

# 多雪域にある湿原の地下水変動について

## VARIATION IN GROUNDWATER LEVEL OF A MIRE IN A SNOWY REGION

中津川 誠<sup>1</sup>, 佐藤 嘉昭<sup>2</sup>, 工藤 啓介<sup>3</sup>  
Makoto NAKATSUGAWA, Yoshiaki SATO and Keisuke KUDO

<sup>1</sup>正会員 博士(工学) 独立行政法人 北海道開発土木研究所 (〒062-8602 札幌市豊平区平岸1条3丁目1-34)

<sup>2</sup>正会員 独立行政法人 北海道開発土木研究所 (〒062-8602 札幌市豊平区平岸1条3丁目1-34)

<sup>3</sup>正会員 株式会社 ドーコン (〒004-8585 札幌市厚別区厚別中央1条5丁目4-1)

In Sarobetsu Mire, the groundwater level has been dropping for the past few decades. There is great concern regarding the increase in sasa bamboo distribution and the displacement of the original vegetation. In the region of the mire, snow plays an important role in stabilizing the ground water level, especially in the bog area, because it recharges abundant amount of water to the groundwater.

Observation data showed that the ground water level in the bog area is kept high in winter by melt-water recharge from the bottom of the accumulated snow. An attempt was made to analyze the effect of snowmelt on groundwater level variation using a two-dimensional unsteady model. The simulation results indicated that lowering of groundwater level in the bog area could strongly relate to a decrease in snowmelt water. This means that mire conservation must take into account not only artificial influences like reclamation but also climate influences.

*Key Words : bog, invasion of sasa bamboo, groundwater variation, snowmelt, snowy region*

### 1. はじめに

「湿原」にはかつて暗く湿った不毛な土地, どちらかというところ厄介者のイメージがあったが, 多様で貴重な動植物の遺伝子源を確保する場, 洪水調節, 水資源確保や水質浄化, 気候緩和, レクリエーションや環境教育の場といった多角的機能が認識されるとともに, 保全の必要性が訴えられている。ところで, 現状での湿原面積をみると, 平成12年(2000)現在, 全国で820.97km<sup>2</sup>であり, 北海道の湿原面積は708.67km<sup>2</sup>となっていてその殆ど(86%)が北海道に存在していることがわかる。一方, 大正時代までさかのぼると, 湿原の面積は, 全国で2,110.62km<sup>2</sup>, 北海道で1,771.99km<sup>2</sup>となっており, 消滅した湿原の広大さが数字の上でも理解できる(釧路湿原自然再生協議会<sup>1)</sup>)。なお, 本研究で対象としたサロベツ湿原も元来の面積の半分以上が失われていると言われている(富士田<sup>2)</sup>)。湿原はきわめて微妙な立地環境のバランスの上に成立しているため, 人為的影響をとくに受けやすく, これ以上の喪失を食い止めるためにも, 湿原の形成メカニズムを理解することが不可欠となる。

ところで, 名前の通り, 湿っていてこそ湿原たる所以であり, 言い換えれば地表面すれすれの高い地下水位が湿原を特徴づけるものである。湿原域の地下水については, 庄子ら<sup>3)</sup>が植生との関係に着目し, 天水涵養を受ける植物群落と, 河川水あるいは周囲の地下水からの涵養を

受ける植物群落の違いを報告している。また, 梅田ら<sup>5)</sup>は湿原域に侵入して問題となっているササに注目し, ササやミズゴケの生息域での地下水の動向を報告している。以上から, 当該区域で保全の眼目と言える高層湿原(Bog)では, 地下水位が高く, かつ変動が少ない状況で維持されることが望ましいとされる。

本研究では, 北海道にあるサロベツ湿原を対象に, 湿原域の地下水がどのような条件で維持され, 変動しているかを既報(羽山ら<sup>4)</sup>)に引き続き明らかにすることを目的とする。とくに, 地下水環境の理解を進めるため, 多雪域の湿原において雪の果たす役割に着目した。ここでは数カ年にわたって実施された積雪調査に基づき, 湿原域では非湿原域より融雪が多いことを明らかにした。一方, 高層湿原域にある地下水位は1月から3月にかけての積雪期に高いことを見いだした。このことは積雪域の湿原では融雪期だけでなく, 厳冬期における積雪底面からの融雪が大きな涵養源となり, 高い地下水位を維持する要因となっていることを示唆する。とくにサロベツ湿原に広く分布する高層湿原(Bog)の環境は, 天水からの涵養に大きく依存しているため, 積雪の変動は大きな影響を及ぼすとみられる。

以上を踏まえ, 様々な要因による湿原の水環境への影響を分析することを目的に, モデルによる地下水動態の把握を試みた。ここでは湿原内の地下水を不圧地下水として扱い, 2次元非定常モデルに有限要素法を適用して計

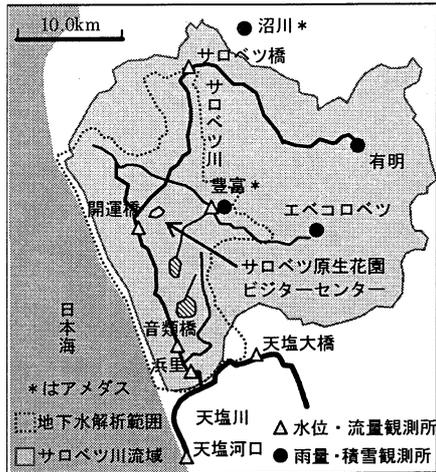


図-1 サロベツ川流域図

算を実施する。この際、1) 初期水位データの設定、2) パラメータ（透水係数）の同定、3) 雨水、融雪、蒸発散量といった有効涵養量の設定、4) 計算の実施、という手順上の課題がある。1) については地形（標高）をトレンド成分とし、Kriging法によって地下水位を推定する手法が張ら<sup>9)</sup>によって提案されており、それを適用した。2) は張ら<sup>9)</sup>や羽山ら<sup>7)</sup>が検討した最適化手法に基づく結果を用いた。3) は羽山ら<sup>7)</sup>による河川流量の解析から有効涵養量を推定する手法が提案されており、その結果を用いた。4) については、様々な計算ルーチンやパッケージソフトが開発されているが、ここではキンツェルバッハ<sup>8)</sup>の記したガラーキン法を参考に計算を進めた。

一連の解析により、地下水涵養源としての雪の役割を明らかにした。また、それをモデル化することで、地下水への影響要因を分析し、湿原保全策の検討に生かしていくことができると考える。

## 2. サロベツ湿原の概要<sup>9)</sup>とササ地の拡大について

本研究で対象としたサロベツ湿原は、図-1に示すように北海道北部日本海側の北緯45° 05′，東経141° 10′に位置し、南北におよそ27km，東西におよそ5km～8kmのほぼ長方形をなし、かつての面積は約14,600ha（146km<sup>2</sup>）であったが、最近では3,000ha（30km<sup>2</sup>）まで減少しているとのことである<sup>2)</sup>。湿原のある原野内にはサロベツ川が流れるほか、周辺丘陵地を源とするいくつかの川が合流して南下し、南西隅で天塩川に注いでいる。原野は標高1～8mの低地からなり、中央部には約250ha（2.5km<sup>2</sup>）の洪積台地、丸山（標高8.5～13.4m）がある。また、湿原の中央部には南北に並んでペンケ沼、パンケ沼が、北端には兜沼がある。

サロベツ湿原を特徴づける植物群落はミズゴケ（Sphagnum）などの高層湿原とヌマガヤ（Moliniopsis japonica）を優占種とする中間湿原であり、夏季には花が咲き乱れ彩りに富んでいる。高層湿原とは、周囲より標

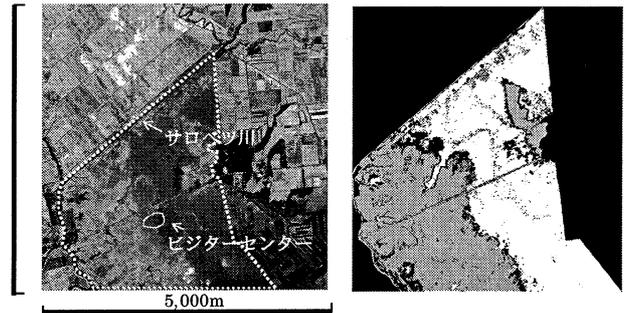


図-2 画像解析範囲（左図）と湿原植生の変化（右図）  
（左図；点線内が画像解析範囲、右図；画像解析範囲内の黒い部分が1977から2000年の間にササ地に変化）

高が若干高く、雨水や融雪水だけが水の供給源となる湿原で、貧栄養な環境で生息できるような植生環境となる。ここでは、植生の生長と枯死を繰り返す、土壌堆積のスピードは年0.5～1mmと言われ<sup>1)</sup>、<sup>2)</sup>、微妙なバランスにある環境が一度失われると回復が難しい。

サロベツ湿原では環境の変化にともなうササの拡大が懸念されており、その制御が課題となっている。ササ地の拡大の原因としては、過去の河川改修や排水溝の整備、湿原の農地化が相対的に地下水位を低下させ、ササの侵入を助長していると指摘されている<sup>2)</sup>。ササ地の拡大状況は、羽山ら<sup>3)</sup>が、1977年撮影のカラー空中写真と2000年の高解像度人工衛星（IKONOS）画像から教師データ付きの最尤法によってササ地を判別した結果を報告している。図-2にはその間23年間での湿原植生の変化状況を示す。右図の白い部分は高層湿原域で西側（図の左方向）にいくに従い、図中灰色で示すササの繁茂が目立つようになる。ササ地はサロベツ川と平行に南北方向に広がり、徐々に東側に拡大していることを示している。

## 3. 積雪条件と地下水について

北海道開発局留萌開発建設部では湿原内で地下水位の連続観測を実施している。この中で開運橋観測所から東へ向かって設置されている観測井（位置図は図-3）のデータを図-4に示す。サロベツ放水路と道路に挟まれた区域でサロベツ川に近い順にH8B3、H8B2、H8B1の1ヶ年（2000年）の日平均地下水位である。これをみると、河川から離れているH8B1では夏季の水位変化はほとんどみられないが、H8B2、H8B3では地下水位は細かい変動をしており、とくに4月はサロベツ川（開運橋）の水位と同様に水位上昇が顕著である。なお、H8B1、H8B2周辺には高層湿原が広がっている。また、図-5にはH8B1の1997～2000の月平均地下水位と積雪深を示すが、積雪状況に応じて1月から4月頃の地下水位が概して高く、地下水涵養が積雪と融雪に深く関係していることを示唆している。これは積雪底面の融雪が地下水涵養源であり、雪の断熱性によりそれを助長させている可能性が考えられる。い

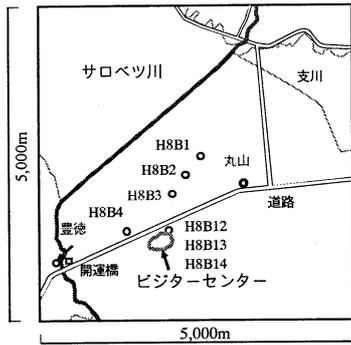


図-3 ビジターセンター付近の概要図  
(白抜き丸が地下水観測井)

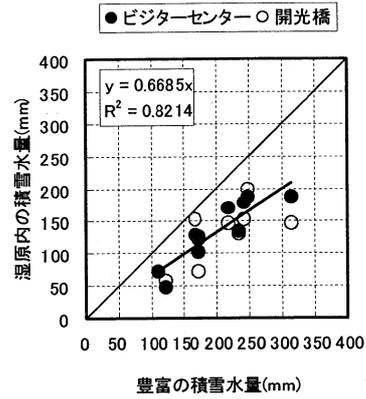


図-6 豊富と湿原内の積雪水量の比較  
(2002年-2004年のスノーサーベイより)

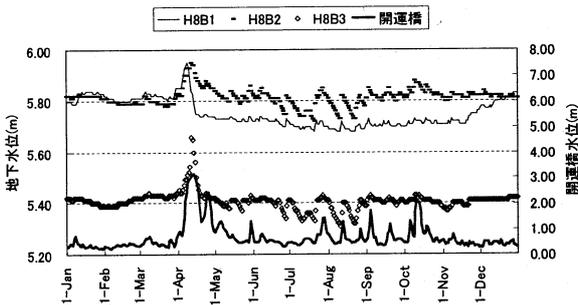


図-4 ビジターセンター付近の河川水位と地下水位の変動  
(2000年の日平均値)

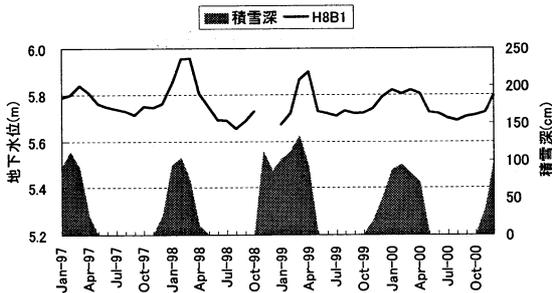


図-5 ビジターセンター付近の地下水位と積雪深  
(1996年-2000年の月平均値)

ずれにしても、積雪量および融雪期の水文条件がサロベツ湿原の地下水に大きな影響を与えているのは間違いないであろう。また、植物生長の最も旺盛な時期である6~8月が地下水位の低い時期であることもササの侵入を考えると注目できる。

以上を踏まえ、次に湿原内と市街地における積雪の違いをみてみたい。ここで用いるデータは2002年1月より2004年3月まで計18回にわたり実施したスノーサーベイから得られたものである。

図-6には市街地にある「豊富(トヨトミ)」地点と、湿原内にある「ビジターセンター」および「開光橋」の積雪水量(mm)を示す。豊富とほか2地点は距離にして7kmほどで、標高は豊富が12m、ほか2地点が3m程度であり降雪量は同程度と考えられる。しかしながら、豊富に比べ湿原内では積雪水量が常に少ない。積雪調査は「豊富」では小学校のグラウンドなど、いずれも構造物等の影響を受けない平地の雪原で行ったが、このような違いが

生じるのは底面融雪により厳冬期も地中への水供給が起きていることによると考えられる。積雪水量の比率からみると、他の2地点は豊富の約7割という結果が得られた。これから湿原で余分に発生する底面融雪速度 $m_b$ を、下式によって推定する。

$$m_b = \frac{(1 - \alpha_{0i}) \Delta S_0}{\Delta t} \quad (1)$$

ここで、 $\alpha_{0i}$ は豊富地点に対する湿原内の積雪水量比(=0.7)、 $\Delta S_0$ は前回積雪調査( $t = t - \Delta t$ )から今回積雪調査( $t = t$ )までの豊富地点の積雪水量の変化(mm)、 $\Delta t$ は経過日数(days)である。実際に厳冬期である1月および2月に実施された積雪調査の結果から上記 $m_b$ の平均値を求めると0.95mm/dとなった。すなわち、湿原内では他より1mm/dの底面融雪が余分にあることを意味し、ここで起きる連続的な涵養が湿原内の地下水位を高く保持する要因と考えられる。

#### 4. 有限要素法による地下水計算手法

##### (1) モデルとガラーキン法による計算手法

地下水シミュレーションは、湿原内の地下水を不圧地下水として扱い、次式に示す2次元非定常モデルを適用しておく。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( T \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( T \frac{\partial h}{\partial y} \right) + q_0 = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2)$$

ここで、 $h$ は地下水位(m)、 $T$ は帯水層の透水量係数( $m^2/s$ )で透水係数 $k(m/s)$ に帯水層厚さ(m)を乗じたもの、 $S$ は貯留係数、 $q_0$ は涵養量または揚水量( $m/s$ )である。

上式を有限要素法(FEM)によって数値的に解くため、ガラーキン法を適用する。ここで、計算ルーチンはキンツェルバッハ<sup>8)</sup>が記したものを参考とした。FEMでは解析対象空間を多角形要素(本例では三角形)に離散化し、要素内の変数を空間座標に応じて重みづけ内挿するような関数 $\phi$ を考える。この関数との線形結合により次のように近似解 $\hat{h}$ を与える。

$$\hat{h} = \sum_{i=1}^N h_i \omega_i \quad \text{ここで} \quad \omega_i = \sum_{e=1}^M \phi_i^e \quad (3)$$

ここで、 $i$ は節点を表す添え字、 $N$ は節点数、 $e$ は要素を表す添え字、 $M$ は要素数、 $\omega_i$ は基底関数と称する。これを式(1)に代入すると、次式を得る。

$$\varepsilon = \frac{\partial}{\partial x} \left( T \frac{\partial \hat{h}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( T \frac{\partial \hat{h}}{\partial y} \right) + q_0 - S \frac{\partial \hat{h}}{\partial t} \quad (4)$$

ガラーキン法では上記  $\varepsilon$  を最小にする方法として、次式が要求される。

$$\int_{\Omega} \varepsilon \omega_i dx dy = 0 \quad (5)$$

ここで、上式は  $x, y$  面上の境界  $\Gamma$  をもつ領域  $\Omega$  での残差  $\varepsilon$  と基底関数  $\omega$  の積を積分したものを0とした場合、 $h$  の最適解が得られるというものである。この積分の結果、次式を得る。

$$\sum_{j=1}^N P_{ij} h_j + \sum_{j=1}^N R_{ij} \frac{\partial h_j}{\partial t} - F_j = 0 \quad (6)$$

ここで、 $h$  にかかる係数行列は次のように表せる。

$$\begin{aligned} P_{ij} &= \sum_{e=1}^M \int_{\Omega} \left( T^e \frac{\partial \phi_i^e}{\partial x} \frac{\partial \phi_j^e}{\partial x} + T^e \frac{\partial \phi_i^e}{\partial y} \frac{\partial \phi_j^e}{\partial y} \right) dx dy \\ R_{ij} &= \sum_{e=1}^M \int_{\Omega} S^e \phi_i^e \phi_j^e dx dy \\ F_i^e &= \sum_{e=1}^M \left( \int_{\Omega} q \phi_i^e dx dy + \int_{\Gamma} \phi_i^e q_n ds \right) \end{aligned} \quad (7)$$

ここで、3番目の式の右辺第2項は境界  $s$  に沿った線積分を意味し、 $q_n$  は境界を横切る単位長さあたりの流量 ( $m^2/s$ ) である。これらの積分は、Pinder *et. al.*<sup>10)</sup>、あるいはフヤコーンら<sup>11)</sup>の著作を参考に、要素サイズに応じて定式化された式から求める。結局、式(6)は時間に関する連立常微分方程式となり、これを次のような陰解法によって解く。

$$\left( \frac{[R]}{\Delta t} + [P] \right) h(t + \Delta t) = \left( \frac{[R]}{\Delta t} \right) h(t) + [F] \quad (8)$$

ここで、 $[P]$ 、 $[R]$ 、 $[F]$  は式(7)の係数行列である。なお、サロベツ湿原を対象とした計算は、1辺500mの三角形要素をユニットに、要素数が1,903個、節点が1,051個である。また、計算の時間ステップは1day (86,400sec) とした。

## (2) 計算条件の設定

諸条件の設定は、すでにサロベツ湿原を対象とした地下水シミュレーションをおこなってきた張ら<sup>9)</sup>、羽山ら<sup>7)</sup>の手法を参考にした。

「透水量係数」 $T$ は、2次元定常地下水流動モデルに Gauss-Newton法を適用し、節点ごとに同定したものに基づく。透水係数はこれを帯水層厚さで除して得られ、 $10^{-4} \sim 10^{-2} m/d$  のオーダーにある。また、「貯留係数」 $S$ は0.25

とする。なお、最終的には透水量係数は、実際の地下水位の再現状況をみながら調整された値としている。

「初期水位」は、ROKMT法 (Residual Ordinary Kriging with Modified Trend) を用いて1997年10月の一斉地下水調査の結果から推定したものに基づく。今回の計算では1999年と2000年の地下水位を計算するが、前段で1998年の地下水位の計算をおこなっている。

「揚水量」は、地下水利用がほとんどないものと考えてゼロとする。一方、大気・地表面間の熱収支を定式化した2層モデル (口澤ら<sup>12)</sup>) で融雪量や蒸発散量が推算できるが、これから1年を通した正味の地表面水供給量が得られ、涵養率を乗じて「有効涵養量」を求めることができる。ここで地下水への涵養率は河川流量の成分分離と流域水収支の整理に基づき0.16としている。これらから式(2)の  $q_0$  を与える。なお、 $q_0$  の年間総量は、上記推算より求めた「降雨(900mm/yr)+融雪(500mm/yr)-蒸発散(700mm/yr)」の値に0.16を乗じた110mm/yr程度となる。

「境界条件」は解析対象範囲の主要河川・湖沼の実測水位を内挿し、定水頭境界として与える。また、解析対象範囲外からの流入については、水収支解析に基づき流量依存の水頭境界として与える。また海域境界は定水頭境界として0mを与える。

## 5. モデルによる地下水変動要因の解析

### (1) 湿原域の地下水位の再現

上記モデルを用い、図-1の湿原全体の解析範囲について計算をおこない、ビジターセンター付近の約5km四方の範囲 (図-2の範囲に相当) について再現結果を示したものが図-7である。なお、ここでの実測コンターとはROKMT法による空間内挿をおこなったものである。図には2000年4月の地下水分布を表わすが、ビジターセンター付近はちょうど地下水頭の尾根部にあたり、地下水位の高い領域となっていることがわかる。また、図-8は地下水位の最も高い4月と低い7月の計算水位の偏差をあらわしたものが、ビジターセンター付近は地下水位の変動が少ないことがわかる。なお、計算領域内で設定さ

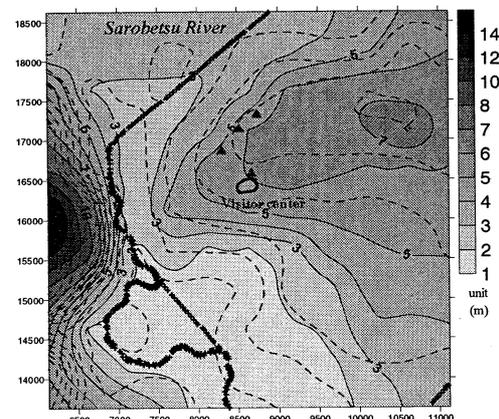


図-7 地下水位の再現結果 (2000年4月の結果)  
(点線:ROKMT法による実測補間, 実線色付:計算)

れた「透水係数」は $10^4$ から $10^2$  (m/d) のオーダーにあるが、この付近は中でも小さい値をとる領域で、地盤高からの相対的な地下水位も高い。すなわち、雨水や融雪水からの涵養を受けて地下水位は高く、安定しやすい構造となっていることがわかる。高層湿原はまさにそのような場所に形成されるので、本モデルが湿原に特徴的な地下水構造を表していると考えられる。

## (2) 雪に関わる要因の感度分析

冬期間の底面融雪が地下水に及ぼす影響をシミュレーションによって分析してみる。実際には既往の検討(羽山ら<sup>7)</sup>)で用いていた底面融雪量1mm/dの場合と、前々節の推定に基づき、それを1mm/d増やして2mm/dとした場合に、地下水位にどのような差が現れるかを計算した。各月の融雪量を2層モデルで与えて地下水位を計算し、差分を図示したのが図-9である。図では2000年2月について2mm/dの結果から1mm/dの結果を差し引いた値を示している。この結果、1mm/dの底面融雪量の増加は地下水位にして5cm程度の上昇に相当すると推算された。これは図-4に示したH8B1の冬期地下水位が他の時期より数cmほど高いことからほぼ妥当な感度と考えられる。高層湿原では、夏期に降雨があっても地下水位はほとんど変動しないと言われている。しかし、冬期間に底面融雪からの継続的供給があると、変動が少ないことには変わりはないものの、他の期間より地下水位が高く保持されている。このことから、夏期降雨のような断続的な供給よりも、積雪期間の底面融雪のような継続的な供給の方が地下水位の増減を左右するものとみることができる。

次に、雪そのものの変化が地下水位にどのような影響を及ぼすかをみってみる。計算では1999年と2000年の2カ年において4月の融雪量を現状より100mm減らした場合の地下水位の変化をみた。図-10は、2000年4月において現状と融雪量を減らしたケースについて地下水位の差を表したものである。低下量自体は100mm減という仮想的な条件下の結果なので、その値に厳密な意味はない。ここで注目していただきたいのは、地下水低下が顕著に起きている区域の分布である。地下水頭の尾根部にあたるビジターセンター付近は低下が大きい区域となっていることがわかる。また、図-2に示したササの侵入がとくに顕著な区域ともなっている。ところで、図-11に示すようにサロベツ川においても、4月は大量の融雪水により1年で最も水位の高い時期であり、その際の涵養量の減少はその後長期にわたる地下水位の低下をもたらすと考えられる。とくに1年で最も水位の低下する6、7月の初夏に乾燥に強い植物の生育を促せば、湿原固有の植物がより強い圧迫を受けることも予想される。

地下水頭が高く、透水量係数が小さい区域では天水涵養の変動が地下水位の増減に影響し、連続的で多量の水の供給源である雪が大きな役割を果たしていることが示唆できたと考える。なお、雪の変化については近傍では稚内気象官署で過去40年にわたる積雪深の記録があるが、

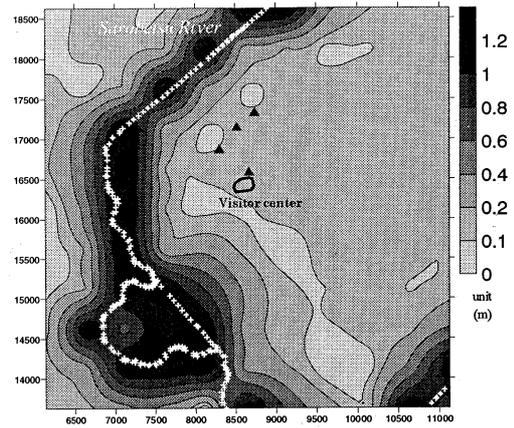


図-8 季節の違いによる地下水位偏差  
(2000年4月と7月の差)

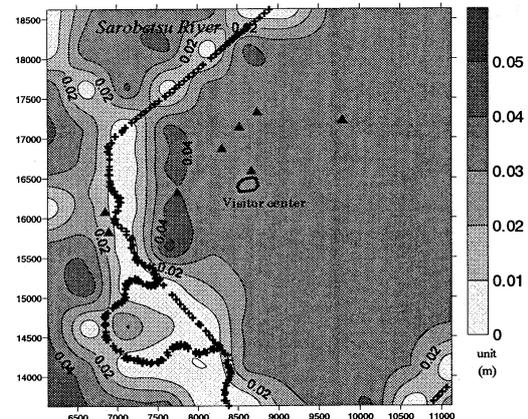


図-9 底面融雪量の違いによる地下水位偏差  
(2000年2月における2mm/dと1mm/dの差)

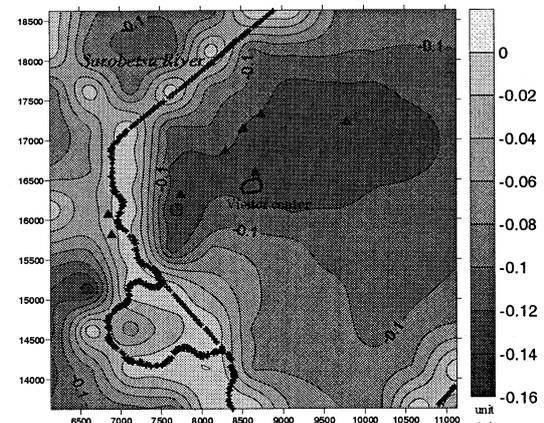


図-10 融雪量の減少による地下水位偏差  
(2000年4月における現状と100mm/mon減の差)

図-12の年最大積雪深で80年代から90年代にかけて減少がみられる。流域の開発といった人為的な影響ばかりでなく、気候変動も湿原環境に影響することが考えられる。

## (3) 河川水位の影響

湿原内を流れるサロベツ川の水位(開運橋地点)を年代別、月別に平均化したものを図-11に示す。これから1年でも最も高い4月の水位が近年低下傾向であることがわかる。水位の低下でどのような範囲に影響が及ぶかは、

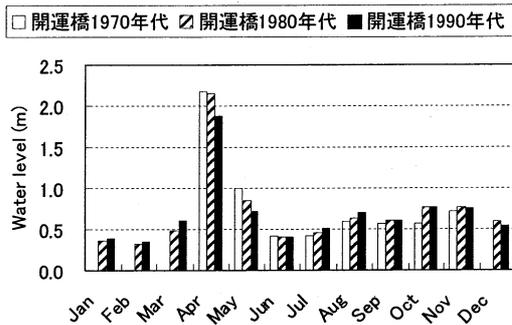


図-11 サロベツ川の年代別・季節別の月平均水位 (1971-2000のデータ, 開運橋)

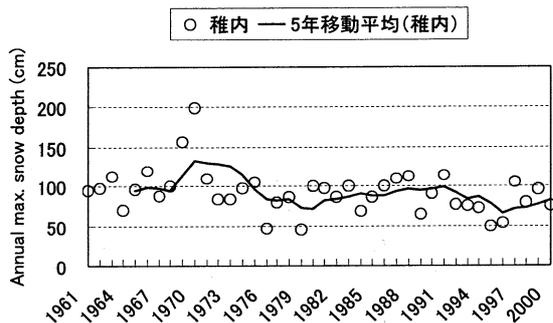


図-12 稚内気象官署における年最大積雪深の経年変化 (1961-2000のデータ)

2000年4月と2000年7月の計算水位差を表した図-8の結果が参考となる。このときの開運橋での水位差は1.33mである。図より地下水に影響の及ぶ範囲はサロベツ川近辺の限られた範囲であることがわかる。しかし、実際はサロベツ川に流入する小支川、排水路、湿地溝(サロベツ川に連結した湿地内の小溝)などの水位に万遍なく影響が及ぶとすれば、より広範囲の地下水への影響が考えられる。これを逆にとり、河川や水路の水位をせき上げて地下水位を上昇させ、湿地の保全再生に生かすという考え方もできる。しかし、天水涵養の条件をつくり、高層湿原の特徴である貧栄養的な水環境を実現できるかについてはさらなる検討を必要とする。

## 6. おわりに

本報告において得られた結果を以下にまとめる。

- 1) 湿原域の地下水位は融雪期に上昇するだけでなく、冬期積雪期に他の期間よりも高く保持されている個所がみられる。これは積雪底面の融雪によると考えられる。湿原域では非湿原域より底面融雪が1mm/d多いと推定された。
- 2) 非定常地下水シミュレーションにより、地下水頭が高く安定している高層湿原域の地下水変動特性を再現した。
- 3) 雪が地下水に及ぼす感度を推算した結果、底面融雪量の増分を見込むことで高層湿原域の地下水位は数cm程度上昇することが推算され、実際の地下水変動と合致するような結果が得られた。

- 4) 融雪量の減少にともなう地下水低下域は、天水涵養を受け地下水位が高い個所においてより大きく影響が現れており、高層湿原へのササの侵入が顕著にみられる区域と合致している

以上より、湿原の環境変化は、流域の開発といった人為的影響のみならず、降積雪の減少や融雪の早まりといった気候要因にも注目していく必要があることを示した。ただし、これを保全再生していくとなれば、水位のコントロールなどでなにかしらの人為も必要と考えられ、それを評価する上でも本手法が役立つと考える。

謝辞：本研究は平成16年度北海道開発局受託研究費の補助を受けた。また、地下水解析手法については山梨大学大学院の竹内邦良教授、石平博助教授、中国水利部の張祥偉氏にご指導をいただいた。さらに、検討に用いた資料の一部は北海道開発局留萌開発建設部および稚内開発建設部から提供いただいた。ここに記して謝意を表する。

## 参考文献

- 1) 釧路湿原自然再生協議会HP, <http://www.kushiro-wetland.jp/>.
- 2) 富士田裕子: サロベツ湿原の変遷と現状, (財)日本自然保護助成基金, 1994・1995年度研究助成報告書, pp.59-71, 1997.
- 3) 庄子貞雄, 松実成忠, 泉谷毅一: 泥炭地の発達様式について(第3報), 日本土壌肥科学雑誌, 第37巻, 第8号, pp.415-421, 1966.
- 4) 羽山早織, 中津川誠: 湿原植生の変化をもたらす水文要因の解析, 水工学論文集, 第48巻, pp.391-396, 2004.
- 5) 梅田安治, 辻井達一, 井上京, 清水雅男, 紺野康夫: サロベツ泥炭地の地下水位とササ-泥炭地の形態的研究(III)-, 北海道大学農学部邦文紀要, 第16巻, 第1号, pp.70-81, 1988.
- 6) 張祥偉, 山本直樹, 竹内邦良, 石平博, 中津川誠, 羽山早織, 情報不足条件下での広域地下水の非定常流動解析手法に関する研究-サロベツ湿原を例として-, 水文・水資源学会誌, Vol.16, No.4, pp.349-367, 2003.
- 7) 羽山早織, 中津川誠: サロベツ湿原の地下水環境と植生変化について, 北海道開発土木研究所月報, No.612, pp.3-20, 2004.
- 8) W.キンツェルバッハ著, 上田年比古監訳: パソコンによる地下水解析, 森北出版, pp.78-119, 1990.
- 9) 中津川誠: 湿原の環境と水循環, 2004年度水工学に関する夏期研修会講義集, Aコース, pp. A-2-1-A-2-24, 2004.
- 10) Pinder, G. F. and Gray, W. G.: Finite element simulation in surface and sub-surface hydrology, Academic Press, New York, pp. 295, 1977.
- 11) P. S. ファコーン, G. F. ピンダー, 赤井浩一監訳: 地下水解析の基礎と応用, 上巻, 基礎編, 現代工学社, pp.76-80, 1987.
- 12) 口澤寿, 中津川誠: 熱・水収支を考慮した流域スケールの積雪と蒸発散の推定, 北海道開発土木研究所月報, No.588, pp.19-38, 2002.

(2004. 9. 30 受付)