サロベツ湿原における水循環の把握と地下水解析

Assessment of Hydrologic Process and Groundwater in the Sarobetsu Mire

（独）北海道開発土木研究所　環境研究室　○正会員　羽山　早織（Saori Hayama）
（独）北海道開発土木研究所　環境研究室　　正会員　中津川　誠（Makoto Nakatsugawa）

1. はじめに

湿原は多くの生命を育み、遊水機能や観光資源としての役割も有する。しかし、近年様々な開発行為や自然的要因によって面積が減少し、その保全が叫ばれている。北海道北部にあるサロベツ湿原でも湿地面積の減少がみられ、乾燥化との因果関係が指摘されるササの侵入[1)]によって、湿原独自の植生の喪失が懸念されている。

湿原の乾燥化の影響要因を考える上で、湿原域への流入量や流出量、蒸発散量といった流域全体の水循環の把握と、長期的な時間変化を知ることが重要と考えられる。また、積雪寒冷地においては積雪の有無により熱フラックスが変化するため、雪の状態を把握し、降水、積雪、融雪、蒸発散量を包括的に推定することが重要となる。

本研究ではサロベツ湿原を対象とした水循環を把握するため、観測データから降水量、積雪量の動向を把握した。蒸発散量は近藤ら[2)]によって提案されている2層モデルをサロベツ湿原に適用し、積雪変化と融雪および蒸発散の再現を試みた。さらに、それを入力条件として定常地下水流動モデルによるシミュレーションを行い、水循環の変化が地下水に与える影響について検討した。

2. 観測箇所と解析データの概要

サロベツ湿原は、北海道北部、天塩川の支川・サロベツ川周辺に広がり、面積約23,000haを有し、利尻礼文サロベツ国立公園の一部にも指定されている。湿原内にある原生花園付近(図-1参照)では、昭和36年頃からの農地の開拓に伴って環境省[1)]や、北海道開発局[3)]が調査を行ってきており、ササの侵入が報告されている。

サロベツ川の流域面積は655.4km^{2}であり、流域の土地利用としては牧草地が多く、山間部を除き背の高い森林は少ない。また、標高は山間部の最も高い箇所でも約200m、湿原域では標高2～10mと全般的に低い。

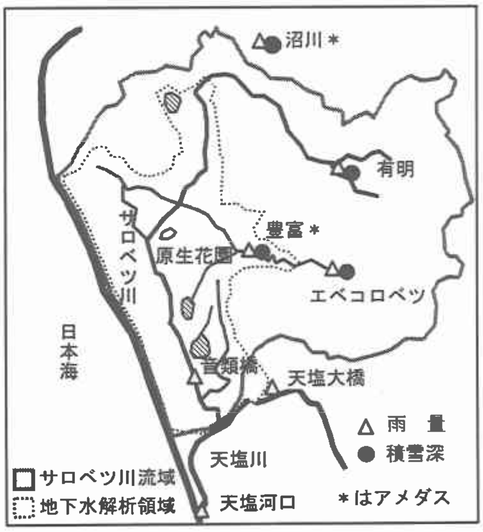

図-1　サロベツ川流域箇所図

今回の解析には、北海道開発局で設置している観測所の雨量(冬期も観測)と積雪深、アメダスの豊富(とよとみ)、沼川、気象官署の稚内のデータ(降水量、風速、日射量、日照時間、相対湿度、気温、積雪深)と、2002年の1月～3月にサロベツ湿原周辺で実施したスノーサーベイの結果を用いた。

3. 降水量・積雪量の経年変化

最初に、1978～2000年にかけての降水量の経年変化を図-2に示す。最も降水量が多い地点は流域の上流部に位置するエベコロベツ観測所であり、次いで豊富、湿原の下流域に位置する音類橋(おとんるいばし)という順序となっている。図に示す結果から、どの観測所も1981年～1993年まで減少傾向を示し、1993年から2000年では増加傾向を示している。

次に雪について見てみる。図-3にエベコロベツ観測所での年最大積雪深の経年変化と、豊富地点の融雪期(4～6月)と夏期(7～9月)の流出高(3年移動平均)を示す。図から最大積雪深は1989年で大きく低下し、その後上昇しているものの、経年的には減少傾向を示している。また、図から夏期の流出高は上昇傾向にある一方で融雪期の流出高は減少傾向を示しており、その変化は最大積雪深の変化と同じような傾向を示している。これは当然ながら、

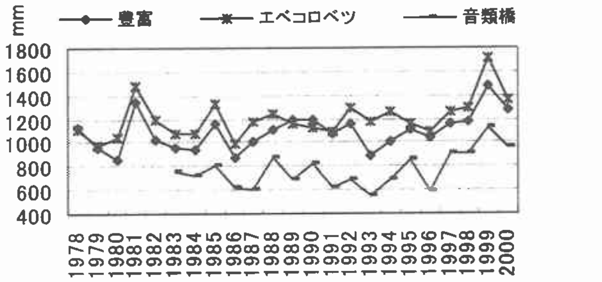

図-2　降水量経年変化図(1978～2000年)

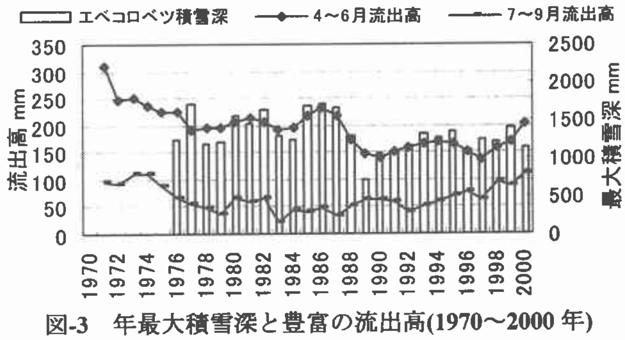

図-3　年最大積雪深と豊富の流出高(1970～2000年)

融雪期の流出減少は積雪の減少に起因することを示す。

以上より、降水量は1993年以前で減少し、その後上昇しているものの、最大積雪深は1976年頃から横ばいもしくは減少傾向であることが確認できた。融雪は降雨と異なり限られた期間にまとまった流出をもたらすため、地下水涵養への影響が大きいと考えられる。したがって、当該流域の水循環の変化を知るには、雪の動向に着目していく必要があると考えられる。ただし、降水量の観測のうち降雪量については風の影響で捕捉率が悪く過小評価している可能性があるため、以上の観測結果は定性的な傾向を判断するにとどめたい。すなわち、降雪量は積雪深の変化から推定するなどの工夫が必要であるが、それについては後述する。

4. 積雪量・蒸発散量の推定

4.1 流域蒸発散量の推定

蒸発散量は地被や植被の状態によって動的に変化する。そこで、より高い精度で熱フラックスを推定するために、地表面(積雪面)と植被層各々の熱収支を近藤ら[2)]によって提案されている2層モデルに基づき、下式のように定式化した。なお、この際、熱収支において、遮断蒸発を考慮するようにしている。

$$f_v R\downarrow + (1-f_v)\sigma T_v^{\,4} - Q_G + Q_R = \varepsilon\sigma T_g^{\,4} + H_g + \ell E_g \qquad (1)$$

$$(1-f_v)(R\downarrow + \varepsilon\sigma T_g^{\,4}) = 2(1-f_v)\sigma T_v^{\,4} + H_v + \ell(E_v + I) \qquad (2)$$

ここで、(1)式は地表面、(2)式は植被層の熱収支式である。また、f_vは放射に対する植被層の透過率、$R\downarrow$は下向きの正味放射量(W/m^2)、Q_Gは土壌もしくは積雪に供給される熱フラックス(W/m^2)、Q_Rは降雨によって供給される熱フラックス(W/m^2)、H_gおよびH_vは各々地表面(土壌もしくは積雪面)および植被層からの顕熱フラックス(W/m^2)、lE_gおよびlE_vは各々地表面(土壌もしくは積雪面)および植被層からの潜熱フラックス(W/m^2)、lIは植被層からの遮断蒸発に伴う潜熱フラックス(W/m^2)、T_gおよびT_vは各々地表面(土壌もしくは積雪面)および植被層の代表温度(K)、εは射出率(土壌面=1.00、積雪面=0.97)、σはStefan-Boltzmann定数(=5.67×10^{-8} W/m^2/K^4)である。

以上により、各層の代表温度T_gおよびT_vを求め、顕熱・潜熱フラックスをバルク法より求める。降水による遮断蒸発潜熱は、近藤ら[2)]の知見に基づき推定し、降雪も降雨と同様に推定する。また、地表面のアルベドは ロ澤ら[4)]が定山渓ダムを対象に定式化した結果を引用し、森林の効果を表す葉面積指数LAIは、石井ら[5)]によるLAI月別値を用いた。このほか、バルク輸送係数、蒸発効率については、気象要因や地被構成が大きく変化しない限り蒸発散も大きく変わることがないことや、降水量の変化に対しては降水遮断を考慮していることから、文献値[2)]に基づき、表-1のように一定値として与えた。ここで、流域の降水量としてはサロベツ川流域のほぼ中間に位置する豊富(アメダス)のデータを流域で一様に与えた。流域全体の計算はメッシュ(約1km×1km)単位で行い、豊富観測所で降雪があった場合は流域でも降雪があるとして流域降雪深を算定する。また同地点で降水量のみが観測された場合はメッシュごとに降水量を降雪か降雨かに判別する必要があるため、次式[2)]によって得られる判別温度と気温を比較することによって行った。

表-1 バルク法のパラメータ

	文献値		本論文設定値	
地被	バルク輸送係数C_H	蒸発効率β	バルク輸送係数C_H	蒸発効率β
地表面(平らな裸地)	0.0015	0.00～1.00	0.0015	0.50
積雪面	0.001～0.003	1.00～1.82	0.002	1.05
植被層(牧草地)	0.003	0.20～0.40	0.003	0.3

$$T_c = 11.01 - 1.5e \qquad (3)$$

$$e = rh \times e_s \qquad (4)$$

$$T > T_c \cdots\cdots 雨, \qquad T \le T_c \cdots\cdots 雪$$

ここで、T_cは雨雪判別温度(℃)、eは水蒸気圧(hpa)、e_sは飽和水蒸気圧(hpa)、rhは相対湿度、Tは気温(℃)であり、各メッシュの気温は標高補正して与える(気温減率0.65℃/100m)。また、降雪深(日積雪深差で正値日)を降雪水量に変換する際に用いる降雪密度は180kg/m^{3}として、降雪水量も降雨と同様にメッシュデータとして整理した。また解析期間は1982年12月～2002年3月とした。

4.2 積雪量・融雪量の算定

積雪量・融雪量の算定にあたっては、次の方法を適用する。まずは、式(1)、(2)より得られたT_gを積雪温度(仮値)T_sとする。$T_s \leqq 0$(℃)のときは積雪表面融雪が起きないとし、積雪温度T_s=T_gとする。このとき底面融雪量1mm/dを別途与える。一方、T_s>0のときはT_g=T_s=0(℃)とする。このときの植被層温度は式(2)で与えるとともに式(1)より積雪供給熱量Q_Gを求め、それに相当する融雪量を算出する。この際も、底面融雪量1mm/d(に相当する融解潜熱-3.86W/m^2)を別途与える。また、積雪に関する状態変量は次のように定式化する。

$$S_w(t) = S_w(t-1) - \left(m(t) + e(t)\right) + \frac{\rho_{sf}}{\rho_w} S_f(t) \qquad (5)$$

$$S_d(t) = \left[S_d(t-1) - \left(m(t) + e(t)\right)\frac{\rho_w}{\rho_s(t-1)} + S_f(t)\frac{\rho_{sf}}{\rho_s(t-1)} \right]\eta_s \qquad (6)$$

$$\rho_s(t) = \frac{S_w(t)}{S_d(t)}\rho_w \qquad (7)$$

ここで、S_wは積雪水量(mm)、S_dは積雪深(mm)、S_fは降雪深(mm)、mは融雪量(mm)、eは蒸発散量(mm)、ρ_wは水の密度(=1,000kg/m^3)、ρ_sは積雪密度(kg/m^3)、ρ_{sf}は降雪密度(kg/m^3)、η_sは全層沈下率である。この全層沈下率は積雪密度に関係すると考え、2002年実施のスノーサーベイを参考に最小積雪密度280kg/m^{3}で0.999、最大積雪密度500kg/m^{3}で0.985という値を按分し、積雪密度に応じて与えた。

4.3 蒸発散量・積雪水量の再現結果と考察

以上のモデルを利用して、豊富地点での積雪深および融雪量を推定した結果を図-4に示す。20年もの長期にわたる積雪深、消雪のタイミングなど妥当に推定されている。また、図-5に豊富地点で2002年1月～3月の間、4回実施したスノーサーベイの結果と計算積雪水量、計算積雪深を示す。この結果からも積雪水量、積雪深ともに、

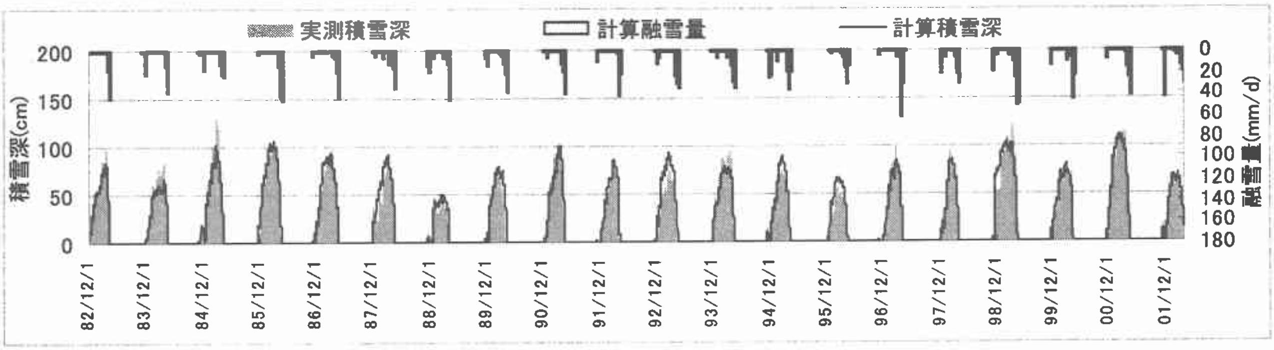

図-4 積雪深・融雪量の計算結果(アメダス豊富観測所地点)

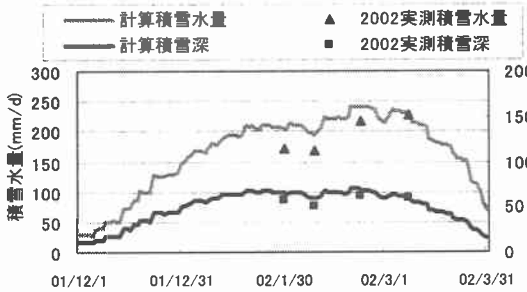

図-5 スノーサーベイ実測値と計算値

表-2 2層モデルによる計算結果平均値(1983〜2000年)

	降雨量	降雪水量	降水量	計算融雪量	全流域流出高
平均値	706	495	1201	448	1102
植被層蒸発散量	遮断蒸発量	地表面蒸発散	総蒸発散量	降雨遮断	降雪遮断蒸発
288	131	195	614	108	23

単位 mm/y

モデルがほぼ妥当な結果を与えているといえる。

次に表-2に計算結果を年平均値で集約したものを、また図-6に結果の経年変化を示す。流域蒸発散量の18年間(1983〜2000年)の平均値は614mm、降雨量は706mm、また降雪水量は495mmとなり、流域全体の降水量としては1201mmとなった。図-6から計算した蒸発散量は計算降雨量、降雪水量のような大きな変動は示していない。また、豊富地点の可能蒸発散量をPenman式で算出した結果は約660mmとなったことから、推定した蒸発散量自体は概ね妥当であると考える。一方で表-2の流域からの流出高を考えると、水収支的には過大である。流出高の算出にあたっては下流にある浜里地点での水位からH-Q式より算出している。当該箇所は下流の天塩川からの背水の影響を受け、流量観測値の精度が悪いことが原因とも考えられる。今後は流出量の精度についても検討する必要がある。しかしながら、他の観測結果などと照合するとサロベツ湿原域での蒸発散量、積雪水量については、概ね妥当に推定できたと考える。

5. 降水量の変化による地下水への影響

以上の手法で推定した降水量から蒸発散量を差し引いたものを有効降水量として与え、地下水への影響をシミュレーションした。ここでは、雪を含む降水量によって地下水位がどのように応答するか感度分析的に調べるため、二次元定常地下水流動モデルを適用する。解析の対象は図-7左図(図-1参照)に示す範囲で、計算に用いた三角形要素数は1903個であり、節点は1051個である。

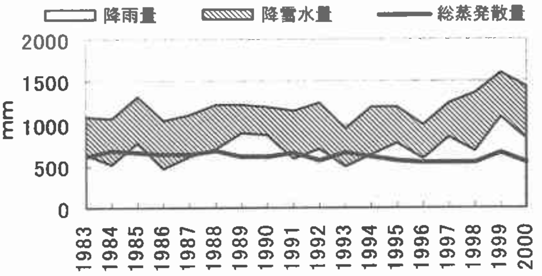

図-6 2層モデルの計算結果の経年変化(1983〜2000年)

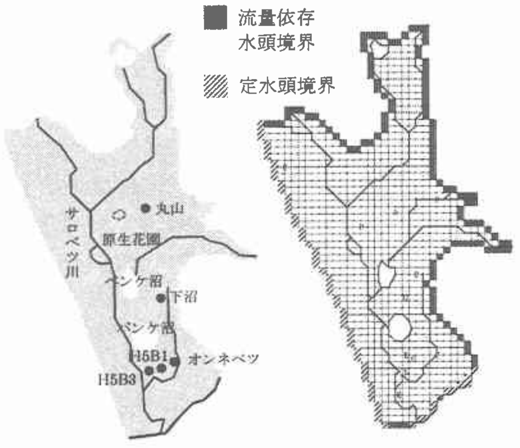

図-7 地下水解析範囲と境界条件

表-3 計算入力値

	1985年	1993年	1999年
計算降水量	1326	932	1601
計算蒸発散量	666	657	669
有効降水量	660	275	932

単位 mm/y

解析は1983年〜2000年まで、1年ごとに計算し、各年の有効降水量を与えた。河川水位は各年の平均値を定水頭条件として与えた。結果は当該流域で降水量の多かった1985年、1999年と、降水量の少なかった1993年の計算水位を比較した。与えた入力値を表-3に示す。

5.1 地下水解析モデルの概要

二次元定常地下水流の基礎方程式は下記のとおりである。

$$\frac{\partial}{\partial x}(T\frac{\partial h}{\partial x})+\frac{\partial}{\partial y}(T\frac{\partial h}{\partial y})+q=0 \qquad (8)$$

h は地下水位(m)、T は帯水層の透水量係数(m^2/s)、 q は涵養量または揚水量(m/s)である。ここで、サロベツ湿原

での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した。また、初期水位は張ら[6]が提案しているROKMT法(Residual Ordinary Kriging with Modified Trend)を用いて、1997年の一斉地下水位調査の結果から推定したものを使用した。

この際、透水量係数は、上記より推定した初期水位から二次元定常地下水流動モデルを用いてGauss-Newton法により節点ごとに同定した。また、ここで得られた透水量係数を帯水層の厚さで割り、透水係数の空間分布とした。この際の帯水層と帯水層厚は、1996〜1998年に北海道開発局[3]の調査から得られた地質断面図とボーリングデータに基づく。ここでは不透水性の泥岩層が存在する帯水層より上の不圧帯水層が湿原域の地下水流を支配しているため、これより上を解析の対象とした。地下水の涵養率(降水量に対する涵養量の割合)についても上記調査[3]の結果に基づいて0.23とした。

境界条件は外部境界条件として、下流にある天塩川において、天塩河口と天塩大橋の2地点(図-1参照)の河川水位を内挿し、定水頭境界を与えた。また、周辺の山地からは地下水の流入を考慮し、流量依存の水頭境界として扱う。このほか、海域には定水頭境界として0mを与えた。内部境界としては河川と流域内の山地において定水頭境界を与え、兜沼、ペンケ沼、パンケ沼といった池沼では、それぞれの平均水位を定水頭境界として与えた(図-7右図参照)。

5.2 地下水モデルの計算結果と考察

計算結果を図-8に示す。図-8の左側の図は1985年の地下水位の計算結果から1993年の地下水位計算結果を差し引くことでその差を示したものである(水位の低下を+値とする)。図-8から最も影響があるのが下流のオンネベツ川の左岸側に位置する地域で約40cm水位が低くなる。また流域の中央に位置する原生花園のあたりでは約10〜20cmの水位の低下が推算された。

同様に、1999年の計算結果から1993年の計算結果を差し引いたものを図-8の右側に示す(水位の上昇を+値とする)。図-8から1985年と1993年の降水量の減少量より増加量が大きいため、地下水位の変化が大きくなる範囲が広がる。上流側の原生花園の周辺でも約40cmの地下水位の上昇が推算された。

次に計算結果と実測値との比較を表-4に示す。1985年はオンネベツ以外の観測所での観測データがないため、実測値との比較は十分にできないものの、1993〜1999年の実測値と計算値の比較からは概ね傾向が再現できていると考える。ただし、1993〜1999年の丸山、下沼では、計算値が過大評価している。一方で、H5B1やH5B3地点では計算値と実測値がほぼ同じ値を示している。以上のことから、今回用いた解析モデルは地下水位変化の全般的傾向については推定できるが、降水に対する応答は実際より過敏であり、局所的な変化は十分に表わしきれていない。現実に湿原はササの侵入にみられる乾燥化が現在も進行しているといわれており、実際の地下水の涵養がどのようになされているか、非定常解析や細密メッシュの計算を通して調べていくことが必要である。

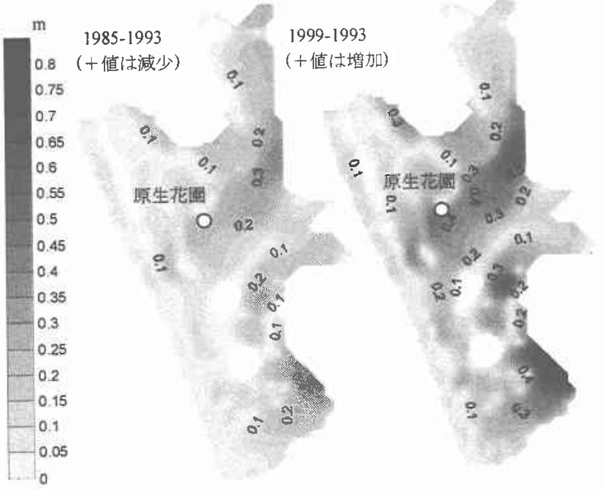

図-8 地下水解析結果

表-4 地下水の計算結果と実測値

観測箇所	オンネベツ		丸山	下沼	H5B1	H5B3
	1985-1993	1993-1999	1993-1999	1993-1999	1993-1999	1993-2000
計算値(m)	-0.10	+0.18	+0.36	+0.65	+0.19	+0.07
実測値(m)	-0.07	+0.17	+0.14	+0.05	+0.19	+0.05

6. まとめ

本研究ではサロベツ川流域を対象に、水循環の把握を行った。本研究で得られた結果を以下に整理する。

1) 降水量は近年、やや上昇しているものの、積雪量は横ばい・減少傾向を示していることが確認できた。
2) 2層モデルの適用によって、降水、積雪、蒸発散といった一連の水文現象を包括的に推定した。
3) 2層モデルの結果により、降水量が地下水へ与える影響を感度分析的に推定した。

今後は、地下水解析について、特に降水量や融雪量といった条件のほか、涵養機構や境界条件をより詳しく検討し、季節的な変動も非定常解析を通じて明らかにしていきたい。

謝辞：本研究を行うにあたり北海道開発局留萌開発建設部に協力をいただいた。また、本研究は国土交通省北海道開発局からの受託研究による補助を受けて行ったものである。記して謝意を表す。

参考文献

1)環境庁自然保護局,サロベツ湿原の保全,1993.
2)近藤純正編著:水環境の気象学,朝倉書店,1994.
3)北海道開発局:サロベツ川水理地質調査検討業務報告書,1996-1998.
4)口澤寿,中津川誠:熱・水環境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.588,2002.
5)石井孝,梨本真,下垣久:衛星データによる葉面積指数LAIの推定,水文・水資源学会誌,vol.12.No.3,pp.210-220,1999.
6)張祥偉,中津川誠,竹内邦良,石平博,山本直樹,羽山早織:サロベツ湿原の非定常地下水流動の解析に関する研究,北海道開発土木研究所月報,No592,2002.