

水工学シリーズ 04-A-2

湿原の環境と水循環

独立行政法人 北海道開発土木研究所
環境研究室 室長

中 津 川 誠

土木学会
水工学委員会・海岸工学委員会
2004年7月

湿原の環境と水循環

Environment and Hydrologic Process in Wetland

中 津 川 誠
Makoto NAKATSUGAWA

1. はじめに

湿原にはかつて暗く湿った不毛な土地、どちらかというと厄介者のイメージがあったが、昨今では鳥や動物、魚など生物の楽園、そして美しい景観が多くの人を魅了する場として高い関心を集めている。具体的には、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、環境教育の場といった多角的機能をポテンシャルとしてもつことが認識されつつある。ところで、我が国でも自然に恵まれている北海道にはかつて多くの湿原があった。しかしながら、明治以来の開発によってそれらの多くが失われるとともに、大規模な開発行為が直接作用することは少なくなったにせよ、現在も縮小し続けているとみられる。湿原の広さは、国土地理院や釧路湿原自然再生協議会のホームページをみると、平成12年（2000）現在、全国で820.97km²であり、北海道の湿原面積は708.67km²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2,110.62km²、北海道で1,771.99km²となっており（図-1参照）、消滅した湿原の広大さが数字の上でも理解できる。例えば、その象徴的なものに石狩平野があるが、かつて506.9km²もの広大な湿原があったものは残存率0.2%と言われ（富士田，1997）、現在は田園風景がこの地域の自然な景観として馴染んでいる。なお、全国の湿原の中で最も広い湿原は釧路湿原だが、その面積は大正時代には251.46km²、1997年には203.66km²となっており、ここでも約19%減少している（環境省自然環境情報図；湿原南西部、大楽毛周辺は計測結果に含まれていない。）（国土地理院HPには、337.39km²から226.56km²へと33%の減少が記されている。）。また、もう一つ北海道を代表する湿原としてサロベツ湿原があるが、大正12年（1923）には132.49km²あったものが、平成7年（1995）時点では27.73km²と約8割が消滅している（富士田，1997）（国土地理院HPには、122.50km²から60.43km²へと51%の減少が記されている。）。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ることから、湿原を知るには水の役割を理解しないことには話にならない。いわば、湿原に関わる水循環のしくみを明らかにすることが必要である。本報告では、北海道の代表的湿原である「サロベツ湿原」と「釧路湿原」を例に、既往データや知見の整理を通して、湿原環境に関わる水循環の実態と課題、解析手法について示してみたい。なお、サロベツ湿原の研究経緯については羽山ら（2002）によるレビューも参考にさせていただきたい。

2. 湿原の概要と課題

ところで、湿原とは何だろう？湿原の定義は、広辞苑（第5版）によると「多湿・低温の土壤に発達した草原。動植物の枯死体の分解が阻止されるため、地表に泥炭が堆積している。構成植物・生態条件などにより低層・中間・高層湿原などに区分。やち。」とあるが、要するに湿った草原である。また、湿原は土壌的

大正時代の湿原域

平成5年(1993)の湿原域

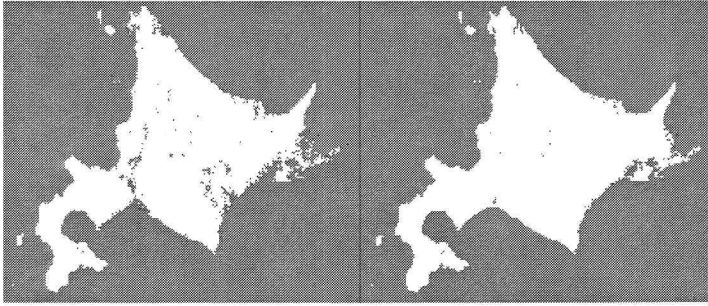


図-1 北海道の湿原域の変遷(釧路湿原自然再生協議会HPより)

表-1 泥炭地の分類と湿原状態

湿原の分類	土壌学的分類	湿原の状態	湿原の発達段階
低層湿原	低位泥炭地	富栄養的な状態 ヨシなどの植物が生息	初期
中間湿原	中間泥炭地	やや貧栄養的な状態 ヌマガヤなどの植物が生息	中期
高層湿原	高位泥炭地	貧栄養的な状態 ミズゴケなどの植物が生息	後期

ける低層湿原は、地形的に低いいため周囲からの水の流入があり、栄養分を多く含んでいるため、ヨシ (*Phragmites communis*) やスゲ (*Carex communis*) といった植物が大きく成長できる。中間湿原は両者の中間的条件にあり、栄養分の供給もあるため、高層湿原よりも草丈の高い植物 (ヌマガヤ (*Moliniopsis japonica*) 等) が生育している。湿原は、常に植生の枯死と堆積を繰り返しているが、堆積のスピードは年に0.5～1mm にすぎないと言われ、微妙なバランスの上にある環境が一度失われると回復が難しいことがわかる。

2-1 サロベツ湿原の概要とササ地の拡大について

「サロベツ湿原」は、図-2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、かつての面積は北海道開発庁 (1963) によると約14,600haであった。また、北海道開発局 (1972) によると、その内訳は高層湿原が1,700ha、中間湿原が3,900ha、低層湿原が9,000haと報告されている。富士田 (1997) によると、現存する湿原のなかでは、釧路、別寒辺牛について3番目の面積 (6,658ha) を有しており、1974年には湿原域の一部が「利尻礼文サロベツ国立公園」にも指定されている。湿原のある原野は、北、東、南の三面を標高の低い天塩山地にとりかこまれ、西は砂丘列を介して日本海に接している。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 (後の図-15参照)。原野は標高1～8mの低地からなり、中央部には約250haの洪積台地、円山 (標高8.5～13.4m、後の図-24参照)

側面から言えば泥炭地と言い換えることもできる。泥炭地は植物の分解が進みづらい環境で形成されるが、高温であっても空気を遮断する水が十分にあれば形成されるし、低温の寒冷地ではそのチャンスがより大きい。ところで、湿原は周囲との高さの関係から低層・中間・高層湿原の3つのタイプに区分される。なお、土壌学的には低位・中間・高位泥炭地という言い方が同義となる。表-1は湿原の分類をまとめたものである (辻井, 1987)。サロベツ湿原を特徴づける高層湿原は、周囲より標高が若干高く、雨水や融雪水だけが水の供給源となるため、貧栄養な環境で生息できるようなミズゴケ (*Sphagnum*) などが代表的な植生となる。一方、釧路湿原を特徴づ

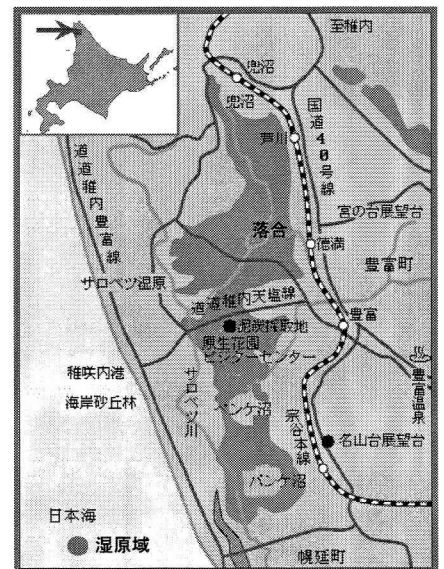


図-2 サロベツ湿原の概要図

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 (写真-1)。

阪口 (1955, 1958) によれば、サロベツ湿原の起源は天塩川河口に形成された砂丘帯によって成立した潟湖で、湿原の基盤地層は豊徳台地と同年代の砂礫層 (更別層) で完新世層に相当し、湿原形成は7,000～8,000年前に局部的発達を開始したが、全面的発達は4,000～5,000年前であると述べている。庄子ら (1966a) は、泥炭地の分布からみたサロベツ湿原の断面図から、基底から貧栄養性の泥炭である高位泥炭地 (高層湿原) が発達している部分が多く、サロベツ湿原は浅い沼地からその発達を開始させたと述べている。また、湿原下流域の下サロベツでは、地盤低下によって地下水などの鉱水からの涵養を受け、低位泥炭地 (低層湿原) の発達をもたらしたと述べている。一方、サロベツ湿原上流部の落合周辺では、現状も高位泥炭地の発達が著しいことから、その周辺部が中間泥炭地 (中間湿原) に移行した以外は今日まで高位泥炭地の発達を続けているとしている。また、最近の地質調査では平成8～10年に北海道開発局 (1996～1998) で行なわれたものがある。これは、既往知見とボーリングデータをもとに地質断面図を作成しており、サロベツ川流域の地形は大きく湿原北部にひろがる丘陵地、海岸線に沿う海岸砂丘地、泥炭地に分けられるとしている。

サロベツ湿原では、昭和30年代から洪水氾濫防止と泥炭地の農地化を目的に、サロベツ川本流の落合から開運橋上流地点を結ぶ延長3,840mのサロベツ放水路工事をはじめとする排水路建設事業がおこなわれてきた。同時に、これらの環境への影響を調べるため、昭和36年から総合的な調査が進められてきた。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。これまで進められてきた調査からは、梅田ら (1988) がササ (*Sasa*) の侵入が地下水位の低下および変動に関係があることを指摘している。また、富士田 (1997) によるとサロベツ湿原では開拓以前からササが発達していたものの、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、ササの侵入を容易にしていると述べている。図-3には湿原周辺の土地利用の変化を示すが、1947年から1999年までの約50年間で下

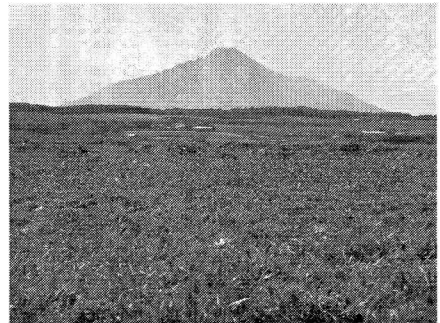


写真-1 花の咲き乱れるサロベツ湿原と利尻富士 (2004.6.25, 中津川撮影)

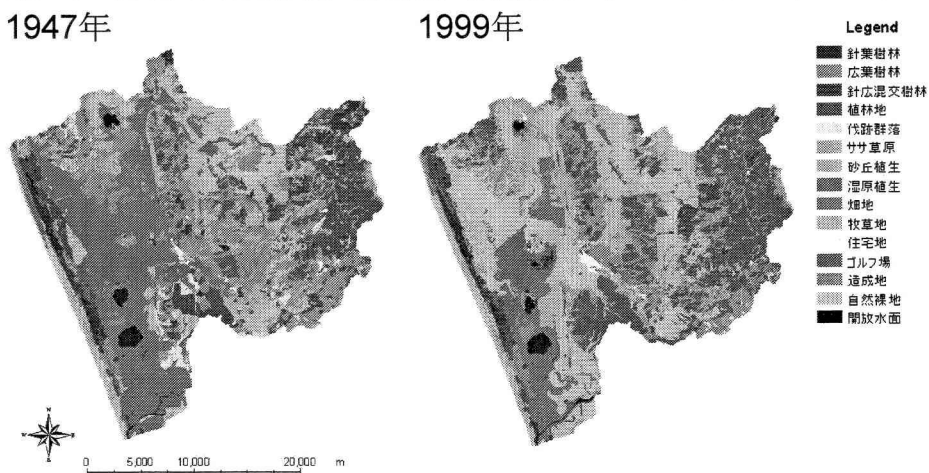


図-3 サロベツ川流域の土地利用変化

流域の湿原植生であった箇所が多くが牧草地に変化しているのがわかる。しかし、大規模な開発事業が終了した現在もササ地の拡大が続いており、流域水循環という観点から湿原の保全策を総合的に考えていく必要があるだろう。

なお、ササの拡大についてはリモートセンシングを用いて過去と現在の変化を判別したものがある。富士田ら（2003）は1977年、1998年、2000年の3年代のカラー空中写真からササ地の変化を植生の色調によって読みとり、調査範囲12.6km²のうち1977年には5.93km²あったササ地が2000年には6.69km²と、面積にして0.76km²拡大していることを示している。また、羽山ら（2004a）は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）画像からササ地、湿原、裸地、水域を教師データ付きの最尤法を用いて判別し、読みとり範囲8.80km²のうち1977年から2000年にかけてササ地が3.23km²から4.01km²と、面積にして0.77km²拡大し、そのほとんどが湿原域からの変化分に相当するとの結果を得ている。図-4にはこの際得られた湿原植生の変化状況を示すが、サロベツ川と平行に南北方向にササ地が広がり、徐々に東側に拡大していることが示されている。

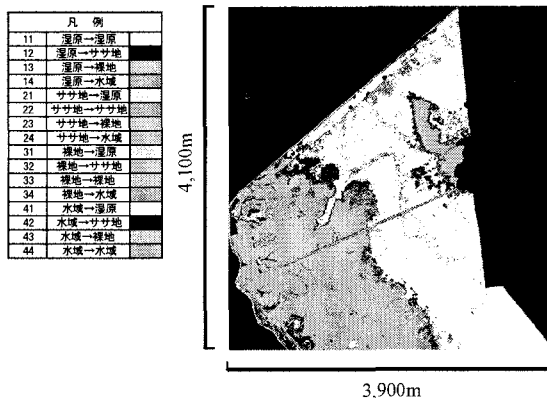


図-4 1977年から2000年の湿原植生の変化

2-2 釧路湿原の概要とハンノキ林の拡大について

「釧路湿原」は、図-5に示すように北海道東部太平洋側の北緯43°09′、東経144°26′を中心に分布し、南北におよそ36km、東西の最大幅は25kmをなし、湿原面積は18,290haである。湖沼群を除く湿原域は16,712haで、1987年これらの湿原域を中心に周囲の丘陵地を含む26,861haが「釧路湿原国立公園」に指定され、その特別保護区と湿原の三大湖沼、シラルトロ沼（181ha、水深2.5m）、塘路湖（637ha、水深7m）、達古武沼（136ha、水深3m）を含む湿原域7,863haがラムサール条約登録湿地に指定されている。なお、釧路湿原は、周辺丘陵地の谷地に湾入する湿地も含めれば、約21,000haもの面積に及び、全国の湿原総面積の約6割を占める。湿原の東部には先に述べた三湖沼が位置し、中央部には赤沼など小規模の池塘が存在する。湿原内の東よりには釧路川が流れ、周辺丘陵地からはいくつかの川が合流して南下し、最後は太平洋に注いでいる。また、西部には釧路川とともに釧路湿原の沖積層を形成した阿寒川が流れている。湿原域は標高が20m以下、ほとんどが2～5mと低く、

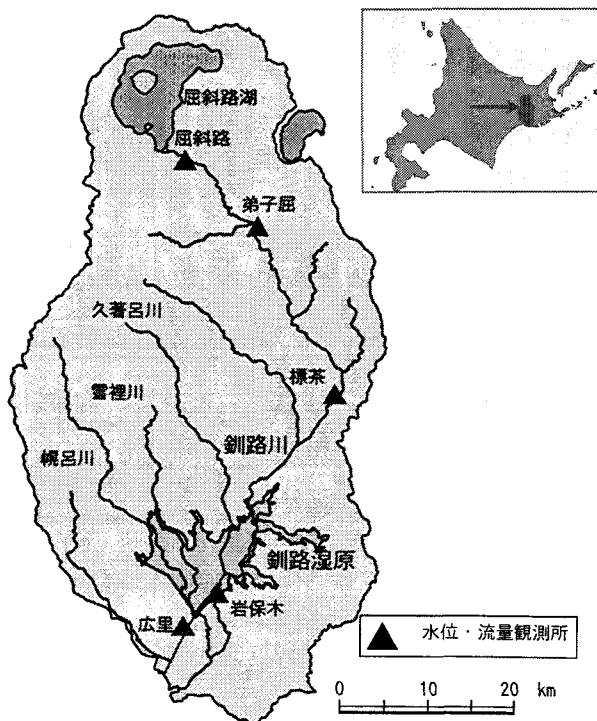
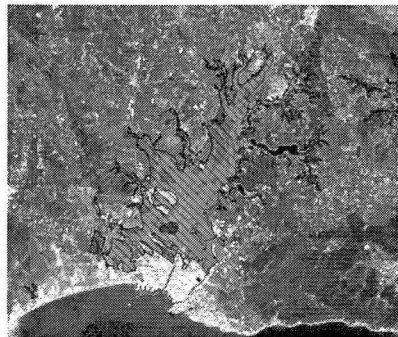


図-5 釧路川流域と釧路湿原の概要図



写真-2 キランコタン岬から眺望したチルワツナイ川(2003.6.24 中津川撮影)



- ミズゴケ群落 - 高層湿原
- スマガヤ群落 - 中間湿原
- ハンノキ群落 - 低層湿原
- ヨシ・スゲ群落 - 低層湿原

図-6 釧路湿原の分類図
(釧路湿原自然再生プロジェクトHPより)

表面に1~4mの泥炭が敷き詰められており、その中を蛇行しながら流れる川など湿原独特の風景は多くの人々を魅了してやまない(写真-2)。新庄(1997)によると湿原域は約63%がヨシ・スゲ類の優先する低層湿原、約8%をミズゴケ類の分布する中間湿原、約30%がハンノキ(*Alnus japonica*) 湿地林で構成されるのである。図-6は環境省釧路湿原再生プロジェクトホームページより抜粋した湿原分類図であるが、広範囲にわたる低層湿原のほか、中央部の赤沼付近(後の図-34参照)には高層湿原もみられる。

北海道の主な平野部がそうであったように、釧路では約10,000年前から6,000年前までの間、気温の上昇に伴って陸地に海が入りこむ「海進」が進んだ。約6,000年前には最も奥地まで海水が進出し現在の湿原は全て海であったと言われている。その後、徐々に海水が引き(海退)、約4,000年前には湾の口の部分が砂州によって閉ざされ淡水化された湖となった。そこに次第に湿地を好む植物が生え、また、周辺から土砂が流れこみ、泥炭層が次第に堆積して現在の釧路湿原ができあがった。現在、内陸にもかかわらずキラコタン岬や宮島岬という地名が残っているのは、かつて実際に岬であった名残である。また、湿原北東部の塘路湖には、海水に生息する甲殻類であるクロイサザアミが遺存種として生きている。

ハンノキは日本全国の低湿地帯において見ることの出来る樹木であり、湿原において高木として生長することの出来る数少ない種の1つであるが、釧路湿原ではその急速な拡大(図-7、釧路湿原自然再生協議会ホームページより抜粋)が問題となっている。このことについて環境省釧路湿原自然再生プロジェクトのホームページを抜粋しながら示したい。ハンノキ林の分布域は1998年時点で釧路湿原面積のおよそ30%に達して

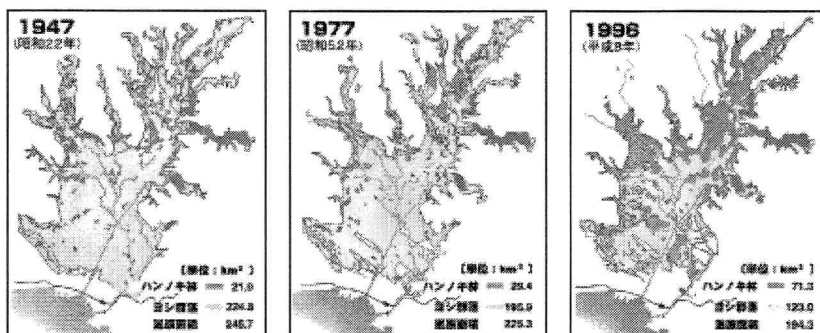


図-7 釧路湿原のハンノキ林の変遷(釧路湿原自然再生協議会HPより)

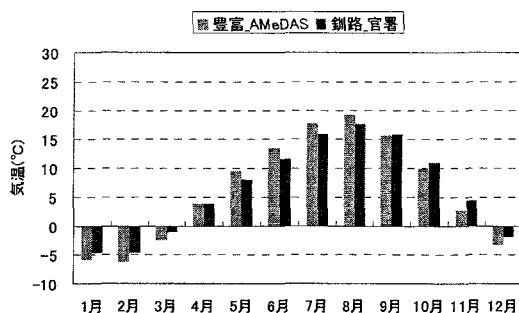


図-8 豊富と釧路の月平均気温
(1991-2000の平均)

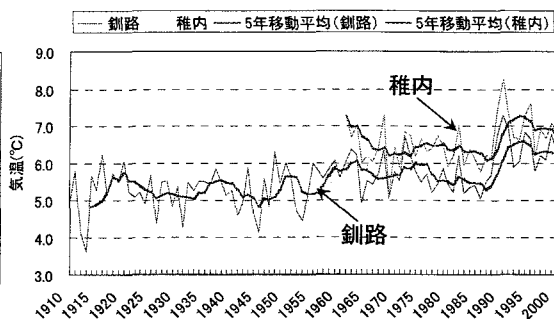


図-9 稚内と釧路の年平均気温の長期トレンド

いる。現在、このハンノキ林の拡大は湿原周辺域における開発による土砂流入による乾燥化や、地下水位の変化、湿原への栄養塩供給による組成の変化などが原因として考えられている。実際、河川改修により土砂流入が増えている地域や、栄養塩濃度（窒素、リンなど）の高い湧水が供給されるところにハンノキ林が繁茂する傾向などが報告されている（新庄，1997；新庄，2002；橋ら，2002a）。しかし、現時点では科学的な因果関係が十分理解されているとは言えないうえに、ハンノキ林は自然植生として釧路湿原に存在してきたもので一概に乾燥化の指標=有害種と考えてしまうのは短絡的であるとも指摘している。したがって、ハンノキ林の増大の意味を科学的に理解すること、さらにそれに基づいた対策が必要との認識も示されている。とくに地下水とハンノキ林拡大の因果関係に関しては基礎的調査が緒についたばかりであり、今後の課題といえる。

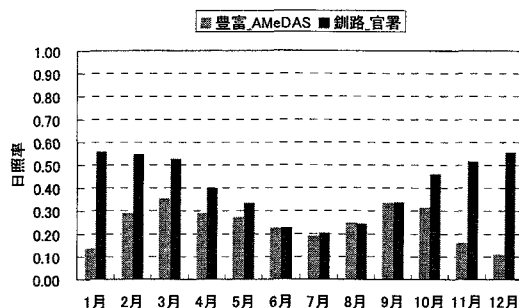


図-10 豊富と釧路の月平均日照率
(1991-2000の平均)

3. 湿原域の気候

3-1 サロベツ湿原の気候

サロベツ原野に最も近い気象庁AMeDAS観測所のデータ等から気候的特徴を概観してみる。最初に年平均気温でみると、6.3℃（1991～2000年の平均）で、気象官署のある稚内の6.9℃より0.6℃低い。図-8の気温の季節変化をみると、最寒月の2月で-6.2℃、最暖月の8月で19.9℃となっている。なお、高橋（2002a）によると、サロベツ湿原域とAMeDASのある豊富市街地では、一般風の弱まる晴天静夜に、前者で数度気温が低くなるような状況があると述べている。これは湿原域が盆地状の地形条件にあることのほか、最近の乾燥化傾向にも関連していると指摘している。なお、図-9の稚内における年平均気温の長期的トレンドをみると、1990年代に入ってから急激な上昇がみられている。先に述べたように豊富の気温は稚内より0.6℃ほど低い状態で同じ傾向を示している。日照時間は年平均で3.3hr/day、日照率にして24%で、図-10に示すとおり春と秋にピークがあって日照率は30%を超えるが、11月から1月の冬季には20%に満たない。

年降水量は1,133mm（1991～2000年の平均）で、図-11のとおり月別にみると10月の164mmが最も多く、6月の49mmが最小である。年降水量の45%が11月～4月の寒候期に降る日本海側の気候的特徴を示している。

なお、図-12の稚内における年降水量の長期トレンドをみると、1960年代から70年代からみると現在はやや少ない時期にあることがわかる。積雪は年最大積雪深が101cm（1991～2000年の平均）で、図-13の月別の最大積雪深をみると2月が最も多い。積雪深からも寒候期に降水量の多い多雪地域の特徴をあらわしている。サロベツ湿原は冷涼多雪の気候的特徴のうえに形成されているといえる。また、図-14の稚内における年最大積雪深の長期的トレンドでみると、現在は1960年代から70年代に比べると、さらに最近になって一段と少なくなっていることがわかる。後述するが、多雪地帯にあるサロベツでは融雪が地下水涵養に重要な役割を果たしているため、その多寡が湿原の環境に何らかの影響を与えることも考えられる。

昭和36年から開始されたサロベツ総合調査では、サロベツ湿原の気象概況について報告するとともに、放水路の掘削が周辺の気象に及ぼす影響が調べられている（北海道開発局、1972）。この中では、放水路周辺の気象、熱収支、土壌水分、地下水について調査している。これによると、ミズゴケ高層湿原でサロベツ放水路完成前（1961）は純放射の大半が潜熱伝達に消費されていたのが、完成後（1967）はそれが減って替わりに顕熱伝達が増えていることが示されている。また、地下水位の低下は、土壌水分の減少が泥炭土の熱容量や熱伝導率を低下させることで、局地的に暖まりやすく冷えやすい傾向を助長していると考えられる。一方、地下水位の低下によって、ヨシなどの背の高い植物が繁茂するようになると、地表面への太陽光の到達が少なくなり、逆に地温を低下させる効果があることも報告している。このほか、Takagiら（1999）は、ササ群落とミズゴケ群落において1995年6月1日から10月31日まで熱収支観測を実施して蒸発散量（潜熱量）を推定している。この結果、植生の活性がやや衰える8月中旬以降に両者に差が生じ、積算値はミズゴケ群落285mm/5ヶ月に対しササ群落372mm/5ヶ月と、後者が30%も多く水分を消費していることを示している。

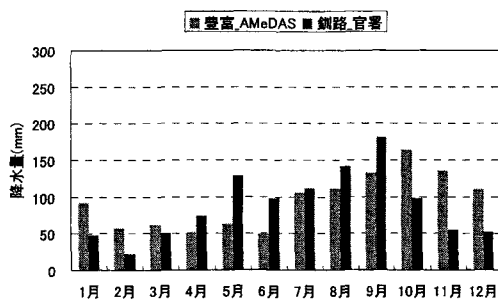


図-11 豊富と釧路の月降水量
(1991-2000の平均)

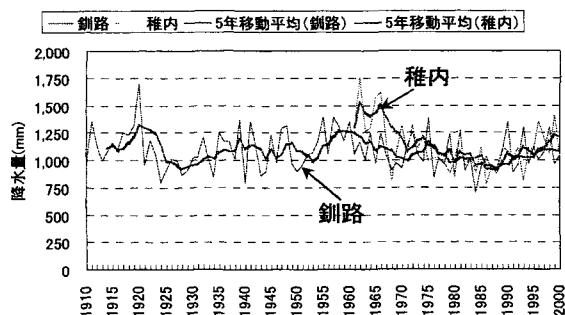


図-12 稚内と釧路の年降水量の長期トレンド

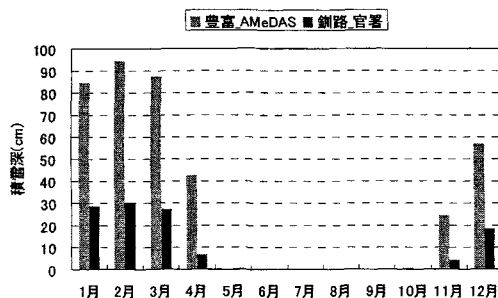


図-13 豊富と釧路の月最大積雪深
(1991-2000の平均)

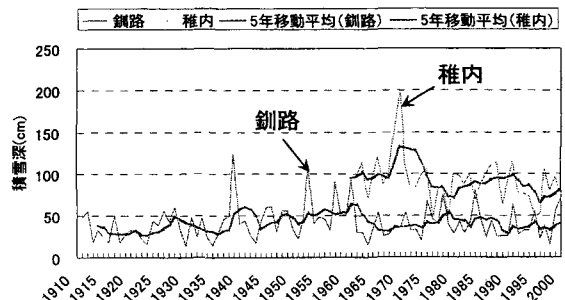


図-14 稚内と釧路の年最大積雪深の長期トレンド

3-2 釧路湿原の気候

気象庁の釧路地方気象台のデータ等からサロベツとの比較のもとで気候の特徴を概観してみる。最初に年平均気温でみると、6.4℃（1991～2000年の平均）で、先に示したサロベツ湿原のある豊富とほぼ同様である。図-8の気温の季節変化をみると、最寒月の2月で-4.7℃、最暖月の8月で17.6℃で、豊富より冬はやや暖かく、夏は冷涼である。なお、高橋（2002b）によると、冬季（1,2月）の日最低気温が海岸から内陸にいくに従い直線的に低下し、最大で6℃近くの温度差に、その影響で日平均気温にして3℃の温度差を示すとのことである。これは冬季に冷え込む陸地と海水に温度差が生じることによるものである。また、夏季（7,8月）には海岸から侵入する海霧の影響で海岸部よりは内陸部で日最高気温が高くなることがある。なお、図-9の釧路における年平均気温の長期的トレンドをみると、稚内と同時期かつ同程度で1990年代に急激な上昇がみられていることから、気温上昇は決してローカルな現象ではないことがわかる。日照時間は年平均で6.3hr/day、日照率にして41%で、図-10に示すとおりサロベツとは逆に6月から8月の初夏から夏にかけて日照率は30%を下回り、11月から3月の冬季には50%を上回る。

年降水量は1,061mm（1991～2000年の平均）で、図-11のとおり月別にみると9月の181mmが最も多く、2月の22mmが最小である。寒候期（11～4月）の降水量が全体の28%と少なく、太平洋側の気候の特徴を示している。なお、図-12の釧路における年降水量の長期的トレンドをみると、稚内と同様に1960年代から70年代からみると現在はやや少ない時期にあることがわかる。ただし、過去90年の変化をみると、多い時期と少ない時期の変動を繰り返しているようにもみえる。積雪は年最大積雪深が41cm（1991～2000年の平均）で、豊富の40%にすぎない。また、図-13の月別の最大積雪深をみると3月が最も多いものの30cmたらずである。釧路湿原は冷涼少雪の気候の特徴のうえに形成されているといえる。ただし、上流にある川湯（AMeDAS）で99cm、標茶（AMeDAS）で71cm、鶴居（AMeDAS）で66cmと上流域では釧路よりはかなり多いことに留意する必要がある。これらは湿原域への水供給上重要な役割を果たしていることが考えられる。なお、図-14の釧路における年最大積雪深の長期的トレンドをみると、多少の増減を繰り返すもののその差は顕著でない。釧路付近はもとより少雪地帯であり、雪の変化はさほど大きくないものと推察される。

釧路湿原ではハンノキ林の拡大が問題となっており、それに関連した微気象や熱収支が調査されている。ここでは、Takahashiら（1984）がハンノキ林とヨシ・スゲ群落の蒸発散量を測定した結果から、前者が後者よりも20%ほど蒸発散量が多いことを示している。また、人工衛星から推定したアルベドの違いからハンノキ林がスゲ群落より3%ほど日射の吸収量が大いことを指摘している（高橋, 2002b）。

4. 湿原と河川流域の水文

4-1 サロベツ湿原とサロベツ川

サロベツとは、アイヌ語の「サル・オ・ベツ」葦(アシ)原を流れる川が語源とされている。サロベツ川は天塩川の一支出であり、河口より11.5km上流で合流している。その流域面積は655.4km²、幹線流路延長は85kmで流域内人口は6,500人である。流域の概要を図-15に示す。

サロベツ湿原の上流にあたる「サロベツ橋」および中流部にある「開運橋」の年間流出パターンを図-16に示す。1991年から2000年の平均値でみると、サロベツ橋では年間流出高1,036mmのうち34%にあたる354mm、開運橋では年間877mmのうち37%にあたる326mmが4月の1ヶ月で



図-15 サロベツ川流域の概要図

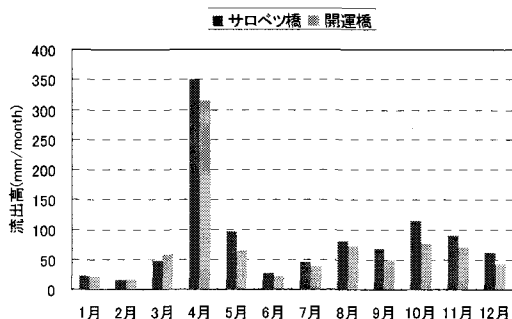


図-16 サロベツ川の月流出高
(1991-2000の平均)

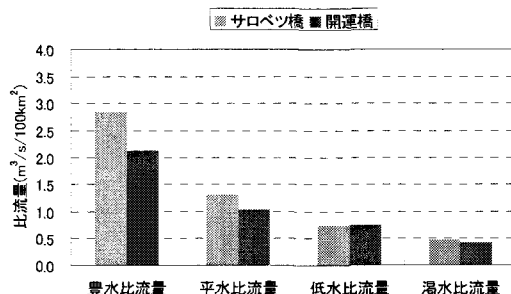


図-17 サロベツ川の流況図
(1991-2000の水文量に基づく)

表-2 サロベツ川の流況一覧(1991-2000の水文量に基づく)

	流域面積 (km ²)	年総流出量 (mm/yr)	豊水比流量 (m ³ /s/100km ²)	平水比流量 (m ³ /s/100km ²)	低水比流量 (m ³ /s/100km ²)	渇水比流量 (m ³ /s/100km ²)	ピーク比流量 (m ³ /s/km ²)
サロベツ橋	186.6	1,023	2.85	1.31	0.74	0.47	0.32
開運橋	369.6	847	2.13	1.05	0.75	0.42	0.24

流出している。すなわち、サロベツでは融雪水が水循環の中で大きな役割を果たしていることがわかる。また、表-2および図-17に両地点における年総流出高(mm/yr)、豊水流量(95日流量)、平水流量(185日流量)、低水流量(275日流量)、渇水流量(355日流量)を比流量(100km²あたりの流量、m³/s/100km²)で表したものを示す。また、年最大流量の比流量(ただし1km²あたりの流量、m³/s/km²)も表に示してある。これから流量規模が大きくなるほど下流で低減効果が現れていることがわかる。なお、開運橋では上流のサロベツ橋より年間160mmほど流出高が少なくなっており、渇水比流量や流量低減部の時定数がほとんど同じこと(羽山ら, 2004b)から、低減は流量の平滑化というよりは系統的な損失によるものと推察できる。

次に流域水収支について整理してみる。各年で降水量と流出高の差に大きな変動がみられるため、

1981年から2000年の20年間で平均した年間降水量、年間流出高およびその差分を表-3に示す。この際、流域の年間降水量については、サロベツ橋地点では沼川AMeDASの値、開運橋地点では豊富AMeDASの値を用いた。表-4に流域内の降水量観測地点の一覧と観測値を集計しておくが、前者は後者の1.06倍ほどとなる。以上より、開運橋地点の流域で1,106mm/yrの降水量に対し、874mm/yrの流出があり、差し引き232mm/yrの損失があるとの結果を得た。流域の蒸発散は少なくとも400mm/yr程度はあると考えられるため(高橋, 2002a, 羽山ら, 2003)、1)冬期間降水量を過小評価していること、2)他流域からの水供給があることが理由として考えられる。なお、開運橋の下流にある地点(音類(オトンルイ)橋、浜里)といった地点でも流量観測を実施しているが、緩勾配かつ感潮区間であるため、水位・流量(H-Q)曲線による流量の推定精度が著しく悪い。そこで、浜里地点(流域面積574.5km²)の川底に超音波流速計を設置し、精度の高い流量観測値の取得を図

表-3 サロベツ川流域の水収支
(1981-2000の水文量に基づく)

	流域面積 (km ²)	年総降水量(A) (mm/yr)	年総流出量(B) (mm/yr)	差分(C=A-B) (mm/yr)
サロベツ橋*1	186.6	1,149	1,054	94
開運橋*2	369.6	1,106	874	232

*1 年降水量は沼川AMeDASの結果を使用

*2 年降水量は豊富AMeDASの結果を使用

表-4 サロベツ川流域の降水量観測値の比較
(1991-2000の水文量に基づく)

	年降水量 (mm/yr)	豊富を1とした比率
豊富AMeDAS	1,133	1.00
沼川AMeDAS	1,204	1.06
円山	1,009	0.89
エベコロベツ	1,280	1.13
音類	798	0.70
天塩大橋	889	0.78
天塩河口	723	0.64
有明	1,038	0.92
稚内官署	1,119	0.99

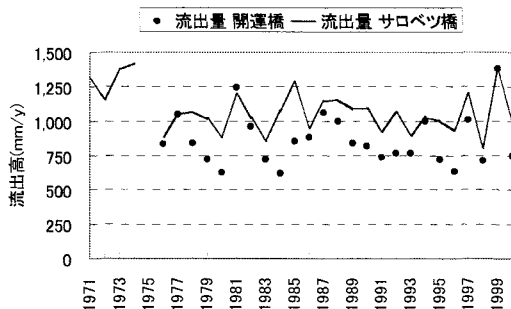


図-18 サロベツ川の年流出高の長期トレンド

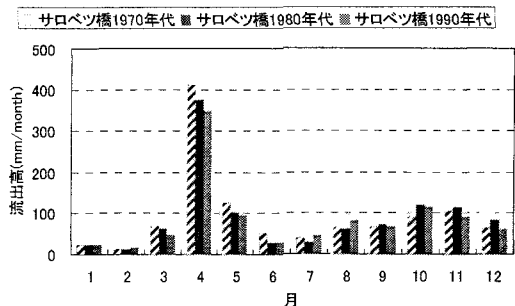


図-19 サロベツ橋地点の年代別月流出高

った。これから推定された流出量は2003年6月から2004年1月までの7ヶ月で250mmとなり、 $H-Q$ 式より推定された920mmと大幅に異なる結果となった（横尾ら，2004）。現在も観測を継続しており、融雪出水時を含む結果を集約し、年間流出量の推算をおこなう予定である。

次に年流出高の長期傾向をみると、図-18に示すように上下流で系統的な差を有しつつも増減のトレンドは明確でない。しかし、図-19に示すサロベツ橋の季節別、年代別の整理からは1年のピークにあたる4月の流出高に明らかな減少傾向が認められる。すなわち、融雪期流出高の減少傾向は先の図-14に示した積雪の減少傾向と一致するものである。なお、近年の積雪の減少と融雪期流出量の減少については羽山ら（2001）も指摘している。以上を踏まえ、多雪地域の湿原では、積雪や融雪による地下水涵養がどのように作用しているのか？注意を払っていく必要があると考えられる。

4-2 釧路湿原と釧路川

上流端を屈斜路湖から発し、釧路湿原を貫流する釧路川は、その古名「クスリ」から来ているが、和語からの伝来語で「クスリ」が温泉を意味するとの説、屈斜路湖から流出するとの説、アイヌ語の「クシ・ツペ」

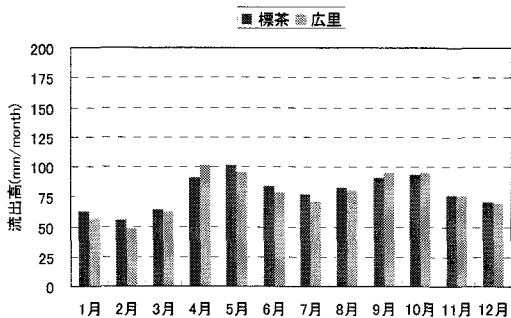


図-20 釧路川の月流出高(1991-2000の平均)

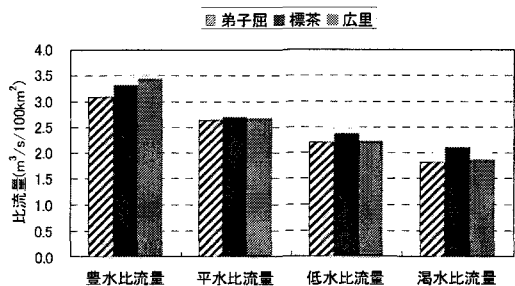


図-21 釧路川の流況図
(1991-2000の水文量に基づく)

表-5 釧路川の流況一覧(1991-2000の水文量に基づく)

	流域面積 (km ²)	年総流出量 (mm/yr)	豊水比流量 (m ³ /s/100km ²)	平水比流量 (m ³ /s/100km ²)	低水比流量 (m ³ /s/100km ²)	渇水比流量 (m ³ /s/100km ²)	ピーク比流量 (m ³ /s/km ²)
屈斜路	340.9	862	3.12	2.56	2.19	1.88	0.03
弟子屈	459.0	860	3.09	2.63	2.19	1.81	0.07
標茶	894.6	954	3.31	2.69	2.37	2.10	0.15
広里	2172.1	954	3.45	2.69	2.22	1.86	0.09

(川から川へ通り抜けることができる川)を意味するとの説等がある。その流域面積は2,510km²、幹川流路延長は154km、流域内人口は177,000人である(流域の概要は図-5を参照)。

釧路川の水位・流量観測基準点のうち、上流にある「標茶」および下流部にある「広里」の年間流出パターンを図-20に示す。1991年から2000年の平均値でみると、標茶では年間流出高954mm、広里では年間954mmと上下流で一致する。なお、標茶より上流にある屈斜路では862mm、弟子屈では860mmで、弟子屈・標茶間に相対的に流出の大きな領域があることが推察される。季節変化をみると、冬期間にやや少ないものの、サロベツ川と異なり変動がきわめて小さいことがわかる。また、表-5および図-21に両地点に上流の弟子屈地点を加え、年総流出高(mm/yr)、豊水、平水、低水、渇水の各比流量(100km²あたりの流量、m³/s/100km²)、年最大流量の比流量(ただし1km²あたりの流量、m³/s/km²)を示す。これから上下流で流況がほとんど変わらないことがわかる。さらに、流況の安定性からみると、釧路川では渇水流量が平均流量の7割にも達し、全国的にも流況の安定している河川であることがわかる。流量や水位が安定していることは、河川との関わりからみて、湿原の環境を維持するには有利な条件であるとも言える。

次に釧路川の3基準点を対象として流域水収支を整理してみる。各年での降水量と流出量の差を相殺するため、1981年から2000年の20年間で平均した年間降水量、年間流出高およびその差分を求めたものを表-6に示す。この際、流域降水量については、ティーセン法によって求めるが、観測値が十分に揃っていない1984年以前は弟子屈AMeDAS、標茶AMeDASの観測値の回帰式によって求めた。表-7には流域内の降水量観測地点の一覧と観測値を集計したものを示す。以上より、降水量と流出量の差分をみると弟子屈地点で212mm/yr、標茶地点で138mm/yr、広里地点で138mm/yrとなり、下流域を包含するほど見かけ上損失が小さくなることがわかる。ここで第一に考えられる損失の要因は蒸発散であるが、通常400mm/yr以上と考えられるので、この理由に何らかの推定誤差あるいは供給源が想定される。前者については先にも示したとおり、冬期降水量の過小評価が考えられるが、下流域を包含するにつれて見かけ上損失が小さくなるのは、地形上の流域界以外からの供給があることも考えられる。

次に年流出高の長期傾向をみると、図-22に示すように弟子屈と標茶および広里で系統的な差を有していることがわかる。増減のトレンドは、1970年代から1980年代中盤にかけて減少しているものの、その後から現在にかけては増加傾向にある。このように流出量は年代スケールで変動し、また、その傾向は図-12に示した降水量のトレンドとも同様の傾向にあるようにみえる。いずれにしても1980年代の少降

表-6 釧路川流域の水収支
(1981-2000の水文量に基づく)

	流域面積 (km ²)	年総降水量(A) (mm/yr)	年総流出量(B) (mm/yr)	差分(C=A-B) (mm/yr)
弟子屈	459.0	1,009	798	212
標茶	894.6	1,014	876	138
広里	2,172.1	1,037	899	138

表-7 釧路川流域の降水量観測値の比較
(1991-2000の水文量に基づく)

	年降水量 (mm/yr)	釧路を1とし た比率
釧路官署	1,061	1.00
川邊AMeDAS	954	0.90
弟子屈AMeDAS	1,116	1.05
阿寒湖畔AMeDAS	1,236	1.16
標茶AMeDAS	1,117	1.05
鶴居AMeDAS	1,184	1.12
中標別AMeDAS	1,307	1.23
塘路AMeDAS	921	0.87
阿寒AMeDAS	1,295	1.22
屈斜路	1,167	1.10
弟子屈	1,046	0.99
奥春別	1,174	1.11
虹別	1,055	0.99
熊牛原野	939	0.89
奥久著路	1,358	1.28
中オソベツ	1,003	0.95
標茶	1,070	1.01
上幌呂	1,132	1.07

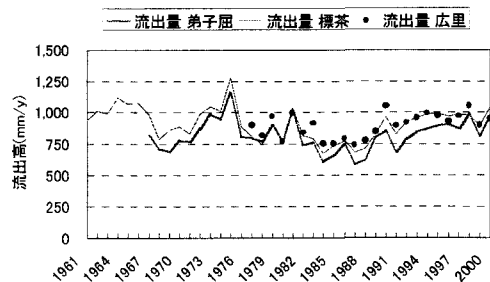


図-22 釧路川の年流出高の長期トレンド

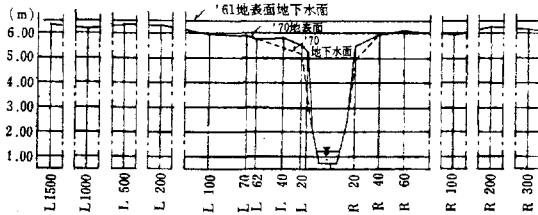


図-23 放水路工事による地下水位と地盤の変化
(北海道開発局, 1972)

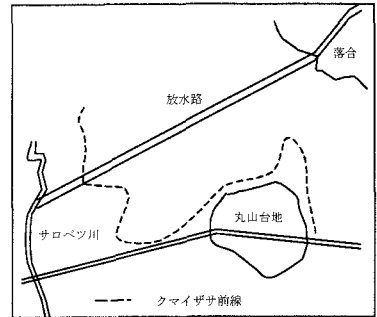


図-24 クマイザサ前線 (北海道開発局, 1965年)

水量、少流出量の傾向が転じて増加した結果が湿原に今後どのようなレスポンスをもたらすかも長期スパンの課題として注目していきたい。

5. 湿原域における地下水と植生に関する知見

5-1 サロベツ湿原の地下水と植生について

サロベツ湿原においては、先述した昭和36年（1961）からの放水路事業等による湿原の変化を追跡することを目的として、サロベツ総合調査委員会が発足し、社会経済、気象、土、水、生物についての調査が行なわれた。図-23は、サロベツ放水路で観測された横断測線上における昭和36～45年の地下水位、地表面変化である。これによると、水路周辺では地表面にあった地下水位が地表面下0.7m～0.8mにまで下がり、地表面はもとの地表面から1.1m～1.2m沈下している。しかし、水路から遠ざかるにしたがい、その減少は急激に小さくなっており、200m離れたところでは沈下現象はほとんど認められていない。このような地下水位の変化は、植生に影響を与えると考えられる。当時、北海道開発局（1972）によって報告された植生変化からは、放水路から200mまでの範囲で減少したものに湿原植生が多く、反対に増加したものの中にクマイザサが目立ち、200m以上離れたところでは、この10年間の調査では目立った変化がなかったとされている。なお、このサロベツ総合調査の中間報告書（北海道開発局, 1965）では、当時すでにクマイザサの前線が報告されている（図-24）。

また、辻井ら（北海道開発局, 1972）が表-8のように分類した植物分類型にしたがい、庄子ら（1966b）は地下水位を調査して報告している（図-25）が、これによると、地下水位はR→O→E→H→M型と低下する。つまり、高層湿原にみられる植物群落(R,O)から中間湿原(M)にみられる植物群落に変化するにしたがって地下水位は低下し、泥炭地は乾燥化していく。さらに低層湿原でみられる群落(C)では、地下水位の変動が大きくなっていることがわかる。これに伴い、雨水涵養の受ける植物群落と、鉱水あるいは地下水涵養を受ける植物群落の違いがみられると報告している。また、地盤高と出現する植物群落を調査し、低層湿原は標高4.5m以下に、

表-8 植物群落型と代表種

群落型	代表種
R型	オオイヌノハナヒゲ
O型	ミズゴケ類とホロムイシゲ
E型	ガンコウラン
H型	ヌマガヤとホロムイシゲ
M型	ヌマガヤ
C型	ヨシ

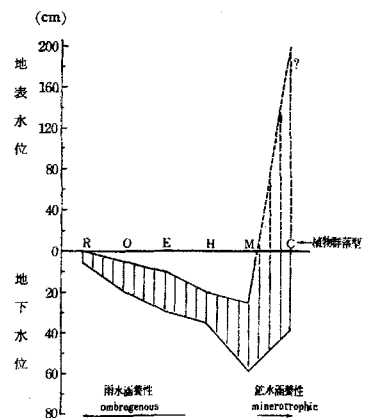


図-25 泥炭地水位と植物群落型
(庄子ら, 1966b)

中間湿原は4.5m～5.5mの間に発達し、高層湿原はそれ以上の標高にみられるとしている。しかし、標高が6m以上の高さでも中間湿原がみられることから、湿原の形態は植物栄養分の供給とも関係していると述べている。このことから、湿原の状態を把握するには、地形と標高、地盤高からの地下水位、地下水の変動、また植物栄養分の供給などの影響を勘案する必要があるといえる。

昭和50～52年（1975～1977）までは、さらなる追跡調査が行われ、それが北海道開発局（1978）によって「泥炭地の変遷」としてまとめられている。この調査では、放水路周辺で植生群落調査を行なうとともに、リモートセンシングを用いた広域的な植生状況の把握をおこなっている。これによると、サロベツ湿原の特徴としては、高層湿原が広く分布しており、特に大きいものが落合の南側に位置する丸山周辺にある（図-24参照）。

サロベツ湿原において、乾燥化によるササの侵入が問題となる中で、昭和55年（1980）からは環境庁自然保護局によってササについての調査が実施され、昭和62年（1987）には「サロベツ原野保全対策事業」が開始されている。これは昭和62年（1987）から5ヶ年を第1期、平成4年度（1992）より5ヶ年を第2期、平成9年（1997）から引き続き5ヶ年の予定でサロベツ湿原の保全を目的として調査されている。調査箇所は、図-26に示すサロベツ湿原原生花園の木道付近である。この報告（環境庁, 1993）の一例として、最低地下水位が低く、かつ変動幅が大きいほど、チマキザサのLAI（単位面積当りの葉面積を表す指数）が大きく、最低地下水位が高く、変動幅が小さいほどLAIも小さくなることが示されている（図-27）。つまり、最低地下水位が低く変動幅が大きいほど、チマキザサの生育が良好であることが示され、反対に、最低地下水位が高く、かつ変動幅が小さいほどササの成長は鈍るとされている。また、最低地下水位が約15cm以下で、地下水位変動幅が約10cm以下を境界にササがみられないことから、これがササの生育限界条件と考えられている。

また、図-28に示すように、植生区別の地下水位と降雨の調査も行われている。図中のE点はミズゴケの優占する高層湿原、W点はササの最前線、WW点はササで覆われている区域を示す。ササの繁茂する区域ではミズゴケ区域よりも地盤高に対する地下水位が低く、その変動幅が大きいことが報告されている（梅田ら, 1988）。また、ササの分布域は湿地溝の周辺にあつて、それが湿原の乾燥化を促していると推察されることから、そこでの水位の堰上げがササの制御に効果的であると述べている。一方で、辻井ら（環境庁, 1993）は、ササは湿地溝（幅約2m）のほぼ半分まで地下茎を伸ばしうるのが認められており、幅2mに達する溝を超え

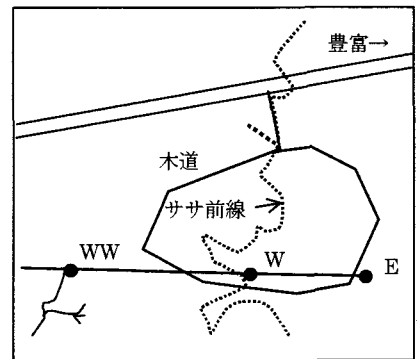


図-26 地下水位観測箇所
（環境庁自然保護局, 1993年）

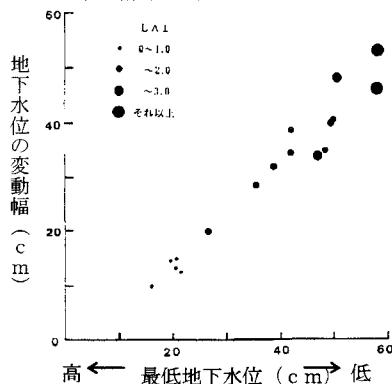


図-27 チマキザサのLAIと地下水位の関係
（環境庁自然保護局, 1993）

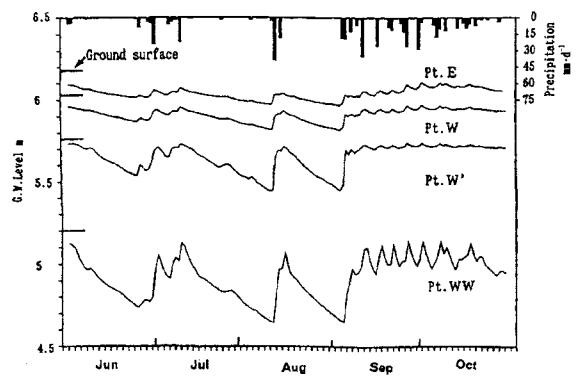


図-28 ササ区とミズゴケ区での地下水位の変動比較
（環境省自然保護局, 1993）

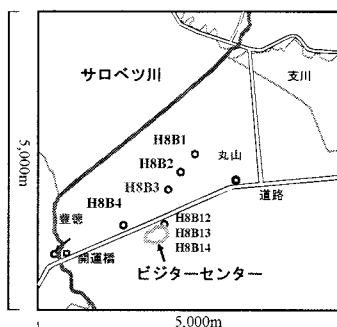


図-29 サロベツビジターセンター
付近の地下水観測井の位置図

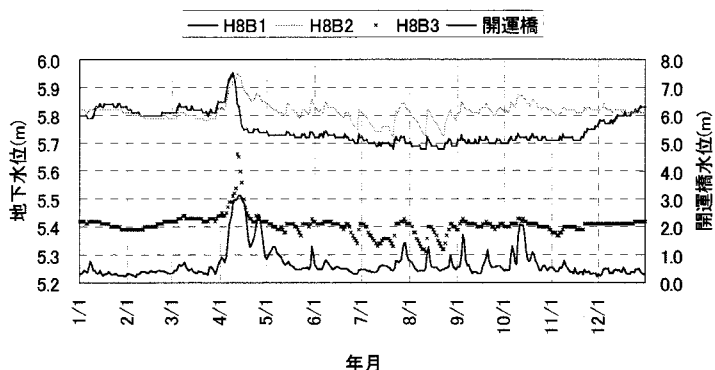


図-30 サロベツ川開運橋近傍における
日平均地下水位の変化(2000.1.1-2000.12.31)

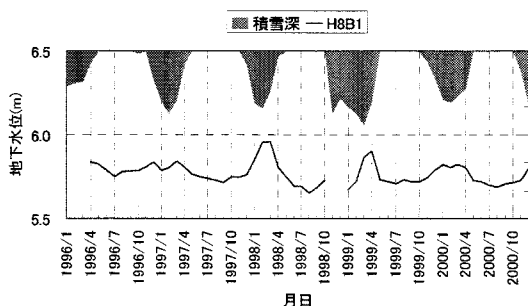


図-31 H8B1地点における月平均地下水位の変化
(1996-2000)

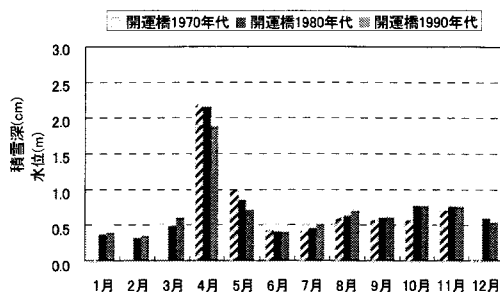


図-32 開運橋地点の年代別月平均水位

ることができないことから、湿地溝がササ侵入を阻止する効果があることも指摘している。このほか、保全対策事業の第2期の調査（環境庁、1998）では、ササ最前線で測定点を設け、その測定点から拡張したササ前線の位置を計測しており、これによると平成6年（1994）の5月に測定した前年1年間からの伸長量は119cm/年であり、平成8年（1996）の結果では52cm/年となっている。このばらつきは、降水量や地下水位の変動が関連しているものと考えられるが、いずれにしてもかなり早い速度でササが湿原域に侵入していることがわかる。

このほか、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-29）のデータを図-30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カ年（2000年）の日平均地下水位である。相対的に河川に近いH8B3、H8B2の地下水位は細かい変動をしており、とくに4月は開運橋の水位と同様に水位上昇が顕著である。一方、H8B1では夏季の水位変化はほとんどみられず、他の2地点とは傾向が異なる。H8B1は融雪期のみ水位が高いほかは、変化は緩慢であるほか、冬季に地下水位の高い状態が継続していることに注目できる。図-31にはH8B1の1996～2000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。積雪については近年減少傾向にあることは先に示した。図-32には開運橋の水位を1970年代（1971～1980）、1980年代（1981～1990）、1990年代（1991～2000）の月別に比較している。これから、

融雪期の4月および5月に水位低下が認められ、とくに4月には1980年代より月平均で約30cmもの低下がみられる。同時期の流出量も減少していることは先に示したので、近年の水位低下は人為的影響ばかりでなく雪の減少という自然の変化も関わっていると考えられる。今後の保全のあり方を考える上でも、このような影響がいかに地下水に及ぶのか？分析していく必要がある。

5-2 釧路湿原の地下水と植生について

釧路湿原における地下水観測は、辻井ら（1974）が釧路川右岸の温根内に向かう堤防のほぼ中央部北側（堤外地）100mの高位泥炭地（高層湿原）周辺部と、南側（堤内地）100mの低位泥炭地（低層湿原）に自記水位計を設置して実施されたものがある。観測は1973年（昭和48年）8月から10月までおこなわれている。図-33には文献にある観測結果を再度グラフ化したものに釧路の降水量を示しているが、高位泥炭地のN点と低位泥炭地のS点では水位変化パターンが大きく異なることがわかる。前者N点では降雨による水位の上昇は緩慢で、水位も徐々に低下する一方、後者S点では、変動パターンが激しい。例えば、8月22日の60mmの降雨に対してN点の水位上昇量は5.4cmであるが、低位泥炭地のS点では39cmであり、水位上昇のピーク遅れも大きい。サロベツでもそうだが、高位泥炭地で水位変動が緩慢なのは、降雨による水位上昇と、それが地形勾配に沿って流下することによる水位低下が同時に起きるためと説明されている。一方、低位泥炭地では降雨のほかに高位泥炭地および周辺地域からの流入水を集水することで水位上昇が大きいと述べられている。また、釧路川（岩保木）の水位変化との比較により、低位泥炭地の地下水位と河川水位は密接に関連していることも示されている。このほか、上記より西側の地点で堤防の北側11点、南側に7点の観測点を設けて1週間毎の地下水位を計測し、深さ別に地下水位の出現頻度を整理している。この結果、高位泥炭地では深さ方向の変動幅が小さく出現頻度にピークがみられる一方、低位泥炭地では水位が常に変動していてピークがみられないことを特徴として見いだしている。

このほか、北海道開発局釧路開発建設部が最近になって広範囲にわたる地下水観測をおこなっている。観測地点を図-34に示すが、一例として赤沼に近いNo.3501とNo.4601の1年間にわたる地下水位の変化を図-35に示す。図には釧路川岩保木地点の水位、釧路の降水量もあわせて示す。これを見るとNo.3501地点の地下水位変動が大きく、河川水位や降水量と連動している様子がわかる。No.3501（EL=4.21）は下流のNo.4402（EL=4.42）などよりも地盤高が低く、水が集まりやすい地形になっているため、先述したような理由（辻

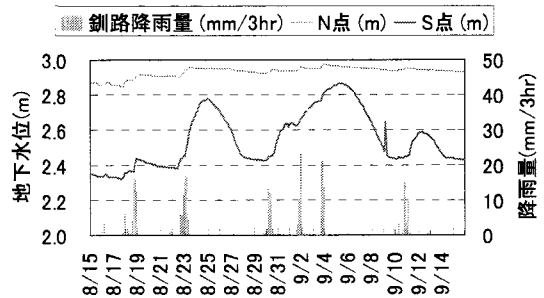


図-33 釧路湿原・高位泥炭地(N点)と低位泥炭地(S点)における1973年夏季の地下水観測結果
(辻井ら, 1974の観測結果を再度作図)

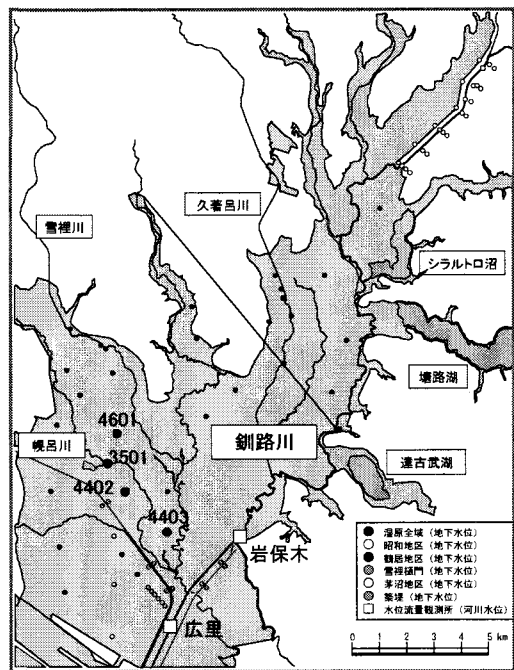


図-34 釧路川湿原の地下水観測井位置図

井ら, 1974) で水位変動が大きくなると推察できる。一方、地盤高が周辺より高い場所や、低くても常時冠水しているようなところ(図-34のNo.4403)は比較的水位が安定しているようである。図-36に示すNo.4403の水位変化では2001年9月出水時に釧路川水位が上昇した際、その影響が及んだことがわかる。なお、釧路川の水位については比較的長期間のデータが蓄積されているが、この20年程度でとくに低下しているなどの傾向はうかがえない。総合的な湿原保全策には今後どのような条件で地下水が変動し、それが植生分布とどのように関係しているか? 長期的、広域的な情報の収集と解析が必要と言える。とりわけ生態系との因果関係を見いだすには今後とも息の長いモニタリングが鍵となる。

釧路湿原ではハンノキ林の拡大が問題となっているが、地下水と植生の変化を関連づけるような調査は緒についたばかりである。そのような中で、ハンノキの制御を目的に釧路開発建設部(佐藤ら, 2004)では平成12年(2000)9月より平成15年(2003)秋までの3カ年にわたり人工的に水位を上昇させる「湛水試験」を実施した。湛水は釧路川右岸堤防にある雪

裡樋門を閉め、堤内側の水位変化というインパクトに植生変化がレスポンスとしてどのようにあらわれるかを目的に調査が進められた。この結果、水深50cm以上の区域でハンノキの衰退が確認されたほか、水深30cmでも長期的にはハンノキの衰退が期待でき、そのような場所では再度水位を下げるとヨシの回復も期待できると述べている。このような実践的な調査によって知見を得ることは、湿原再生のために地下水をどのようにコントロールすべきか? 手がかりを見いだす上で大いに意義のあることと考える。

6. 湿原域の水質について

6-1 サロベツ湿原

サロベツ湿原に分布するミズゴケを主体とする高層湿原は、一般にpHが低く(酸性側で)、栄養塩や無機イオンが低く、それゆえにヨシなどの大型の植生は生長できない。一方、ササが繁茂する区域は、pHが高く、栄養塩や無機イオンが高いと言われている。橘ら(1996)は、先に示した環境庁設置の地下水位観測所(図-26)において調査を実施し、図-37のような結果を得ている。調査地点の概況として、E地点はミズゴケの優占する高層湿原、W地点はササとミズゴケが混在する区域、W'地点は地下水位の低下防止のために遮水壁が設置されている箇所の上流地点(WとWWのほぼ中間)であり、WW地点はササで覆われている区域で

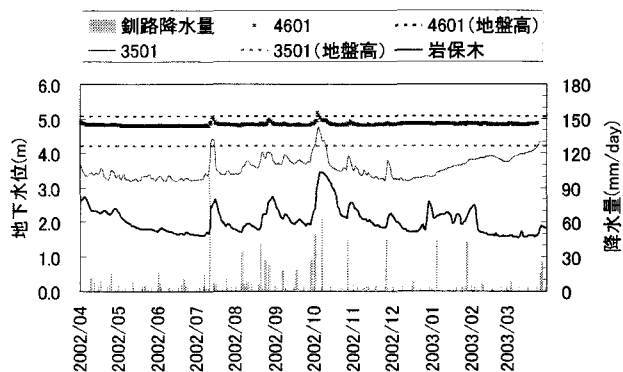


図-35 釧路湿原における日平均地下水位の変化
(2002.4.1-2003.3.31)

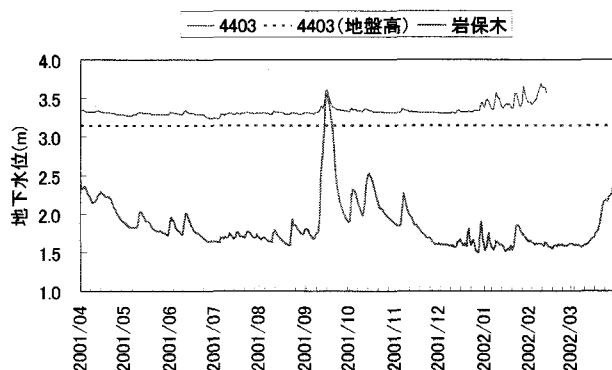


図-36 釧路湿原における日平均地下水位の変化
(2002.4.1-2003.3.31)

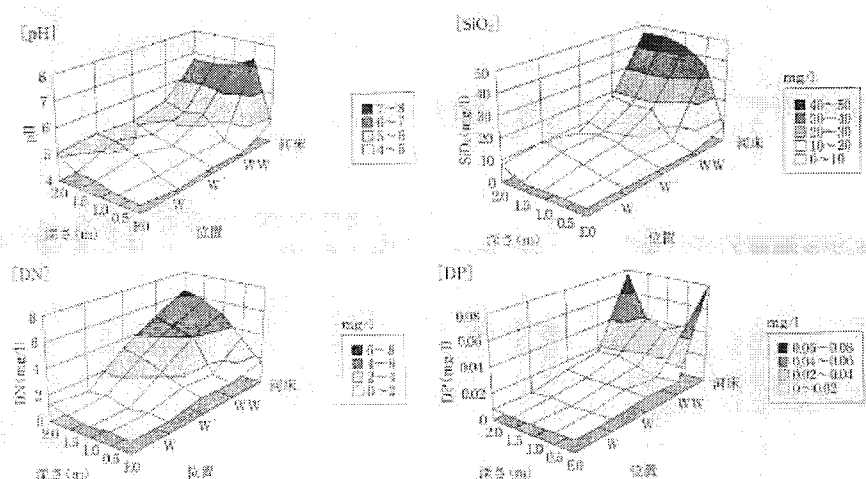


図-37 サロベツ湿原の地下水質(橘ら, 1996年)

ある。なお、採水は各調査地点で表層から0.5m間隔で深さ2mにわたって行なわれた。その結果、ミズゴケ域では表層のpHが酸性化作用で4から5、栄養塩は窒素成分が高濃度であるもののリンは低濃度、無機イオンは低濃度となっていることを示している。一方、ササ区ではケイ酸と栄養塩、とくに無機態窒素とアルカリ度が高く、砂や粘土粒子の混入、他水系からの栄養塩の流入、微生物の有機物分解活動が活発なことが推測されるところとしている。また、地下水低下に伴う乾燥化がさらなる無機化を助長し、ササの侵入を容易ならしめていることを述べている(橘ら, 2002b)。さらに鉛直方向の地下水調査結果を実施し、高層湿原では深さ方向にはほぼ一定の電気伝導度を示す一方、ヨシが優先する低層湿原ではもともと高い電気伝導度が深くなるほど高くなることを示している。このことから、低層湿原では鉱水により涵養されている成分が上向きに輸送され、雨水涵養で下向きのフラックスをもつ高層湿原とは物質の移動方向が異なることを裏づけている。すなわち、高層湿原の保全には降水涵養と、鉱物性の土壌や水が流入しないような状況を確立することが必要と述べている(堀内ら, 2002)。

周辺からの集水影響の現れる河川水質の状況はどうであろうか？北海道開発局で観測されたサロベツ川の水質データから経年変化を整理すると、図-38に示すとおりBOD、T-Nの増加傾向が確認された。なお、T-Nについては、昭和50年代に高かったものが一時低下したものの、近年増加傾向にあることが北海道開発局(1997)の調査によっても示されている。河川水と地下水の相互作用を考えるなら、河川水質の状況にも注意を払う必要があるし、その変化が何に左右されているかを解明することも大局的には湿原域の環境保全に寄与するであろう。

6-2 釧路湿原

釧路湿原はヨシなどが生育する低層湿原で特徴づけられるが、降水のみで涵養される高層湿原より無機イオンや栄養塩濃度が高い。さらにハンノキ林域でも高層湿原との違いが顕著に現れる。橘(2002a)による釧路湿原温根内地区の調査結果から、ミズゴケ域ではpHが4.2から5.4に対し、ハンノキ林域では6.2から6.9、無機イオンも後者で高いことを示している。この際、最も特徴的なのはハンノキ林域でリン濃度が著しく大きく、しかも深さ方向に増大していることを調査から明らかにしている。また、ハンノキの成長は栄養塩に富む湧水の存在、その窒素固定能力と相まってさらに助長される可能性があることを指摘している。

釧路川の水質(愛国浄水場取水口)をみると、図-39に示すようにBODやT-Nについて最近やや上昇傾向にあるものの、さほど顕著ではない。しかしながら、流域の開発、土地利用変化など、湿原への水質負荷増大

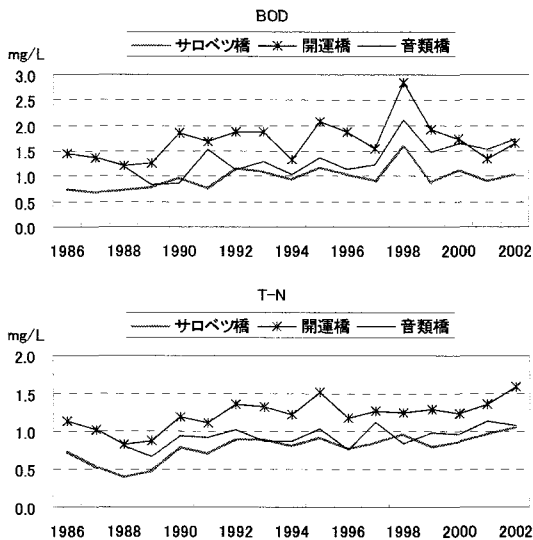


図-38 サロベツ川の年平均水質の一例

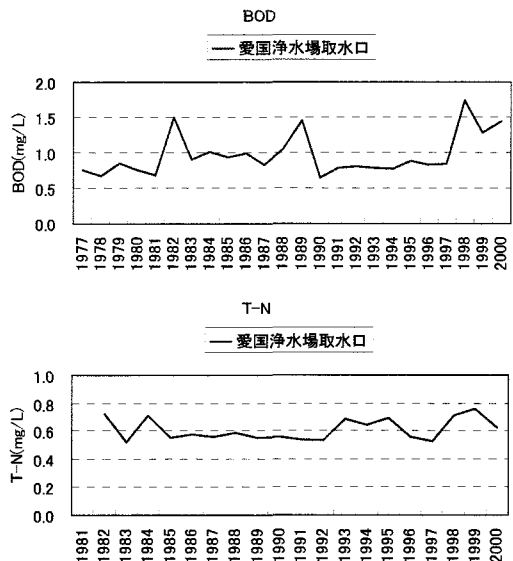


図-39 釧路川の年平均水質の一例

の傍証となる要因がいくつか見られるのは事実であり、その実態と影響の把握が必要である。水循環と植生変化など湿原環境の因果関係を明らかにするには、地下水の量的涵養機構と共に、水質成分の動態を説明することが不可欠と考える。

7. 湿原域を対象とした地下水の解析手法について

地下水の状態が湿原環境の鍵を握っていることはこれまで示してきたとおりである。地下水のシミュレーションはその実態をよく再現しうるモデルの導入と共に、妥当な涵養機構や流域の水収支に裏づけられたものとする必要がある。モデルはある一つの実態を再現できればよいということではなく、何らかの条件が変化したときの応答がどうなるか？なるべく確度の高い情報を与えるものでなくてはならないからである。そのような趣旨で北海道の湿原を解析したモデルを紹介してみる。

7-1 タンクモデルによる地下水シミュレーション

梅田ら(1988)は、サロベツ湿原を対象としてササやミズゴケなど植生の状態の違う個所の地下水変動を、タンクモデルによって計算している。これは泥炭土壌の水分状態に応じた排水特性をタンクモデルの流出係数で表そうとするアイデアである。これを発展させ、高位泥炭地(高層湿原)、低位泥炭地(低層湿原)を図-40のように包括してモデル化したものが北海道開発局報告書(1997)に紹介されている。泥炭地の透水係数は $10^{-6} \sim 10^{-2} \text{cm/s}$ の範囲にあって、一般に小さいことから水の動きは遅い。また、高位泥炭地では降雨が周辺に流出することと泥炭の保水容量が大きいため、水位の上昇・下降も緩慢であり、それらを1)流出孔の流出係数(図中のA)、2)流出孔の標高(図中のH)、3)降雨に対する水位上昇をあらわす係数(図中のC)で表現している。ここで水の動きの遅い高層湿原では1)と3)は小さく、2)は大きい。しかし、数年間の流出パターンからパラメータの推移を調べた結果、地下水の低下とともに1)と3)の増大、2)の減少がみられ、水位変動の増大につながっていることを示している。さらに報告書には、湿原の乾燥化を防ぐため、ビニールシートを用いた遮水壁を設置して地下水位の変動を抑制した事例が紹介されているが、その結果をモデルで再現

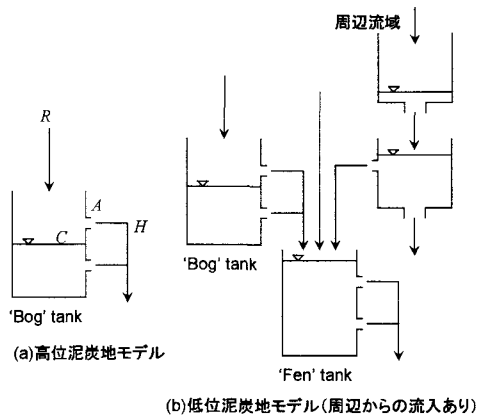


図-40 泥炭地タンクモデルの模式図
(北海道開発局, 1997の掲載図を再度作図)

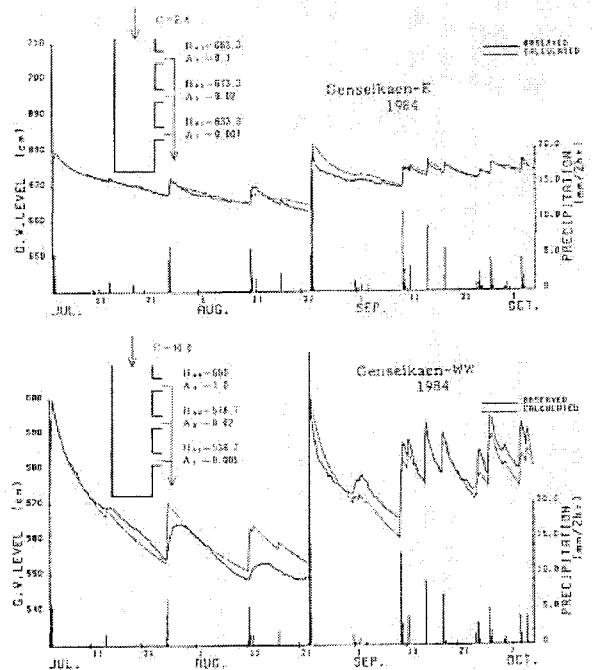


図-41 泥炭地タンクモデルによる計算結果の例
(北海道開発局, 1997)

した結果、パラメータの安定にともない地下水状況が落ち着いたことを示している。図-41にはミズゴケ区のE点、ササ区で湿地溝の末端付近に位置するWW点での地下水位と計算結果の例を示す。一方、釧路湿原に広く分布する低層湿原については、周辺からの集水によって水位変化が大きくなることから、先に示したような複数のタンクを連ね、その末端にあるタンクで水位を表すようなモデル構造が提案されている(辻井ら, 1974)。

7-2 広域地下水流動シミュレーション(サロベツ湿原の解析例)

サロベツ湿原を対象に、広域的な地下水の流動、地下水位の動向をシミュレーションしたものに、張ら(2003)、羽山ら(2004b)の研究事例がある。このうち、羽山らの報告では、流域の水収支と河川流量の成分分離から妥当な地下水涵養量を推定し、それによって張らの提案する手法に基づき地下水シミュレーションをおこなっている。その詳細は上記の報告に示されているが、手法の概略と結果、さらには地下水保全のために河川水位を堰上げたときの感度分析の結果を以下に紹介する。

(1) 河川流量の成分分離と水収支を考慮した涵養量の推定

流出現象は降雨や融雪の土壌への浸透や貯留などの作用によって早い成分(表面・中間流出)と遅い成分(地下水流出)に分離することができる。ここで流出成分の分離方法として日野ら(1985)が提案する数値フィルターを利用する。実際の解析はサロベツ川流域内で比較的H-Q式の精度が高く、湿原内に位置する開運橋を対象に実施した。成分分離には83'、84'、97'、98'年の融雪時期(3~6月)の日流量データを用いる。成分分離の結果の一例として98'年の結果を図-42に示す。また、表-9には全流出に占める地下水流出の割合と表面・中間流出の割合を示す。これより地下水流出が全流出に占める割合は平均で24.0%となっている。

次に地下水への涵養量を算定するため、図-43に示すような範囲(開運橋流域と称する図中の色を付けた

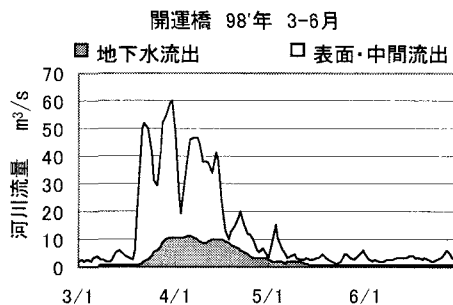


図-42 数値フィルターによる流量の成分分離
(開運橋, 1998.3-1998.6)

表-9 流出成分が全流出に占める割合(%)
(左: サロベツ橋、右: 開運橋)

サロベツ橋	地下水流出
1983	19.6%
1984	19.7%
1995	19.7%
1997	19.3%
1998	19.3%
2001	19.6%
平均	19.5%

開運橋	地下水流出
1983	23.7%
1984	23.7%
1997	23.5%
1998	23.6%
平均	24.0%

部分)の水収支を整理した。ここで正味の降雨・融雪量は、植生影響を考慮しつつ地表面・大気間の熱収支を計算できる2層モデル(口澤ら, 2002)から流域の年平均値(降水量1,201mm/y-蒸発散量614mm/y)を推算し与えた。この際、上流のサロベツ橋からの流入量を考慮すると開運橋流域での水収支は以下のように表すことが出来る。

$$Q = Q_0 + q + RA \quad (1)$$

$$Q = Q_s + Q_g \quad (2)$$

ここで、 Q は開運橋流域からの流出量(m^3/y)、 Q_0 は上流端のサロベツ橋流域からの流入量(m^3/y)、 Q_s は開運橋の表面・中間流出量(m^3/y)、 Q_g は開運橋の地下水流出量(m^3/y)、 q は開運橋流域と隣接する他流域からの地下水流入量(m^3/y)、 R は(蒸発散を除いた)有効降雨・融雪量(m/y)、 A は開運橋残流域の面積(m^2)である。また、成分分離法によって得られたサロベツ橋と開運橋における地下水流出の比率(開運橋で $\alpha=0.24$)を与え、流出成分ごとの収支を考えると、以下のように定式化できる。

$$Q_s = (1 - \alpha)Q = Q_{0s} + (1 - \alpha')RA \quad (3)$$

$$Q_g = \alpha Q = Q_{0g} + q + \alpha' RA \quad (4)$$

ここで、サロベツ川における流出成分分離の結果(表-9参照)に基づき、 Q_{0s} はサロベツ橋からの表面・中間流入量($=0.8 \times Q_0$)、 Q_{0g} はサロベツ橋からの地下水流入量($=0.2 \times Q_0$)として未知数である q と α' を求めると、 $q=21.1 \times 10^6 \text{m}^3/\text{y}$ 、 $\alpha'=0.16$ となった。その結果として推定されたものが図-43に示されている。

(2) 地下水シミュレーションモデル

地下水シミュレーションには、次式に示す二次元定常モデルを適用する。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial h}{\partial y} \right) + q_0 = 0 \quad (5)$$

ここで、 h は地下水位(m)、 T は帯水層の透水量係数(m^2/s)、 q_0 は涵養量または揚水量(m/s)である。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ている。涵養量は先に求めた涵養率(0.16)を降雨・融雪量に乗じたものを使用する。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先に推定した q 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。初期水位は、張ら(2003)が提案しているROKMT法(Residual Ordinary Kriging with Modified Trend)を用いて1997年の一斉地下水調査の結果から推定したものを使用した。計算に用いた三角形要素数は1,903個、節点は1,051個である。なお、透水量係数は二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。具体的には2000~2002年の年平均の降雨・融雪量および河川水位を与え、そのときの地下水位が再現できる最適値として推定した。

(3) 降雨・融雪量と河川水位の変化による地下水の応答

上記モデルを用い、水文条件の変化に対する地下水の応答を分析する。ここでは1)融雪期の降雨・融雪量(融雪+降雨-蒸発散)のみを変化させた場合、2)河川水位のみ変化した場合、3)その両方が変化した場合について地下水位の感度分析をおこなっている。

最初に降雨・融雪量の変化による地下水の応答をみる。設定条件は、2層モデルから推算したサロベツ川流域の融雪期(3~5月)の降雨・融雪量を5年移動平均し、1985年の値(83'~87'平均値116.8mm/month)と1998年の値(96'~00'平均値105.3mm/month)を、河川水位は1999年~2001年の

平均水位を入力値とした。図-44(左)は1985年と1998年の条件による地下水位計算結果の差を表したものである。図からサロベツビジターセンター付近では、地下水位が過去と比較して70cmほど低下しており、他の箇所と比較して最も影響を受けていることがわかる。これはサロベツビジターセンター付近が他の箇所よりも降雨・融雪涵養の影響を受けやすい地下水水理構造となっているからと考えられる。

次に年間で最も水位が高くなる融雪期(3~5月)に、河川水位が低下することで地下水にどのような影響があるかを分析してみる。計算条件としては各地点の1985年(83'~87'年の平均値)と1998年(96'~00'年の平均値)の河川水位を与え、両者の結果を比較した。なお、ここで用いた降雨・融雪量はいずれも1999~2001年の平均値とした。得られた地下水位変化量を図-44(中)に示す。図より河川に沿って全体的に地下水位が低下しており、サロベツ川上流部とベンケ沼周辺で15cmの低下がみられた。また降雨・融雪量の変化による地下水変化と比較すると一部分が低下するのではなく、河川に添って一様に地下水が低下している。ビジターセンター付近でも約10cmの低下がみられるが、これはその西側をサロベツ川が流れているために影響しているものと考えられる。

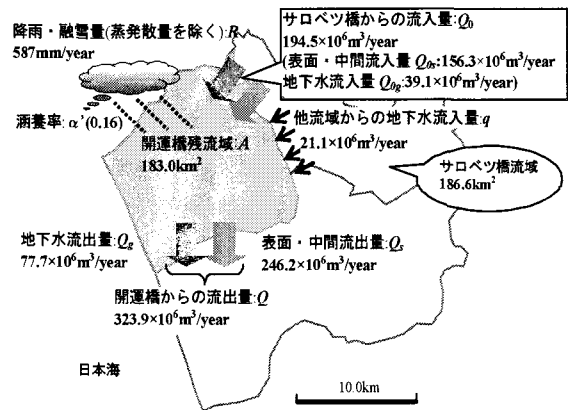


図-43 開運橋流域の水収支模式図

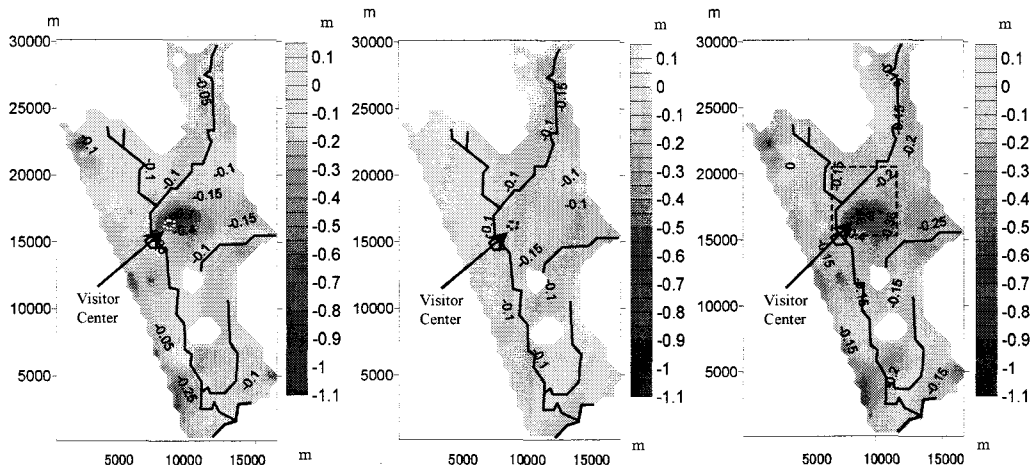


図-44 諸条件の変化に対する地下水位の変化

(左:降雨・融雪量, 中:河川水位, 右:降雨・融雪と河川水位両方)

さらに降雨・融雪量と河川水位の両者を変化させてその影響をみる。前節の解析で設定した1985年の降雨・融雪量(116.8mm/mon)と河川水位(83'~87'の平均値)を与えた計算結果と、1998年の降雨・融雪量(105.3mm/mon)と河川水位(96'~00'年の平均値)を与えた計算結果について地下水位の差を示したのが図-44(右)である。結果から降雨・融雪量と河川水位どちらも変化させたことで全体的に地下水位が下がっていることがわかる。影響としては河川上流部で15~20cmの低下、ビジターセンター付近で80cm前後の低下となっている。図-45にビジターセンター付近の拡大図(図-15および図-29参照)を示すが、ビジターセンターは降雨・融雪涵養の影響を受けるだけでなく、河川からの影響も受けるため、他の箇所と比べると地下水位の感度が大きい箇所ともいえる。この原因として、当該箇所はビジターセンター東側の台地(丸山; 標高約10m)と、西側のサロベツ川に挟まれ、地形標高が急に低くなる箇所にあるため、地下水が貯留しやすいことが考えられる(ゆえに湿原になっているとも言える)。実際、リモセン解析の結果から、南北方向に広がるササ地が西から東に向かって拡大しつつあり、本シミュレーションはそれと一致するような地下水位の低下傾向を表せていると考える。

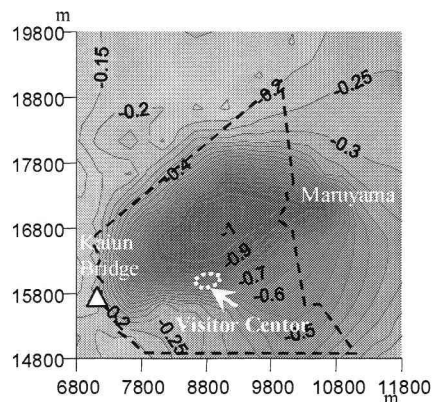


図-45 降雨・融雪量の減少および河川水位の低下に対する地下水位の変化(ビジターセンター付近の拡大)

(4) 河川の堰上げによる地下水シミュレーション

地下水保全につなげることを意識し、河川の堰上げが地下水へ及ぼす効果をシミュレーションしてみる。なお、堰上げにともなう河川水位の上昇はレベルバックで与え、降雨・融雪量はいずれも1999~2001年の平均値とした。堰上げ箇所は湿原に最も近い1)開運橋地点、その下流の2)音類橋地点、サロベツ川と天塩川が合流する3)サロベツ川河口地点の各々において1999~2001年の3年間の平均水位を用いて各観測地点で0.5~2.0mまで0.5mごとに水位を堰上げ、堰上げ前の状態と地下水位の差を計算した。

一例として3)のケース、すなわちサロベツ川と天塩川の合流部であるサロベツ川河口地点での堰上げのシミュレーション結果を図-46に示す。図からサロベツ川河口部で堰上げることによってサロベツ川下流・天塩川付近での地下水位の上昇が期待できる。また堰上げ地点よりも上流部では上流に向かって影響範囲が広がっているのがわかる。このように、本シミュレーションは湿原保全を考えるためのツールとして活用できることがわかる。しかし、湿原植生に隣接して、牧草地が広がる箇所が多く、このような箇所は河川水位の堰上げによって地下水位が上昇する可能性があり、実際に保全を遂行していくには現況土地利用とのすり合わせが必要なことは言うまでもない。

このほか、非定常モデルによる堰上げ効果についての感度分析も実施しており、それによって年間を通してではなく、融雪期に水位の高い時期だけ堰上げることによって効果がどの程度現れるかを分析している。結果からは、3~5月の水位の高い時期に堰上げることによって、地下水位の持続的上昇が期待できるとの結果が得られている。

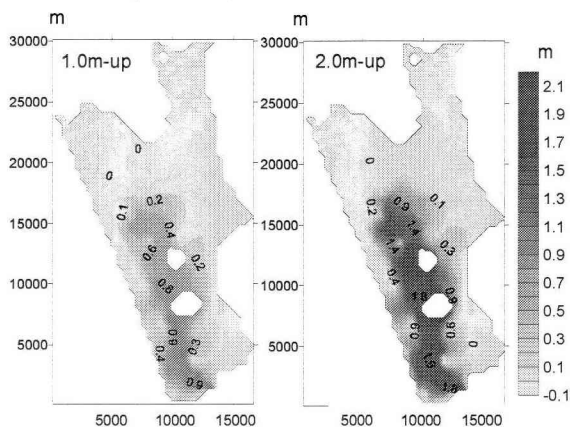


図-46 堰上げによる地下水位の変化(河口地点)

7. おわりに

湿原の宝庫といわれる北海道においても面積の減少傾向が顕著であると言われている。とくに土地利用の変化による地下水位の低下、土砂や水質成分の流入などとの関連性が指摘される。しかし、湿原の変遷は人為によるだけでなく、自然状態でも変化する。それらの因果関係を知るためにも湿原をとりまく水循環のしくみを明らかにすることが不可欠である。そのうえで、湿原の保全をどのようにすべきか考えていくことが必要であろうし、モデルはその判断を助ける重要なツールとなる。本報告では、北海道いわんや日本を代表するとも言えるサロベツ湿原と釧路湿原を対象に、水循環という切り口で、1)気候・水文の特徴と変遷、2)地下水状況、3)水質状況、4)シミュレーションモデルについての既往知見をとりまとめた。湿原の自然環境との関連から言えば地下水動向の把握が重要であるが、定常的な水位だけでなく、その変動、さらにはササやハンノキ林の繁茂といった生物学的な問題に対しては栄養塩など質的な状況を知る必要もある。今後シミュレーションモデルでは、水循環の量的・質的な動向を再現し、湿原域の地下水・河川・湖沼の水環境、さらには生態系に対するインパクト&レスポンスが解析できるように発展していくことが期待される。

謝辞：本報告をまとめるにあたり、資料を提供して頂いた国土交通省北海道開発局の稚内開発建設部、留萌開発建設部、釧路開発建設部の担当者に深甚なる謝意を表す。

参考文献

- 梅田安治, 辻井達一, 井上京, 清水雅男, 紺野康夫, 1988, 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.
- 環境庁自然保護局, 1993, サロベツ湿原の保全.
- 環境庁自然保護局, 1998, 第2期調査報告書.
- 口澤寿, 中津川誠, 2002, 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.
- 阪口豊, 1955, 天塩地方北部サロベツ原野の構造, 資源研彙, 45, pp.23-32.
- 阪口豊, 1958, サロベツ原野とその周辺の沖積世の古地理, 第四紀研究, 1, pp.401-431.
- 佐藤直, 藤田隆保, 渋谷直生, 2004, 釧路湿原保全の現地実証試験について -雪裡樋門湛水試験地におけるハンノキの制御-, 平成15年度北海道開発局技術研究発表会, 河川部門, 18, CD-ROM.
- 庄子貞雄, 松実成忠, 泉谷毅一, 1966a, 泥炭地の発達様式について (第3報), 日本土壤肥科学雑誌, 第37巻, 第8号, pp.415-421.
- 庄子貞雄, 松実成忠, 泉谷毅一, 1966b, 泥炭地の発達様式について (第4報), 日本土壤肥科学雑誌, 第37巻, 第8号, pp.422-428.
- 新庄久志, 1997, ハンノキ林に見る釧路湿原の変容, (財)日本自然保護助成基金, 1994・1995年度研究助成報告書, pp.223-229.
- 新庄久志, 2002, 釧路湿原のハンノキ林, 財団法人前田一步園財団創立20周年記念論文集, 北海道の湿原, pp.17-33.
- Takagi, K., T. Tsuboya, H. Takahashi and T. Inoue, 1999, Effect of the invasion of vascular plants on heat and water balance in the Sarobetsu Mire, northern Japan, Wetlands, Vol.19, No.1, pp.246-254.
- Takahashi, H., H. Ishida, S. Takahashi, M. Nakayama, T. Tsujii and Y. Umeda, 1984, Micrometeorology in plant communities in the Kushiro Moor, Hokkaido, Japan, The Proceedings of the 7th International Peat Congress, 1, pp.493-507.
- 高橋英紀, 2002a, サロベツ湿原の気象, 財団法人前田一步園財団創立20周年記念論文集, 北海道の湿原, pp.123-130.

- 高橋英紀, 2002b, 釧路湿原の気象, 財団法人前田一步園財団創立20周年記念論文集, 北海道の湿原, pp.3-8.
- 橘治国, 堀田暁子, 南出美奈子, 斉藤寛明, 川村哲司, 1996, 高層湿原およびその周辺水域の水質環境, 水環境学会誌, 第19巻, 第11号, pp.910-921.
- 橘治国, 中村信哉, 中川亮, 2002a, 釧路湿原温根内地区の地下水質と土壌, 財団法人前田一步園財団創立20周年記念論文集, 北海道の湿原, pp.9-15.
- 橘治国, 南出美奈子, 堀田暁子, 斉藤寛明, 堀内晃, 中村信哉, 米谷英朗, 行木美弥, 川村哲司, 2002b, サロベツ湿原の水質および土壌環境と植生, 財団法人前田一步園財団創立20周年記念論文集, 北海道の湿原, pp.131-140.
- 張祥偉, 山本直樹, 竹内邦良, 石平博, 中津川誠, 羽山早織, 2003, 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.
- 辻井達一, 梅田安治, 櫻田純司, 清水雅男, 1974, 泥炭地の植生と地下水位, 釧路湿原自然生態基礎調査, 北海道大学農学部, pp.36-105.
- 辻井達一, 1987, 湿原 -成長する大地-, 中公新書.
- 羽山早織, 中津川誠, 2001, サロベツ湿原流域の水文・水質環境について, 土木学会北海道支部論文報告集, 58, pp.452-455.
- 羽山早織, 中津川誠, 2002, サロベツ湿原の研究経過について, 北海道開発土木研究所月報, No.589, pp.32-43.
- 羽山早織, 中津川誠, 張祥偉, 2003, サロベツ湿原における水循環の把握と地下水への影響について, 水工学論文集, 第47巻, pp.175-180.
- 羽山早織, 中津川誠, 2004a, 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.
- 羽山早織, 中津川誠, 2004b, 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.
- 日野幹雄, 長谷部正彦, 1985, 水文流出解析, 森北出版.
- 富士田裕子, 1997, 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.
- 富士田裕子, 加納佐俊, 今井秀幸, 2003, 上サロベツ湿原時系列ササ分布図の作成とササの面積変化, 北大植物園研究紀要, 第3号, pp.43-50.
- 北海道開発庁, 1963, 北海道未開発泥炭地調査報告, pp.515.
- 北海道開発局, 1965, サロベツ総合調査中間報告書.
- 北海道開発局, 1972, サロベツ総合調査報告書 -泥炭地の生態-,
- 北海道開発局, 1978, サロベツ総合調査報告書 (1975-1977) -泥炭地の変遷-,
- 北海道開発局, 1996~1998, 平成8~10サロベツ水理地質調査検討業務報告書, 1996~1998.
- 北海道開発局, 1997, 環境変化追跡調査サロベツ地区報告書 (1988-1992) -泥炭地の環境-,
- 堀内晃, 橘治国, IQBAL, R., 佐伯浩, 2002c, 地下水水質からみた湿原の涵養機構と保全 -湖沼から高層湿原への遷移-, 財団法人前田一步園財団創立20周年記念論文集, 北海道の湿原, pp.141-145.
- 横尾啓介, 中津川誠, 羽山早織, 大熊正信, 2004, 超音波式流速計の連続観測に基づく流量推定手法, -河川感潮域を対象として-, 河川技術論文集, 第10巻, pp.369-374.

参考Web (2004年6月現在)

- 環境省, 釧路湿原自然再生プロジェクトホームページ, <http://www.kushiro.env.gr.jp/saisei/top.html/>.
- 釧路湿原自然再生協議会ホームページ, <http://www.kushiro-wetland.jp/>.
- 国土地理院ホームページ, <http://www1.gsi.go.jp/geowww/marsh/>.