

ウトナイ湖を含む湿原地域の地下水流動解析

GROUNDWATER FLOW ANALYSIS FOR THE WETLAND AREA, INCLUDING LAKE UTONAI

株式会社ドーコン	○正員	長谷川 覚也 (Kakuya Hasegawa)
株式会社ドーコン	正員	竹村 健 (Takeshi Takemura)
株式会社ドーコン	正員	長谷川 裕史 (Hiroshi Hasegawa)
室蘭工業大学	フェロー	藤間 聡 (Satoshi Tohma)
室蘭工業大学	学生員	巻口 義博 (Yoshihiro Makiguchi)

1. はじめに

ウトナイ湖を含む湿原地域は、図-1に示す北海道苫小牧市東部に位置し、ラムサール条約に登録(1991年)された自然保護区域である。しかしながら、近年^{ひびが}美々川やウトナイ湖周辺では、住宅地、農地開発、ゴルフ場に代表されるリゾート開発、新空港建設など高度に土地利用が進み、栄養塩や微細土砂の流入による生態系への影響が懸念されている。

ウトナイ湖および美々川の涵養は地下水が主であることが知られているが、この地下水自体も栄養塩類による汚染を受けている。この地域の多様な自然環境は豊富な地下水により創出されていることから、環境保全対策の立案・評価を行うためには地下水領域を含めた栄養塩等の輸送過程を解明することが必要になる。

本論文は、ウトナイ湖における環境保全対策の客観的評価法の確立を目的として、地下水位の測定データのみを用いた帯水槽定数の空間分布構造を推定する方法を示し、地下水流動解析を行ったものである。また、推定した透水係数を現地試験値と比較し、ほぼ一致することを確認した。

2. ウトナイ湖を含む湿原域の特性

ウトナイ湖は図-1に示すとおり、流域面積は約117 km²、東西長約2.8km、南北長約1.8km、湖水面積約2.4km²、湖水容量約100万m³の海跡湖で流入河川は美々川、勇弘川、オタルマップ川、流出河川は勇弘川である。

地質状況は、恵庭・樽前降下軽石層が分布し、その下層に支笏火山噴出物層が分布している。なお、樽前降下軽石層は透水係数が非常に高いことが知られている。

美々川流域やウトナイ湖周辺の湿原域とそこに形成される自然環境は、主として支笏火山噴出物層を帯水層とした地下水により維持されている。しかし、図-2に示すとおり近年において特に美々川の水質汚染が顕著であり、ウトナイ湖の富栄養化や湿原域における地下水汚染が懸念されている。

3. 地下水流動解析モデル

本解析モデルは、クリギング^リと呼ばれる統計的手法とトレンド多項式により複数地点の観測地下水位から

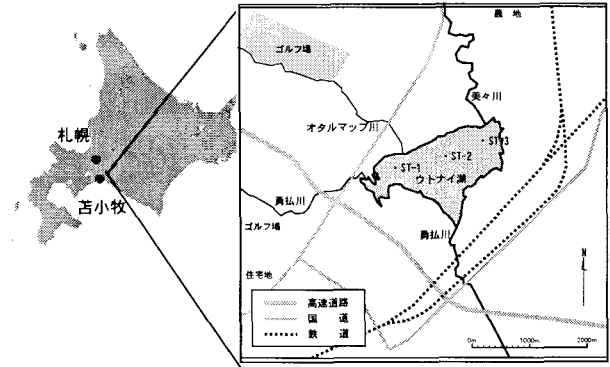


図-1 ウトナイ湖の位置

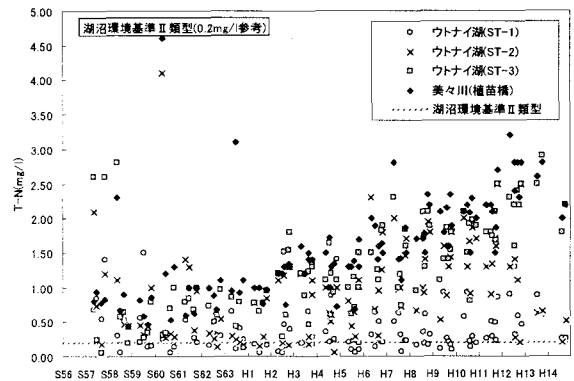


図-2 T-N 経年変化

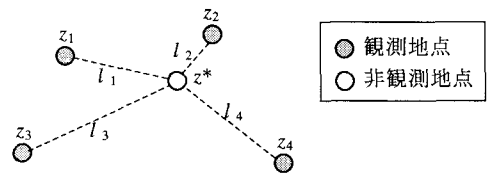


図-3 非観測地点の推定

地下水位 h の空間分布を推定し、これより透水量係数および地下水流量フラックスの空間分布を推定する。

(1) クリギング

クリギングは変数を決定するための最適推定法である。この変数は、空間的構造を持ち、通常、観測網により測定される量である。

ここで、観測値 x_i を用いて、解析領域内(図-3)にある任意の非観測地点 x_0 における推定値 $z^*(x_0)$ は、観測地点の位置を x_1, x_2, \dots, x_n (x はベクトル)、測定値 $z(x_i)$ 、観測地点と非観測地点の距離を l_i とすると、(1)式となる。(1)式で示す線形方程式をクリギングと呼ぶ。

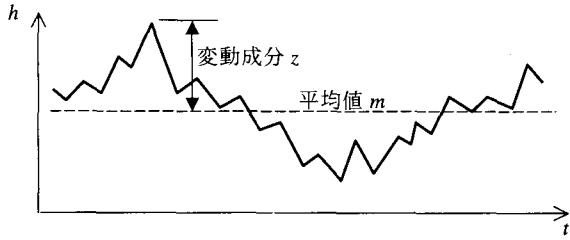


図-4 地下水位 h

$$\begin{aligned}
 z^*(x_0) &= \frac{1}{l_1} z(x_1) + \frac{1}{l_2} z(x_2) + \frac{1}{l_3} z(x_3) + \frac{1}{l_4} z(x_4) \\
 &= \lambda_1 z(x_1) + \lambda_2 z(x_2) + \lambda_3 z(x_3) + \lambda_4 z(x_4) \\
 &= \sum_{i=1}^N \lambda_i z(x_i) = \sum_{i=1}^N \lambda_i z_i \quad (1)
 \end{aligned}$$

(2) 平均地下水位 m の空間分布推定

一観測点 (x, y) で計測された地下水位 h は、図-4 のように観測期間における平均値 m と変動成分 z の和で表される。これを式で表すと(2)式となる。

$$h(x, y, t) = m(x, y) + z(x, y, t) \quad (2)$$

ここに、 x, y は平面位置座標、 t は時間を示す。

観測地下水位の平均値 $m(x, y)$ は、領域内で空間分布を有する。この空間分布を空間トレンドとして平面位置座標 x, y の多項式により次式で近似する。

$$\begin{aligned}
 m(x, y) &= a_0 + a_1 x + a_2 y + a_3 x^2 + a_4 xy + a_5 y^2 + \dots \\
 &\quad \dots + a_{k-2} x^2 y^{n-2} + a_{k-1} xy^{n-1} + a_k y^n \quad (3)
 \end{aligned}$$

ここに、 a はトレンド多項式の係数、 k はトレンド項数、 n は多項式の次数を示す。(3)式で示すトレンド多項式の係数 a は非線形最小二乗法²⁾により決定する。

(3)式の次数については、次式に示す AIC ³⁾ (赤池情報量基準) を用いて最適次数を決定する。

$$AIC = N \log Q + (n+1)(n+2) \quad (4)$$

ここで、 N は観測点総数、 Q は残差平方和を示す。一般的に、(3)式の次数は、過大に設定するとトレンド多項式が観測値に必要以上に適合し、空間分布構造が不適切となる問題が発生する。 AIC が最小となる次数を採用することによりこの問題の解決を図る。

以上により決定した多項式を用いて、対象領域における任意地点の平均地下水位 m を推定する。

(3) 地下水位変動成分 z の空間分布推定

本解析では、地下水位の変動成分の分散を一定とする代わりに、弱定常過程の成立条件を緩和し、変動成分の統計的空間分布をより正確に表現できると考えられるバリオグラムを導入する。バリオグラムは二点間における状態変数の差の分散を定義するもので、不特定の場所においても一定距離 d 離れた二点間の地下水位差の分散が移動に際して不変とするもので、次式で与えられる。

$$\gamma(d) = \frac{1}{2N(d)} \sum_{i=1}^N [z(X_i + d) - z(X_i)]^2 \quad (5)$$

ここに、 $\gamma(d)$ はバリオグラム、 $z(X_i)$ は観測地点 X_i における地下水位、 d は二点間の距離、 $N(d)$ は観測点数を示す。

任意の非観測地点における地下水位は次式で示す線形回帰式より推定する。

$$z^*(X_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i^0 z(X_i) \quad (6)$$

(6)式の方程式はクリギングと呼ばれる。ここに、 $z^*(X_0)$ は非観測地点 X_0 における地下水位推定値、 $z(X_i)$ は観測地点 X_i における地下水位観測値、 λ_i^0 は $z(X_i)$ の重み係数である。(6)式が最良不偏推定式となるために、推定誤差の平均が零の普遍性を有すること、推定誤差の分散が最小となることの二つの条件を満足しなければならない。

$$\sum_{i=1}^N \lambda_i^0 \gamma(X_i - X_j) + \mu = \gamma(X_i - X_0) \quad (7)$$

$$\sum_{i=1}^N \lambda_i^0 = 1 \quad (j=1, \dots, N)$$

上記(7)式を解くことにより最良近似式の係数 λ_i^0 が決定される。一方、この最良近似式による推定誤差の分散は次式で与えられる。

$$\text{Var}[(z_0^* - z_0)] = \sum_{i=1}^N \lambda_i^0 \gamma(X_i - X_0) + \mu \quad (8)$$

ここに μ は未定係数である。以上の方法で定式化した最良近似式が正しく任意地点の地下水位を推定するには、推定値に偏りがなく誤差の分散が最小でなくてはならない。これを検証するため、各観測地点の地下水位を当該点を除いた他の観測地点の値を用いて推定する。この近似式が適切に選定されているならば、誤差の平均は 0 となり、観測値との分散と(8)式の分散の相対比は 1 となる。

$$BI = E[(z_i^* - z_i)] = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [z_i^*(X_i) - z_i(X_i)] = 0 \quad (9)$$

$$RV = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(z_i^*(X_i) - z_i(X_i)) / \sigma]^2 = 1 \quad (10)$$

$$\sigma^2 = \text{Var}[(z_0^* - z_0)] \quad (11)$$

ここに、 N は観測点総数を示す。(9),(10)式の二条件が(6)式の妥当性を判定する。

時刻 t における任意地点の地下水位変動成分 $z(x, y, t)$ は、時刻 t の観測地下水位変動成分と(6)式から推定する。さらに、時刻 t における任意地点の地下水位 h は、(2)式に(3)、(6)式を代入することで得られる。

(4) 透水量係数の空間分布推定

透水量係数の空間分布は、次式で示す平面二次元定常地下水流動方程式から、非線形最小二乗法による最適化手法を用いて、(2)式で得られた地下水位 h より推定する。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T(x, y) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T(x, y) \frac{\partial h}{\partial y} \right) + Q(x, y) = 0 \quad (12)$$

ここに、 h は地下水位、 T は透水量係数、 Q はかん養量または揚水量を示す。観測地点における透水量係数は、次式で示す $I(T)$ を最小とする値として推定する。

$$I(T) = \sum_{i=1}^N W_i [h_i - \bar{h}_i(T)]^2 \quad (13)$$

ここに、 h_i は観測地下水位、 $\bar{h}_i(T)$ は計算地下水位、 W_i は重みでここでは $W_i=1$ とする。(13)式を透水量係数 T に関して微分すると次式を得る。

$$\frac{\partial I(T)}{\partial T_m} = \sum_{i=1}^N J_T^T \{ h_i - \bar{h}_i(T) \} = 0 \quad (m=1, \dots, M) \quad (14)$$

ここに、 J_T^T はヤコビアン行列と称する地下水位 h の透水量係数 T に関する偏微分係数で、上付添字 T は転置を示す。 N は観測点総数、 M は同定する透水量係数の総数である。

地下水位は透水量係数の関数形であるため、(14)式は非線形となり直接解を求めることができない。そこで、テイラー展開を行い、一次項のみを考慮した線形近似式を考え、次式で示す反復改良法により残差平方和を最小とする透水量係数を求めることにする。

$$T(n+1) = T(n) + (J_T^T J_T)^{-1} J_T^T \{ h_i - \bar{h}_i(T) \} \quad (15)$$

ここに、 n は反復回数を示す。上記の同定過程において、透水量係数 T が修正されるごとに評価基準 $I(T)$ の計算を行い、それが極小値になるときの T 値を最適同定値とする。

以上により、流量フラックスの算定に必要とする透水量係数 T および地下水位 h の値が得られる。流量フラックスのスカラ量は、次元の等しい透水量係数 T に一致する。任意地点における流量フラックスの流向は、地下水位 h の空間分布から決定する。

4. 流量ベクトル平面分布の推定

ウトナイ湖近傍域の地下水流量ベクトルの把握およびウトナイ湖への平均的な地下水流入・流出量を予測するため、ウトナイ湖及びその周辺域を対象とした地下水流動解析を行った。解析諸元を表-1に示す。

(1) 解析条件

地下水流動解析の解析対象領域は、ウトナイ湖を含むその周辺域 $12\text{km} \times 12\text{km}$ とした。地下水位は十分な資料が存在する平成8年調査結果を採用し、平均地下水位 m は1月1日～12月31日の1年間の観測データ、地下水位 h は8月1日～8月31日の平均値を使用した。

(2) 地下水位 h の平面分布の推定

平均地下水位 m は、観測値との残差平方和、 AIC ³⁾ (赤池情報量基準) 及び流域状況との適合性から多項式(3)

表-1 地下水流動解析諸元

項目	使用データ
平均地下水位 m	平成8年 1月1日～12月31日
地下水位 h	平成8年 8月1日～8月31日
解析領域	$12\text{km} \times 12\text{km} (144\text{km}^2)$
観測井数 N	27 地点

表-2 理論バリオグラム定式化

項目	解析結果
階級	1000m 刻み
適用半径	3100m 以内
理論バリオグラム	$\gamma(d) = 2.31 \times 10^{-7}d + 7.41 \times 10^{-4}$

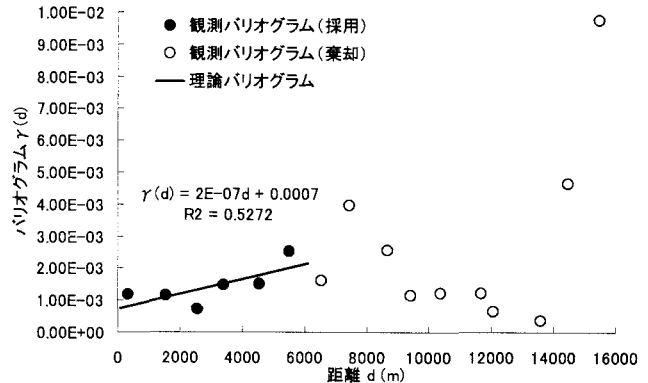


図-5 地下水位変動の理論バリオグラム

で示すトレンド次数 n を4次として、各係数 a_i を決定することにより推定した。

地下水位変動量 z は、観測バリオグラム値を求めるため観測点間の距離を1000m刻みで階級分けを行う。得られたバリオグラムの結果を表-2および図-5に示す。同図から距離約6200mまで理論バリオグラムは線形を有していることが認められる。したがって、推定する地点から半径3100mの円に内在する観測点の値のみ(6)式に適用した。

以上の考察より推定した地下水位と観測水位を図-6に示す。解析で求めた推定地下水位と観測地下水位は概ね一致し、再現性を有していると判断した。

次に、推定地下水位と地下水流動解析により推定した地下水流量ベクトルの比較結果を図-7に示す。地下水流量ベクトルは、推定地下水位コンターに対して直交し、北東および北西方向から美々川およびウトナイ湖に流入することが認められる。

ここで、地下水流動解析において推定した透水係数 k の妥当性を検証する。透水係数 k の算定は、推定地下水位 h と不透水層面から帯水層厚 B を求め、透水量係数 T を帯水層厚 B で除すことで求めた。本モデルで推定した透水係数と美々川流域における代表的な構成地質の現地試験結果資料⁴⁾との比較を表-3に示す。現地試験結果は、帯水層では $5 \times 10^{-1} \sim 2 \times 10^{-4} \text{cm/s}$ の範囲を示し、低透水層、難透水層では $6 \times 10^{-5} \sim 10^{-6} \text{cm/s}$ の範囲を示す。帯水層を対象とした計算値は、 $1 \times 10^{-2} \sim 5 \times 10^{-2} \text{cm/s}$ にあり、現地試験結果の範囲に収まることから透水係数の値は正確に推定されているといえる。

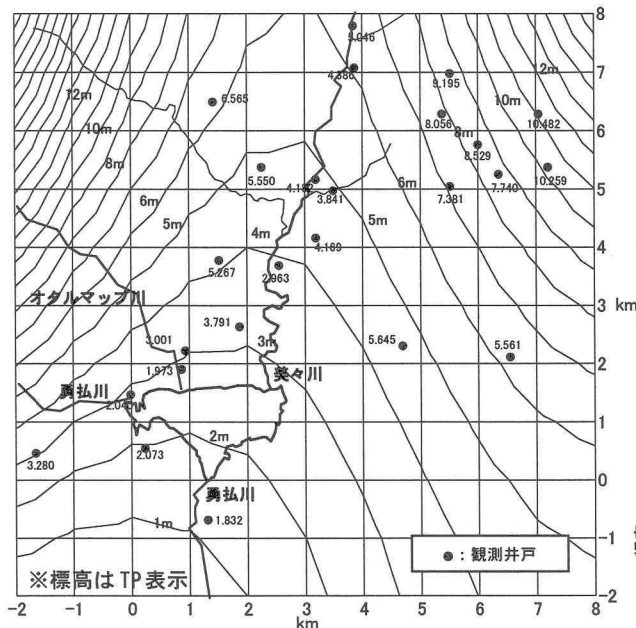


図-6 観測水位と解析地下水位コンター (TP)

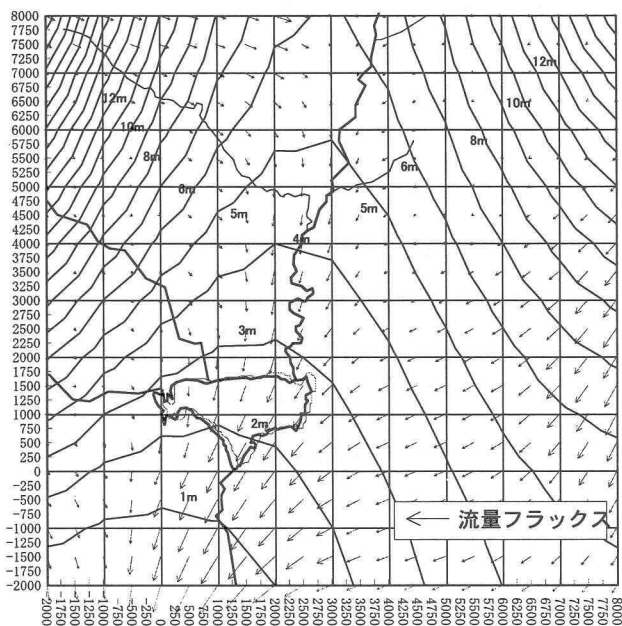


図-7 推定地下水位と地下水流量フラックスの比較

5. おわりに

本研究は、地下水流動を境界条件に取り入れた浅水湖を対象とした水質拡散モデル開発のために行った。解析上重要な要因となる湖周辺の地下水流動解析モデルには、クリギング及びバリオグラム理論を適用し、解析により得られた推定透水係数は実測値とほぼ一致し、高い適用性であることを実証した。

ウトナイ湖の水質解析を行う上での課題であった湖岸境界部における地下水流入流出の影響は、本検討結果を湖岸境界条件として与えることで解析精度の向上が期待できると考えられる。

表-3 現地試験値と計算値の透水係数比較⁴⁾

条 件		透水係数 k (cm/s)	地質区分
現 地 試 験 結 果	構成地質 Spf ₁₋₃	$2 \times 10^{-4} \sim 1 \times 10^{-3}$	帯水層
	構成地質 Spfa _{1,2}	5×10^{-1}	帯水層
	構成地質 Spfl ₇₋₁₀	7×10^{-2}	帯水層
	構成地質 B _{B-C}	6×10^{-5}	低透水層
	構成地質 F _M	1×10^{-6}	難透水層
計 算 値		$1 \times 10^{-2} \sim 5 \times 10^{-2}$	帯水層

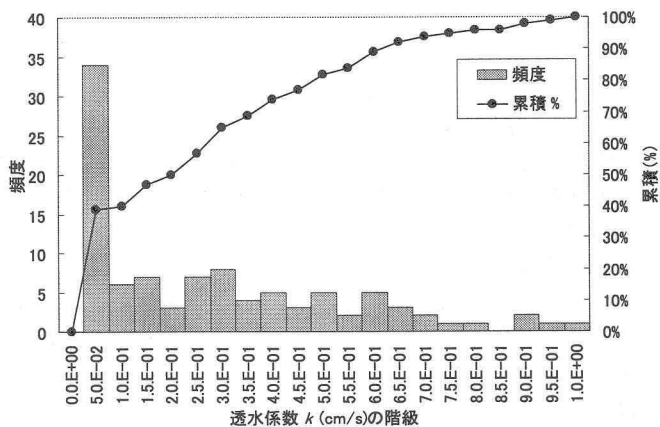


図-8 透水係数推定値のヒストグラム

謝辞：本研究を行うにあたり、ウトナイ湖周辺の地下水位データを提供して頂いた国土交通省北海道開発局石狩川開発建設部千歳川河川事務所の関係各位に対し、ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) Delhomme, J. P. : Kriging in the Hydrosciences, *Advances in Water resources*, vol.1, No.5, pp.251-266, 1978.
- 2) T.R.マッカーラ, 三浦功, 田尾陽一: 計算機のための数値計算法概論, pp.225-231, 1972.
- 3) 一松信, 戸川隼人: 数値解析における誤差, pp.113-125, 1975.
- 4) 千歳川放水路地下水工法調査委員会報告書, pp.21, 2001.
- 5) 長谷川覚也, 長谷川裕史, 藤間聡: 地下水流動解析を含むウトナイ湖水拡散モデルについて, *水工学論文集*, 第 47 号, pp.1207-1212, 2003.
- 6) 藤間聡, 中田満洋: 空間分布構造を有する透水係数の統計的推定法, *日本地下水学会会誌*, 第 28 巻, 第 1 号, pp.15-24, 1986.
- 7) 和田麻衣子, 藤間聡: 不均質帯水層における地下水パラメータの推定に関する研究, *土木学会北海道支部論文報告集*, pp.254-259, 2000.