



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	泥炭地の地下水位変動による水文環境評価に関する研究
Author(s)	井上, 京
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(農学)
Dissertation Number	乙第4987号
Issue Date	1996-03-25
DOI	https://doi.org/10.11501/3112176
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/32791
Type	doctoral thesis
File Information	4987.pdf



泥炭地の地下水位変動による
水文環境評価に関する研究

井 上 京

序章	1
第1章 泥炭地の水文環境研究.....	1
1-1 北海道における泥炭地研究の系譜	4
1-2 泥炭地の水文環境研究の概括	8
1-3 泥炭地の分類と水文	11
1-4 北海道における泥炭地の分布とその特徴	14
1-5 泥炭地の水文環境指標としての地下水位変動	14
1-6 調査地の概要	15
1-6-1 サロベツ泥炭地	15
1-6-2 美唄泥炭地	19
1-6-3 釧路泥炭地	21
1-6-4 別寒辺牛泥炭地	23
1-6-5 霧多布泥炭地	25
1-6-6 中国・若爾蓋泥炭地	25
1-7 調査方法	28
1-7-1 地下水位の連続観測	28
1-7-2 地下水位管調査	30
1-7-3 水準測量	31
第2章 泥炭地の水文環境と地下水位変動	37
2-1 泥炭地の水文環境と地下水位	37
2-2 泥炭地の地下水位変動	38
2-2-1 泥炭の透水性	38
2-2-2 地下水位変動と気象的因子	39
2-2-3 土地利用と地下水位変動パターン	42
2-3 地下水位変動のモデル化 ―タンクモデル―	45
2-3-1 泥炭地の地下水位変動タンクモデル	45
2-3-2 実用演算タンクモデル	49

2-4	泥炭地の地下水位変動の経時評価	55
2-4-1	草地造成にともなう地下水位変動の経年変化	55
2-4-2	自然状態の泥炭地の経年的水文環境	61
2-5	第2章のまとめ	67
第3章	泥炭地の蒸発散と地下水位変動	69
3-1	泥炭地の蒸発散	69
3-2	蒸発散量と地下水位の低下	70
3-2-1	地下水位変動に現われる蒸発散の影響	70
3-2-2	図解法による蒸発散量の算定	71
3-2-3	泥炭地の状態と蒸発散	73
3-2-4	泥炭の水分保持機構と地下水位変動	79
3-3	植生と蒸発散	81
3-4	蒸発散量の季節変化	84
3-5	第3章のまとめ	86
第4章	自然状態の泥炭地の地下水位変動	88
4-1	自然状態の泥炭地の地下水位変動	88
4-1-1	別寒辺牛泥炭地における地下水位変動とその特徴	89
4-2	高位泥炭地の地下水位変動	92
4-3	低位泥炭地の地下水位変動	95
4-3-1	釧路赤沼	95
4-3-2	釧路大島川	97
4-3-3	釧路北斗木道河川跡	97
4-4	特異な泥炭地の地下水位変動	100
4-4-1	ハンノキ林泥炭地の地下水位変動	100
4-4-2	感潮域ヨシ泥炭地の地下水位変動	100
4-5	第4章のまとめ	102
第5章	泥炭地の利用と水文環境の変化	105
5-1	泥炭地の開発利用と排水	105
5-2	泥炭地流下河川の人為的変遷 — 釧路泥炭地の事例 —	105

5-2-1	阿寒川の河口付替	106
5-2-2	新釧路川の開削	109
5-2-3	戦後の河川改修	112
5-3	泥炭地農地の排水	115
5-3-1	明渠開削にともなう地下水位変動の変化	116
5-3-2	泥炭地農地の地下水位変動と排水	121
5-4	第5章のまとめ	125
第6章	泥炭地の水文環境保全	127
6-1	湿原としての泥炭地の保全	127
6-2	排水路の影響と緩衝帯	128
6-3	サロベツ原野におけるササ対策	131
6-3-1	サロベツ原野のササと地下水位	131
6-3-2	湿地溝ダム試験	144
6-3-3	ビニールシートによる遮水壁の試験施工	148
6-3-4	遮水壁の試験施工法	148
6-3-5	タンクモデルによる遮水壁効果の検証	150
6-3-6	遮水壁効果の検証結果	151
6-4	泥炭地における盛土の水文的影響とその対策	159
6-4-1	泥炭地における盛土の影響	159
6-4-2	霧多布泥炭地横断道路	160
6-4-3	道路改良前の水文環境調査	160
6-4-4	道路改良前の地下水位変動とタンクモデル	165
6-4-5	霧多布泥炭地の微地形	170
6-4-6	保全対策の考え方	174
6-4-7	道路改良後の水文環境と保全対策の効果	176
6-5	泥炭地湿原の水文環境保全対策	181
6-6	第6章のまとめ	185
終章		187
謝辞		191

序章

泥炭地は過湿な条件のもとに形成される特異な土地である。泥炭地における水の態様、すなわち水文環境は、泥炭地の特質に大きく影響しており、その形態や形質を第一義的に決定づける最も大きな要因である。また逆に、泥炭地の水文は、その種類や形態、地形、気象・気候などに左右されてもいる。このような表裏の関係にあるのが泥炭地とその水文環境の特質の一つである。

水域と陸域が相交わる境界地帯としての低湿地は、太古から生態的に生産性の高い空間として人類に利用されてきた。世界各地で発生した古代文明が河川下流低平部をその展開の場としてきたことは余りにも有名な話である。低湿地としての泥炭地でも、人類は世界各地でさまざまな活動をしてきたことが知られている。たとえばイギリスのSomerset levelsでは6千年前から泥炭地のなかに木道が作り続けられ、それが比較的最近まで続いていたことが知られており、また同様の木道がヨーロッパの各地の泥炭地で発見されている。日本では縄文時代にはじまる巨大集落として現在も発掘調査が続けられている青森県・三内丸山遺跡が、谷地と汽水域に隣接する台地上に発達した大集落であることが判明しつつあり、泥炭層からは無数の遺物が出土している。釧路泥炭地に接する丘陵基部では数多い遺跡が発見されていて、古代人が泥炭地を生活空間の一部にしていたことがうかがえる。

近代以降、人間活動の拡大とともに、世界の泥炭地資源はさまざまなインパクトを受けつつ、生産・生活空間としての利用が一層進められてきた。さらに社会経済の発展と、科学技術の発達によって、それまでは荒蕪地として見放されていた土地でも、開発利用されるようになった。

世界の食糧・エネルギー情勢が、今後ますます逼迫すると予想される中で、泥炭地資源が有する可能性に注目が集まりつつある。またその反面として、これまでの一方的、あるいは単目的な泥炭地利用の在り方が生じた弊害に反省すべき点も認められるようになってきた。たとえば泥炭地の多様な空間構成や複雑な立地条件を顧みない、画一的な土地利

用などがこれに相当する。今後の泥炭地資源のより合理的かつ持続的な利用を考えていく場合、まず必要となるのはその本質を知り、地域において泥炭地が発揮している機能と相互関係を把握することであろう。

北海道をはじめとする先進地では、これまで泥炭地を地域開発の対象として位置付け、そこに多くの努力が傾注されてきた。たとえば北海道では、排水、すなわち水文環境の改変を中心に、客土や灌漑など、農業水利、農地造成の諸分野からなる農業基盤整備技術の適用と、一連の作物栽培技術の進歩が相まって、泥炭地の農業利用の面で画期的な成果を打ち立てるに到った。そして今後は、泥炭地農地・林地のより適切な管理手法の開発、たとえば地盤沈下抑制のための水文環境コントロールなどが必要とされている。

いっぽう近年、泥炭地の保護、再生、あるいは保全の利用に社会的な関心が高まりつつある。特に日本各地で湿原景観が低平地から失われてきたのに対し、北海道では依然自然状態の泥炭地が湿原としてかなりのまとまりをもって存在しており、その特異な景観や、野生生物の生息地としての面で保全の機運が高まっている。たとえば釧路泥炭地はタンチョウの生息地として国の天然記念物の指定を受けており、また同時に「特に水鳥の生息地として重要な湿地」の保全に関する国際条約「ラムサール条約」の指定湿地でもある。

さらに上記のような特殊な動植物の生息地としてだけでなく、泥炭地は豊かで複雑な生態系を有しており、地域の多様性を形成する空間の一つとして位置づけておく必要がある。

近年では、泥炭地の中でも農地利用空間が保全的空間に隣接する場所では、その影響が直接的に及ばないような配慮を必要とすることも多くなっている。さらに自然環境として劣化した泥炭地を、再生・復元する技術に関しても、様々なケースについて対応を求められる事例が増えつつある。

また、単に自然景観の一つとして泥炭地湿地を位置づけるだけではなく、湿地としての泥炭地の有する洪水調節機能や水質浄化機能にも注目がされている。たとえば低地に立地する泥炭地を遊水地として位置づけ、洪水調節に活用させている事例が多くみられる。農

地に隣接した泥炭地湿地を残置することにより、農地からの水質汚濁物質を捕捉し、河川への負荷流出を緩和させようという考えも各地で実行に移されつつある。さらには、人工的に造成した湿地で水質を浄化することも欧米では最近多くおこなわれるようになってきた。これらは、泥炭地湿地が本来的に有している諸機能の一部を、効果的に利用しつつ、地域環境として秩序あるものにしようとする、いわば「賢明な利用(wise use)」と称される考え方の一端である。

このように、泥炭地には近年様々な社会的関心が寄せられ、また人為的働きかけが為されようとしているが、これらについて水文環境を考慮したアプローチがまず第一に必要なのが、泥炭地を取り扱う際の特徴の一つである。泥炭地の水文環境ならびに水文学的諸要素の把握の重要性と必要性は、これが泥炭地の特質を支配する最大要因であるためである。

泥炭地では地下水位が非常に高く、過湿状態、あるいは湛水状態にさえあることがその特徴である。また泥炭地の水文事象のほとんどが、この地下水位が存在する地表面付近のごく狭い層で生じていることが知られている。

そこで泥炭地の地下水位とその変動を指標として、泥炭地の水文環境を評価しようというのが本論文の目的である。

そのためにまず、泥炭地ならびにその水文と、地下水位変動の特徴について各種の泥炭地について検討し、ついで変動パターンを数値的に容易に評価できるよう、泥炭地の地下水位変動タンクモデルを開発した。そしてこのモデルを適用して、泥炭地の水文環境の変化の状況を把握・評価することを試みた。

これらの検討を通じて、泥炭地の水文環境の多様性、環境との密接な関係、人為的な関わり合いの在り方等について考察を深めた。

第1章 泥炭地の水文環境研究

1-1 北海道における泥炭地研究の系譜

ここではまず、北海道における泥炭地研究の系譜をたどり、水文環境研究に至る背景を概観する。

北海道における泥炭地研究の端緒は、札幌農学校の新渡戸稲造に始まる。新渡戸は札幌農学校の教官時代、北海道庁嘱託技師を兼任しており、1893年（明治26年）、北海道庁より泥炭地改良の研究依頼を受けている。ときあたかも、道庁がこれまでの米作排除、西洋農法による北海道開発から、一転して稲作奨励を始めた年でもあった。

1893年（明治26年）、札幌郊外の対雁と、幌向に泥炭地試験場が設けられ、新渡戸は主に客土に関する種々の試験を行った（梅田，1980）。

新渡戸の研究を受け継いだのが、時任一彦である。時任は新渡戸の弟子で、1897年（明治30年）7月札幌農学校農学科を卒業とともに、母校の助教授となった。1907年（明治40年）、札幌農学校が東北帝国大学農科大学に改組となり、そのとき創設された12講座の1つとして農藝物理学講座が誕生し土地改良学、気象学、器械学を担当した。時任はこの講座の初代教授である。彼は1901年から3カ年、ドイツに留学し、そこで泥炭地の開拓論を研究している。帰国後は北海道の泥炭地研究に従事し、その成果として、1914年（大正3年）には「泥炭地改良及泥炭利用論」という著書を著している（時任，1914）。

また現在日本で泥炭地の分類に一般に用いられる「高位・中間・低位泥炭地」の分類を日本に知らしめたのも時任である。これは当時ドイツで用いられていた生成論的分类であった“Niedermoor, Übergangsmoor, Hochmoor”（低位、中間、高位泥炭地）を紹介したものである（梅田ら，1977）。また時任（1913）は北海道の泥炭構成植物の検討を対雁原野の高位泥炭地で最初におこなっている。この論文のなかで、時任は北海道の高位泥炭地の発達様式の解明と、当時見いだされたばかりのGrenzhorizont（Weber, 1908）、あるいはrecurrence surfaces（Granlund, 1932）と呼ばれる、「限界水平線」の有無の確認を目

的としていた。浦上・市村の「泥炭地の特性と其の農業」（1937）によれば、「欧州にありてはミズゴケ泥炭はその生成中一大乾燥期に遭遇し一時その生成を中止すると共に、既成泥炭はその分解を促され、ウェーバー氏の称するいわゆる限界水平線なるものを生ぜり。」としており、気候の大変動がこのような層を形成するものとされている。幌向泥炭に関しては、時任はこの層を認めなかったものの、ミズゴケ泥炭中のスゲの混入量に消長を認め、これを気候の多少の変化、あるいは河川氾濫等の影響に起因させている。

いっぽう植物学の分野では、館脇操（1928）が石狩・幌向泥炭地の植物群落の報告を行うなど、道内各地の泥炭地湿原の植生に関する調査を進めている。

北海道の開拓の進展とともに、開発適地は次第に減少し、それとともに条件の劣悪な泥炭地にも目が向けられるようになる。そのためにも泥炭地研究、泥炭研究の必要性が高まり、1919年（大正8年）当時の沼貝村美唄原野（現美唄市）に北海道農事試験場美唄泥炭地試験地が高位泥炭地52町歩余の用地をもって設置された。この試験地はその後、1950年（昭和25年）農林省の北海道農業試験場農芸化学部泥炭地研究室となり、最近まで泥炭地における畑作、稲作の研究が行われた。

そのなかでは、前述の「泥炭地の特性と其の農業」が1937年（昭和12年）に、時任の弟子であった浦上啓太郎（東北帝国大学農科大学1912年（明治45年）7月卒業）と市村三郎により刊行されている。

1912・1913年（大正元年・2年）に北海道庁の産業調査会による土性調査がおこなわれており、これがその後の特殊土壌調査（泥炭地・火山灰地）の予察的調査となった。調査は浦上が担当した（北海道庁、1914）。

1917年（大正6年）から1928年（昭和3年）にかけて、北海道農試による特殊土壌調査が泥炭地と火山灰地を対象として実施される。その調査方法等は、前述の「泥炭地の農業」に、飯塚仁四郎からの聞き取り記録として比較的詳細に残されている。これら成果は、まず石狩、根室、十勝、釧路、日高の10万分の1特殊土壌地土性図として1923年（大正12年）から1929年（昭和4年）にかけて印刷され、また戦後これらのうち泥炭地調査の分が浦上

啓太郎・飯塚仁四郎、瀬尾春雄らによってまとめられている。（たとえば浦上・飯塚・瀬尾，1954）

北海道大学農学部では1951年（昭和26年）頃から1963年（昭和38年）頃まで、排水問題を中心に泥炭地を研究課題として大きく取り上げた。これは時任門下の一人であった権平昌司が中心となって、泥炭の透水性とその測定法、排水路の設置法、水路底の浮き上がり、と法崩れの問題などを研究したものである。また1957年～1961年（昭和32年～36年）頃にはポンプ送泥客土の研究もおこなわれ、篠津や幌向の泥炭地で実用に供された。これら一連の研究は、戦後間もなくの北海道の泥炭地開発に多大の貢献をなした（権平，1953a, b, 梅田ら，1979）

また石狩泥炭地の開発が本格的に着手されようとするとき、農業土木学会では泥炭地開発研究委員会を設置（1955年（昭和30年））し、種々の検討をおこなった。その成果として、たとえば、「泥炭土の試験方法について」等の報告がある（農業土木学会泥炭地開発研究委員会排水部会，1961）。

さらに1954年（昭和29年）から1962年（昭和37年）にかけての9年間、北海道開発庁（1963）により「北海道未開発泥炭地調査」が実施されている。すでに石狩など、道央・道南の泥炭地開発は最盛期を迎えつつあったが、当時未開発地が依然多く分布していた道東・道北地方の泥炭地を主に調査したものである。またこれは泥炭地の農業開発だけではなく、埋蔵泥炭を資源として利用することをも視野にいたした調査であった。

1960年（昭和35年）からは、北海道開発局により「サロベツ総合開発調査」が10カ年間にわたって実施された。この調査は国の開発事業で大きな変貌を遂げる泥炭地原野の諸相を継続的に追跡調査したものであり、社会経済、気象、土、水、生物の5部門から構成された。その総括報告は北海道開発局（1972）により刊行されている。さらにサロベツの開発進展とともに、北海道開発局では二次、三次の追跡調査を実施し、それらを順次取りまとめている（北海道開発局，1978，1984）。

土壌学の分野では、石塚らが泥炭地の排水と作物生育に関する一連の研究を1962年頃か

ら精力的に発表している（石塚ら，1962，石塚・尾形，1962，1963a，1963b，1965）

農業土木事業に関連する試験研究機関では，北海道農業試験場（1969）から泥炭地研究室の創立50周年記念論文集として「泥炭地の農業」が刊行されている．これは前述の「泥炭地の特性と其の農業」の改訂版とも位置づけられるが，むしろそれまで農業試験場が実施してきた泥炭地に関する土壌調査および試験研究の集大成というべきものである．

また北海道開発局土木試験所の佐藤らは，排水管理による作物栽培試験を釧路泥炭地において実施している（佐藤・早川，1960）．

1979年には北海道開発局より，特殊土壌農地化調査報告書として，「北海道の特殊土壌－生成，分布と土地改良－」が取りまとめられた．これは1958年から1977年までの20年間にわたって実施されてきた「特殊土壌農地化調査」の成果を総合化したもので，粗粒火山灰地，クロボク地，重粘地とともに泥炭地の土地改良，特に土壌改良について取り上げられている．

北海道における泥炭地開発が急速に進展していく時期，阪口（1974）は「泥炭地の地学」をまとめ，欧米の泥炭地学に関する知見を紹介するとともに，日本の泥炭地の地学的考察を深めている．これは主として地学的側面からみた泥炭地の包括的な解説書であるだけでなく，広く泥炭・泥炭地の概説書としても位置づけられる．阪口（1989）はその後，尾瀬ヶ原の調査研究をもとに泥炭地に関する一般書を著している．また辻井（1987）も，「湿原 成長する大地」という一般書を出版しており，各国の泥炭地の諸相を紹介している．

このほかにも土質工学分野では，土質工学会（現，地盤工学会）が「高有機質土の力学的定数に関する研究委員会」等を設置して泥炭の土質工学的特性や実験法等について検討しているが，詳細については省略する（土質工学会，1976，1986，1988，1989，1990，1993）．

いっぽう自然環境保全に対する社会的関心の高まりとともに，湿原としての泥炭地の在り方にも近年注意が払われつつある．特に北海道の農業空間は，自然空間と隣接していることが多いため，農業活動が自然空間としての泥炭地に及ぼす影響などに配慮を求められ

る事例が多くなっている。そのような中で、1974年にはサロベツ泥炭地、1987年には釧路泥炭地がそれぞれ国立公園の指定を受けており、自然環境の保全的な土地利用が必要な地域となっている。またラムサール条約指定湿地も、1993年釧路での条約締約国会議の開催を期に増加し、現在では釧路湿原をはじめ北海道内の4つの湿地が指定地となっている。

釧路湿原に関しては、釧路市が中心となって総合的な調査および取りまとめをおこなっており、それぞれ釧路叢書の「釧路川 ―その自然と生活―」（1969）、「釧路湿原」（1977）として刊行されている。また釧路泥炭地と関わりの深い釧路川の変遷については、「釧路川治水史」（1983）にくわしい。

農林水産省と環境庁は、近年の泥炭地湿原への関心の高まりのなか、1988年より湿原の環境変化モニタリング手法の開発、ならびに農林地の影響緩和方策の開発のための共同研究をおこない、その結果を「湿原生態系保全のためのモニタリング手法の確立に関する研究」（1993）および「湿原生態系保全のためのモニタリング手法及び農用地からの影響緩和方策の確立に関する研究」（1995）として取りまとめている。

1-2 泥炭地の水文環境研究の概括

泥炭地の水文環境研究に関しては、近年ではIngram(1983), Eggelsmann et al. (1993)が総括的な検討をおこなっている。泥炭地の水文環境研究の分野は、一般水文学同様、多方面にその関心が及んでいるが、泥炭地の場合に特徴的なのは、生態学的関心との連関で捉えられることが多い点であり、たとえば“ecohydrology（生態水文学）”なる語句が用いられる場合すらある（Ingram, 1992）。すなわち、植物生育や植物群集の消長と密接に関連している泥炭地の水文環境そのものが、植物残遺体からなる泥炭地の形成や形態、諸特徴を規定しているという点に立脚して、生態系を含む泥炭地の諸相を水文学の視点で捉えようとするものである。Eggelsmann et al. (1993)は、泥炭地あるいはその一部の生態を研究の対象とするとき、最終的にはその水収支を抜きに評価することはできないとしている。

ここで泥炭地の水文学を大まかにその内容で分類すると、まず特徴として、泥炭地の形成と水文条件に関する考察が多くなされており、種々の泥炭地の形態を、その水文的特徴から分類することが試みられている。たとえばDamman and French(1987)は、北アメリカ北東部の種々の形態の泥炭地を、涵養する水の違い、その水文と水質的特徴から分類している。Kuntze and Eggelsmann(1981)は、ドイツの北部低地地方にみられる典型的な泥炭地4タイプ(低地泥炭地、湧水低位泥炭地、高位泥炭地(raised mire)、採掘された泥炭地)について、その水文環境面から考察している。また北部ヨーロッパに多くみられるraised bogの形状と地下水面の関係について、Ingram(1982)は地下水のマウンド理論を用いてraised bogが凸状に発達・維持される様子を説明している。

次に泥炭地の水収支的側面では、水文諸事象の特徴を踏まえながら、水分供給(input, すなわち降水, 河川・地下水流入など), 貯留・保水(storage), 消費・流出(output, すなわち蒸発散, 河川流出, 地下浸透など)などの水収支的諸過程と、それらをつかさどる諸要素の解明、そしてその泥炭地生態系における役割について、いくつかの先進的な研究がなされている。しかしDamman and French(前出, pp.82-84)が述べているように、これら知見は特定の地方の特定の泥炭地に限定されるものが多く、また比較的単純な現象としてみることのできる高位泥炭地の水文に関するものに偏っている。そのため、たとえば降水以外の水供給のある低位泥炭地に関する水文学的知見、あるいは泥炭地を含む広域的な水文学的問題に関する知見といったものがまだ十分には解明されていない。

泥炭地の水文環境を考えるうえで、最も重要な考え方の一つとして、泥炭層をacrotelmとcatotelmという二つの対照的な層として捉える考え方がある(Ingram(1978), (1983))。

泥炭地の水文の特徴的なことは、その現象のほとんどが、地表面とその付近で生じていることである。Ingramは旧ソ連邦の研究者による泥炭地水文学(Ivanov(1953), Romanov(1968))を発展させ、泥炭層を、活性層(acrotelm)と不活性層(catotelm)に分けて検討することによって、その水文学的特質と、それに基因する様々な泥炭層の特徴を適切に捉えている。ここで活性層とは、地下水位の変動帯であり、不活性層は、地下水位の変動が及

ばない下層を占める。

地下水位の変動帯にあたるacrotelmでは、水を含む様々な物質の移動、変化が大きく、泥炭の生成もほぼこの層で生じている。これに対し、地下水位変動の及ばない下層は、物質移動が極めて小さく、嫌氣的条件におかれることから泥炭生成もほとんどなく、生物活性も極く小さなものとなる。

活性層と不活性層の違いは、表1-1に示すとおり対照的であり、泥炭地で生ずる事象の多くが、泥炭表層の活性層をその場としていることが明らかになっている。水文現象についても、そのほとんどが活性層におけるものであり、ここに地下水位とその変動を水文現象の指標とする意義が見いだされる。より具体的にいうならば、地下水位変動は泥炭地の表面で生じている水文現象の直接的な指標となるものである。

表1-1 活性層／不活性層の特性 (Ingram(1983)より引用)

	活性層 (Acrotelm)	不活性層 (Catotelm)
位置	上層	下層
エネルギー循環	早い	遅い
物質変化	急速	緩徐
地下水面	あり	なし (飽和状態)
含水量の時間変化	あり	一定 (")
深さ方向の透水性の変化	大きく異なり、表面で最大	小さくほぼ一定
ダルシー則水流動	成り立つ	成り立たない
曝気	周期的に好氣的となる	常時嫌氣状態
泥炭生成作用	大きい	ない
植物相	植物生育の場	根系を除き、枯死している

1-3 泥炭地の分類と水文

泥炭地を論じる際、その分類の定義と水文学的背景について関連づけておく必要がある。

日本では泥炭地を、高位泥炭地(Hochmoor)、中間泥炭地(Übergangsmoor)、低位泥炭地(Niedermoor)に分類することが多い。これは字義としては、地下水面より上(高位)で泥炭の生成を生じるものを高位泥炭地、地下水面より下(低位)で生成するものを低位泥炭地、その中間段階にあるものを中間泥炭地と称しているものである。

この分類は、本来的には地下水面を基準にした水文条件に基づく泥炭生成過程の分類であり、直接的でなおかつ理解されやすく、広く一般に受け入れられてきた。生態学の分野でも、いわゆる「高層湿原」「中間湿原」「低層湿原」として取り入れられている(たとえば沼田真, 1983, p. 113, p. 271)。ただしこの「高層・中間・低層」湿原という用語が適用される場合、往々にして「泥炭地」湿原以外にも用いられる場合があり、たとえば泥炭地湿原でない湿原で、高位泥炭地と同様の植生がある場合を「高層湿原」と称する場合がある。すなわちこの表記法は泥炭地湿原であるかどうかを厳密に区別していないこと、また泥炭地湿原を対象としている場合でも、泥炭生成時の地下水面の位置的關係を正確に伝えていない点で曖昧さがあり、適切な用語法とはいえない。その点で泥炭地を対象とする場合には、「高層湿原」よりも「高位泥炭地」の表記の方がより本質的である。

「高位・中間・低位」泥炭地の分類は、植生がその地下水条件とよく対応することから、派生的に高位泥炭地すなわちミズゴケ泥炭地、あるいは低位泥炭地すなわちヨシ・スゲ泥炭地というふうに、その植生状態をも示す分類として用いられるようになっている。特に北海道では北海道農業試験場が1917年以降実施した泥炭地調査以来、現生の地表植生の種類に基づいて高位・中間・低位泥炭地の分類をおこなう場合が多い。地下水面より高位で泥炭の生成があるということは、そこに生育する植物は主として降水で涵養されるということであり、より貧栄養な条件である。植生もその貧栄養的条件に適したものとなり、ミズゴケ類が主体となる。これに対して、地下水面の下、すなわち湛水状況下で泥炭が生成されるということは、降水のみならず、地下水・地表水などの陸水の影響を受けており、

高位泥炭地よりもより富栄養的である。そこに生ずる植生もヨシ・スゲ・木本類を主体とする。

以上の、植生による区分をも含めた「高位・中間・低位」泥炭地という分類は、泥炭地に関する知識体系がヨーロッパから日本に導入された当時、ヨーロッパの泥炭地学をリードしていたドイツの分類法が持ち込まれたものであり、現在にいたるまで日本では大きな影響力を持っている。

しかし最近では、より本質的に、泥炭地に供給される水の起源とその質的差異によって泥炭地を分類することが一般的になりつつある。すなわち雨・雪などの直接の降水だけで涵養される泥炭地をbog（降水涵養型泥炭地、いわば高位泥炭地）とし、降水の他に地下水や地表水など、周辺からの流入水によって涵養される泥炭地をfen（陸水涵養型泥炭地、いわば低位泥炭地）と称している（たとえばMoore and Bellamy, 1974, Gore, 1983）。

一般に降水は、植物栄養的な養分に乏しく(oligotrophic)、これのみに涵養されるbogの植生は貧栄養状態に適応できる種に限定される。いっぽうで地下水や地表水、流入河川水などは泥炭地の周囲の土壌、母岩などに接触し、植物栄養的にはより鉍物質に富む(minerotrophic)ことから、このような水に涵養される泥炭地の植生も富栄養な条件に対応したものとなる。

ただし、以上に述べたような涵養水の質的差異による区別は、概念的には非常に理解しやすいものであるが、実際にそれを判別するのは困難な場合が多い(Ingram, 1967)。

「bog・fen」という、涵養水の起源とその質的差異に基づく分類は、先に示した「高位・中間・低位」泥炭地という泥炭の生成条件による分類を本質的に捉え直したものとみえる。本研究では、これまでの日本での慣例に従い、「高位・中間・低位」泥炭地という用語を用いるが、この場合、高位泥炭地は降水涵養型泥炭地を、中間・低位泥炭地は陸水涵養型泥炭地を意味することとする。ここで中間泥炭地は、一般的にいうならば低位泥炭地から高位泥炭地への遷移段階にあるものだが、陸水栄養の影響下に依然おかれている泥炭地と捉らえることができることから、本研究ではもっぱらfenの範疇に含めることとす

る。

泥炭地の分類では、このほかにも形成論的分類（たとえば陸化型・沼沢化型）、形状による分類（たとえばflooded fen, raised bog, aapa fen, blanket bogなど）（Osvald, 1925, Moore and Bellamy, 1974, Walter, 1968）、植生による分類（たとえばヨシ泥炭地、ミズゴケ泥炭地など）（Tansley, 1911）等がなされている。

陸化型泥炭地とは、湖盆が埋積され湛水深が浅くなったところに泥炭が生成し、次第に水域を消滅させながら泥炭地が形成されるものである。また沼沢化型泥炭地は浅い凹地や平坦地、緩傾斜地で定常的な涵養水の供給のあるところに形成される。陸化型泥炭地との層序学的差異は、一般的に腐植泥などの湖成堆積物が欠如していることである（阪口, 1974）。阪口はまた、世界の大部分の泥炭地は沼沢化型泥炭地であるとしている。

泥炭地の地下水位と植物の関係については多くの研究がなされており、また長年月継続して調査されている事例もある。たとえばイングランド東部のWicken FenではGodwin (1931)、およびGodwin and Bharucha (1932)が、地下水位と湿性植物群落の関係について調査をおこなっている。またスコットランド南西部にあるブランケット型泥炭地のSilver FloweではBoatman and Tomlinson (1973)が地区全体の水文・水質・植物に関する調査をおこなっている。北アメリカではBay (1967)がミネソタ北部の泥炭地について水質と植生の関連についての調査を、さらにドイツではEggelsmann (1984)が泥炭地の土地利用状況（植生）とその地下水位変動についての研究をおこなっている。

サロベツ・釧路泥炭地についても辻井ら (1963, 1974)が地下水位変動とそれに適応した植生に関する結果を得ている。

泥炭地の形成・発達や分布、あるいはその植生的特徴等は、水のありようと深く関わっていることから、いずれの分類法でも、水文環境や供給水の起源、水質等の考察を抜きにすることはできない。

1-4 北海道における泥炭地の分布とその特徴

北海道には約20万haの泥炭地があるとされており、日本の泥炭地の大半を占めている。そしてその多くが河川下流低平地に分布するものである。

石狩川下流域の各泥炭地は石狩川本・支流の後背湿地に形成されたものが多いが、その形成過程には各泥炭地ごとに若干の差異がみられる。すなわち、札幌東米里の泥炭地や美唄泥炭地など、泥炭地は比較的地表勾配のあるところに形成され、沼沢化型の傾向を長くたどっている。地形的にみるなら泥炭地の中でも下流よりのところに高位泥炭地が発達する傾向にある。旧夕張川に囲まれる中樹林泥炭地などは低位泥炭地から高位泥炭地へと典型的な発達段階を経ている。篠津・当別の泥炭地は比較的長期間流動した水の供給を受けたため、低位泥炭層が厚く、主として陸地化型の形成過程をとっていたと考えられる。

釧路泥炭地は泥炭地内を河川が貫流していることがその大きな特徴となっている。梅田・清水（1989）は、航空写真から旧河川跡を判読し、その結果から釧路泥炭地における各流入河川の影響範囲の区分をおこなった。それによると、現在直接太平洋に注いでいる阿寒川は、過去において、現在赤沼のある付近にまで北へ湾入流下していたことがあること、現在釧路泥炭地に分布する高位泥炭地は各河川の影響範囲の限界部に形成されていること、などとしている。

サロベツ泥炭地では、河川が泥炭地の縁辺部を取り巻くように流れていることが特徴的である。また釧路泥炭地に比べ高位泥炭地が広く発達していることも特徴である。これらは、サロベツ泥炭地の後背流域が釧路泥炭地や石狩泥炭地に比べ小さく、河川流入の影響が比較的小さいこと、流域とその周辺に活動的な火山がないこと、などがその原因と考えられる。

1-5 泥炭地の水文環境指標としての地下水位変動

泥炭地は地下水位が非常に高く、過湿状態にあることがその特徴である。この高い地下水位は、Ingram（1983）が指摘するように、泥炭地の最も明確かつ唯一の水文学的・生態

学的特徴である。

泥炭地の水は、降雨や周辺地域からの流入としてもたらされ、地下水という形で貯留され、蒸発散および流出という形態で失われていく。泥炭地の水文環境を把握しようとするとき、これら個々の現象を厳密にとらえようとする努力が多くなされてきた。しかし泥炭地は過湿・不安定という特殊な条件であり、各種の計測に種々の困難がともない、またその結果もある限定された条件下での不確定要素の多いものとならざるを得ない。

計測が比較的容易な地下水位変動は、泥炭地の水収支そのものの反映であり、泥炭地の生態に直接かつ大きな影響をおよぼしている。これを知るにより、泥炭地の水文学的諸特性、泥炭地の形態の違いによる水文学的差異、季節変化や人為的影響による環境変化などを把握することが可能となる。そのとき、これを定量的、あるいは数値的表現のできるものとしておけば、その適用範囲は広い。

従来、地下水位変動の表現法としては、平均地下水位や変動量、水位の頻度分布が用いられることが多かった（たとえばBaden and Eggelsmann, 1964, Mott, 1973）。それは変動形態を定性・定量的に的確に表現することが困難なためで、泥炭地のように種々の要因の直接的影響を受け、かつ地表面に極めて近いところで変動している場合には、より明解な表現方法が望まれる。本研究では第2章以下に示す泥炭地の地下水位タンクモデルを提示し、地下水位変動形態を数値化して表現した。

1-6 調査地の概要

本論文で調査研究の対象とした泥炭地の各調査地点の概要を、以下にまとめて示す。

1-6-1 サロベツ泥炭地（図1-1）

北海道北部・天塩川とその支流サロベツ川の下流域に分布するサロベツ泥炭地では、①上サロベツ地区、②サロベツ原生花園地区、③サロベツ落合地区でそれぞれ調査研究をおこなった。また④サロベツ放水路の影響を調査する観測線を設置した。



図1-1 サロベツ泥炭地における調査地区位置

①上サロベツ地区；サロベツ放水路の北側に位置する高位泥炭地で、1976年より国営事業による草地造成に着手された。地下水位観測も同年より開始した。1987年頃にはほぼ草地造成が完了している。事業開始当初には典型的な高位泥炭地の地下水位変動がみられた（4-2）が、事業の進行とともに地下水位変動パターンは次第に変化していった。本地区では草地造成にともなう地下水位変動の経年変化について検討した（2-4-1）。

②サロベツ原生花園；サロベツ放水路の南側に位置する高位泥炭地で、利尻礼文サロベツ国立公園の園地内である。周回木道が設けられているが、その西側半分では本来は乾燥条件を好むササ群落を展開しており問題化している（6-3-1）。

ここではササ対策の基礎的調査として1983年より2地点（E点、W点）で、翌1984年からはWW点を追加した3点で連続的な地下水位観測を実施し、また3点を結ぶ延長490mの観測線を設置した。E点はミズゴケ群落内、W点はササ分布の境界線上の高位泥炭地、WW点はササ群落内にある。また観測線に接して、WW点を含む400m×400mの範囲に40mメッシュの格子点での地下水位測定を随時おこなった（図1-2）。

さらに1991年には遮水壁が試験的に施工されたが（6-3-3）、その効果を明らかにするために、遮水壁より上流側約60mの地点に連続観測点（W'点）を新設した。

この地区で得られた地下水位データは、ササ対策の他にも、地下水位低下に対する蒸発散の影響の検討（3-2-3）、自然状態の高位泥炭地の地下水位変動の検討（4-2）にも用いた。

③サロベツ落合地区；高位泥炭地に位置し、周辺は泥炭採掘地およびその予定地となっている。ここでは3地点（A、B、C点）で地下水位の連続観測を1983年以来おこなっている（図1-3）。1983年に地区近傍で明渠が開削され、その影響がA点の地下水位変動パターンの変化に現れた（5-3-1）。ただし本地区の地下水位観測は、本来は泥炭採掘の影響を監視するために実施しているものである。

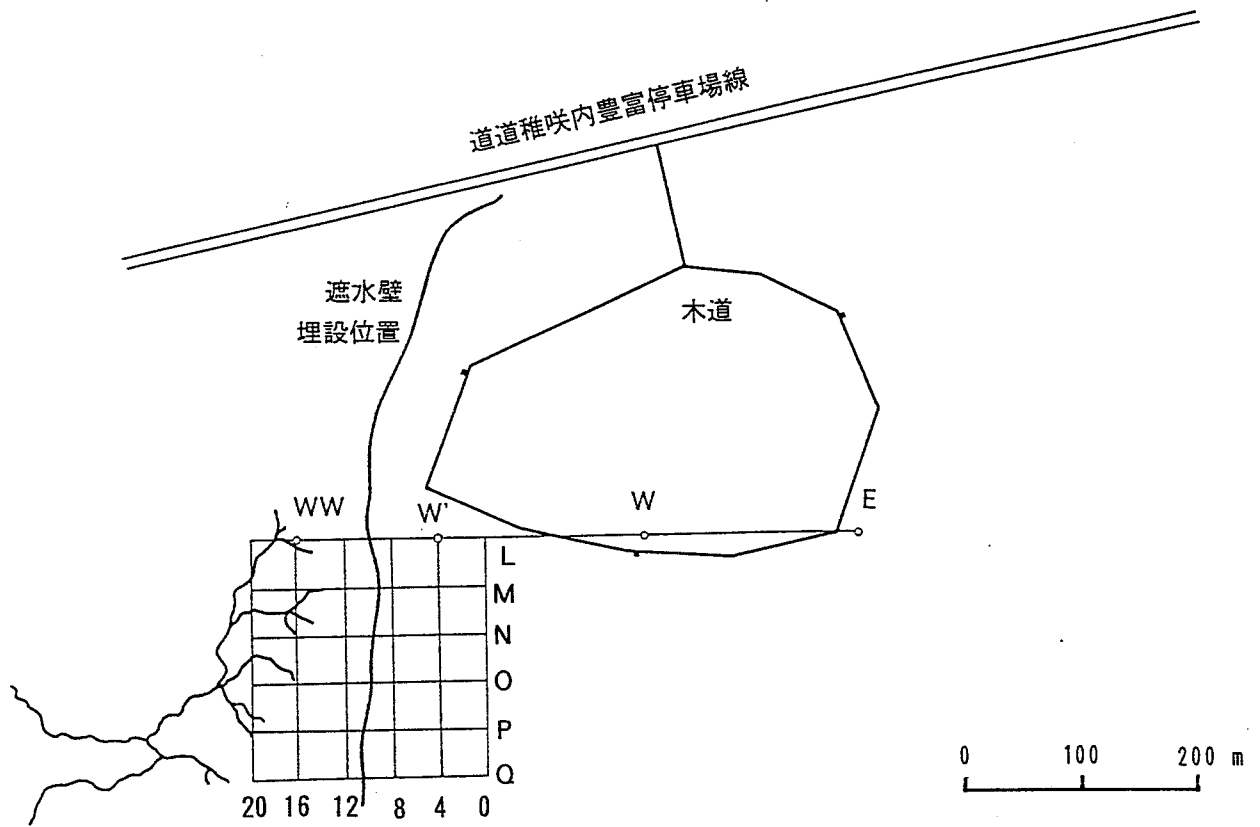


図1-2 サロベツ原生花園調査地区図

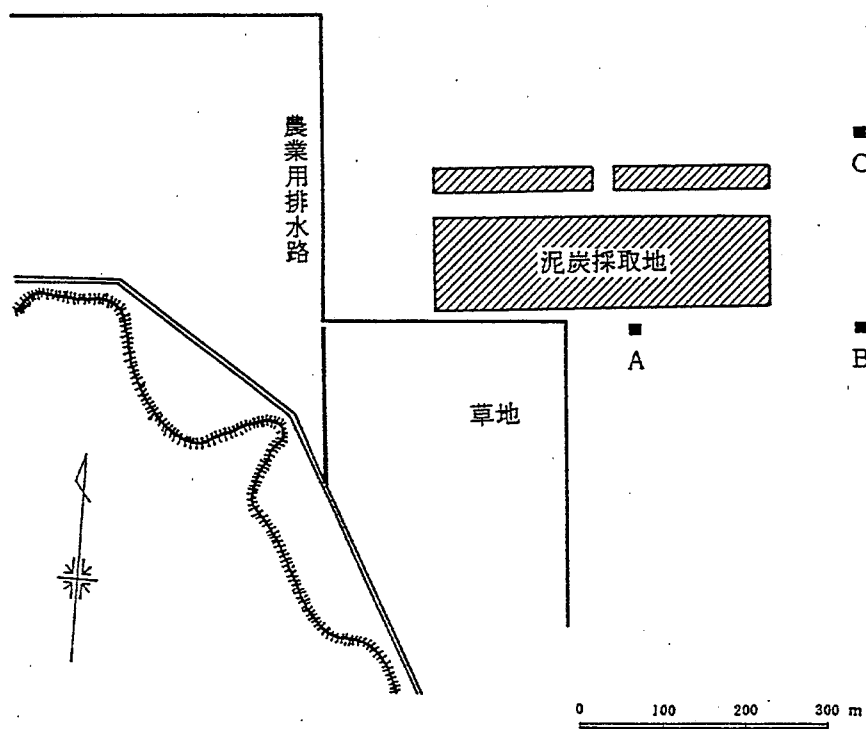


図1-3 サロベツ落合調査地区図

④サロベツ放水路観測線；排水路の影響範囲を調査するため，サロベツ放水路に直交する断面に観測線を設置した（6－2）．観測線は放水路を北端とし，南側は道路をはさんで原生花園地区の国立公園指定地である．すなわち放水路から道路までが緩衝帯として位置づけられる地帯である．

1－6－2 美唄泥炭地（図1-4）

美唄泥炭地は，石狩川下流域に分布する一群の泥炭地の集まりである石狩泥炭地の一つである．ここでは①美唄北農試休耕田と②美唄中の沢の2か所で調査観測をおこなった．

①美唄北農試休耕田；美唄市にある農林水産省北海道農業試験場泥炭地研究室（現水田土壌管理研究室）の試験地である．高位泥炭地であったところが約50年前に畑として造成され，30年ほど前から水田として利用されていたが，現在は休耕中である．明渠，暗渠などの排水系が整備され，約20cmの客土がなされている．ここでは地下水位の連続観測により，農地化された泥炭地の地下水位変動を検討した（5－3－2）．

②美唄中の沢；美唄泥炭地の縁辺部に位置し，高位泥炭地とみられるところである．戦前に開拓され，一時水田として利用されていたが，1960年代頃より畑地として使われ，現在では休耕状態にある．周辺部は水田地帯として開発されていて，この休耕水田の周囲は排水路がめぐらされている．ここでは地下水位変動と蒸発散の関係について検討した（3－2－3）．

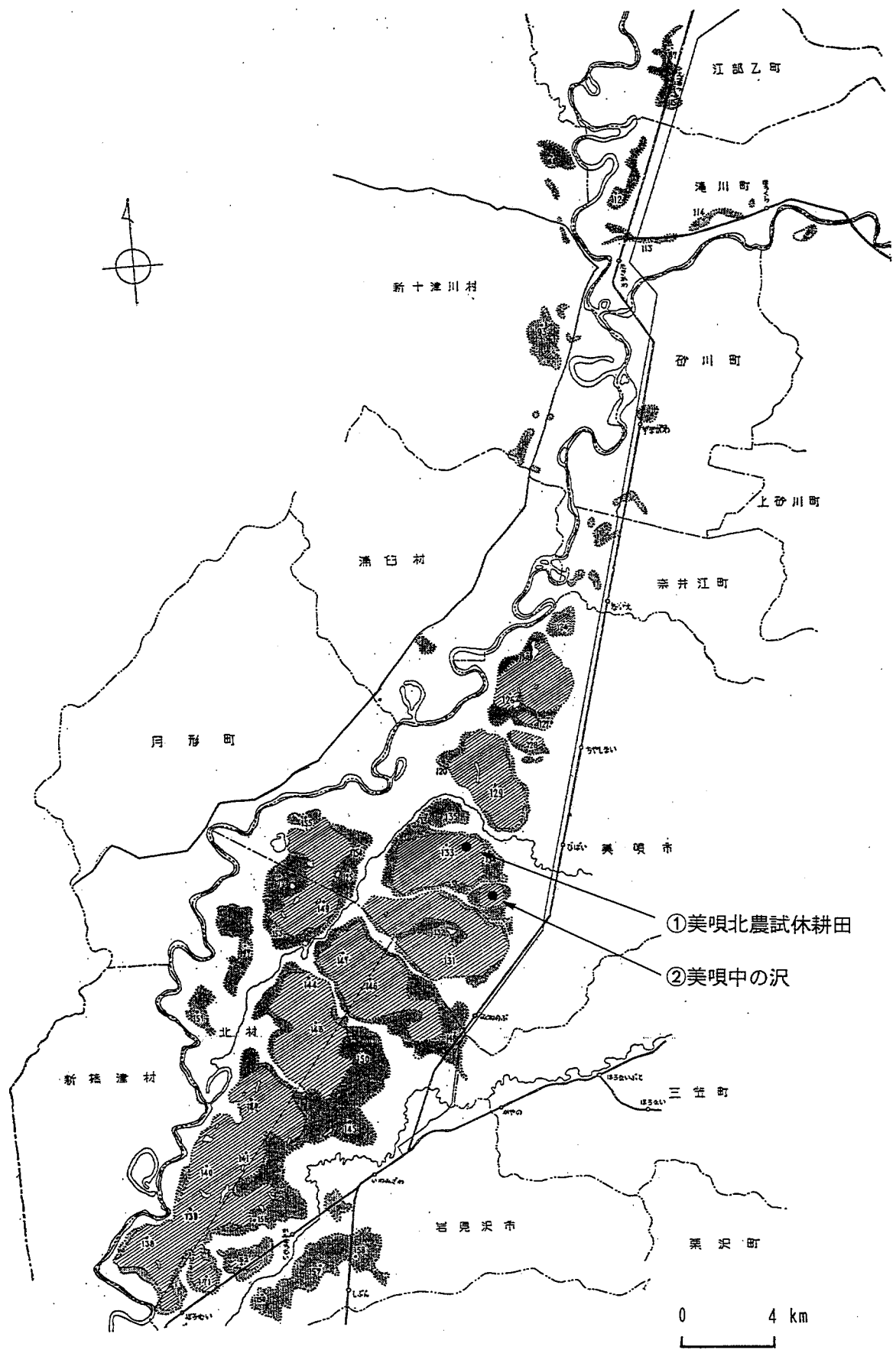


図1-4 美唄泥炭地における調査地区位置 (浦上ら, 1954に加筆)

1-6-3 釧路泥炭地 (図1-5)

北海道東部・釧路川下流域に分布する泥炭地で、まとまった面積を有する泥炭地としては日本最大規模である。サロベツ・石狩の泥炭地と異なり、低位泥炭地が大半を占め、高位泥炭地の分布の小さいのが特徴である。

当泥炭地では、①赤沼地区、②北斗木道、③大島川合流点、④下幌呂草地地区観測線、⑤下幌呂原野地区観測線、の各地区で種々の調査研究をおこなった。

①赤沼地区；釧路泥炭地の中央部にある赤沼の近傍で、地下水位の観測を1985年以降継続して実施している。観測点は釧路川遊水地右岸堤防と赤沼の間に位置し、植生としてはミズゴケからヨシへの移行帯にあたる。ここでは自然状態の泥炭地の経年的な水文環境の変化の有無について検討し（2-4-2）、また低位泥炭地の地下水位変動の実態をみた（4-3-1）。

②北斗木道；国立公園利用者のための湿原観察用木道が釧路泥炭地西部の温根内・北斗地区に整備されている。この木道に沿ったハンノキ林、ヨシ群落、河川跡、ミズゴケ群落の4か所で地下水位観測を実施し、植生／地形と地下水位の関係、特に河川跡とヨシ群落で観測された低位泥炭地的な地下水位変動形態や、ハンノキ林で観測された特異な地下水位変動パターンについて検討した（4-2、4-3-3、4-4-1）。

③大島川合流点；釧路泥炭地の東部丘陵地から泥炭地に流入する小河川の一つに大島川がある。その大島川が泥炭地内の遊水池右岸堤防の堤内地側排水路（堤防西側）と合流する地点において1973年に地下水位観測がおこなわれている（辻井ら、1974）。観測地点はヨシの密生する低位泥炭地であり、地表面は常時湛水状態にある。本論文では河川の影響を受ける泥炭地の地下水位変動の例として取り上げた（4-3-2）。



図1-5 釧路泥炭地における調査地区位置

④下幌呂草地地区観測線；本地区では草地造成された低位泥炭地から原野にかけて観測線を設定し，草地，原野状態の低位泥炭地，およびその中間で緩衝帯的な位置にあるところの3地点で地下水位変動を観測し，各土地利用状況と地下水位変動パターンを対比して検討した（5－3－2）．それぞれの間にある明渠と旧河道の水位もあわせて観測している．観測は1990年に実施している．

⑤下幌呂原野地区観測線；明渠排水が自然状態の泥炭地の地下水位に及ぼす影響をみるため，本地区では明渠から原野にかけて延長約800mの観測線を設置し，地形と地下水位断面を調査検討した（6－2）．

1－6－4 別寒辺牛^{べかんべうし}泥炭地（図1-6）

北海道東部・厚岸町の北部に位置する泥炭地で，厚岸湖に流入する別寒辺牛川の中下流域に広がる泥炭地である．その大半は河川後背湿地として発達した低位泥炭地であるが，ごく一部に高位泥炭地も分布している．周辺の丘陵部は植林地（パイロットフォレスト）となっているが，低地部の泥炭地は原野状態である．この高位泥炭地は周囲を低位泥炭地に囲まれており，河川－自然堤防－低位泥炭地－高位泥炭地－低位泥炭地－丘陵という一連の地形的なつながりの中にある泥炭地の発達様式をみることができる．本論文ではこの地区を自然状態の泥炭地の典型の一つとして取り上げた（4－1－1）．ここに観測線を設置し，観測線上の6地点で河川水位と地下水位の連続観測をおこなった．観測は1993年のみである．

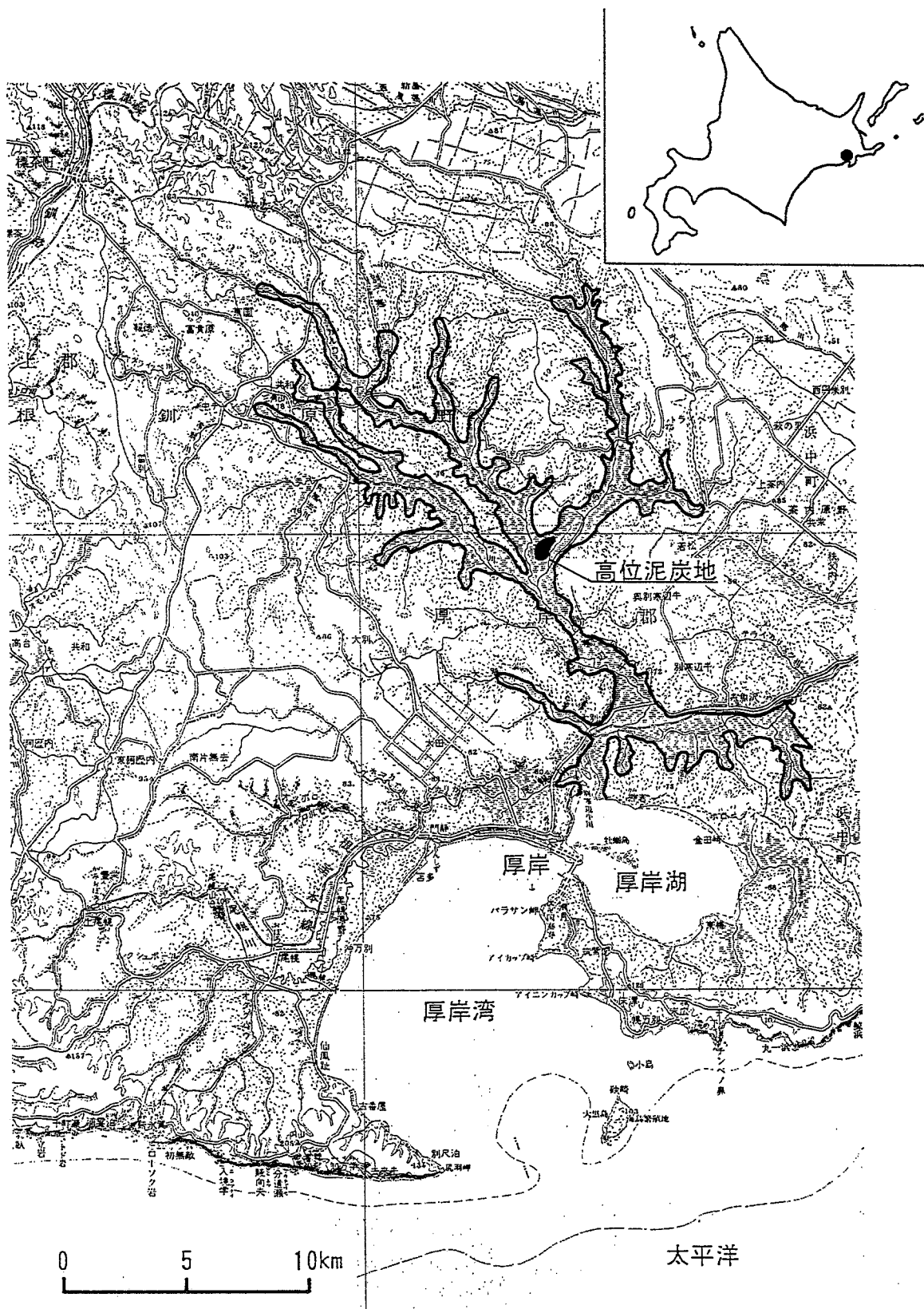


図1-6 別寒辺牛泥炭地調査地区位置

1-6-5 霧多布泥炭地 (図1-7)

北海道東部の太平洋岸、浜中湾と霧多布湾に面した泥炭地である。

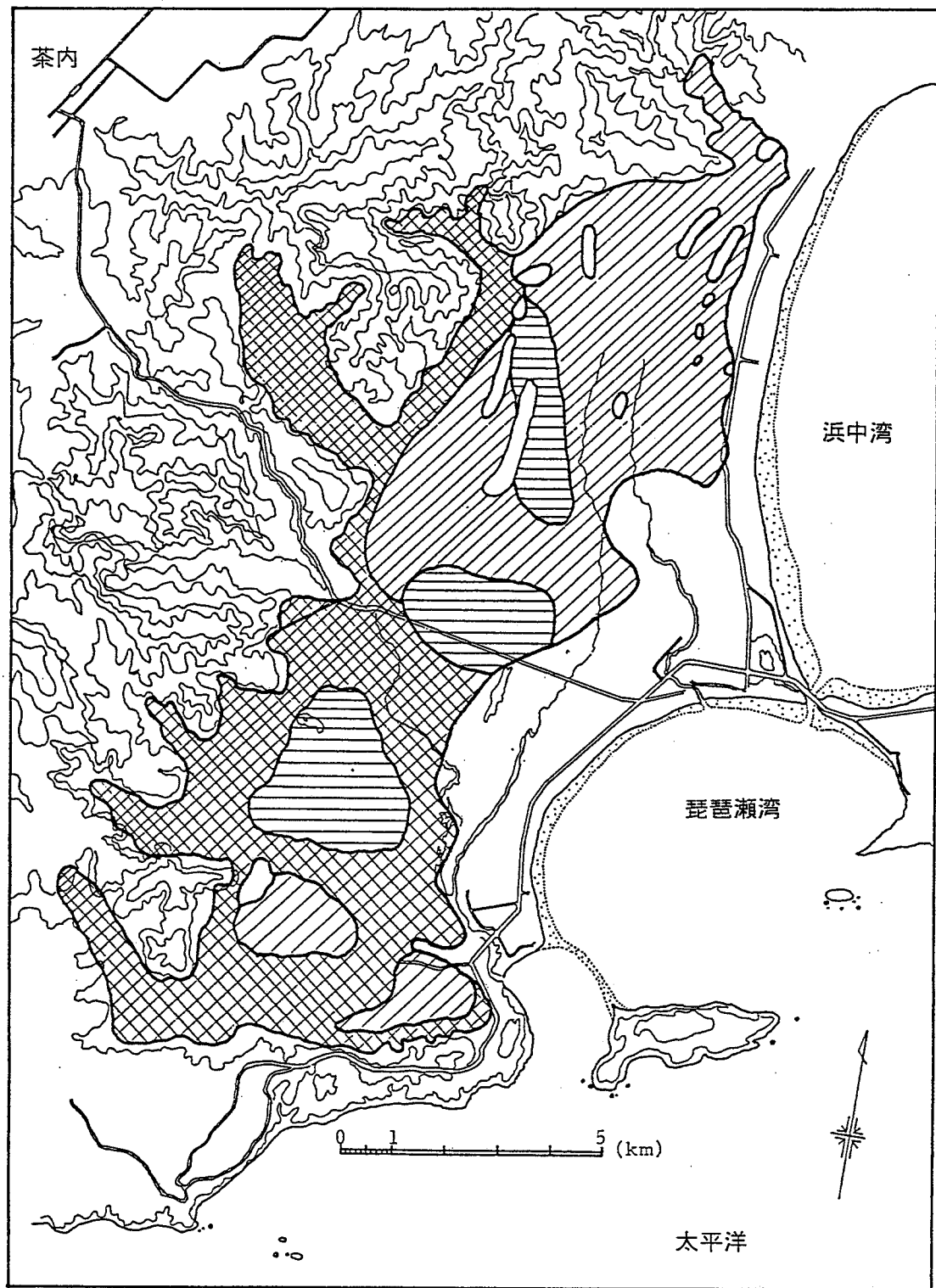
霧多布泥炭地は南北約10km, 東西約3kmで, 中央部でも標高が最高3mを超えない, 低平な泥炭地である。泥炭地北側には南北に伸びる細長い帯状の浅い凹地と微高地が交互に平行に幾すじも走っており, かすかながら波状地形を呈している。排水河川である琵琶瀬川と泥川も北から南へ流れており, 泥炭地北部の池塘群も南北に細長く列状に配列している。またこの泥炭地では泥炭層の厚さが2m以下と薄く, 火山灰の層を混入していること, したがって泥炭の強熱減量が小さく, 分解度が高いのが特徴である。

本論文では, 当泥炭地中央部を横断する道路の拡幅・改良工事に際して検討・採用された泥炭地の水文環境保全工法について詳述する(6-4-2)。

なお道路が横断している高位泥炭地約3km²は1922年(大正11年), 泥炭形成植物群落として国の天然記念物の指定をうけている。

1-6-6 中国・若爾蓋^{ろにがさい}泥炭地 (図1-8)

中華人民共和国四川省にある泥炭地で, 成都の西北西約300km, チベット高原の北東端部, 黄河支流の白河・黒河の流域に位置する。海拔3,400m以上に分布し, 南北に最長約200km, 東西に約100km, その面積2,700km²と, 標高の高い位置にある大規模な泥炭地としては世界最大の面積を有している(長沢ら, 1994, 阪口, 1989)。梅田らは1988年, 文部省科学研究費補助金・海外学術研究の補助を受けて当泥炭地の調査研究をおこなった。本論文ではその時の調査において喀^か哈^は爾^る蓋^ち地区で得られた地下水位データをもとに, 蒸発散と地下水位変動に関する検討をおこなった(3-2-3)。



-  高位泥炭
-  中間泥炭
-  低位泥炭

図1-7 霧多布泥炭地の泥炭分布および調査地区位置
(北海道農業試験場, 1966を引用・加筆)

1-7 調査方法

泥炭地の地下水面は間隙が飽和状態になる境界面ではなく、間隙中の静水圧が大気圧と等しい面である (Ingram, 1992)。つまり、泥炭地に井戸を掘り、井戸中の水位が周囲の地下水頭と平衡状態になったときの水面が地下水面である。

泥炭地の地下水位を観測する方法は大別して2通りある。1つは記録計による連続記録であり、もう1つは地下水位管を用いた間断的な観測である。地下水位変動パターンを知るためには連続記録が必要となる。地下水位管による間断的な観測はその補助的なもので、面的解析などに利用できる。

また地下水位観測にはあわせて水準測量が不可欠であるが、軟弱で不安定な泥炭地では測量の方法にも工夫を要する。ここでは本研究で用いたレーザーレベルによる方法を1-7-3に紹介する。

1-7-1 地下水位の連続観測

地下水位の連続記録にはフロート式、もしくは圧力センサー式の水位計を使用する。本研究で用いた水位計は以下のようなものである。

水研62型水位計 (中浅製) :

主に河川水位の観測に用いられる大型のフロートを有した水位計/水位雨量計。フルレンジ10m、自記紙の最小目盛は1cmであるが、10分の1目盛 (1mm単位) まで読み取り可能である。また精密観測仕様のものはフルレンジ1m、最小目盛1mmで、分解能は0.1mmである。時計部はかつてはゼンマイ駆動であったが、最近のものは乾電池駆動となり、これにより自記紙の巻き取り精度が格段によくなった。自記紙への記録速度18mm/hの設定で、自記紙1本に約1カ月の連続記録ができ、最大6カ月 (記録速度3mm/h) の設定も可能である。かつてはインクペンによって記録 (インク溜めからパイプによりインクをペン先まで導き自記紙に記録) する方法であったため、インク詰まりなどで記録がかすれたりとぎれたり

するなどのトラブルが発生していた。しかしペン先に小さなファイバーチップを有した極細のファイバーペンが採用されるようになってそのようなトラブルも皆無となった。本計器の欠点は、重量が大きく（約20kg）頑丈な台を必要とすること、駆体が大きいため観測箱も大型のもの（幅約650mm，奥行き約500mm，高さ約400mm）が必要なことである。

圧力センサー＋データロガー（センサー；中浅製，データロガー；コーナシステム社製）：

圧力センサーを感部に用いることにより，センサー位置を水圧で感知するタイプの水位計。泥炭地での水位観測では，フルレンジ1mと2mのものを用いた。分解能はフルレンジの0.1%であるが，いずれも1mm単位の読み取りが可能である。データロガー内蔵のリチウム電池により，10分インターバルで約半年の観測が可能。計器類が小型であり，また感部の設置も容易である。

ポテンショメータ＋データロガー（ポテンショメータ；緑精機社製，データロガー；コーナシステム社製）：

フロート式水位計であるが，フロートの上がり下がりプーリーの回転角度で検知する。ポテンショメータはその角度検知部である。フルレンジは1.5m，分解能は1mmであるが，ポテンショメータの仕様を変えることによりフルレンジ／分解能は変更可能である。データロガー内蔵のリチウム電池により，10分インターバルで約1年の観測が可能。計器設置のための基盤が必要であるが，小型軽量のため取扱いは容易である。

上記の3種の水位計によって得られた地下水位データに質的差異は全くない。いずれも1mm単位の水位記録を得た。Ingram（1983）によれば，大口径の観測井の水位変動は，井戸周辺の水位変動と若干のタイムラグを生じる可能性があるとしているが，経験的に問題となるラグではない。むしろフロート式水位計を使用した場合，実際の水位変動に追随してプーリーが駆動し始めるまでタイムラグを生じる場合がある。極力大口径のフロートを

用いて浮力を大きくし、プーリーの回転モーメントを大きくすることで対処できる。

フロート式水位計の場合、フロートを入れる観測井は30cm四方形程度の大きさに、素掘りのままか、必要に応じて側面に孔をあけた塩ビパイプ（ $\phi 300$ mm）を側壁保護のために埋め込む。

計器は、地盤に深く打ち込んだ杭に台を固定し、その上に設置する。地下水位は標高または仮標高で表現するが、そのためには基準点を設け、基準点の標高（または仮標高）を決定しておく必要がある。基準点から地下水面までの深さを測定することで地下水位（またはその仮標高）が求められる。同時に地表面から基準点の高さを計測することにより、地盤高と地下水位との関係がわかるが、地盤高は必ずしも一定ではなく、変動を生じるので地下水位の基準点とすることはできない。基準点自身の水準測量も観測期間中に最低1回、できれば観測開始時と終了時に実施しておく必要がある。これは計器基盤が不慮の事象で変化した場合に水位の標高あわせを可能にするためである。

地下水位の連続観測をおこなう際、転倒ます式雨量計による降雨量の連続観測も同時におこなった。用いたのは1転倒（1パルス）0.5mmのタイプの雨量計である。水研62型水位計を使用している場合には、水位記録と雨量記録が自記紙に同時記録される。その他の場合は、雨量記録に別途データロガー（コーナシステム社製）を用い、ますの転倒をパルスとして記録した。

地下水位・雨量とも、得られた記録は1時間もしくは2時間データとして整理した。

1-7-2 地下水位管調査

連続的な記録ではなく、ある時点における地下水位を多数の点で観測するためには、泥炭地に地下水位管を多数埋設し、定期的に測定する。これによれば地下水位の縦横断形、あるいは地下水面形を知ることができる。

地下水位管は内径1cm、長さ1.8m程度の有孔塩ビパイプで、1mほどを泥炭中に埋設する。測定装置は細い電気コードにおもりをつけ、その先端が水に触れると電流が通じるセンサ

一をつけたものである。センサーを地下水位管の中にいれ、徐々に降下させ電流の通じたときのセンサー先端から地下水位管頂部までの長さを測定し、あらかじめ測量した管頭標高から差し引くことにより地下水位を知ることができる。また、地盤から地下水位管の管頭までの高さを測定することにより、地下水位と地盤高の関係がわかる。ただしこの方法では地下水位の短時間変化はわからないことから、観測地点の地下水位変動量、変動パターンなどを正確に把握することはできない。定期的に観測をおこなうことにより、対象とする地区の地下水位の概略的状況がとらえられるのみである。

1-7-3 水準測量

泥炭地の地形形状を把握するために、水準測量の実施は不可欠である。また地下水位観測にあたって、地表面との位置関係を正確に押さえておく必要がある。さらに水位計基盤の基準標高を知るためにも水準測量が必要となる。

従来、水準測量は光学式レベルで実施されてきた。しかし軟弱・不安定な泥炭地での測量では、たとえば前視と後視を視準する間に観測者が移動するだけでレベルの水準の狂いが容易に発生した。したがって泥炭地での測量ではレベルの設置場所をできるだけ堅固なところにするのはもちろん、観測者は極力静穏に行動することが求められたが、それでも誤差の生じうる危険性が大きかった。

近年レーザーレベルが使用されるようになり、上記のようなトラブルが軽減されるようになった。レーザーレベルは、器械よりレーザー光が水平面で放射されるだけで、観測は器械側ではなく、標尺を持つ側でおこなう。すなわち標尺に取り付けた受光部の高さを求めるのである。したがって器械の側に人がついていする必要がなく、それだけ水平の安定が保たれるわけである。本研究でも水準測量はレーザーレベルによった。

泥炭地の地表面を水準測量する場合、どこを地表面とするかという問題がある。すなわち、地表面を覆う植被自体がその下部では泥炭を形成しており、普通土壌のように明確な地表面があるわけではない。そこで本研究では標尺が支持されるところを地表面として測

量をおこなっている。

微地形が発達している泥炭地では、数十cmの水平位置の違いで数十cmにおよぶ標高差を生ずる場合がある。このような凹凸の大きな泥炭地（hummock-hollow構造の発達した泥炭地（北海道泥炭地研究会，1992，長沢ら，1994））での測量では，隣接する凹地と凸地の双方の地表面を測定し，適宜そのように表現した。

参考文献

- Baden, W. and Eggelsmann, R., 1964. Der Wasserkreislauf eines nordwestdeutschen Hochmoores., Schriftenr. Kurat. Kult., Hamburg, 12: pp.1-156
- Boatman, D. J., and Tomlinson, W. R., 1973. The Silver Flowe I. Some structural and hydrological features of Brishie Bog and their bearing on pool formation. J. Ecol., 61: pp.653-666
- Damman, A. W. H. and French, T. W., 1987. The Ecology of Peat Bogs of the Glaciated Northeastern United States: A Community Profile. U.S. Department of the Interior: 100pp.
- 土質工学会有機質土研究委員会, 1976. 有機質土に関する文献目録 第1集: 113pp.
- 土質工学会北海道支部, 1986. 泥炭に関する研究討論会論文集: 224pp.
- 土質工学会高有機質土の力学的性質および試験方法に関する研究委員会, 1988. 高有機質土に関する文献抄録集: 248pp.
- 土質工学会高有機質土の力学的性質および試験方法に関する研究委員会, 1989. 高有機質土に関するシンポジウム発表論文集: 106pp.
- 土質工学会高有機質土の力学的性質および試験方法に関する研究委員会, 1990. 高有機質土の工学: 333pp.
- 土質工学会高有機質土の力学的定数に関する研究委員会, 1993. 高有機質土地盤の諸問題に関するシンポジウム発表論文集: 220pp.
- Eggelsmann, R., Heathwaite, A. L., Grosse-Brauckmann, G. Kuster, E., Naucke, W., Schuch, M. and Schweickle, V., 1993. Physical Processes and Properties of Mire. in A. L. Heathwaite and Kh. Gottlich (eds), Mires: Process, Exploitation and Conservation., Wiley: pp.171-262
- Eggelsmann, R. F., 1984. Annual ground-water course in peatlands with different using (vegetation). Proc. 7th Int. Peat Congr., Dublin, 1984.1: pp.137-147
- Godwin, H., 1931. Studies in the ecology of Wicken Fen I. The ground water level of the fen. J. Ecol., 19: pp.449-472
- Godwin, H. and Bharucha, F. R., 1932. Studies in the ecology of Wicken Fen II. The fen water table and its control of plant communities. J. Ecol., 20: pp.158-191
- 権平昌司, 1953a. 泥炭土の物理的性質およびその改良に関する研究, 昭和27年度文部省科学研究費による総合研究報告集録 -生物・農学編-. 日本学術振興会: pp.147-153
- 権平昌司, 1953b. 北海道の泥炭地開発に就いて. 農業土木研究, 第20巻第4号: pp.207-210
- Gore, A. J. P., 1983. Introduction, in A. J. P. Gore(ed.), Ecosystems of the World Volume4A: Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor., Elsevier: pp.1-34
- Granlund, E., 1932. De svenska hogmossarnas geologi. Sver. Geo.;. Unders. Arsb.,

26: pp.1-193

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: 105pp.

北海道泥炭地研究会, 1992. 泥炭地用語事典. エコ・ネットワーク: 71pp.

北海道開発庁, 1963. 北海道未開発泥炭地調査報告. 北海道開発庁: 315pp. および付図

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: 5分冊+付図

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: 146pp.

北海道開発局, 1979. 北海道の特殊土壌 -生成, 分布と土地改良-. 北海道開発局: 394pp.

北海道開発局, 1984. 環境保全対策基礎調査サロベツ地区報告書 [1980-1982] 「泥炭地の構造」. 北海道開発局: 155pp.

北海道開発局釧路開発建設部監修, 1983. 釧路川治水史. 財団法人北海道開発協会: 441pp.

北海道農業試験場, 1966. 北海道農業試験場土性調査報告第17編付図, 第17図

北海道農業試験場, 1969. 泥炭地の農業 -泥炭地研究室創立50年記念論文集-. 北海道農業試験場: 283pp.

Ingram, H.A.P., 1967. Problems of hydrology and plant distribution in mires. J. Ecol., 55: pp.711-724

Ingram, H.A.P., 1978. Soil layers in mires: function and terminology. J. Soil Sci., 2: pp.224-227

Ingram, H.A.P., 1982. Size and shape in raised mire ecosystems: a geophysical model. Nature, 297: pp.300-303

Ingram, H.A.P., 1983. Hydrology, in A.J.P.Gore(ed.), Ecosystems of the World Volume4A: Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor. Elsevier: pp.67-158

Ingram, H.A.P., 1992. Introduction to the ecohydrology of mires in the context of cultural perturbation., in O.M.Bragg, P.D.Hulme, H.A.P.Ingram and R.A.Robertson (eds), Peatland Ecosystems and Man: An Impact Assessment. British Ecological Society / International Peat Society: pp.67-93

石塚喜明・尾形昭逸・関矢信一郎, 1962. 泥炭地における排水水位の問題 (第1報) 排水水位と泥炭地土壌の理化学性及び作物の生育との関連性. 日本土壤肥科学雑誌, 第33巻第10号: pp.483-488

石塚喜明・尾形昭逸, 1962. 泥炭地における排水水位の問題 (第2報) 排水水位と窒素適量の関連性. 日本土壤肥科学雑誌, 第33巻第10号: pp.489-496

石塚喜明・尾形昭逸, 1963a. 泥炭地の排水水位の問題 (第3報). 日本土壤肥科学雑誌, 第34巻第6号: pp.191-196

石塚喜明・尾形昭逸, 1963b. 泥炭地における排水水位の問題 (第4報) 排水水位と牧

草による窒素の利用の相互関係. 日本土壤肥料学雑誌, 第35巻第2号: pp. 37-39

石塚喜明・尾形昭逸, 1965. 泥炭地の排水水位の問題 (第5報) 排水位を異にして牧草を栽培した場合のその生育と加里, 磷酸用量との関係. 日本土壤肥料学雑誌, 第36巻第10号: pp. 297-303

Ivanov, K. E., 1953. *Gidrologiya bolot.* [Hydrology of Mires.]. *Gidrometeoizdat*: 296pp.

Kuntze, H. and Eggelsmann, R., 1981. Zur Schutzfähigkeit nordwestdeutscher Moore. *Telma*, 11: pp. 197-212

釧路川共同調査団編, 1969. 釧路川 -その自然と生活-, 釧路叢書第11巻. 釧路市: 544pp.

釧路湿原総合調査団編, 1977. 釧路湿原, 釧路叢書第18巻. 釧路市: 429pp.

Moore, P. D. and Bellamy, D. J., 1974. *Peatlands.* *Elek Science*: 221pp.

Mott, P. J., 1973. On the Development of a Raised Peat Bog., *Dissertation, University of Dundee*: 134pp.

長沢徹明・梅田安治・神谷光彦, 1994. 中国四川省若爾蓋泥炭地における微地形. 地形, 第15巻第1号: pp. 39-51

農業土木学会泥炭地開発研究委員会排水部会, 1961. 泥炭土の試験方法について. 農業土木研究, 第28巻第5号: pp. 245-287

農林水産技術会議事務局, 1995. 研究成果297, 湿原生態系保全のためのモニタリング手法及び農用地からの影響緩和方策の確立に関する研究. 農林水産省農林水産技術会議事務局: 102pp.

沼田真編, 1983. 生態学辞典増補改訂版. 築地書館: 519pp.

Osvald, H., 1925. *Die Hochmoortypen Europas.* *Veroff. Geobot. Inst. Eidg. Tech. Hochsch. Stift. Rubel*: 3, pp. 707-723.

Romanov, V. V., 1968. *Hydrophysics of Bogs.* N. Kaner (translator), Heimann (ed). *Israel Progr. Sci. Transl.*: 299pp.

阪口豊, 1974. 泥炭地の地学 -環境の変化を探る-. 東京大学出版会: 329pp.

阪口豊, 1989. 尾瀬ヶ原の自然史 景観の秘密をさぐる. 中公新書928, 中央公論社: 229pp.

佐藤拓次郎・早川康夫, 1960. 排水管理による泥炭地作物栽培試験. 北海道開発局土木試験所月報, 第84号: pp. 2-20

Tansley, A. G. (ed), 1911. *Types of British Vegetation.* Cambridge University Press: 416pp.

館脇操, 1928. 群落生態より見たる石狩國幌向泥炭地. 札幌農林学会報, 第88号: pp. 85-117

時任一彦, 1914. 泥炭地改良及泥炭利用論. 北海道庁拓殖部: 338pp.

Tokito, K., 1913. *Über den Aufbau des Tsuishikari Moores in Hokkaido.* *Transac-*

tion of the Sapporo Natural History Society, Vol.V, Pt.1: pp.7-22

辻井達一, 1987. 湿原 成長する大地, 中公新書839. 中央公論社: 204pp.

梅田安治・滝沢一喜・宮元均, 1977. 泥炭の分類について. 農業土木学会誌, 45巻9号: pp.620-624

梅田安治・崎浦誠治・松井芳朗, 1979. 北海道篠津泥炭地開発, 農業土木学会編, 農業土木史. 財団法人農業土木学会: pp.1221-1256

梅田安治, 1980. 開発こうほう. No.203: pp.8-11

梅田安治・清水雅男, 1989. サロベツ・釧路泥炭地における泥炭地の表面形態. 第36回日本生態学会大会講演要旨集: p.245

浦上啓太郎・市村三郎, 1937. 泥炭地の特性と其の農業. 北海道農事試験場彙報第60号: 306p

浦上啓太郎・飯塚仁四郎・瀬尾春雄, 1954. 北海道農業試験場土性調査報告, 第四編, 石狩国泥炭地土性調査報告. 北海道農業試験場: 91pp.

Walter, H., 1968. Die Vegetation der Erde in öko-physiologischer Betrachtung. Band II. Die gemässigten und arktischen Zonen. Gustav Fischer-Verlag. Jena: 1001 pp.

Weber, C.A., 1908. Aufbau und Vegetation der Moore Norddeutschlands. Englers Bot. Jahrb. 90(Suppl.): pp.19-34.

財団法人前田一步園財団, 1993. 湿原生態系保全のためのモニタリング手法の確立に関する研究. 財団法人前田一步園財団: 439pp.

第2章 泥炭地の水文環境と地下水位変動

2-1 泥炭地の水文環境と地下水位

過湿な環境下で形成される泥炭地では、水文環境がその生態系を維持している基盤としての役割を有している。それは、泥炭の構成素材となっている植物の生育環境や植物群落の成立条件が、水文環境に支配されていることでも明らかであり、また水文環境の変化が植物のみならず、泥炭そのもの（たとえば分解度、透水性など）、あるいは地盤条件（たとえば地盤沈下）にも影響することにあらわれている（たとえばIngram, 1983）。

泥炭地の地下水位は、泥炭地の代表的水文環境指標としてとらえることができる。泥炭地の水収支は地下水位変動に反映されているからである。すなわち、降水、蒸発散、流入・流出、浸透などの一連の水文現象により水収支は構成されるが、この中で地下水位の変動は、インプットとアウトプットの差し引き、すなわち貯留量の変化とみなすことができる（Ingram, 1983）。泥炭地では、主なインプットは、高位泥炭地では降水が、低位泥炭地では降水のほかに河川流入水や周辺部からの湧出水などがある。これらが泥炭地に供給され、その量がアウトプットを上回っているとき、地下水位は上昇する。アウトプットとしては、蒸発散、排水にともなう流出、地下浸透などがある。顕著なインプットがない期間、地下水位はこれらのアウトプットのために低下する。地下水位は以上の要因による上昇・低下の変動を繰り返しており、泥炭地の水収支を直接的に示すものといえる。

泥炭地の地下水位変動パターンは、泥炭地のタイプや、土地の排水履歴、利用形態によって異なることが知られている（たとえばEggelsmann et. al., 1993）。そこで地下水位変動パターンを知ることにより、その土地の水文特性を把握することができる。

また、泥炭地の水文環境が変化した場合、その影響はただちに地下水位とその変動パターンに現われることが多い。そこで継続的に地下水位を観測しておくことにより、泥炭地の水文環境の変化を検知することも可能である。すなわち、地下水位の観測は、泥炭地の水文環境のモニタリング指標として有効である。

そこで泥炭地の地下水位変動パターンをひとつの水文環境指標とすると、これを係数化／モデル化して表現することができれば、空間的あるいは時間的な水文環境の差異を、より明確に捉えることが可能となる。たとえば泥炭地湿原に成立する植物群落のタイプを水文環境との関係で的確に把握することができれば、水文環境保全方策がより具体的に検討することができよう。また泥炭地の水文環境をモデル化することにより、経年的変化を各年の気象条件に左右されることなく、より明確に比較追跡することが可能となろう。

本章では、まず泥炭地の地下水位変動パターンに影響をおよぼす、泥炭の透水性、気象的因子、土地利用と地下水位変動の関係について検討する。そして泥炭地の地下水位変動タンクモデルを提示し、その適用結果を示す。

2-2 泥炭地の地下水位変動

2-2-1 泥炭の透水性

一般に、泥炭地の地下水位は非常に高い。特に自然状態の泥炭地では、地下水位は低い時でも地表面下50～60cmにとどまり、逆に高い時には地表面以上となること（湛水状態となること）も珍しくない。そして泥炭地の地下水位が地表面に近いこと、また泥炭地が地形的に平坦なことなどのため、地下水位は降雨の直接的な影響を受けながら変動している。

このような泥炭地の地下水位変動パターンを直接的に規定する要因の一つとして、泥炭の透水性をあげることができる。泥炭の透水性はごく表層の未分解の層で大きく、下層になるにしたがって急激に小さくなるのが普通である（Boelter, 1974, Ingram, 1992, 塩沢ら, 1995）。泥炭は、間隙量は大きい、複雑な構造上の特質から、連続した間隙とみなされる外間隙が比較的少なく、不連続で閉鎖・独立した間隙とみられる内間隙が多い。そのため、間隙量の割には透水性が低いことが特徴である。また、透水性は極めてばらついたものとなるのが普通である。これは泥炭の構成素材となる植物の種類が多く混在し、また分解の程度も異なるなどのためである。

地形的に平坦な泥炭地では、水面勾配もきわめて小さいことから、降雨直後の水位の高

い時を除いて、水の流動は緩慢である。そのなかで、表層付近だけは透水性が極めて大きいことから、地表面付近の諸状況が地下水位の変動を大きく支配しているとみてよいであろう。

2-2-2 地下水位変動と気象的因子

地下水位変動をひきおこす因子として、降雨や流入、融雪による水位上昇、排水や蒸発散による水位低下があるが、これら気象的諸因子の影響が季節的に変化することから、地下水位変動のパターンも季節的に変化する。

泥炭地の1年間の地下水位変動によると、春期の融雪による高水位と夏期の寡雨と蒸発散を主とする水位低下が顕著である（美唄泥炭地，北農試休耕田，図2-1）。秋期は、降雨が多く地下水位は全般的に高くなる。これは北海道における泥炭地地下水位の一般的な変動パターンである。

蒸発散は、泥炭地からの水損失（アウトプット）の大きな部分を占めているが、蒸発散量の季節的な変動は、地下水位変動のパターンにも影響をおよぼす。すなわち、春・秋の蒸発散の小さい時期と、夏の大きい時期では、地下水位の低下速度が異なり、春・秋にくらべ夏季の水位低下速度は一般に大きい。特に蒸発散の盛んな時期には、地下水位が日中低下し、夜間は一定のまま推移するという日変化のみられることがある。このような時、地下水位は階段状のパターンを呈しながら低下する（図2-2）。蒸発散と地下水位変動については、第3章でくわしく検討する。

また融雪期には、日中融雪がすすみ地下水位が上昇し、夜間水位が低下するという日変動がみられる（図2-3）。

泥炭地の地下水位は、以上のように気象的な因子の影響も受けながら変動しているが、これらは、各年の気象条件、特に降水量などの影響を受けている。

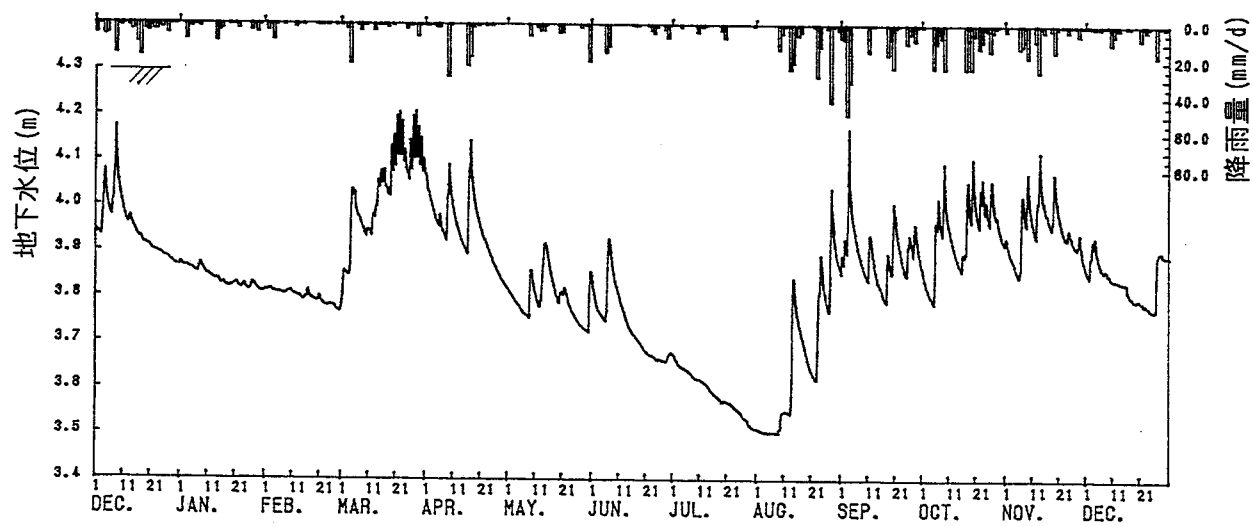


図2-1 泥炭地の1年間の地下水位変動
(美唄北農試休耕田, 1988年から1989年)

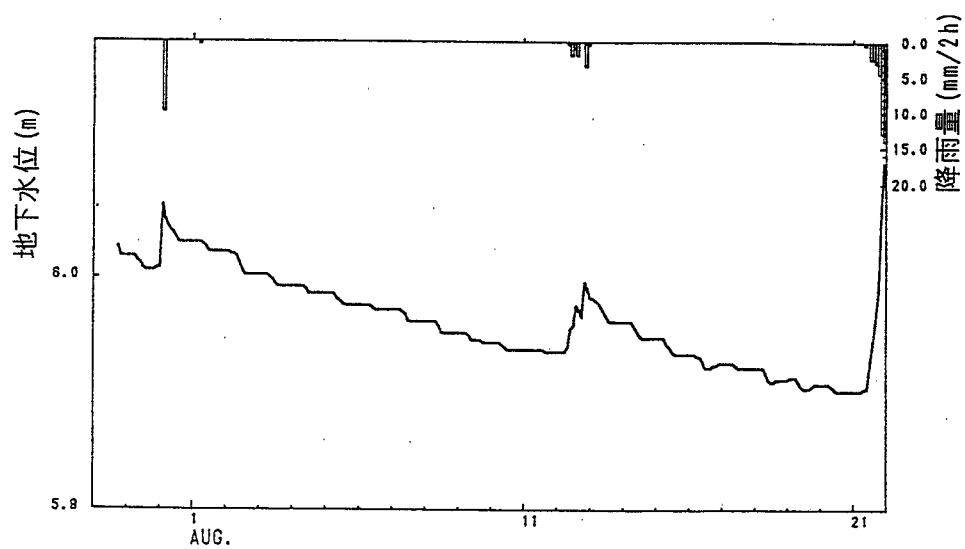


図2-2 蒸発散による地下水位低下の観測例
(サロベツ原生花園地区E点, 1991年7月29日～8月21日)

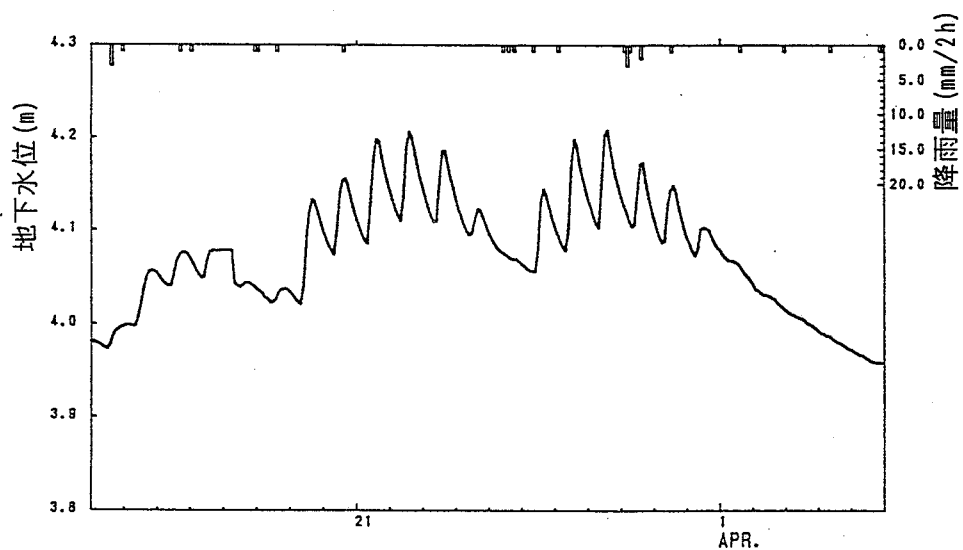


図2-3 融雪期の地下水位変動の観測例
(美唄北農試休耕田, 1989年3月13日～4月5日)

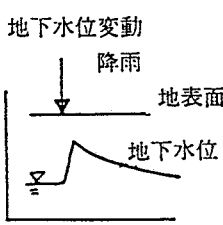
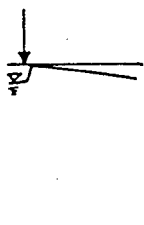
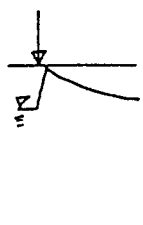
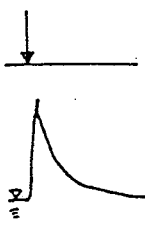
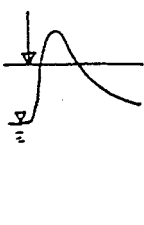
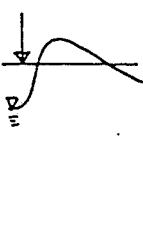
2-2-3 土地利用と地下水位変動パターン

泥炭地の地下水位とその変動パターンは、土地の利用形態、排水系の有無などによっても異なる。すなわち、土地利用の形態について、未開発・原野状態あるいは自然保全的土地利用がなされているところか、また農業利用などのなされているところかでパターンは当然異なる。排水系に関しても自然排水系が発達しているところか、あるいは人工排水系の影響を受けているところなのか、また自然排水系の中でも、きわめて緩慢にしか排水が生じないところか、あるいは河川や湿地溝のようなものが存在するところなのか、というようなことが地下水位とその変動パターンに影響をおよぼす。泥炭地の地下水位変動のパターンと、土地利用、排水系の有無等について概念的に分類したものを表2-1に示す（Umeda and Inoue, 1985）。この表では泥炭地を高位泥炭地と、中間泥炭地を含む低位泥炭地に分類し、それぞれ土地利用状況を未開発・自然状態と開発・利用状態にわけて考える。

自然・未開発状態では、高位、低位泥炭地のいずれも地下水位は非常に高く、低位泥炭地では降雨後地下水位が地表面以上となることもある。高位泥炭地では降雨により水位がただちに上昇するが、降雨終了とともに緩徐に低下をはじめめる。自然状態の高位泥炭地では泥炭表層の保水容量が大きいため、水位上昇量はあまり小さくなく、その結果、地下水位は狭い範囲で変動を繰り返している。それに対し低位泥炭地では、降雨による水位上昇とともに、降雨後も周辺部からの流入があるため、時間遅れをともなった比較的大きな水位上昇が生じる。低位泥炭地の場合、河川などの自然排水系を有しているため、高位泥炭地よりも地下水位の低下速度はやや速い。これらの結果、低位泥炭地の地下水位変動幅は高位泥炭地よりも大きいものとなる。

高位泥炭地、低位泥炭地ともに、その開発利用が進むと排水系が整備され、降雨前（平常時）地下水位が低くなっているため、それぞれの地下水位の変動は顕著になってくる。さらに開発利用が進められた段階では、排水系が完備されるとともに平常時の地下水位が低くなり、低位泥炭地でも周辺部からの流入がなくなる。従って地下水位変動パターンと

表2-1 泥炭地における地下水位変動と土地利用・排水系

		1	2	3	4	5
						
地下水位変動	上昇	即/小	即/やや大	即/やや大	遅/やや大	遅/大
	下降	一定	一定	通減	ほぼ通減	ほぼ一定
水文環境	平常地下水位	高	やや高	低	やや低	高
	周辺からの流入	なし	なし	なし	あり	あり
	人工的排水系	なし	なし	あり	少しあり	殆どなし
泥炭地		高位泥炭地		中間・低位泥炭地		
土地利用状況		未開発		開発利用		
備考		全く未開発生成過程の高位泥炭地	地表付近が若干乾燥化	排水系が完備されている	排水系やや整備、周囲からの流入あり	排水系不備周囲からの流入あり

しては、高位・低位泥炭地の差異はなくなり、同一の形態となる。すなわち、降雨時は急激な水位上昇があり、それも急速な逓減状況で降下することになる。

泥炭地の地下水位変動パターンは、このように泥炭地の状態・水文環境によって大きく異なり、その地下水の深さ、周辺地形、土地の開発利用状況によって差異のある変動パターンを示している。またそれが地表面に極めて近いところ、ときには地表面上にも出る状況で生じているために、その変動パターンが泥炭地の生態系、その利用条件などに影響をおよぼしている。

2-3 地下水位変動のモデル化 —タンクモデル—

2-3-1 泥炭地の地下水位変動タンクモデル

泥炭地の地下水位タンクモデルは、泥炭地の地下水位をタンク内の水位で表現したもので、タンクに供給される水と、タンクから流出する水によって水位変動が生じるようにした、簡単な数値モデルである（梅田・桜田，1974）。タンクモデルとしては、菅原（1972，1979）が河川流出解析モデルとして開発した有名なモデルがあるが、これは流域を複数のタンクで表現し、タンク横穴からの流出を河川流出として検討の対象としたものである。いっぽう泥炭地の地下水位タンクモデルは、タンク内の水位を地下水位として検討の対象としている点で、菅原のタンクモデルと異なっている。

泥炭地への水のインプット（降雨や周辺からの水の流入）は、タンク上方から供給され、タンク内の水位を上昇させる。またタンク内水位に対応したアウトプット（排水や蒸発散）が流出孔から生じ、水位は降下する。

流出孔はタンク側面の上下方向に複数設け、下方の流出孔は主に定常的な排水と蒸発散による水損失を、上方の流出孔は高水位時の急速な排水・流去を表現する。各流出孔にはそれぞれ流出孔係数が決められる。これは流出孔からの水損失の速度を示す係数で、この係数が大きいほど、単位時間あたり水位低下量は大きい。

$$\text{流出孔係数} = \frac{\text{流出孔より生じる単位時間あたり水位低下量}}{\text{ある時刻における地下水面と孔との水頭差}}$$

たとえば、ある時刻における水面と流出孔との標高差が1，流出孔の係数が0.1の場合、単位時間後に生じる水位低下量は $1 \times 0.1 = 0.1$ ，単位時間後の水頭差は当初の水位から水位低下量を差し引いて、 $1 - (1 \times 0.1) = 0.9$ となる。

タンクモデルは、高位泥炭地では泥炭地そのものを表わすタンク一つで表わし、低位泥炭地では高位泥炭地や周辺流域からの流入などがあることを考慮して複数のタンクとする。

高位泥炭地についてみると、タンク内の水位が H_{W_n} のとき、単位時間後の水位 $H_{W_{(n+1)}}$ は次式で表される（図2-4）。

$$HW_{(n+1)} = HW_n - a_1 \cdot (HW_n - H_1) - a_2 \cdot (HW_n - H_2) + C \cdot R_n \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここで H_1, H_2 : 各流出孔の位置標高

a_1, a_2 : 各流出孔の流出孔係数

C : 水位上昇係数

R_n : 単位時間中の降雨量

水位上昇係数 C は、降雨と水位上昇の関係を表現する係数である（後述）。

低位泥炭地に関してみると、低位泥炭地そのものを表わす下段のタンクの流出孔の位置標高、流出孔係数をそれぞれ H'_1, H'_2, a'_1, a'_2 , また水位上昇係数を C' とすると、下段タンクの水位が $H'W_n$ のとき、単位時間後の水位 $H'W_{(n+1)}$ は次式で表わされる（図2-5）。

$$H'W_{(n+1)} = H'W_n - a'_1 \cdot (H'W_n - H'_1) - a'_2 \cdot (H'W_n - H'_2) + C' \cdot (A_n + I_n + R_n) \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここで A_n は高位泥炭地からの流入量で、次式で求まる。これは(1)式における流出分に等しい。

$$A_n = a_1 \cdot (HW_n - H_1) + a_2 \cdot (HW_n - H_2)$$

また I_n は周辺流域からの流入で、次式より求まる。

$$I_n = \beta_2 \cdot (hw_n - h_1)$$

$$hw_n = hw_{(n-1)} - \beta_1 \cdot hw_{(n-1)} - \beta_2 \cdot (hw_{(n-1)} - h_2) + \gamma \cdot h'W_{(n-1)}$$

$$h'W_{(n-1)} = h'W_{(n-2)} - \gamma \cdot h'W_{(n-2)} + C'' \cdot R_{(n-2)}$$

ここで hw_n : 周辺流域タンク（下段）の水位

$h'W_n$: 周辺流域タンク（上段）の水位

h_2 : 周辺流域タンク（下段）上側の流出孔位置

β_1, β_2 : 周辺流域タンク（下段）の流出孔係数

γ : 周辺流域タンク（上段）の流出孔係数

C'' : 周辺流域タンク（上段）の水位上昇係数

以上は自然状態の泥炭地について考えたものであるが、排水工の実施された泥炭地では図2-6のようなものとなる。すなわち、暗渠や明渠などの排水工による地下水位低下を表現するため、あらたな流出孔を最下段に設ける。また排水路網が整備されるのであるから、低位泥炭地では高位泥炭地や周辺流域からの流入がなくなる。

いま、排水工によってあらたに設けた流出孔の位置標高を H_d と H'_d 、流出孔係数を α_d と α'_d とすると、高位泥炭地では

$$HW_{(n+1)} = HW_n - \alpha_d \cdot (HW_n - H_d) - \alpha_1 \cdot (HW_n - H_1) - \alpha_2 \cdot (HW_n - H_2) + C \cdot R_n$$

低位泥炭地でも、

$$H'W_{(n+1)} = H'W_n - \alpha'_d \cdot (H'W_n - H'_d) - \alpha'_1 \cdot (H'W_n - H'_1) - \alpha'_2 \cdot (H'W_n - H'_2) + C' \cdot R_n$$

となり、全く同型のモデルで表現できることになる。

以上が泥炭地の地下水位タンクモデルの基本形である。タンクモデルの諸係数は、実測の地下水位変動と合致するように試算を繰り返すことによって決定する。そのためには基本形と全く同一のモデルでは変数が多く、演算手数も繁雑で、また比較対比しにくくなることもある。そこで次に述べる基本形を変形させた実用演算モデルによって表現する。

図2-4 高位泥炭地地下水位変動
のタンクモデル

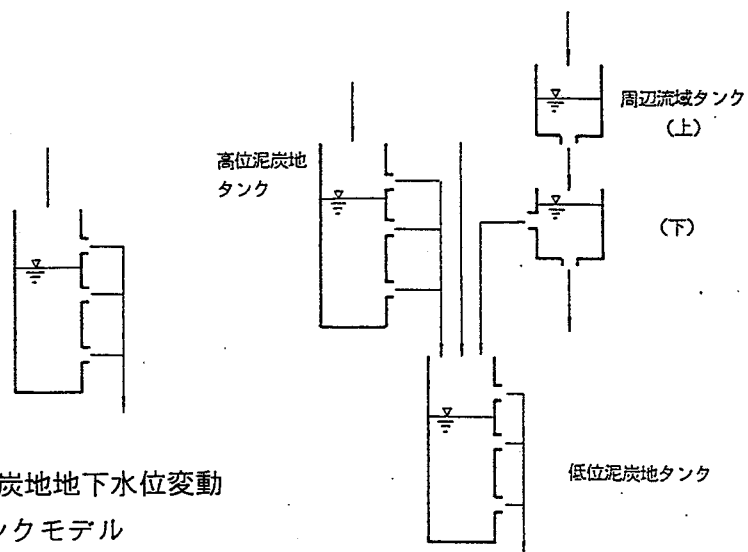


図2-5 低位泥炭地地下水位変動
のタンクモデル

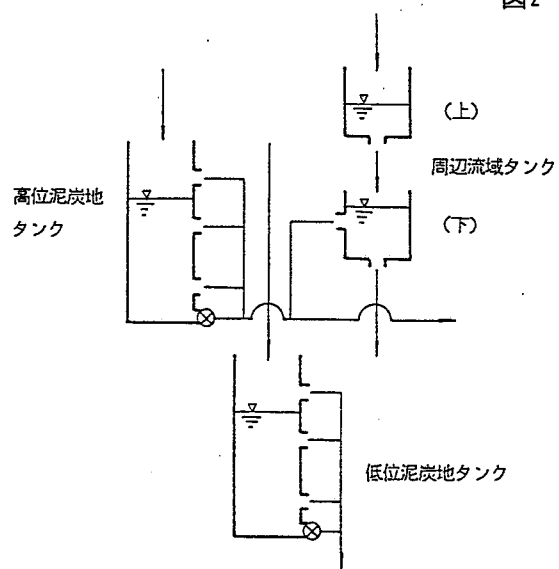


図2-6 排水工が実施された泥炭地の
地下水位変動タンクモデル

2-3-2 実用演算タンクモデル

実用演算タンクモデルでは、高位、低位泥炭地とも同型のモデルとする。最下段に泥炭地タンクをおき、その上に2段の周辺タンクをおいた。この周辺タンクは、低位泥炭地において有効で、周辺流域と高位泥炭地からの流入をあわせて表現している。高位泥炭地では周辺タンクからの流入はない。

モデルにおいて、各係数は次のようなものである（図2-7）。

HA_1, HA_2, HA_3 : 泥炭地タンクの各流出孔の標高

HB_2 : 周辺タンク [下] の上段流出孔の底部からの高さ

A_1, A_2, A_3 : 泥炭地タンクの各流出孔の流出孔係数

B_1, B_2, B_3 : 周辺タンクの各流出孔の流出孔係数

C : 泥炭地タンクの水位上昇係数

C' : 周辺タンクの水位上昇係数

R_n : 時間 $n-1$ から n までの単位時間雨量

h_n : 泥炭地タンクの時刻 n における計算水位

hBD_n : 周辺タンク [下] の時刻 n における計算水位

hBU_n : 周辺タンク [上] の時刻 n における計算水位

単位時間経過後の時刻 $n+1$ における各タンクの水位をもとめる計算過程は次のようなものである。

(a) 周辺タンク [上] の水位と周辺タンク [下] への流出量

$$hBU_{(n+1)} = hBU_n - B_3 \cdot hBU_n + C' \cdot R_n$$

(b) 周辺タンク [下] の水位と泥炭地タンクへの流出量

$$hBD_{(n+1)} = hBD_n - B_1 \cdot hBD_n - B_2 \cdot (hBD_n - HB_2) + B_3 \cdot hBU_n$$

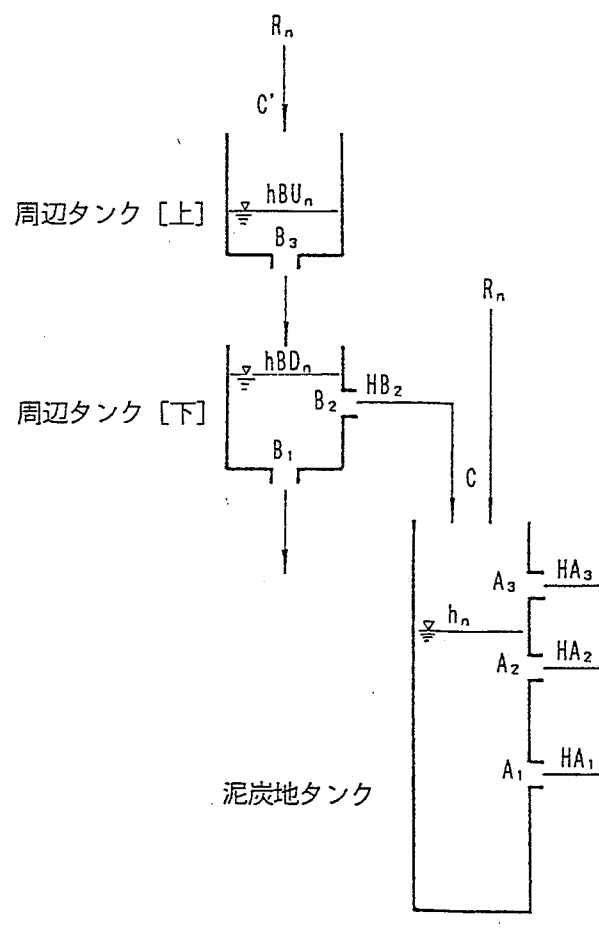


図2-7 泥炭地地下水位変動の実用演算タンクモデル

(c) 泥炭地タンクの水位

$$h_{(n+1)} = h_n - A_1 \cdot (h_n - HA_1) - A_2 \cdot (h_n - HA_2) - A_3 \cdot (h_n - HA_3) \\ + C \cdot [R_n + B_2 \cdot (hBD_n - HB_2)]$$

これらの実際の演算は図2-8に示したフローチャートにしたがって実行した。すなわち、タンクに初期地下水位（実測値）を設定し、計算期間中の降雨量を与えることにより、それ以後の地下水位を順次算定した。

諸係数は、実測地下水位に計算水位が近似するよう、試行錯誤的に計算をおこなうことにより特定していく。タンクの諸係数を修正しつつ収斂させていく。ただし計算期間の途中で係数を変化させることはしない。計算の最初に設定した係数である期間の計算をおこない、期間毎に係数を修正しながら諸係数を決めていく。

計算結果の評価は、相対・絶対・ χ^2 の各誤差基準によって判定する。またこれら一連の計算結果は、図化表現により比較評価もする。

相対・絶対・ χ^2 の各誤差基準は次の各式に示される方法によって算出する。一般に相対誤差は水位の低い時を、絶対誤差は水位の高い時を重視する際に採用する。また χ^2 誤差は全体の適合性を重視する際に採用する（角屋・永井，1980）。

$$\text{相対誤差} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|h_{o,i} - h_i|}{h_{o,i}}$$

$$\text{絶対誤差} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |h_{o,i} - h_i|$$

$$\chi^2 \text{誤差} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{(h_{o,i} - h_i)^2}{h_{o,i}}$$

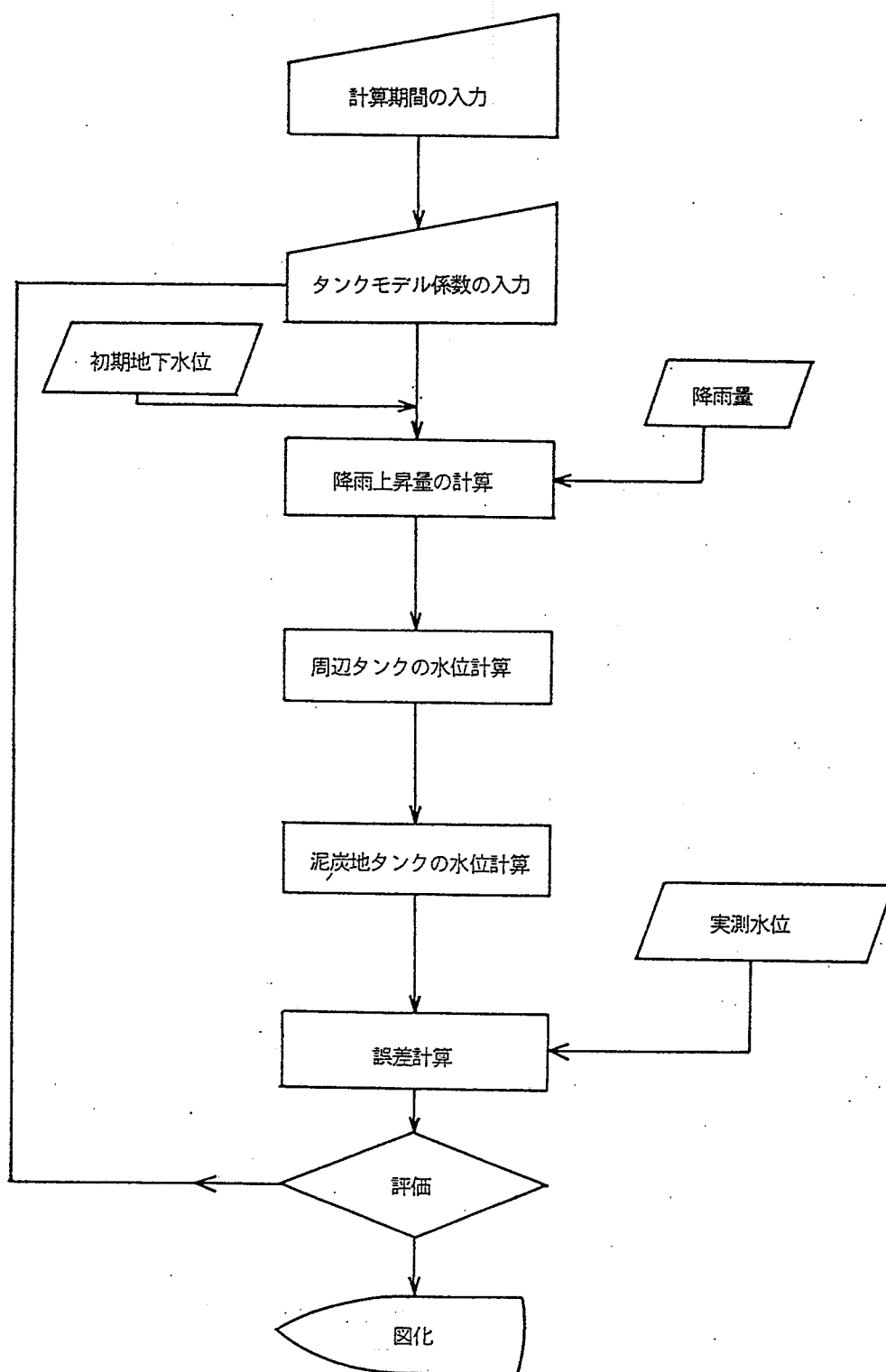


図2-8 タンクモデル演算フローチャート

ここで N ; データ数

h_o ; 観測水位

h_i ; 計算水位

i ; データ番号

それぞれの計算においてすべての係数を変化させながら計算するのでは、モデルの比較性を欠くことになり、また計算も煩雑になる。そこで、係数を修正するにあたって、泥炭地タンクの流出孔標高 HA_1 , HA_2 , HA_3 の決定方法に次のような基準をもうけ、通常は C および A_1 , A_2 , A_3 と上部タンクの係数のみを順次修正しながら特定するようにした。すなわち、中央の流出孔の標高 HA_2 は、実測された全水位データ N 個を高さ順にならびかえ、高い方から $1/3$ 分位の値に等しい高さとし、地下水位の変動範囲内に位置するようにした。また HA_3 は、 HA_2 の上10cmあるいは地表面と等しい標高とし、降雨直後の水位が非常に高いときに排水を生ずる位置、 HA_1 は HA_2 の下40cmとした。これは長期の無降雨時に現れる最低水位と、そのときの水位遞減パターンに関係する。このようにして泥炭地タンクの各係数のうち、標高に関する係数の決定方法を基準化しておくことにより、水位変動のパターンの差異が流出孔係数 A_1 , A_2 , A_3 に顕著に表現されると考えられる。

泥炭地タンクの流出孔係数 A_1 , A_2 , A_3 はそれぞれおおむね次のような役割をもっている。最下段の A_1 は蒸発散による水損失と定常的な排水および地下浸透、中段の A_2 は中・高水位時における排水、そして A_3 は降雨直後の非常に水位が高い状態でのすみやかな排水を示すものである。

一般に、排水系の影響下にある泥炭地で、平常時の地下水位が低く、泥炭の保水容量が小さくなったところでは、いずれの孔の流出孔係数の値も大きくなり、地下水位の低下遞減を促す傾向がある。それに対して未利用状態で地下水位が常時地表面近くにある泥炭地では、地下水位の変動が小さく、かつ低下が直線的で、そのため流出孔係数は小さくなる。

水位上昇係数 C は、降雨時における降雨量と地下水位の上昇量の関係を示す係数である。

周辺からの流入のない高位泥炭地では、 C はほぼ降雨量とそのときの地下水位上昇量との関係から求めることができる。この係数は泥炭の間隙や保水性を反映し、開発の進んだところの保水容量の小さい泥炭で大きく、自然状態の泥炭では小さくなる傾向のあることが、次節以降に示す適用事例で認められている。周辺からの流入がある低位泥炭地では、河川水位などの影響を受けるため、降雨時の地下水位上昇量は高位泥炭地に比べきわめて大きくなるが、流入水を除外して考えれば、泥炭そのものの保水性などは高位泥炭地の場合とはほぼ同じような傾向にある。

周辺タンクの係数は、周辺流域が泥炭地におよぼす影響の特性によって決定する。周辺タンクが上下二段になっているのは、地下水位のピークが降雨のピークよりも若干の時間的な遅れをとまうことを表現するためである。ここでは、特に泥炭地タンクへの直接の流出孔である B_2 、 HB_2 の値によって周辺タンクから泥炭地タンクへの影響の度合いが表現される。高位泥炭地のように周辺流域からの流入がない場合には HB_2 の値が極端に大きいか、 B_2 の値が0となる。また低位泥炭地で流入河川の影響を大きく受けるところでは HB_2 は低く、 B_2 は大きくなる。

2-4 泥炭地の地下水位変動の経時評価

泥炭地の地下水位変動タンクモデルの適用結果を、まず経時評価にみる。

泥炭地の経時的な水文環境変化を把握する場合、各年の降雨状況等に左右されずに、客観的にその変化の有無や程度をみる必要がある。このモデルによれば、ある地点の地下水位変動の変化状況、ひいてはその地点の水文環境の変化状況を係数化して捉えることが可能である。

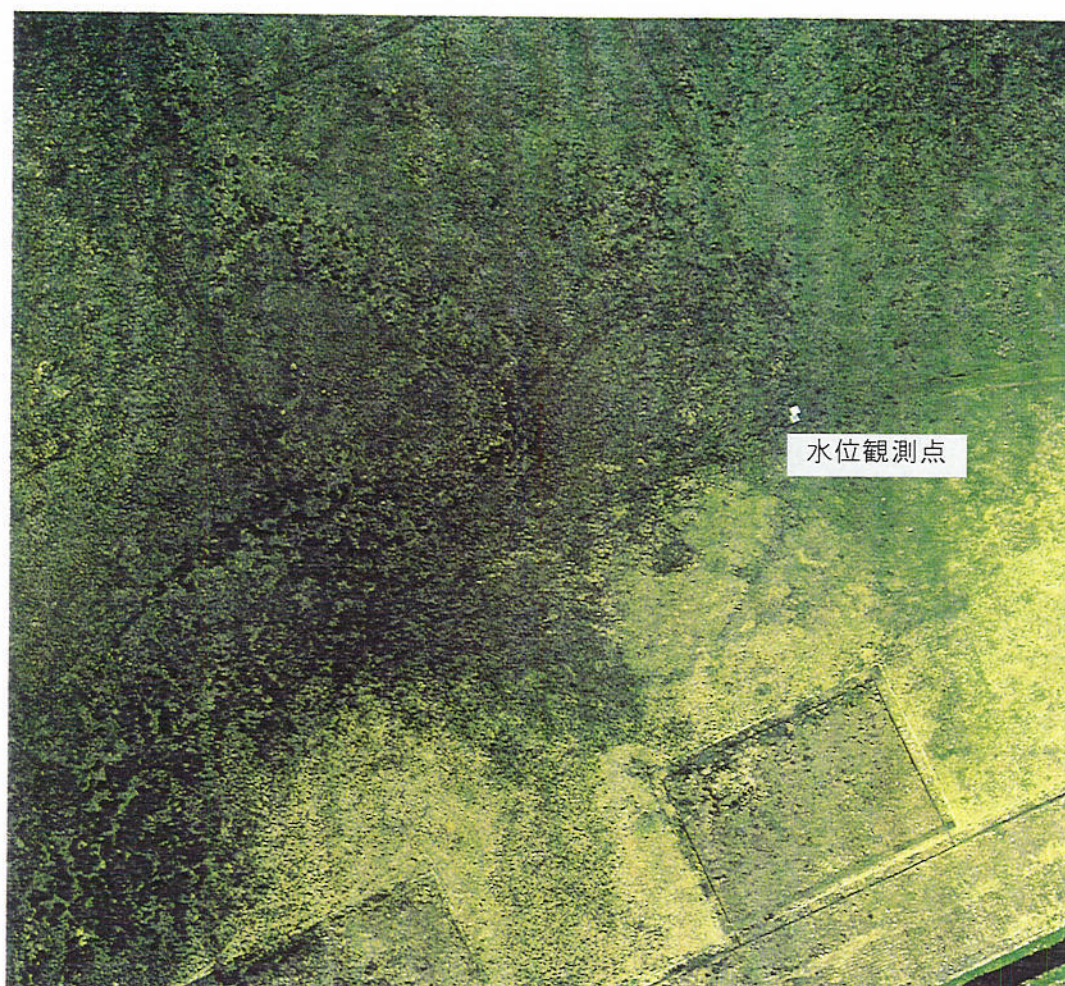
2-4-1 草地造成にともなう地下水位変動の経年変化

一般に泥炭地では、排水の効果が発現するには長い年月を要するといわれている。そしてその効果は、開発の進捗状況にしたがって段階的に現われてくる。

上サロベツ地区では草地造成が実施されてきた。この地区では1976年に幹線明渠が掘削されはじめたが、その年から地下水位の観測も始められた。開発初期には幹線排水路の掘削、浚渫、改修が継続される程度であったが、その後支線排水路の掘削、幹線農道の側溝の掘削などがおこなわれた。1984年には支線農道の施工が進み、周辺の開発が一挙に進んだため、地下水位観測点付近の水文環境も大きく変化した。

水位観測点は上サロベツ泥炭地の中央部、高位泥炭地の中に設置された。サロベツ川放水路の北側約500m、支線排水路から約80mの位置にある。付近はミズゴケを主体とする高位泥炭地で、当初平均的な地下水位は地表面にごく近い、非常に高い状態にあった。1976年の調査によると、地表の植生はミズゴケ類・ホロムイスゲ・ツルコケモモなどが主となっている。また土層断面によると地表面から約1.5mの深さまでは分解度の低い泥炭で（von-Post法で2～3程度）、その構成植物はミズゴケ類、ツルコケモモ、ホロムイスゲとなっている。自然状態であった1976年（図2-9）と、1977年の明渠が開削された後の観測点付近の航空写真（図2-10）を示す。現在では明渠、暗渠ともに整備され、地表面には客土もなされた採草地として利用されている。

地下水位の観測をおこなったのは1976、77、80、81、82、84、90年の各年である。



0 100 200 m

図2-9 サロベツ泥炭地 上サロベツ地区 草地造成前 (1976年)



図2-10 サロベツ泥炭地 上サロベツ地区 明渠開削後 (1977年)

表2-2に各年のタンクモデル係数の一覧を、また図2-11に地下水位変動とそのタンクモデルの計算例を示す。

各年のタンクモデルの標高関係の係数は、流出孔の間隔は一定とし、標高は各年同一の期間（7月5日～9月30日、1984年を除く）の水位データをもとに、同じ基準でそれぞれ求めた。したがって、排水が進むとともに、全体的な水位低下と、地盤沈下の双方の影響で、流出孔の標高も低下している。1984年は周辺の開発・整備が急速に進められ、観測点付近の状況が急激に変化したため、3期間に分けて計算をおこなったが、期毎に標高が低くなっている。また1990年については、既に草地造成が完了し、採草地として利用がはじめられており、地下水位は大幅に低下し、また地盤沈下も大きく生じていたため、流出孔の標高も非常に低くなっている。

各年のタンクモデル係数を比較すると次のような傾向がある。

水位上昇係数Cは徐々に増大する傾向にあり、同程度の降雨でも水位の上昇割合が大きくなっていることを示している。これは排水に伴う泥炭の沈下と、その結果生ずる泥炭の緻密化と関係していると考えられる。また、Cの増大は、平均水位が低下し、地表面と地下水位の間の水分保持可能な間隙が少なくなったため、水位変動の幅が広がってきたことを意味している。

流出孔の各標高 HA_1 、 HA_2 、 HA_3 は年々低下している。特に1984年には大幅に低くなっており、開発の影響が顕著に表現されている。また、全般的な地下水位の低下のほかに、急速な地盤沈下もその要因の一つである。1984年は観測期間中にも顕著な沈下が進行しており、4か月の観測期間にも三段階のモデルが必要であったが、各期間毎に流出孔標高は低下している。

いっぽう流出係数 A_1 、 A_2 は概ね増大する傾向にある。中段の流出孔の係数 A_2 は、当初の0.01程度から0.04まで、また下段の流出孔 A_1 も0.001から0.003へと増大しており、水位の低下が速やかになっていることを示している。しかし流出係数の変化は、流出孔の標高変化ほど一様な変化ではない。これは水位変動パターンの変化が、おもに流出孔標高の低下

や水位上昇係数の増大で表現されたためと考えられる。

これらタンクモデルの係数変化に示されるように、排水による地下水位変動パターンの経年変化は、開発の進捗にともなって徐々に進行している。

表2-2 草地造成にともなう泥炭地の地下水位変動タンクモデルの係数変化

(サロベツ泥炭地 上サロベツ地区 1976年～1990年)

	1976	1977	1980	1981	1982	5/12- 6/30	1984 7/1- 7/20	7/21- 9/6	1990
C	1.7	1.7	2.0	2.1	2.5	2.5	2.5	2.8	7.0
A ₃	0.1	-	-	0.1	-	-	-	-	0.1
A ₂	0.011	0.012	0.010	0.028	0.001	0.04	0.04	0.04	0.04
A ₁	0.0010	0.0009	0.0013	0.0016	0.0015	0.0009	0.0010	0.0012	0.0030
HA ₁ (cm)	686.3	682.7	658.9	658.9	655.4	520.0	515.9	508.2	471.2
HA ₂ (cm)	726.3	722.7	698.9	698.9	695.4	560.0	555.9	548.2	511.2
HA ₃ (cm)	736.3	732.7	708.9	708.9	705.4	570.0	565.9	558.2	521.2

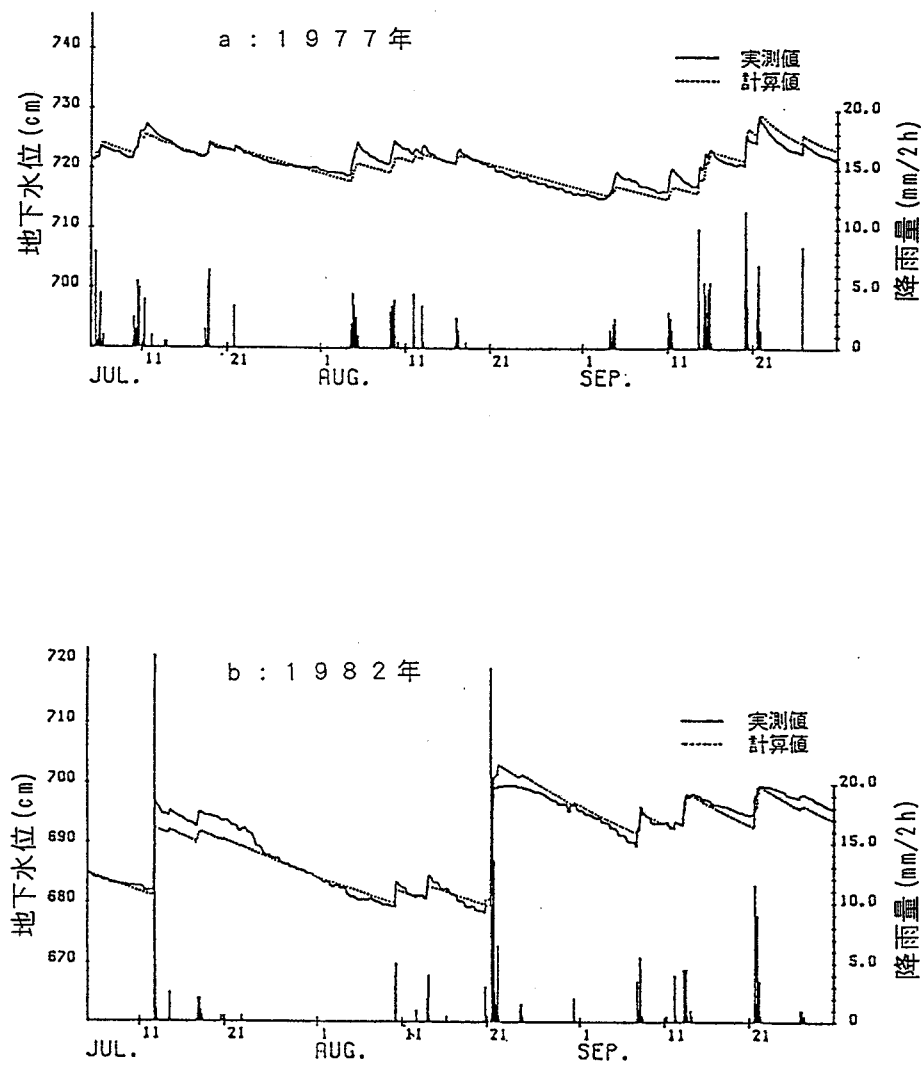


図2-11 サロベツ泥炭地 上サロベツ地区における地下水位変動とその
タンクモデル計算例

(a : 1977年7月5日～9月30日)

(b : 1982年7月5日～9月30日)

2-4-2 自然状態の泥炭地の経年的水文環境

保全対象となっている泥炭地において、その泥炭地の水文環境が経年的に変化しつつあるか否かをモニタリングする必要が生じることがある。

国立公園に指定されている釧路泥炭地では、泥炭地湿原の環境変化に対し関心が持たれている（前田一步園財団，1993）。ここでは釧路湿原・赤沼付近における1985年～1992年までの地下水位観測結果をもとにタンクモデルによる解析をおこなった。ここで使用したタンクモデルを図2-12に、地下水位変動とそのタンクモデルの計算結果を図2-13(a)～(h)に示す。

タンクモデルは、周辺域からの流入を表わす上部タンクを有する2段のモデルとした。タンクモデルの各係数を一定として計算をおこなったが、各年とも実測値とほぼ良好に一致し、同一のモデルで各年の地下水位変動パターンを表現することができたことから、この間地下水位変動のパターンには変化はなく、水文環境として安定した状態にあるといえよう。

同様の調査事例として、サロベツ原生花園におけるものがある。ここでは泥炭地湿原の本来の植生ではないササ群落の展開がみられ、泥炭地に対する乾燥化の懸念がある。ここで検討された泥炭地湿原の保全対策の詳細は第6章に示すが、タンクモデルを用いた長期の地下水位変動解析の結果は、ほぼ一定の地下水位変動パターンが近年は維持されていることを示しており、顕著な乾燥化の傾向のないことが明らかになっている。

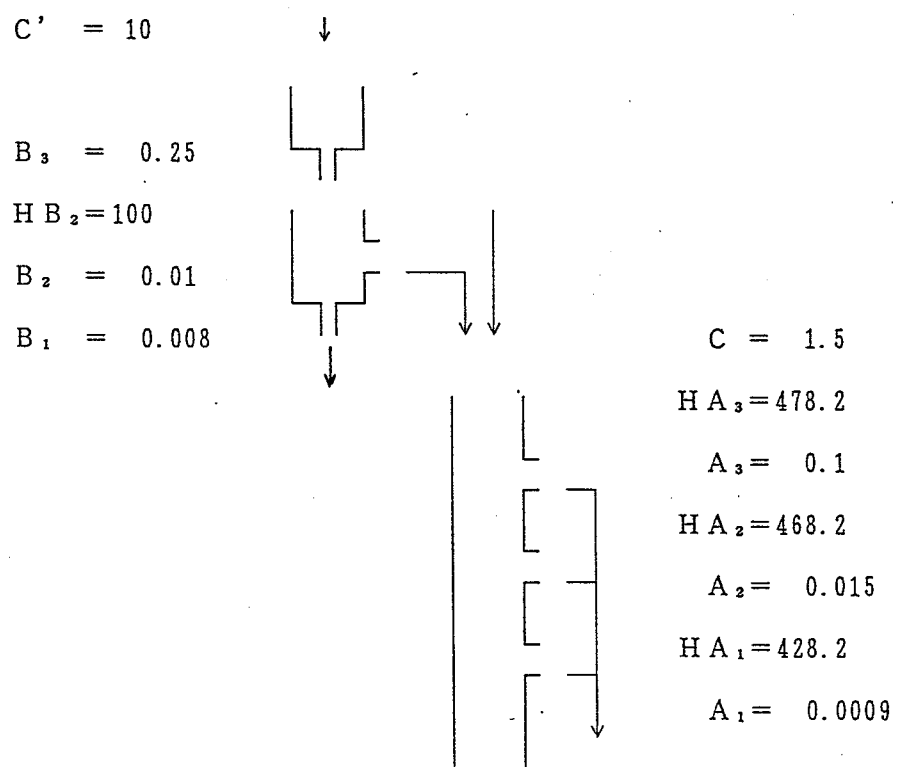


図2-12 釧路泥炭地・赤沼地点における地下水位変動タンクモデル
(1985年～1992年)

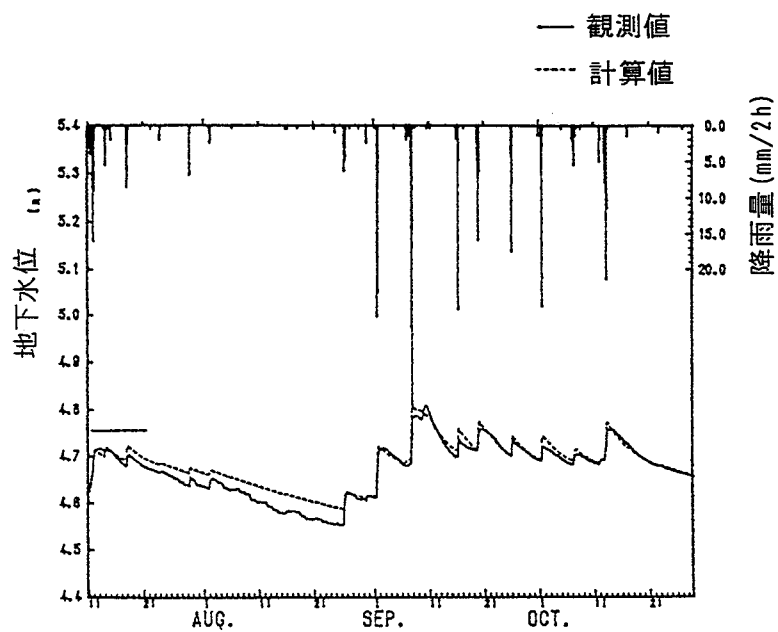


図2-13 (a) 釧路泥炭地・赤沼地点における地下水位変動とタンクモデル計算結果
(1985)

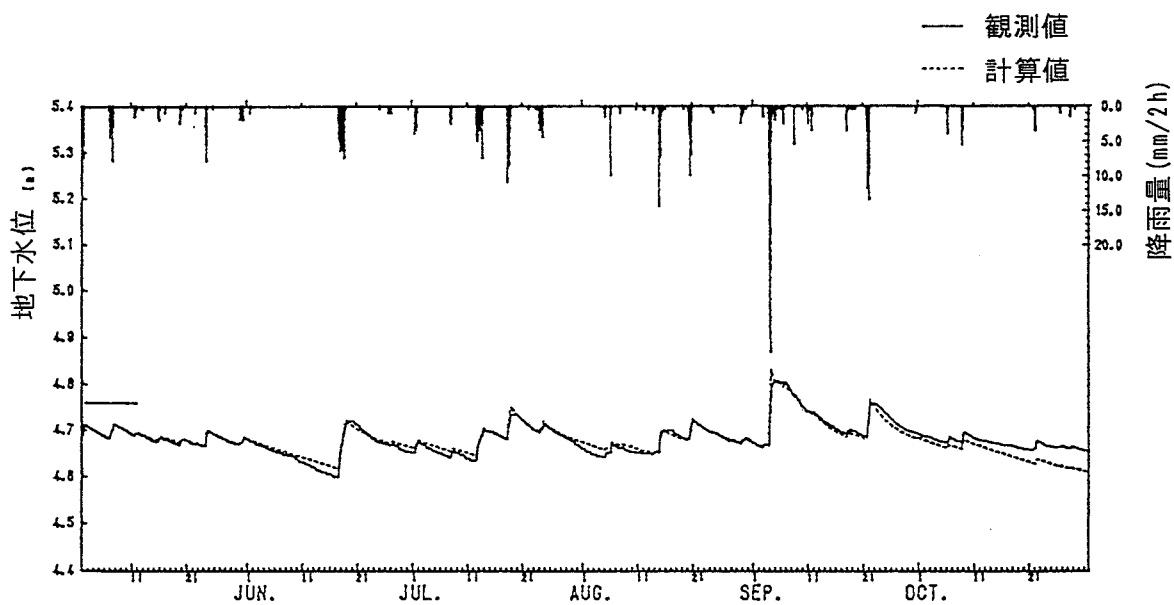


図2-13 (b) 釧路泥炭地・赤沼地点における地下水位変動とタンクモデル計算結果
(1986)

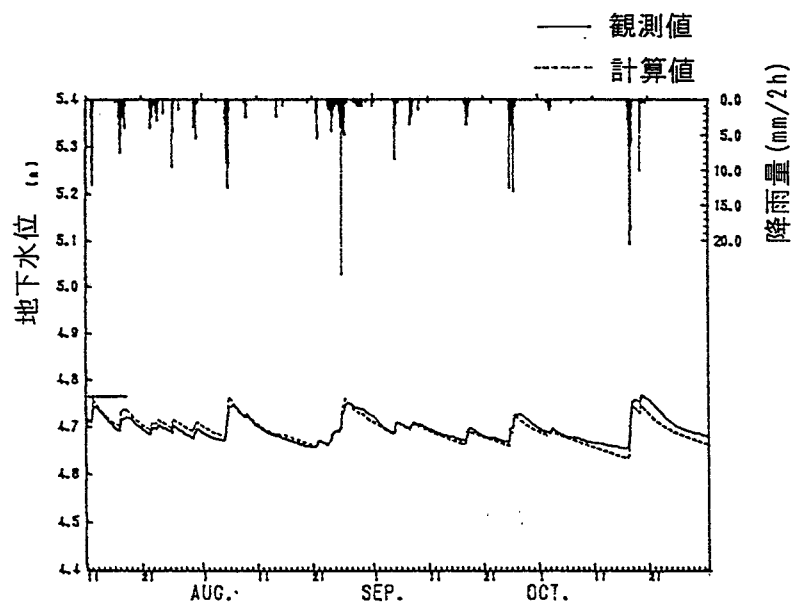


図2-13 (c) 釧路泥炭地・赤沼地点における地下水位変動とタンクモデル計算結果 (1987)

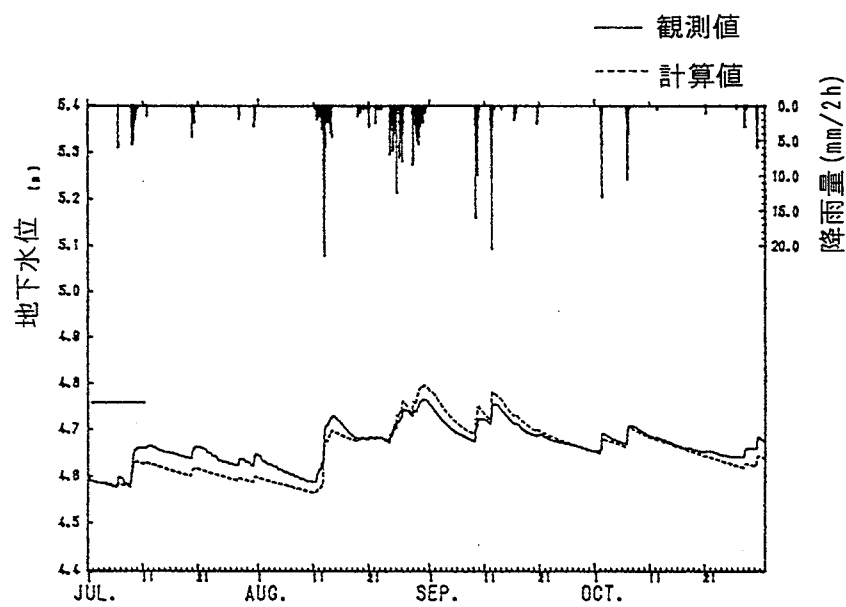


図2-13 (d) 釧路泥炭地・赤沼地点における地下水位変動とタンクモデル計算結果 (1988)

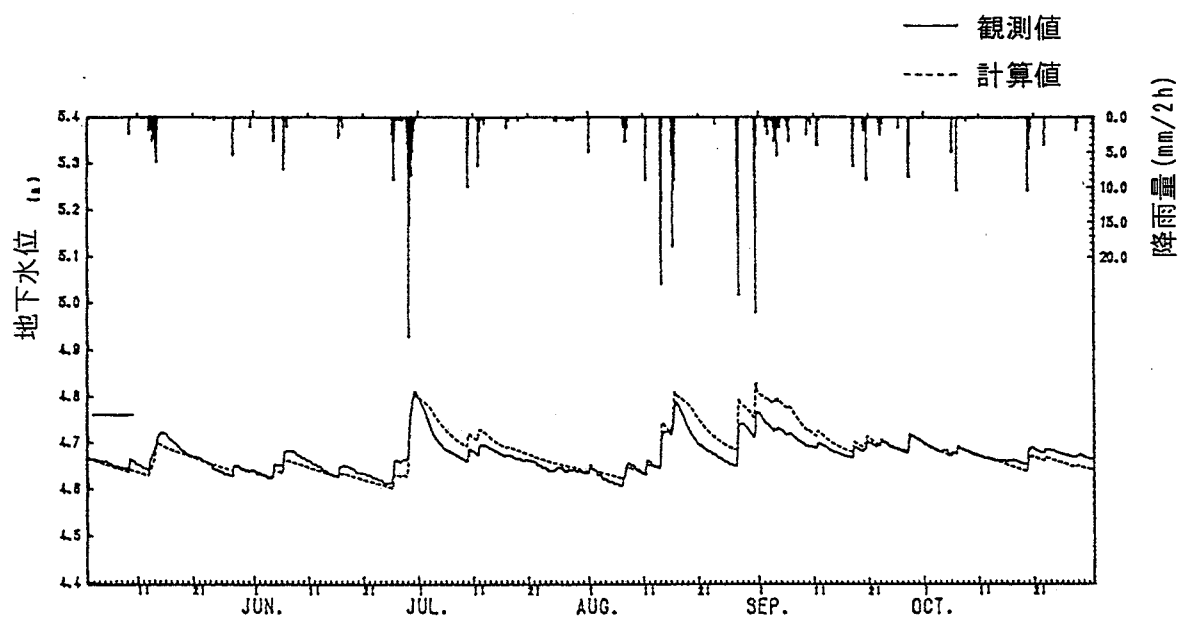


図2-13 (e) 釧路泥炭地・赤沼地点における地下水位変動とタンクモデル計算結果
(1989)

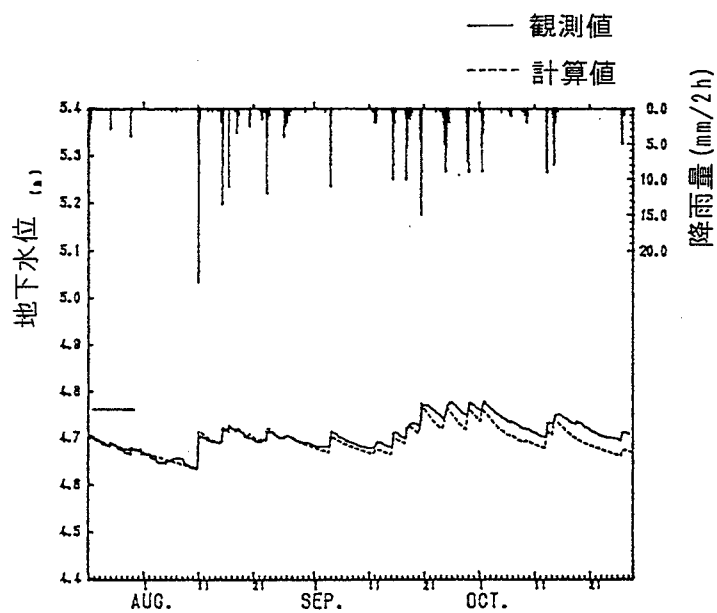


図2-13 (f) 釧路泥炭地・赤沼地点における地下水位変動とタンクモデル計算結果
(1990)

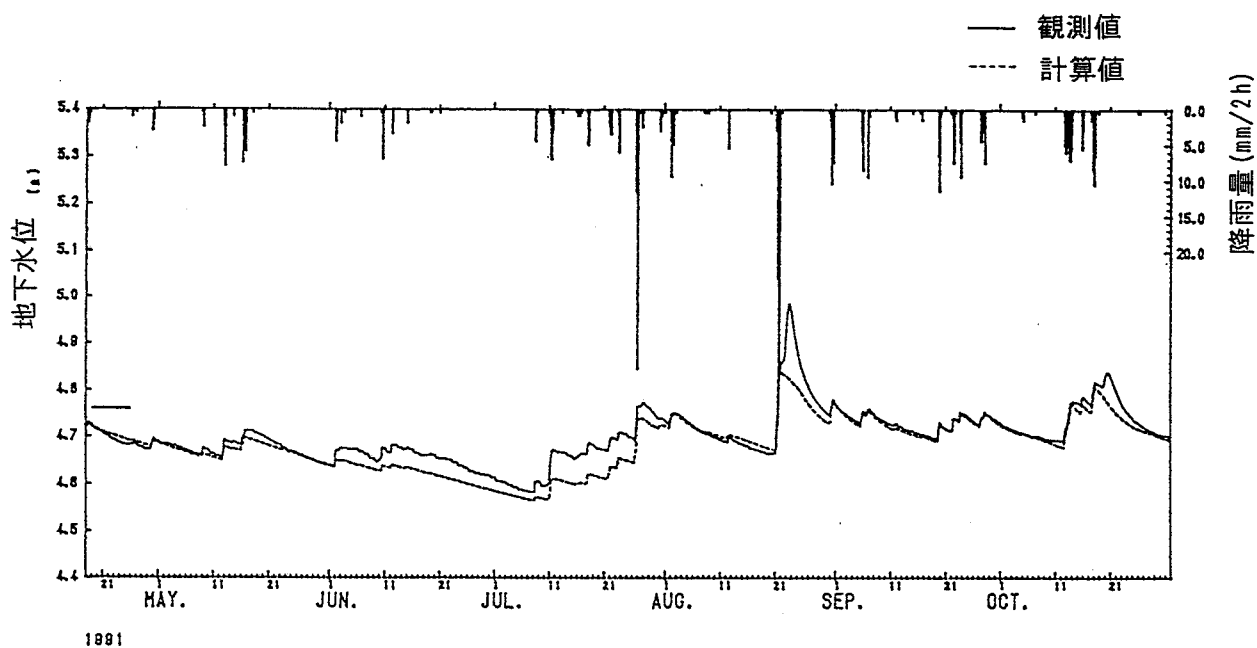


図2-13 (g) 釧路泥炭地・赤沼地点における地下水位変動とタンクモデル計算結果
(1991)

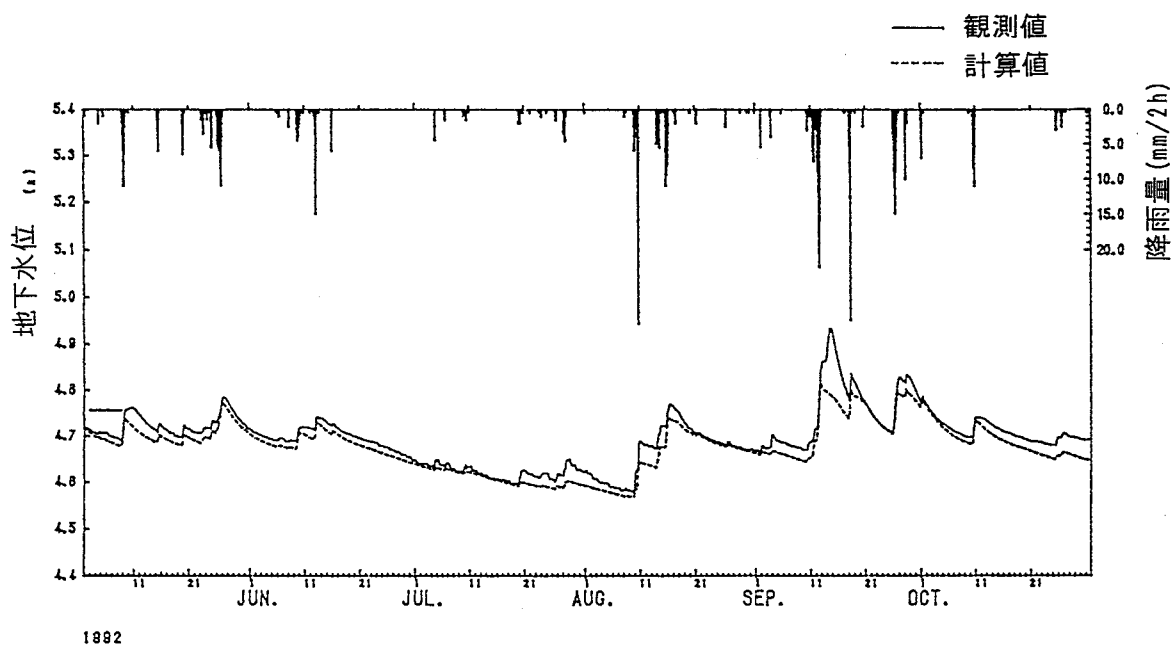


図2-13 (h) 釧路泥炭地・赤沼地点における地下水位変動とタンクモデル計算結果
(1992)

2-5 第2章のまとめ

本章では、泥炭地の水文環境の指標として地下水位とその変動をとらえることができることを提示し、特に水収支の直接的な反映として、その一般的な変動パターンについて説明した。地下水位変動を規定する要因として、泥炭の透水性、気象的因子、土地利用形態や排水条件などがあることを示した。

地下水位変動を泥炭地の水文環境指標とするときに必要となる数値化の手法として、地下水位変動タンクモデルを提案し、これによって変動パターンを係数として表現可能なことを示した。

本タンクモデルを適用して、泥炭地の地下水位変動の経時評価をおこなった。特に、サロベツ泥炭地上サロベツ地区での長期観測結果から、自然状態の泥炭地が草地造成される過程で生じた水文環境の変化を示した。また釧路泥炭地、サロベツ泥炭地での調査観測に基づいて、経年的な変化が生じていないことをタンクモデル解析をもとに明らかにした。

以上のような適用例から、泥炭地の地下水位変動タンクモデルが、泥炭地の水文環境評価に有効なことを明示した。

参考文献

- Boelter, D.H., 1974. The Hydrologic Characteristics of Undrained Organic Soils in the Lake States Histosols, Their Characteristics, Classification, and Use. SSSA Special Publication Series No.6, Chap.4:pp.33-46
- Eggelsmann, R., Heathwaite, A.L., Grosse-Brauckmann, G. Kuster, E., Naucke, W., Schuch, M. and Schweickle, V., 1993. Physical Processes and Properties of Mire., in A.L.Heathwaite and Kh. Gottlich (eds), Mires: Process, Exploitation and Conservation. Wiley: pp.171-262
- Ingram, H.A.P., 1983. Hydrology, in A.J.P.Gore(ed.), Ecosystems of the World Volume4A: Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor. Elsevier: pp.67-158
- Ingram, H.A.P., 1993. Introduction to the ecohydrology of mires in the context of cultural perturbation., in O.M.Bragg, P.D.Hulme, H.A.P.Ingram and R.A.Robertson(ed.), Peatland Ecosystems and Man: An Impact Assessment. Dep. Biological Sciences, University of Dundee, U.K. : pp.67-93
- 角屋睦・永井明博, 1980. 講座 流出解析手法(その11) -SDFP法による貯留関数の最適同定-. 農業土木学会誌, 第48巻第11号: pp.851-856
- 環境庁自然保護局, 1993. サロベツ湿原の保全 環境庁サロベツ原野保全対策事業報告書: 95pp.
- 前田一步園財団, 1993. 湿原生態系保全のためのモニタリング手法の確立に関する研究: 439pp.
- 塩沢昌・粕渕辰昭・宮地直道・神山和則, 1995. 一次元定常地下水流動モデルによる美唄湿原の地下水位分布の解析. 農業土木学会論文集, No.176: pp.11-22
- 菅原正巳, 1972. 流出解析法. 水文学講座7. 共立出版
- 菅原正巳, 1979. 続・流出解析法. 水文学講座別巻. 共立出版
- Umeda, Y. and Inoue, T., 1985. The Influence of Evapotranspiration on the Groundwater Table in Peatland. J. Fac. Agri. Hokkaido Univ., Vol.62 Pt.2: pp.167-181
- 梅田安治・桜田純司, 1974. 泥炭地の地下水位変動のモデル. 昭和49年度農業土木学会大会講演会要旨: pp.292-293

第3章 泥炭地の蒸発散と地下水位変動

3-1 泥炭地の蒸発散

泥炭地の地下水位変動は、泥炭地の水収支の間接的表現であることを前章で示した。すなわち、降雨や流入などの水の供給があると地下水位は上昇し、流出や蒸発散などで水が取り出されると地下水位は低下する。地下水位が通常より高いときには水位の低下は水の流下・重力排除によってなされる割合が高いが、地下水位が低くなるにしたがい、蒸発散によって促進される水位低下の割合が増す。特に地形的に平坦な泥炭地では水の流動が極めて緩慢であるため、地下水位の低下におよぼす蒸発散の影響は大きい。

また一般に泥炭地は過湿地であり、水分に富むこと、植生が特異であること、土壤の保水性や間隙構造が鉾質土壌とは大きく異なることなどから、蒸発散の特性も特異なものとなる（たとえばIngram, 1983）。

泥炭地の水文環境における蒸発散の影響の重要性については以前から指摘されており、それらは、たとえば Ingram (1983)によって概括されている。それによると、これら研究の多くはライシメーターや蒸発計などを持ちいた泥炭地での蒸発散量の実測や、実測値と Thornthwaite, Penman, Budykoの各式から求めた蒸発散能との比較、植物群落による差異等についてなされている。蒸発散に対する地下水位の影響に関するものとしては、Godwin (1931), Heikurainen (1963), Belotserkovskaya et al. (1969), Virta (1966), Romanov (1968)などのものがあげられる。Godwin (1931)は、イギリス・イングランド東部 Cambridge ShireにあるWicken Fenにおいて、泥炭地の地下水位が日単位の規則的な変化を示しながら低下することを自記水位計を持ちいて観測している。そしてその日低下量が植生があるところでは最大28mmであるのにたいし、植生が焼き払われたところでは最大6mmにしかすぎないことを指摘している。またHeikurainen (1963)は、泥炭造林地での地下水位の挙動が、一日のうち日中に水位降下が著しく夜間は水位変化のない階段状の水位変動曲線を示すことに注目し、これを樹木による蒸散作用によるものとした。そして降雨時

における降雨量と水位上昇量の比を用いて、水位の低下量を換算することにより蒸発散量を求めている。Boatman (1983)も同様の階段状の地下水位変動曲線について報告している。

北海道では堂腰ら(1957)が泥炭処女地に掘削した排水路の流量に現われた日単位の周期的な流量変化について報告しており、流出量が日出以降次第に減少し、日没とともに増加する事例を豊幌泥炭地において観測している。流出量は全体として漸次減少するが、これらの主な原因を泥炭地からの蒸発散だとしている。また桜田ら(1976)は草地化された泥炭地における地下水位の降下に対して蒸発散の影響・効果の大きいことを、土壤水分と地下水位の圃場観測、および室内実験の結果から示している。

このように、泥炭地の水文環境の一要素として、蒸発散は地下水位に対し大きな影響をおよぼしていることが知られているが、蒸発散量そのものの計測は種々の気象要素の精密な観測が必要となってくる。そこで本章では、蒸発散による地下水位低下量を簡便に求める方法として図解法を提示し、泥炭地の地下水位変動における蒸発散の影響について検討した。

3-2 蒸発散量と地下水位の低下

3-2-1 地下水位変動に現われる蒸発散の影響

一般に泥炭地は地形的に平坦で、そのため水の移動は極めて緩慢である。顕著な水の流動とそれとともなう地下水位の低下は降雨直後の地下水位が高いときに限られ、通常の水位低下は緩慢な水の流動と蒸発散によっている。ここでの水の流動は重力・水面勾配に起因し、地下水位の低下にともなってその速度は漸減するのに対し、蒸発散量は日射・風などの気象的な因子や土壤の水分状態などによって規制されている。その結果、地下水位の変動曲線は、蒸発散の影響が大きい日中に急激な低下を示し、夜間は蒸発散が微小になるために重力排水による緩やかな水位低下しか示さなくなる。さらに地下水位が重力排水の生じない程度にまで低下すると、夜間には水位はほとんど変化しなくなる。このような水位低下の形態を地下水位変動曲線でみると、図2-2にみられるような階段状の地下水位低

下曲線となる。

このような地下水位低下形態はほとんどの泥炭地でみられる現象だが、特に夏期の蒸発散の大きいときに顕著で、蒸発散量の小さい春や秋、また気象条件の悪い日には不明確である。また泥炭の間隙構造などによっても差異があり、保水構造の大きい自然状態の高位泥炭地では日低下量が小さく、逆に泥炭の密度の大きい、開発・排水された泥炭地で大きく現われる傾向がある。また排水の影響を強く受けた、地下水位のかなり低下した泥炭地では、地表面と地下水面の間に保持されている土壌水分が、蒸発散となる水分を補給するため、階段状の日変動パターンが不明瞭な地下水位変動を呈することが多い。

3-2-2 図解法による蒸発散量の算定（梅田ら，1984）

蒸発散による水位低下はほぼ日中に限られること、それに対し重力排除による水位低下は昼夜の区別なく生ずることから、地下水位変動曲線のうち階段状に低下する部分を、蒸発散の影響による低下量と、重力降下・流去による低下量に分割する方法を次のように考えた。

いま、第 n 日の地下水位低下量を Δh_n [cm]，そのうち蒸発散による低下量を Δh_{e_n} [cm]，地下水の重力排除・流去による低下量を Δh_{f_n} [cm] とすると、図3-1に示すごとく次のように表される。

$$\begin{aligned}\Delta h_n &= \Delta h_{e_n} + \Delta h_{f_n} \\ &= \Delta h_{e_n} + (m/24) \cdot \Delta h' f_{(n-1)} + \{(24-m)/24\} \cdot \Delta h' f_n\end{aligned}$$

ここで、 m は蒸発散作用時間（水位変動曲線において階段状の勾配の大きい部分、すなわち昼間部分）の中央時、 $\Delta h' f_{(n-1)}$ は第 $(n-1)$ 日から第 n 日にかけての夜間部分の地下水位低下勾配 [cm/day] とする。これらから第 n 日の地下水位低下量のうち蒸発散の影響による低下量は、

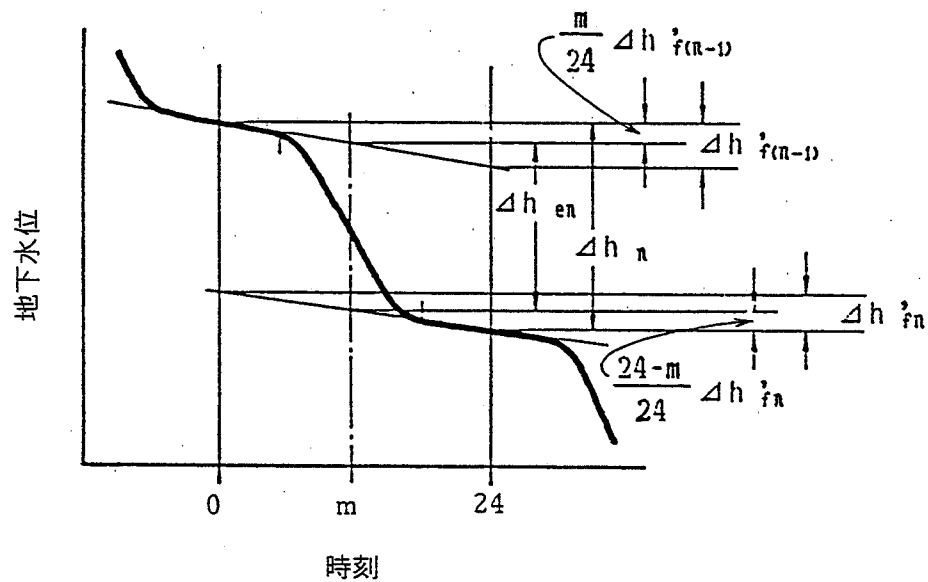


図3-1 地下水位低下量のうち蒸発散による水位低下量を求める図解法の概略

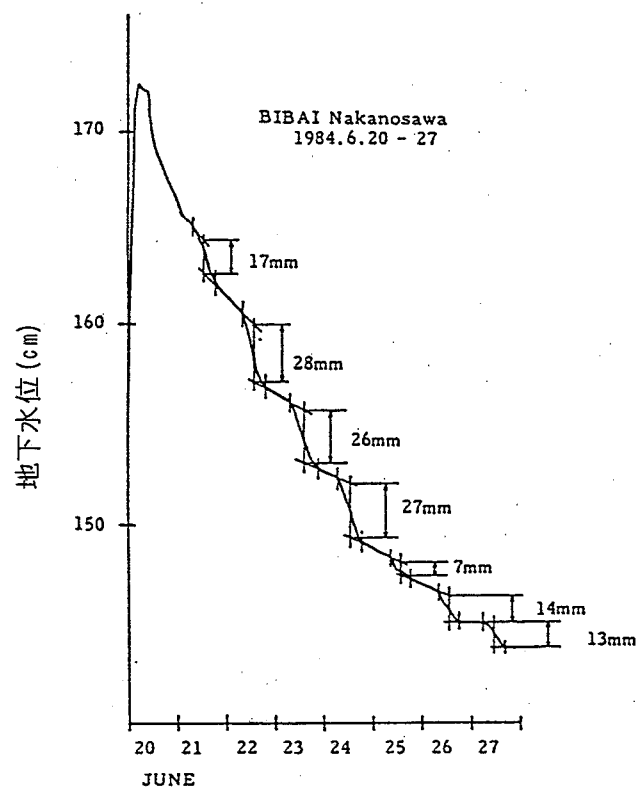


図3-2 図解法より求めた蒸発散による地下水位低下量の算出例
(美唄中の沢, 1984年6月20日~27日)

$$\Delta h_{e_n} = \Delta h_n - (m/24) \cdot \Delta h' f_{(n-1)} - \{(24-m)/24\} \cdot \Delta h' f_n$$

となる。式の各項の図式上の意味は図3-1に示した。この方法は地下水位の低下とともに逓減する重力降下・流去を日毎に直線近似したものであり、また夜間の蒸発散量は微小なものとして重力降下・流去に含めてしまっているが、数値的取り扱いとしては図解法による程度で十分であり、それによって気象条件などによる微小な変化の調整も可能である。もちろん、これらは降水、日照時間の長短などによって影響されるものであり、当然季節性を有するものである。図3-2に、図解法により求めた、蒸発散の影響による地下水位低下量を例示する。

3-2-3 泥炭地の状態と蒸発散

これまで述べたように、泥炭地の地下水位低下に対する蒸発散の影響は、泥炭の間隙構造や水分状態、植生などによって異なってくる。ここで図解法によって求めた、サロベツの未開発高位泥炭地と、美唄の客土された泥炭地における水位低下と蒸発散について検討する。

サロベツのデータは未開発高位泥炭地である原生花園W地点での1984年の調査にもとづいている。

また美唄のデータは、美唄中の沢地区にある約540m×270mの休耕地で、約20cmの厚さの客土がなされた泥炭地でのものである。調査地点は美唄泥炭地の縁辺部に位置し、泥炭層としては約4m、泥炭の構成植物としてはミズゴケ類・スゲ類・木質からなっており、高位・中間泥炭地とみられるところである。戦前に開拓され、一時水田として利用されていたが、1960年代頃より畑地として使われ、現在では休耕状態にある。周辺部は水田地帯として開発されていて、この休耕水田の周囲は排水路がめぐらされている。1984年現在の植生としてはヨシ、オオヨモギ、ヤマドリゼンマイなどが主で、泥炭地としてはかなり乾燥した状態にあった。

両地点における泥炭の諸特性を表3-1に示す。

いま、1984年6月から7月にかけての両地点の水位変動曲線の中から、階段状に低下している期間の蒸発散による地下水位低下量と蒸発散寄与量を表3-2で比較する。ここで蒸発散寄与量とは、蒸発散による地下水位低下量 Δh_{ea} を、降雨時における（水位上昇量／降雨量）の比で除すことによって求める。これは地下水位低下量を、蒸発散に寄与した水分量として表現することになる。実際の蒸発散量は、この寄与量と、地下水面より上の土層から供給される水分量との合計と考えられる。地下水位が非常に高い場合には、上の土層からの供給量は比較的小さく、寄与量＝蒸発散量となるであろうが、地下水位が低い場合には土層からの供給量の割合がかなり多くなるとみられる。

水位低下量はいずれの期間もサロベツが小さく、美唄で大きくなっている。しかしこれは、サロベツの未開発高位泥炭地よりも美唄の開発された泥炭地で蒸発散量が大きいということを表わしているのではなく、単に地下水位の低下量としては大きいということにすぎない。蒸発散量では、むしろ水分供給の十分にある未開発高位泥炭地の方が大きい場合もあろう。表3-2では、蒸発散寄与量としてはサロベツの方がやや上回っている。

これら蒸発散寄与量の値は、畑地灌漑試験の資料などからみても妥当な値であろう。美唄泥炭地において蒸発散量の影響が地下水位変動により鋭敏に現われる理由としては、客土まじりの泥炭や、分解度の高い、密度の大きい泥炭の単位体積当たり保水有効間隙量が小さく、水分状態の変化がより敏感に地下水位に反映されるためと考えられる。美唄中の沢での調査で同時に観測された土壌水分の変化（図3-3）によると、蒸発散で失われる水分には主に表層部の客土層粘土中の水分が対応しており、下層では泥炭そのものの持つ豊富な水分量の他に地下水からの水分供給もあるため、下層泥炭層の水分状態は表層部ほど大きく変化しない。またこの土壌水分変化では深さ20cmと30cmの層の水分状態が逆転しているが、これは植物根の存在などにより、蒸発散の影響が30cmの層により大きく現われたのではないかと考えられる。

表3-1 サロベツおよび美唄中の沢の泥炭特性

深さ (cm)	サロベツ		10*	美唄中の沢		
	15	30		20	30	40
乾燥密度(g/cm ³)	0.09	0.10	1.03	0.26	0.13	0.12
比重	1.58	1.56	2.52	1.59	1.55	1.69
間隙率(%)	94.5	93.4	59.1	83.6	91.6	92.9
強熱減量(%)	95.0	96.8	16.7	69.7	92.7	92.4
分解度(%)**	76.7	82.5	-	96.7	90.2	70.7

*客土

**篩法による

表3-2 蒸発散による地下水位低下量および蒸発散寄与量
(1984年6月～7月, サロベツ原生花園Wおよび美唄中の沢) (mm/d)

期間 (1984年)	サロベツ原生花園W (最大/平均)	美唄中の沢 (最大/平均)
6月12日～15日		
水位低下量	8 / 7	24 / 22
蒸発散寄与量	2.8 / 2.4	2.8 / 2.5
6月21日～27日		
水位低下量	6 / 5	28 / 19
蒸発散寄与量	3.0 / 2.5	2.7 / 1.9
7月5日～13日		
水位低下量	8 / 6	27 / 20
蒸発散寄与量	3.5 / 2.6	2.2 / 1.6

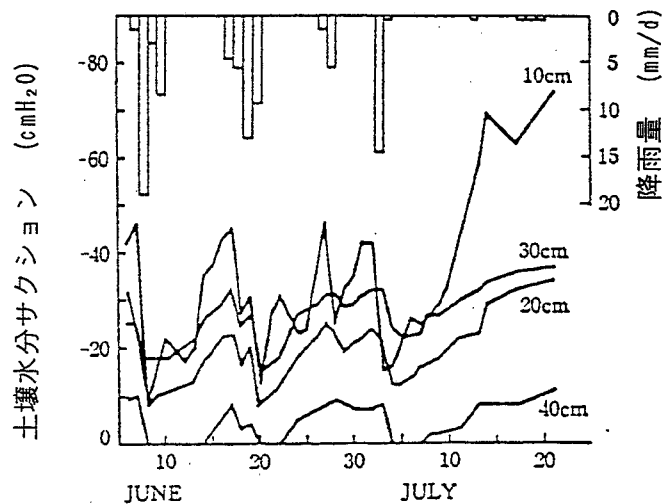
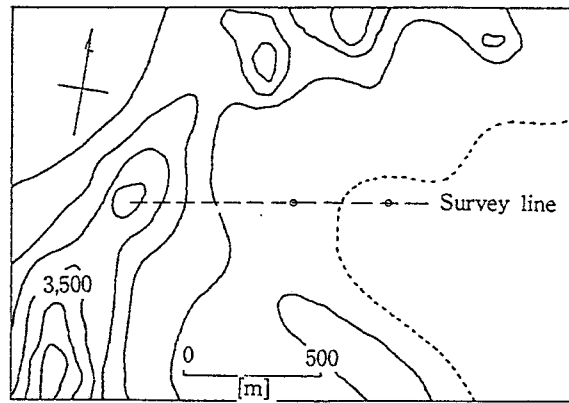


図3-3 美唄中の沢泥炭地における土壌水分の推移
(表層20cmは客土層)

中国・四川省北部の若爾蓋泥炭地・喀尔尕斯地区で、上述の方法を用いて蒸発散を推定した (Umeda et al., 1990) . ここでは地下水位はほぼ地表面付近にあり、蒸発散量=蒸発散寄与量とした。地下水位の観測をおこなったのは喀尔尕斯地区の斜面泥炭地にある2地点で、1地点は斜面中腹に、1地点は前者から約350m離れた斜面基部に位置する (図3-4, 図3-5) . 斜面中腹の観測点はハンモック上にあり、隣接するホローとの比高は約30cmある (長沢ら, 1994) . 斜面基部の観測点はいわゆるフローティング・マット状の不安定な状態である。観測期間は1988年7月14日から22日の9日間で、この期間中、9.5mmの降雨があった。そして無降雨日には階段状の水位低下が生じている (図3-6) .

ここで、水位低下量に対する蒸発散量の比は、降雨時の水位上昇量に対する降雨量の比に等しいという仮定のもとで蒸発散量を推定するためには、周辺部からの流入によって生じる水位上昇や、重力排水・流去水の影響による水位低下の影響がないことを検討しておかねばならない。喀尔尕斯の地下水位変動にはこのような水の表面流入を示唆する特有のパターンは記録されておらず、また夜間における顕著な水位低下もみられないことから、重力排水・流去水も生じていないと判断される。これらのことを踏まえて、2地点における蒸発散量を算出すると表3-3のようになり、平均値では斜面中腹で2.5mm/d、斜面基部で2.4mm/dとなった。

両地点の日蒸発散量がほぼ等しいのに対し、日あたりの水位低下量は斜面中腹の方が斜面基部よりも大きく、降雨時の水位上昇量も斜面中腹で大きい。これは斜面中腹の泥炭が緻密で、保水間隙が小さいためである。斜面中腹の表層泥炭の間隙率は9.1、有機物含有量は54%であるのに対し、斜面基部の間隙率は7.6、有機物含有量は64%であった。斜面中腹の泥炭は水位保持に寄与する間隙が小さく、より大きな水位変動を生じていたことが理解できる。



○ 地下水位計位置

図3-4 喀哈尔喬の観測線および地下水位計位置
(等高線間隔は20m)

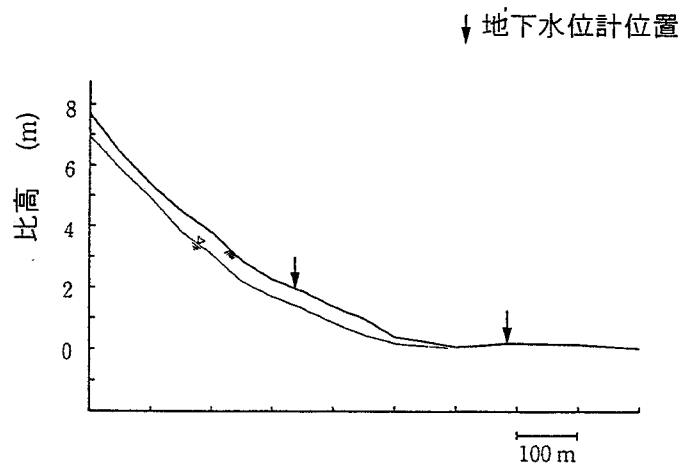


図3-5 喀哈尔喬観測線断面

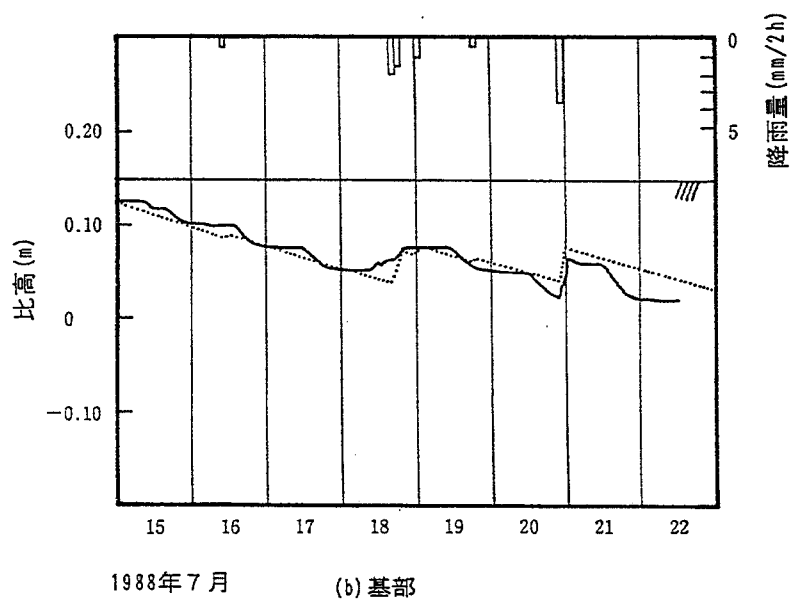
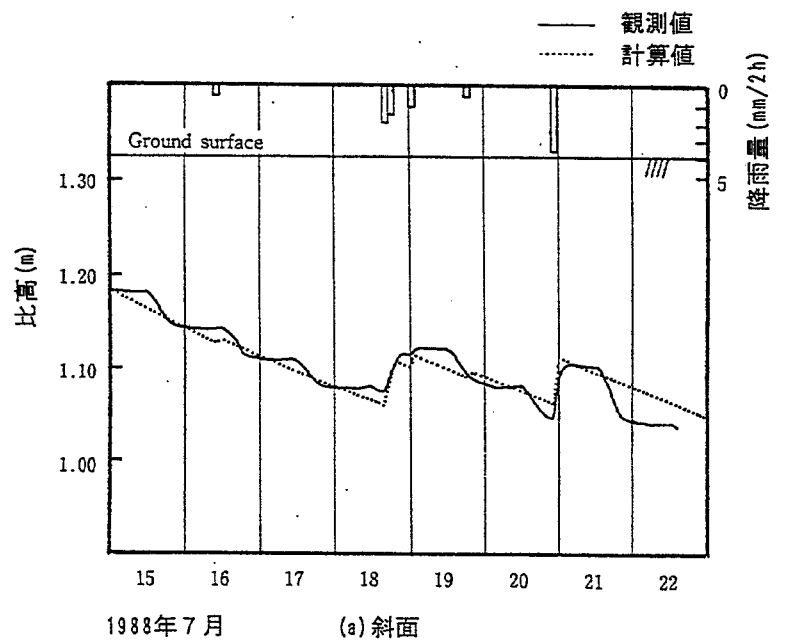


図3-6 喀哈尔喬における地下水位変動

表3-3 喀哈尔喬における推定蒸発散量 (1988年7月)

								(mm/d)
日	15	16	17	18	19	20	21	平均
降雨量	-	0.5	-	4.5	0.5	3.5	-	-
推定蒸発散量								
斜面中腹	2.2	1.6	1.7	-	2.4	3.5	3.4	2.5
丘陵基部	2.2	1.7	2.1	-	2.1	3.6	2.7	2.4

3-2-4 泥炭の水分保持機構と地下水位変動

泥炭は、その特異な水分保持機構から、完全に飽和・乾燥するということはない（梅田，1973）。すなわち，実験室内で浸水～風乾を繰り返していくとき，いずれの場合もある一定量の空気量・水分量を残すことが知られている。地下水位の変動範囲にある泥炭層も，水位変動によって完全に飽和したり乾燥したりすることではなく，ごくわずかの水分量の変化しか生じていないものとみられる。これは美唄中の沢の各層の土について，排水作用と蒸発散による水分変化をみた実験で明らかである（図3-7）。

これによると，美唄調査地での地下水位1 cmの低下は0.3～0.4mmの水量の減少に相当することになる。このことは逆に，蒸発散作用が地下水位低下に強く影響することを意味する。特に美唄中の沢地区では泥炭上に粘土客土がなされているため，表層部の保水量が泥炭にくらべ小さく，下層の泥炭層からの上昇移動量が多く，また地下水位も地表面下30～50cmと農地としては比較的高いため，蒸発散が地下水位の変動に大きな影響を与えている。

一般の自然状態の泥炭地は，地下水位が高く，地表付近の保水量も極めて高いため，蒸発散の影響は明確ではあるが，地下水位の低下量としては小さい。また排水がよく機能し，地下水位が極めて低くなる場所では，地表面と地下水面の間に保持された土壤水分で蒸発散に対応できるためと，地下水面からの毛管上昇が十分でなくなるため，地下水位の変動に対する蒸発散の影響が明確でなくなることなどが判っている。

図3-8には未開発高位泥炭と客土された泥炭の土壤水分状態の断面模式図と，蒸発散の影響による水位低下について示した。客土された泥炭では蒸発散によって水分が失われたあとに間隙くさび（気相）が深くささりこんでくるが，実際に地下水から上層ないし大気へ失われる水分量としては小さなものであろう。それに対し自然状態の高位泥炭地では地表面付近の泥炭に水の供給能力が十分にあるため，間隙くさびはあまり深くない。

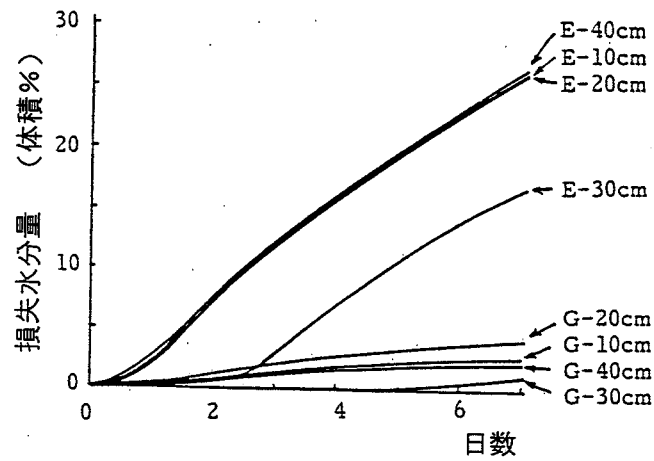
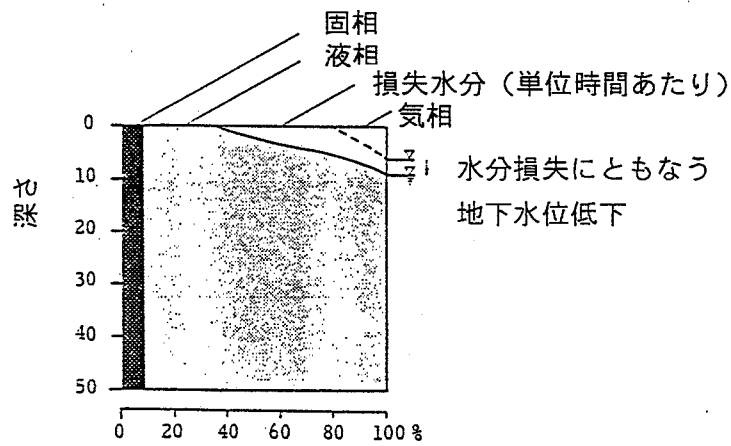


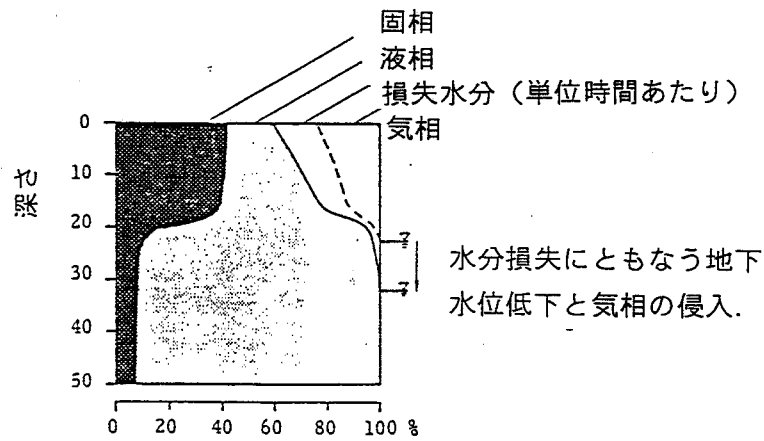
図3-7 重力排水と蒸発による泥炭ブロックの水分変化（美唄泥炭）。

E - : 重力排水と蒸発によるもの

G - : 重力排水のみによるもの



(a) 自然状態泥炭地の泥炭



(b) 客土を有する開発された泥炭地の泥炭

図3-8 泥炭の水分分布の概念図

3-3 植生と蒸発散

植物被覆の有無やその種類・生育状態により、蒸発散に差異のあることはよく知られている。そしてその存在は、地下水位の低下にも影響することとなる (Godwin, 1931)。たとえばオランダの干拓地・ポルダーでは、地表面下の排水促進の補助としてヨシの植栽が用いられており、日本でも八郎潟の干拓地で使用された (八郎潟干拓事務所, 1969)。神尾 (1980) はヘドロ地盤において、ヨシが乾燥に及ぼす効果について調査しているが、そのなかでヨシの純群落における地下水位の低下速度がヨシの生育最盛期に最も大きくなること、また火入れによってヨシの地上部が消失すると地下水位の低下速度が極めて小さくなること、これらの傾向が、火入れによってヨシの地上部が消失する場合も含め、ヨシの葉面積にはほぼ比例して増減することを示している (図3-9)。

同様の事象を、タンクモデルを用いて明らかにした例を、美唄中の沢におけるヨシ刈り払いについて示す (Umeda and Inoue, 1985)。

美唄中の沢の地下水位変動曲線 (図3-10) には、蒸発散の影響による顕著な階段状のパターンが現われている。地下水位変動タンクモデルによる計算結果は6月下旬までよい適合を示している。しかし6月下旬以降、その適合性は悪くなり、計算値が実測値を常時下回っている。水位が高いときには重力排除による水位低下が夜間にも生じており、水位の低下にともないその勾配が小さくなっているが、6月30日頃からは、夜間に水位が若干上昇し、昼間降下するという波状パターンを描きながら逡巡するという傾向を示している。

これらの特徴は、繁茂してきたヨシが6月28日に地下水位観測井の周辺5m×5mだけを残して、全面的に刈り払われたために生じたものである。すなわち調査区画全体の蒸発散量が小さくなったためにタンクモデルの適合性が6月下旬以降悪くなった。また変動パターンが波形を示す理由は、従来の植生が残された観測井付近とその周辺で蒸発散に差が生じたためであろう。観測井付近では昼間、地下水位は周辺より大きく低下するが、夜間には周辺から観測井付近へ水の流入・供給が生じ、そのため地下水位が回復・上昇し波形の変動パターンを示すとみられる。これは一種のオアシス効果とも考えられる。図3-11に観

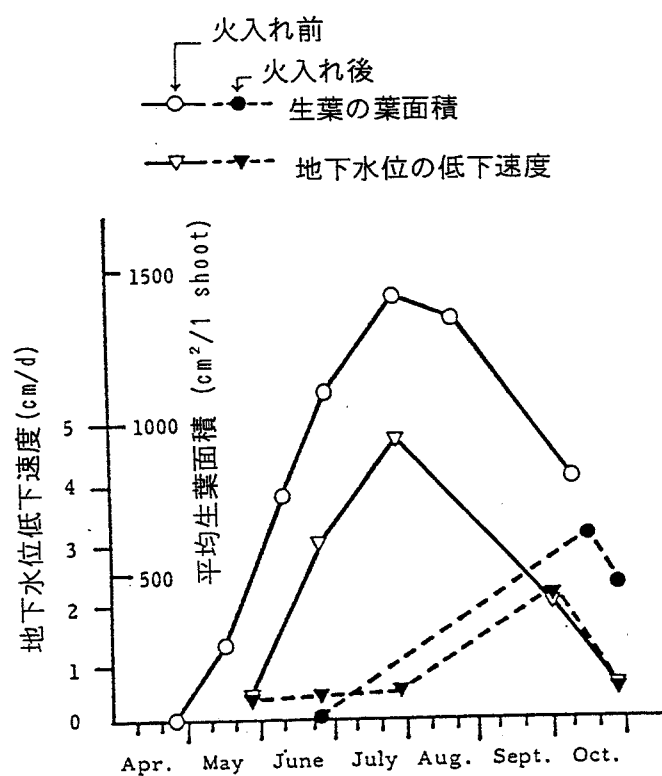


図3-9 ヨシ純群落地における地下水位の低下速度 (1977年)
(神尾, 1980より引用)

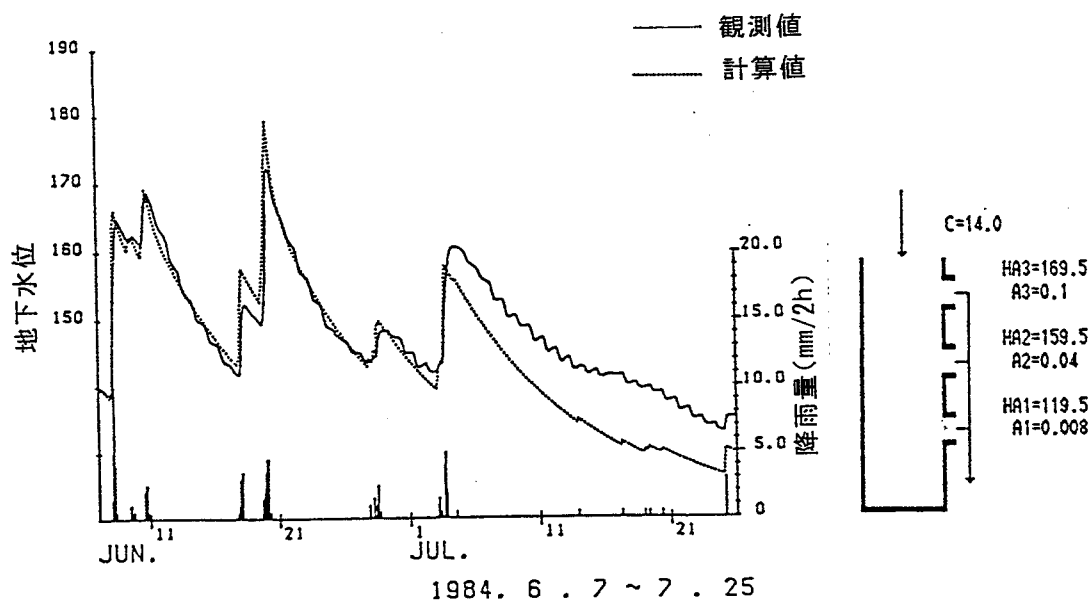


図3-10 美唄中の沢における地下水位変動とそのタンクモデル計算結果 (1984年)
地上植生 (ヨシ) の刈り払いが6月28日におこなわれた。

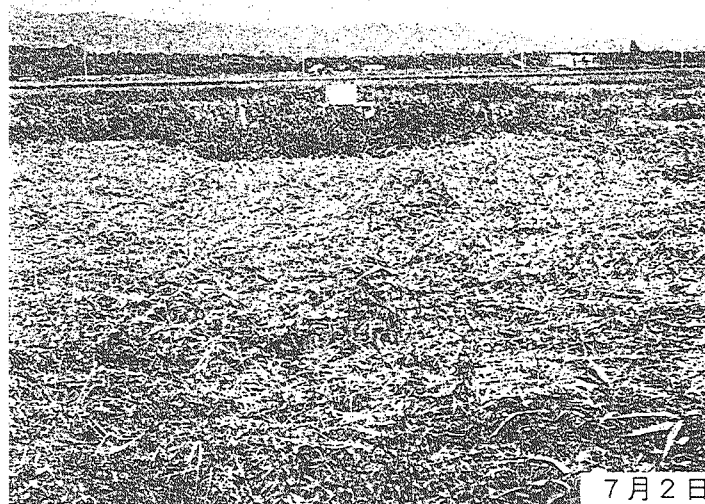
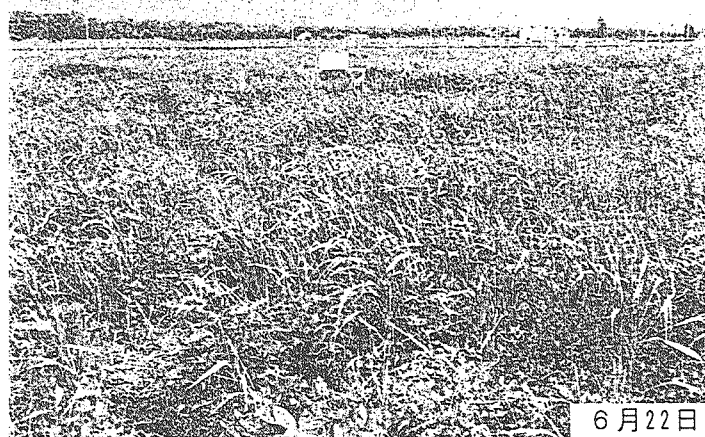


図3-11 美唄中の沢における植生の生育状況と刈払いの状況(1984年)

測地点とその周辺の植生状況、とくにヨシの生長と刈り取られた後の状況を示す。

3-4 蒸発散量の季節変化

蒸発散は気象や植物生長により季節的に変動する。その結果、地下水位の低下速度にも季節的な差異が現われる。階段状の水位低下パターンが明瞭に現われるのは、どの泥炭地においても、おおむね6月から8月の夏期の無降雨期間であり、蒸発散の小さい春期や秋期には不明瞭である。美唄中の沢では蒸発散の影響による地下水位の低下量が、表3-2に示した1984年6～7月の値（平均20mm，最大28mm）に対し、同様の方法で求めた1983年9月11～25日の値は平均18mm，最大20mmと小さくなっている。

一般に、泥炭地の地下水位の低下速度は、蒸発散の影響から、春・秋に小さく、夏に大きくなる。このことは同一地下水位タンクモデルを長期にわたって適用した場合に、実測値と計算値のずれに表われる。すなわち、春から秋にわたる全期間に適させるようなタンクモデルを設定した場合、そのタンクモデルによる計算水位は春・秋期には実測値よりも低めに推移し、逆に夏期には高めに推移する傾向がある。これはタンクモデルの計算が地下水位変動の季節的な変化、すなわち蒸発散の多寡を加味しない構造であるためで、実際の蒸発散の季節変化を表現しえないからである。

泥炭地における蒸発散の季節変化の特徴の一つとして、夏期から秋期にかけての変化があげられる。夏から秋にかけての地下水位変動をみると、例年8月下旬から9月頃にかけて発生する降雨を境に、夏の変動パターンが変化し、水位の低下速度が小さくなることが多い。これは夏の終わりとともに蒸散量が低下するためである。以上のような水位変動パターンの例を図3-12に示す。この例では7月～8月は蒸発散の影響の強い夏の水位変動パターンで、実測水位がタンクモデルの計算水位を下回っているが、8月下旬から9月上旬の一連の降雨の後、実測水位の低下は緩慢になり、計算水位を上回るようになっている。同様の現象は春から夏にかけても生じており、植物が生長し蒸発散が大きくなるにつれ、地下水位の低下速度が大きくなっている。

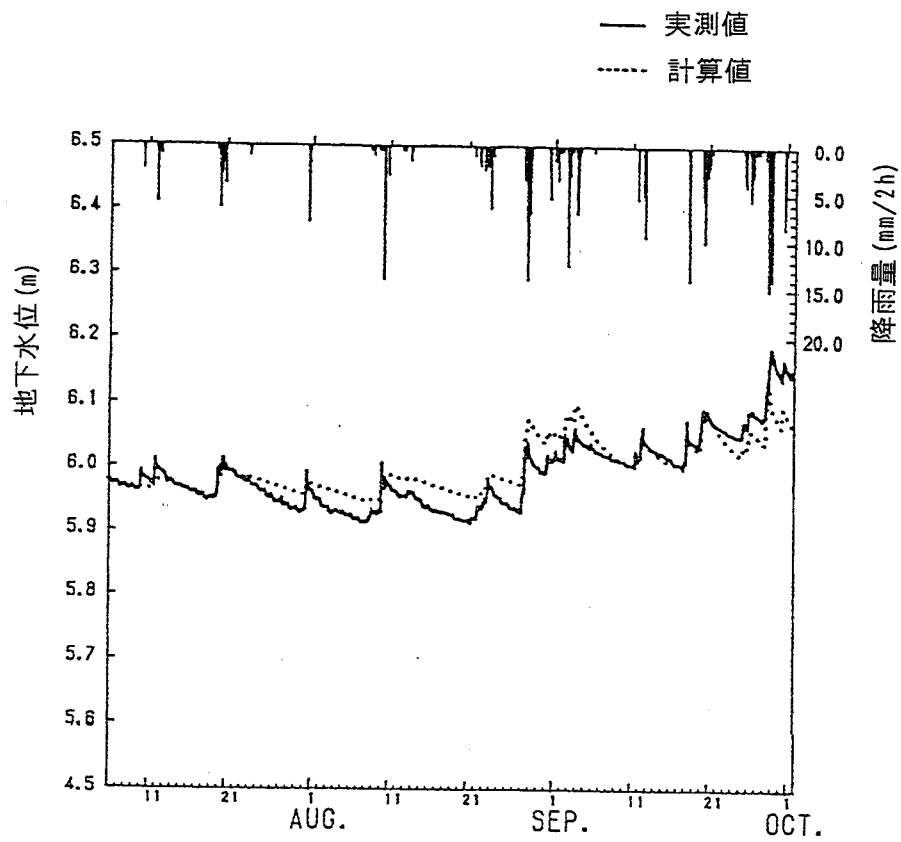


図3-12 地下水位変動パターンの季節変化とタンクモデル計算結果
(サロベツ原生花園地区 E 点, 1989年)

これらのことは、蒸発散の季節変化を加味しない構造となっているタンクモデルの計算値と、実測値を、相対比較することによってとらえることができたものである。

3-5 第3章のまとめ

本章では蒸発散が泥炭地の地下水位変動におよぼす影響について種々の検討を加えた。

まず蒸発散による地下水位低下量を簡便に求める方法として図解法を提示し、この方法により求まる地下水位低下量を、[降雨時における水位上昇量/降雨量]の比で除すことによって、蒸発散寄与量を算出した。この蒸発散寄与量とは、泥炭地表面からの蒸発散量のうち、地下水位低下により補われた水分量に相当する。そしてこれら手法をサロベツ、美唄、中国・若爾蓋泥炭地のデータに適用し、蒸発散と、泥炭の間隙構造や泥炭地の植生状態などとの関連について検討した。

また植生の有無や、蒸発散量の季節変化が地下水位変動パターンにおよぼす影響を、タンクモデルの計算結果と対比することにより明らかにした。

参考文献

- Belotserkovskaya, O.A., Largin, I.F. and Romanov, V.V., 1969. Investigation of surface and internal evaporation on high moor bogs. *Soviet Hydrology*, 1969: pp. 540-554
- Boatman, D. J. and Tomlinson, W.R., 1973. The Silver Flowe I. Some structural and hydrological features of Brishie Bog and their bearing on pool formation. *J. Ecol.*, 61: pp. 653-666
- 堂腰純・前田隆, 1957. 蒸発散に関する研究(1) 泥炭地の排水路にあらわれた現象について. *農業気象*第15巻第1号: pp. 21-24
- Godwin, H., 1931. Studies in the ecology of Wicken Fen I. The ground water level of the fen. *J. Ecol.*, 19: pp. 449-472
- 八郎潟干拓事務所, 1969. 八郎潟干拓事業誌. 農業土木学会: 815pp.
- Heikurainen, L., 1963. On using ground water table fluctuations for measuring evapotranspiration. *Acta Forestalia Fennica*, 76(5): pp. 1-15
- Ingram, H.A.P., 1983. Hydrology, in A. J. P. Gore(ed.), *Ecosystems of the World Vol. 4A: Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor*. Elsevier: pp. 67-158
- 神尾彪, 1980. ヘドロ地盤の乾燥に及ぼすヨシの効果 植生によるヘドロ地盤の乾燥に関する研究. *農業土木学会論文集*, 85: pp. 1-10
- 長沢徹明・梅田安治・神谷光彦, 1994. 中国四川省若爾蓋泥炭地における微地形. 地形, 第15巻第1号: pp. 39-51
- Romanov, V.V., 1968. Evaporation from Bogs in the European Territory of the U.S.S.R.. Kaner, N. (translator), Heimann(ed), *Israel Progr. Sci. Transl.* Jerusalem: 183pp.
- 桜田純司・土佐久幸, 1976. 蒸発散による泥炭草地の地下水位降下. 昭和51年度農業土木学会大会講演要旨: p. 476
- 梅田安治, 1973. 泥炭の保水機構のモデル. 昭和48年度農業土木学会大会講演要旨: pp. 196-197
- Umeda, Y. and Inoue, T., 1985. The Influence of Evapotranspiration on the Groundwater Table in Peatland. *J. Fac. Agri. Hokkaido Univ.*, Vol. 62 Pt. 2: pp. 167-181
- 梅田安治・井上京・赤沢伝・山上重吉, 1984. 泥炭地の蒸発散と地下水位の変動 - 美唄中の沢泥炭地の観測から - . *北海道の農業気象*, 第36号: pp. 17-20
- Umeda, Y., Nagasawa, T. and Inoue, T., 1990. Patterns of Groundwater Table Fluctuations and Estimation of Evapotranspiration on Ruohangai Peatland, China. *J. Fac. Agri. Hokkaido Univ.*, Vol. 64 Pt. 3: pp. 201-207
- Virta, J., 1966. Measurement of evapotranspiration and computation of water budget in treeless peatlands in the natural state. *Comment. Phys-Math. Soc. Sci. Fenn.*, 32(II): pp. 1-70

第4章 自然状態の泥炭地の地下水位変動

4-1 自然状態の泥炭地の地下水位変動

本章では、種々の形態の自然状態の泥炭地について、その地下水位変動パターンを連続観測の結果から提示する。

泥炭地の地下水位変動が水収支の反映であることをこれまでの章で示してきたが、地下水位変動パターンを知ることにより、その泥炭地の水文的特徴、すなわち水供給や排水の状況、人為的影響の有無、等を明らかにすることができる。その前提として、それぞれの泥炭地の本来の地下水位変動パターンを類型化し、その特徴を明らかにしておく必要がある。

泥炭地を降水涵養型の高位泥炭地と、陸水涵養型の低位泥炭地に区分してみたとき、第2章表2-1に示したように、それぞれには地下水位変動としておおよそ次の様な特徴がある (Umeda and Inoue, 1985)。

自然に形成されたままで、ミズミチ・湿地溝などがなく、もちろん人為的な排水のなされていない高位泥炭地では、地下水面はほとんど勾配がないため、水の動きは極めて緩慢であり、従って地下水位の低下速度も遅く、変動幅は小さなものである。

一方、自然河川が流入-排水系として機能している低位泥炭地では、地下水位の変動形態は高位泥炭地とは大きく異なったものである。すなわち、降雨時には地下水位は降雨だけでなく周辺流域からの流入のために大きく上昇し、かつ地下水位の高い状態が長時間継続することとなる。また高水時にせき上げ状況を形成した河川は、周辺部からの流出の減少とともに、排水路として機能するようになり、地下水位の低下は極めてすみやかに生ずることになる。

本章ではこのような地下水位変動の類型を、まず別寒辺牛泥炭地での一連の地下水位観測結果について調べた。別寒辺牛泥炭地では低位泥炭地から高位泥炭地への典型的な連なりが見られることから、各形態の地下水位変動を対比するのに適したところである。

ついで、これまで観測調査した北海道各地の自然状態の泥炭地の地下水位変動を類別し、その特徴を提示する。

4-1-1 別寒辺牛泥炭地における地下水位変動とその特徴

別寒辺牛泥炭地には、河川後背湿地として位置付けられる大面積の低位泥炭地と、これに囲まれるようにして発達した高位泥炭地が分布している（図4-1）。ここに河川から低位泥炭地、高位泥炭地を横断して、丘陵基部に達する観測線を設定し、地形測量、および河川2地点での水位観測、ならびに泥炭地4地点における地下水位観測を実施した（図4-2、図4-3）。地下水位を観測した泥炭地4地点はそれぞれ形態が異なり、それらは河川後背湿地の低位泥炭地（B）、低位から高位泥炭地への移行帯（D）、高位泥炭地中央部（E）、丘陵側低位泥炭地（F）、である。河川水位の観測は、トライベツ川本川（A）と、その支流で泥炭地内を流れる小河川（C）でおこなった。小河川の主たる集水域は泥炭地そのものとみられる。

観測した水位／地下水位の中で最も変動が大きいのはトライベツ川本川の水位である。平常時には全地点で水位が最も低くなるが、出水があれば1m以上上昇し、その水位は低位泥炭地（B）や移行帯（D）、泥炭地内小河川の水位（C）よりも高くなる。このようなとき、河岸では自然堤防を越流して洪水氾濫が生じており、流入する氾濫水のため、自然堤防より低い位置にあるB・C・Dの水位も高くなっている。トライベツ川ではこのような氾濫が頻繁に生じているようである。

小河川（C）は泥炭地の排水河川として機能しており、無降雨時にはトライベツ川水位（A）について低くなる。

いっぽう泥炭地の地下水位についてみると、低位泥炭地のBと移行帯Dはまったく同一の変動を示している。この2地点の地下水位は、小河川Cに小規模な自然堤防があるため、ある標高より以下には低下しない。1993年の観測では、わずかに7月上・中旬の無降雨期に蒸発散の影響で低下が見られるが、平常時はほぼ地表面付近で一定の水位を保っている。

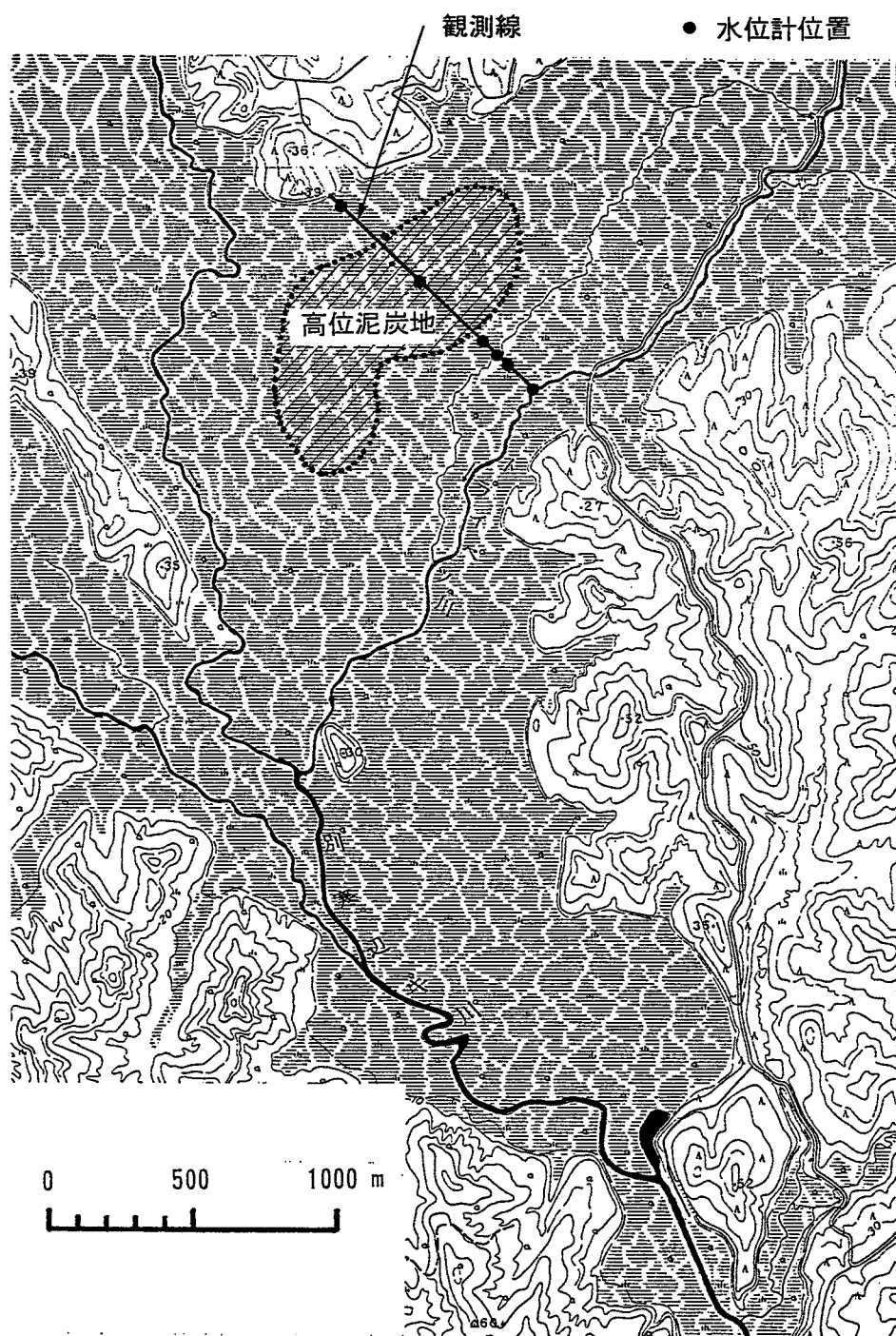


图4-1 别寒边牛泥炭地 觀測線位置

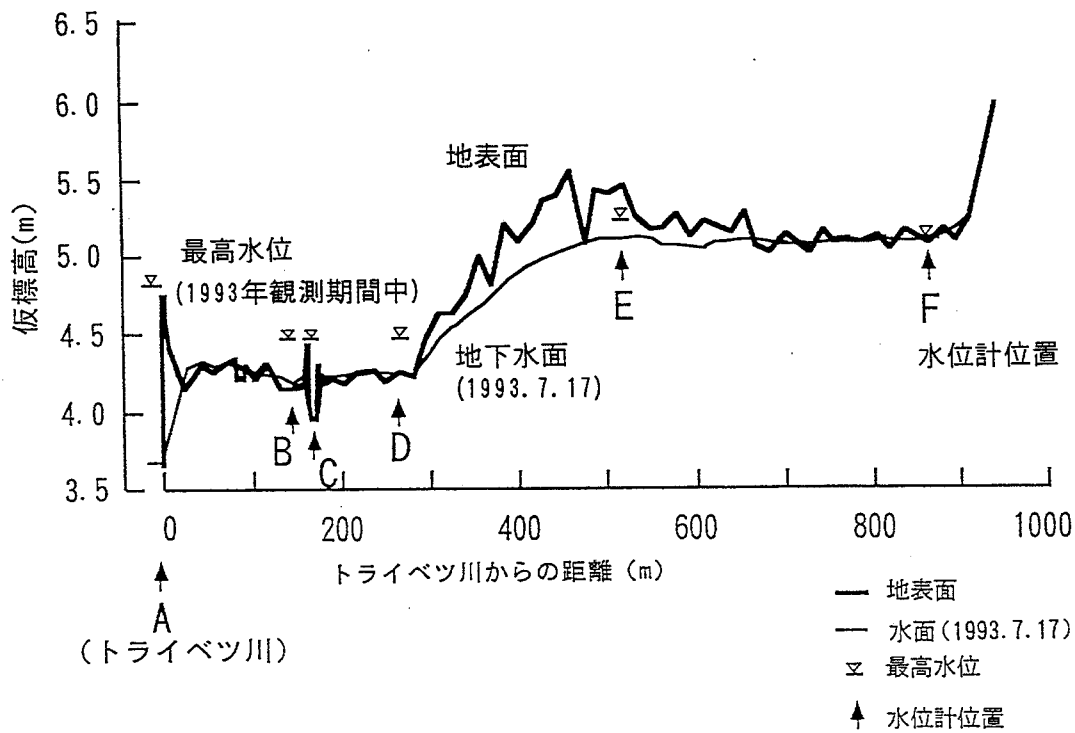


図4-2 別寒辺牛泥炭地 観測線断面

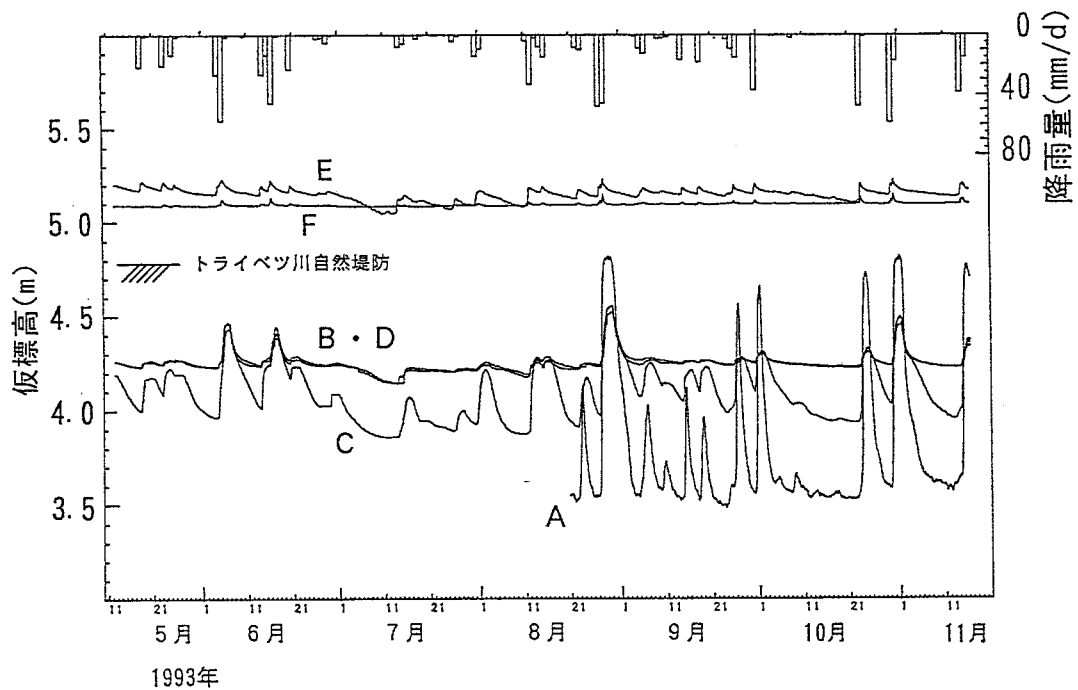


図4-3 別寒辺牛泥炭地における河川水位および地下水位の変動

自然堤防の後背湿地として常時過湿な条件下にある。小規模な降雨ではさほど大きな水位上昇を示さないが、河川氾濫をともなうような大きな出水では急激に水位は高くなり、排水河川の水位低下とともに、泥炭地の水位も低くなっている。

高位泥炭地（E）は河川自然堤防よりも標高が高く、河川水位の影響は全く及んでいない。降雨による上昇とその後の緩慢な低下という、鋸の刃状の水位変動をしている。

さらに丘陵に近い低位泥炭地（F）では、ほとんど地下水位変動が生じていない。ほぼ一定値を保っており、降雨時のみ、微小に上昇するものの、すみやかに元の一定値に戻っている。この観測点付近はハンノキ林となっており、常時湛水状態であり、そのために降雨時の地下水位上昇量は実際の降雨分程度しか生じないのであろう。また非常に水の流動しやすい状況にあると考えられ、そのため降雨後の水位低下が極めて早く、すぐに一定値へ戻るものと考えられる。

別寒辺牛泥炭地の各点の地下水位変動は、それぞれ特徴的なパターンを有している。それらは次の様に立地毎に類型化できるであろう。すなわち、河川の影響下にある低位泥炭地の地下水位変動、河川の影響が断たれる高位泥炭地の地下水位変動、ハンノキ林にみられる特異な地下水位変動である。

4-2 高位泥炭地の地下水位変動

農地開発が着手される以前の上サロベツ・高位泥炭地では、典型的な高位泥炭地の地下水位変動パターンがみられた。図4-4に上サロベツ地区における1976年の地下水位変動曲線とそのタンクモデルを示す。

サロベツ原生花園E点も同様の高位泥炭地の地下水位変動を示す（図4-5）。降雨による地下水位の上昇量は小さく、無降雨時の地下水位低下も緩慢である。タンクモデルの諸係数の値はいずれも小さく、地下水位変動の小さいことを示している。

また釧路泥炭地では、北斗木道のミズゴケ群落の地下水位変動がこれらときわめて類似したものである（図4-6）。

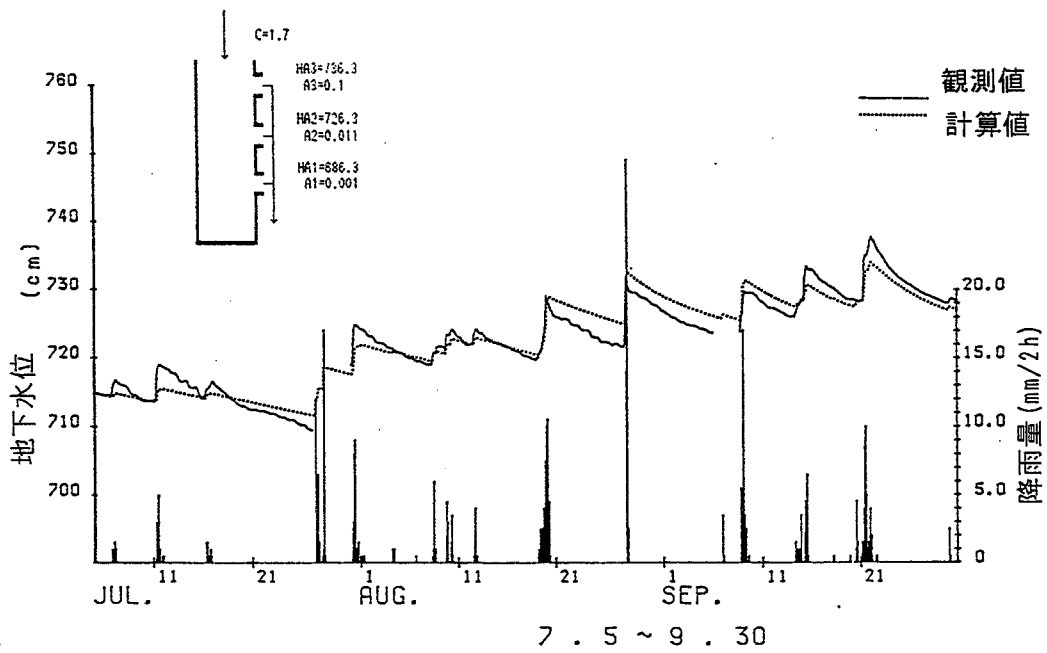


図4-4 サロベツ泥炭地上サロベツ地区の地下水位変動とタンクモデル計算結果
(1976年)

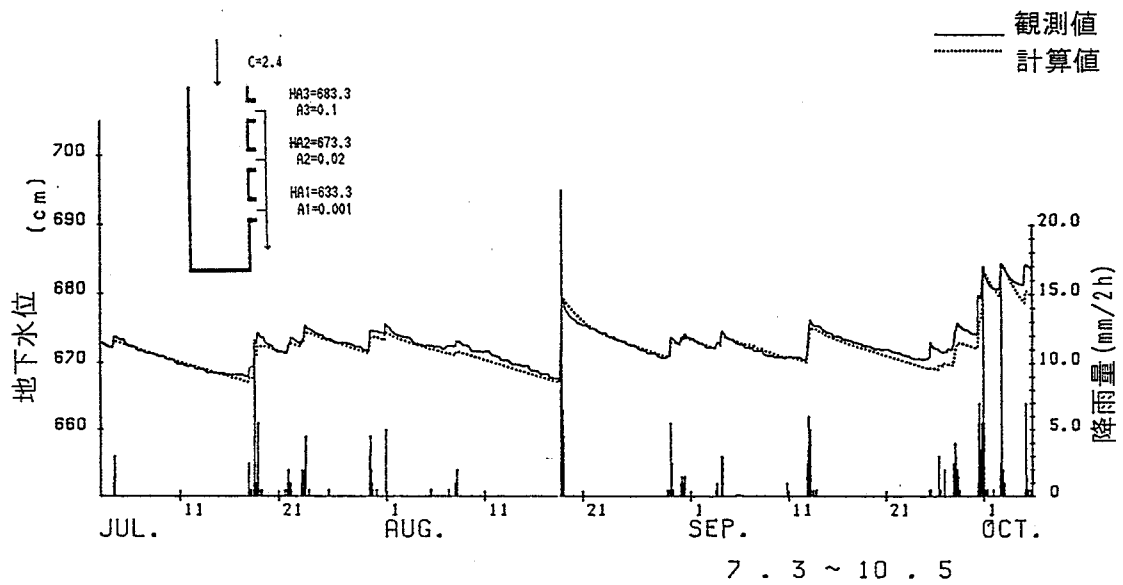


図4-5 サロベツ泥炭地原生花園地区E点の地下水位変動とタンクモデル計算結果
(1983年)

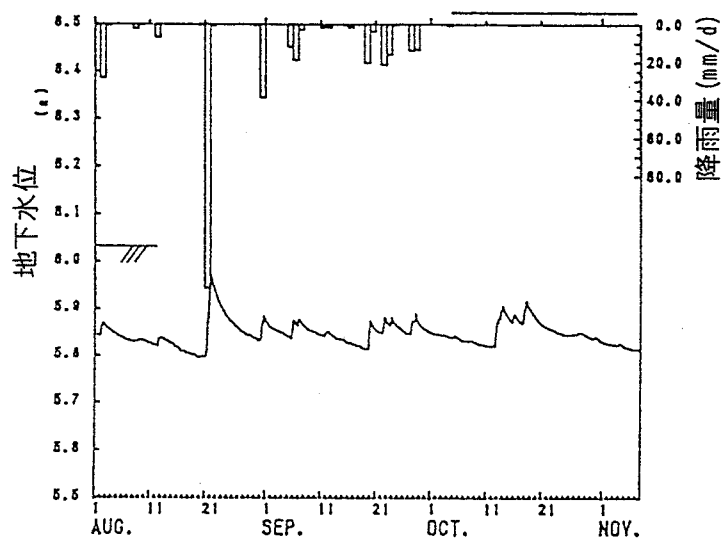


図4-6 釧路泥炭地・北斗木道のミスゴケ群落における地下水位変動（1991年）

4-3 低位泥炭地の地下水位変動

4-3-1 釧路赤沼

釧路泥炭地の西部、赤沼に近い地点で、1985年以降継続して地下水位の観測を実施している（2-4-2 参照）（前田一步園財団，1993）。この地点の地下水位変動パターンの特徴は次のようなものである。①降雨量の少ないときには、地下水位は降雨直後に上昇のピークを示し、以後低下していく。降雨量に対する地下水位の上昇の割合は小さい。②降雨量の多いときには、地下水位上昇のピーク出現が大幅に遅れ、降雨量に対する地下水位の上昇の割合も大きくなる。

②の特徴の一例を図4-7に示す。この例にみられるように、降雨終了後も地下水位は上昇を続け、この場合降雨のピークから約2日後に水位のピークが現われている。

赤沼地点は、赤沼および周辺の低位泥炭地に隣接したところであり、大雨時には赤沼の水位とその周辺低位泥炭地の地下水位の影響を受けているとみられる。その程度は降雨状況により異なり、大雨時には赤沼の水位は大幅に上昇し、それが観測地点の地下水位に影響し、ピークの遅れをともなう大幅な地下水位の上昇となると考えられる。赤沼は、国土地理院の2万5千分の1地形図によれば流路を通じ幌呂川へ流出している。赤沼周辺の踏査の結果では明瞭な河川流路は認められなかったものの、植生（ヨシ）におおわれたミズミチが存在しており、これが幌呂川への排水経路となっている。釧路泥炭地を含む釧路川流域に大きな降雨のあった場合、釧路泥炭地内の各河川とも水位は大きく上昇し、その背水の影響で赤沼の水位もせき上げられるものとみられる。これが赤沼地点において大雨後にピーク遅れをともなった大きな水位上昇をみる理由と考えられる。すなわち、釧路赤沼地点は平時は高位泥炭地的な地下水位変動パターンであるが、大雨時には周辺域からの影響を受ける低位泥炭地的な水文環境におかれているといえる。観測点の植生が、ミズゴケとヨシの混在した群落であるのも、このような水文環境の反映であろう。

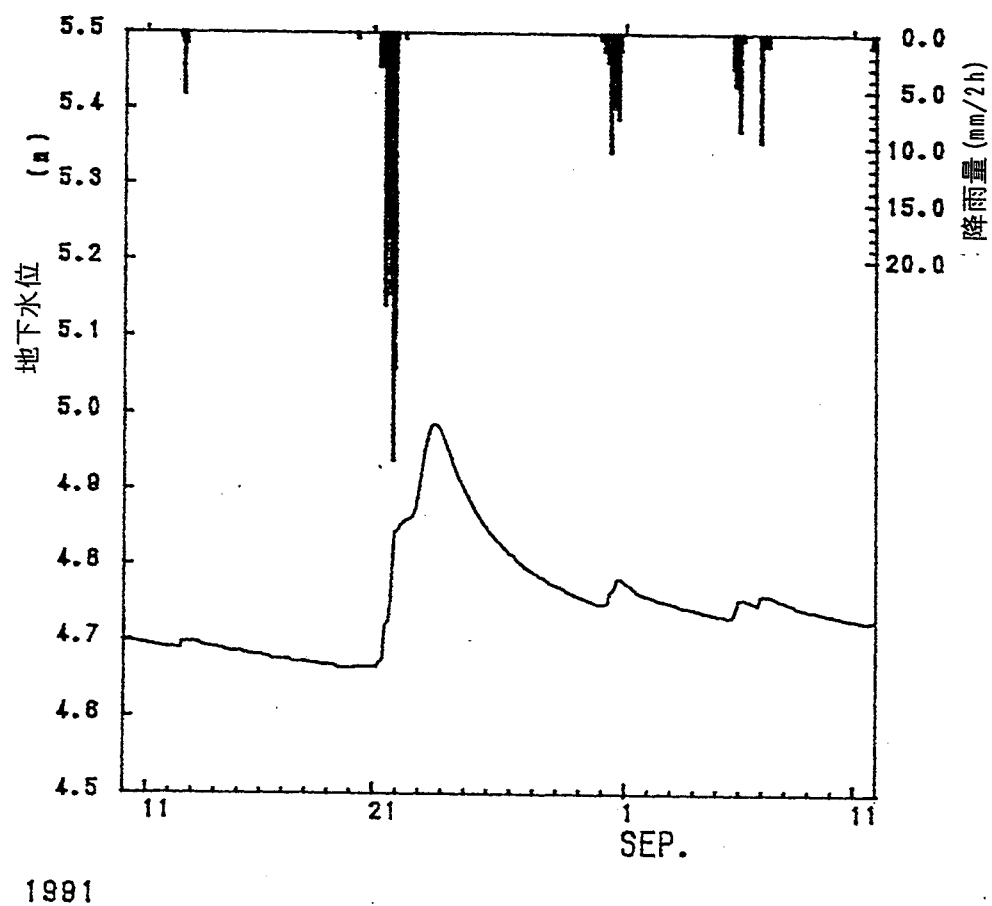


図4-7 釧路泥炭地・赤沼地点で認められる降雨と地下水位ピークの時間ずれの事例
(1991年8月10日～9月11日)

4-3-2 釧路大島川

釧路大島川合流点の地下水位変動グラフを図4-8に示す。流入-排水系としての河川流路に近接する低位泥炭地では、地下水位の変動形態は高位泥炭地とは大きく異なったものとなる。すなわち、降雨時には地下水位は降雨だけではなく河川による周辺流域からの流入や下流部の排水不良によるせき上げ背水のために大きく上昇し、かつ水位のピークは長時間にわたるものとなる。また高水位時には流入経路として作用した河川流路は、周辺部からの水供給が途絶え、下流の滞水が解消するとともに、逆に排水路として機能するようになり、水位の低下は極めて速やかに生じることになる。

タンクモデルでは、泥炭地タンクの上に周辺部タンク群を載せた形となり、これら一連の周辺部タンク群は3段の直列タンクにすることにより周辺部からの流出の遅れを表現している。また周辺部タンクの水位上昇係数（流入係数） C' が大きく、流域の広がりを表している。

4-3-3 釧路北斗木道河川跡

北斗木道付近では、地形・地下水面状態を詳細に知るため、冬期間に凍結面の測定を木道の両側それぞれ200mの幅で実施した（図4-9）。これは湛水状態にある泥炭地では、凍結面がほぼ地下水面と一致するものとし、測量調査が極めて困難な夏期を避けて実施したものである。それによると、凍結面は山側から河川跡にむかってきわめて緩やかに傾斜しているが、河川跡付近を最低として、ふたたび高位泥炭地に向かって高くなっている（図4-10）。またこの付近では南側の方が北側より高く、夏期には河川跡で水が南から北へ向かって流動していることが観察された。この付近の水は河川跡をミズミチとして動いていて、堤防南側の側溝に流入しているとみられる。

このミズミチ付近における地下水位変動の特徴として、降雨後もしばらく水位上昇が継続し、周辺部から水が集ってくる状況が観測された。図4-11には河川跡地点の降雨前後の地下水位変動を、4-2で示した同じ北斗木道のミズゴケ群落、近傍のヨシ群落の地下水

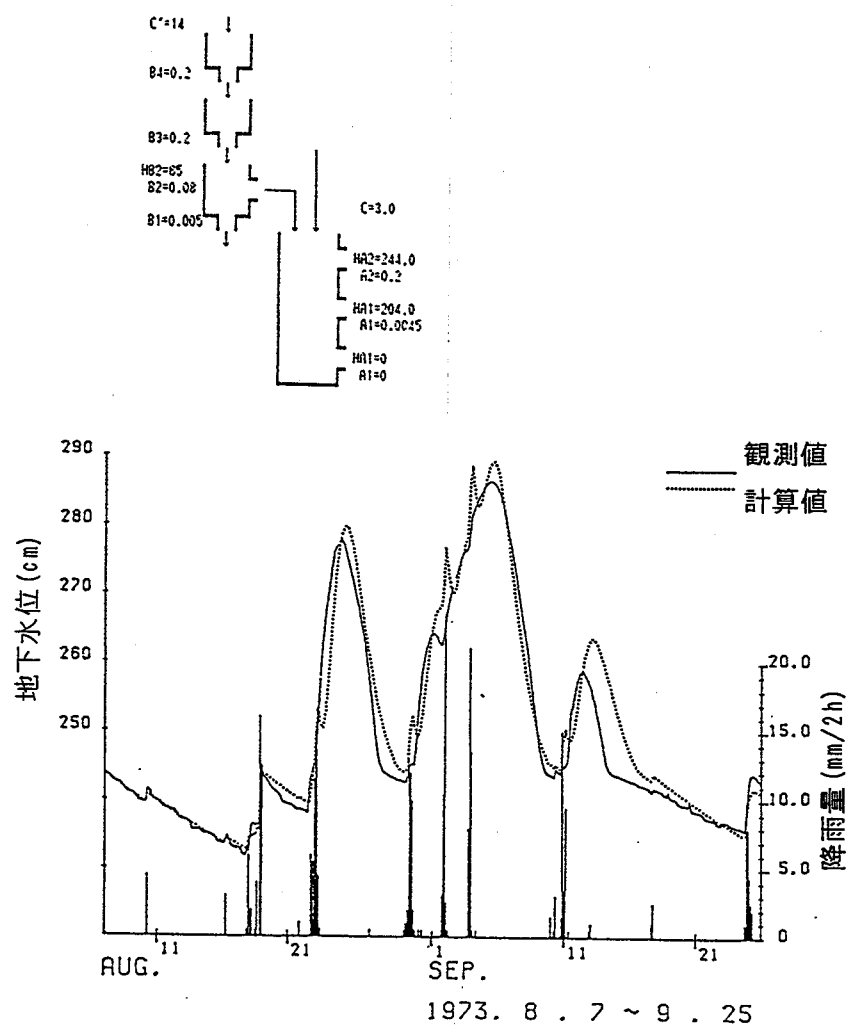


図4-8 釧路泥炭地・大島地点における地下水位変動とタンクモデル計算結果（1973年）

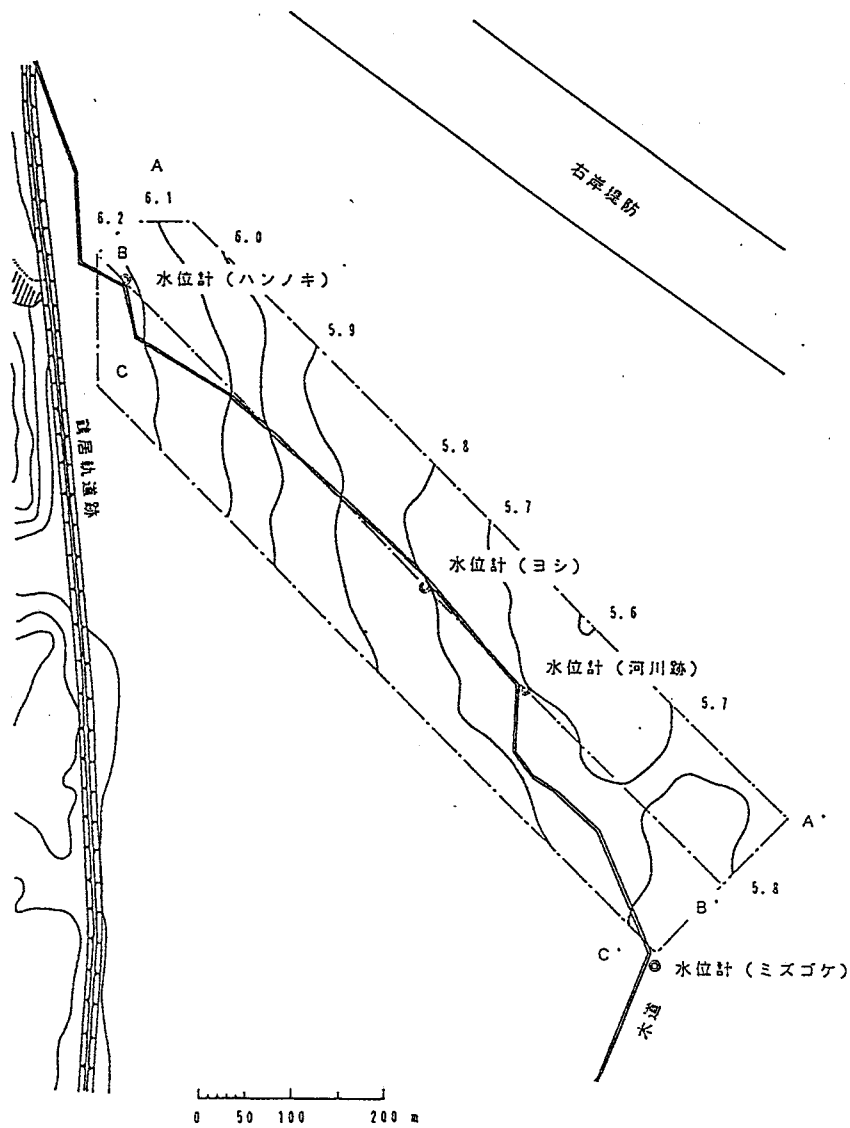


図4-9 釧路泥炭地・北斗木道付近における凍結面の平面形状

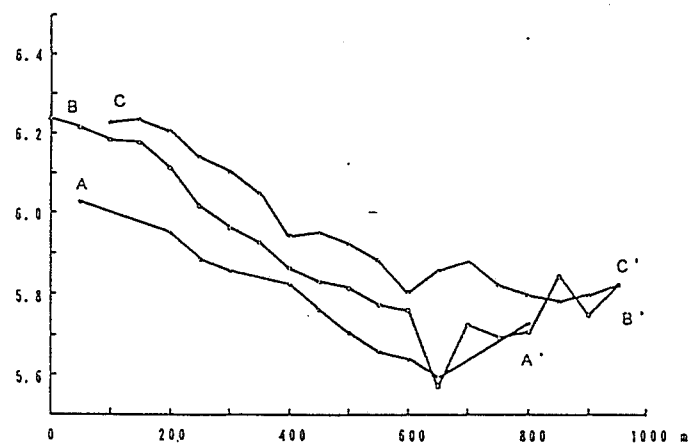


図4-10 釧路泥炭地・北斗木道付近における凍結面の断面形状

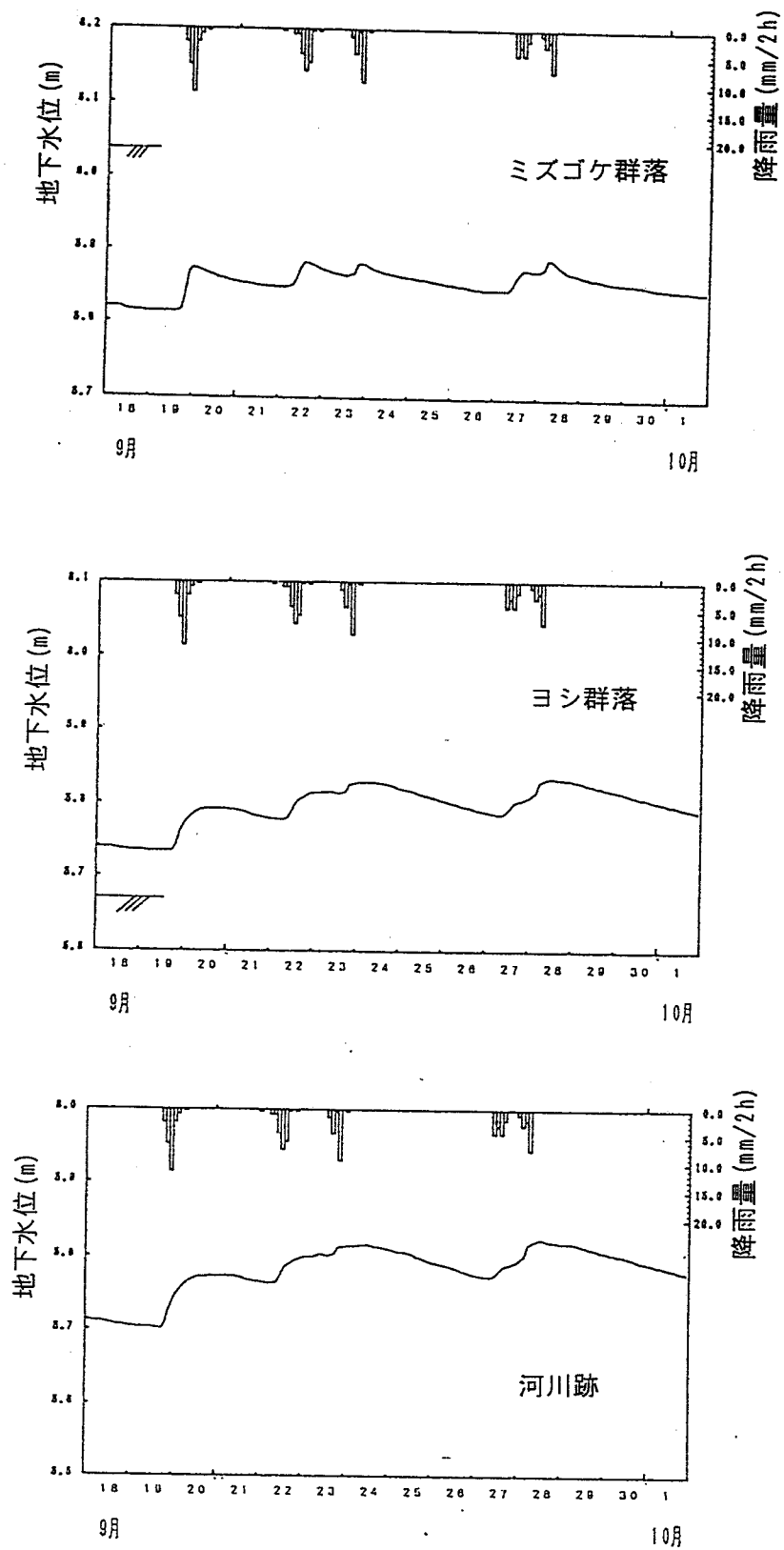


図4-11 釧路泥炭地・北斗木道のミズゴケ群落、ヨシ群落、河川跡における降雨前後の地下水位変動 (1991年)

位変動とあわせて示す。この地点では集水面積が小さく、河川跡に流入する水量も小さいとみられることなどから、地下水位変動幅は低位泥炭地としては小さいものである。ヨシ群落の地下水位変動は河川跡と極めて類似のパターンである（前田一步園財団，1993）。

4-4 特異な泥炭地の地下水位変動

4-4-1 ハンノキ林泥炭地の地下水位変動

別寒辺牛泥炭地の丘陵側低位泥炭地の地下水位観測点（ハンノキ林帯，図4-2中のF）で観測されたのと同様の地下水位変動パターンが，北斗木道の丘陵側ハンノキ林でも観測された（図4-12）。その特徴は地下水位の変動がきわめて少なく，水位はほぼ常時一定で，降雨直後にのみ若干の水位上昇があるものの，すみやかに元の水位まで低下するというものである。丘陵基部に近いハンノキ群落という点で2地点の特徴は一致し，またどちらの林床もほぼ湛水状態にある。観測事例が少ないため，今後の調査が必要であるが，ハンノキ林の成立になんらかの影響を及ぼしていると考えられる。

4-4-2 感潮域ヨシ泥炭地の地下水位変動

特異な地下水位変動の例として，感潮河川氾濫原に位置するヨシ泥炭地の例を図4-13に示す。これは霧多布泥炭地西側を流れる琵琶瀬川の河岸に細長く分布するヨシ泥炭地での地下水位変動で，河川の直近であるためその地下水位変動は河川水位の変動に直接的な影響をうけている。観測地点は河口から約4 km，標高1 m以下の場所にあり，潮汐の影響が顕著である。さらに潮汐だけでなく，降雨があれば上流からの流出の影響もあわせて受けている。このように河川の影響を極めて強く受けている泥炭地である。

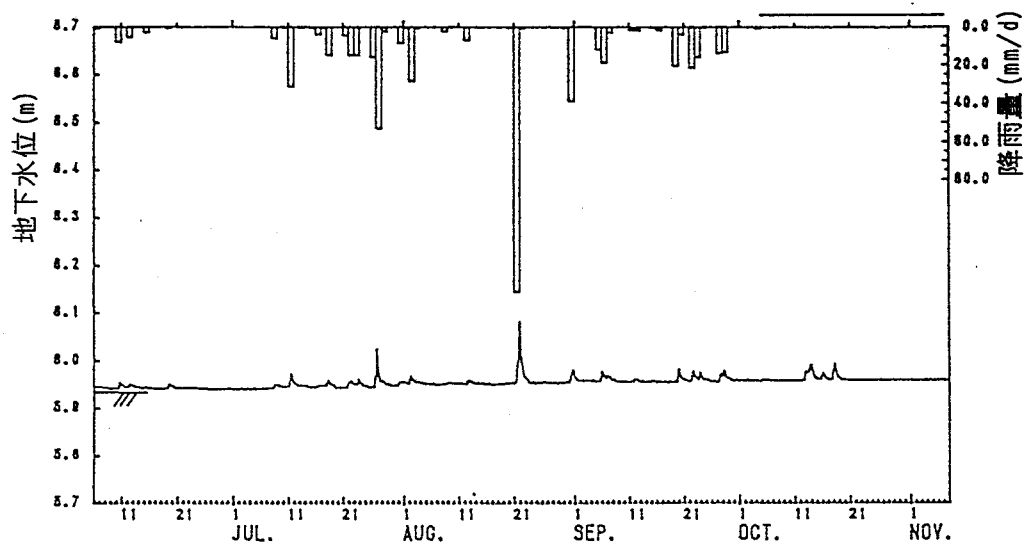


図4-12 釧路泥炭地・北斗木道のハンノキ林における地下水位変動 (1991年)

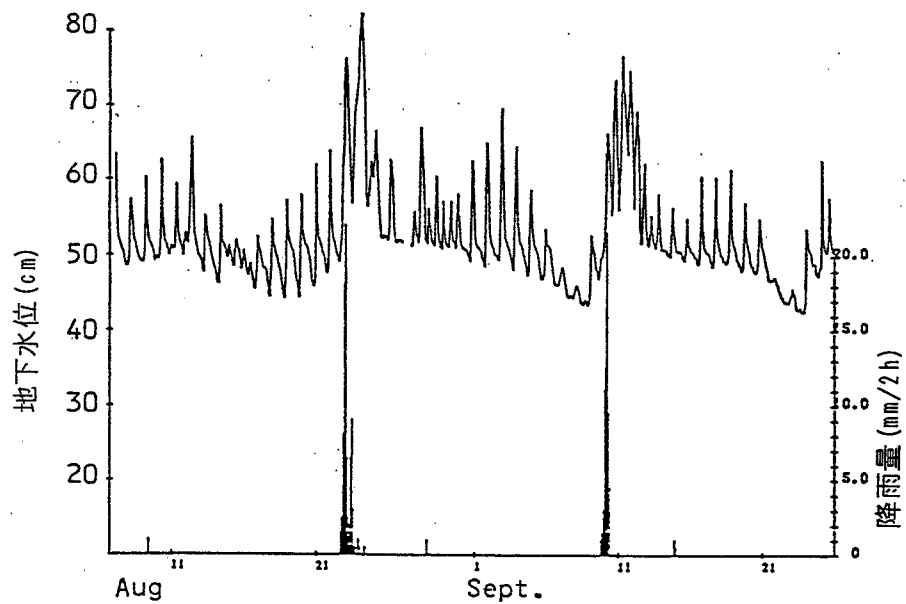


図4-13 霧多布泥炭地・琵琶瀬川感潮域ヨシ泥炭地の地下水位変動 (1984年)

4-3 第4章のまとめ

本章では自然状態にある種々の泥炭地の地下水位変動パターンについて検討を加えた。

まず各種泥炭地タイプの典型的な連なりがみられる別寒辺牛泥炭地において、各タイプの泥炭地がその立地環境に応じて示す地下水位変動パターンの特徴を明らかにした。

ついで北海道各地の自然状態の泥炭地で観測した地下水位変動を高位泥炭地と低位泥炭地に区分し、それぞれが類似の地下水位変動パターンを有していることを明らかにした。

高位泥炭地では降雨のみによる水位上昇が生じ、その後の水位低下は緩慢で、変動幅は小さいこと、低位泥炭地では降雨だけではなく近傍の河川や周辺部からの影響を強く受けた変動パターンとなっていることを明らかにした。また特異な変動パターンを示すものとして、ハンノキ林泥炭地と感潮域ヨシ泥炭地の地下水位変動を示した。

各タイプの泥炭地の地下水位変動パターンを類型化することにより、各地の泥炭地の水文状態の対比が可能となり、また個々の泥炭地の状態把握にも資するものとなる。本章では未だ調査観測数としては不十分であるが、高位／低位泥炭地の地下水位変動の類似性を提示した。

参考文献

前田一步園財団, 1993. 湿原生態系保全のためのモニタリング手法の確立に関する研究 : 439pp.

Umeda, Y. and Inoue, T., 1985. The Influence of Evapotranspiration on the Groundwater Table in Peatland. J. Fac. Agri. Hokkaido Univ., Vol.62 Pt.2: pp. 167-181

第5章 泥炭地の利用と水文環境の変化

5-1 泥炭地の開発利用と排水

地域のなかで、農地としての泥炭地と、自然環境としての泥炭地の共存が近年求められている。泥炭地の開発利用は排水が大前提となるが、一方で、保全的土地利用が求められる泥炭地では、排水の影響は最小限にとどめる必要がある。それが両立する水文環境の管理のためには、泥炭・泥炭地の排水特性、排水による泥炭地の水文環境変化とその影響に関する知見を深める必要がある。

本章ではまず、これまで北海道で実施されてきた泥炭地開発にともなう地域排水について、釧路泥炭地を事例として取り上げ、特に泥炭地を流下する河川の人為的変遷を整理し、各時代における排水改良の動向を検討する。

ついで排水にともなう泥炭地への直接的影響、すなわち地下水位変動パターンの変化について検討し、その効果発現の過程を現地観測の結果から明らかにし、泥炭地農地の排水が抱える問題点について考察する。

5-2 泥炭地流下河川の人為的変遷 — 釧路泥炭地の事例 —

低平な泥炭地の開発では、対象とする土地あるいは土壌そのものの排水性の改善とともに、地域全体の排水条件の改良が必須である。北海道の主たる泥炭地である石狩、天塩、釧路の各泥炭地でも、地域の排水改良のために、主要河川における^{しょうすい}捷水路の開削、河道の浚渫などが実施されてきた。本節では泥炭地開発の一事例として、釧路泥炭地における釧路川水系各河川の人為的変遷をたどり、各時代の開発の様相とその特徴、推移を整理する。

明治期以降、釧路泥炭地の各河川は社会情勢の変化進展にともなって様々な改変を受けてきた（釧路市，1969）。これらの大略についてみると、第二次大戦前（1920年代から1930年代）における主に下流部での治水事業と、大戦後1980年代なかばまでに実施された、主に中流部での治水事業と農地開発に付随した排水改良工事があげられる。図5-1に釧路

泥炭地における自然河川，人工水路およびそれらのうち機能を消失したものをまとめた。
以下，各河川の人為的改変の内容について概括する。

5-2-1 阿寒川の河口付替え（北海道開発局，1983）

阿寒川はもともと釧路川の支流であった。その流路はほぼ現仁々志別川，旧釧路運河を経て，現在の釧路市古川町付近で釧路川に合流するものであった。現河道となったのは1920年（大正9年）8月の洪水によって大楽毛川に転流してからである。

1884年（明治17年），鳥取県土族の移住・入植が阿寒川西南岸地区にはじまったが，開拓生活は困窮をきわめた。その理由のひとつが阿寒川のたびかさなる氾濫である（釧路郡鳥取村役場，1934）。対策として1889年（明治22年）には治水工事がはじめられているが，主たるものは次のとおりである（図5-2）。

①第一分水溝工事（1890年（明治23年）） 阿寒川をオンネビラ付近からオタノシケ川に通す水路掘削工事で，延長約6,170m。1920年（大正9年）の大洪水でこの流路が阿寒川の本流となった。

②第二分水溝工事（1899年（明治32年）） 阿寒川と仁々志別川の合流点の下流から第一分水溝へ連絡する水路で，延長約3,270m。

①②の工事ともその当初の機能・効果は明らかでない。これらは単に治水工事としておこなわれただけでなく，入植者の救済事業的側面も強かったとみられる。

③阿寒新川による河口付替え（1912年（大正元年）着工，1917年（大正6年）通水）

当時釧路は流域から産する材木の集散地として繁栄しつつあった。しかし積み出し港である釧路港は土砂の流入堆砂がはなはだしく，しかも土砂の多くは阿寒川の運搬してくるものであった。そこで釧路港の修築工事のなかで，阿寒川を釧路川から分離し，新しく河口を付け替えることとなった。工事は1912年（大正元年）にはじめられ，1917年（大正6年）に通水している。しかしその後1920年8月（大正9年）には記録的な大洪水により，阿寒川は第1分水溝①のところで大楽毛川に転流し，仁々志別川のみが新

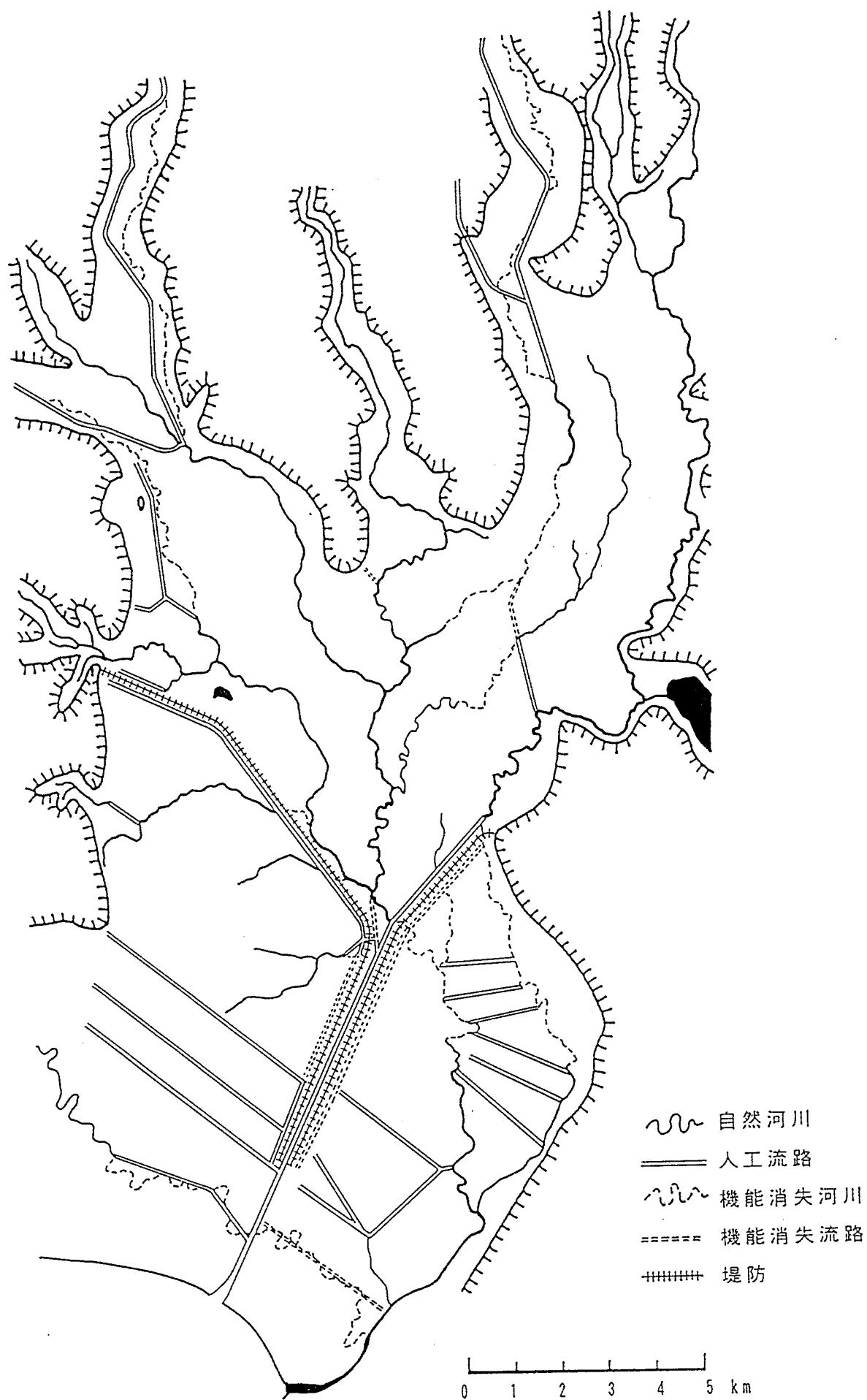


図5-1 釧路泥炭地の河川と人工流路



図5-2 阿寒川の河口付け替えの変遷

川を流れることとなった。後年この新川河口は新釧路川の河口として利用されることとなる。

数度にわたる変遷ののち、阿寒川は現河道に落ち着くこととなったが、その結果、これまで頻繁に洪水に見舞われていた鳥取地区が水害の危険から免れることになった。それに加え、オンネビラ、ユッパナイ、大楽毛、仁々志別、昭和などの湿地帯で自然排水が可能となり、次第に開発がすすめられることとなった。

5-2-2 新釧路川の開削（北海道開発局、1983）

1920年（大正9年）8月10日夜より釧路市街は大洪水に見舞われた。先に述べたように、この当時すでに阿寒川は阿寒新川として現釧路川（新釧路川）河口から海にでていたが、この洪水によりオンネビラから大楽毛に転流し、そのため鳥取市街はこの洪水の被害をまったく受けなかった。しかし釧路市街では一週間も減水せず、また修築中の釧路港では漂砂流入防止のために築造されていた防砂堤が、逆に海に流出しようとする釧路川からの土砂を港内にせき止める形となった。

この大洪水を契機として新釧路川治水計画が打ち出された。その目的は、釧路川下流沿岸の洪水氾濫を防止し、域内の土地改良を促進するとともに、港内の堆砂を防止して港湾の機能維持を図るというものであった。

計画では次の各工事が予定された（図5-3）。

- ①新水路工事（岩保木から阿寒新川河口まで水路を掘削し、釧路川を切替える）
- ②釧路川本流右岸堤防工事
- ③雪裡川切替工事（雪裡川を新水路に合流させる水路を掘削）
- ④久著呂川切替工事（雪裡川に合流する久著呂川を達古武付近で釧路川本流に切替える）
- ⑤雪裡川左岸堤防工事
- ⑥幌呂川右岸堤防工事

これらのうち、②釧路川本流右岸堤防工事と⑤雪裡川左岸堤防工事は実施されなかった。

①は現在の釧路川（新釧路川）として知られている。大洪水の翌年1921年（大正10年）には着工され、1930年（昭和5年）10月に通水している。また新水路の左岸堤防も1931年（昭和6年）に、右岸堤防および⑥幌呂川右岸堤防も1934年（昭和9年）に完成している。特に右岸側の堤防は釧路と鶴居を結ぶ幹線道路として戦後も長く利用された。

また③雪裡川切替工事および④久著呂川切替工事も新釧路川の通水にあわせ1930年（昭和5年）に通水をみている。

これら一連の工事では釧路市街の洪水防御をひとつの大きな目的としており、事実この事業の完成後、釧路市は大きな水害に見舞われることなく現在にいたっている。しかしこの事業は治水のほかに泥炭地の開発も目的としていたことがその計画から読み取ることができる。すなわち雪裡川切替および左岸堤防排水路（堤防に沿って開削された）により、新釧路川左岸～旧釧路川右岸一帯の排水を、また右岸堤防排水路および幌呂川右岸堤防排水路により新釧路川右岸一帯の開発をめざしたものとみられる。さらに久著呂川切替工事と、ともに実施されなかった釧路川本流右岸堤防工事と雪裡川左岸堤防工事により、釧路川中流右岸一帯のいわば湿原中心部の開発が計画されたようである。これは久著呂川切替工事のみが実施されただけで、その後計画は廃止されている。

さらに現在、以上の事業が実施されてから約70年が経過し、③で開削された雪裡川的水路は埋積しその機能を失っており、また④で開削された久著呂川捷水路も上流部では埋積がすすみ、通水断面が小さくなっているようである。

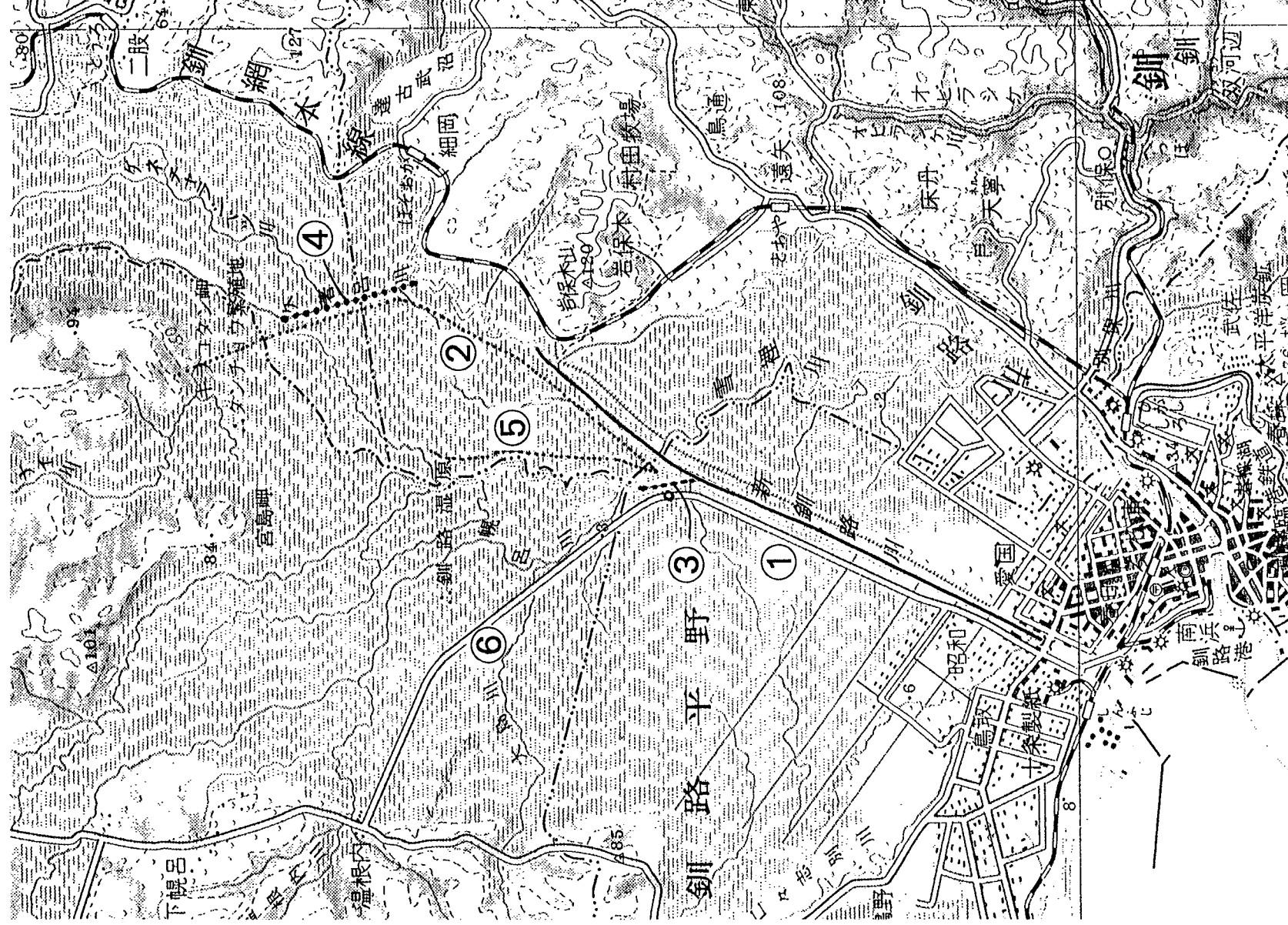


図5-3 新釧路川の開削と新釧路川治水計画

- ①新水路工事 ②釧路川本流右岸堤防工事（のちに廃止）
 ③雪裡川切替工事 ④久著呂川切替工事
 ⑤雪裡川左岸堤防工事（のちに廃止） ⑥幌呂川右岸堤防工事

5-2-3 戦後の河川改修

戦後、食糧増産・食糧供給の安定が国の緊急課題となり、釧路川流域でも農地開発が進められ、泥炭地でも主に河川流入域で草地開発が進展していった。泥炭地の開発では排水の促進が不可欠であり、そのため泥炭地に流入する釧路川水系の河川では河川改修、明渠化がおこなわれた。これらはいずれも1980年代なかばまで実施されてきた。

戦前の泥炭地開発計画は主に釧路泥炭地でも海に近い釧路川下流域を対象とし、またほとんどが実施されなかったか、あるいは大きな成果をみなかった。それに対し、戦後の泥炭地開発はその対象を主に泥炭地の上流域、すなわち各河川が泥炭地に流入する地域にいていた。泥炭地といえど河川流入部では土砂分の混入が多く、土壌的には相対的に肥沃であること、下流部に比して排水が容易なこと、気候的に海霧の影響が少なく夏期温暖なこと、内陸部の開発が進み外延的に農耕地を泥炭地にまで求めてきたこと、などがその理由である。

幌呂川は本来、広里の鮭鱒捕獲場付近で雪裡川と合流していたが、幌呂川下流域の農地開発のため、下幌呂付近から東へ新水路が開削され、雪裡川に付け替えられた。その雪裡川も流域の農地開発のため、幌呂川との合流点より上流で明渠化されている。同様の河川改修は、久著呂川の中久著呂から岩井内にかけて、あるいはヌマオロ川やオソベツ川でもみられる。さらに釧路川本流も標茶～五十石の治水対策として一部で河川改修がなされ、また湿原中心部そのものは遊水池として位置づけられるようになった（図5-4）。

これら泥炭地開発の一方で、社会的情勢の変化もあり、泥炭地そのものの評価も変遷してきた。かつて不毛の原野とよばれた泥炭地は、開発の可能性を秘めた沃野として、そして貴重な自然を擁する豊かな湿原と位置付けられるようになった（釧路湿原総合調査団、1977）。そのような情勢の中で、これまでの一方的な開発のあり方にも関心が持たれるようになった。とりわけ、自然環境と調和した土地利用、農地開発の手法が模索されている。

これまでの泥炭地開発の中で、特に戦後の各河川改修により、泥炭地の一部では局所的な影響がみられている。幌呂川・雪裡川の合流点より下流の一部では河川流水の集中によ

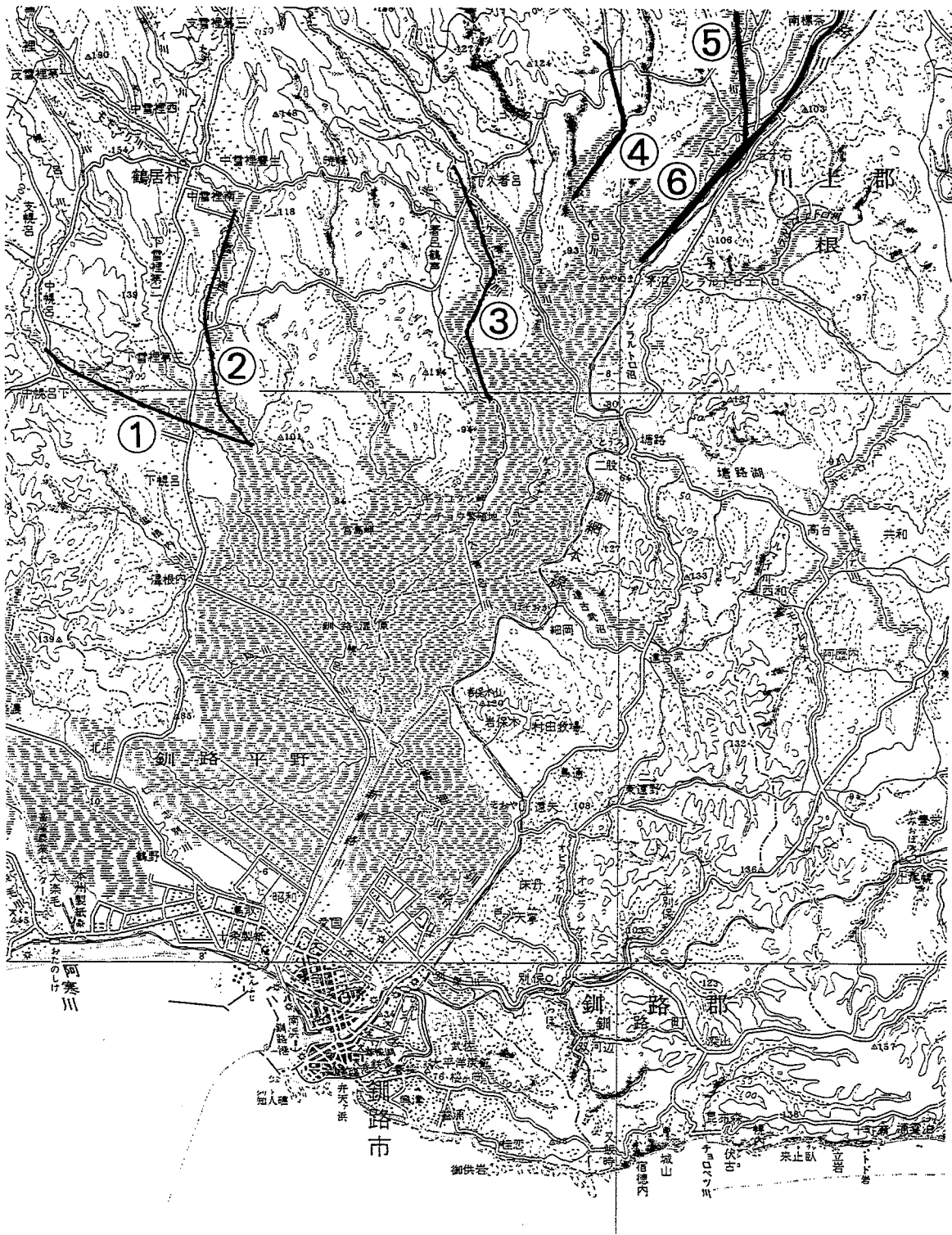


図5-4 戦後の農地開発事業・治水事業による河川の改修

- | | | |
|--------|---------|--------|
| ①幌呂川 | ②雪裡川 | ③久著呂川 |
| ④ヌマオロ川 | ⑤オソツベツ川 | ⑥鉶路川本流 |

る河川沿岸の過湿化が生じているようである。また久著呂川では土砂供給と流去のバランスが一時的に崩れたことによる河川下流部での堆砂、河床上昇と、そのためによる流水の氾濫が頻繁にみられる。また雪裡川に切り替えられた旧幌呂川では上流からの流水がなくなり、下流部では河川水位が定常的に低くなっている。さらに湿原の遊水池化にともない、戦前につくられた堤防は増強され堤防側溝も改修・排水強化されてきた。

いずれの改変も局所的な影響にとどまっているようであり、また低位泥炭地そのものが過去様々な影響を河川をつうじて受けてきたこと、いわゆる緩衝能とでもいうべきものを具有していることから、これら影響が湿原としての泥炭地に広範かつ急激な影響を及ぼすということは少ないとみられる。

低平地河川の流況は、水理的には上流のみならず下流側からも影響を受ける。そういう意味で、戦前におこなわれた阿寒川の河口付替や新釧路川の開削は、湿原としての釧路泥炭地下流一帯に広く影響を与えたであろう。その一方、これら事業は釧路市街地の西部や北部への発展の基盤を形成し、また釧路市街を水害の非常に少ない土地とした。

戦後おこなわれた各事業は、局所的には泥炭地に影響をおよぼしているようである。たとえば雪裡川や久著呂川の改修区間の下流で認められる流水の集中や、幌呂川の付換えにともなう下流区間の水位低下などである。また右岸堤防のかさあげにともなって改修された堤内地側（堤防南側）の排水路（堤防側溝）も、一帯の泥炭地になんらかの影響をおよぼしている可能性がある。

釧路泥炭地の場合、初期の地域排水の歴史は、まず最下流に位置する釧路市街および釧路港の防災的側面が強かったが、それと同時に、他地域の泥炭地開発計画と同様、河川沿岸の開発をも視野に入れた計画となっていた。阿寒川河口の付け替え、新釧路川の開削により、当初の最大の目的であった港湾の機能確保と市街地の洪水防除はほぼ完全に目的が達せられたが、もう一つの目的であった河川沿岸の農地としての開発利用は、結果的には果たされず、近年の釧路市街地の外延的拡大という展開で形をなしつつある。その一方で、泥炭地の上流域では、戦後急速に農地開発が進展し、その基盤整備という面で泥炭地流入

河川の排水改良が果たした役割は大きい。

戦後、泥炭地の流域で農地開発が進んだ理由はいくつか考えられる。土壌的により有利であったこと、気象的にも条件が良かったこと、交通網の整備が進んだことなどがあげられる。しかし排水の面でみれば、下流域よりも河川勾配を確保しやすく、その効果が発揮しやすいことがある。現在農地開発されたところをみても、下流部に位置する農地では河川のバックウォーターの影響を受けているところが見受けられ、今後の排水改良や維持管理の面で示唆することも多い。

5-3 泥炭地農地の排水

泥炭地では排水効果が十分に発現するまでに数年以上の時間を要するといわれている（梅田，1984）。これは泥炭が、間隙量が多いにもかかわらず、極く表層部分を除きその透水性がきわめて低く、また二重カップモデル（梅田，1973）に示されるような特異な水分保持機構を持つため、容易には排水が進まないためである。これらの理由から、泥炭地の過剰水排除・乾燥促進は、本格的開発に先だっておこなわれることが多く、また基盤整備後も継続的におこなわれるのが普通である。また自然状態の泥炭は土質的に非常に軟弱であり、一挙に排水を進めることが困難なため、排水施設の整備は段階的に進められるのが普通である（梅田・長沢，1977）。また、一度施工された施設も、泥炭の浮き上がり、スベリ破壊、地盤の沈下などを受けることが多く、たえず保守管理・改修されなければならない。

排水施設が整備されるとともに地下水位は低下し、その変動パターンも変化していく。これは、排水により泥炭が乾燥収縮し、また地下水位より上にある表層部の泥炭が下層への荷重となって圧密作用を生ずることなどのため、泥炭の諸特性が変化し、透水性や保水性に影響するからである。泥炭地の乾燥が促進されるにともない、地下水位の変動パターンは、開発利用が進められた形態に近づくであろう。すなわち、降雨時に水位は急激に上昇し、低下はすみやかな逓減状況を示すという、低いところで変動量の大きい変動パター

ンになる。

本節では排水にともなう泥炭地の地下水位変動パターンの変化について、いくつかの事例を示し、その効果発現の過程や問題点について検討する。

5-3-1 明渠開削にともなう地下水位変動の変化

サロベツ落合地区では3点の水位観測点（A，B，C）において地下水位の連続観測をおこなっている。そのうちA点の近傍30mのところに1983年8月上旬，明渠が掘削された（梅田ら，1984）。ここでは明渠掘削による地下水位変動パターンの変化についてみる。

サロベツ落合地区はサロベツ泥炭地の北東部に分布する高位泥炭地内に位置し，周辺は泥炭採掘地およびその予定地となっている。地形的にはほぼ平坦であり，各点における地下水位変動パターンはいずれも変動幅の狭い，自然状態の高位泥炭地の変動パターンを呈している。各点ともその地下水位は常時地表面付近にある。地下水位の観測は，A，B点では1983年以降1994年まで実施している。またC点では1984年から観測を始めた。

1983年，84年，94年の各点のタンクモデル係数を表5-1に示す。

1983年のA・B両点の水位変動曲線をみると，極めて類似した変動形態をなしており，タンクモデルの諸係数もA点の水位上昇係数Cがやや大きいだけで，流出係数や流出孔の間隔はいずれも同一である（図5-5）。すなわち，両点はほぼ同じ水文状況にあったと考えられよう。しかし，B点では観測全期間を通して単一のモデルで表現できるのに対し，A点では明渠が開削された8月上旬以降ではそれ以前に設定したモデルの適合性が低下し，計算値が実測値を常に上回るようになった。そこで8月上旬以降A点のタンクモデルを改めると，流出孔の標高には変化はないが，流出係数 A_1 は0.0010から0.0015へ， A_2 は0.001から0.012へと大きくなり，水位の低下が促進されるような傾向にある。

1984年の観測結果については，両点とも全期間を通じて単一のモデルで表現することができ，それぞれ最下段の流出係数がやや大きくなった。排水路に近いA点では流出係数 A_1 の値もやや大きくなり，排水路の影響が泥炭表層部に継続的に現われてきたと考えら

れる。B点の流出係数 A_1 には前年から変化はない。1984年から設置したC点の水位変動形態は、B点と極めて類似しており、タンクモデルの構造はB点と全く同一である（図5-6）。

さらに10年が経過した1994年の各点の地下水位変動パターンを図5-7に示す。明渠に近いA点では流出係数 A_1 の値がさらに大きくなり、排水の影響がやや増している。B・C点では流出係数 A_2 の値が若干大きくなったものの、 A_1 は変わらず、水文条件に大きな変化はないようである。

以上のことをまとめると、1983年の明渠掘削前までは3地点ともに極めて類似した水文状況にあったが、明渠開削により明渠に最も近く位置するA点ではただちに水位変動パターンが変化し、水位低下がやや早くなるようになった。その結果、泥炭地の乾燥が徐々に進行していることが10年後のタンクモデル係数に現われている。排水路から離れたB点、C点では排水路の影響は顕著ではなく、安定した状態にある。

表5-1 サロベツ落合地区 タンクモデル係数

観測点 係数	A点			B点			C点		
	C	A_1	A_2	C	A_1	A_2	C	A_1	A_2
1983年 モデル1	2.8	0.0010	0.010	2.5	0.0010	0.010	-	-	-
モデル2	2.8	0.0015	0.012	-	-	-	-	-	-
1984年	3.0	0.0018	0.020	2.5	0.0015	0.010	2.5	0.0015	0.010
1994年	3.0	0.0020	0.020	2.5	0.0015	0.020	3.0	0.0015	0.020

モデル I

8月3日までのタンクモデル

モデル II

8月3日以降のタンクモデル

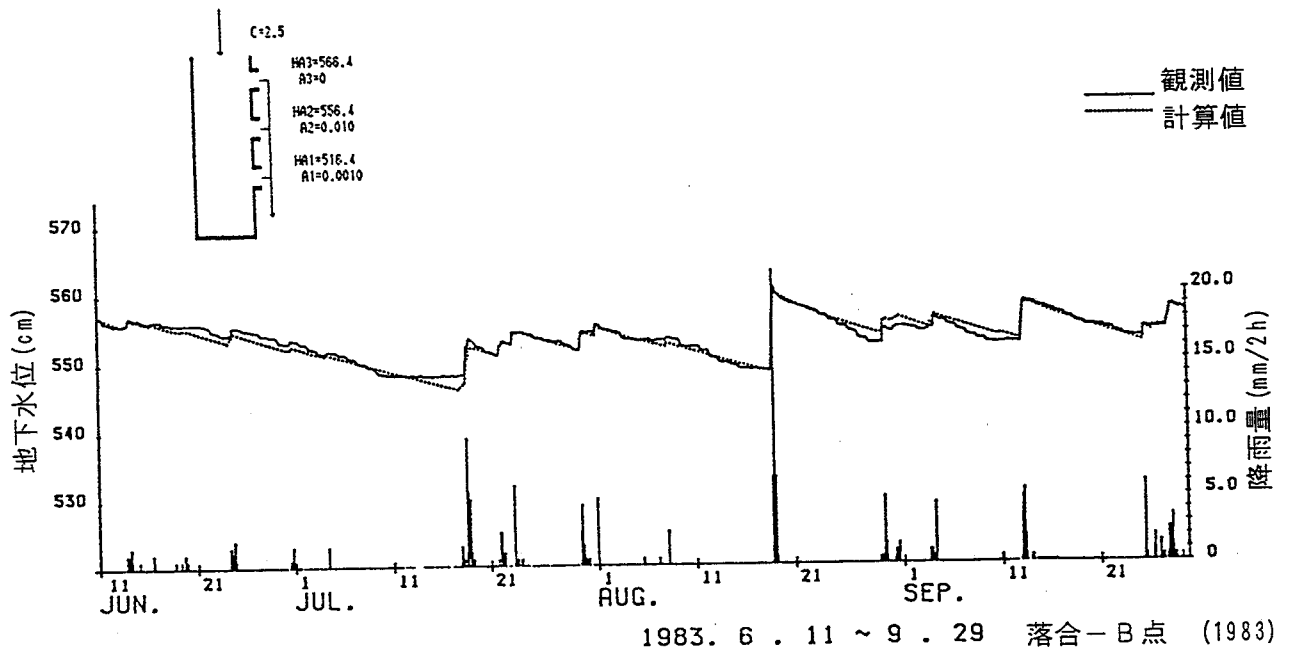
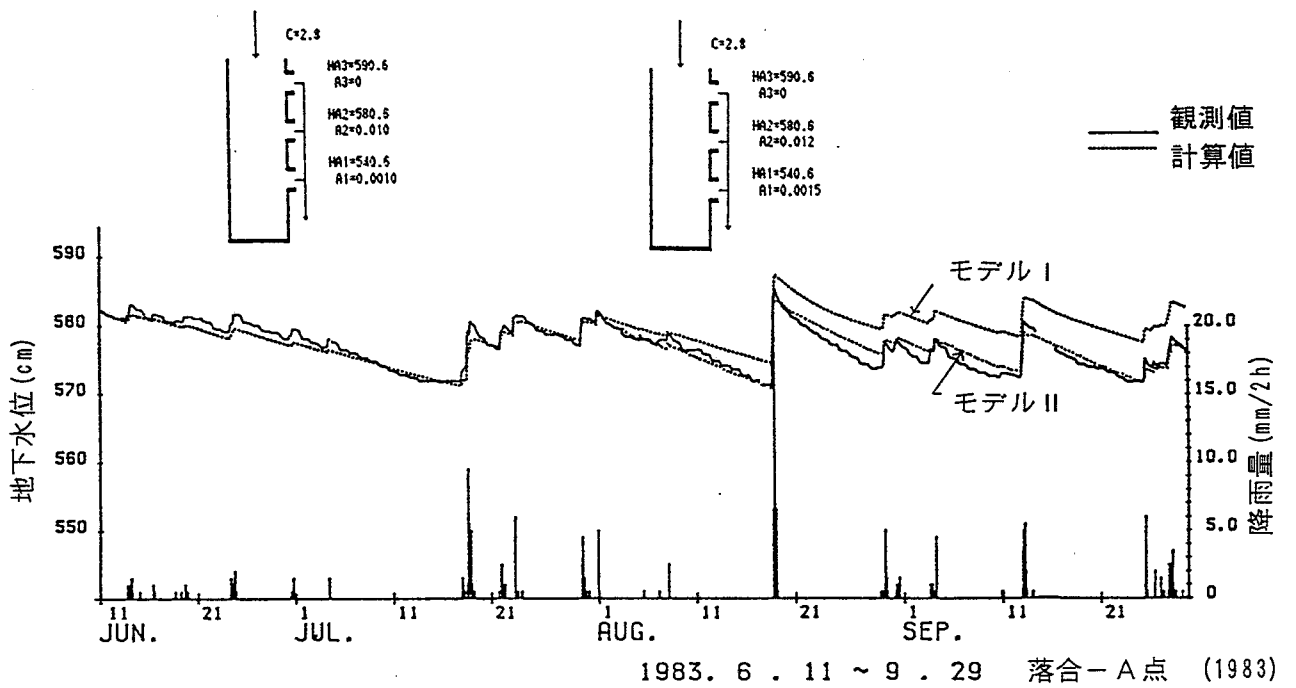


図5-5 サロベツ落合における地下水位変動とタンクモデル計算結果(1983)

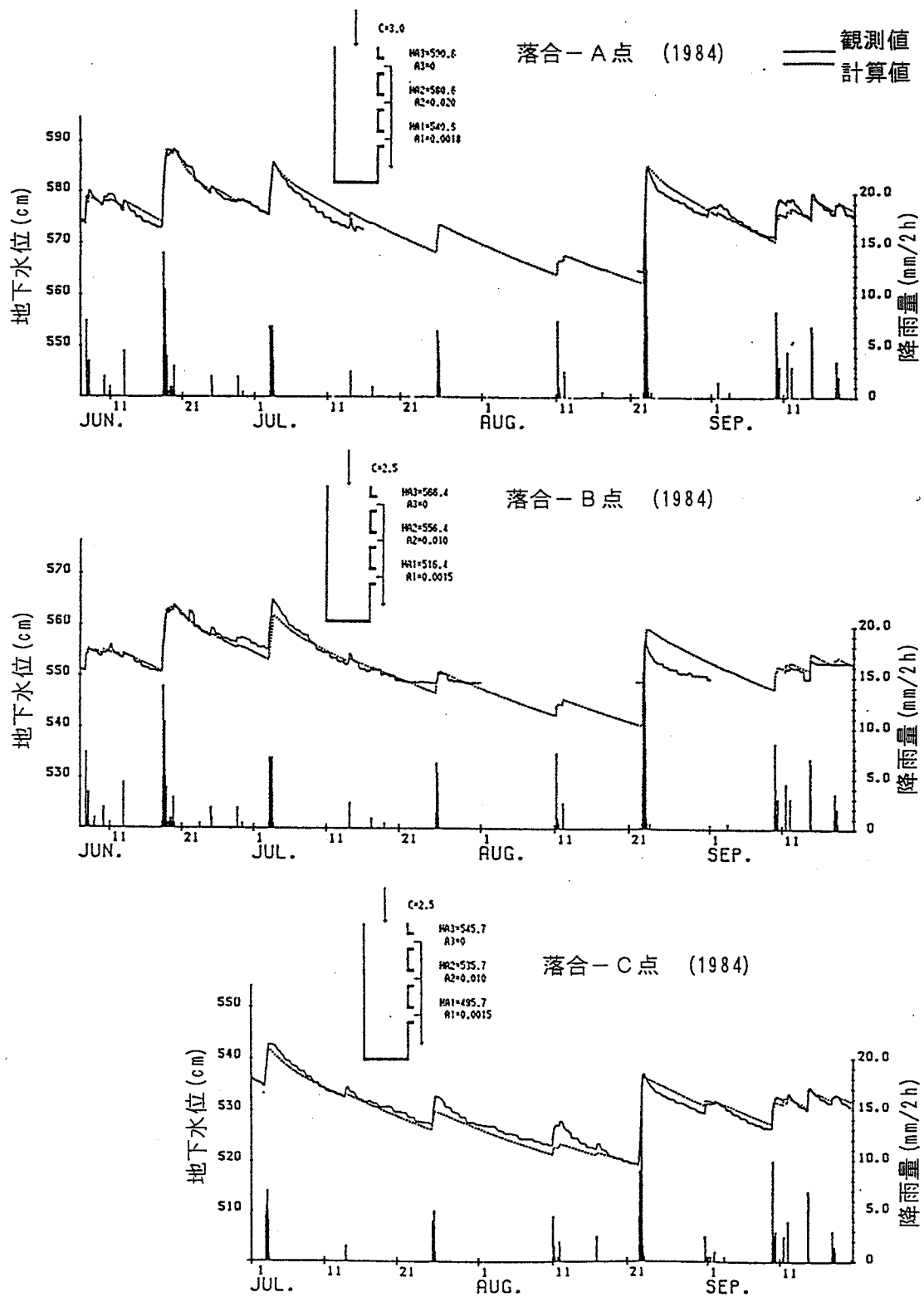
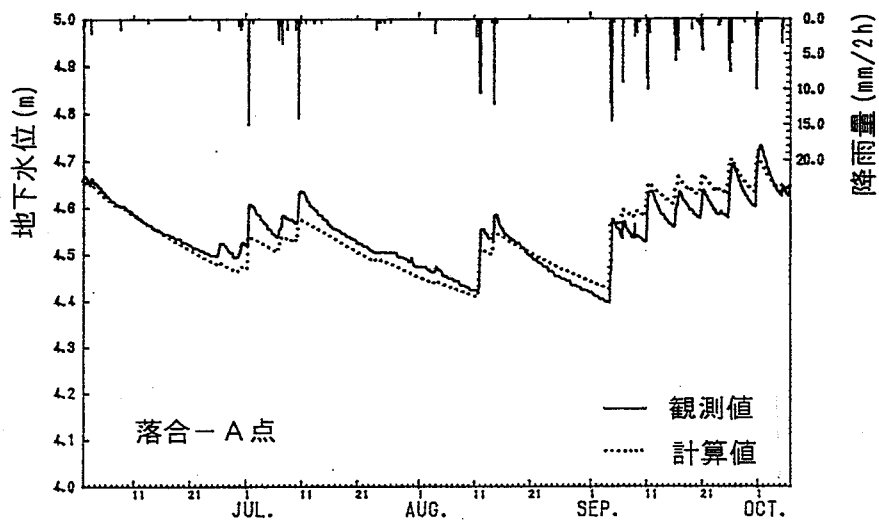
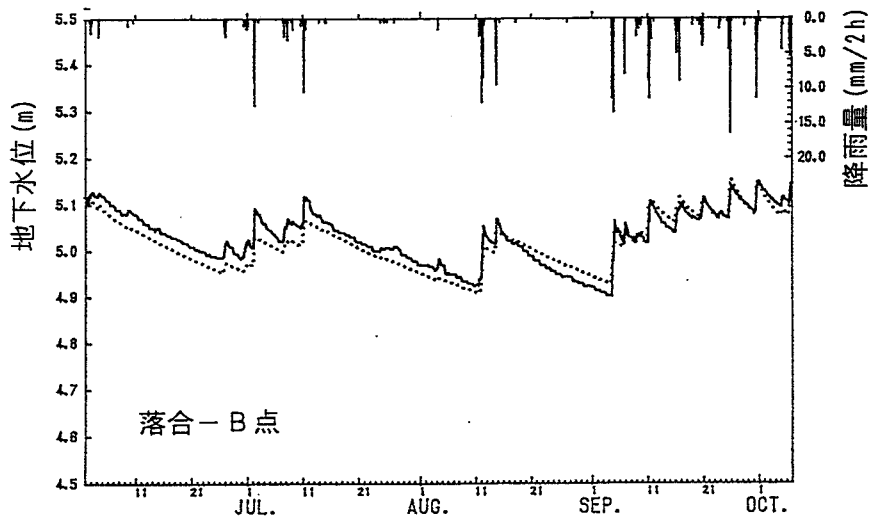


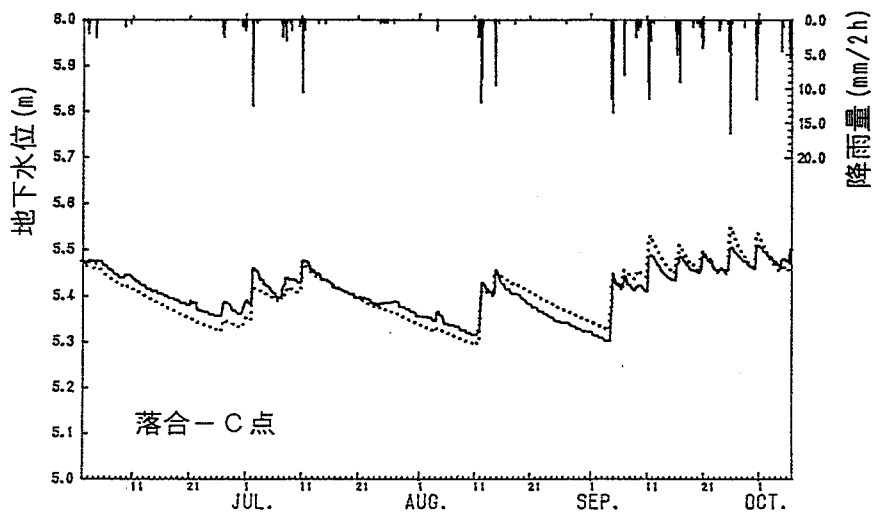
図5-6 サロベツ落合における地下水位変動とタンクモデル計算結果(1984)



1994年6月2日～10月6日



1994年6月2日～10月6日



1994年6月2日～10月6日

図5-7 サロベツ落合における地下水位変動とタンクモデル計算結果(1994)

5-3-2 泥炭地農地の地下水位変動と排水

泥炭地がひとたび農地化されると、その地下水位変動パターンは自然状態のときと大きく異なったものとなる。2-4-1では、サロベツ泥炭地での草地開発にともなう地下水位変動パターンの経年変化について述べたが、草地として利用されるようになった泥炭地の地下水位変動は、もとの自然状態・高位泥炭地の変動パターンとは著しく異なるものとなっており、作物の生育により適したものとなっている。

高位泥炭地から農地化された泥炭地の地下水位変動パターンを、美唄泥炭地の休耕田（北海道農業試験場試験田）での観測例で示す（図5-8）。また同様のものとして3-3の図3-10に、美唄中の沢地区の休耕畑での観測例を示している。いずれの泥炭地農地も、類似の地下水位変動パターンとなっている。

低位泥炭地における草地造成でも、排水系の整備にともなって地下水位の低下がはかられ、地下水位変動パターンが変化する。そして農地としての地下水位変動パターンは、高位・低位の別なく、同じようなパターンを呈するようになる。

釧路下幌呂草地地区に設定した観測線では、草地化された低位泥炭地、原野状態の低位泥炭地、その中間で緩衝帯的に位置するところの、3ヶ所の地下水位変動を観測した。またそれぞれの間にある明渠および旧河道の水位を観測した（図5-9）。観測線の距離は約350mであるが、各泥炭地の地下水位変動パターンは、それぞれの土地利用状態を反映して、特徴的なものである（図5-10）（梅田・井上、1991）。

農地の地下水位変動パターンは図5-8の農地化された高位泥炭地と同じ形態である。すなわち、無降雨期には地下水位の低下が促進されるが、大きな降雨があると地下水位も急激に上昇し、降雨後は比較的速やかに低下するという、変動幅の大きなパターンである。

いっぽう原野状態の低位泥炭地の地下水位は、常に地表面付近にあり、現在はその変動幅は小さい。この地区の場合、農地開発にともなって河川が切替えられ、旧河道には流水のまったく無い状態にあったが、地形断面をみるとこの旧河道に沿って自然堤防が発達していることから、かつて流水があった時には、洪水氾濫が頻繁に生じていたものとみられ

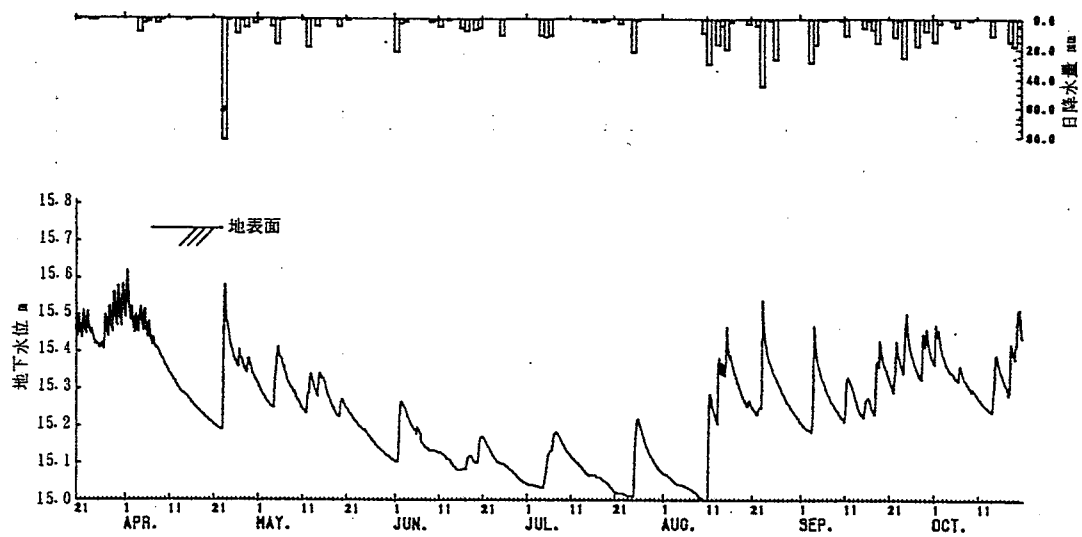


図5-8 農地利用泥炭地の地下水位変動 美唄(1990)

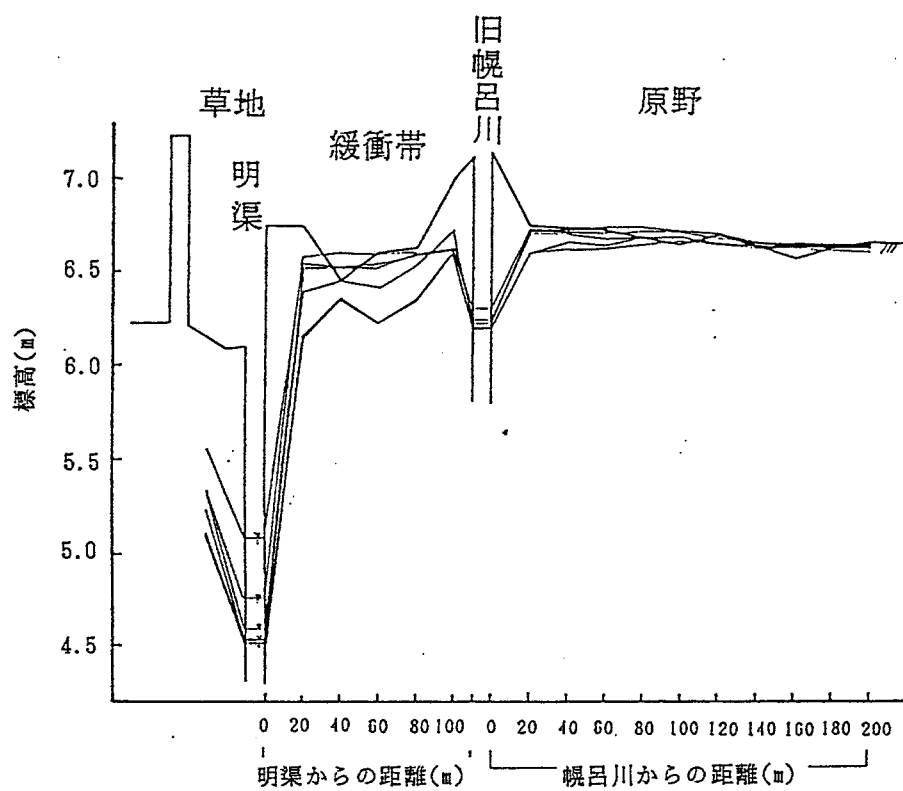


図5-9 釧路泥炭地・下幌呂地区観測線断面図

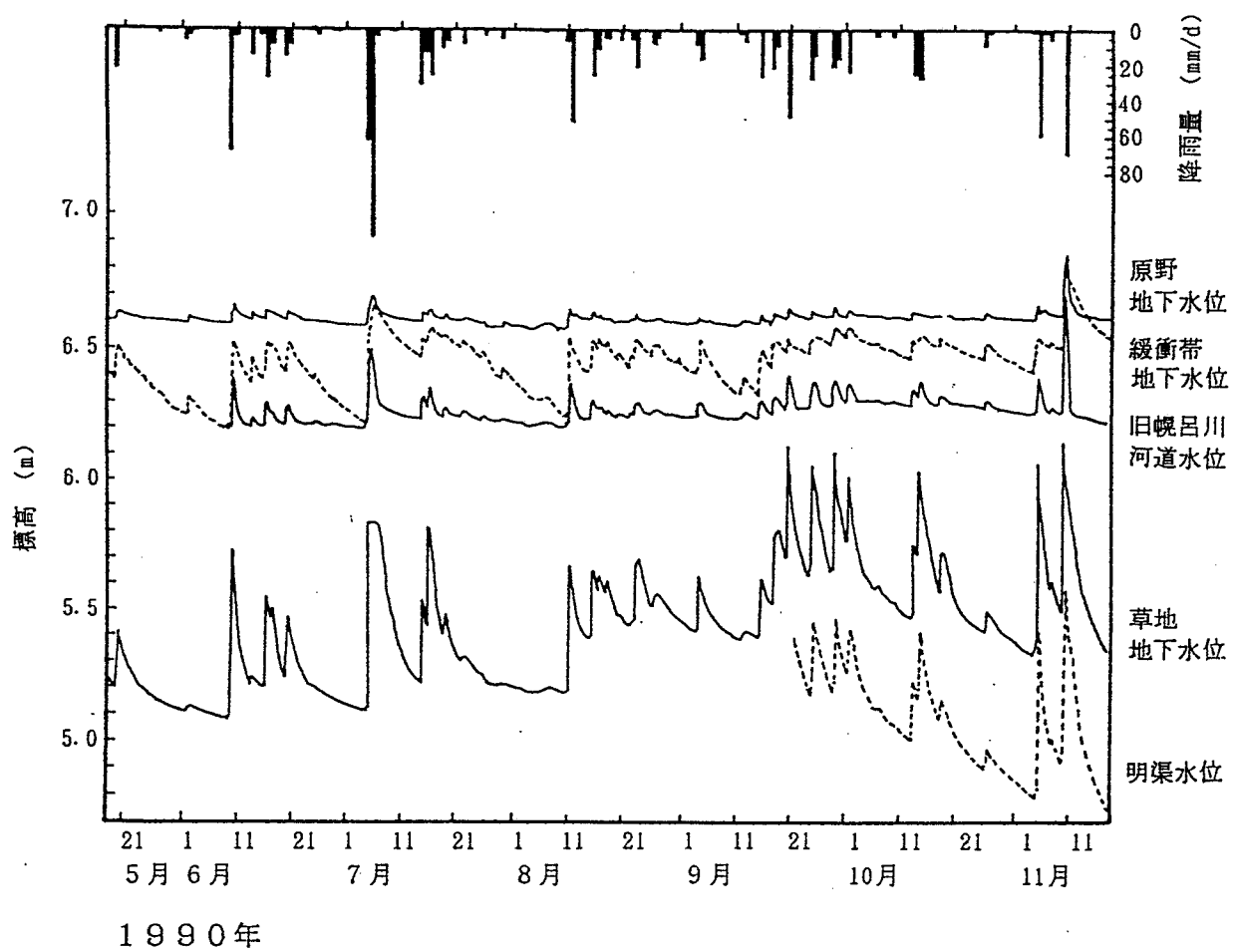


図5-10 釧路泥炭地・下幌呂地区観測線における水位変動(1990)

る。原野状態の低位泥炭地はこの河川の後背湿地として位置付けられ、本来の地下水位変動パターンは別寒辺牛泥炭地などで見られる後背湿地型の低位泥炭地と同様のパターンであったと考えられる（4-3 参照）。現在では氾濫水の流入はなくなっており、地下水位変動パターンとしては高位泥炭地に近いものである。

この付近の明渠は排水機能をよく発揮しており、農地の地下水位変動と明渠水位の変動は、全く対応したパターンを呈している。農地には明渠に向って多数の暗渠も敷設されており、これも農地の地下水位低下に機能している。

しかし現地においてこの明渠を踏査すると、いくつかの問題点もあげられる。

まず出水時の高い水位状態が、この規模の明渠としては比較的長時間継続するということがある。この原因は、下流側での法崩れによる通水阻害や、平坦な地形のために十分な水面勾配が確保されていないということがある。特にこの明渠では、明渠化区間より下流が自然河川の状態であり、排水本来の原則である、下流側からの排水整備が成されていない。これは下流一帯が保全地域としての指定を受けた地区であり、排水整備の実施できない場所であるためだが、このような場合、十分な緩衝区間を設け、排水効果の見込めるところに限り土地利用を進める必要がある。

もう一つの問題として、地盤沈下にもなる排水不良が上げられる。図5-9の断面図によると、農地と原野ではおよそ50cmの標高差があり、原野側よりも相対的に地盤沈下が進んでいる。実際には原野側も排水路の影響で若干の沈下を生じているであろうから、実沈下量はさらに大きなものとなる。観測線付近では地盤沈下が排水不良の原因とはなっていないが、この明渠の下流部では明渠水位の高いときに湛水状態となる農地もみられ、この排水不良の一因は地盤沈下にもあるとみられる。

泥炭地農地では、このような原因のほかにも、排水路断面の変形、不等沈下による圃場面の不陸発生、放牧や農作業機械の走行にともなう表土の分解泥濘化などによっても排水不良を生じることがある（片岡，1974，赤沢ら，1976）。

5-4 第5章のまとめ

本章では泥炭地を利用する際に第一義的に必要となる排水の問題をとりあげた。

まず地域の排水がどのような変遷をたどってなされてきたかということを、釧路泥炭地を事例に取り上げ、特に泥炭地流下河川の人為的変遷の面でたどってみた。

すなわち、釧路泥炭地の排水改良は、当初、最下流に位置する市街地と港湾の保全を第一の目的とし、その目的は河口付け替えと新水路の開削などにより達成されたが、河川沿岸の開発を押し進めるには十分ではなかったこと、戦後、泥炭地上流部の河川改修の進展とともに泥炭地の農地利用が進められていったことを示した。戦後、泥炭地下流部よりも上流部で農地開発が進展した理由はいくつか考えられるが、排水問題でいえば下流部では十分な排水勾配が確保できないということがあるものと考えられる。このことは、今後の適切な泥炭地の排水／利用を考える際、地域の排水環境にも十分留意する必要があることを示唆している。

ついで明渠開削が泥炭地の地下水位変動に与える影響を、サロベツ落合地区での観測事例で示した。明渠近傍では明渠の開削と同時に地下水位変動パターンが変化し、水位低下が促進されるようになったことが、タンクモデルの解析により明確にとらえることができた。

また農地化により、泥炭地の地下水位変動パターンが、高位泥炭地・低位泥炭地とも類似のものとなることを現地での観測から明らかにし、低平泥炭地の排水に関連する問題点を指摘した。すなわち、下流側のせき上げ排水の問題と、地盤沈下の問題である。

参考文献

赤沢伝・佐久間敏雄・斉藤万之助・赤石宏昭, 1976. 泥炭地牧草畑の微地形. 北海道開発局土木試験所月報, 第278号: pp. 1-14

北海道開発局釧路開発建設部監修, 1983. 釧路川治水史: 441pp.

片岡隆四, 1974. 泥炭草地基盤の維持管理について(その1). 農業土木学会誌, 第42巻第9号: pp. 583-589

釧路郡鳥取村役場, 1934. 鳥取村五十年誌: p. 21

釧路湿原総合調査団編, 1977. 釧路湿原, 釧路叢書第18巻. 釧路市: 429pp.

釧路市, 1969. 釧路川 -その自然と生活-, 釧路叢書第11巻. 釧路市: 544pp.

梅田安治, 1984. 講座 日本の特殊土(その9) -泥炭-. 農業土木学会誌, 第52巻第4号: pp. 323-328

梅田安治, 1973. 泥炭の保水機構のモデル. 昭和48年度農業土木学会大会講演会講演要旨集, 農業土木学会: pp. 196-197

梅田安治・井上京, 1991. 泥炭地の地下水環境保全. 平成3年度農業土木学会大会講演会講演要旨集, 農業土木学会: pp. 388-389

梅田安治・長澤徹明・井上京, 1984. 泥炭地の排水と地下水位変動. 昭和59年度農業土木学会大会講演会講演要旨集, 農業土木学会: pp. 242-243

梅田安治・長沢徹明, 1977. 泥炭地水田のホ場整備. 農業土木学会誌, 第45巻第12号: pp. 845-848

第6章 泥炭地の水文環境保全

6-1 湿原としての泥炭地の保全

豊草原の国と称されるように、湿原はかつての日本の低平地を代表する自然景観であった。しかし大面積の湿原は、いまでは北海道の低平地にしかみられない。その大部分はいわゆる泥炭地であり、北海道の低平地の自然景観を特徴づけるものである。かつて北海道には20万ヘクタールの泥炭地が「湿原」として存在していたが、明治期以降の開拓により、現在ではその多くが水田や草地などを主として利用されている。

北海道における泥炭地の位置づけは、近年大きく変化した。すなわち、明治以来の開拓において、泥炭地は開拓困難な土地であり、「谷地」とか「原野」と称される、過湿地であったが、食糧増産期の農地の外延的拡大にともなって、泥炭地も開発の対象となっていた。技術力の向上や各種施工機械の進歩とともに泥炭地の農地化は進み、美唄や幌向、篠津など、石狩川流域の泥炭地はほぼ完全に水田化され、道北、道東でも泥炭地の草地利用が進められてきた。

しかし社会的情勢の変化とともに、一般的には「負」の位置付けがなされていた湿地・泥炭地が、「貴重な自然」・「特異な生態系」などと評価されるようになった。特に北海道においてもいわゆる湿原とよばれる自然のままの泥炭地が減少しつつあることなどから、その保護保全を求める声が高まってきた（たとえば北海道自然保護協会，1987，山下，1993）。

これまで、農業土木の分野では、泥炭地の土地利用を進めるために様々な働きかけをし、それなりの成果をあげてきたといえる。それは地域の自然環境が持つ多様性の制御でもあった。昨今、地域の土地利用にあたって、その多様性を内包した手法が求められているといえよう。特に泥炭地に関していえば、その地理的配置の特徴から、農地利用と自然保全的利用の泥炭地が隣接することが多く、農業側に何等かの対策が求められることが多くなっている（梅田・井上，1995）。

自然保全的利用がなされる泥炭地に対し影響を及ぼしているのは必ずしも農業だけでなく、河川や道路などの人工工作物もかなりの影響を与えている。また自然そのものの変遷により泥炭地が変化しているということもある。いずれの場合においても、自然環境の保全という立場から何等かの対策を求められるということが生じつつある。

本章では、北海道の低平地に分布する泥炭地湿原の保全対策について、水文環境的な視点から、農業土木技術の援用による泥炭地湿原の保全事例などについて論述する。

6-2 排水路の影響と緩衝帯

北海道では泥炭地の農地利用が進む一方で、農地に隣接した未利用の泥炭地が湿原として保全の対象に設定されるというケースが近年生じてきた。この場合、農地では排水が必須条件であるのに対し、湿原にはできるだけ排水の影響が及ばないようにする必要がある。そこでまず、排水路の影響範囲について検討する。

図6-1はサロベツ泥炭地における、放水路に直交する断面でみた地表面と地下水面の形状である。放水路は地域の洪水防止・排水性の改善のために1960年代に開削されたもので、その完成後、上流部や泥炭地の湛水被害は解消し、放水路北側の泥炭地において草地造成が進められた。いっぽう放水路の南側には、かなりの距離をおいて放水路とほぼ並行する道路（道道稚内豊富停車場線）があり、さらに道路の南側は国立公園の指定地域となっている。すなわち道路から放水路までが国立公園の緩衝帯として位置づけられている地帯である。

地下水面は、ほぼ地表面に平行しているが、放水路付近では地表勾配・地下水面の勾配とも大きくなり、放水路へ向かって低下している。これは放水路の開削により、付近の水位が低下するとともに泥炭地も沈下したものである。その範囲は放水路からおよそ300m～400mに及んでいる。それより以遠では地表面・地下水面ともにほぼ平坦であり、また地下水位はごく浅い。

現地踏査では、放水路に近いところでヨシ、イワノガリヤス、ヤチャナギなど、乾燥条

件により強い植生が目立つようになり、地盤自体も比較的堅固なのに対し、放水路から離れるにしたがってミズゴケ、ツルコケモモ、スゲの類が目立ち、一部にはいわゆるフローティング・マット状の不安定な地盤状態のところもある。サロベツ放水路の場合、放水路水面と遠方平坦部の地下水位の比高は約5 mにもおよぶ、かなり大きなものであるが、地表面・地下水面の断面形、および植生や地盤の状態からみて、その影響の及ぶのは300m程度までである。

釧路泥炭地においても、下幌呂原野地区観測線において明渠排水の影響を調査した(図6-2)。ここでは農地と湿原が排水路をはさんで隣接しているが、調査線を排水路を起点に湿原内へ設定した。湿原部における地表面・地下水面の形状は、明渠から約200mまでの区間で明渠側への勾配を有しているが、それより以遠ではきわめて緩やかな逆勾配となり、また地下水面は地表面とほぼ同じか、湛水状態にあって、明渠の影響は見られない。

全くの未利用・自然状態のところに開削された排水路の影響範囲は、上に述べたサロベツ・釧路の泥炭地の場合、おおよそ200mから300mとみられる。これらの結果から、場所や泥炭地の特徴による違いはあるだろうが、他に特別な保全対策がとられない場合、緩衝帯として上記以上の幅が泥炭地では必要であろう。

さらに、湿原内には旧河道などが無数のミズミチとなって存在することが知られている(釧路市, 1969, 梅田・清水, 1989)。明渠がこのようなミズミチを横断すると、それが支川排水路のごとき影響を発生することも経験的に知られている。すなわち水移動の生じやすいミズミチを明渠が切断することにより、ミズミチを通じた排水が急激に進み、そのために法崩れ、過大な地盤沈下などが生じる場合がある。したがって明渠路線の決定にあたって、航空写真や現地踏査などにより、旧河道・ミズミチなどに関して十分な調査をおこなう必要がある。緩衝帯を設置する場合も、一律にその幅を決定し、直線的に設置するのではなく、自然条件をよく把握することで、その機能をより有効かつ合理的に発揮させることができよう。

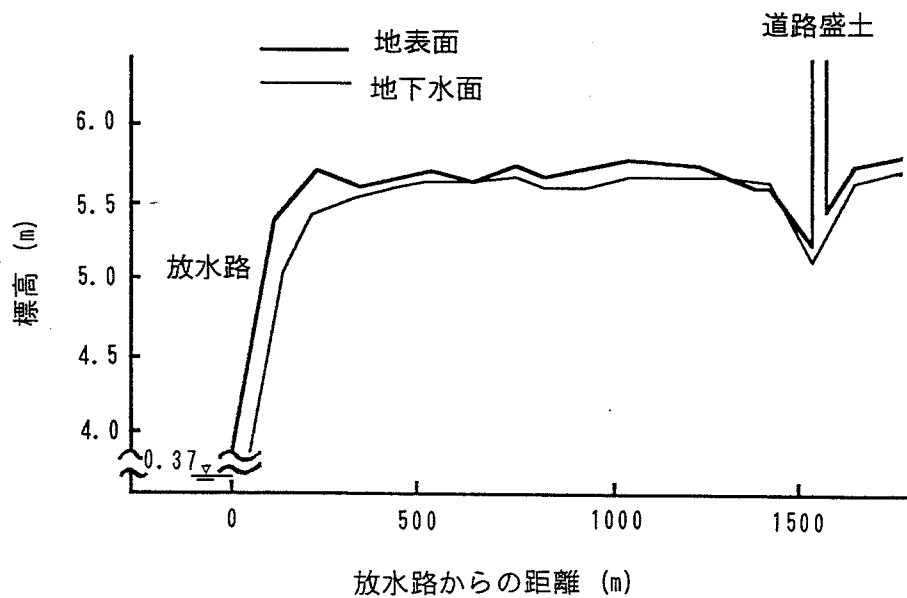


図6-1 サロベツ泥炭地における地表面・地下水面の断面形状(1990年9月28日)

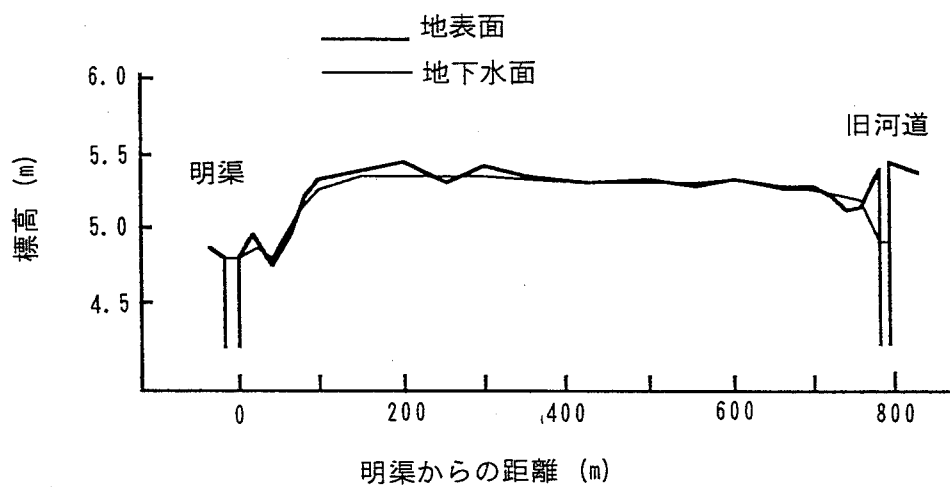


図6-2 釧路泥炭地における地表面・地下水面の断面形状(1990年10月18日)

6-3 サロベツ原野におけるササ対策

6-3-1 サロベツ原野のササと地下水位

北海道北部のサロベツ原野のうち、国立公園としての指定を受けている湿原部では、高位泥炭地の一部に、本来は乾燥条件を好むササ群落を展開しつつあるとして、問題化している（環境庁自然保護局，1993）。ササの繁茂をなんらかの方法で抑制しようというのが課題である。

サロベツ泥炭地におけるササの分布は、おおむね湿原西側のサロベツ川沿いに多い。これは湿地溝の分布域に相当する。湿地溝は、泥炭地の西縁に形成されている自然の流路で、その一部は表面が泥炭で覆われたパイプ状を呈するものもある。これらは、サロベツ川から泥炭地に向かって樹枝状に多数発達し、あたかもミズゴケ・高位泥炭地の水を集めてサロベツ川へ排水を促進するかのような配列をなしている（図6-3）。この湿地溝は、平坦な高位泥炭地に降った雨水や融雪水が形成した流路、あるいはなんらかの原因によってサロベツ川水位が低下した際に発生した高位泥炭地からの排水流路、などと考えられている（梅田ら，1985）。この湿地溝が排水路として機能し、泥炭地を乾燥化させ、ササの生育を可能にしているとみられる。

(1) 原生花園木道E-W-WW観測線における状況

サロベツ原野のうち、原生花園地区において、図6-4に示すように探勝木道の西側半分でササが分布している。この地区ではササ対策のための基礎的調査として、1983年より地下水位観測をほぼ継続しておこなっている。これは当初、高位泥炭地・ミズゴケ群落内（E点）と、ササ前線にあたる場所（W点）で開始した。翌1984年にはササ群落内の観測点（WW点）を追加して設け、E点、W点、WW点を結ぶ延長約490mの観測線を設置した。また観測線に接して、WW点を含む約400m×400mの範囲内における40mメッシュの格子点での地下水位測定も随時おこなった（(2)参照）。

E点、W点、WW点はそれぞれミズゴケ群落、ササ前線、湿地溝近傍のササ群落に位置

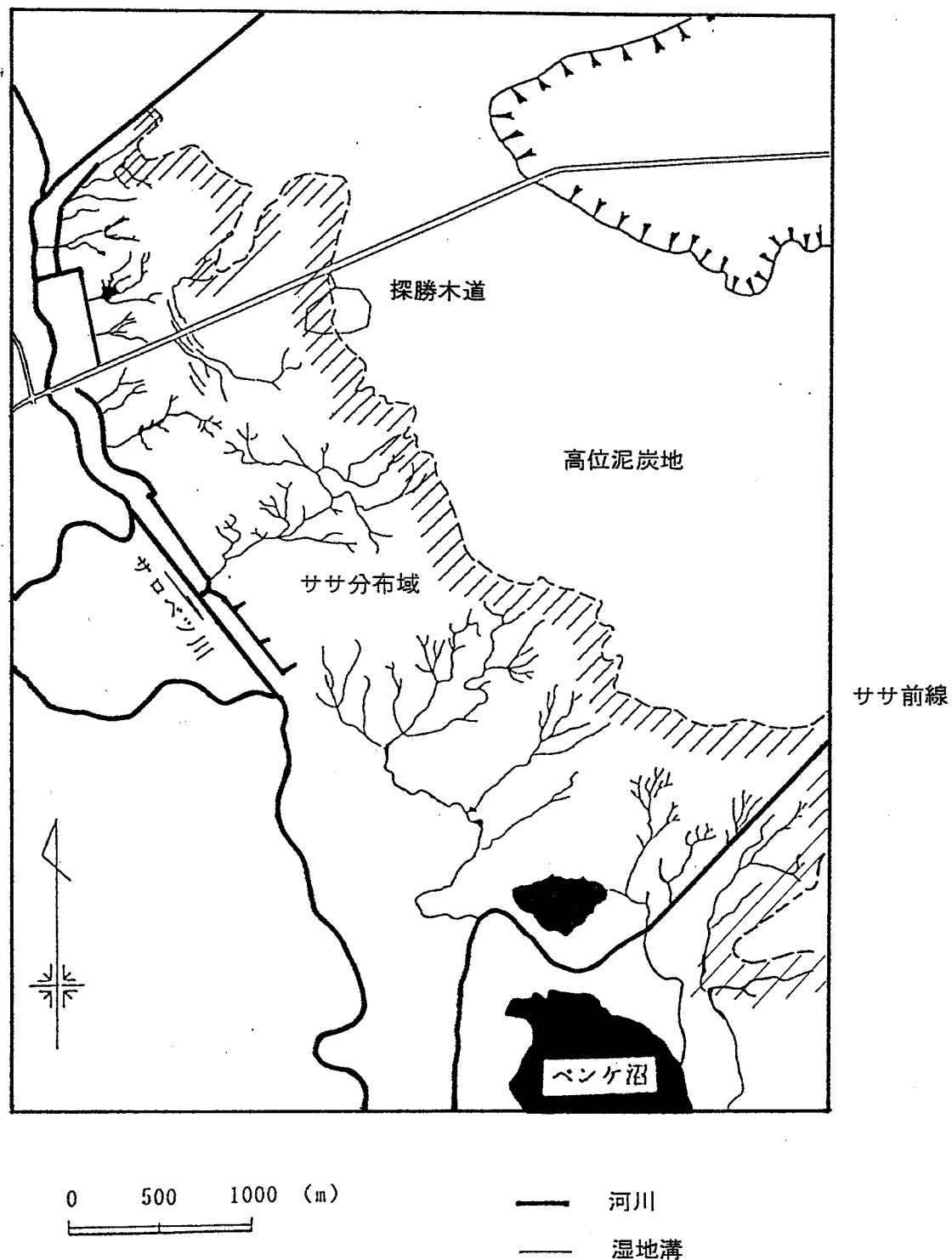


図6-3 サロベツ泥炭地におけるササ前線と樹枝状湿地溝の分布

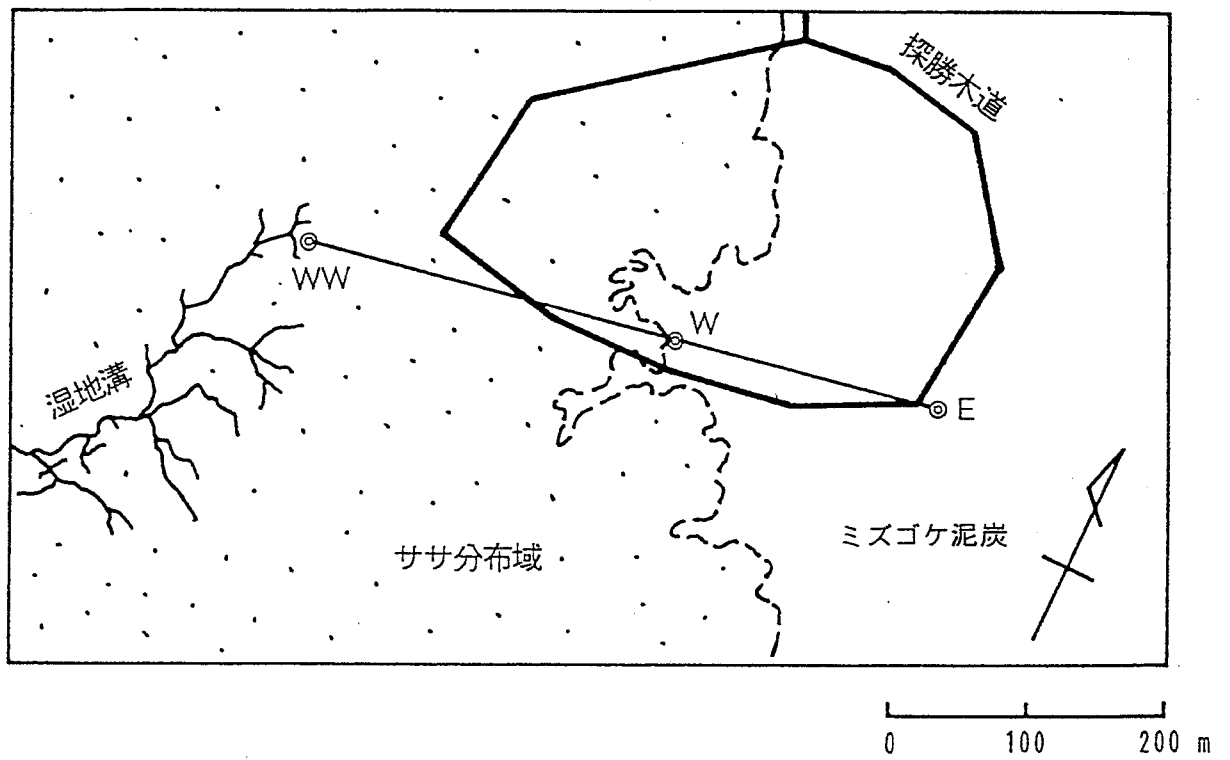


図6-4 サロベツ原生花園 E-W-WW観測線位置

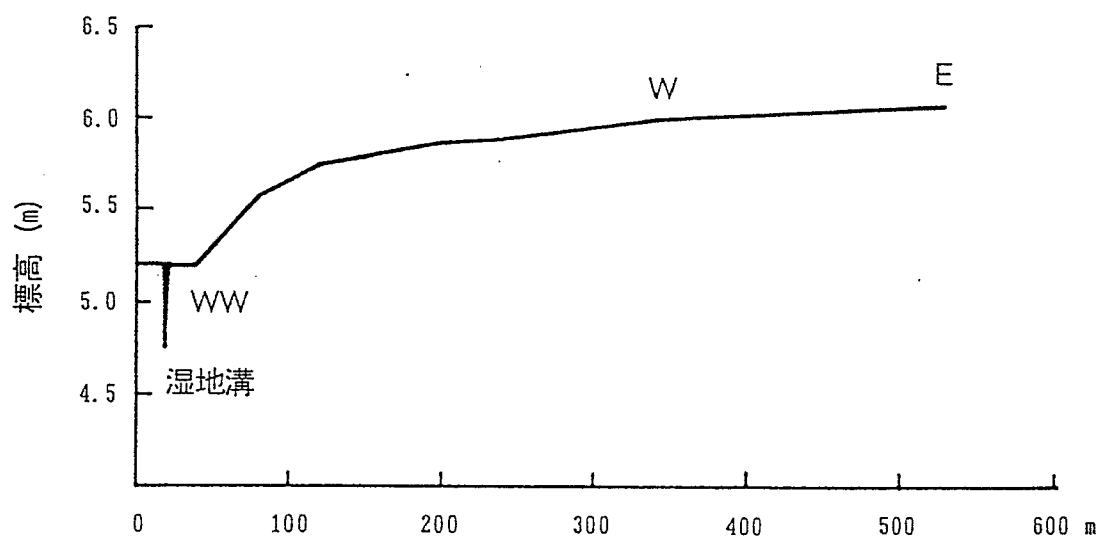


図6-5 サロベツ原生花園 E-W-WW観測線断面図

している。したがって観測線は、ミズゴケ群落からサロベツ川へ向かってササ群落まで、泥炭地を横断する形で設置されている。標高的には、E点がもっとも高く、W点がE点よりやや低いものの、E-W点間はほぼ平坦である。しかしW点より西側では地表面の勾配が次第に大きくなり、湿地溝が近くにあるWW点付近で最低となる。E-W点間（距離200m）の標高差は約10cm、地表面勾配0.05%にすぎないが、W-WW点間（距離292m）の標高差は約75cmにおよび、地表面勾配は区間平均で0.26%、最大2%（10m単位）である（図6-5）。

表6-1にE、W、WW各点における各年の地下水位観測期間を示す（1986年と1990年は地下水位観測をおこなっていない）。図6-6（a～g）に各年の地下水位変動図とタンクモデルによる計算結果を示す。

各点における地下水位変動の特徴は次のようにまとめられる（梅田ら，1988）。

E点では、地下水位変動の幅が狭く、年間の変動幅はほぼ10cm～15cmの範囲にあり、最大でも20cmを越えない。さらにここでは、地下水位の高低に応じてミズゴケ泥炭の表面も数cm程度の範囲で浮き沈みすることが観測されている（梅田ら，1992）。このことから、地表面に対する地下水位の相対的な変動幅としてはさらに小さくなることが考えられる。

ササ前線にあたるW点の地下水位変動のパターンも変動幅が小さく、E点と比較的類似している。しかし夏季の無降雨期において、E点よりも水位低下の大きい年があり（たとえば1984年，1991年），E点よりもやや乾燥化傾向にあることを示している。

E点・W点に対し、ササ生育の旺盛なWW点の地下水位変動はきわめて対照的である。ここでは地下水位の変動幅は年間50cmにもおよんでいる。これは近くに存在する湿地溝による排水の効果や、ササによる大きな蒸発散、さらに泥炭の保水容量の低下などによるものであろう。地下水位が低下することにより、地表面付近は相対的に乾燥状態におかれることが多くなる。さらに蒸発散によって表面付近の水分も消費されやすく、無降雨期間が続くと表層の泥炭の乾燥化が促進される。1984年8月や1989年8月，1990年8・9月，1991年7月のWW点の地下水位変動にみられるように、地下水位が低下した時のあまり大き

表6-1 サロベツ原生花園における地下水位観測期間 (1983～1991)

	E	W	WW
1983年	7. 2～10. 11	7. 2～ 9. 23	—
1984年	4. 25～10. 3	4. 29～10. 7	4. 26～10. 8
1985年	7. 1～ 9. 30	—	6. 1～ 9. 30
1987年	8. 13～10. 21	8. 13～10. 19	8. 22～10. 21
1988年	5. 25～10. 31	5. 25～10. 12	5. 25～10. 28
1989年	4. 1～11. 30	4. 25～ 5. 23	5. 23～11. 29
1991年	7. 30～10. 31	7. 30～10. 31	7. 30～10. 31

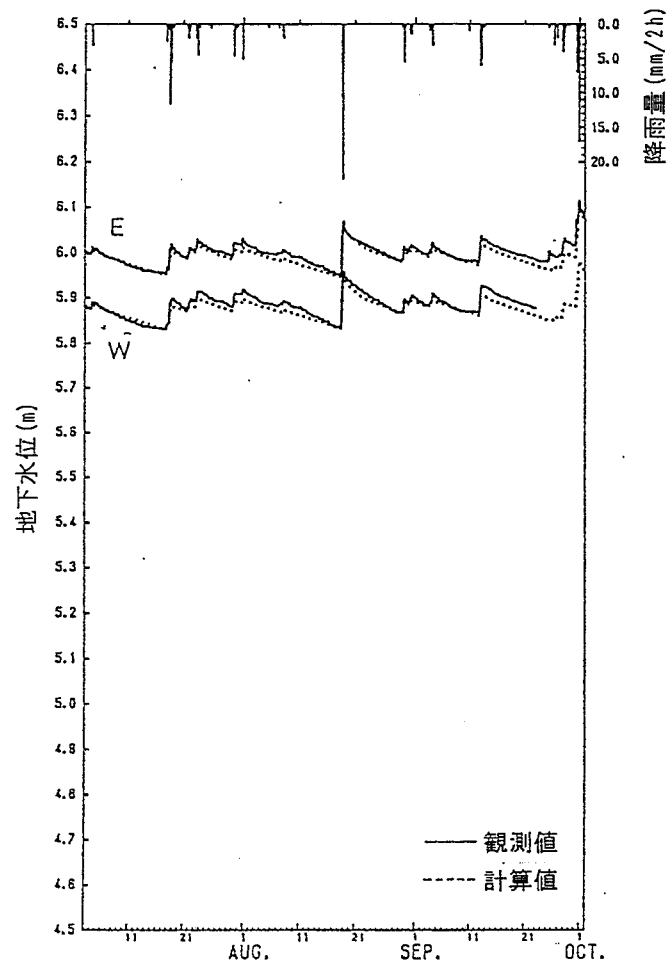


図6-6a サロベツ原生花園における地下水位変動とタンクモデル計算結果(1983)

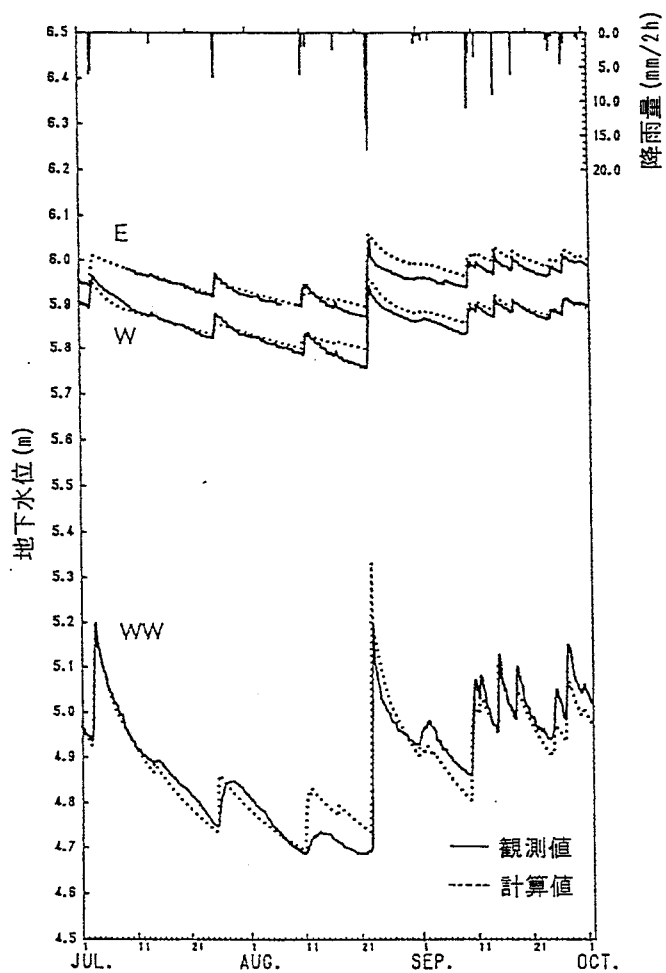


図6-6b サロベツ原生花園における地下水位変動とタンクモデル計算結果 (1984)

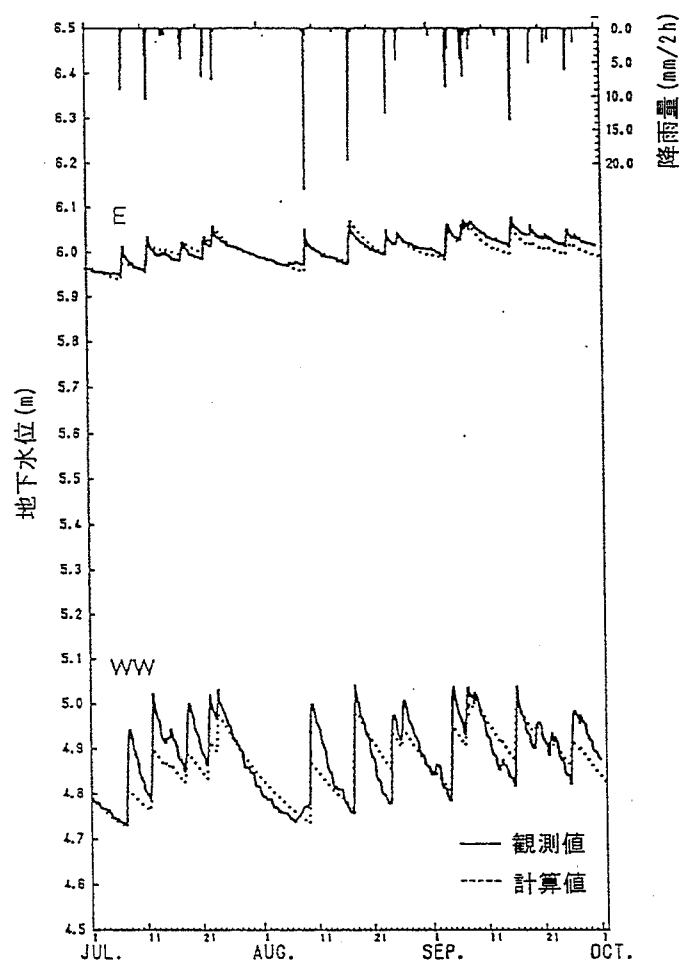


図6-6c サロベツ原生花園における地下水位変動とタンクモデル計算結果 (1985)

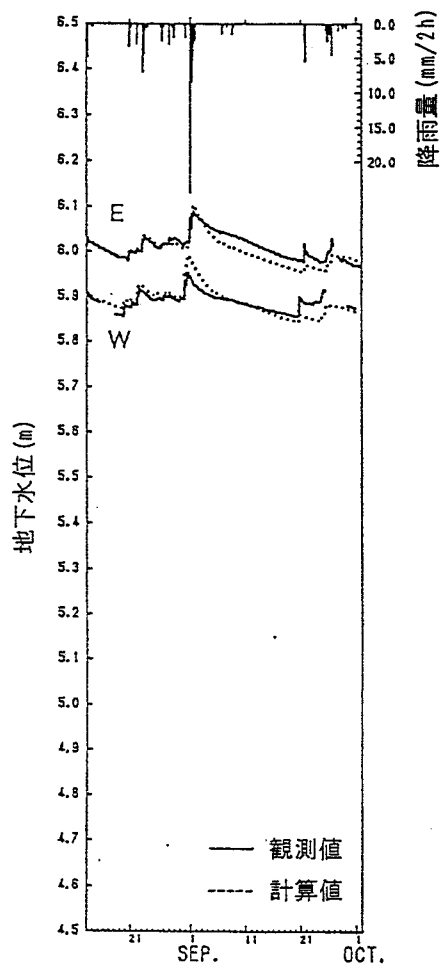


図6-6d サロベツ原生花園における地下水位
変動とタンクモデル計算結果(1987)

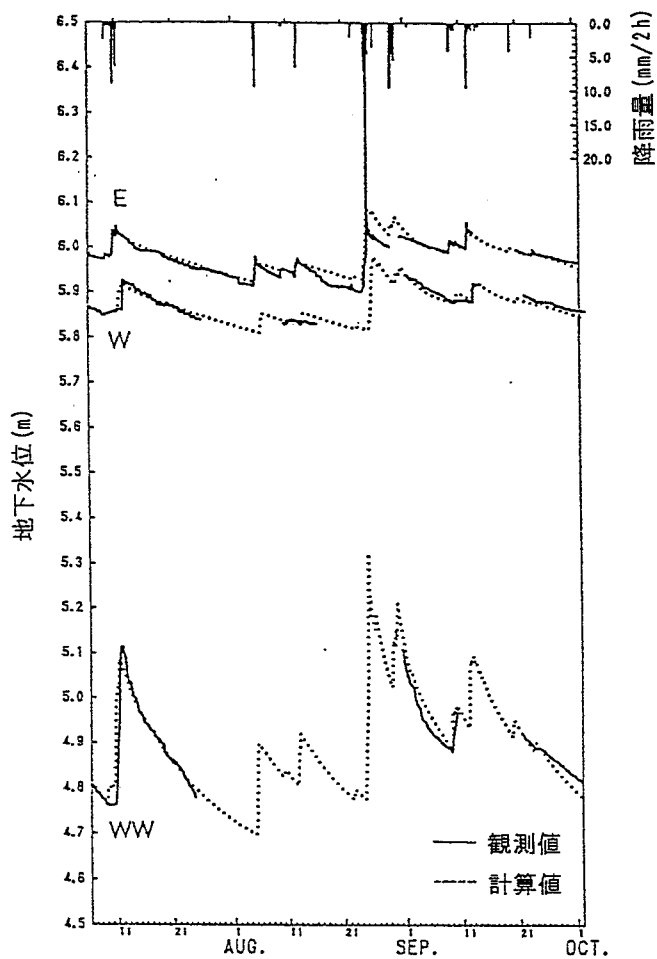


図6-6e サロベツ原生花園における地下水位
変動とタンクモデル計算結果(1988)

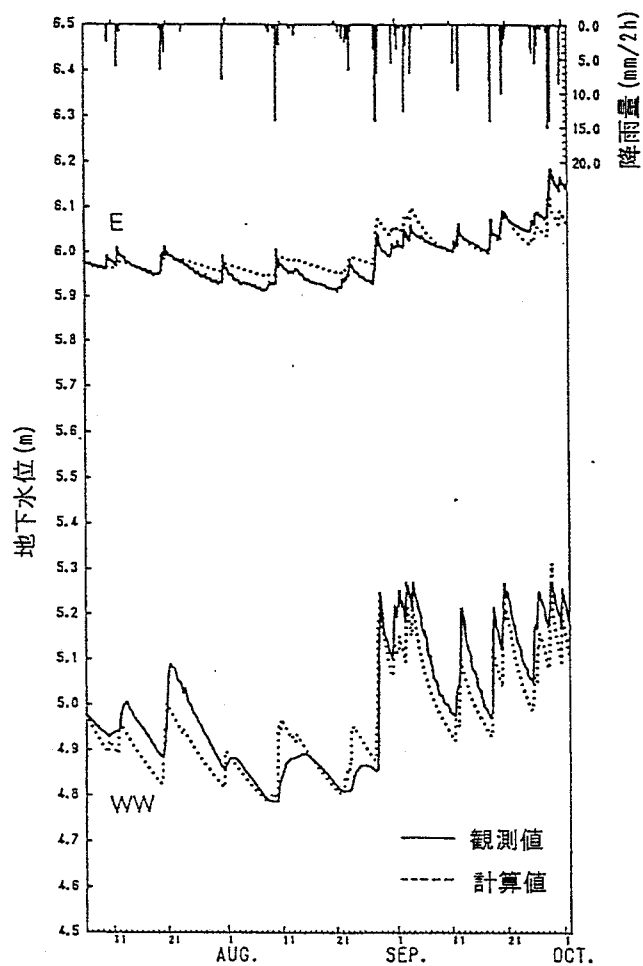


図6-6f サロベツ原生花園における地下水位変動とタンクモデル計算結果(1989)

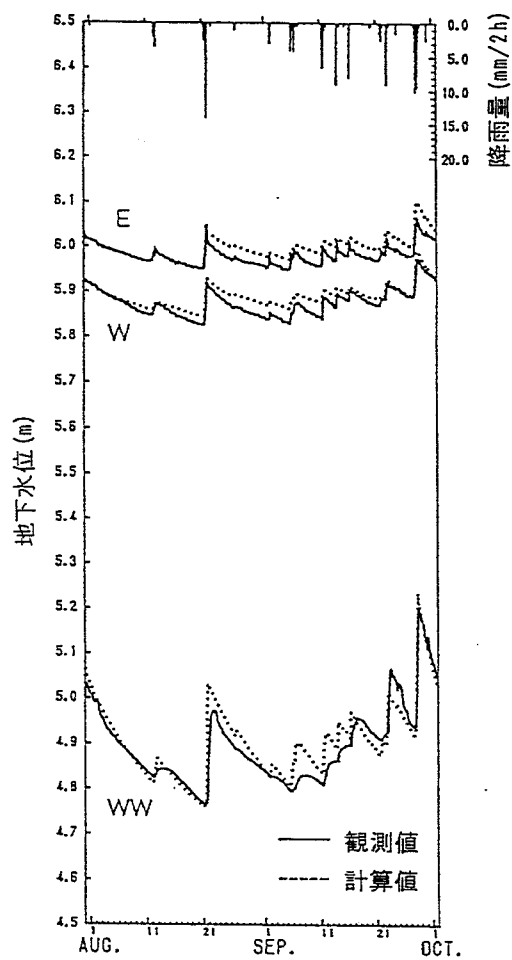


図6-6g サロベツ原生花園における地下水位変動とタンクモデル計算結果(1991)

くない降雨では、降水は表層部で捕捉され、地下水位は緩やかにしか上昇していない。

各年の地下水位変動に対し、タンクモデルによるモデル化・係数化をおこなった。各年とも同一シーズンの計算となるよう、計算期間はおおむね7月1日から10月1日とした。また計算にあたって、流出孔の標高に関する係数 (HA_1 , HA_2 , HA_3) は各点で固定し、もし水位の変動パターンに差異があれば、それはそれぞれの流出孔係数 (A_1 , A_2 , A_3) と水位上昇係数 C に現われるようにした。各タンクモデルの係数一覧を表6-2に示す。

E点、W点では全期間をそれぞれ同一のモデルでほぼ表現することができた。WW点も水位上昇係数 C が各年で異なることを除けば、同一のモデルで表現することができた。これらのことから、E、W、WW各点の地下水位変動パターンは1983年以降は変化がないものとみられる。WW点において水位上昇係数 C が各年で異なるのは、各年の降雨量や表層泥炭の乾湿の状態によるものと考えられる。

タンクモデルの係数をみると、各点とも上部の流出孔係数 A_2 , A_3 はまったく同じ値である。特に最上部の流出孔係数 A_3 は1.0であり、流出孔標高は地表面の標高である。これはモデルでは地表面以上に水位が現われた場合には、すみやかに流去するようにしたものである。最下段の流出孔係数 A_1 はE・W両点で0.0009と小さいのに対し、WW点では0.0050と、E・W点の5倍以上となり、WW点で地下水位低下の速やかなことを示している。いっぽう、降雨時の地下水位上昇の割合を示す水位上昇係数 C も、E・W両点は2.2と小さいのに対し、WW点では5.0から10.0まで開きはあるものの、大きな値となっている。これは泥炭層の単位保水容量がWW点で小さく、同じ量の降雨があっても大きな地下水位上昇を生ずることを示している。これらの結果から、E・W両点は同じ地下水位変動パターンを有しているのに対し、WW点は変動幅の大きい地下水位変動パターンとなることが係数として示されている。

表6-2 サロベツ原生花園における地下水位変動のタンクモデル係数一覧

(係数はWWの C 以外は各年とも共通)

係数\地点	E (ミリ)	W (サ前線)	WW (サ)	
C	2.2	2.2	*(注)	*注:1984年 10.0
A ₃	1.0	1.0	1.0	1985年 5.0
A ₂	0.02	0.02	0.02	1988年 10.0
A ₁	0.0009	0.0009	0.0050	1989年 9.0
				1991年 7.0
				1992年 11.0
HA ₃ (cm)	610.0	599.0	520.0	
HA ₂ (cm)	600.0	589.0	499.0	
HA ₁ (cm)	560.0	549.0	459.0	

(2) 原生花園方形区における地下水位状況

E-W-WW観測線に接して設けられた方形区における地下水位観測は毎年数回、随時おこなった。地下水位測定は、「1-7-2 地下水位管調査」で述べた有効塩ビパイプによる方法によった。また年1回、各格子点におけるササの葉面積指数(LAI)を計測した。観測の結果、次のようなことが明らかとなった。

方形区の東寄り、高位泥炭地側の観測線(0,4,8)で地下水位の変動幅が小さく、水位は比較的高く保たれている。それに対し、湿地溝の影響を受けやすい西側の20,16,12の各観測線では、地下水位が低く変動幅が大きくなっている。特にN12とO16点では常に水位が低く、湿地溝の影響が強く現われている。同時に実施された地形測量の結果とあわせてみると、勾配の大きいところで地下水位が低く、その変動幅の大きい傾向がある。またササの優占度も地下水位の高低と対応した結果となっている(図6-7)。

ササの生育と地下水位の状況を観察してみると、一般に地下水位の低いところほどササの生育も旺盛である。また地下水位をその変動パターンでみると、ミズゴケのところでは変動幅がせまく常時地表面近くに地下水位があるのに対し、ササの生育が盛んなところは地下水位の変動幅が広く、夏期の無降雨時にかなり水位が低下することが観測されている。図6-8は、方形区の各格子点におけるササのLAIと地下水位の関係を示したものである。最低地下水位の低い地点ほど、また地下水位変動の幅の広いところほど、ササのLAIは大きく、生育の良いことを示している。

この方形調査区では、湿地溝の地下水位への影響が顕著に捉えられる結果となった。

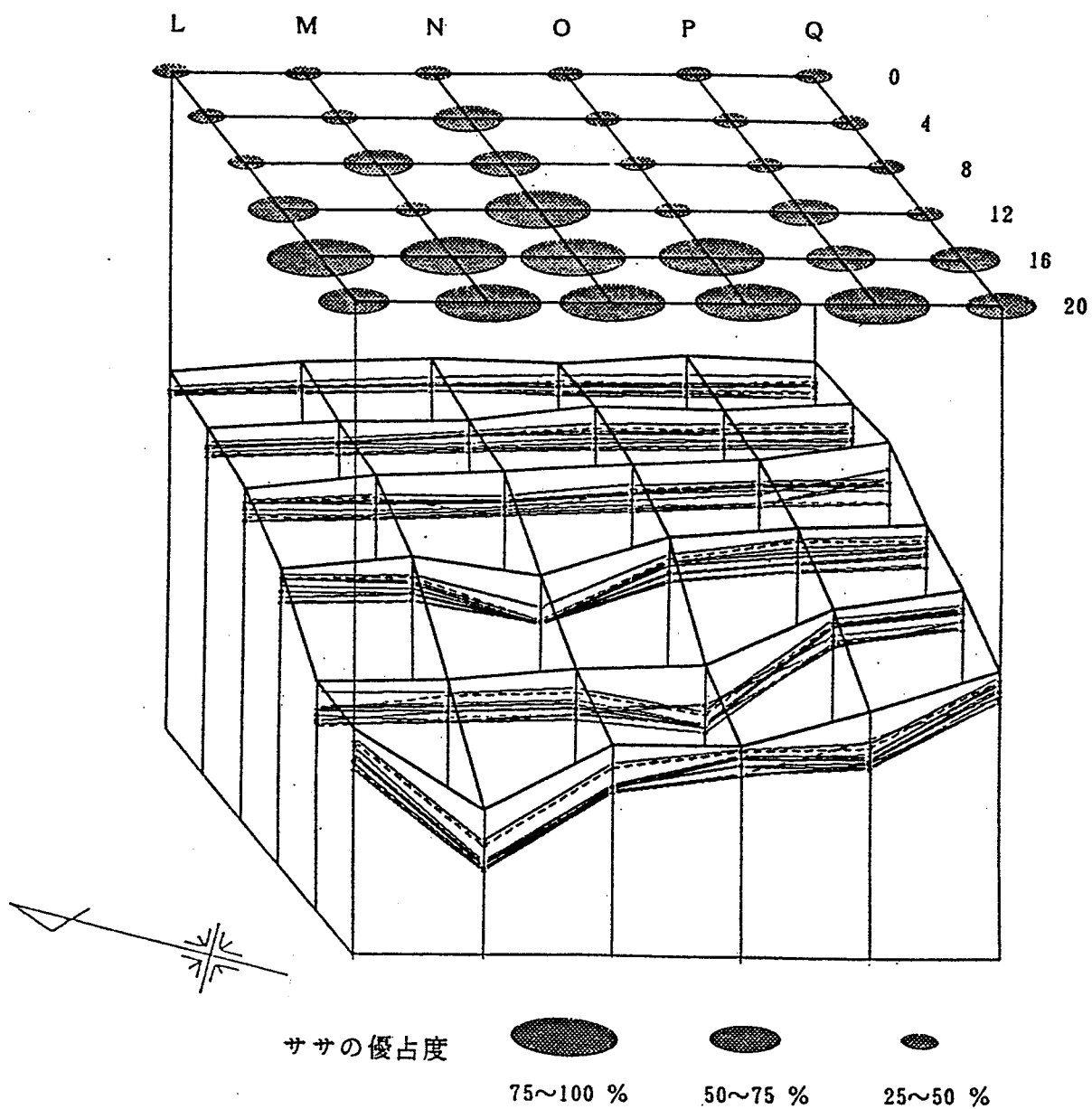


図6-7 サロベツ原生花園方形区における地下水面形状とササの優占度

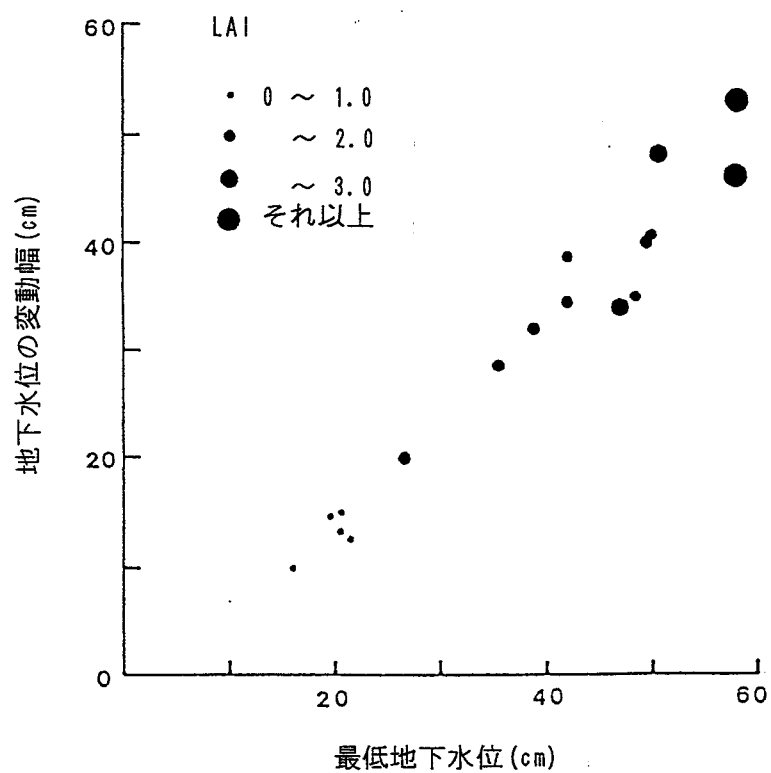


図6-8 サロベツ原生花園におけるササの葉面積指数(LAI)と最低地下水位，地下水位の変動幅の関係 (環境庁自然保護局，1993より引用)

6-3-2 湿地溝ダム試験

サロベツ泥炭地では、図6-3に示したように、特に湿地溝が発達している場所でササの生育の旺盛なことが明らかである。湿地溝は自然の排水系として機能しており、その結果、付近の地下水位は全般に低い状態におかれている。このような場所では、高い地下水位が長時間継続することがなく、逆に寡雨期には水位が大幅に低下し、それにとまって泥炭表層部の乾燥化も進むため、ササの生育に有利な状況が形成されている。

ここでは、ササの生育を阻害するためにおこなわれた湿地溝ダム試験について報告する。これは湿地溝に簡単なダムを設け、ダム上流側で地下水位を堰き上げることによってササの生育を抑制しようというものである（図6-9）（梅田ら、1988）。

実験はサロベツ原生花園・探勝木道西側の湿地溝でおこなった。

試験はまず1984年にWW点付近の湿地溝にダムを設置した。これは1枚の耐水ベニヤを、湿地溝を横断して直角に差し込んだものである。その結果ダム上流側で地下水位が上昇したため、ササが枯死し、他の植物（主にヌマガヤ）におき変わった（図6-10）。

さらに1987年には、方形区観測線MとNの間の湿地溝に、あらたに土嚢を積み上げたダムを設置した。異質なものの侵入を避けるため、土嚢には泥炭を詰めている。ダム設置の結果、ダムは上流側で効果的に水位を堰上げており、下流側に比べ水位の変動幅を著しく小さくしている（図6-11）。ここでも上流側では湿地溝に沿って湛水状態になり、ササが枯死し、植生の変化がみられた（図6-12、図6-13）。

このように地下水位を堰き上げることによりササが枯死したことから、ササの生育には地下水位が密接に関係していることが追認された。また地下水位を人為的に変えることにより、ササを他の植生へ誘導することの可能性もみいだされた。またこの方法は、湿地溝の発達を抑制する効果、またササ生育区に隣接する高位泥炭地の水損失を間接的に抑制する効果も期待でき、場所によっては湿原保全に有効な手段であるといえよう。

ただし、ダムの下流側では上流側からの水供給が制限されるため、ササの生育を逆に助長する可能性もある。

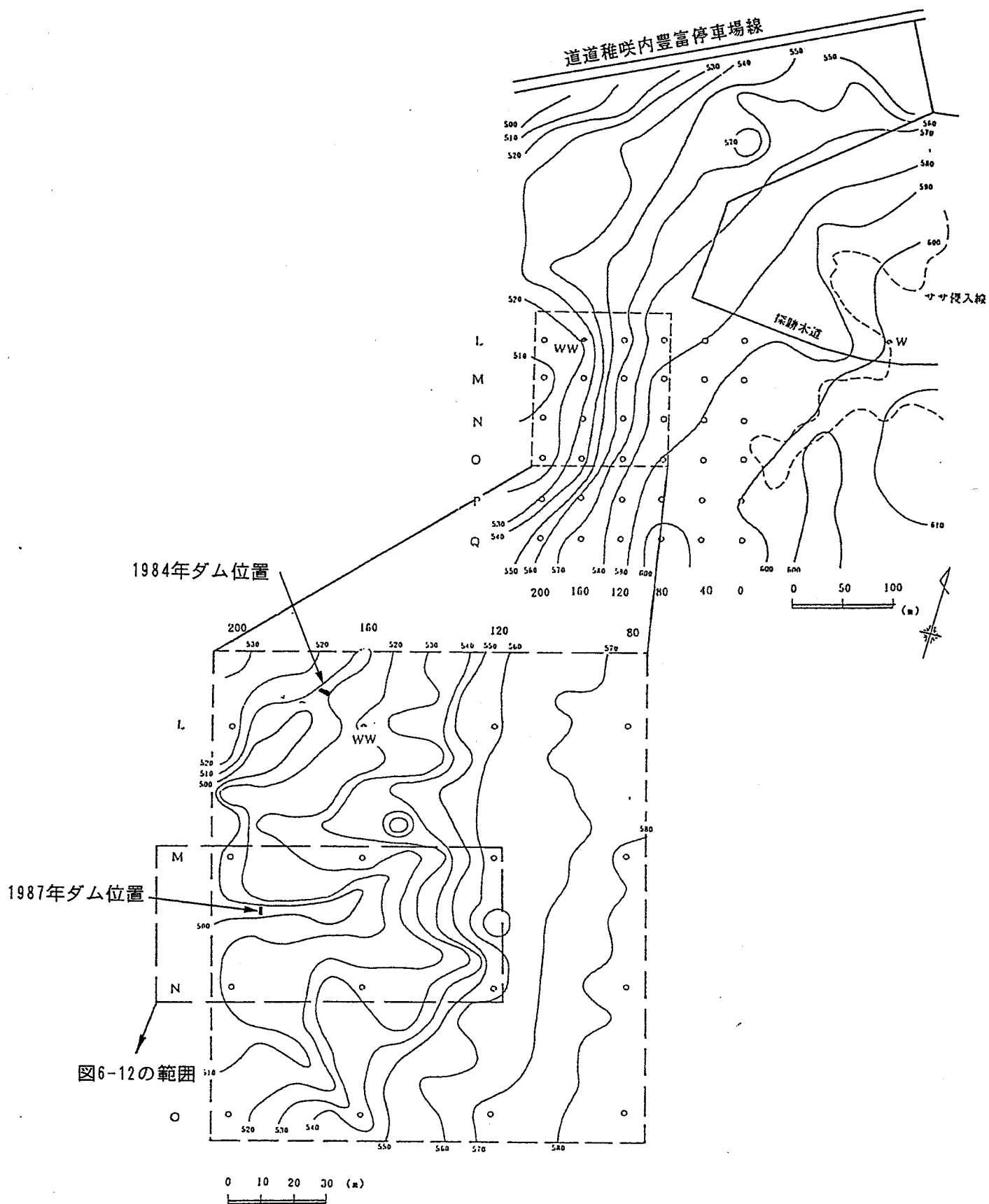


図6-9 サロベツ原生花園における湿地溝ダム試験実施位置



図6-10 湿地溝ダム(1984年)によるササの枯死状況

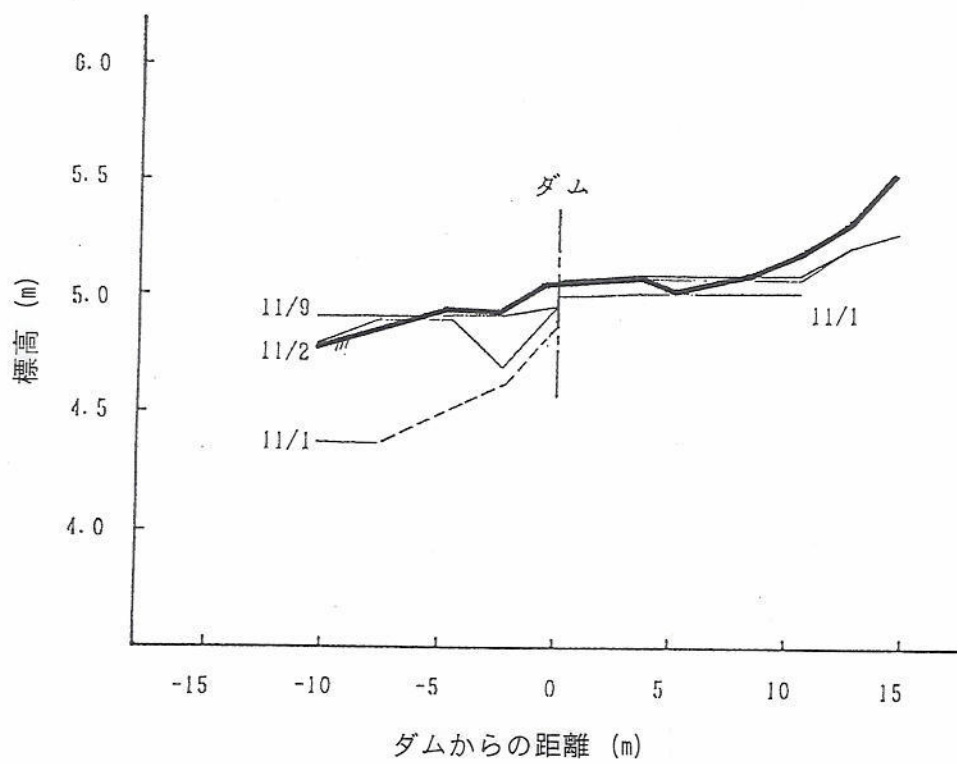


図6-11 湿地溝ダムによる地下水位の堰上げ状況

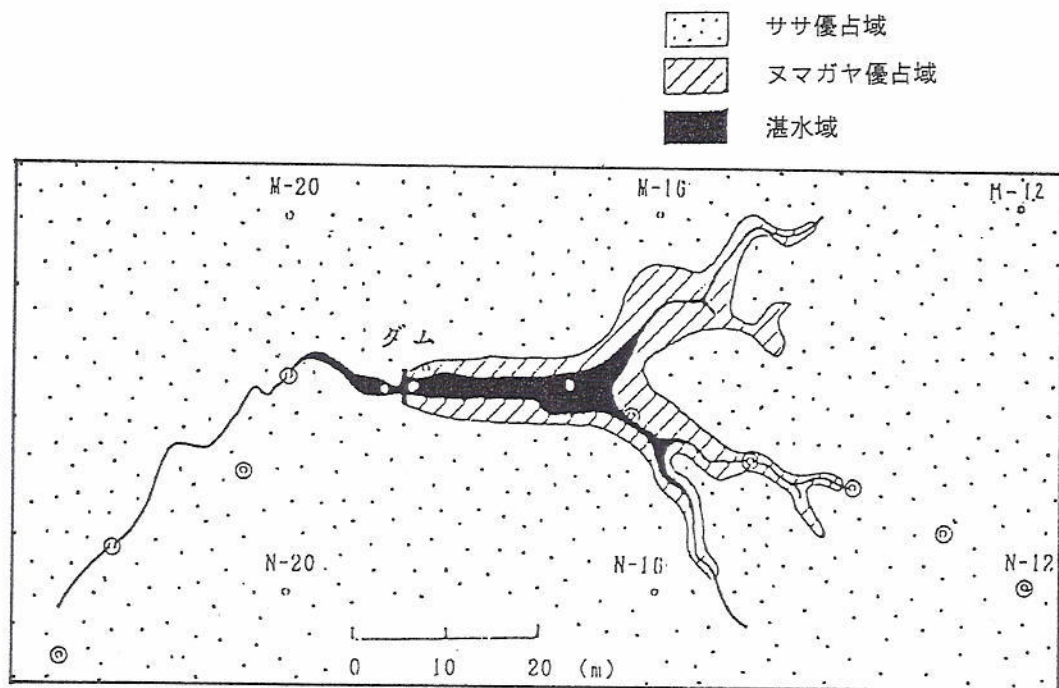


図6-12 湿地溝ダムの影響範囲平面図



図6-13 湿地溝ダム(1987年)によるササの枯死状況

またダムの影響範囲は、平面的には湿地溝とその付近にしかおよんでいない（図6-12）。より広い範囲の地下水位上昇をはかるためには他の方法を併用していくことが必要である。

6-3-3 ビニールシートによる遮水壁の試験施工

これまでの検討から、ササの生育が地下水位と密接に関係していること、地下水位の上昇を図ることでササの生育をある程度抑制することが可能なことが明らかとなってきた。湿地溝ダム試験では、ダム上流で地下水位を堰き上げ、ササを枯死させることもできた。しかしこの方法では、ダムの影響範囲は湿地溝に沿った狭い範囲にとどまり、広い面積にわたって対処することができない。そこで比較的広い範囲の地下水位を堰き上げることを目的とする遮水壁の試験施工を実施した。これは遮水壁としてビニールシートを用い、これを比較的長い距離にわたって泥炭中に埋設したものである。

6-3-4 遮水壁試験施工の方法

遮水壁の試験施工を実施したのは、サロベツ原生花園探勝木道の西側で、ササの生育が比較的盛んな範囲にあたる。位置的には高位泥炭地の西の縁辺部で、地形的に平坦なところからサロベツ川にむかってやや地表面勾配が急になるところである。また先に述べた湿地溝の末流部にあたり、湿地溝の周辺ではササの生育が特に盛んである。

試験施工にさきだち、施工位置の確定のために木道西側地区の地形測量を実施した（図6-14）。その結果によると、この付近では地形はおおむね南東から北西に緩やかに傾斜しており、特に湿地溝の末端にあたる方形区の付近で勾配が大きくなっている。

また探勝木道の北側にある道路付近でも、道路盛土や駐車場敷地の盛土による地盤沈下の影響で、等高線がやや密になっている。

方形区の地下水位観測結果と対照してみると、勾配の大きいところで地下水位が低く、その変動幅が大きい傾向がある。すなわち、湿地溝および道路近傍でより乾燥化した条件にある。

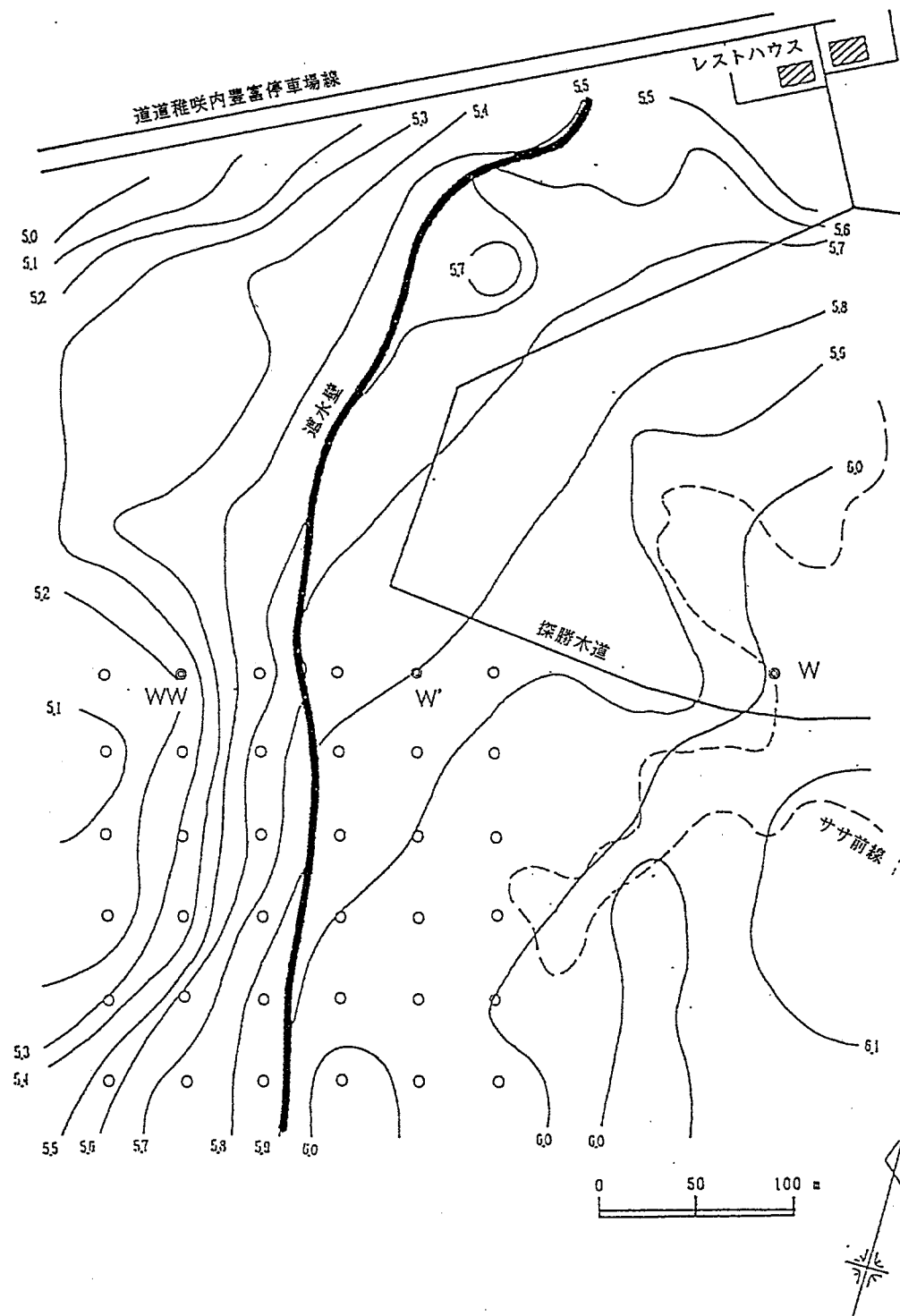


図6-14 サロベツ原生花園探勝木道西側の地形および遮水壁施工位置

遮水壁の埋設路線は、水位の堰上げ効果をできるだけ広くするために、地表面勾配が大きくなる地形的な肩付近をたどって、等高線に沿って設けた。また視覚的な違和感を軽減するため、施工ラインは極力直線を避け、蛇行させた。施工延長は約550mである。

遮水壁には幅1,200mm、厚さ0.3mm、長さ30mのP.V.C.透明シート（ビニールシート）を用い、埋設には遮水シート埋設機（製品名HKN式ウォーター・シャッター遮水シート埋設機、開発工建株式会社製）を一部改良して使用した。この機械は本来、水田の減水深抑制や汎用化水田の圃場間遮水、周辺から農地への湧水等の浸透抑制などに使用されている。機械の改良は、トラフィカビリティの確保ならびに植生損傷の軽減のため、接地圧を低減（ $0.16\text{kg}/\text{cm}^2$ ）し、履帯をゴムキャタピラに交換した。埋設時の掘削幅は15cm、掘削深は1.2mである。

施工は1991年8月27日午後と28日午前におこなったが、実質ほぼ半日の工程で完了した。当初危惧された施工機械の走行による植生の損傷はきわめて軽微なもので、走行にともなう地表面の泥濘化はまったくみられなかった。ただし溝掘削の残土が幅約50cmの畦状に残されたが、施工ラインを蛇行させたこと、植生に隠れることなどから、施工箇所付近に近寄らない限り視野に入ることはない。特に探勝木道およびビジターセンターからはまったく視野に入ることはなく、原生花園の景観を損ねることなく施工された。

6-3-5 タンクモデルによる遮水壁効果の検証

対策工法実施に際して、当該地区ではその効果を明らかにするため、従来からの観測線において地下水位調査を実施した。すなわち観測線上の4点（E, W, W', WW）で地下水位の連続観測をおこなった。これまでの観測により、3点（E, W, WW）の地下水位の変動パターンにはいまままで変化のなかったことを確認している。今回試験施工を実施するにあたり、新たに遮水壁より上流側約60mの地点に連続観測点を1点（W'点）新設し、対策工法の効果を地下水位変動パターンの変化から確認することとした。いずれの観測も施工の約1ヶ月前の7月下旬より開始し、10月末まで観測した。

地下水位の変動パターンを係数として表現する泥炭地タンクモデルの係数は、当地区では地下水位の観測を開始した1983年以来ほぼ一定であり、地下水位状況は落ち着いた状態にある。遮水壁の効果が現れるなら、それはタンクモデルの係数の変化として把握される。

施工後の踏査では、遮水壁の両側で地下水位の状況はきわだって異なっており、上流側で水位の堰上げ効果が明らかであった。特に、施工以前は降雨後でも長靴が水に浸ることがほとんどないほどに水位が低かったものが、施工後は降雨後ならば5cm程度湛水しているところもみられた。

6-3-6 遮水壁効果検証の結果

地下水位の連続観測によると、W' 点において10月以降、地下水位の変動パターンが明らかに変化している。タンクモデルの計算結果では、W' 点の当初のモデル（Ⅰ）が10月以降、観測値と計算値のずれが大きくなり、あらたに係数Cおよび A_1 の値を小さくしたモデル（Ⅱ）を用いることにより、良い一致が得られた。このモデル（Ⅱ）は、E点やW点のモデルよりも水位の変動の小さいものである（表6-3、図6-15）。

遮水壁の効果が施工時期よりかなり遅れて現われたのは、施工後、降雨により遮水壁上流側に貯水されるのにやや時間を要したためとみられる。

施工翌年の1992年以降も、地下水位の観測を継続している。そこで各年の観測結果を、泥炭地の地下水位変動タンクモデルによってシミュレートし、比較検討した（表6-4、図6-16(a)～(c)）。各年の地下水位変動は、それぞれの年の気象条件の影響を受けている。たとえば1993年の道北地方は、6月下旬から8月上旬の1カ月以上にわたって記録的な少雨、ならびに冷夏となった。これらの影響が泥炭地の地下水位変動にも現れた。すなわち低温と日照不足のため、原生花園地区では特に5月6月は比較的高い地下水位で経過した。一方、6月下旬以降8月10日すぎまでは、まとまった降雨がなかったため、各観測点の地下水位はこれまでになく低下した。このような特異な気象条件のため、タンクモデルは前年のモデルをそのまま当てはめることができず、1993年に限っては3期間に分けて計算を

表6-3 サロベツ原生花園地下水位変動タンクモデル係数(1991)

	E	W	WW	W'	
				(モデルⅠ)	(モデルⅡ)
適用 期間	1991全期間	1991全期間	1991全期間	1991 7/31-9/30	1991 10/1-10/31
C	2.2	2.2	7.0	6.0	2.0
A ₃	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
A ₂	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
A ₁	0.0009	0.0009	0.0050	0.0040	0.0008
HA ₃	615.0	606.0	524.0	580.0	
HA ₂	605.0	596.0	509.0	574.8	
HA ₁	565.0	556.0	469.0	534.8	

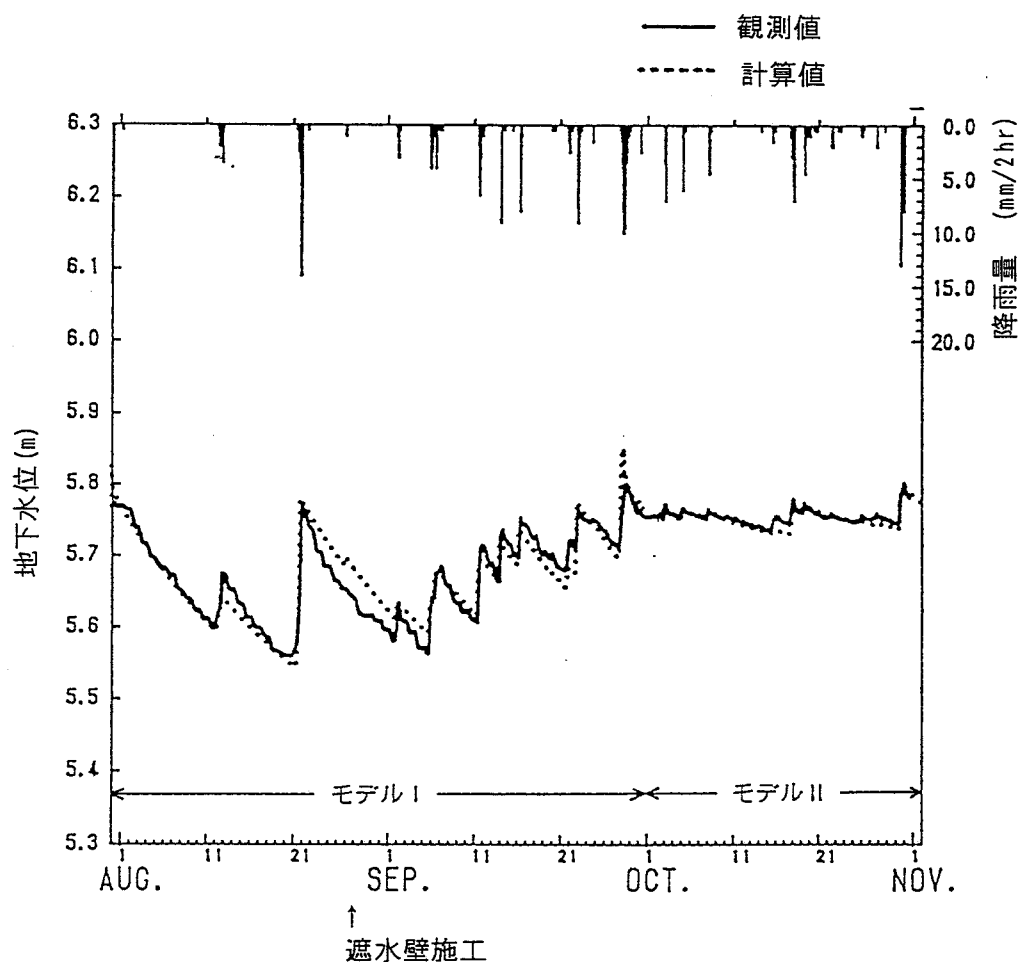


図6-15 サロベツ原生花園W' 地点の地下水位変動とタンクモデル計算結果(1991)

表6-4 サロベツ原生花園地下水位変動タンクモデル係数 (1992～1994)

適用期間	係数	観測点				
		E	W	WW	W'	S
1992. 4. 25 - 5. 31	C	2.2	2.2	11.0	2.0	
	A3	1.0	1.0	1.0	1.0	
	A2	0.02	0.02	0.02	0.02	
	A1	0.0009	0.0009	0.0050	0.0008	
1992. 6. 1 - 9. 11	C				4.5	
	A3	同上	同上	同上	1.0	
	A2				0.02	
	A1				0.0025	
1992. 9. 12 - 10. 31	C				2.0	
	A3	同上	同上	同上	1.0	
	A2				0.02	
	A1				0.0008	
1993. 4. 25 - 6. 20	C	2.2	2.2	12.0	4.0	8.0
	A3	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
	A2	0.005	0.01	0.02	0.02	0.01
	A1	0.0005	0.0006	0.0020	0.0010	0.0009
1993. 6. 21 - 9. 11	C	2.0	2.2	12.0	5.0	6.0
	A3	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
	A2	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
	A1	0.0008	0.0012	0.0070	0.0040	0.0030
1993. 9. 12 - 10. 31	C	1.7	1.7	8.0	3.5	4.0
	A3	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
	A2	0.02	0.02	0.05	0.02	0.01
	A1	0.0010	0.0010	0.0050	0.0020	0.0020
1994. 6. 3 - 9. 11	C	1.3	1.8	6.0	4.0	4.0
	A3	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
	A2	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
	A1	0.0007	0.0011	0.0050	0.0030	0.0020
1994. 9. 12 - 10. 28	C				1.0	4.0
	A3	同上	同上	同上	1.0	1.0
	A2				0.02	0.02
	A1				0.0013	0.0001
全期間共通	HA3	615.0	606.0	524.0	584.8	586.1
	HA2	605.0	596.0	503.0	574.8	576.1
	HA1	565.0	556.0	463.0	534.8	536.1
1992年 (WWのみ)	HA3			524.0		
	HA2			509.0		
	HA1			469.0		

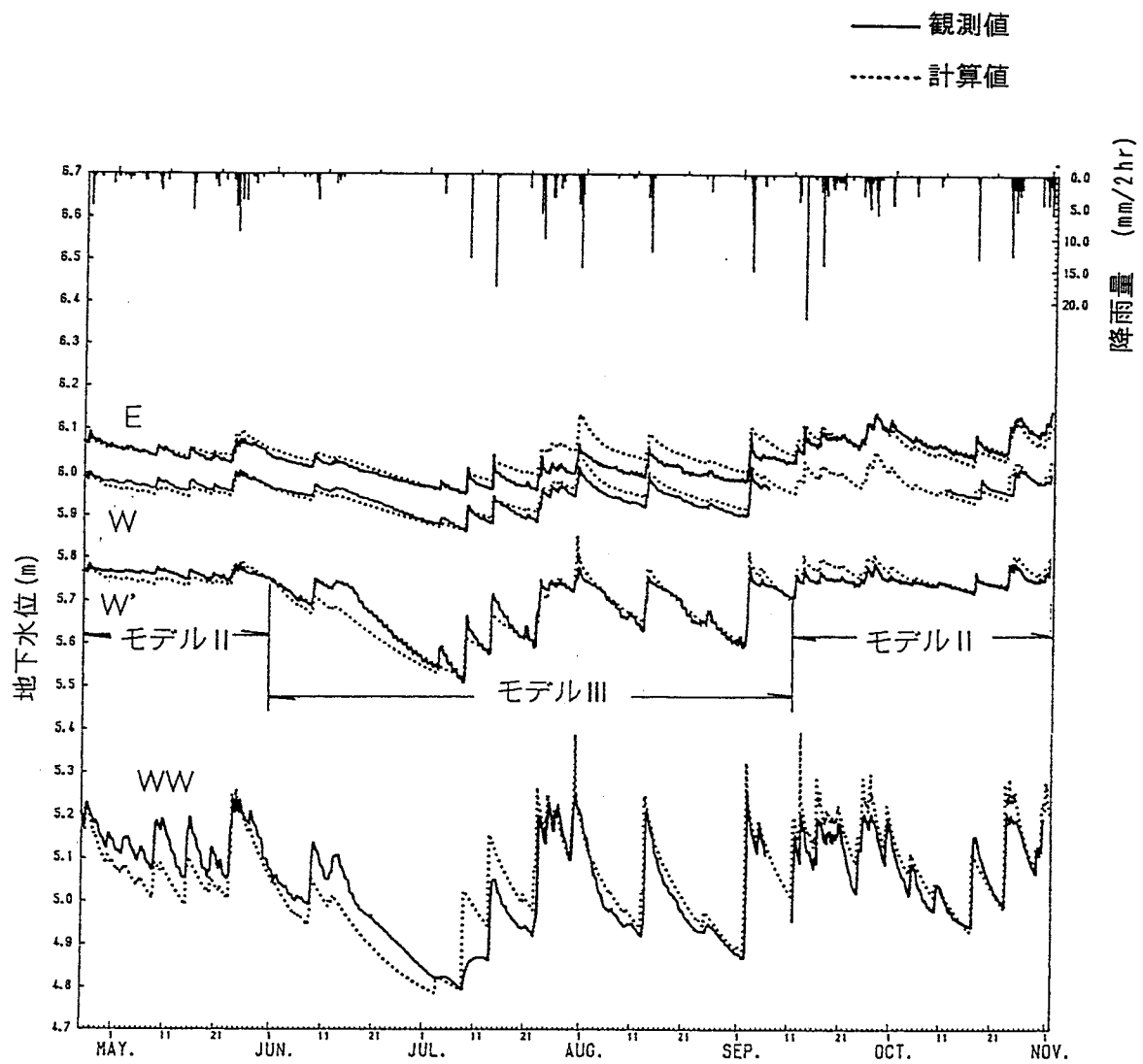


図6-16a サロベツ原生花園の地下水位変動とタンクモデル計算結果(1992)

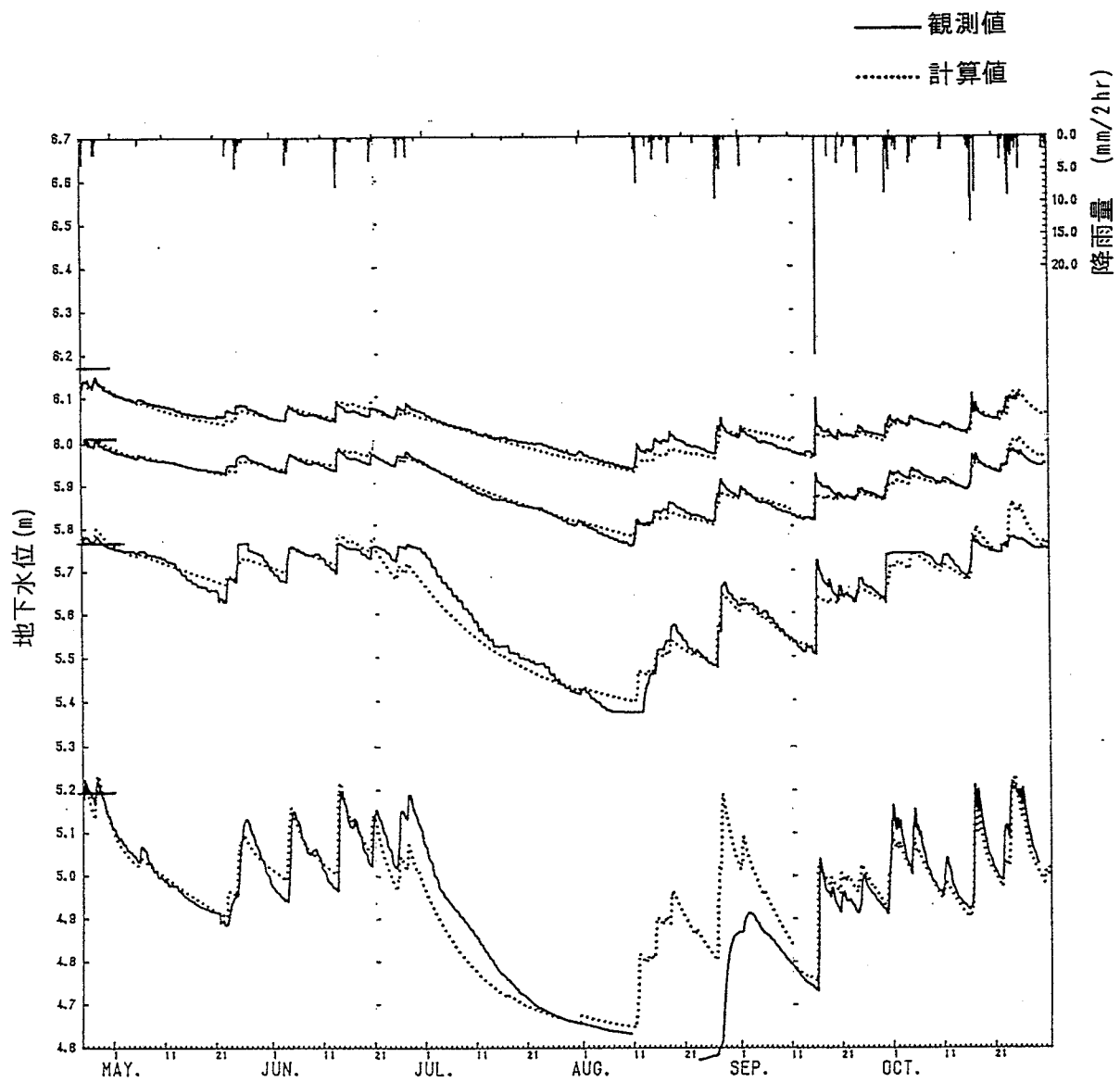


図6-16b サロベツ原生花園の地下水位変動とタンクモデル計算結果(1993)

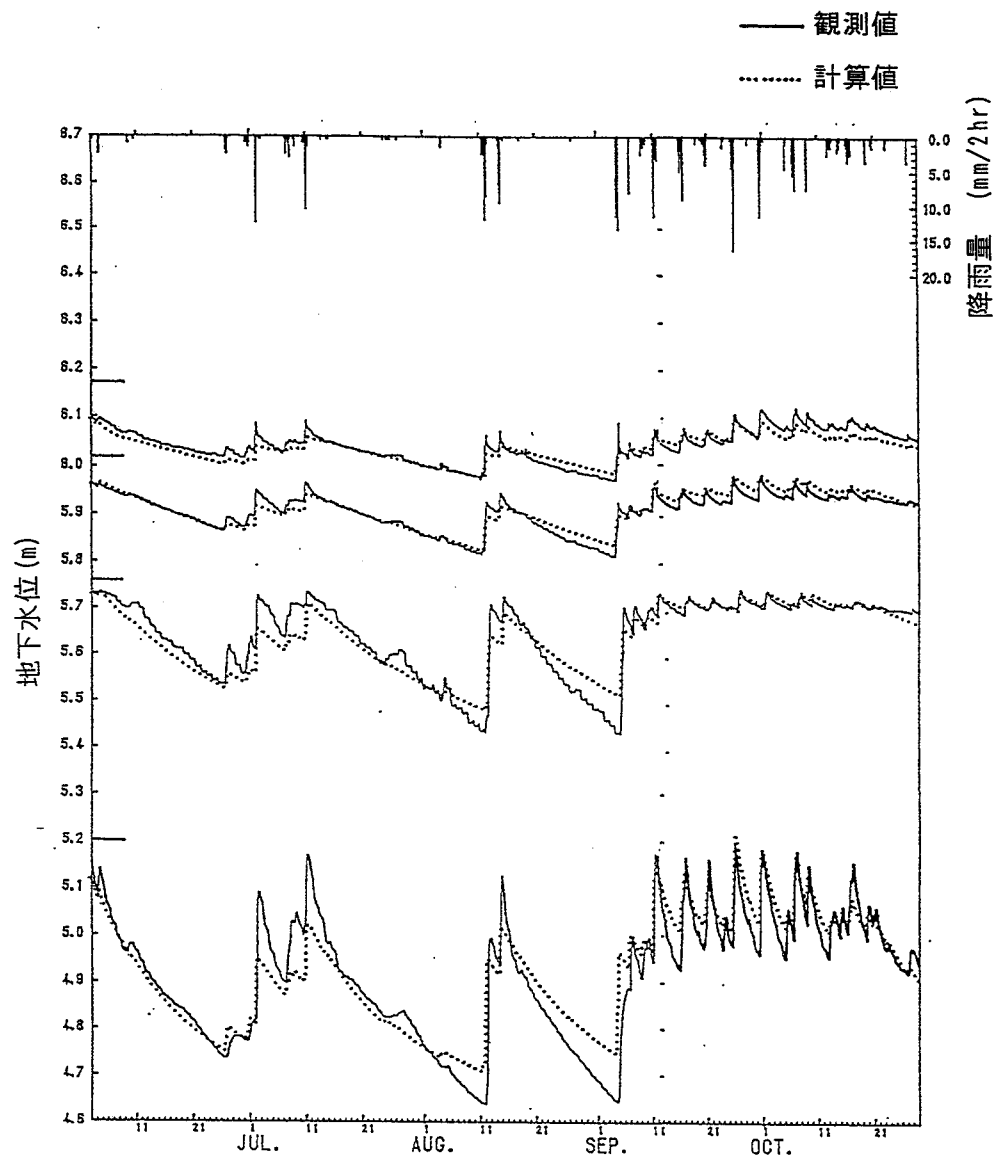


図6-16c サロベツ原生花園の地下水位変動とタンクモデル計算結果(1994)

おこなっている。

地下水位変動に対する遮水壁の効果として、特にW' 点の観測結果をもとにまとめると、全般的には次の様なことがあげられよう。

- ①春及び秋については、地下水位がきわめて高く維持されている。タンクモデルの係数でみると、E点やW点よりもむしろ地下水位の変動幅の小さい年のあることがわかる。
- ②夏季には比較的大きな地下水位低下が認められる。これは主に蒸発散によるものである。
- ③遮水壁施工前の夏季の地下水位変動と比べると、施工後のタンクモデルの係数は小さくなっていることから、夏季においても遮水壁の効果があるものとみられる。
- ④遮水壁の施工前後でW' 点の地下水位変動パターンがどの様に異なるかをみるために、同じ降雨を3つのモデルに与え計算をおこなった。これらモデルは、施工前1991年夏モデル（モデルⅠ）、施工後1991年秋および1992年春・秋モデル（モデルⅡ）、施工後1992年夏モデル（モデルⅢ）である。降雨条件は1992年とした。計算結果は、同一の降雨条件における地下水位変動パターンの差異を表わしており、降雨条件に左右されることなく地下水位変動特性を比較することができる。結果によると、施工後のモデル（Ⅱ・Ⅲ）はいずれも施工前モデルⅠより地下水位を高く維持しており、遮水壁の効果が示されている。モデルⅢはモデルⅡほど水位は高く維持されないが、モデルⅠほど低下もしていないことから、夏季においても遮水壁の効果のあることを示している（図6-17）。

地下水位変動のパターンとしては、遮水壁の施工により若干の効果が現在に至るまで認められている。しかし植生の面では、施工後3年を経過したにもかかわらず、急激な変化は観察されていない。地下水位変動パターンは変化したものの、常時湛水状態となるような劇的な環境の変化ではなく、したがって、湿地溝ダム試験でみられたようなササの枯死などは生じていない。遮水壁の施工によって引き起こされた地下水位変動パターンの変化が、植生の変化を引き起こすのに十分な変化であったかどうか、その推移をもうしばらく継続して監視していく必要がある。

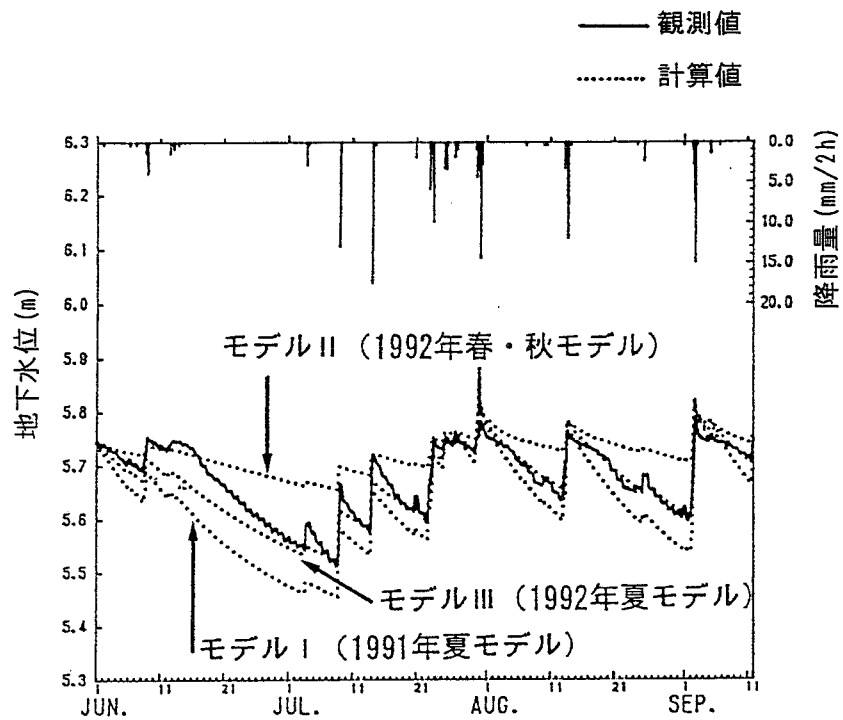


図6-17 サロベツ原生花園W' 地点の地下水位タンクモデルの比較 (1992夏季)

6-4 泥炭地における盛土の水文的影响とその対策

6-4-1 泥炭地における盛土の影響

一般に平坦ないし極めて緩やかに傾斜している泥炭地の中に構造物が築造・敷設されると、泥炭地の地下水は広範囲にわたり影響をうけることになる。排水路の掘削や河川のショートカット、盛土をともなう道路の築造がこれにあたる。本項では、霧多布泥炭地の事例を主として、道路盛土が泥炭地の地下水位におよぼす影響について検討・評価する（Umeda et al., 1986）

泥炭地に盛土・築堤した場合、その構造物により水の流動が遮断され、地下水位の変動形態は自然状態と異なったものとなる。これは、盛土堤体そのものによって表面流が遮断されること、また盛土を載荷荷重とした泥炭の圧密沈下が生じ、その結果泥炭の透水性が低下し地下水の流動が制限されるためである。

盛土による表面流の阻害と盛土下の土の透水性低下による地下水流動の制限により、一般に盛土の上流側は水の滞留を生じやすくなる。また盛土下流側では水分供給が十分でなくなり、乾燥履歴を受けやすくなる。当然ながら、盛土両側の水位変動形態も自然状態のパターンとは異なったものとなろう。

このような水文条件の変化は、徐々に周辺植生にも影響を与え、そこに生育する植物相も変化していくことになる。たとえばSwanら(1970)はアメリカ・マサチューセッツ州Harvard湖において、ダム建設によって水位が上昇・拡大した影響により、ミズゴケの浮島状マットが発達した事例を報告している。また、道路建設によって泥炭地の排水が悪くなり、泥炭地の拡大をまねいた例がKulczynski(1949)によってあげられている。

道路盛土が湿地系自然保護区域内におよぶ場合などには、特にそれが地下水に与える影響について十分な配慮が必要となる。それは、泥炭系湿地では地下水がその諸条件を支配しているためである。自然状態の泥炭地においては、その地下水面は地表面付近にあり、きわめて高い状態にある。また質的には貧栄養性でpHが低いことが特徴である。このような泥炭地に盛土がおこなわれる場合には、地下水位とその変動形態に代表される水文環境、

さらに地下水の水質や泥炭の理工学的特性にまでかかわる対策が必要となる。

6-4-2 霧多布泥炭地横断道路

北海道東部に位置する霧多布泥炭地では、泥炭地中央部の高位泥炭地部分を道路（道道霧多布・茶内停車場線）が横断している。この道路の拡幅・改良工事では、工事にさきだち道路盛土による泥炭地への影響が調査された（北海道釧路土木現業所，1984）。

泥炭地を横断する道路は霧多布市街と茶内を結んでおり、1897年（明治30年）発行の陸地測量部浜中5万分の1地形図にはすでに記載されている。しかし当時は単なる踏み分け道程度のものであったと考えられる。田中(1959)によると、1958年当時にはすでにこの道路の車馬の通行量が比較的多く、また両側に設けられていた小排水溝の影響で道路上の土壌が乾燥化し、植生は二次的要素を含んだものに変化していることが指摘されている。その後もこの道路は逐次改良され、1964～66年頃から今回の改良前の形で供用された。拡幅・改良前の盛土の高さは約1m、敷巾約11m、幅員は約6mである。盛土両側の側溝は改良工事前にはほとんど機能していなかったようである。

6-4-3 道路改良前の水文環境調査

道路の泥炭地区間において、水文環境に対する改良前の道路盛土の影響をみるため、地下水位観測を主とした調査を行なった。地下水位の観測は、図6-18に示す各点において、有孔管と自記水位計を用いて行なった。有孔管は調査地区に格子状に配置した観測点および道路と直交して設定した観測線上に、また自記水位計は観測線上に設置した。観測線は、道路線 SP1530 で直交するのがN-S線、SP1860 で直交するのがN'-S'線である。なお、観測はN-S線を6月～8月、N'-S'線を8月～9月に実施している。観測線では道路肩から両側（南北）それぞれ30mと250mの地点に自記水位計を、また0, 10, 20, 40, 50, 100, 150, 200mの各点に有孔管を埋設した。また観測線上では2点において降雨量の観測も行なった。同時に調査地区一帯の水準測量や植生調査も行なわれている。

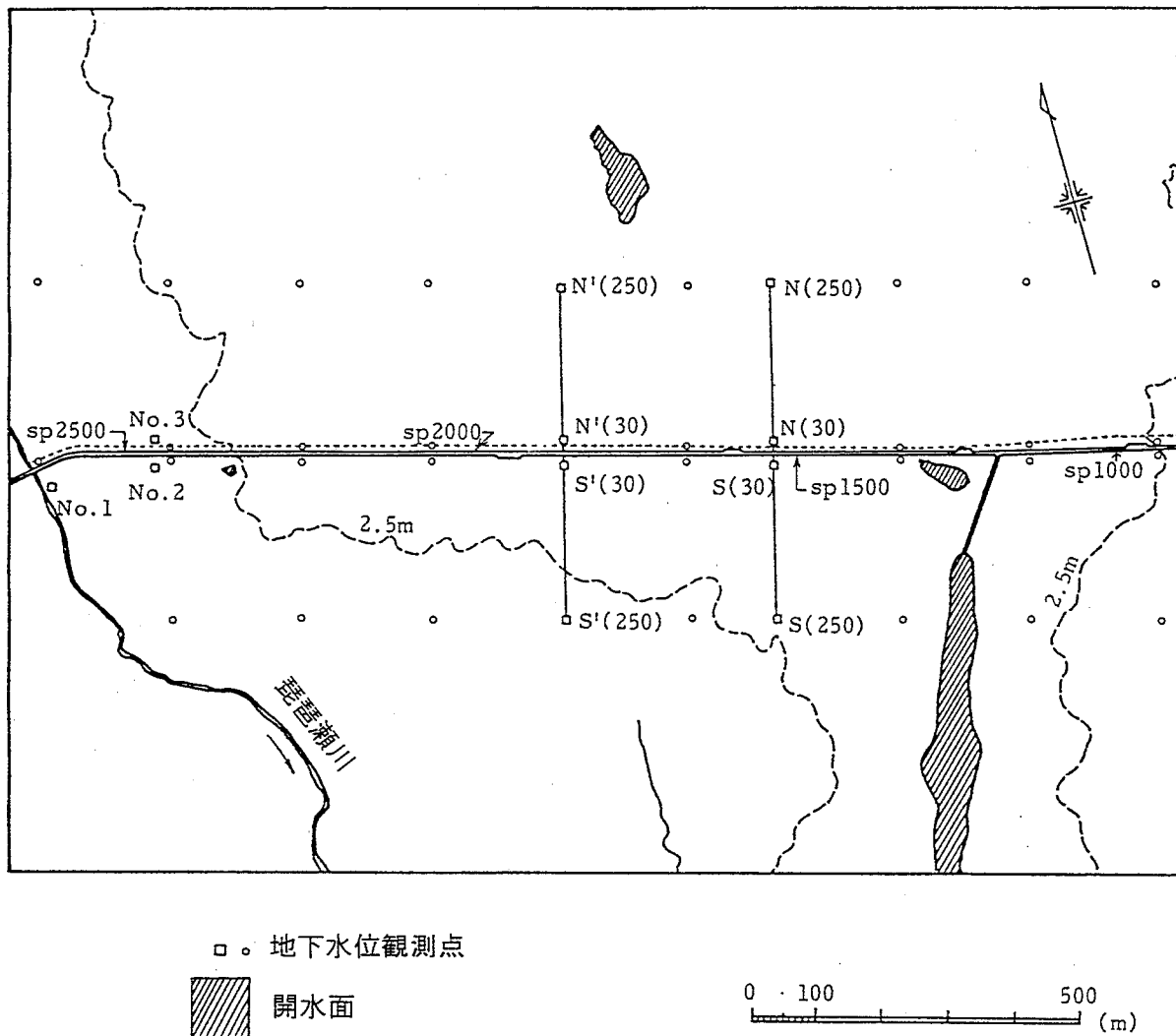


図6-18 霧多布泥炭地における観測線および地下水位観測点の位置

調査地区の東西方向および南北方向の地形断面および有孔管による地下水位の観測結果を図6-19と図6-20に示す。調査地区付近の地形は、大局的には南へ向かって緩やかに傾斜しているが、地表断面によると2つの調査線N-SとN'-S'線ではやや異なる形状を示している。すなわちN-S線はほぼ平坦であるのに対し、N'-S'線ではかなりの勾配をもって南へ傾斜している。調査地区の東西方向の地表面を図6-19に示した道路北側250m, 30m, 南側30m, 250mの断面でみると、最高点はいずれもSP1300付近にあり、両側ともそれぞれ排水河川である泥川と琵琶瀬川に向かって傾斜している。また、道路の南側ではN-S線とN'-S'線の標高差が大きくなっている。すなわち、地下水の流線はN'-S'線上では南に向かっているのに対し、N-S線上では東に向かっているといえよう。

両観測線の南北方向の地下水位断面図を図6-20にみると、N-S線では道路両側ともほぼ同程度の水位の昇降を示しており、道路の北側と南側で差異はみられない。しかしN'-S'線では8月27日の地下水位が観測線の南側では顕著な上昇を示していないのに対し、道路北側では著しく上昇し、湛水状態を呈している。

また図6-19の東西方向の断面図には1984年9月11日の地下水位が示されているが、それによると地下水位は道路北側250mと南側30m, 250mではいずれもほぼ地表面付近にある。これに対し道路北側30mでは地下水位は地表面より上にあり、湛水状態にあることが示されている。

これら地表面と地下水位の関係から、次のようなことがいえよう。すなわち、この付近で地形的に尾根にあたるN-S線では、道路両側の地下水位に顕著な差異はなく、道路盛土の地下水に対する影響はみられない。そしてこの付近では地下水は主に西方向に流下している。これに対し、西側からの水を集めたN'-S'線では南北方向の地表面の勾配が大きく、地下水は南方向へ流下しようとするが、道路盛土があるために盛土の上流側に湛水域を生じ、大きな水位上昇を呈している。N'(30)の自記水位計の記録をもとに、盛土により湛水したときのピーク水位を推定すると、約85mmの降雨があった8月23日には図6-20

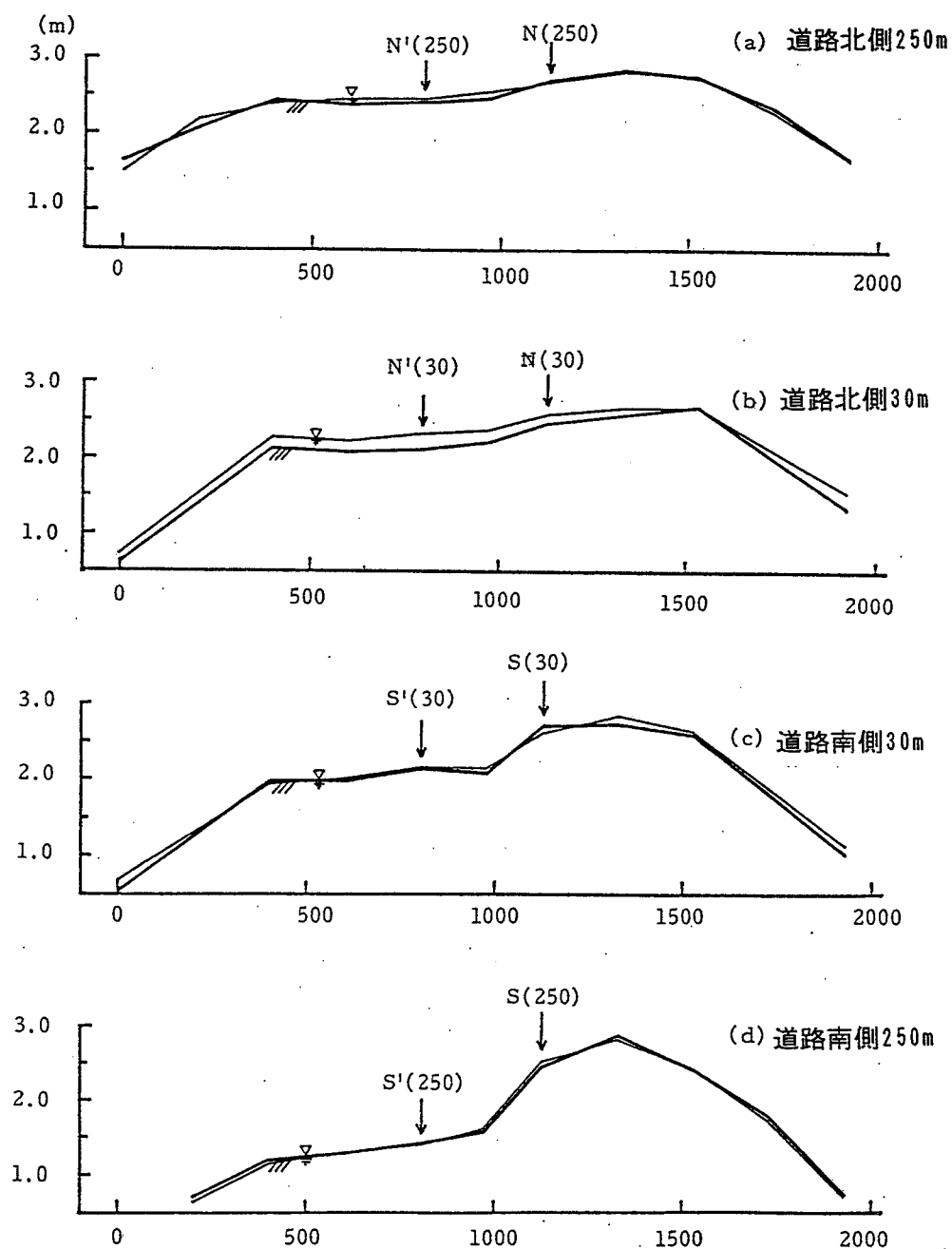


図6-19 霧多布泥炭地の地表面・地下水面の縦断面形（1984年9月11日）

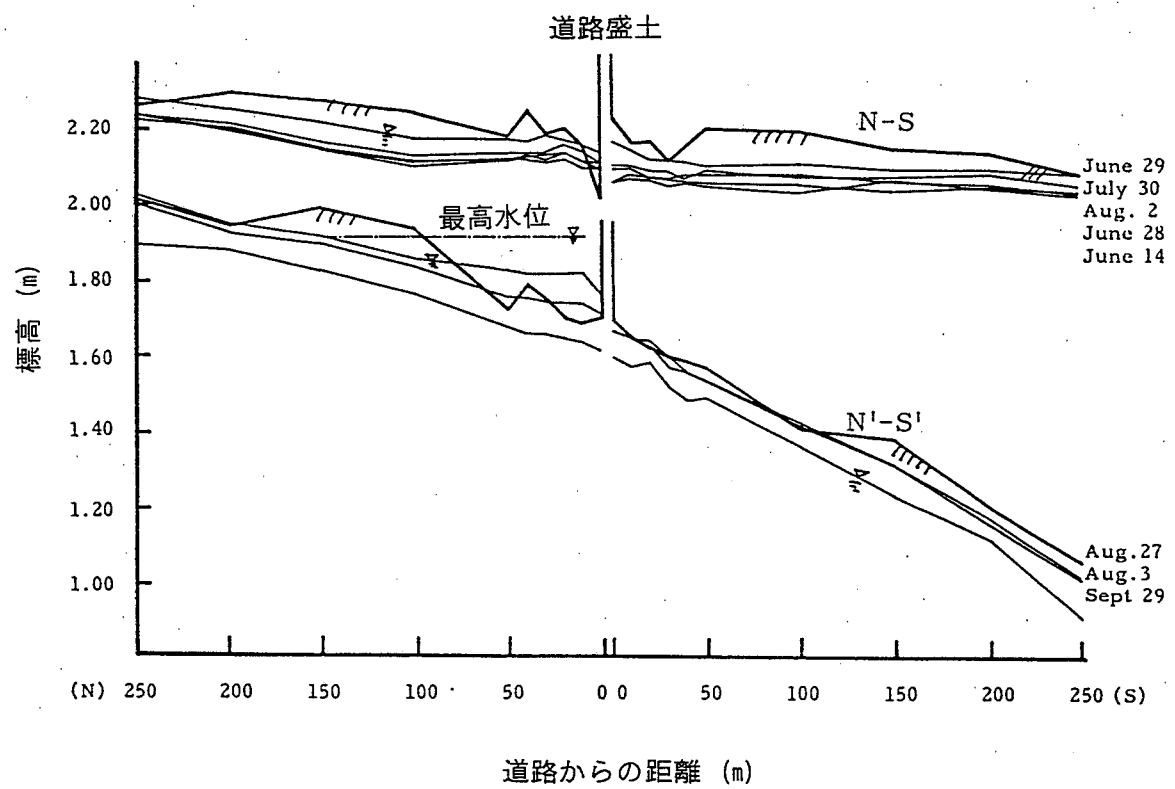


図6-20 霧多布泥炭地の地表面・地下水面の横断面形

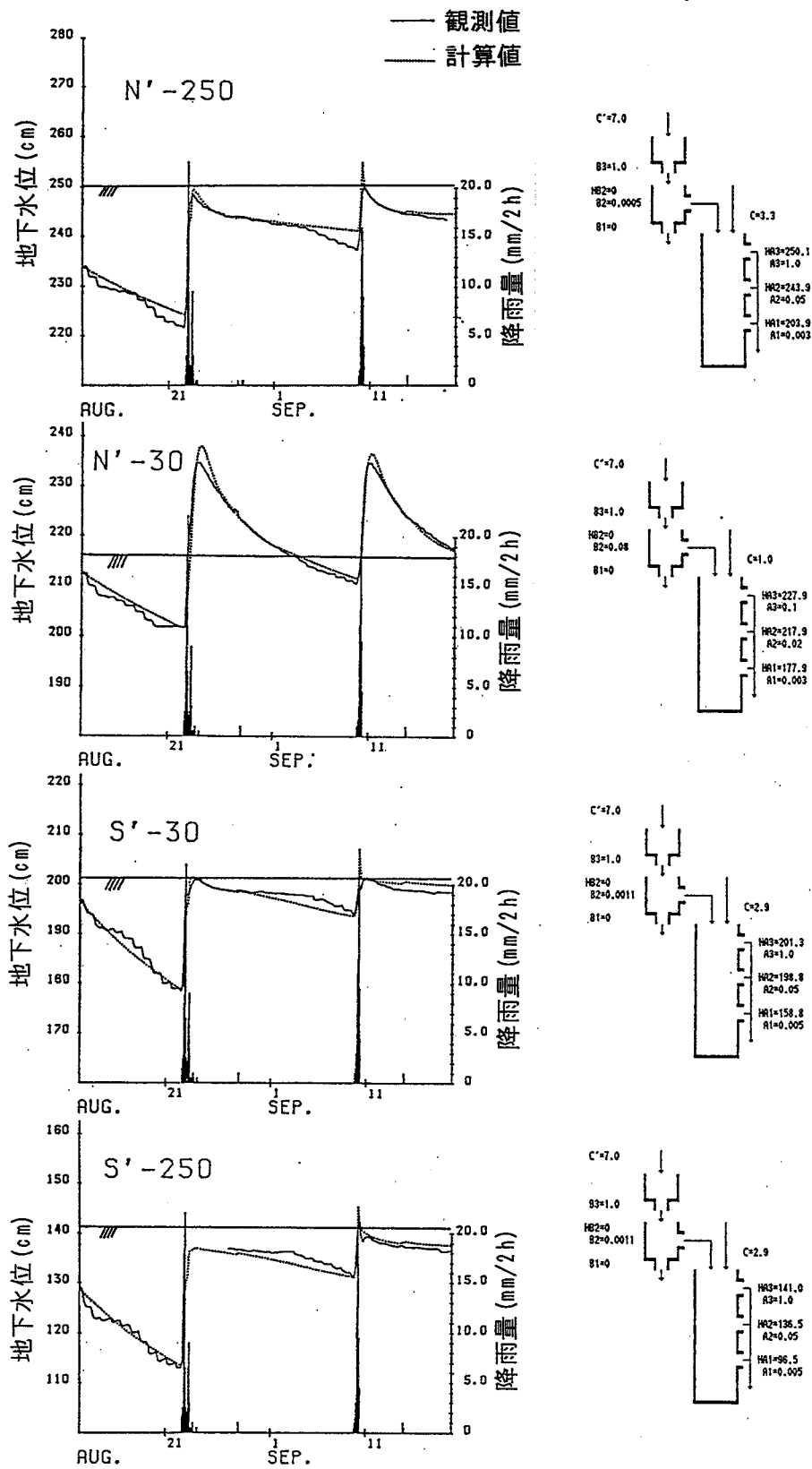
の図中に一点鎖線で示したところまで水位は上昇し、その影響範囲は北側150m付近にまで達したものと考えられる。

6-4-4 道路改良前の地下水位変動とタンクモデル

道路盛土の影響は、N'-S'観測線沿いの地下水位変動形態についてみたとき、より一層明確になる。図6-21には N' (250), N' (30), S' (30), S' (250) の各点における地下水位変動曲線および各点のタンクモデルの計算結果を示す。

この付近の泥炭地の地下水位変動形態は、本来的には若干の排水系の影響を受けた高位泥炭地の水位変動をなしていたと考えられる。ところが、道路盛土により道路の北側では地下水が堰き止められているため、N' (30)点では周辺地域から水が集中する、排水の阻害された低位泥炭地のような水位変動を呈しており、その変動巾も大きい。道路盛土からさらに上流側のN' (250) でも盛土による堰き上げ背水の影響を受けており、ここでは降雨後の水位低下が遅く、高い水位が維持されている。そして N' (250)の水位の低下速度はN' (30)の水位が十分低下してから大きくなっている。また道路盛土下流側では上流側に滞留した水が道路盛土の下をゆっくりと浸透流下し、下流側に浸出しているため、N' (250) 同様、降雨後も水位の低下が遅く高い水位が維持されており、上流側の滞留が解消するとともに低下の速度が早くなっている。

N'-S'観測線上の各点の地下水位変動をタンクモデルで表現するならば、いずれも泥炭地モデルタンク一つで実際の水位変動形態を表現することはできない。道路盛土北側では盛土による水位堰き上げと周辺部からの水の集積を表現する周辺部モデルが必要である。特に N' (30) では盛土による直接的な影響を受けているため、流出係数の A_1 や A_2 は他の地点よりも小さく、水がたまりやすいことを示している。また A_3 の値は、他の3地点では水位が地表面の標高以上に上昇した場合にはオーバーフローが生ずるよう1.0となっているのに対し、N' (30)では $A_3=0.1$ と小さく、 HA_3 以上に水位が上昇しても湛水を生じることを示している。またN' (30)において B_2 の値が大きいのは、周辺からの水の集中



1984. 8 . 12 ~ 9 . 19

図6-21 霧多布泥炭地N'-S'観測線における地下水位変動とタンクモデル計算結果 (1984)

がすみやかに生じることを示している。

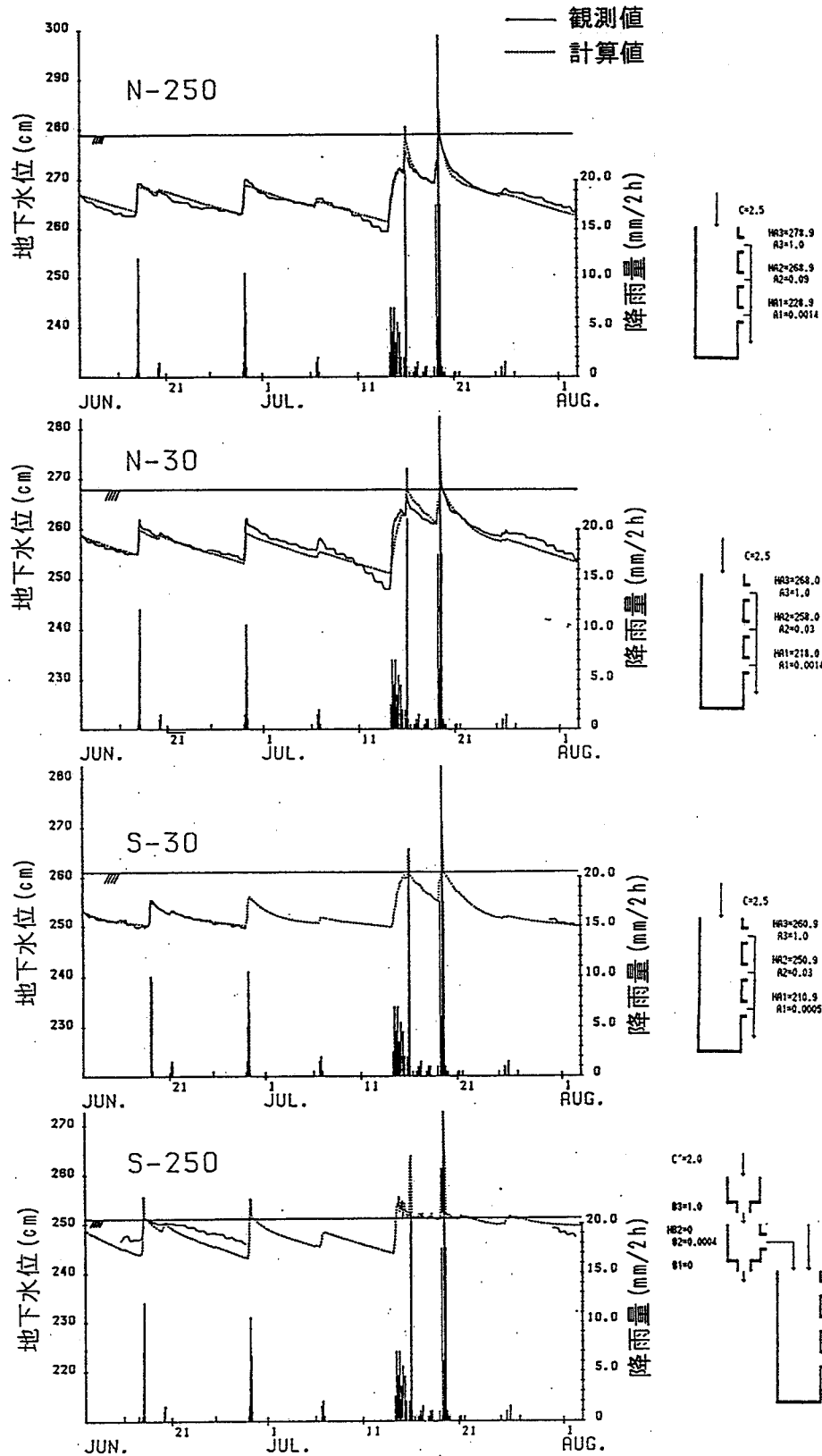
盛土下流側でも、上流側からの水のしみだしを表現する周辺タンクモデルが必要となっている。いずれの点においても降雨時の水位上昇量が大きいため、水位上昇係数の C や C' は大きな値となっている。

$N' - S'$ 線の各点における水位変動形態は、本来各観測点毎に大きな差異はなかったであろうが、ここにみるように、現在では各地点ともそれぞれ異なった特徴をもつ水位変動形態をなしており、泥炭地の地下水位変動パターンとしては特異なものである。

いっぽう、地形的に道路盛土の影響を受けにくい $N - S$ 観測線上の各点における地下水位変動曲線は、図6-22に示すように、どの点も類似した変動形態となっており、ほぼ自然状態の高位泥炭地の水位変動パターンといえる。タンクモデルで表現した場合、わずかに

$S(250)$ では周辺モデルタンクをあわせもっており、周辺からの水の流入があることを示しているが、これは $S(250)$ がこの観測線上では最低位に位置していることから理解できる。その周辺モデルタンクは、 $S'(250)$ のそれと比較すると C' の値が小さく、影響範囲の小さいことを示している。他の3地点ではいずれも水位変動を泥炭地モデルタンク一つで表現しており、水位変動巾の狭い、自然状態の高位泥炭地であることを示している。

横断道路の両端部では道路側溝が泥川と琵琶瀬川への排水効果を残存しており、また地表面の勾配も両河川に近づくにつれ大きくなっているため、排水が促進され付近の泥炭地は乾燥状態におかれており、地下水位の変動はきわめて大きいものとなっている。図6-23に琵琶瀬川から約100mの地点における道路両側の地下水位変動曲線を示した。地下水位の変動パターンとしては道路盛土両側で明かな相違はないが、植生としてはスゲ類が優占している。それに対し下流側では水位がやや低く上流側より乾燥状態にあり、低木類が優占している。



1984. 6 . 12 ~ 8 . 2

図6-22 霧多布泥炭地N-S観測線における地下水位変動とタンクモデル計算結果 (1984)

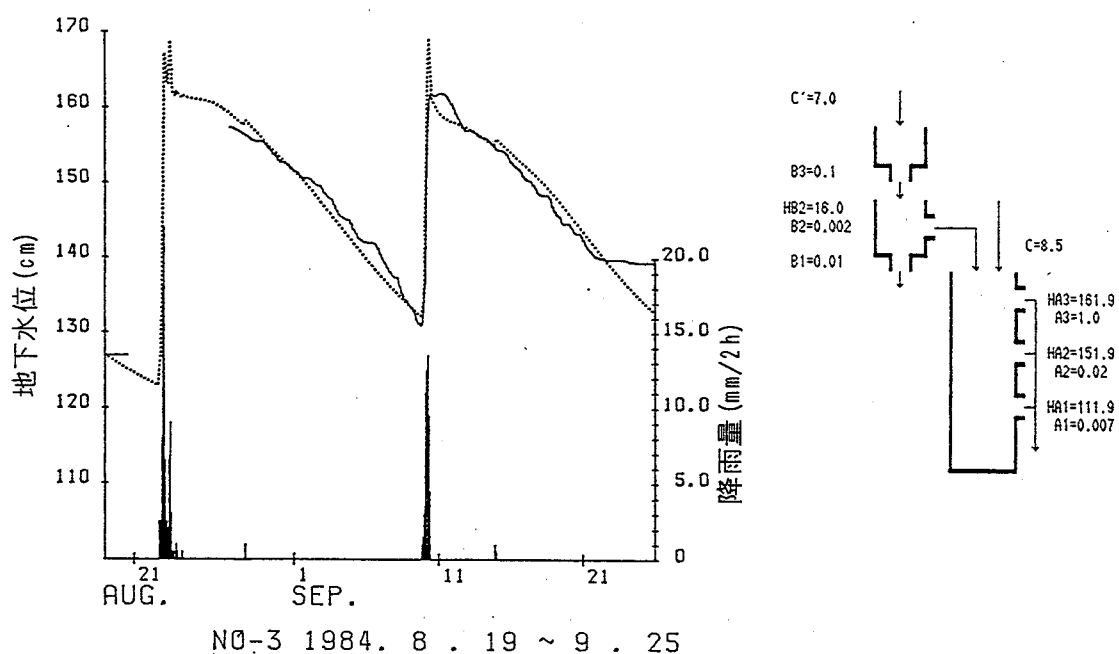
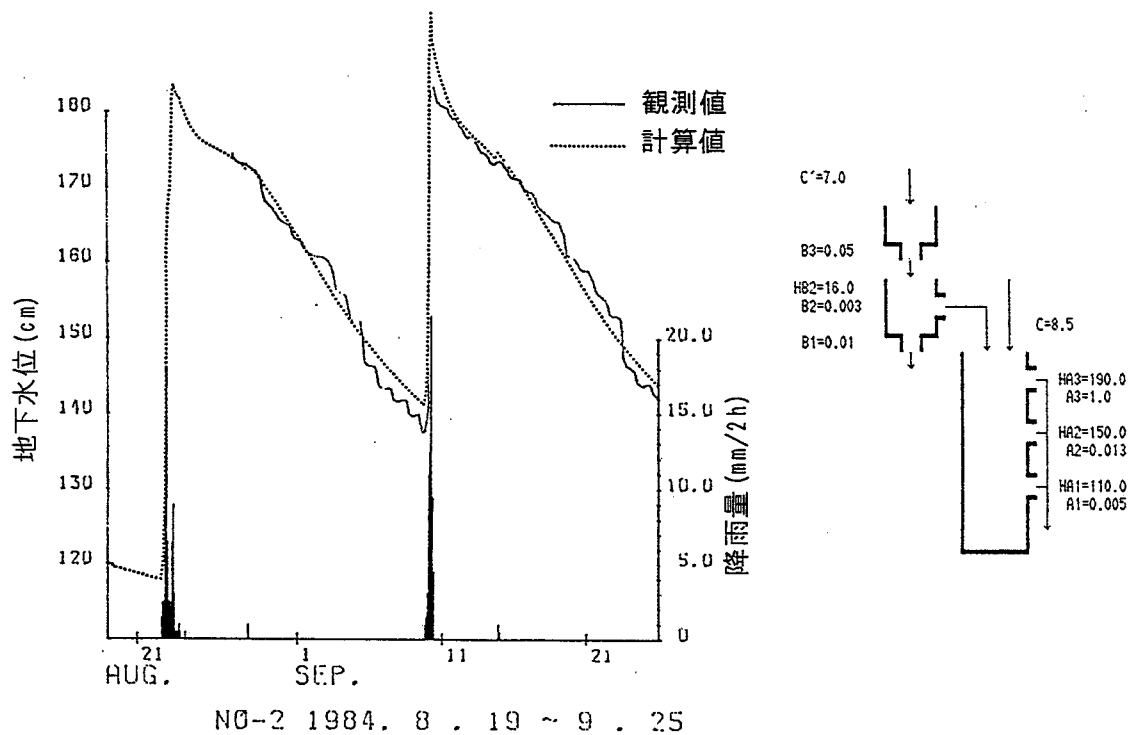


図6-23 霧多布泥炭地No. 2およびNo. 3地点における地下水位変動とタンクモデル計算結果 (1984)

6-4-5 霧多布泥炭地の微地形

調査地区周辺では、東西にわたって帯状の微高地と浅い帯状凹地が巾約数十mの間隔で繰り返して現われる。これは古い砂丘列の形跡と考えられている（岡崎由夫，1982）。この旧砂丘列群は、泥炭地の西側ほど海岸線と非平行となるが、全体としては泥炭地の北東端から放射状に配列している。また帯状凹地には細長い池澹群が列状に分布するところもある（図6-24）。調査地区周辺の航空写真によると、帯状微高地は図6-25に示すような配列を呈しており、特に横断道路の北側で顕著に現われている。

調査地区の地下水の動きは、交互に配列する帯状微高地と帯状凹地の地形的特徴にある程度支配されたものになっていると考えられる。すなわち、帯状凹地が道路盛土によって堰止められたところには水がたまりやすく、湛水状態にあることが多い。また帯状微高地ではスギゴケのハンモックが多く分布しており、やや乾燥化した条件にあることを示している。

また調査地区の植生は図6-24に示した帯状微高地の分布と対応しており、微高地ではヌマガヤ、エゾイソツツジなど、より乾燥条件を好む植物が、また浅い凹地ではヨシなどの湿潤条件に適応する植物が顕著にみられる。

同時に、この植生調査によると、道路をはさんで上流側と下流側では構成植物にやや差異があり、上流側ではヨシ・ヌマガヤが、下流側ではヤチヤナギが標徴種となっている。

先に述べたスギゴケのハンモックとは別に、調査地区ではミズゴケのホロー・ハンモック構造がみられる。これは、ミズゴケが丘塊状に盛り上がって生育しているもので、丘塊と丘塊の間は水たまりとなっている（図6-26）。このミズゴケ丘塊はスギゴケのハンモックにくらべ、やや地下水位の高いところに多く分布するようである。すなわち、スギゴケのハンモックは帯状微高地により多く分布し、ミズゴケ丘塊は微高地と微高地の間の浅い凹地で、やや地下水位は高いが、湛水を生じるほどには高くないところに広く分布している。

このミズゴケ丘塊と水たまりの凹みを、幅90cm深さ60cmでサンプリングした断面の写真

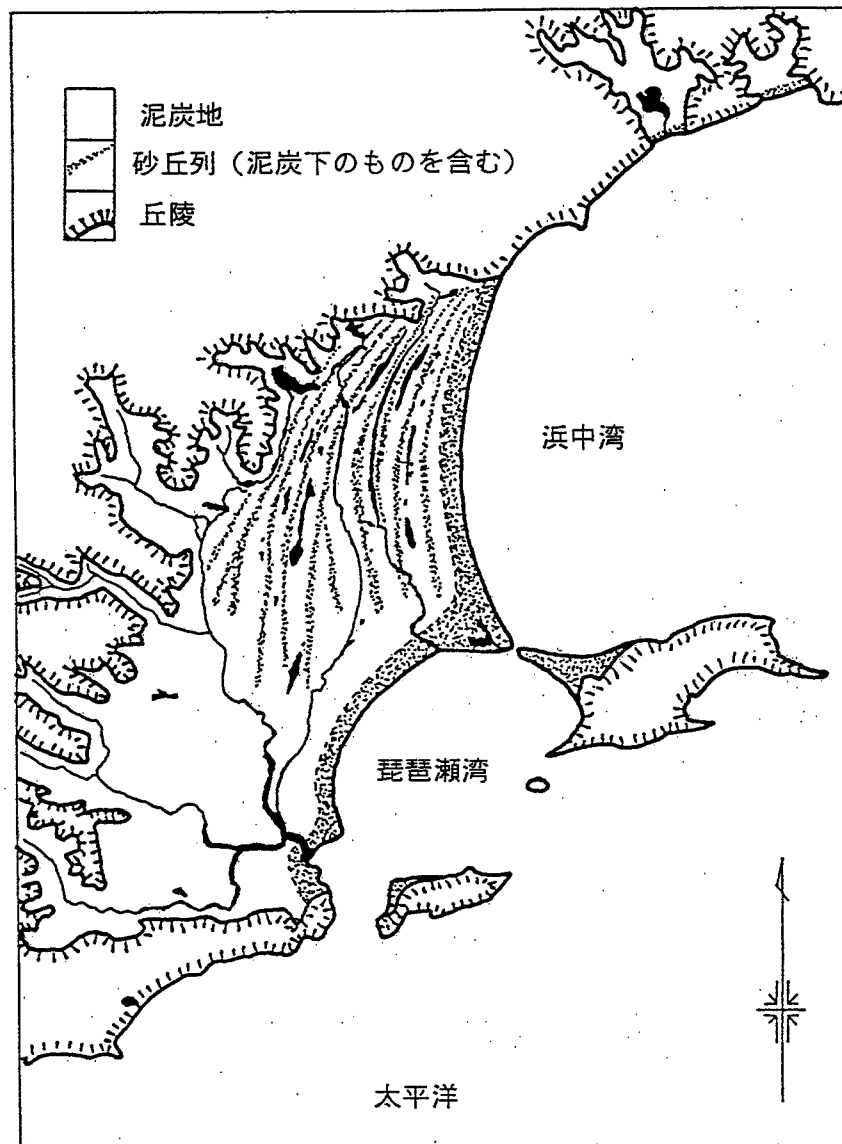


図6-24 霧多布泥炭地における砂丘列の配置 (泥炭下のものを含む)
(岡崎, 1982より引用)

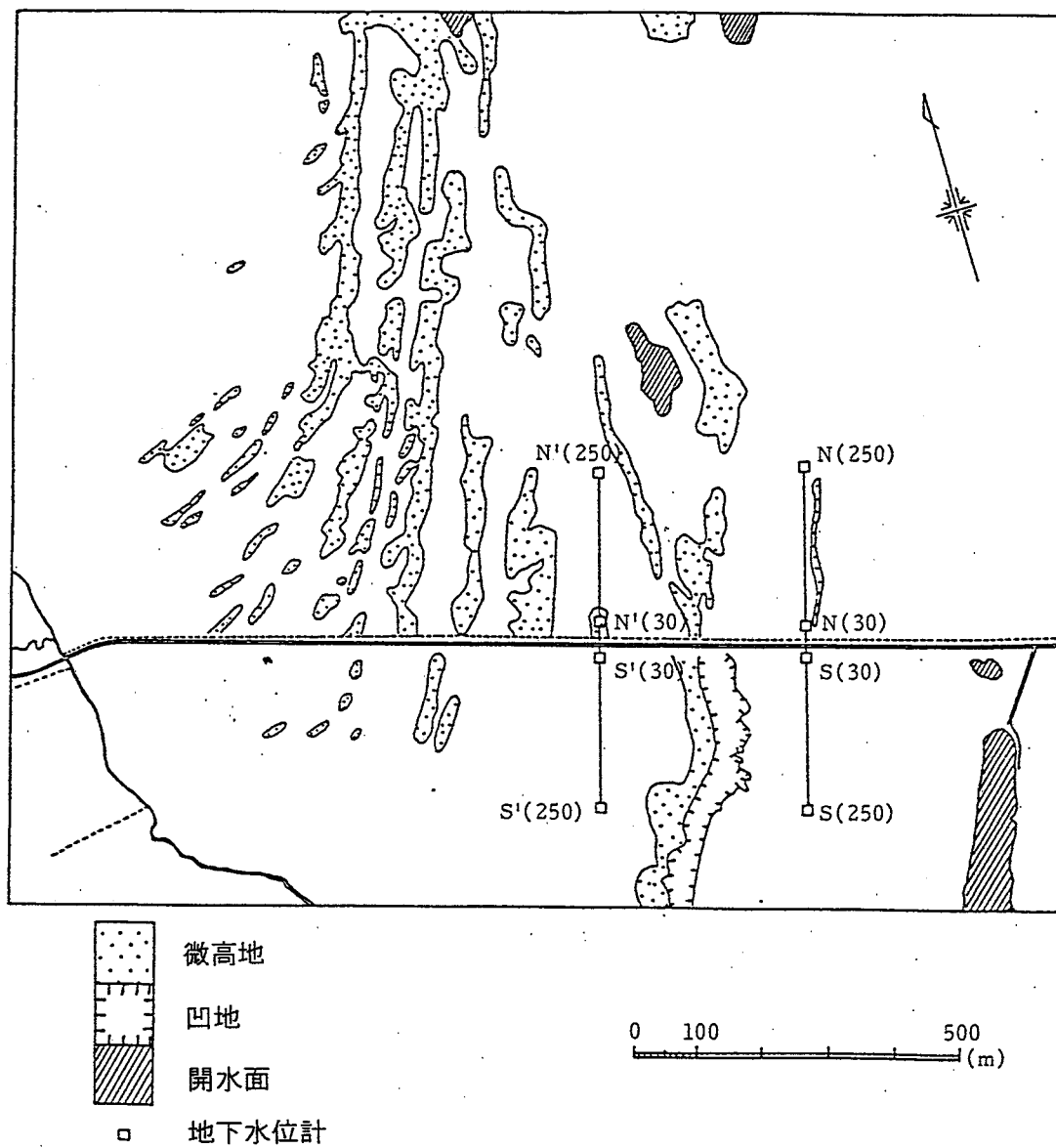


図6-25 霧多布泥炭地の微高地の配置



図6-26 霧多布泥炭地のハンモック＝ホロー構造



図6-27 ハンモックの部分断面写真

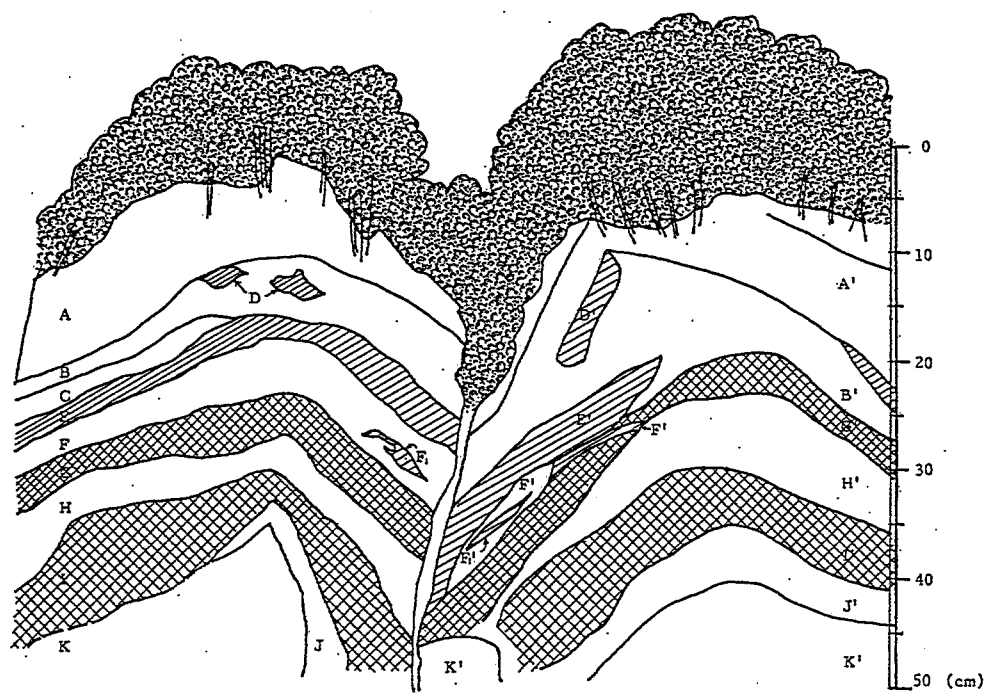
を図6-27に、その断面図と各層の強熱減量を図6-28に示す。サンプリングしたのはN'-S'観測線上で道路肩から上流側60mの地点である。表面の現生植物はミズゴケ類、ワタスゲ、ツルコケモモ、ムジナスゲ、ヌマガヤ、ヤチャナギなどである。この断面にはふたつの盛り上がったような凸部があり、泥炭と火山灰の互層により形成されている。盛り上がりは断面の最下層から凸状になっており、表層部だけが盛り上がったものではない。ふたつの盛り上がりにはさまれた凹部には巾約1cmの亀裂がはいっており、この溝の左右では各層がくいちがっている。また土層の亀裂部には乱れはなく、切り口が鮮明である。泥炭層の色は褐色系で、そのうち火山灰層と接触する部分は色調が他の部分よりも暗く、泥炭の分解が火山灰との接触により促進されたことを示している。また火山灰層の色は最上層（E層）が灰白色、中央の層（G層）が灰色、下層（I層）がやや褐色をおびた灰色で、下の層ほど泥炭の腐植分の色をおびる傾向にある。各層の強熱減量を調べると、火山灰の層はいずれも10%以下であるのに対し、他の層は20%以上となっている。

以上の特徴から、このミズゴケ丘塊の成因を考えると、各層が水平に堆積しているのではなく凸状を呈していること、また凹部に亀裂がありその両側の層でくいちがいが生じていることから、これは土壌の凍上作用により形成されたものと考えられる。

いま、いずれの層も凸状を呈していることから、この盛り上がりが形成されたのは比較的最近のことであろう。土壌の凍結凍上が生じるためには水分供給や熱収支の関係から土壌がある特定の水分条件におかれることが必要である。この場合、地下水位の高さも重要な因子である。ミズゴケ丘塊が形成された一因として、道路盛土によって地下水位の条件が凍上を形成するのに適した条件になったと考えることもできる。

6-4-6 保全対策の考え方

道路盛土の上流側と下流側の地下水位の変動パターンの相違は、本来地下水位が南へ流動していたと考えられるSP1700～SP2300付近で顕著であった。既設道路に上載拡幅する方法で道路の改良工事がなされたとき、この地下水遮断状態は強化の傾向を示すものと考え



層	強熱減量(%)
A A' 泥炭	55
B B' 泥炭	33
C C' 泥炭	20
D D' 火山灰	—
E E' 火山灰	10
F F' 泥炭	25
F ₁ F ₁ ' 火山灰	—
G G' 火山灰	5
H H' 泥炭	63
I I' 火山灰	7
J J' 泥炭	35
K K' 泥炭	25

図6-28 ハンモック＝ホローの断面形状

られる。また不用意な道路側溝などの設置が、周辺泥炭地の排水状態の促進をもたらす恐れもある。

既設道路の盛土の影響を受けている泥炭地において、改良工事が実施される際、それを機会に周辺の湿原的条件の保全対策を合わせておこなうことが、現況不改变にとどまらず、積極的対策として望まれる。霧多布泥炭地の場合では、道路が敷設されて半世紀以上を経過して、地下水位の変動パターンの変化などのため生じたとみられる道路周辺の植生の変化・差異を、本来の状況に復元・保持することを試みた。

その具体的対策としては、道路横断方向の地下水流動を可能にし、道路盛土両側の地下水位の均衡を計ることである。そのために；

- ①道路盛土の下を横断する暗渠を設ける。
- ②暗渠への水の流動を円滑にし、面から面への水の移動がなされるよう、道路両側に道路側溝的なプールを設ける。
- ③隣接するプール間の境界は越流堰とし、一定水位以上では排水路として機能させる。

の3点を実施した。保全対策の概念図を図6-29に示す。

琵琶瀬川・泥川の近傍は勾配が大きく、プールを造成することにより排水が促進される可能性もあるため、上記の対策を採用したのは泥炭地内陸部の比較的平坦な部分にとどめた。

6-4-7 道路改良後の水文環境と保全対策の効果

道路改良後のN'-S'観測線の地下水位断面図を図6-30に、N'-30・S'-30地点の地下水位変動を図6-31に示す。図6-31にはあわせて、改良前のタンクモデルによる、道路改良前の想定地下水位変動を示す。保全対策を実施した道路改良により、道路両側直近の地下水位はほぼ等しくなり、地表面に平行した地下水面が形成されるようになった。横断暗渠を設けたため、改良前に生じていた上流側（N'-30地点）の深い湛水は解消し、降雨後水位は高いピークを示すことなくすみやかに低下に転じ、高位泥炭地的な水位変動パターン

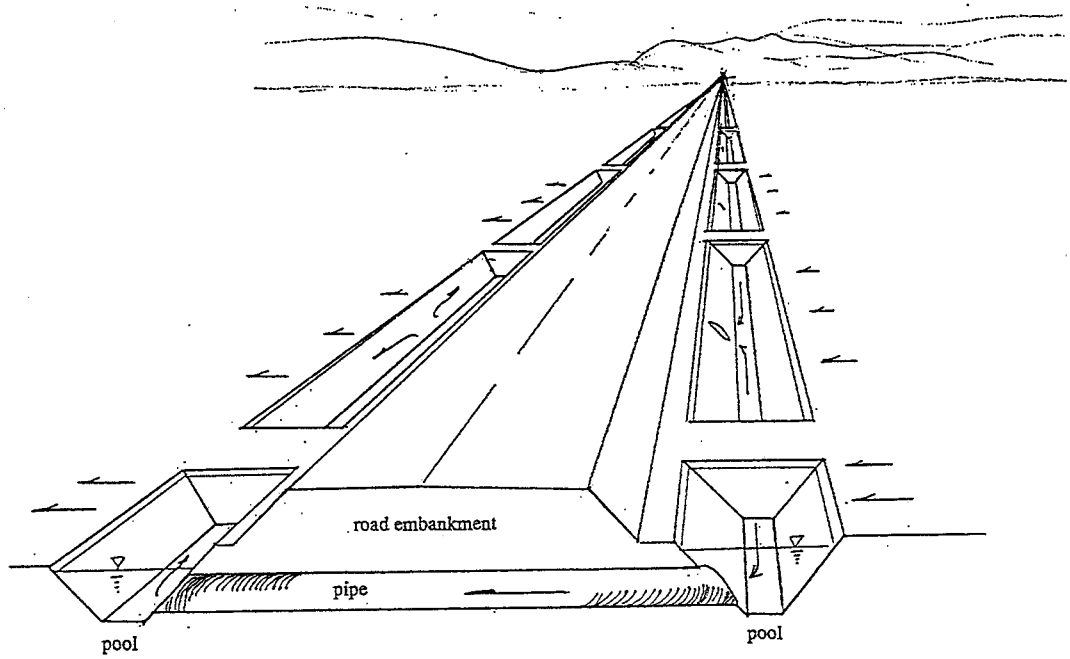


図6-29 霧多布泥炭地道路の泥炭地保全対策概念図

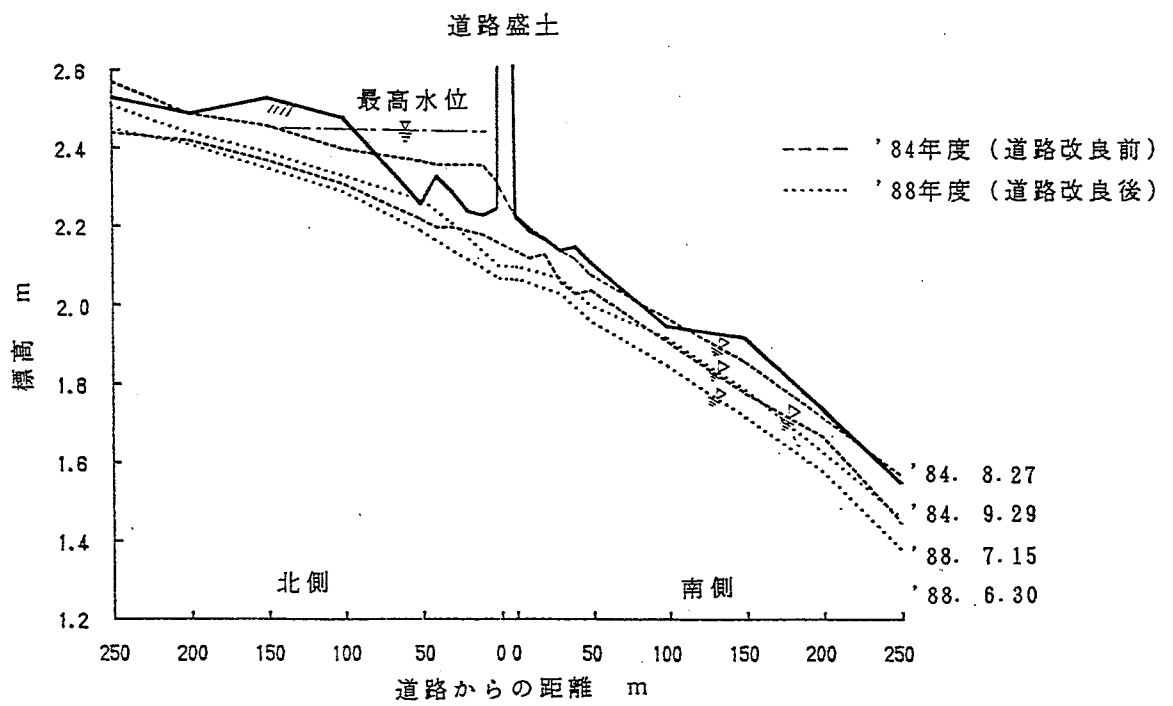
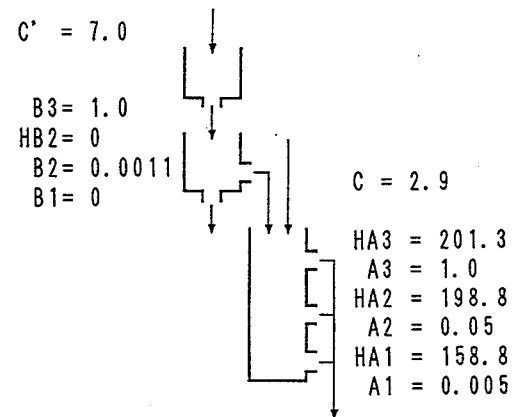
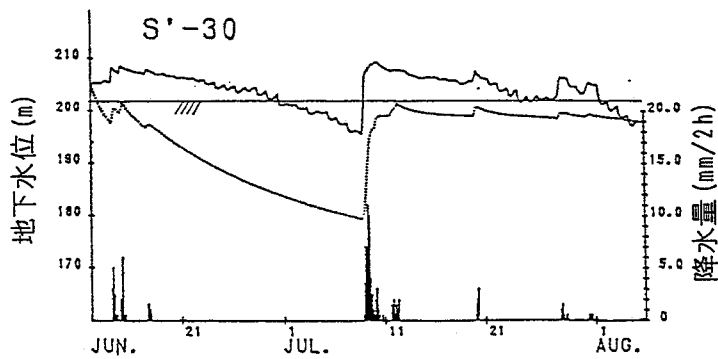
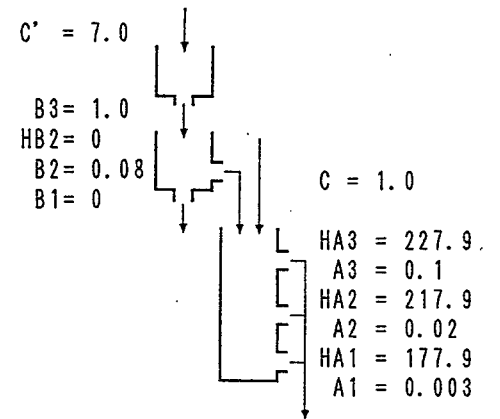
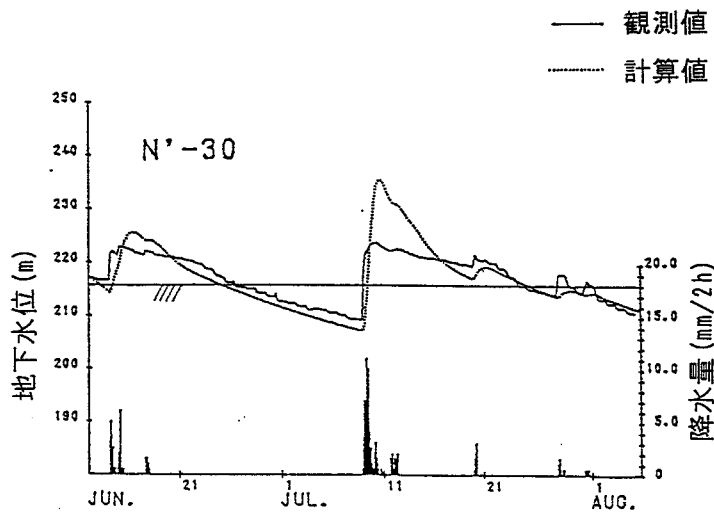


図6-30 霧多布泥炭地道路改良前後のN'-S'観測線の地下水位断面形



1988. 6 . 12 ~ 8 . 5

図6-31 霧多布泥炭地道路改良後の地下水位変動と、タンクモデルによる改良前を想定した地下水位変動の比較

になっている。改良前の想定水位に比べると、7月10日頃の降雨の場合、10cm程度水位ピークが低下している。下流側のS'-30地点では道路下に埋設した暗渠により上流側からの水供給をうけ、改良前よりもやや水位が高くなっている。また上流側と下流側の地下水位変動パターンは非常に類似したものとなった。

道路側溝を堰止めプール状にし、横断方向に暗渠を設け、上・下流間の水流動を生じるようにしたことによって、道路両側の地下水位は均衡がとれ、その変動パターンも泥炭地の本来的な地下水位変動パターンを維持できることが明確になった。

今後の改良点として以下のことを指摘する。

①この道路では側溝を一律100m間隔で堰止めプールとしたが、道路縦断方向の勾配が大きいところでは横にならぶプール間の水位差が大きい。勾配・地形に応じてプールの長さを変化させ、各プール間の水位差を一定範囲にとどめるのが望ましい。

②道路横断暗渠を設けることにより、道路両側のプールの水位は等しくなったが、泥炭地に道路横断方向の勾配がある時には両側のプール間にも現地勾配に適合した水位差を設けることが望ましい。図6-30の改良後の地下水位断面をみると道路両側のプールの水位が等しくなったため、地下水位が道路上流側でやや低く、道路下流側でやや高くなっている。水位差を設けるためには暗渠上流の呑口に水位調整堰を設けることなどが考えられる。

③融雪時期など、地下水位が非常に高くなった場合の道路機能を確保するため、プールが連結状態となり道路側溝となるようにする。すなわち、プールの仕切りを越流堰構造にする。

また、道路盛土両側の水文環境の均衡を計ることのほかに、盛土のこぼれだし、溶け出しなどによる水質・土壌成分の変化を防止するため、道路盛土の両サイドを矢板柵工、しがら柵工などとするのが望ましい。しがら柵工の場合は用材の再生の可能性を考慮して材料の選択をすべきであろう。このような対策を講じることにより、道路近傍の土壌・地下水の肥沃化、それにとまなう植生の変化を抑制することが可能となろう。

6-5 泥炭地湿原の水文環境保全対策

泥炭地湿原の水文環境の保全対策として、緩衝帯の確保、補給水路、排水路の堰上げ、二重水路、遮水壁・遮水シート、遮水堤防などを提示する。

(1) 緩衝帯の確保

用地的な問題がない場合、必要な幅で緩衝帯を取ることは、最も自然な形での保全対策となる。6-2で示したサロベツや釧路の泥炭地における調査事例では、緩衝帯として、200m～300m以上の幅が必要である。

しかし用地的に緩衝帯幅の設定が容易でない場合、また積極的に他の対策を併用することにより効果を上げることが期待できる場合、以下のような対策を組み合わせることも考えられる。

(2) 補給水路

地下水の補給を可能にするため、排水路または浅い水路へ外部から水を供給しようとするものである。ただ水路に沿ってたとえばヨシ、ガマなどの植物が生育する可能性があり、景観的にやや特異なものとなり勝ちなので、水路を蛇行させたり、部分的に水路の幅を変化させるなどの配慮が必要である。

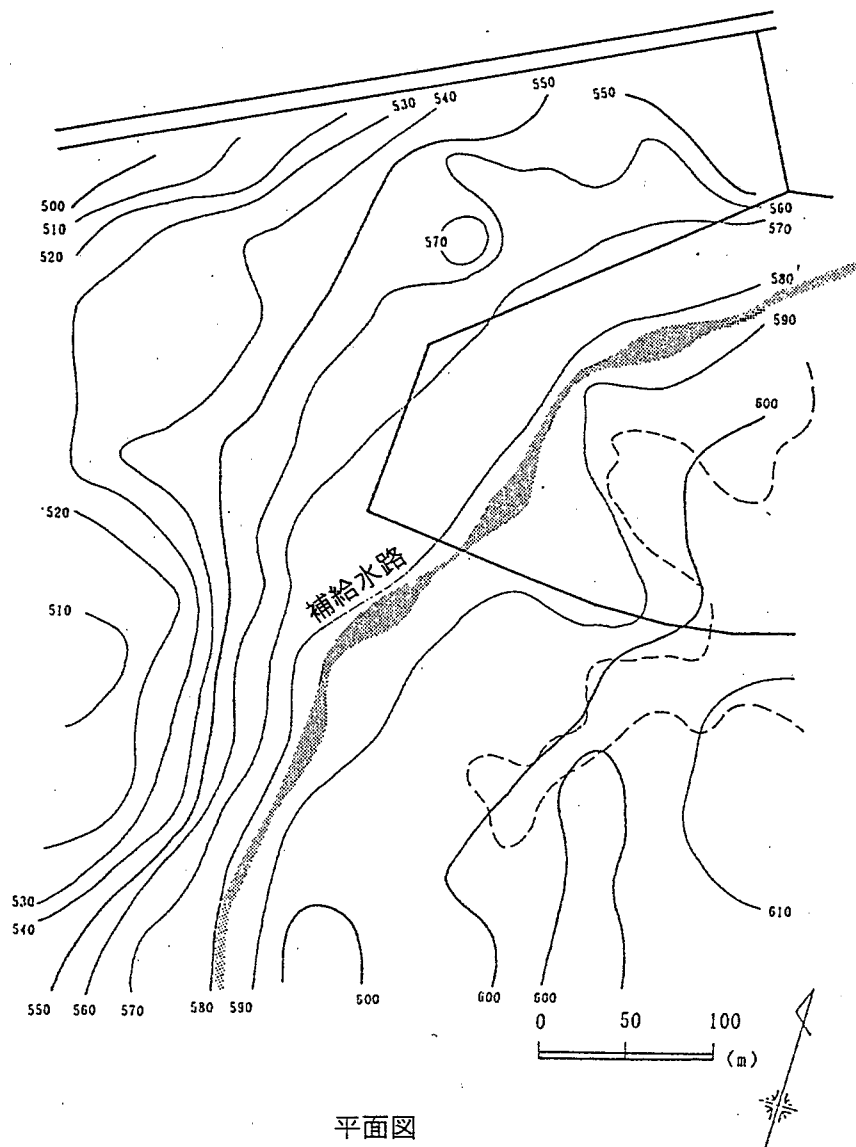
またこの水路へ流入させる水は、水質に対する配慮・検討が重要である。

サロベツ原生花園地区に想定した場合の補給水路の概要図を図6-32に示す。

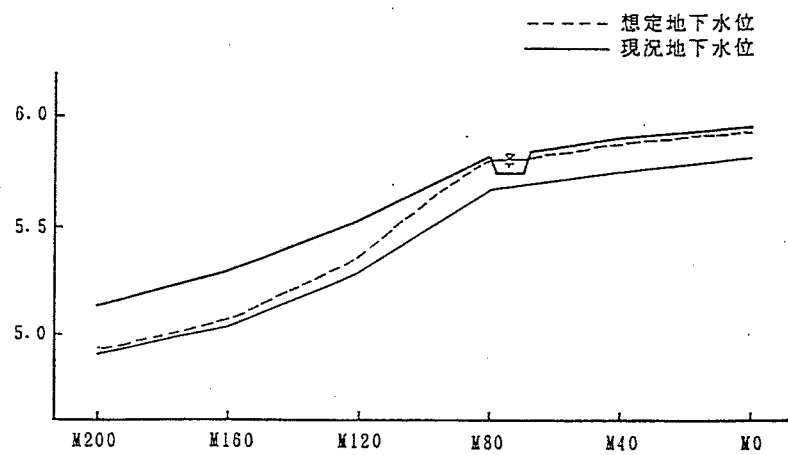
(3) 排水路の堰上げ

排水路を何らかの方法で堰上げることにより、地下水位の上昇・保持をねらうものである。この方法は、かつて排水路が掘削され、現在は放棄・原野化した湿原や、自然発達の湿地溝の影響を受けている場合などに効果的であろう。水位上昇により、泥炭地特有の地盤沈下も軽減が可能である。周辺から切り出した泥炭をブロック状に積み上げて水路を堰上げれば、やがてその部分にも植生が付き、周囲と同化したものとなる。サロベツ原生花園の湿地溝ではこの方法を採用し、効果を上げた(6-3-2)。

ただしこの方法は、地形的に起伏のある場合には、面的な広がりのある効果を期待する



平面図



横断面図

図6-32 補給水路概念図

のはむずかしい。

(4) 二重水路

湿原と農地が隣接する場合、(2)や(3)の方法を単独で採用すると補給水路や堰上げ水路の影響が農地側に及ぶことが十分予想される。この場合、湿原と農地の間に水路を二重に設け、湿原側の水路を補給水路や堰上げ水路とし、農地側の水路は通常の排水路として機能させることが考えられる。2つの水路間の水頭差が大きくなることが問題として想定されるが、2つの水路間隔を可能なだけ広くとり、また次の(5)に示す遮水壁・遮水シートなどの方法を併用することにより、湿原側水路から農地側排水路への浸出水を抑制する方法が考えられる。また農地側排水路への浸出水を湿原側水路へポンプアップして還元する方法もある(図6-33)(梅田・井上, 1992)。

(5) 遮水壁・遮水シート

サロベツ泥炭地原生花園地区の事例(6-3-3)で示したように、地下水の流れの方向を横断する線(一般的には等高線方向)に沿って細い溝を設け、ビニール・シートや板等を差し込むことによってその線より上流側の地下水の流動を抑制し堰上げ状態とし、水位の低下を少なくすることが考えられる。この方法は溝の掘削に工夫を要すること、遮水壁より下流側の水位が低くなり植生の変化が生ずる可能性のあること、などが問題として考えられる。

(6) 遮水堤防(長大ダム・長大遮水壁)

遮水壁で広域の効果が期待できないとき、その設置が予想される位置のやや下流側に堤防を築造することにより、その地盤の圧密作用も含めて、長大ダムとしての効果が期待できる。堤防は遠望の可能な観察コースとなるとともに、必要に応じて一般道路としての利用もできよう。道路を横断する暗渠を設置し、それに堰上げ用ゲートなどを併設することによって、地下水位の調節も可能にすることができる。

(7) 水移動を考慮した盛土

霧多布泥炭地で採用した、水移動を可能とした構造を持つ盛土(6-4-6)。(6)

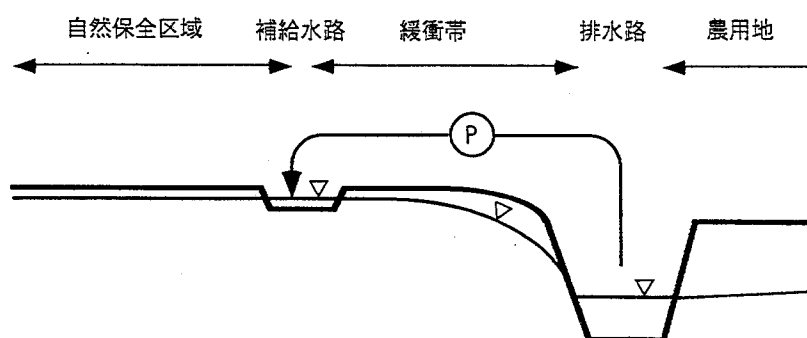


图6-33 二重水路断面图

の方法が盛土／築堤により遮水し、水位を堰上げることを目途としたのとは逆に、盛土により水の停滞が生じないように、盛土横断暗渠、側溝的プール等を有する。

以上の保全対策は、複数の手法を併用することでその効果発現がいっそう期待される場合もある。

湿原としての泥炭地の環境保全は、ひとえに水文環境の管理・保全といえる。水文環境の変化は植生など湿原全体の環境変化を長期にわたり引き起こすことから、水文環境のモニタリングは、特に継続的に実施することが重要である。

6-6 第6章のまとめ

本章では、泥炭地を湿原として保全する場合の問題点と、対策手法について論述した。

すなわち、まず6-2で、泥炭地湿原の保全で問題となる隣接農地の排水の影響範囲を、サロベツ泥炭地と釧路泥炭地での現地調査から明らかにした。その結果から、他の特別な保全対策がとられない場合に必要となる緩衝帯の幅を提示した。

次に泥炭地湿原の乾燥化に関する問題として、サロベツ泥炭地のササの問題を、6-3に取り上げた。まずササの分布域と湿地溝の状況、ササの生育と地下水位変動の関連を明らかにした。これらを踏まえて、湿地溝のダム試験をおこない、地下水位を上昇させることによりササを枯死させることを示した。そしてビニールシートによる遮水壁の試験施工をおこない、地下水位変動の面でその効果を認めた。

6-4では、霧多布泥炭地を横断する道路が周辺泥炭地の水文環境におよぼしている影響について、詳細な現地調査から明らかにした。その結果に基づき、道路改修にあたって必要となる保全対策を提示した。すなわち、道路盛土による滞水が生じないように、盛土横断暗渠を設け、かつ道路側溝による過排水を避けるため、側溝をプール状に改めた。採用された保全対策を道路改修後に調査し、その効果を明らかにした。

最後にこれらのことを踏まえ、泥炭地湿原の水文環境の保全対策手法を提示した。

参考文献

- 北海道釧路土木現業所, 1984. 昭和58年度琵琶瀬茶内(停)線道路調査(環境調査)報告書: 129pp.
- 北海道農業試験場, 1966. 北海道農業試験場土性調査報告第17編付図, 第17図
- 北海道自然保護協会, 1987. 自然を考えるー北海道自然保護読本ー: 150pp.
- 環境庁自然保護局, 1993. サロベツ湿原の保全: 95pp.
- Kulczynski, S., 1949. Peat bogs of Polesie. Mem. Acad. Pol. Sci. B15: pp.1-356
- 釧路市, 1969. 釧路川ーその自然と生活ー, 釧路叢書第11巻. 釧路市: pp. 35-36
- 岡崎由夫, 1982. 霧多布湿原及びその周辺の科学調査報告書. 釧路市立郷土博物館: pp. 3-8
- Swan, J.M.A. and Gill, A.M., 1970. The origins, spread, and consolidation of a floating bog in Harvard Pond, Petersham, Massachusetts. Ecology, 51: pp.829-840
- 田中瑞穂, 1959. 北海道東部湿原の群落学的研究(第2報) 霧多布湿原植物群落の構造. 北海道学芸大学紀要(第二部), 第10巻第1号: pp.112-125
- 梅田安治・井上京, 1992. 泥炭地湿原の保全対策工法(続)ー湿原としての植生誘導ー. 土地改良北海道, 第13号: pp.1-7
- 梅田安治・井上京, 1995. 北海道における泥炭地湿原の保全対策. 農業土木学会誌, 第63巻第3号: pp.249-254
- 梅田安治・清水雅男, 1985. サロベツ泥炭地湿地溝の形態ー泥炭地の形態的研究(I)ー. 北海道大学農学部邦文紀要, 14(3): pp.281-293
- 梅田安治・清水雅男, 1989. サロベツ・釧路泥炭地における泥炭地の表面形態. 第36回日本生態学会大会講演要旨集: p.245
- Umeda, Y., Tsujii, T. and Inoue, T., 1986. Influence of Banking on Groundwater Hydrology in Peatland. J. Fac. Agri. Hokkaido Univ., Vol.62 Pt.3:pp.222-235
- 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ー泥炭地の形態的研究(III)ー. 北海道大学農学部邦文紀要, 第16巻第1号: pp.70-81
- 梅田安治・矢挽尚貴・井上京, 1992. 泥炭地の地盤変動と地下水位変動ー泥炭地の地盤沈下に関する研究(I)ー. 農業土木学会論文集, 160号: pp.27-33
- 山下弘文, 1993. ラムサール条約と日本の湿地. 信山社サイテック: 203pp.

終章

本論文は、泥炭地の大きな特徴の一つである高い地下水位とその変動パターンに着目し、これを指標として泥炭地の水文環境の解明・評価を図り、さらに泥炭地の有効な土地利用のための水文環境制御の可能性を検討したものである。

まず泥炭地ならびにその水文環境と、地下水位変動の特徴を、各種の泥炭地において検討し、ついで地下水位変動パターンを数値的に評価できるよう、泥炭地の地下水位変動タンクモデルを実用化した。そしてこのモデルを適用して、各地の泥炭地の水文環境を把握・評価し、泥炭地の利用と保全のための各種方策を検討した。

これらの検討を通じて、泥炭地の水文環境の多様性、環境との密接な関係、人為的な関わり合いの在り方等について考察を深めた。

以下に各章の摘要を記す。

第1章では本論文で扱う泥炭地に関して、その定義、分類、形態等について、水文との関連で述べ、また既往の泥炭地水文に関する一連の研究を紹介し、本研究の位置付けを行った。また本論文で対象とした各地の泥炭地の概要を記した。さらに本論文で用いた調査方法のうち、特に地下水位の観測法等について詳述した。

第2章では、泥炭地の水文環境の指標として地下水位とその変動をとらえることができることを提示し、特に水収支の直接的な反映として、その一般的な変動パターンについて説明した。地下水位変動を規定する要因として、泥炭の透水性、気象的因子、土地利用形態や排水条件などがあることを示した。

地下水位変動を泥炭地の水文環境指標とするときに必要となる数値化の手法として、地下水位変動タンクモデルを提案し、これによって変動パターンを係数として表現可能なことを示した。

本タンクモデルを適用して、泥炭地の地下水位変動の経時評価をおこなった。特に、サロベツ泥炭地上サロベツ地区での長期観測結果から、自然状態の泥炭地が草地造成される

過程で生じた水文環境の変化を示した。また釧路泥炭地、サロベツ泥炭地での調査観測に基づいて、経年的な変化が生じていないことをタンクモデル解析をもとに明らかにした。

以上のような適用例から、泥炭地の地下水位変動タンクモデルが、泥炭地の水文環境評価に有効なことを明示した。

第3章では蒸発散が泥炭地の地下水位変動におよぼす影響について種々の検討を加えた。

まず蒸発散による地下水位低下量を簡便に求める方法として図解法を提示し、この方法により求まる地下水位低下量を、 $[\text{降雨時における水位上昇量} / \text{降雨量}]$ の比で除すことによって蒸発散寄与量を算出した。この蒸発散寄与量とは泥炭地表面からの蒸発散量のうち、地下水位低下により補われた水分量に相当する。本手法をサロベツ、美唄、中国・若爾蓋泥炭地のデータに適用し、蒸発散と、泥炭の間隙構造や泥炭地の植生状態などとの関連について検討した。

また植生の有無や、蒸発散量の季節変化が地下水位変動パターンにおよぼす影響を、タンクモデルの計算結果と対比することにより明らかにした。

第4章では自然状態にある種々の泥炭地の地下水位変動パターンについて検討を加えた。

まず各種泥炭地タイプの典型的な連なりがみられる別寒辺牛泥炭地において、各タイプの泥炭地がその立地環境に応じて示す地下水位変動パターンの特徴を明らかにした。

ついで北海道各地の自然状態の泥炭地で観測した地下水位変動を高位泥炭地と低位泥炭地に区分し、それぞれが類似の地下水位変動パターンを有していることを明らかにした。高位泥炭地では降雨のみによる水位上昇が生じ、その後の水位低下は緩慢で、変動幅は小さいこと、低位泥炭地では降雨だけではなく近傍の河川や周辺部からの影響を強く受けた変動パターンとなっていることを明らかにした。また特異な変動パターンを示すものとして、ハンノキ林泥炭地と感潮域ヨシ泥炭地の地下水位変動を示した。

各タイプの泥炭地の地下水位変動パターンを類型化することにより、各地の泥炭地の水文状態の対比が可能となり、また個々の泥炭地の状態把握にも資するものとなる。本章では高位／低位泥炭地の地下水位変動の類似性を提示した。

第5章では泥炭地を利用する際に第一義的に必要となる排水の問題をとりあげた。

まず地域の排水の変遷を、釧路泥炭地を事例に取り上げ、特に泥炭地流下河川の人為的変遷の面でたどってみた。すなわち、釧路泥炭地の排水改良は、当初、最下流に位置する市街地と港湾の保全を第一の目的とし、その目的は河口付け替えと新水路の開削などにより達成されたが、河川沿岸の開発を押し進めるには十分ではなかったこと、戦後、泥炭地上流部の河川改修の進展とともに泥炭地の農地利用が進められていったことを示した。戦後、泥炭地下流部よりも上流部で農地開発が進展した理由はいくつか考えられるが、排水問題でいえば下流部では十分な排水勾配が確保できない、ということがあるものと考察された。このことは、今後の適切な泥炭地の排水／利用を考える際、地域の排水環境にも十分留意する必要があることを示唆している。

ついで明渠開削が泥炭地の地下水位変動に与える影響を、サロベツ落合地区での観測事例で示した。明渠近傍では明渠の開削と同時に地下水位変動パターンが変化し、水位低下が促進されるようになったことが、タンクモデルの解析により明確にとらえることができた。

また農地化により、泥炭地の地下水位変動パターンが、高位泥炭地・低位泥炭地とも類似のものとなることを現地での観測から明らかにし、低平泥炭地の排水に関連する問題点を指摘した。すなわち、下流側からの堰上げ背水の問題と、地盤沈下の問題である。

第6章では、泥炭地を湿原として保全する場合の問題点と、対策手法について論述した。

すなわち、まず泥炭地湿原の保全で問題となる隣接農地の排水の影響範囲を、サロベツ泥炭地と釧路泥炭地での現地調査から明らかにした。その結果から、他の特別な保全対策がとられない場合に必要となる緩衝帯の幅を提示した。

次に泥炭地湿原の乾燥化に関する問題として、サロベツ泥炭地のササの問題を取り上げた。まずササの分布域と湿地溝の状況、ササの生育と地下水位変動の関連を明らかにした。これらを踏まえて、湿地溝のダム試験をおこない、地下水位を上昇させることによりササを枯死させうることを示した。そしてビニールシートによる遮水壁の試験施工をおこない、

地下水位変動の面でその効果を認めた。

さらに霧多布泥炭地を横断する道路が周辺泥炭地の水文環境におよぼしている影響について、詳細な現地調査から明らかにした。その結果に基づき、道路改修にあたって必要となる保全対策を提示した。すなわち、道路盛土による滞水が生じないように、盛土横断暗渠を設け、かつ道路側溝による過排水を避けるため、側溝をプール状に改めた。採用された保全対策を道路改修後に調査し、その効果を明らかにした。

最後にこれらのことを踏まえ、泥炭地湿原の水文環境の保全対策手法を提示した。

泥炭地の最も重要な特徴の一つが、「過湿な環境」ということであり、泥炭地を対象とするさまざまな研究分野において、水文環境面の検討が無視し得ない重要な事項であるということは、ひろく一般に認識されている。しかし泥炭地での野外調査の難しさや、水文現象の捉えにくさ、複雑さ、ということが障害となり、この分野の研究はまだまだ十分な進展をみていない。泥炭地の適切な土地利用と管理が望まれている現在、この分野の発展が期待される所以である。

謝辞

1982年（昭和57年）4月に、「泥炭地の水文環境 ―地下水位を主として―」というテーマの卒業論文で初めて泥炭地に関わって以来、恩師 梅田安治 博士 北海道大学農学部土地改良学講座教授には、終始一貫して厳格なるご指導とあたたかい激励を賜ってきた。遅々として仕事の進まぬ不肖の弟子に、さぞかしもどかしい思いでいらしたにちがいないが、なんとかこの研究を遂行できたのもひとえに先生のねばり強いご指導と、細心のご配慮、おおらかな気概があつてのことである。ここにつつしんで感謝の意を表する。

北海道大学農学部教授 堀口郁夫 博士、松田 豊 博士、波多野隆介 博士には、本論文取りまとめの過程で、的確な指導と有益な助言をいただいた。深甚の謝意を表する。

土地改良学講座助教授 長澤徹明 博士には、研究を進める上での数々のノウハウを授けてくださり、また励ましていただいた。さらに多忙にも関わらず教室の諸々の仕事を肩代わりしてくださり、本論文の取りまとめにあたって筆者が専念できる環境を作ってくださった。こころより感謝申し上げる。

北海道大学名誉教授 片岡隆四 博士には、筆者が学部在籍時以来、数々の基礎知識を授けてくださった。記して深厚なる謝意を表する。

元土地改良学講座講師 桜田純司 博士には、水文調査の基礎を教えていただいた。数多くの計測器を使わせていただけたのも先生のご配慮があつてのことである。深くお礼申し上げます。

また土地改良学講座在籍の大学院生、研究生、4年生学生には、現地調査やデータ整理等にご尽力いただいた。特に清水雅男氏（現 清水システム研究所）、矢挽尚貴氏（現 農林水産省）には、筆者の大学院在籍中および助手として赴任して間もない時期に、現場の見方やいろいろなアイデアを授けてくださった。厚くお礼申し上げたい。

元北海道大学農学部教授 辻井達一 博士、北海道大学地球環境科学研究科助教授 高橋英紀 博士には、サロベツ原生花園地区をはじめ、道内各地の泥炭地調査で機会ある毎に有益なる情報を提供くださった。深く感謝申し上げます。

北海道大学農学部附属植物園助手 富士田裕子 博士は、別寒辺牛泥炭地の調査の機会を与えてくださった。北海道で最高の自然状態を保つであろうこの泥炭地を教えていただいたことは、望外の幸せであった。またサロベツや釧路の泥炭地調査でもひとかたならぬお世話を頂いた。厚くお礼申し上げます。

農業土木試験場（現 農業工学研究所）の岩崎和巳、吉野秀雄、中達雄の各博士は、筆者が農林水産省在職当時、低平地河川の問題について新たな視点を与えてくださった。厚く感謝申し上げます。

本論文で用いた各種データのなかには、土地改良学講座でおこなった調査研究の一環として得られたものも多い。その過程で多くの個人、団体にご配慮ご援助を賜った。ここにご芳名を記し、感謝のしるしとしたい。

北海道開発局、環境庁、北海道農業試験場、北海道、豊富町役場、(財)日本気象協会 北海道本部、(財)前田一步園財団、専修大学北海道短期大学、北海道開発コンサルタント(株)、(財)北海道農業近代化コンサルタント、日本甜菜製糖豊富事業所、昭和63年度文部省科学研究費補助金・海外学術研究（代表：梅田安治）「中華人民共和国における泥炭地の形成過程と生態に関する研究」の研究メンバーおよび東北師範大学 柴 岫教授をはじめとする中国側共同研究者各位。

（平成8年1月）