上原弘之, 阪田義隆, 宮本拓人, 落合泰大, MD M. Hossain (北大・理)

1. はじめに

北海道の十勝地方沿岸には、年に数回、外海と沼を隔てる砂州の一部が切れて湖水が流出する潟湖群が存在する。Chikita et al. (2012)は、その一つの生花苗沼（おいかまないぬま）について水収支評価を行い(図 1)、結果として、沼の正味の地下水流出量が河川流入量とほぼ釣り合っていること、この地下水流出が外海と沼を隔てる砂州中のレキ層を通して被圧地下水として流出していることを示した(図 2)。このレキ層は、17世紀初頭に襲った巨大津波（モーメント・マグニチュード 8.5, 津波高さ 26m）の堆積物であると判断される（平川一臣, 私信）。ここでは、さらに沼の熱収支を評価し、沼の地下水流動系とこれに関連した沼水の滞留時間について考える。

2. 対象流域の概要と方法

生花苗沼流域（沼を除く面積 105.7 km²）のDEMと観測点の位置を図 1 に示す。流域地質は、主に新第三紀堆積岩および更新世後期火山噴出物からなる。L 地点で沼の水位と水温、M 地点で気温・湿度・雨量、P 地点で気温・雨量、T, R1, R2 地点で流入河川の水位・水温、F 地点で気温・湿度を連続観測している。測定開始期間は 2010 年 6 月からで、他に気象データとして沼の南西 8.8km のマメダス観測点および西南西 18.8km の大樹町アメダス観測点のデータを利用している。

3. 観測結果

図 3 に 2011 年における沼の水位・総河川流入量・雨量の時間変化を示す。2011 年は砂州の決壊が 4 回起こり、結果として 1 日程度で沼水の 95% 以上が太平洋に流出している。流出口（湖口）では砂州が海水位近くまで削られ、沼の水位は海水の進入を受けながら潮位に応じて変動することがわかる。

4. 沼の水収支と熱収支

ここでは、沼の閉塞時を考える。このときの水収支式は、

$$\Delta V / \Delta t = \Delta h \cdot A / \Delta t = (P - E) \cdot A + R - (G_{out} - G_{in}) \quad (1)$$

で、 ΔV , Δh : それぞれ収支期間 Δt での貯留量変化及び水位変化, A : 湖水面積, P : 水面への直接降水量, E : 水面蒸発量, R : 河川流入量, G_{out} , G_{in} : それぞれ地下水の流出量・流入量（このとき、正味の地下水流出量 $G = G_{out} - G_{in}$ ）である。また、熱収支式は、

$$\Delta S / \Delta t = \Delta \left[\int_0^h \{ \rho_w c_p T(z) \} \cdot A(z) dz \right] / \Delta t = (R_n - Q_H - Q_E) \times A + H_R + H_P - H_G \quad (2)$$

$$H_G = H_{Gout} - H_{Gin} = \rho_w c_p G_{out} T_{Gout} - \rho_w c_p G_{in} T_{Gin} \quad (3)$$

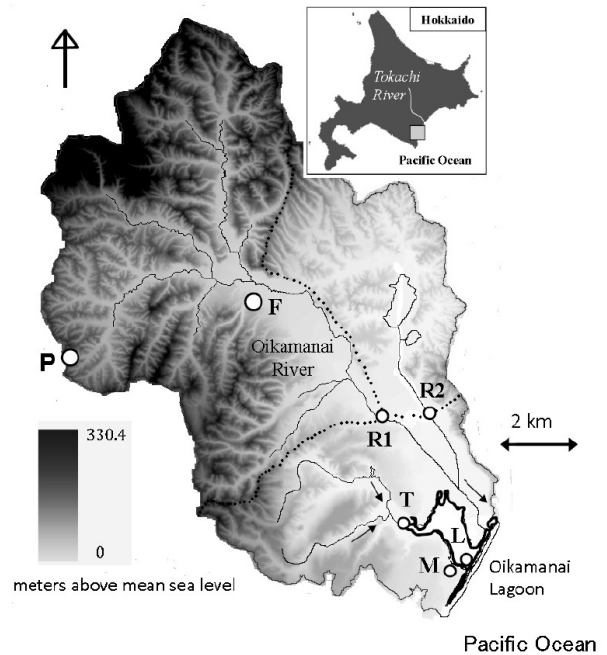


図 1. 生花苗沼流域 DEM における観測点の位置

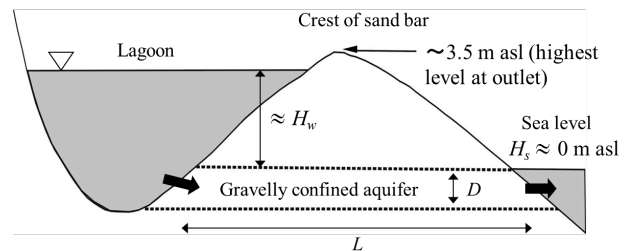


図 2. 砂州の内部構造と外海への地下水流出（模式図）

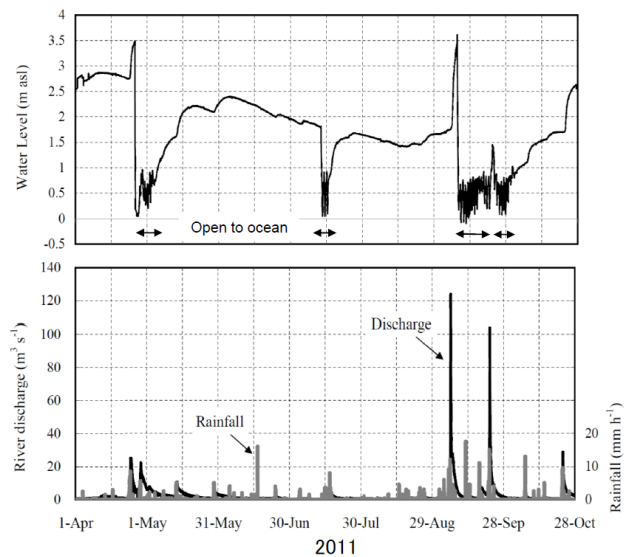


図 3. 生花苗沼の水位と河川流入量および雨量の変化

ここで、 ΔS : Δt 間の沼の貯熱量変化(J/m²), c_p : 定圧比熱, T : 沼の水温(K), R_n : 水面での正味放射量

(W/m^2), Q_H : 顕熱フラックス, Q_E : 潜熱フラックス, H_R : 流入河川による熱フラックス, H_P : 降水による熱フラックス, H_{Gout} : 地下水流出による熱フラックス, H_{Gin} : 地下水流入による熱フラックス, ρ_w : 水の密度, T_{Gout} , T_{Gin} : それぞれ流出地下水, 流入地下水の温度(K).

今回は, 収支期間として水位変動の小さい 7 月 18 日~9 月 3 日の期間を選んだ (図 3)。この理由は, 水位変動が大きい場合, 潟湖の特徴として湖水面積が大きく変化し (図 4), 結果として ΔV , ΔS の計算に大きな誤差を含むからである。

5. 計算結果と考察

図 5 に, (1)式に対応した水収支の計算結果を示す。Chikita et al. (2012)が示すように, 河川流入量が正味の地下水流出量 $G (=G_{out} - G_{in})$ とほぼバランス状態にあり, 次に貯水量の変化 $\Delta V/\Delta t$ が水収支に影響していることがわかる。なお, この場合, 沼の水位変動が小さいため, G 値の変化との間に相関は認められない。

図 6 に, (2)(3)式に基づく熱収支の計算結果を示す。水収支結果に対応し, 河川流入に伴う熱フラックス H_R が正味地下水流入による熱フラックス H_G とほぼバランス状態にあり, 沼の貯熱量変化 $\Delta S/\Delta t$ も収支に寄与している。

計算された H_G について, この温度が L 地点での湖底水温と同じとすれば, H_G を与える正味の地下水流出量 G_H が求まる。これを水収支から得た正味の地下水流出量 G と比較したのが図 7 である。両者はほぼ 1 対 1 に近い関係にあり, 熱収支評価は比較的妥当であることがわかる。しかし, 実際には, 流入地下水と流出地下水の温度は異なることが考えられる。ここで, 流出地下水の温度に L 地点での湖底水温を与え, $G_{in}/G_{out} < 1$ の条件を与える流入地下水の温度の条件として, $T_{Gout} - T_{Gin} \geq 1^\circ C$ が必要であることがわかった。具体的には, 収支期間の平均として, $G_{out}=1.04 \text{ m}^3/s$, $G_{in}=0.078 \text{ m}^3/s$ ($G_{in}/G_{out}=0.075$) が得られた。結局, 沼への地下水流入量はわずかであり, この結果は Chikita et al. (2012)における推定と調和的である。また, 得られた地下水流出量 G_{out} から, 湖水の平均滞留時間は収支期間平均で 15.3 日と求められる。これより, 閉鎖期間が 3 ヶ月程度続けば (図 3), 6 回程度の水の入れ替えがおこなわれることがわかる。また, 開口後に海水が沼に進入しても, 重い海水は水深の大きい砂州周辺に集まり, これが選択的に外海へ地下水流出する。閉塞時に沼水が淡水に近いのは, これが原因と考えられる。

今後は, 図 2 に示す砂州の堆積構造の実相を掘削と地下探査によって明らかにすることを検討している。

参考文献

Chikita, K. A. et al. (2012): *Jour. Hydrol.*, 464-465, 423-430.

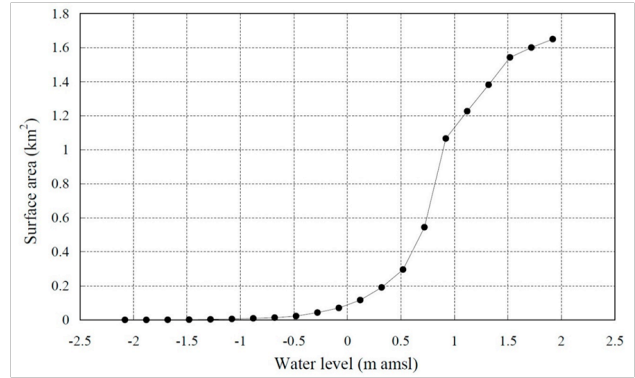


図 4. 湖盆図から得た生花苗沼の水位と面積との関係

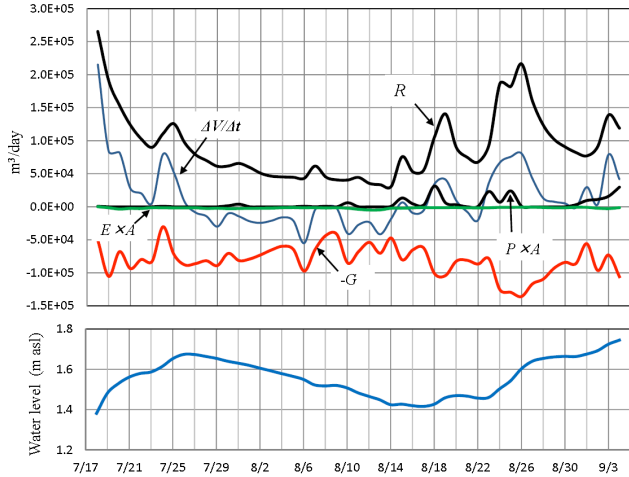


図 5. 計算された生花苗沼の水収支と水位の変動

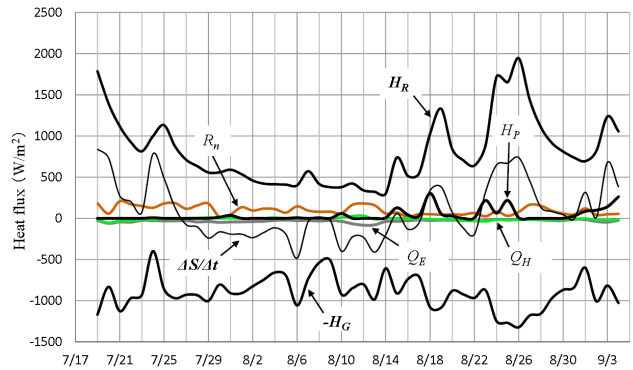


図 6. 計算された生花苗沼の熱収支変動

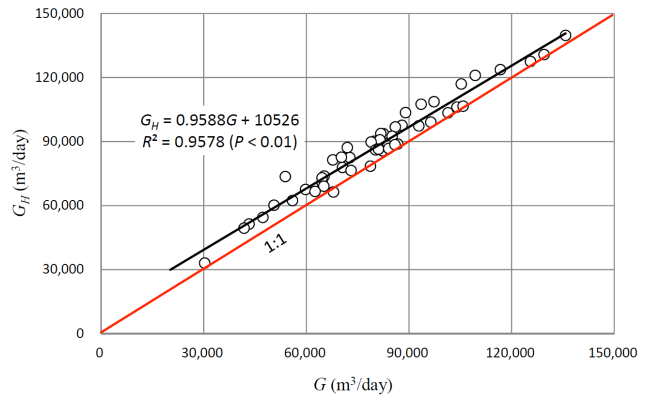


図 7. 水収支と熱収支による正味の地下水流出量の関係