



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	高位泥炭地における微地形形成の数値解析学的研究
Author(s)	岡田, 操
Citation	北海道大学大学院農学研究院邦文紀要, 33(1), 1-44
Issue Date	2013-10-30
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/58415
Type	departmental bulletin paper
File Information	40kada.pdf



高位泥炭地における微地形形成の数値解析学的研究*

岡 田 操

(㈱水工リサーチ)

Numerical Study of the Formation of Microtopography of Peat Bogs

Misao OKADA

(Suiko Research Co. Ltd.)

目 次

第 I 章 研究の目的と背景	2
第 II 章 高位泥炭地の微地形形成モデルの導入	4
A. 高位泥炭地形成モデルの概要	4
B. モデルの構造	5
a. 泥炭地における水流動の基礎方程式	5
1) 表面流	5
2) 浸透強度	5
3) 自由地下水流	5
b. 湿原植生の生長関数	6
c. 浮氷による湖底の浸食	8
d. 諸定数の設定	9
1) 降雨パターンと浸透強度	9
2) 生長関数の諸値	10
3) 地形変化の時間的外挿	10
4) 水位の初期条件	11
C. モデルの適用	11
a. 池塘縁泥炭の畦状堆積	12
b. 斜面の池塘群の成立	15
c. アカエゾマツの同心円状配列	16
D. 考察	17
第 III 章 湿地溝の形成過程	18
A. 高位泥炭地の湿地溝	18

B. サロベツ湿原の湿地溝	20
a. 湿地溝とササ	20
b. 湿地溝の分布と形状	20
c. 湿地溝の成因	23
C. カレックス・モデルによる検証	24
a. 計算条件	24
b. 水みちの存在	25
1) 一つの埋没河道	25
2) 配列した埋没河道	25
D. 考察	26
第 IV 章 ケルミ・シュレンケ複合体の形成過程	29
A. ケルミ・シュレンケ複合体の研究の経緯	29
B. 現地観察結果と成因の検討	30
a. ケルミ・シュレンケ複合体の現地観察	30
b. ケルミ・シュレンケ複合体の発達段階の類型化	31
c. 諸説の評価と成因の検討	32
C. カレックス・モデルによる検証	33
a. カレックス・モデルへの追加アルゴリズム	33
b. カレックス・モデルによる計算結果	34
D. 考察	35
第 V 章 結論と総合考察	38
謝 辞	40
引用文献	41
Summary	44

*北海道大学博士論文「高位泥炭地における微地形形成の数値解析学的研究」(2012)の一部

Part of the doctoral thesis entitled “Numerical Study of the Formation of Microtopography of Peat Bogs” and submitted to the Graduate School of Agriculture, Hokkaido University (2012).

第I章 研究の目的と背景

貴重な動植物が生息している地域、農耕地と湿原が共存している地域などで、環境の保全や修復を行なっていく上で、その環境がどのようなバランスの上に成り立っているのかを理解することは大切なことである。とりわけその基盤となっている土地・地形はいわば上物たる動植物の生息の場を支えており、環境の将来を左右する。特に泥炭湿原の現況地形は、植物との長年の相互作用によって形成されてきたものであり、その把握は過去から継続する現象の理解抜きには完全なものとはなりえない。

本研究では微地形の形成について、公知の事実のみに基づく数値モデルを構築する。対象となるのは降水涵養性で積雪のある地域の高位泥炭地である。このような地域では明瞭な微地形が見られ、かつ生起する現象を単純化できる。モデルをコンピュータ・シミュレーションによって具体化すれば、恣意的な操作や誤謬を排除できる上、わずかな境界条件の相違による結果を比較することによって、要素ごとの因果関係とその大きさを明示的に説明することができる。

泥炭地の微地形の研究は国内では特に1950年から3ヶ年にわたって行なわれた尾瀬ヶ原総合学術調査¹⁾を機に盛んになっていった。一方欧州ではこれに先立つ20世紀初頭から各国で独自の研究が進められた^{2),3)}。しかし各国の歴史が異なっているように、そこで培われた文化も相違している。生活が異なれば泥炭の利用法も異なり、その位置づけにも国ごとの様々な事情が反映している。泥炭地の地形を表現する語彙は各国とも少なく、同じ対象を研究者ごとに別の名称で呼んでいたり、同じ名詞が別の対象を表わしていたりしていた⁴⁾。我が国では各国で書かれた論文に基づいて研究が始まったという経緯があるため言葉の上で一層の混乱があり、現在も続いている。

例えば高位泥炭地で最も顕著な微地形である「ケルミ・シュレンケ複合体」は英語圏では“hummock-hollow”⁴⁾、“ridge-pool”⁵⁾、“string-flark”^{6),7)}などと様々な呼び方をされている。こ

の微地形の形成についてドイツのWeber²⁾は、気候パターンの変化に応答して形状が変化する現象であるとした。第二次世界大戦の前後にはイギリスのTansley⁸⁾やスウェーデンのOsvald⁹⁾などがいわゆる「ハンモック・ホロー交替説」を唱えた。これは植物の生態遷移によって高位泥炭地上のハンモック(膨らみ)とホロー(窪み)が交互に交替するという説である。判りやすい図が付いていたため広く普及し、現在でも泥炭地を解説する書籍などにしばしば引用されて眼にする機会が多い。しかし彼らの説明は極めて恣意的であって、後にBarber¹⁰⁾は彼らの説における証拠は事実にあまり基づいていないとして退け、Weber²⁾の説を支持して「相変化モデル」を提唱した。

このケルミ・シュレンケ複合体の成因については他にも様々な説が提出されてきている。Sjörs¹¹⁾、Heinselman¹²⁾、長澤ほか¹³⁾は凍結作用を成因に挙げ、Auer¹⁴⁾は凍結した表面要素が差別的融解を受けることによるとし、Pearsall¹⁵⁾は亀裂を成因としている。Pearsall¹⁵⁾はまた泥炭が傾斜方向へ匍行することによるとし、Alexandrov¹⁶⁾、Foster *et al.*¹⁷⁾は泥炭堆積の部分的な割合の相違を挙げ、Auer¹⁴⁾、Radforth¹⁸⁾は地下の起伏パターンの反映だとしている。更にTanttu³⁾、Sakaguchi¹⁹⁾、阪口²⁰⁾らは植物遺体の輸送によってできるとし、Ivanov²¹⁾は泥炭から滲出する水の不均等な流れが成因となっていると説明している。

研究者がある地形の成因を説明するモデルをつくりだすときに、モデルの中で生起する現象をイメージする。そしてそこで起こる因果関係を順序立てて説明する。しかし個人によって微妙に意味やニュアンスが異なる言葉を使って考え、記述するという方法では、事実を正確に伝えるだけでも困難が伴う。時には研究者自身が自らの表現に惑わされて事実と異なる結論に至ることもあり、「ハンモック・ホロー交替説」はその最たるものであると考える。

泥炭地における微地形の成因について決定的な説明が困難な訳は、決定的な証拠を示せないからである。湿原の微地形の変化は極めて緩慢であり、変化が眼に見えるようになるには長い

年月を要する。そのため成因について十分な証拠を現地で得るには、研究者に与えられた時間が短すぎるのである。

自然科学で実物の観察や計測で現象把握が困難な場合には、実験を行なうという方法がある。湿原地形をはじめとした地形形成は、時間の制約で実物を使った実験が行なえず、模型実験や一部抽出実験も行なうことができない。他には思考実験と計算実験という方法がある。思考実験は理論物理学などのジャンルでは大きな成果を得ているが、現代ではこの検証として計算実験を行なうのが一般的である。泥炭地の微地形の研究ではこれまで上記のようにもっぱら思考実験だけに頼った研究がなされ、数量的な裏付けが無いままの説明で議論をするという状態が長く続いてきた。さらに前に述べたように、用いる言葉の意味やニュアンスに幅があることから、別の研究者による追実験も困難である。

微地形の変化のように緩慢な現象を理解するためには、思考実験に加えて計算実験を利用することが有効である。これまで湿原の微地形変化にコンピュータ・シミュレーションを適用した例として Swanson and Grigal⁶⁾ や Couwenberg²²⁾, Couwenberg and Joosten⁷⁾ の研究などが挙げられるが、いずれもが物理的根拠に基づくモデルを用いてはいない。この領域へのコンピュータ・シミュレーションの導入が進んでいない理由は湿原に介在する植物の生態という複雑な系²³⁾ に対して如何に定量化して扱うかという課題を解決できなかったからである。

これまでの植物生態学的な研究により、湿原に生育する植物の一次生産量は、地下水位に強く依存すると言われている²⁸⁾。そこでこの研究では植物の一次生産の最も重要な要因として地下水位に着目した。ここで使うモデルの特徴は、地下水位と植生生長との関係を多様な条件下で決定することである。この関係が明らかになれば Fig.1-1 に示したような循環が成り立つ。その結果、変化した微地形は水の流動環境を更新して次の変化へと進んでいく。このサイクルが成り立つと、泥炭の堆積量の問題や高位泥炭地の微地形変化の問題など本来定量的に扱いにくいテーマを、地表水と地下水との非定常な流動

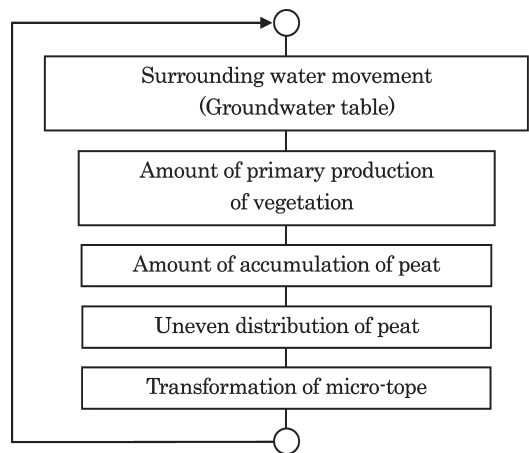


Fig.1-1 Cycle of the transformation process of micro-topography

図 1-1 微地形形成の循環

という物理的に厳密に定義づけられた定量的な問題に置き換えることができるのである。

本論文ではまずモデルの考え方と構造を示す(第II章)。高位泥炭地に一般的に見られる地形を例に、このモデルを適用した再現結果を提示する(第II章)。これに続いて規模の大きな高位泥炭地地形である「湿地溝」について、サロベツ湿原の環境条件のもとで形成過程を考察する。これをモデルに反映させて、この地形形成の可能性を提示する(第III章)。次に高位泥炭地に特有なパターンであり、成因として諸説が存在する「ケルミ・シュレンケ複合体」の発達段階を類型化することで形成過程を仮定する(第IV章)。更にこの仮定に基づいて融雪期に生起する枯れ草の堆積傾向を表現するアルゴリズムをモデルに追加して複合体形成の可能性を示す(第IV章)。

「泥炭地」と「湿原」という用語は厳密にはそれぞれ「泥炭で構成されている土地」、「湿性植物が生育する湿った土地」のような差異があるが、本稿では「泥炭地」、「湿原」とともに「湿性植物が泥炭を更新し続けている湿った泥炭でできた土地」という同じ意味の用語として使用する。植物遺体が堆積する場として、あるいは土壌としての性質や地下水などとの物理的な関係を記述するときには「泥炭地」を用い、生きた植物が生育する場として植物との関連を記述す

るときには「湿原」を用いる。また種名で置き換えることができる「植物」という用語に対して、その場に生育する植物一般というような集合名詞的に「植生」という用語を用いる。

第II章 高位泥炭地の微地形形成モデルの導入

A. 高位泥炭地形成モデルの概要

高位泥炭地の基盤となる泥炭は、そこに生育してきた植物の遺体が堆積し、ベースとなって形成されたものであることはよく知られている。さらにその泥炭の上では、ミズゴケやスゲ類をはじめとする種々の植物が生長する。生長した植物はやがて枯れ、未分解のまま堆積し、泥炭層の上部に加わっていく。時間の経過とともに植物の遺体は徐々に分解されたり圧密されるなどして密度や空隙率・透水性などの物理的性質を変えていく。

植物の生長量と泥炭の堆積量が比例関係にあるとすれば、植物の生長を推定することにより泥炭層の厚さの変化、ひいては泥炭地の地形の変化も定量化できると考えられる。泥炭地湿原そのものや、その重要な構成要素である植物には性質そのものに幅があり、取り巻く環境因子との間の因果関係も不明確であるため、これまで定量化には馴染まないように考えられてきた。しかし植物生長の営みを単純化して定量化できれば、植物の遺体堆積の結果である泥炭地の形成プロセスを数理的に説明できるのではないだろうか。

Nungesser²³⁾は高層湿原の主要構成植物であるミズゴケの一次生産量と、これに関連する様々な因子との相互依存関係を示した。これによると、ミズゴケの一次生産量は植物種毎に決まる最大一次生産量や、生育する土地のpH、生育期間の日照・気温・地温あるいは水温などから、また土壤水分を介して地下水位の影響も受けるとするが、それぞれの因子がミズゴケの一次生産量へ及ぼす寄与は定量的に示されていない。

一方、阪口²⁴⁾は「水の性質によって泥炭地の景観や形態が支配され、水の運動によって泥炭地にはさまざまな微地形が生まれる…… 湿原植物、それによってつくられる微地形、泥炭層

の存立条件の寛容度はきわめて狭い。このことは水収支の変化が植生や微地形や泥炭層に極めて敏感に反映することを意味する」と述べ、泥炭や微地形への水の寄与が特に大きいことを指摘している。

吉井・林²⁵⁾は八甲田山毛無岱湿原において、池沼の縁が高まる現象の形成について湿原表面の勾配の変化と地下水の挙動との関係に着目して説明している(後述)。また堀・矢島²⁶⁾および堀²⁷⁾は基盤地形の緩急が流れる水の遅速をもたらし、その結果として植物の生育量に差が生じて、上手側に小池が生じるとしている。これらを始め多くの研究においても、地表や地下の水の動きが湿原微地形の形成に密接に関与していることを示している。

植物の生長期間中における水位の状態と生長量とを関連付ければ、植物の生長量を推定することによって泥炭堆積の変化をも推定できるであろう。この考え方に立てば、泥炭の堆積の問題は地表水と地下水の非定常な流動の問題、言い換えると厳密な物理的問題に置き換えることができる。

宝月ほか²⁸⁾は尾瀬ヶ原中田代での調査結果から、植物群落の生長は無機栄養塩類やpHの相違の影響は顕著には認められず地下水位との間にはっきりとした相関が認められると報告している。さらに植物種ごとに生育に対する最適地下水位が存在するとし、地下水位と植物の生長との間に一定の関係があることを示している。

本研究では宝月ほか²⁸⁾の結果を参考にして、植物の生長量を水の挙動と関連付ける生長関数を設定する。水の動きをシミュレートすることによって泥炭堆積の変化およびその結果としての地形の変化を定量的に求めようとするものである。この数値計算モデルにはカレックス・モデル *Carex Model* と命名した。本モデルが湿原に生育する様々な種類の植物の生長を仲立ちとして泥炭の堆積を推定する部分が核心となるので、植物名にちなんだ。植生生長関数として設定した関数形が、宝月ほか²⁸⁾によって報告されているホロムイスゲ *Carex middendorffii* の生産量特性に似たものであるため、その属名

Carex にちなんで「カレックス・モデル」と名付けた。

B. モデルの構造

a. 泥炭地における水流动の基礎方程式

ここでカレックス・モデルで使用する地表水と地下水の非定常流れの基礎方程式を示す。ここで用いる記号の意味は Fig.2-1 に示すとおりである。

1) 表面流

水平面に x, y 軸をとり、表面流の連続式および運動方程式は次のように表せる。

[連続方程式]

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} + \frac{\partial q_{sx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{sy}}{\partial y} = R - F + S \quad (2-1)$$

[x 方向運動方程式]

$$\begin{aligned} \frac{\partial q_{sx}}{\partial t} + \frac{\partial u_x q_{sx}}{\partial x} + \frac{\partial u_y q_{sx}}{\partial y} = \\ -gh_s \frac{\partial(h_s + GH)}{\partial x} - gn^2 \frac{q_{sx} \sqrt{u_x^2 + u_y^2}}{h_s^{4/3}} \end{aligned} \quad (2-2)$$

[y 方向運動方程式]

$$\begin{aligned} \frac{\partial q_{sy}}{\partial t} + \frac{\partial u_x q_{sy}}{\partial x} + \frac{\partial u_y q_{sy}}{\partial y} = \\ -gh_s \frac{\partial(h_s + GH)}{\partial y} - gn^2 \frac{q_{sy} \sqrt{u_x^2 + u_y^2}}{h_s^{4/3}} \end{aligned} \quad (2-3)$$

ここに h_s ：表面流の水深(m), q_{sx}, q_{sy} ：表面流の x, y 方向単位幅流量(m^2/s), t ：時間(s), R ：雨量強度(m/s), F ：浸透強度(m/s), S ：

湧出強度(m/s)である。(2-2), (2-3) 式では u_x, u_y ：表面流の x, y 方向流速(m/s), g ：重力の加速度(m/s^2), n ：Manning の粗度係数, GH ：地表標高(m)である。

2) 浸透強度

浸透強度 F については Horton の浸透能式 (2-4) で表す。

$$F = f_c + (f_0 - f_c) \exp(-\alpha t) \quad (2-4)$$

ここで F ：時刻 t における浸透強度(m/s), f_c ：最終浸透強度(m/s), f_0 ：初期浸透強度(m/s), α ：定数で浸透強度の半減時間を T とすれば $\alpha = (\ln 2)/T$ である。

3) 自由地下水流

自由地下水流の連続式は (2-5) 式で与えられる。また水頭勾配が小さく水深方向に流速が一定であるとする Dupuit-Forchheimer の仮定²⁹⁾を用いれば、Darcy 則²⁹⁾から (2-6), (2-7) 式の運動方程式が導かれる。

[連続方程式]

$$\lambda_e \frac{\partial h_G}{\partial t} + \frac{\partial q_{Gx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{Gy}}{\partial y} = F - S \quad (2-5)$$

[x 方向運動方程式]

$$q_{Gx} = -k_x h_G \frac{\partial(h_G + Z)}{\partial x} \quad (2-6)$$

[y 方向運動方程式]

$$q_{Gy} = -k_y h_G \frac{\partial(h_G + Z)}{\partial y} \quad (2-7)$$

ここで h_G ：自由地下水の水深(m), q_{Gx}, q_{Gy} ：

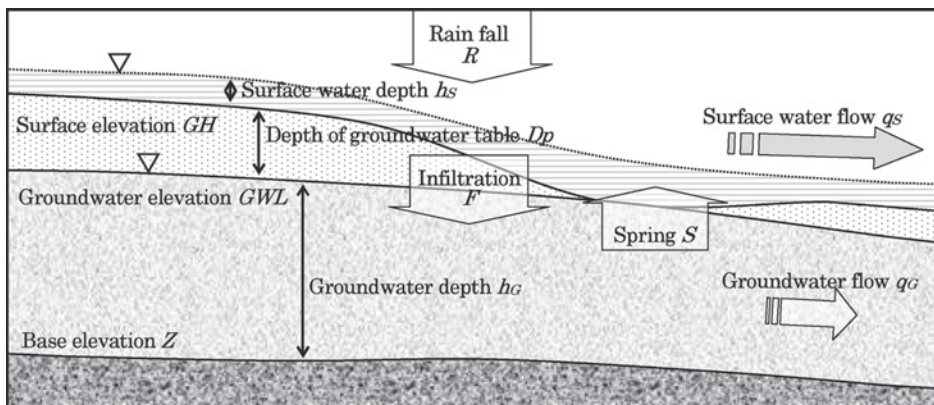


Fig.2-1 Thematic profile of water flow on a bog mire

図 2-1 高位泥炭地における水流动の模式図

x, y 方向単位幅地下水流量 (m^2/s), λ_e : 有効空隙率, k_x, k_y : x, y 方向透水係数 (m/s), Z : 不透水層上面標高 (m) である。

実際の計算では運動方程式で単位幅流量を求め、連続方程式で水深を交互に求める差分法の一つである蛙跳び法を用いている。表面流が生じているときや開水面が存在するときには安定条件を考慮して、

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{\sqrt{gh_s}} \quad (2-8)$$

を満足する時間差分間隔 Δt (s) を設定する。ここに Δx : 空間差分間隔 (m) である。

本研究では計算量が膨大になるため演算速度を考慮してフォートランによってコード化したオリジナルなプログラムを使用しているが、差分法の詳細は岩佐³⁰⁾ や土木学会³¹⁾ などを参考にした。

b. 湿原植生の生長関数

高位泥炭地の植物の生長量は前述のように湿原の様々な因子の影響を受けている。これらの因子のうち、水との関係に着目して植物の生長を推定することがカレックス・モデルの核心部である。

Fig.2-2 は雨竜沼湿原 (北海道雨竜町) の融雪直後の池塘である。冬季の積雪で押しつぶされた植物が成長を始める直前の湿原の地表面形状がよく観察できる。ここで観察されるように、深い池塘の縁の高さが水平に揃っているばかりでなく、周辺の湿原表面に凹凸があまり見られ



Fig.2-2 A deep hollow in Uryu-numa Mire
図2-2 雨竜沼湿原の池塘 (1998年6月8日撮影)

ない。ここでは高い部分の泥炭の堆積が抑制され、逆に低いところでは堆積が促進されるという地表面を平坦化するプロセスが働いていると考えられる。

一方 Fig.2-3 は同じ雨竜沼湿原の中でシュレンケと呼ばれる凹地が集中的に存在する地域である。ここではただの窪みと浅く湛水した部分が不規則に並び、高まり部分も不規則な高さで不定型に配列している。この環境下では凹凸が平坦化されにくい環境となっていると考えられる。

佐々木³²⁾ はこの雨竜沼湿原を1947年に米軍が撮影した写真と、1996年撮影の写真を比較し、詳細な現地踏査を実施した結果、上述の部分を含んだ浅いシュレンケと池漕の分布には変化がないと報告している。このことから、上記の傾向は数十年以上は持続される関係であると思われる。植生生長関数はこれら二つの事象を同時に説明できるような性質をもたなければならない。

宝月ほか²⁸⁾ は尾瀬ヶ原東中田代で地下水位の差が植物生産量の分布を決定している最も大きな要素であることを報告している。宝月ほか²⁸⁾ が示した Fig.2-4 (改図) のうち、A図はヌマガヤ *Moliniopsis japonica* の群落が成立している場所の地下水位深度 (横軸: cm) と植物現存量 (縦軸: 生の重量 $\text{g}/50 \times 50 \text{ cm}^2$) の関係を示している。ヌマガヤは地下水位深度が3~20 cm の範囲に生育するが深度が約10 cm の場合



Fig.2-3 Shallow hollows in Uryu-numa Mire
図2-3 雨竜沼湿原の湛水シュレンケ (1998年6月8日撮影)

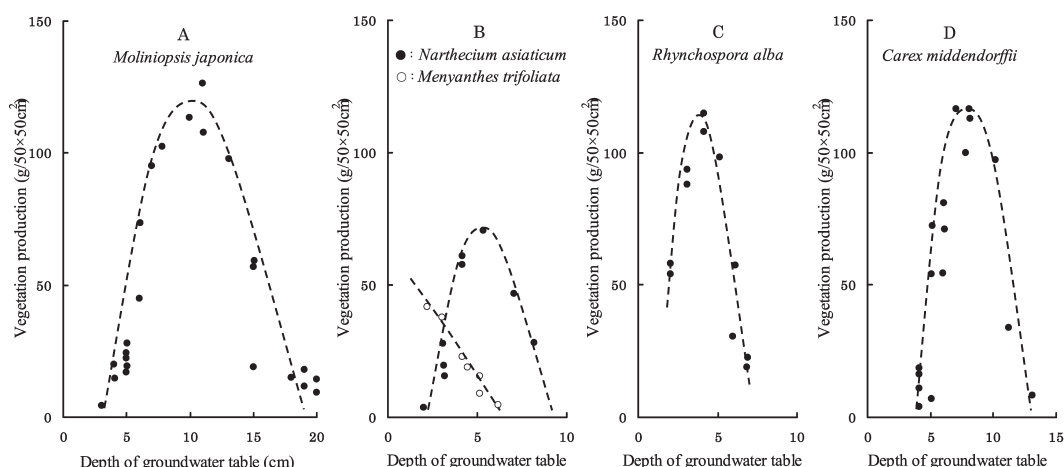


Fig.2-4 Vegetation production in relation to ground water table (Hogetsu *et al.*, 1954)

(A: *Moliniopsis japonica*, B: ● *Narthecium asiaticum* ○ *Menyanthes trifoliata*, C: *Rhynchospora alba*, D: *Carex middendorffii*)

図 2-4 地下水位と植生産量との関係 (宝月ほか, 1954)

(A: ヌマガヤ, B: ● キンコウカ ○ ミツガシワ, C: ミカヅキグサ, D: ホロムイスゲ)

に最も良く生長することを示している。

B 図の黒丸は同様にキンコウカ *Narthecium asiaticum* の群落で 5 cm のとき生産量が最大となり、白丸はミツガシワ *Menyanthes trifoliata* 群落であり、地下水位深度が小さいほど生産量が大きくなっているが、これは抽水性で湛水域においてもよく生育するミツガシワの性質を表わしている。C 図はミカヅキグサ *Rhynchospora alba* の群落、D 図はホロムイスゲ *Carex middendorffii* の群落で、7～8 cm が最適地下水位深度となっている。これらは湿原では 5～10 cm の地下水位深度となる場所で最も良く生長する植物が多い事を示している。

カレックス・モデルでは特定の種ではなく湿原に生育する多様な植物群の平均的な生育条件が地下水位との関係の上に成り立っているものとする。またここでは植物の生長量はある瞬間の地下水位ではなく植物が生育する期間を通じた変動の平均地下水位との関係によって決まるものとし、その関数形として (2-9) 式を用いることにした。

[植生長関数式]

$$Gr = G_{\max} \exp[-\{\ln(b(Dp - Dc))\}^2] \quad (2-9)$$

ここで Gr : 植物の生長量 (m/y), $G_{\max}$: 年あたりの植物の最大生長量 (m/y), Dp : 植物生長期中の平均の地下水位深度 (m), Dc : 植物生長の下限の地下水位深度 (m) である。 b : 植物の最大生長量を与える地下水深度と Dc との差の逆数であり、関数の尖度を支配するパラメータ (m^{-1}) である。

ここで Dp は GH : 湿原地表面標高, GWL : 地下水位 (m) を用いて

$$Dp = GH - GWL \quad (2-10)$$

の関係にあり、 Dp がマイナスとなる場合は湿原地表面に湛水している状態を意味する。

ここで選んだ (2-9) の式形は下限値を持ち、中央より下に偏った位置に最大値をもつ。この形は対数正規分布のうち Slade II 形と呼ばれ、経済統計や水文統計に用いられる確率密度関数の一種である³³⁾。関数は Fig.2-4 のような地下水位と植物生産量との関係を泥炭地に生育するあらゆる種類の植物について、重みつきで積算した形状となるべきである。Fig.2-4 のように明確な上下限値を持つのであれば正規分布形を用いればよいが、ここでは乾燥にも耐性を持つ植物をも含んだ湿原植生の加重平均的な生長量を想定していることを考慮して、明確な上限を

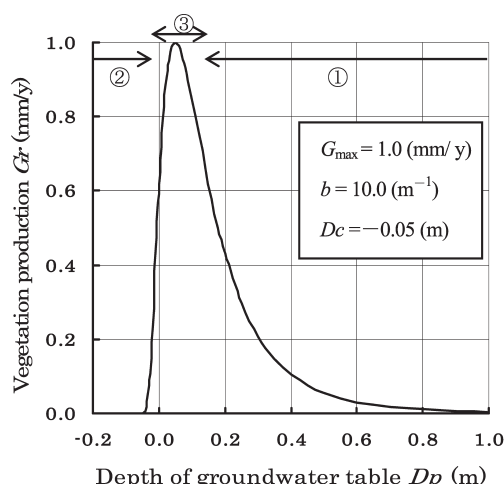


Fig.2-5 An example of a vegetation growth function

図 2-5 植生生長関数の一例

持たないこの関数形とした。

例えば $G_{\max} = 1.0 \text{ mm/y}$, $b = 10.0 \text{ m}^{-1}$, $D_c = -0.05 \text{ m}$ とした場合にこの式は Fig.2-5 のような形状となり, Fig.2-4 とは上限値の有無を除いて似た形状となっている。上記の値の設定条件では表面が 5 cm 湛水している状態が植物生長の下限值となり, これより浅い領域で植物の生長が始まり, 地下水位が地表下 5 cm のとき生長量が最大となる関係である。更に地下水位が深くなるにつれ漸減し, 数 10 cm より深くなるとほとんど生長がなくなるという関係である。

水位が Fig.2-5 の主に①の範囲を変動する環境では, 地下水位深度が大きい(深い)ところよりも小さい(浅い)ところのほうが植物の生長が大きくなる。その結果地表面の泥炭の凹凸が均されて平坦化する。一方②の範囲の水位が生じやすい環境では深度が小さいかマイナス(冠水状態)のとき植物の生長が乏しいか無くなり, 大きいところで生長が大きくなる。その結果泥炭表面の凹凸はより顕著になり, この状態が長く続くと安定した水域が形成される。③の範囲で水位が変動する環境では極端に大きく泥炭が成長する部分もあり, 凹部と凸部の関係が持続して浅い水溜りとわずかな高まりが混在する景観を呈することもある。しかし, ③の範

囲は狭く, この景観が生じる水環境は不安定である。高位泥炭地でスゲ類やヌマガヤなどに被われて草原状の景観を呈するのは①の範囲の水環境にある地域であり, 池沼あるいは湛水シュレンケなどの池沼を伴う景観は②の範囲の水環境にあると考えて良い。

実際の計算では (2-9) 式の Gr をそのまま泥炭の堆積の量として扱うので, 実質的には泥炭堆積関数であり, 環境要因や植生の遷移・泥炭の性質などを反映した応答関数とみなすこともできるが, そのもととなる植生の生長を介した式であるので, これを植生生長関数と呼称することとした。

c. 浮氷による湖底の浸食

高層湿原に見られる池沼の断面形状は, 岸から直立するように急に深くなり, 池沼底は湖岸寄りが幾分高まって湖心が最も深い形状となっている場合が多い²⁴⁾。この特徴は融雪期の僅かな期間であるが, 融け残った浮氷の塊が風によって移動することによって池沼の岸や底が浸食されることで説明できる (Fig.2-6)。池沼水深が浅い時期には底も岸も浸食を受けるが, 水深が大きくなると浮氷底より深い湖底は浸食を受けず湖岸のみが浸食を受けることになる。

池沼底に堆積する腐泥の多くは, このようなプロセスで湖岸や湖底が浸食されたものが底に溜まったものと考えられる。湖心が最も深くなる傾向は, 池沼形成の過程の中で湖岸が浸食さ



Fig.2-6 Melting snow and ice in Uryu-numa Mire

(Photo credit: Hironori Okamoto)

図 2-6 融雪期の池沼(雨竜沼湿原) (写真: 岡本洋典)

れる期間のほうが長いので、浸食された湖岸の泥炭が湖岸寄りの部分に多く堆積するからであるとの説明ができる。

カレックス・モデルでは湖底の浸食のみを組み込み、池澁の湛水深がある範囲にあるとき、(2-11) 式の浸食を受けるとする。

〔湖底浸食式〕

$$E = \text{定数} \quad (2-11)$$

試算では湛水深が 0.1 m より浅い場合に最大生長量と同じ 1.0 mm/y とした。これらを用いて湿原地表面の変化量 ΔGH は次式で表わされる。

$$\Delta GH = Gr - E \quad (2-12)$$

d. 諸定数の設定

モデルの検証にあたり諸定数は以下のように設定した。

1) 降雨パターンと浸透強度

本研究では特定の湿原を対象としてはいないが、境界条件は現存する湿原での実測値に基づいて設定した。

Fig.2-7 はサロベツ湿原で観測した雨量と地

下水位変動の実測値である。これをもとにして降雨パターンとしては比較のため全期間のデータをそのまま用いる「実測雨量」、前半の少雨傾向期間のデータを繰り返し用いる「少雨パターン」、後半のデータを用いる「多雨パターン」の3種類を設定した。

北海道の湿原において植物の生育期間は6月から9月までと考えられる。これを植物生長の1シーズンとみなし、この期間(122日間)の降水量を過去32年間さかのぼってサロベツ湿原に隣接する豊富町のアメダス観測値を整理した。すると最大の年には648 mm、平均値は381 mm、最少の年には208 mmとなっている。上記の降雨パターンを同じ122日間に比例配分すると多雨パターンは684.7 mmに、実測値は395 mmに、少雨パターンは241.6 mmに相当しており、サロベツ地域の最大・平均・最少をほぼ代表しているとみなせる。これは1994年に観測したデータであるが、期間総雨量が平年値に近く多雨傾向の期間と少雨期間がはっきりと分かれているため採用した。以下の試算で特に断りのないときは「少雨パターン」を用いている。

Hortonの浸透能式の諸値はサロベツ湿原地

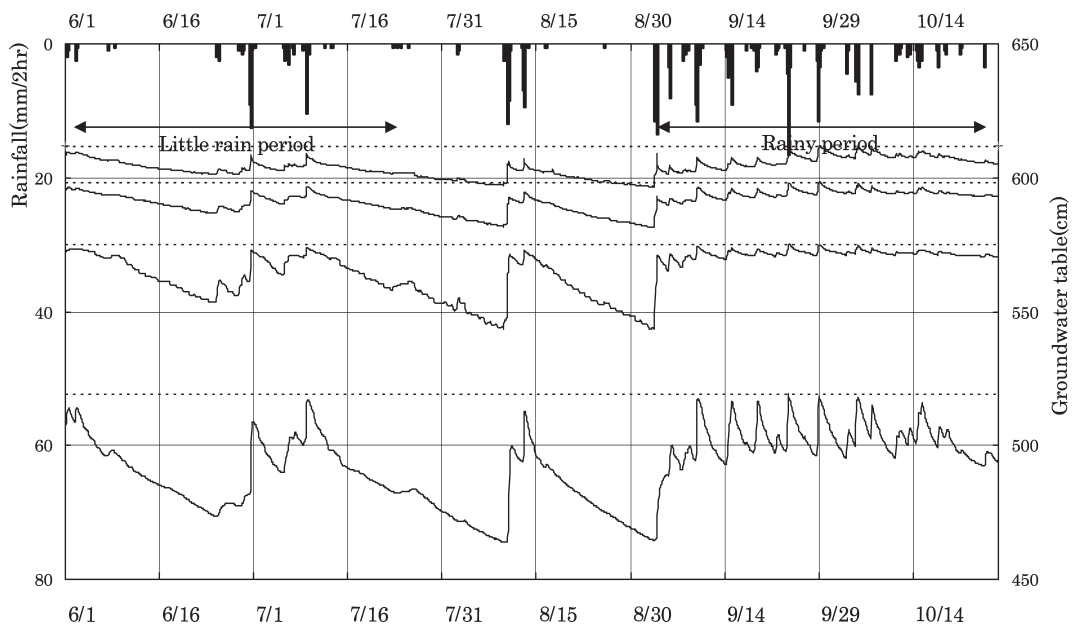


Fig.2-7 Rainfall and fluctuations of groundwater table (Sarobetsu Mire)

図 2-7 降雨と地下水位変動の関係 (サロベツ湿原：1994 年)

域での実測値がないため、上記の実測雨量をもとに本モデルと同じ基本式のもとで地下水の二次元流動シミュレーションを行い、実測の地下水位の変動を良く再現できる組み合わせを選んだ。その結果、最終浸透強度 $f_c = 10 \text{ mm/h}$ 、初期浸透強度 $f_0 = 40 \text{ mm/h}$ 、浸透半減時間 $T = 0.2 \text{ h}$ 、有効空隙率 $\lambda_e = 0.2$ (20%)、透水係数 $k_x = 0.1 \text{ cm/s}$ 、透水層の厚さを 1 m と定めた。空間差分間隔 $\Delta x, \Delta y$ は 10 m とし、時間差分間隔 Δt は (2-8) 式によりその都度求めた値を用いている。以下でも断わりのない限りこれらの値を用いる。

2) 生長関数の諸値

(2-9) 式で $G_{\max}$ は係数で1シーズンに生長する植物の遺体が堆積することにより生じる泥炭の最大堆積量に相当する。泥炭の最大堆積量は例えば平川³⁴⁾が雨竜沼湿原で 0.8 mm/y を例示しているように、多くの研究で 1 mm/y 前後の値が提示されているので、以下では $G_{\max} = 1 \text{ mm/y}$ を用いることとする。

同式で地下水位深度が $D_p - D_c = 1/b$ の関係となると、湿原植物の生産量は最大になる。植物生長の地下水位の下限値 D_c は別の見方をすると泥炭地の将来の姿、水域と陸域を決める指標とも言える。多年にわたりこの下限値より深い湛水状態が継続すれば、その地点では泥炭の堆積は起こらず、周囲の泥炭の堆積に残されて水域となってしまう。

吉岡³⁵⁾は尾瀬ヶ原中田代での調査結果から池沼地形の初期段階の小凹地にはミズゴケが生えず再生がなく、泥炭層は浸食を受けて小沼になると指摘している。高層湿原内に見られる小凹地であるシュレンケに水がたまっている場合、水深が数 cm 以内ではかなりの植物が生育しているのに対して、これより深いと植生が乏しくなる。このような事実から下限値 D_c を -5 cm と仮定した。また高位泥炭地にできる微地形のうちで高まりとなるブルテの高さの上限が数 10 cm 以下であることなどを考慮して、

(2-9) 式の定数値として $G_{\max} = 1.0 \text{ mm/y}$ 、 $b = 10.0 \text{ m}^{-1}$ 、 $D_c = -0.05 \text{ m}$ とした。

D_c は植物の生長下限の地下水位深度として用いているが、値の適否を確認するために試算

を行った。初期地形は $1/1,000$ の緩やかな傾斜が途中で $5/1,000$ に変化するものである。上記の値では 5 cm 湛水した状態が生長の下限で、地下水位が地表面下 5 cm にあるときに植物の生長が最も盛んになる設定である。これに対して $G_{\max}$ と b をそのままに $D_c = 0.00 \text{ m}$ と $D_c = 0.05 \text{ m}$ としたものの計算結果を比較したものが Fig.2-8 である。

仮定した $D_c = -0.05 \text{ m}$ の設定では斜面の途中に浅い湛水域が形成されていくが、 $D_c = 0.0 \text{ m}$ 、すなわち地表面にわずかも水が現れると植物の生長が停止してしまうとの設定の場合には、湿原表面の泥炭堆積が乏しいばかりか浮水による浸食量が卓越して初期地表面を穿った形の深い湛水域が形成される。 $D_c = 0.05 \text{ m}$ すなわち地下水深度が 5 cm より深くないと植物の生長は無いという設定をすると、初期地表を更に深く穿つ湛水域が形成される結果となる。

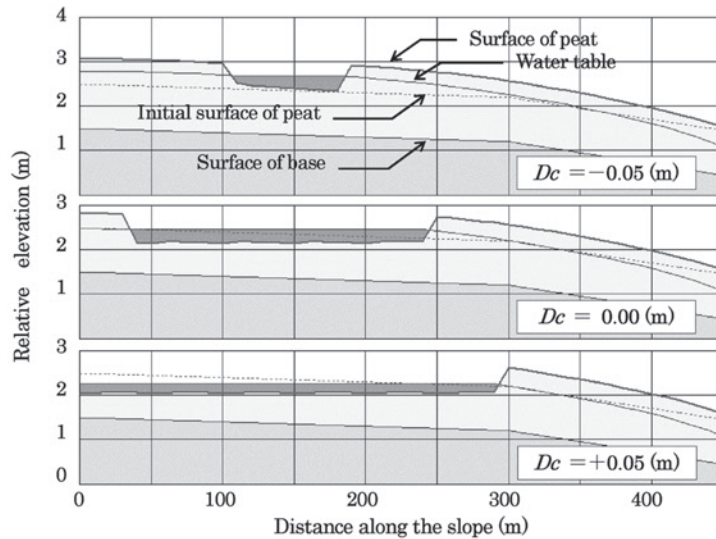
以上の結果から、高位泥炭地の湿原の微地形を取り扱う本モデルには $D_c = -0.05 \text{ m}$ の設定が最も適合するものと判断した。以下では $G_{\max}$ 、 b 、 D_c はこれらの値を用いている。

3) 地形変化の時間的外挿

カレックス・モデルを基本的な考え方のまま適用すると、1シーズンの地下水の動きを計算した結果、最も条件の良いところで約 1 mm の泥炭が堆積する。次のシーズンには成長した泥炭形状のもとで地下水が流動するが、最大で 1 mm 程度の地形変化が地下水の動きに及ぼす影響はきわめて小さい。

本モデルでは水流動を計算するため想定される境界条件下での時間差分 Δt は $0.1 \sim 2.0 \text{ s}$ 程度であり、1シーズン4ヶ月分の計算では500万回から1億回の繰り返し計算が必要となる。一方で、対象とする時間スケールは、短くても数百年から数千年にも及ぶ場合がある。このように計算に要する時間は膨大であり、対象領域が広がり二次元化するなどすれば、計算時間は等比級数的に増大する。これに配慮して計算の効率化を図らなくてはならない。

このモデルは1シーズンの結果で泥炭地形の変化を算出したあと、変化の結果を初期地形としてリセットして次のシーズンの計算に移って

Fig.2-8 Difference in topography formed by different critical depth D_c .図 2-8 限界地下水位深度 D_c の相違に伴う地形形状の変化模式図。

いく。そこで 1 シーズンの計算結果として推定される泥炭地形の変化量を上積みして何年分か外挿した変化量とすることができれば効率的である。

(2-9) 式に示した生長関数で係数 $G_{\max}$ は湿原泥炭の 1 シーズン当たりの最大堆積量であるが、任意の係数を掛けることにより変化量を上積みし、時間的に外挿することができる。この時間的外挿を係数 a で表わすと、湿原地表面の時間外挿した変化量 ΔGH_a は次式で求まる。

$$\Delta GH_a = a \cdot Gr - a \cdot E \quad (2-13)$$

ここでどの程度まで時間的外挿が可能であるかを検証した。なお試算に用いた初期地形形状は b) と同様とし、係数 a 以外の諸定数は先に定めた値を用い、透水係数のみを微地形の変化量を考慮して $k_x = 0.02 \text{ cm/s}$ とした。

時間的外挿をしないケース ($a=1$) の他に、係数 $a=5, 25, 50, 100, 250$ とし、500 年後の泥炭地断面形状を比較した (Fig.2-9)。 $a=1$ のケースは毎年の平均地下水位との関係から求められた泥炭の堆積量をそのまま加える操作を 500 回繰り返した結果でモデルを厳密適用したもの、他は例えば $a=250$ のケースでは求められた堆積量を 250 倍して加え、これを 2 回繰り返した結果である。

これらの結果を比較すると係数 a が 1 から 25 までは全く差異は認められない。 $a=50$ ではシュレンケ状の池沼上手側の高まりが幅を増すと同時にその上手の小凹地が潰れかけているが、下手は全く同じである。 $a=100$ では池沼上手の凹凸が潰れ、250 では高まり自体が形成されていない。 a が大きくなると一般的に凹凸の出現が緩慢になるという傾向が見られる。これらから、 a の適用限度は 50 前後と判断でき、以下では $a=50$ として計算を行う。

4) 水位の初期条件

計算開始時の初期地下水位は、融雪末期の湿原を想定して地表面下 2 cm のごく浅い位置にあるものとする。これに続く各年の初期水位は前年の変動水位の平均を与える。

C. モデルの適用

カレックス・モデルの計算手順は Fig.2-10 の流れ図で表わされる。

ミズゴケやスゲ類を主とする高位泥炭地では一年ごとの泥炭の堆積量は極めて小さく、泥炭地に目に見える堆積量の変化が現れるには少なくとも数十年とか数百年の極めて長い時間が必要である。そのためこのカレックス・モデルの検証には、実験や現地観測などを用いることはできない。そこで各地の湿原あるいはその中に

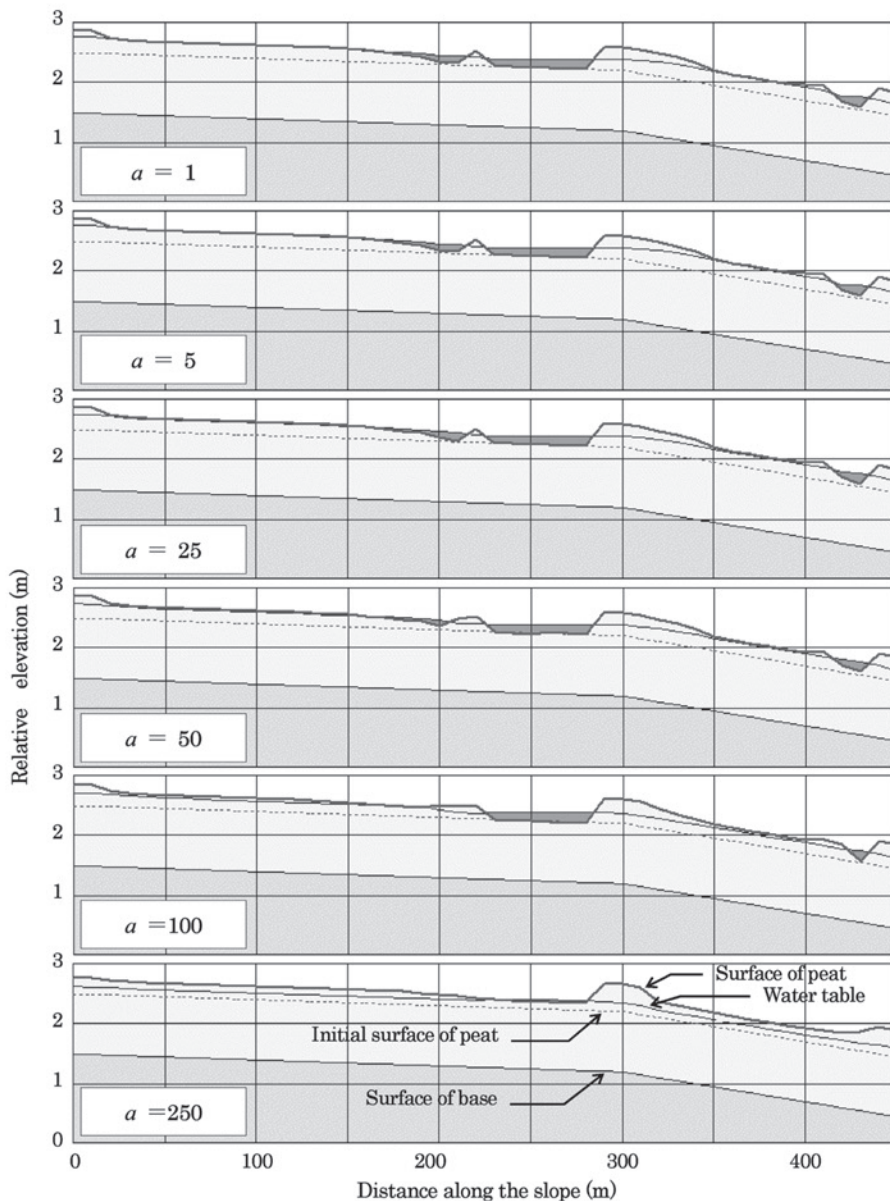


Fig.2-9 Difference in topography formed by different coefficients a .

図 2-9 時間的外挿係数 a が及ぼす地形の相違模式図。

存在する様々な微地形などの泥炭地の形状，あるいはその分布パターンを再現することをもってこのモデルを検証した。以下にモデルの適用例を示す。

a. 池澮縁泥炭の畦状堆積

高位泥炭地の傾斜地にある池澮で，特にその下手側の縁を観察すると，田の畦のような高ま

りになっていることが多い (Fig.2-11)。この高まりの形成について吉井・林²⁵⁾は Fig.2-12 (改図) に示す説明をしている。すなわち泥炭地の傾斜の変曲点の下手側には湧水が生じやすく，この湧水点近くで植物が旺盛に生長し泥炭の高まりが形成され，その上手側に水がたまり始める。その結果湿潤となった高まりには一層泥炭

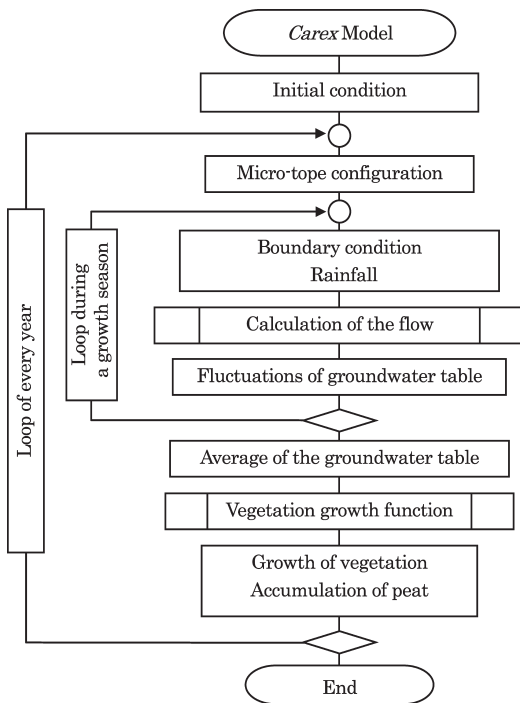


Fig.2-10 Flow chart of actual calculation for *Carex* Model

図 2-10 具体的計算の流れ図



Fig.2-11 The bank of hollow in Uryu-numa Mire

図 2-11 雨竜沼湿原における池塘縁の高まり (2006 年 7 月 4 日撮影)

の堆積がすすみ池の水深も増えて池塘が成立するものとの説明である。図中で (Q) が湧水点を表わし, (↑P) が池塘縁の植物, 破線が水面, 点線が元々の地表面を表わしている。

論文は定性的な記述にとどまり, 詳しい境界条件は記されていないが, 示された図と似た初

期地形として 1/1,000 の勾配の斜面が途中で 5/1,000 に変化するという条件を与え, 透水層の厚さを 1.0 m, 透水係数を 0.02 cm/s として一次元モデルで計算した。

この条件の下での計算結果を Fig.2-13 に示した。上から計算開始後 100 年毎の形状で, 下端は 500 年後となる。各図の下位の点線は初期の地形, 上位の太線は現在の地形, 中の細線は現在の地下水位を示している。

初期地形の勾配の変化点では地下水位は地表より若干下に位置し, 周囲より植物が盛んに生長する結果泥炭の堆積量が多く, 小さな高まりが形成され始める (Fig.2-13 ①)。やがてこの高まりの上手側が湿潤な状態になり, 高まりとの生長量の差は一層大きくなっていく (②)。高まりが成長するとともに上手の湛水域の湛水深も大きくなりシュレンケの原型が形成され始める。ここでは融雪期に水面に浮いた雪氷によってわずかながら底が浸食され, 少し深度を増す (③)。湛水域からは泥炭の性質, 透水係数や透水層厚・空隙率に応じた地下水を高まりの地下に向かって供給しつづけるため, 高まりは湛水域の水位と平衡に達するまで成長を続ける (④)。一方湛水域の上手側の地表面には小さい変曲点が二次的に生じるため, 最初に高まりが生じたのと同様のプロセスで二次的な高まりが生じ, さらに二次的な湛水域も形成し始める (⑤)。

用いた植生生長関数式の考え方は, 吉井・林²⁵⁾の説とは植物の最大生長が起こる条件の設定が異なるが, 勾配変化点が形成のきっかけとなる点や地下水との関係に着目している点で一致し, 結果の形状もよく一致している。池塘縁泥炭の高まりの下手側勾配が吉井・林²⁵⁾の実測より少し緩やかな計算結果となっている。この相違はモデルでは地形の変化後も泥炭の性質が変化しないとして扱っているのに対して, 実際の湿原では池塘の成立により水の流動が変化したり冬期間の積雪によって不均一に圧密を受けるなどによって泥炭の性質が不均質になるためであると考えられる。高位泥炭地では有効空隙率や透水係数が深いところほど小さくなることが知られており^{36),37)}, またその事実は泥炭の性質

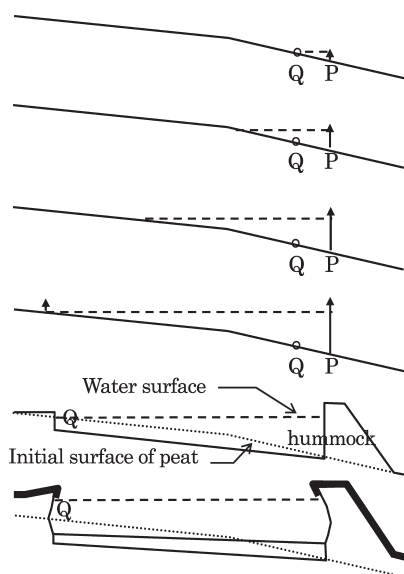


Fig.2-12 Explanation of hollow formation.

(Yoshii & Hayashi; 1935)

図 2-12 池渚形成の説明図。(吉井・林, 1935)

Q：湧水点, P：植物生長点

が時間の経過と共に変化することを示している。

吉井・林の説²⁵⁾では勾配の変化点の下手側に湧水が生じ、ここを中心に植物の生長が盛んになるとしているが、これは生長関数において $G_{\max}$, b をそのままに $Dc = -0.10 \text{ m}$ としたのに相当する。地下水面と地表が一致したとき植物群がもっとも良く生長するとするものである。これを本モデルに適用し、ほかの条件を全くおなじ値に設定して試算すると、地下水が地中にある限り、低いところの泥炭堆積が高いところのそれより大きくなるため、両者の高さの差は縮小し平坦化する。初期地形の勾配変化点を均して斜面全体の植物が生長し、地表面は地下水位の勾配に支配される形状に変わっていくが、畦状の高まりも湛水域も生じない。

吉井・林²⁵⁾の説のように湧水が生じる場所において植物の生長が最も盛んになると仮定すると、高まりができてその上手に湛水域の原型ができるとこの植物が最も良く生長して窪みを埋めてしまうことになる。

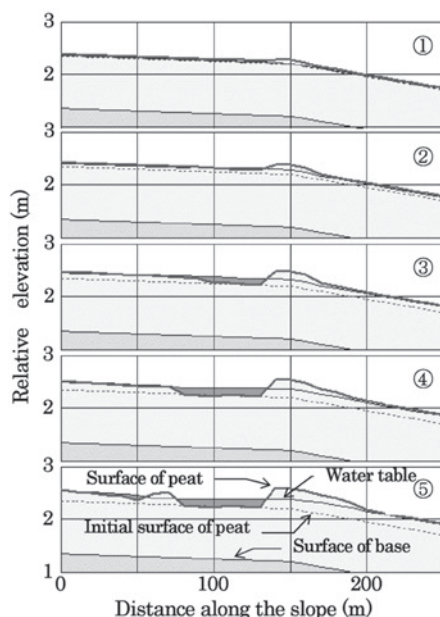


Fig.2-13 Formation process of hollow by *Carex* model.

図 2-13 カレックス・モデルによる池渚の形成過程。

100 年毎の断面形状変化。

宝月ほか²⁸⁾は尾瀬ヶ原中田代の調査結果から「生きている根の分布を見ると分布の下限は二三の例外を除けば大体地下水位と一致し地下水が浅いときは地下水面に沿って這うことが認められる。…植物の多くの根は非常に湿っているが地下水位あるいはそれより上の泥炭層内で生活している」と述べ、過湿な環境は多くの湿原植物の生育条件として好ましくないことを示唆している。

高位泥炭地では植物の最大生長をもたらす位置（本研究では地下水位深度 + 5 cm）と生長限界の位置（同 - 5 cm）が水面の上下となる関係にあることが、池渚の形成など地下水の流れを不連続にする水面を伴う微地形の形成に必要な条件と考えられる。

吉井・林説²⁵⁾では斜面勾配の変曲点の下手側に高まりが形成されるが、カレックス・モデルでは変曲点そのものが高さを増す。生長関数式に基づけば湿原表面で勾配の変曲点の下手側に湧水が生じれば Fig.2-14 の京極湿原（北海道京極町）に見られるように小凹地が形成され、湛



Fig.2-14 The primary stage of hollow under the inflection point (Kyogoku Mire)

図 2-14 変曲点直下における池塘形成の初期段階 (京極湿原)
(2006 年 7 月 19 日撮影)

水シュレンケに発達する原型となるものと考えられる。

b. 斜面の池塘群の成立

堀・矢島²⁶⁾は新潟・長野県境にある苗場山の泥炭地の断面形状を報告している。ゆるい傾斜面に成立した池塘群であるから浅い沼から発達した湿原ではないとし、多数のボーリングにより基盤の形状を測定している。Fig.2-15 の上図には調査時の湿原表面と基底の高さが示されて

いる。堀・矢島²⁶⁾は観察結果を「一様な緩斜面には池がない。階段状に池が連続するところでは平坦な基盤とやや急傾斜な基盤とが連続している。池は基盤が平坦なところに形成され、泥炭層は池の下辺が特に厚い。池の間隔が狭くても水位が異なっている」と観察結果を報告し、定性的な成因として「先ず平坦面の下端で植物の生育が盛んとなり泥炭が堆積していきその上手には湛水し中に腐泥が堆積していく」と解説を加えている。図では基盤の勾配の変化点周辺に泥炭堆積の厚い部分が生じ、この上手側の平坦部に池塘が形成されている。100 m 足らずの狭い範囲だが、平均勾配 1/10 ほどの急斜面上に階段状に配列した泥炭のなかに数個の池塘と水の抜けた窪みが描かれている。

この図に示された泥炭地基盤の標高のみを初期条件として一次元カレックス・モデルを適用した。計算条件は、透水層厚を泥炭地形成初期を想定して 0.2 m と薄くし、透水係数は 0.1 cm/s, 空間的差分間隔 $\Delta x = 1.0$ m とした。

その結果を Fig.2-15 の下の図に示した。計算上は生長関数において泥炭地形成開始 5,000 年後の状態を示している。泥炭の厚さは実測値より薄い、池塘はほぼ同様の位置に形成され、

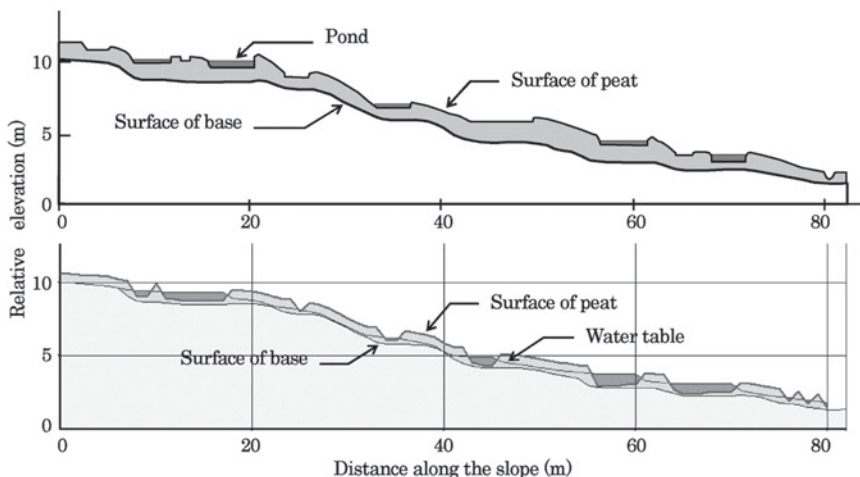


Fig.2-15 Arrangement of hollows in Naebayama Mire
(upper: observed profile (from Hori & Yajima; 1954), lower: simulated profile)

図 2-15 苗場山湿原における池塘の配置

(上：実測図 (堀・矢島, 1954) より作図, 下：カレックスモデルによる計算結果, 5,000 年後)

かなり近い形状がえられたものとする。一方池渚の深さは計算値のほうが深く、その底は初期地形表面とほぼ等しくなっており、形成初期から泥炭の堆積が進んでいないことを示している。

地形の計算結果は境界条件を変えると変化を生じる。図示したケースは「少雨パターン」を想定しているが、「多雨パターン」の降雨を与えると池渚が生じる位置や大きさが変化する。また苗場山湿原は山頂から南斜面にかけて立地しているため、これらのケースでは図の左端の境界は閉じたものとして扱い、ここから地下水の供給はないものとしている。ここを開いた境界として右側に向かって流れ去ると同量の地下水が左端から流入するものと条件を変えたとこの部分周辺の泥炭の堆積量は更に大きくなる。

c. アカエゾマツの同心円状配列

北海道北部の美深町にある松山湿原は高位泥炭からなる山岳湿原である³⁸⁾。この湿原は沼岳を起源とする標高約800 mの溶岩台地上に発達しており³⁹⁾、やや上に膨らんだ皿を伏せたような形状をなしている。

松山湿原ではFig.2-16に見られるように中央の2箇所に池渚があり周囲はミズゴケやスゲ類などが生えた高位泥炭地となっている。下の山腹斜面はダケカンバ *Betula ermanii* やアカエゾマツ *Picea glehnii* が生えた森林になっているが、山腹斜面から湿原へ遷移する部分から湿原にかけてアカエゾマツが池渚を中心とした2つの同心円形をなして配列している。

アカエゾマツはハイマツとともに湿原の環境条件の最も近くまで適応することができる針葉樹だが、通常の生育条件では40 m近い高木と



Fig.2-16 Concentric circles of *Picea glehnii* in Matsuyama Mire

図 2-16 松山湿原におけるアカエゾマツの同心円状配列 (1998年10月23日撮影)

なる。山腹から湿原にかけては高木のアカエゾマツの集団が断続的に生えており、湿原内部には同じ種のアカエゾマツが樹高1~3 mの矮性となって点々と生えている⁴⁰⁾。

溶岩台地を想定して、頂部が平坦で緩やかな勾配が徐々に変化するドーム状の初期地形を設定し、一次元カレックス・モデルを適用して泥炭の堆積量を計算した。その結果をFig.2-17に示した。図中の小さい丸印が初期条件として与えた地形の中で勾配が変化する点である。空間差分間隔 $\Delta x = 10$ m とし、降雨を「多雨パターン」としたことを除けば、その他の境界条件は苗場山の例と同様とした。

計算開始から300~400年経過すると、初期地形の勾配変化点の周囲に泥炭堆積の著しい箇所が生じ周囲より厚く高くなっていく。この微高地となった場所がアカエゾマツの生育限界の環

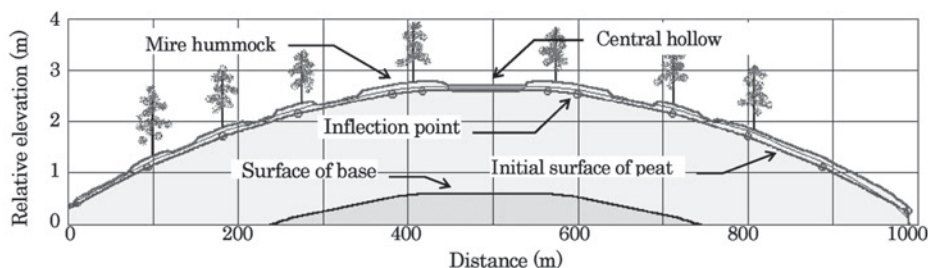


Fig.2-17 Accumulation of peat bog and formation of hummocks and hollows

図 2-17 泥炭の累積と高まり・窪み形成

境であれば、アカエゾマツはこれに沿ったところにだけ生えて配列していくことになる。一方中心の平坦だった箇所では水平方向への流動が起りにくいため、地下水位が浅くなりやすく、植物生長が阻害される状態が続いて、やがて常時湛水した池塘が形成される。

類似の初期条件で形状変化の度合いを比較すると、「少雨パターン」の降雨のもとでは中心に小さい池塘は形成されるが斜面の断続的な高まりはできない。また中央も緩やかな勾配になっていて平坦面がないとした場合には斜面に泥炭の高まりはできるが、池塘が形成されることはない。このモデルでは初期条件や境界条件の微妙な差が形成される地形に大きく影響を及ぼす。図示したケースについてシミュレーションを更に続けると微高地の上手側の窪みにも水が溜まり湛水したシュレンケへと発達していく。

同様のドーム状の初期地形を設定し、同様の境界条件のもとで二次元モデルを用いて計算した結果を Fig.2-18 に示した。図の右上辺の境界条件を一定な水位とし他の辺では地下水を自由流出入としているので右上辺のみ異なった表面形状が現れているが、ここを除いた全体は点対称の位置に同心円状の凸部が配列しているのがわかる。また中央には一次元の結果と同様に池塘が形成されている。二次元モデルでは降水と

してこの系に入った水は放射状に流れるため、末端部では中心部に降った降水の寄与が一次元モデルより小さくなるはずであるが、結果の地形には大きな差としては現れていない。なお Fig.2-17 の形状は Fig.2-18 の左下から右上に向かって中央を横に切った横断面に相当する。

松山湿原におけるアカエゾマツの同心円状配列は基盤となっている沼岳溶岩が固結する際に生じた凹凸が起源となっている可能性があると考えられる。

D. 考 察

カレックス・モデルを適用することにより、これまで高層湿原の微地形形成のプロセスとして定性的に説明されてきたいくつかの事実関係を定量的に説明できる。

植生長関数 (1-9) 式では地下水深度 $Dp = Dc + 1/b$ となる最適水位のときに植物がもっとも盛んに生長し、最も多い泥炭堆積を生じる。地下水位がこれより高くても低くても泥炭の堆積は少なくなる。地下水深度が最適水位より深い範囲では、窪みのほうが地下水位深度が小さいため高まりよりも泥炭の堆積量は大きくなり地表の凹凸は平坦化されていく。これが先に例示した雨竜沼湿原の池塘周辺の例にあたる (Fig.2-2)。一方シュレンケ周辺 (Fig.2-3) では湛水した窪みや高まりになった場所が混在

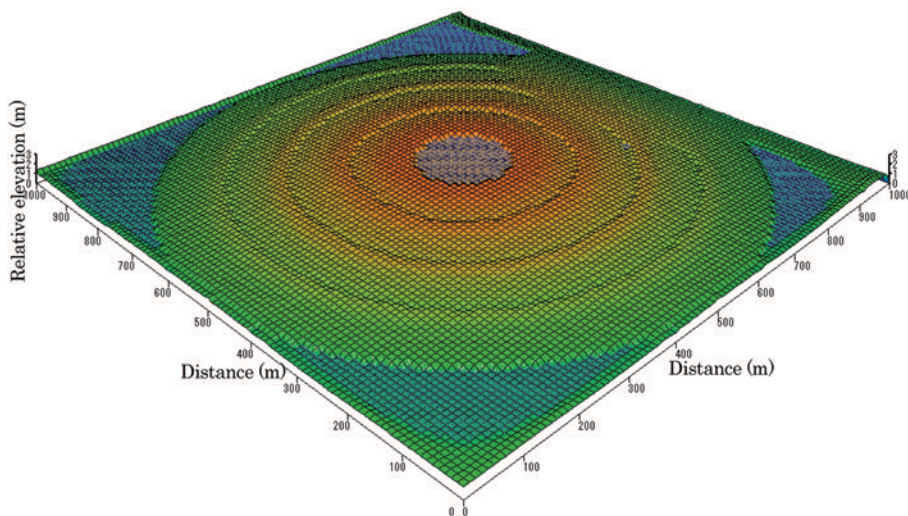


Fig.2-18 Concentric circles of accumulating peat(2-dimensional *Carex* model)

図 2-18 泥炭堆積による同心円形成 (二次元カレックス・モデルによる)

し、このことは最適地下水位深度よりも高い側と低い側が隣接して存在していることを示している。生長関数では最適地下水位深度の両側の異なった水位であっても同等の植生生長量をもたらす関係がありうるので、地形の凹凸が保たれるものと考えられる。しかしこのシュレンケの環境は不安定であり、採用した植生生長関数の形であれば、一度窪みができ水が溜まるようになると、水底での泥炭の堆積は少なくなり周囲の泥炭堆積のみが進み、水深は深くなり安定した水域に変貌していくものと考えられる。

このモデルを適用するに際し基盤地形や泥炭の性質・降雨パターン・植物の性質など初期条件・境界条件の組み合わせは無数に存在する。それらの組み合わせの中でも湿原表面に窪みが生じ湛水シュレンケ・池塘へと変化していくケースは多くはない。重要なのは次の2点である。① 湿原に湛水域ができるには地下水深度が継続的に浅い状態にある必要がある。② この条件を満たしやすいのは時期的には泥炭層厚の薄い形成初期であり、地域的には積雪による圧密を受けて透水係数や空隙率が小さくなりやすい山岳地域である。

透水係数や空隙率などの泥炭の性質に応じて湛水域ができやすい勾配は、地点ごとにより変化する。ただし平坦な部分は他の境界条件が様々でも地下水位深度が浅くなりやすいから湛水域が形成されやすいと言える。松山湿原の例では湿原の頂部に池塘が形成されることを示したが、雨竜沼湿原や沼ノ原湿原（北海道上川町）においてはそれぞれの湿原で最大の池塘は同様にそれぞれの湿原頂部の平坦部に形成されている。

降雨環境の変化・地質学的事変や植生遷移などに起因する水の流動環境の変化が生じれば泥炭地の地形の変遷は別のステージへとシフトする。例えば泥炭層に亀裂が入り漏水を起こすなどを反映させれば、再び底部での植物の生長と泥炭の堆積が始まり陸化した池塘^{25),27)}なども形成されうる。

カレックス・モデルでは境界条件は空間的にも時間的にも一定としているが、有効空隙率や透水係数が深度ごとに変化する泥炭地特有の堆

積構造³⁷⁾を取り入れたモデルの改良が課題である。本モデルでは1シーズンに亘る表流水・地下水の非定常流動を計算した結果、極めて小さい泥炭地形状の変化が再現できる。計算量が多い割に変化が小さいという不利な面があるが、この性質を逆に利用すれば過去に遡る数値実験も可能である。この方法を用いれば各地の湿原の現在の地形を初期条件として、五千年から一万年前の形状に退行遷移させることも可能である。

第III章 湿地溝の形成過程

A. 高位泥炭地の湿地溝

湿地溝は限られた特定の高位泥炭地に形成される微地形である。全体は樹枝のような外観をもった小水路網で、サロベツ湿原⁴¹⁾・尾瀬ヶ原湿原⁴²⁾における報告があるのみである。初期の論文ではこの微地形をドイツ語そのまま「リュレ Rille」と呼称したのが見受けられるが本稿では「湿地溝」を用いる。梅田・清水⁴¹⁾によれば、サロベツ湿原の湿地溝の形状は最上流部では幅10 cm 深さ数10 cm ほどで植物による凹凸と区別できない程度であるが下流に向かうに従い溝が深く大きくなり、最下流では広幅V字谷のような断面形をなしている。また源流部の植物は高位泥炭地本来の植物とチマキザサ *Sasa plamata* が混生している状態だが下流ほどササが増えるとしている。

サロベツ湿原の湿地溝の成因について、梅田・清水⁴¹⁾は主としてミズゴケ泥炭からなる高位泥炭地として一度形成されたものが浸食されたものであろうと推測している。また阪口²⁴⁾によれば、サロベツ湿原の湿地溝は泥炭層が吸収し得ない過剰な水分が、泥炭地縁辺部を流下した結果形成されたものと考えられると述べ、降水にもとづく高位泥炭地の涵養水が豊富な場合、このような浸食形態が現れやすいとしている。しかし湿地溝の源流となっている地域は地表面勾配が極めて小さく、現状程度の雨量強度では十分な浸食営力を得ることはできないと考えられる⁴³⁾。本稿では湿地溝のうちサロベツ湿原にあるものに焦点を絞って、これまでの調査・研究結果を整理して湿地溝の成因を推定し、

カレックス・モデル⁴⁴⁾を適用して検証する。

サロベツ湿原は北海道の最北部、豊富町と幌延町にわたって広がっている。かつて15,000 ha 近い広さであったが農地開発を経た現在は約6,700 ha にまで減少している³⁸⁾。ここを流れるサロベツ川はかつて天塩川とともに現在の湿原域を蛇行していた痕跡（埋没旧河道）を残しているが、現在では湿原の西端を流れている^{45),46)}。湿原域の多くは利尻礼文サロベツ国立公園の公園区域に含まれ、2005年11月にはラムサール条約の登録湿地に指定されている。

Fig.3-1 は環境省⁴⁷⁾が実施したレーザー計測データより作成したサロベツ湿原の一部の地表

面勾配の大小を、濃淡で示した図である。Fig. 3-1 の右上端は円山と呼ばれる台地である。円山を中心とした単一のドームを形成する部分を上サロベツ泥炭地と呼び、この定義によれば上サロベツの範囲はペンケ沼周辺に及ぶ²⁴⁾。また紀藤⁴⁸⁾によれば、円山付近の二か所で行なったボーリングコアの花粉分析の結果、この泥炭ドームの形成開始は6,300~6,400年前にさかのぼり、泥炭の厚さは5 m あまり、平均した泥炭堆積の割合は0.80~0.87 mm/y 程度であるとしている。湿地溝はこのドームの頂部を中心とした平坦な地域には見られず、縁辺のサロベツ川左岸やペンケ沼沿いの1,000~1,500 m の



Fig.3-1 Distribution chart of dendritic bog rills in Sarobetsu Mire
Dark areas: steep slope, Light areas: gentle slope.
Dotted lines: old rivertrace filled with peat, Grid interval: 500m.

図3-1 サロベツ湿原における湿地溝の分布

濃色部：急傾斜地、淡色部：緩傾斜地。点線は埋没旧河道、格子間隔は500 m。

範囲に多く分布している。Fig.3-1 の中の枝分かれした濃い線が連なっている部分が湿地溝であり、河川や沼などの水域につながる部分に狭い間隔で配列している。

湿地溝は高位泥炭地に形成された小水路であるが、泥炭地の中に形成される水に関わる微地形には様々なものがあるので、それらと区別するためにここでサロベツ湿原の湿地溝の特徴を整理しておく。

- ① 高位泥炭地の内部に一つないし複数の源流を持っている（流入河川ではない）
- ② 感潮域ではない範囲に成立している（潮汐溝 Tidal Creek ではない）
- ③ 多くの場合樹枝状の流路網を持っている（人工水路ではない）
- ④ 分流することなく沼や河川に一か所で流入している（堆積地形ではない）
- ⑤ 速やかに排水される水域につながっていて、尻なしのものはない（停滞水域ではない）

サロベツ湿原には後述するように排水路掘削などで分断されて現在では⑤の条件を満たしていない湿地溝がいくつか存在するが、これらはあくまでも人為的な改変の結果であって、自然な形成過程で生じたものではない⁴⁹⁾。

B. サロベツ湿原の湿地溝

a. 湿地溝とササ

サロベツ湿原の湿地溝はチマキザサの繁茂のため実際の凹凸が緩和された状態で見え、地上では目立たないが、上空から見ると明瞭に観察できる。Fig.3-2 はサロベツ湿原に見られる湿地溝の源流に近い先端部である。この写真でも湿地溝の周辺は全域がササで覆われていることがわかる。サロベツ湿原ではササの繁茂が国立公園特別保護地区の中にまで侵入しており、このササの分布域が広がりつつあるという指摘もある⁵⁰⁾。湿地溝の分布域がササの分布域と重なることから、湿地溝形成とササ分布の因果関係を明らかにしておかなければならない。

これまでの研究成果によれば、湿地溝の形成は高層湿原植生が分布する地域で始まったものであり、ササの寄与はなかったものと判断できる。まず梅田ほか⁵¹⁾は、サロベツ湿原では平均

地下水位が-10 cm より低く、水位の変動幅が大きくなるとササが活発化し生育が盛んになると述べている。同論文では湿地溝に近いところほど地下水位が低く、かつ変動幅が大きいと述べており、湿地溝周辺の水環境がササの生育に適したものになっていることを指摘している。また富士田ほか⁵⁰⁾はチマキザサの優占植生の下層にミズゴケや高層湿原特有の植物が残存している事実から、ササの優占群落内にこれらの植物は侵入しにくく、高層湿原植生の中にササが侵入したものと推察されるとしている。さらに梅田・清水⁴¹⁾は、サロベツ湿原の湿地溝上流端では厚さ 5 m の泥炭層がホロムイスゲ *Carex middendorffii*・ツルコケモモ *Vaccinium oxycoccus* を含むミズゴケ泥炭でできており、湿地溝の形成が高層湿原特有のミズゴケ泥炭地で始まることを示唆した上で、排水機能を働かせはじめた湿地溝に沿って乾燥化した泥炭地にササが侵入していくものとしている。

b. 湿地溝の分布と形状

梅田・清水⁴⁶⁾はサロベツ湿原において詳細な湿地溝分布図を作成した。この図は航空写真を実体視することによりその凹凸や、テクスチャーの相違によって現存する湿地溝と埋没し



Fig.3-2 Oblique aerial photograph of dendro-form rill (Sarobetsu Mire: Pe-06)

図3-2 湿地溝（サロベツ湿原：Pe-06）（1987年10月15日撮影）

た旧河道の痕跡の分布を示している。これによると湿地溝の空白域となっているドーム頂部から西側にかけて多数の埋没河道がみられる (Fig.3-1)。このなだらかな地域の周辺で徐々に勾配が大きくなり始めるところで湿地溝が始まる。同図の解説では湿地溝が5 mの等高線よりやや高い位置のほぼ同一標高から始まっているとしている。

上記の湿地溝分布図の画像をパソコンに読み込み、キルビメータやプランิเมータの原理で計測し、結果を Table 3-1 にまとめた。表に掲載した湿地溝の数は97であるが、これがすべてではない。この表に掲載した湿地溝の集水面積は0.7 ha から140 ha を超えるものまであり、平均は20 ha である。集水面積最大の湿地溝は最小の200倍になる。源流数は1ヶ所から69ヶ所までで、一つの湿地溝の平均は12ヶ所である。流路延長は104 m から3,200 m までの範囲で平均650 m、最長と最短の比は30倍以上となっている。一群の湿地溝としてはSa-27が集水面積(144 ha)・流路延長(3,200 m)・源流数(69ヶ所)とも最大となっている。流入水域別の平均値ではパンケ沼に流入する湿地溝が最大、パンケ沼に流入するものが最小であり、集水面積・源流数では約4倍、流路延長では約2倍の差がある。単独最小の湿地溝(Pa-02)もパンケ沼に流入している。集水面積が100 ha を超えるような大きなものや、複雑な形状のものは、かつて別個に発達したものが流出先の河道の変更などの過程で統合したように見えるものがある(Sa-27, Pa-01, Pe-10, Pe-11)。統合せずに単独で発達したと見られる最大の湿地溝はSa-35であり、集水面積は90 ha を超える。これら湿地溝を埋没旧河道との関係に着目して見てみると、埋没河道上に流路をもつもの(Pa-23, On-11)、埋没河道を通じて統合したと思われるもの(Sa-22, Sa-23)、埋没河道を横切っているもの(Sa-28, Pe-01, On-05)など、様々なパターンが観察できる。

Fig.3-3 には下サロベツ地域にある湿地溝の多様な横断面形状をレベルで測量した一例を示した。このうちAは湿地溝の最下流部にあたり30 m ほど下流で小沼に流れ込む地点であり、

Table 3-1 の Pa-19 の一部である。表面からはわずかに水面が見える程度であるが湿地溝は10 m 近い幅と1 m を超える水深がある。この湿地溝には幅の半分ほどの部分に泥炭が浮いており、その上には植物が繁茂して陸上の泥炭表面と判別しにくい様相となっている。植生はヨシ *Phragmites australis* など低層湿原特有の植物が多い。一方BとCは源流に近い小さな湿地溝である(双方とも Pa-10 の一部)。Bの幅は2 m 程度であるが1 m 近い湛水深をもっている。Cも源流近くの湿地溝の一例であるが水深が0.35 m であるのに対して幅が4 m となっている。BとCの湿地溝では周囲の斜面を下るに

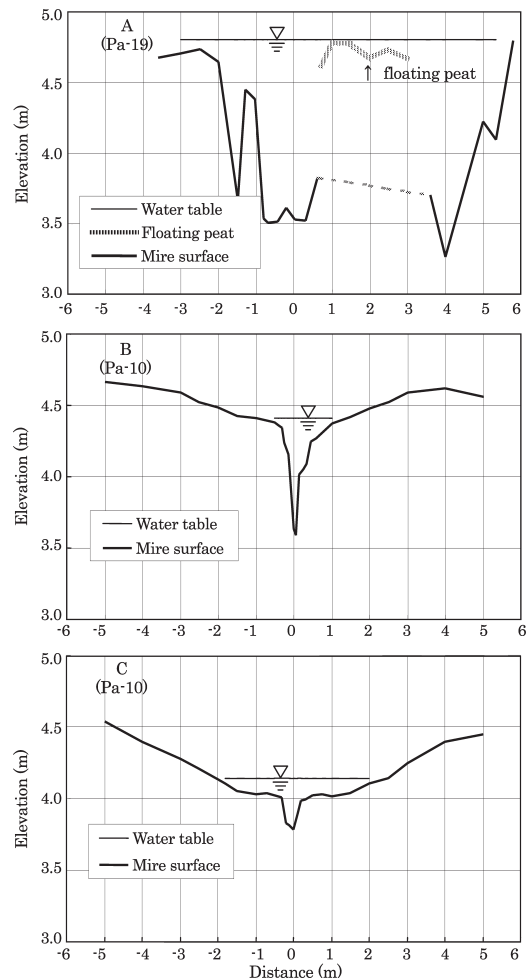


Fig.3-3 Cross sections of bog rills

図 3-3 湿地溝の横断面形状の例

Table 3-1 Shape and scale of rills in Sarobetsu Mire

Prefix “Sa-” denotes the bog rills which flows into River Sarobetsu, “Pe-”: Lake Penke-numa, “Pa-”: Lake Panke-numa, “On-”: River Onnebetsu.

表 3-1 サロベツ湿原湿地溝の形状と大きさ

接頭辞 “Sa-” はサロベツ川へ, “Pe-” はペンケ沼へ, “Pa-” はパンケ沼へ, “On-” はオンネベツ川へ流れ込む湿地溝を表わす。

No.	Area of rill (ha)	Number of headwaters	Length of rill (m)		No.	Area of rill (ha)	Number of headwaters	Length of rill (m)	
Sa-01	15.29	9	491		Pa-01	85.01	58	1,394	
Sa-02	7.08	2	408		Pa-02	0.70	1	143	最小
Sa-03	4.91	1	418		Pa-03	8.70	10	326	
Sa-04	20.37	4	774		Pa-04	5.40	4	295	
Sa-05	12.26	5	587		Pa-05	15.25	13	703	
Sa-06	37.71	7	1,264		Pa-06	18.89	14	814	
Sa-07	8.42	3	514		Pa-07	1.68	1	199	
Sa-08	8.27	1	609		Pa-08	3.86	1	363	
Sa-09	13.00	5	467		Pa-09	13.48	4	622	
Sa-10	24.67	13	813		Pa-10	5.66	6	348	B, C (Fig.3-3)
Sa-11	21.23	9	689		Pa-11	6.44	5	466	
Sa-12	47.83	27	1,122		Pa-12	15.91	15	492	
Sa-13	65.94	20	1,341		Pa-13	1.00	2	104	最短
Sa-14	1.87	1	150		Pa-14	3.59	1	361	
Sa-15	7.81	5	482		Pa-15	2.05	1	175	
Sa-16	44.72	25	1,132		Pa-16	1.35	1	143	
Sa-17	1.82	2	105		Pa-17	2.98	5	213	
Sa-18	16.24	10	771		Pa-18	1.67	3	133	
Sa-19	5.80	2	639		Pa-19	16.02	7	684	A (Fig.3-3)
Sa-20	10.13	5	680		Pa-20	23.53	13	1,037	
Sa-21	3.12	2	429		Pa-21	16.63	6	493	
Sa-22	40.52	19	1,703		Pa-22	2.05	4	378	
Sa-23	22.40	11	857		Pa-23	26.14	2	918	
Sa-24	9.98	6	582		On-01	9.02	4	423	
Sa-25	23.58	10	811		On-02	11.90	19	466	
Sa-26	6.15	2	360		On-03	12.11	6	527	
Sa-27	144.00	69	3,201	最大	On-04	3.36	4	275	
Sa-28	12.74	8	655		On-05	31.22	26	1,095	
Sa-29	4.26	3	307		On-06	19.74	13	752	
Sa-30	2.47	3	197		On-07	1.51	2	137	
Sa-31	1.87	1	215		On-08	1.79	2	181	
Sa-32	15.35	9	627		On-09	3.05	7	249	
Sa-33	6.71	4	497		On-10	14.16	6	718	
Sa-34	5.76	2	381		On-11	18.96	14	551	
Sa-35	91.74	62	1,286	単独最大	On-12	18.34	16	562	
Sa-36	24.78	18	599		On-13	78.94	54	1,336	
Sa-37	25.20	26	550		On-14	17.26	13	640	
Sa-38	7.40	2	410		On-15	15.17	12	701	
Sa-39	8.42	4	365		On-16	14.89	9	608	
Pe-01	31.42	15	826		On-17	2.77	2	225	
Pe-02	85.30	44	1,624		On-18	49.84	26	1,050	
Pe-03	2.26	3	296		On-19	14.40	11	592	
Pe-04	40.05	17	1,119		On-20	15.32	16	531	
Pe-05	24.78	9	749		On-21	5.48	2	404	
Pe-06	34.25	17	887	(Fig.3-2)	On-22	6.39	3	453	
Pe-07	14.96	6	631	(Fig.3-4)	On-23	10.01	6	535	
Pe-08	49.09	23	1,128		On-24	4.94	4	319	
Pe-09	9.65	4	632		Min .	0.70	1	104	
Pe-10	95.44	46	1,850		Max .	144.00	69	3,201	
Pe-11	126.52	64	1,998		Ave .	20.66	12	653	

従ってササが被度を増し、水際まで連続する。

サロベツ湿原地域では開拓当初、また戦後の農地開発・洪水対策のため河川の改修・排水路の掘削が広く行なわれ、河川の流路形状も大きく変わった。この過程で掘削工事の残土に流路を遮断された湿地溝がある。例えば Fig.3-1 の Sa-18 は放水路の、Pe-07 や Pe-08 は排水路の工事によって分断されたものである。またペンケ沼へ流出していた湿地溝は排水路が運んだ土砂による自然堤防の形成によって沼が南北に分断された上、上流側の小沼の水位が上がりここに流入していた湿地溝が湛水化したものもある (Fig.3-4)。これらが前述の特徴⑤を満たさない湿地溝の例である。湛水化した湿地溝では単に形態・景観が変化しただけでなく、水や栄養塩類の供給形態も変化した。その結果、植生の変化も起こっており、本来湿地溝が形成された高位泥炭地には生育し得ないヨシなどが繁茂する水域が生じている。

c. 湿地溝の成因

サロベツ湿原の湿地溝の成因は前述のように浸食であろうと推測されてきた。しかしサロベツ湿原では以下に述べるように十分な浸食営力が得られないと考えられる。まず流れについて試算してみる。サロベツ湿原では湿地溝が始ま

る源流周辺の泥炭地の地表勾配は $1/1,000 \sim 5/1,000$ 程度である。一方サロベツ湿原に最も近い気象庁アメダス観測点である豊富町の1976年から2007年までの32年間の観測結果で、最大の1時間雨量は 44 mm/h であった。前に挙げた集計結果から、サロベツ湿原に存在する湿地溝のうち単独で存在する最小の湿地溝は面積が 0.7 ha である。開発前の原野からの流出率の参考値²⁹⁾に基づき、この湿地溝の流出率を 0.6 とし、この雨量強度のままで流れが一か所に集中すると仮定すれば、末端で $0.051 \text{ m}^3/\text{s}$ の流量となる。この流量が 10 cm の深さで例えば $3/1,000$ の勾配のある斜面を流れるものとして、平均流速公式²⁹⁾に適用すれば、Manningの粗度係数を植物の茎や葉が絡みあった状態の 0.1 として、 0.12 m/s の流速を得る。植物に被われた地域の浸食については系統的に表現する方法が確立されておらず、現状では個別に実験的な研究がなされている。例えば福岡・藤田⁴³⁾は現場浸食試験を行ない、芝の耐浸食強度の推定方法を示したうえで、その適合性を検証した。その結果、流速が 2 m/s を超えると浸食の可能性が大きくなるが、 1 m/s 以下では小さいとしている。

次に植生であるが、ササが侵入していないサロベツ湿原の高層湿原植生はミズゴケ類をベースにヌマガヤ *Moliniopsis japonica* やゼンテイカ *Hemerocallis dumortierii* var. *esculenta* などの中型草本、ガンコウラン *Empetrum nigrum* var. *japonicum*・ツルコケモモ *Vaccinium oxycoccus*・ヒメシャクナゲ *Andromeda polifolia* などの矮性灌木が隙間なく生育している。湿地溝が形成される前の湿原表面も同様の植生であったと考えられる。そのような緩やかな一様斜面で雨水や融雪水が1か所に集中することが考えにくい上、上記の流速の水がこの上を流れても、生きた根が複雑に絡みあった活性層を浸食するとは考えにくい。

小谷⁴²⁾は浸食とは異なる成因を提示している。尾瀬ヶ原の湿地溝について、ドーム周縁の緩斜面や浅い谷の中にできるとし、その「水源は斜面の途中にあり、……頭部浸食を行なっているというよりは、むしろ泥炭の中から水が滲



Fig.3-4 Bog rill dammed up by drainage channel (upper right)
(Sarobetsu Mire: Pe-07)

図3-4 右上に見える排水路に堰上げられた湿地溝の例 (サロベツ湿原: Pe-07)
(1986年9月27日撮影)

出する小さな泉が源流であろう」と推定している。湿地溝が形成される前の高位泥炭地に浸食が起こる可能性は少なく、小谷の説のように常時湿った環境と湿地溝の形成を関連付けた方が合理的であると考えられる。

サロベツ湿原で泥炭層に埋没した旧河道が多数存在する地域は、湿地溝源流に隣接した位置にある。現在の埋没旧河道には明瞭な凹凸はないが、表面が柔らかく小さい水溜りが点在する状態となっている (Fig.3-5)。梅田・清水⁴⁶⁾は、サロベツ湿原の埋没旧河道に堆積した泥炭は地表に至るまで軟弱であり、周囲の泥炭に比べて透水性が大きいと述べている。さらに埋没旧河道では厚さ2mの泥炭層の下に同じく埋没した自然堤防の最高部があり、上流から水の供給を断たれた埋没旧河道が水の通り道として泥炭地の地下水を支配しているとしている。また橘ほか⁵²⁾は水質の側面から、湿地溝から滲出する水の水質が泥炭地内部の地下水と河川水との中間的な性質を示すとしている。湿地溝から滲出する水は珪酸濃度が高く、全有機物濃度があまり高くない。珪酸を溶出する砂や粘土からなる土壌は高位泥炭地にはあまり混入していないことから、高位泥炭以外に由来する水の通路である可能性を指摘している。これらの事実は、相対的に低い位置にある湿地溝源流に対して埋没旧河道からの水供給を示唆するものである。

以下では埋没した旧河道との関連を踏まえて、浸食以外の成因による湿地溝形成の可能性

を検討する。

C. カレックス・モデルによる検証

ここでカレックス・モデル⁴⁴⁾を用いて湿地溝形成の検証を行なう。このモデルについては前章で詳述したが、概略は以下のとおりである。このモデルでは初期地形・泥炭の性質・降雨パターンなど、与えられた条件下での地表水と地下水流動を非定常にシミュレートする。その結果生じる植生長期間中の水位変動の平均が植生の生長量を支配し、その植生が枯れて地表に堆積することにより泥炭層が厚さを増す。更に泥炭堆積の偏りによって微地形を形成するというモデルである。地下または地表の水位と植生長量との間の関係を植生長関数で関連付けることによって、泥炭地形形状の変化の問題を地表・地下水流動の物理的問題に置き換えている点が特徴である。

a. 計算条件

以下の検証例では初期条件として、サロベツ湿原の湿地溝源流域の地表勾配に相当する3/1,000の様な勾配の斜面に、厚さ2mの泥炭が堆積した状態を想定している。勾配方向の長さは湿地溝の平均的な長さを考慮して1,000mとした。何れのケースの図も左が高く右に向かって低くなる(鳥瞰図では左上が高く右下が低い)斜面である。斜面両側面の境界は閉じた状態で、ここを通じた水の出入りはない。上流(左)端の境界条件は開いた境界、即ち領域最外郭部の地表・地下水の流動と同じ大きさの流速・流量が境界でも生じるものとしている。下流(右)端の辺では河川や沼などの水域に流出することを想定して、水位を一定とした条件を付している。領域へ供給される水は各境界を通じて地表水・地下水として出入りする以外には降雨のみであり、1994年にサロベツ湿原で実測された降雨時系列⁴⁴⁾をくり返し用いた。蒸発散は考慮していない。生長量関数の諸値としては岡田⁴⁴⁾と同じ値を用いている。

Hortonの浸透能式²⁹⁾の諸値はサロベツ湿原地域での実測値がないため、実測雨量をもとに本モデルと同じ基本式のもとで地下水の流動シミュレーションを行い、実測の地下水位の変動を良く再現できる組み合わせを選んだ。その結

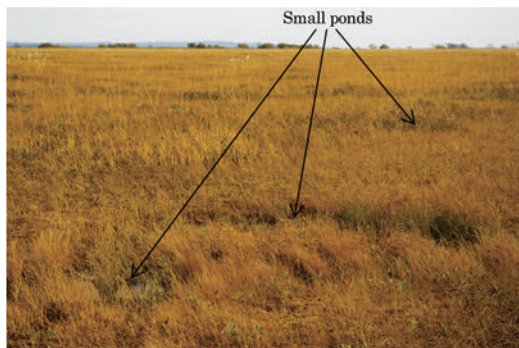


Fig.3-5 A view of an old river filled with high permeability peat

図3-5 透水性の大きい泥炭に埋没した旧河道の景観 (2008年10月6日撮影)

果、最終浸透強度 $f_c = 10 \text{ mm/h}$ 、初期浸透強度 $f_0 = 40 \text{ mm/h}$ 、浸透半減時間 $T = 0.2 \text{ h}$ とした。泥炭の性質として有効空隙率は全域一定の $\lambda_e = 0.2$ (20%)、透水係数 $k = 0.1 \text{ cm/s}$ とし、空間差分間隔 $\Delta x, \Delta y$ は 10 m とした。水底浸食量 E は最大生長量 $G_{\max}$ と等しいものとした。

図ではすべて計算開始 1,000 年後の状態を示した。1,000 年を目安にした理由は前述の生長関数を用いた場合、条件の相異によって泥炭地表面に最大 1 m の凹凸が生じるからである。ある条件下での地形変化は数百年後に現れ始め、1,000 年後には顕著になる。しかしその後は地表に水が現れる地点が固定化され、形状が極端化するのみであるため 1,000 年で打ち切っている。

b. 水みちの存在

前節で引用した梅田・清水⁴⁶⁾や橘ほか⁵²⁾に基づけば、湿地溝の形成に埋没した旧河道の関与が考えられる。山頂とか尾根に発達した山岳湿原にも高位泥炭が発達するが、河川の関与がないから泥炭の性質は場所によって大きく変化することはないと推定されるが、そのような湿原には湿地溝は存在しない。湿地溝が存在するサロベツ湿原では、高位泥炭の堆積層が河川の河道変遷によって攪乱され、泥炭の性質が均質でないことは梅田・清水⁴⁶⁾の研究で明らかである。

1) 一つの埋没河道

このケースでは梅田・清水⁴⁶⁾の報告を参考に、一様な勾配で透水係数を 0.1 cm/s とした斜面上の一部の泥炭に、周囲より一桁大きな 1.0 cm/s の透水係数を与える。この設定は高位泥炭地内に埋没した旧河道の痕跡に相当する。全領域で均一に設定した中で一部にだけ透水係数を大きく与えると、地下水が地表面の勾配に従わずに流れるようになる。そうすると一様な斜面の特定部分に地下水が集中し、滲出したり湧出する箇所を生じ、ここから流れ出した地表水が植物の生長を抑制してその部分の泥炭の堆積を妨げる。これが湿地溝形成のきっかけとなる。

Fig.3-6 に示したのは上記の条件で降雨時系列を「多雨パターン」としてシミュレートした

結果である。Fig.3-6 の上の図は 1,000 年後の地表形状で、二股に分かれた溝が形成されている。点線で囲んだ部分が透水係数を大きく設定した部分である。Fig.3-6 の下の図は同じ時点での地下水位とその流向を示したものである。透水係数が大きい部分には斜面の上手からばかりでなく側面からも地下水が集中してきて「水みち」を形成している。透水係数の大きな部分が途切れるところでは集まった地下水が分散していくが、相対的に下手方向へ流出する量が多く、下手方向の地下水位深度が小さく（浅く）なり Fig.2-5 の②の状態となると溝ができはじめる。一度溝が形成されると地表水・地下水とも集まりやすく水位が高くなり、植物が生長しにくい環境が続くため、溝の位置も形状も持続する。

2) 配列した埋没河道

Fig.3-7 (1)は更に広い幅 $1,200 \text{ m}$ の一様な斜面の中に断続的に透水係数の大きい部分を配置し、「多雨パターン」で計算した結果である。幅 $1,200 \text{ m}$ の範囲の 7 か所に透水係数の大きな部分を設定しているが、そのすべてを起源とした湿地溝が形成されている。実際のサロベツ湿原では、隣り合った湿地溝の間隔が狭いところでは 200 m 足らずの部分があるが、この計算結果でも 200 m に満たない間隔で湿地溝が形成しうることが示されている。「水みち」の存在を初期条件とすると、勾配の大小・降雨の多寡・泥炭層の厚薄などの条件にかかわらずほとんどのケースで湿地溝の形状が現れる。その中でも泥炭の初期層厚が厚いほど、サロベツ湿原で見られるような明瞭な溝の形状が現れる。この傾向から湿地溝は、基盤の高位泥炭地がある程度以上に発達した後のほうが形成されやすくなるものと考えられる。

Fig.3-7 (2)はこの計算結果の図と似た構図の実際の湿地溝の斜め航空写真である。様々な規模・形状の湿地溝が緩斜面の中から発し、手前に見えるサロベツ川に向かって流下する様子がわかる。

Fig.3-8 の上の図は Fig.3-7 (1)の傾斜に直角な向きの断面図である。下の図は Fig.3-3 の B, C の再掲であるが、サロベツ湿原の湿地溝の実

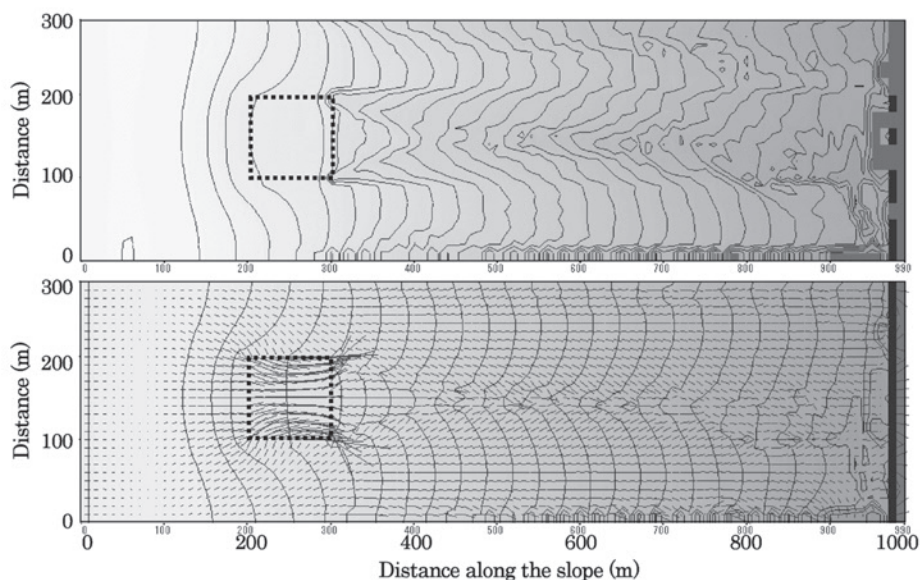


Fig.3-6 Rill formed by difference of permeability
Upper: surface shape, Lower: direction of groundwater flow and groundwater table.

Area enclosed with dotted line is filled with high permeability peat.

図 3-6 泥炭層中の透水性の相違によって形成される湿地溝の例
上図：地表面等高線，下図：地下水の流向と地下水位（等高線間隔は両図とも 10 cm）。
点線で囲んだ部分が透水性の高い泥炭が埋まった部分。

際の測量結果である。上下の図を比較すると、計算結果は鉛直方向でも実測の規模と形状を再現しえている。

D. 考 察

カレックス・モデルを用いて斜面上の地形変化をシミュレートすると、泥炭の性質・降水の多寡・地表の起伏などの条件によって様々な微地形が現れる。斜面上の水の流れに遅速が生じるような条件、例えば途中で勾配が変化するような初期条件では傾斜と直角な方向に連なる高まりや溝が形成される。これに対して主傾斜以外の方向の流れが生じ、水が集中するような条件を与えると、湿地溝のように斜面方向に連続した溝が形成される。そのような水の流動が生じるのは、泥炭地表面に主傾斜方向以外の勾配を含んで谷状になっている場合、透水係数・空隙率・層厚など性質の異なる泥炭が偏在する場合、植物群落の種が遷移して植物の生長特性が変化する場合などが考えられる。

これらのうち主傾斜以外の勾配がある斜面の場合と、3章で述べた性質の異なる泥炭が偏在する基本条件で多くの試算を行なった。前者の試算では緩やかな背斜構造の斜面・向斜構造の斜面・それらを組み合わせた波状斜面の地表面をもつ基本条件のもと、いずれでも湿地溝状の溝を生じることを確認した。そのうち波状斜面に形成される湿地溝の一例を Fig.3-9 に示した。このような条件は通常の高位泥炭地に存在するものであり、その条件下で湿地溝が形成される可能性は十分にある。しかし一本の湿地溝を形成するのに長い斜面を要し、樹枝状の複雑なパターンを生じるには同様の初期地形が必要である。これらの点でサロベツ湿原にある湿地溝のうち、短いものや複雑なパターンを説明するのに問題がある。

後者の試算では、泥炭層内部に周囲より大きな透水性をもった部分があるとする初期条件のもとでは、泥炭の層厚や降雨パターンなどの付

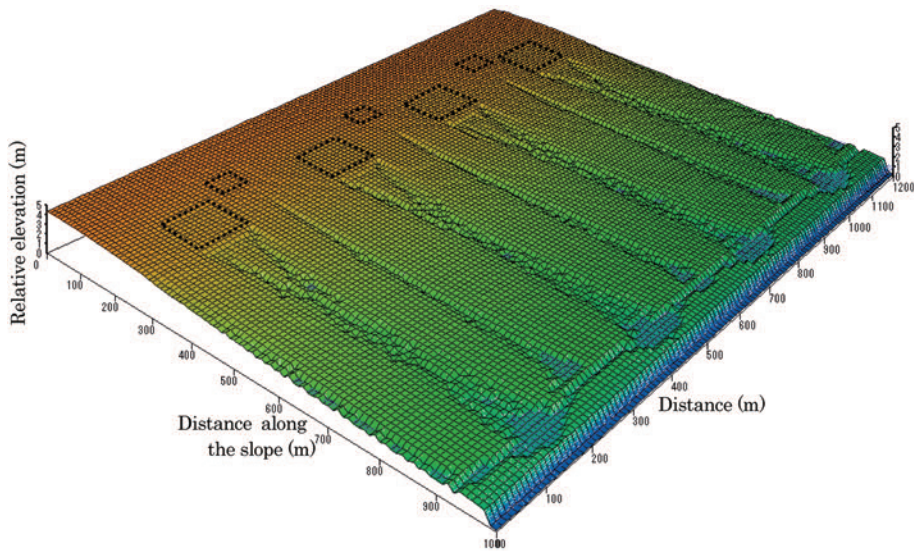


Fig.3-7 (1) Rills formed by existence of different permeability
 Areas enclosed with dotted lines are filled with high permeability peat.
 図 3-7 (1) 透水性の相違によって形成される湿地溝
 点線で囲んだ部分が透水性の高い泥炭が埋まった部分。

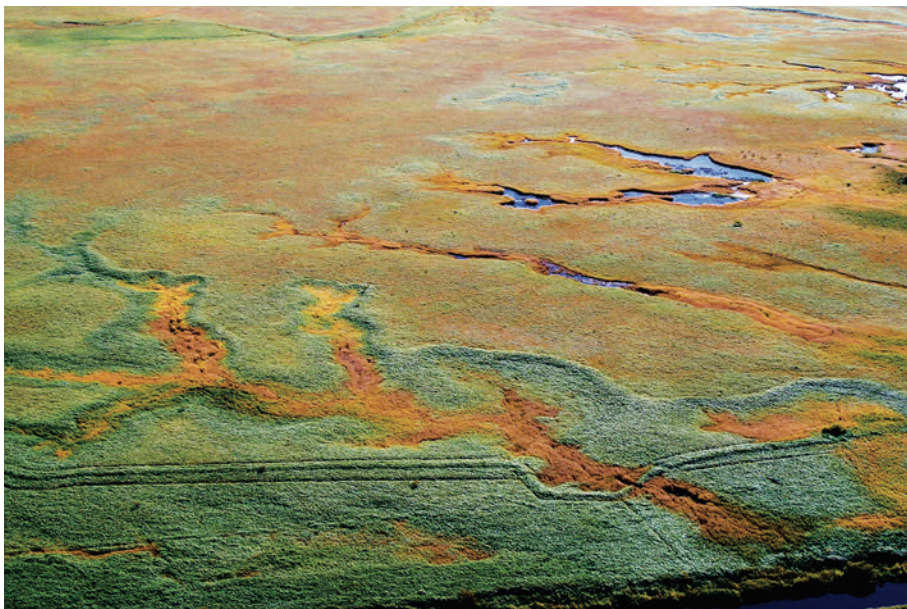


Fig.3-7 (2) Rills in Sarobetsu Mire
 図 3-7 (2) 様々な規模の湿地溝群。(サロベツ湿原：2009 年 10 月 6 日撮影)

帯条件を変えても多くの場合湿地溝が形成される (Fig.3-6)。しかも透水係数の大きい部分のすぐ下流から湿地溝が現れる場合が多く、配列次

第では分岐した溝も形成され、この基本条件下では短い湿地溝も複雑な形状の湿地溝も形成されうる (Fig.3-7 (1))。両者の結果の相異は以下

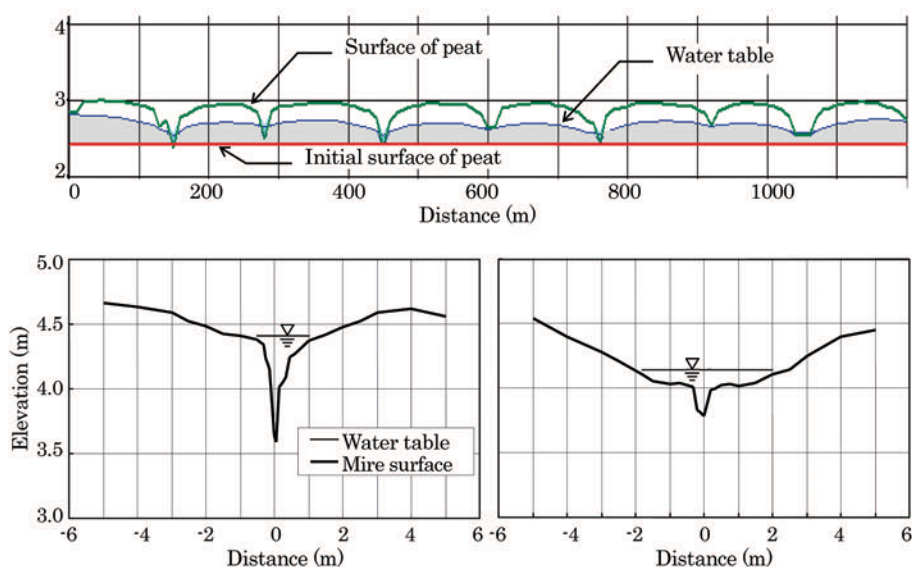


Fig.3-8 Comparison of calculated cross section with actual measurement.

図3-8 計算横断面と実測との比較。(上：計算断面，下：サロベツ湿原の実測)

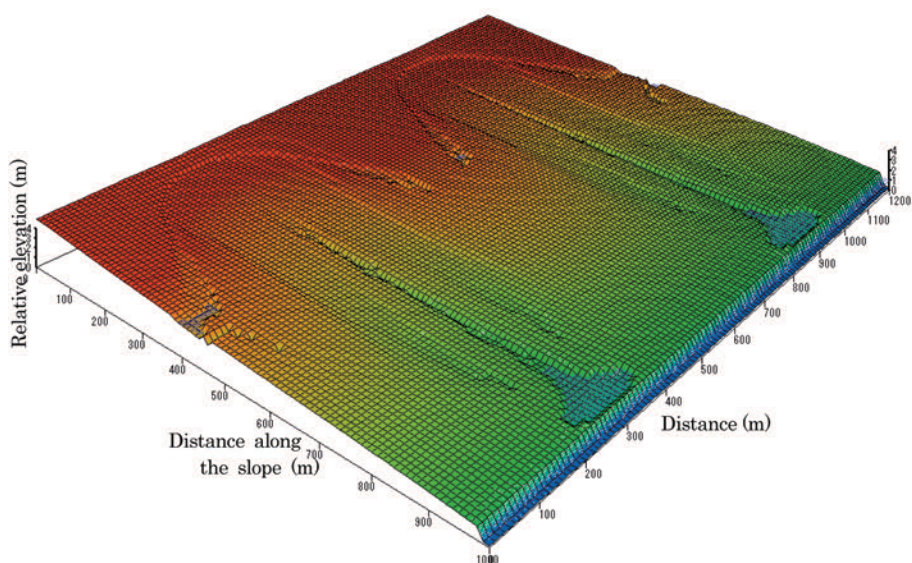


Fig.3-9 Rills formed on wavy slope

図3-9 波状の斜面に形成される湿地溝

の要因で生じると考えられる。前者の条件では集中する主体は地表の流れであり、これが生じるのは大雨の後などで生起頻度が小さい。これに対して後者の条件では地下水が主体であり、流れの集中が常時継続し、地形の変化が効率的に起こりやすいと考えられる。

これらの結果を踏まえると、サロベツ湿原の

場合、高位泥炭地の内部に埋没した旧河道部分が透水係数の大きな「水みち」として機能し、これを介した地下水の集中が起こり、さらに過剰になった水の湧出によって植物生長量・泥炭堆積量に多寡が生じて湿地溝が形成されたと考える。この過程は橘ほか⁵²⁾が述べている湿地溝からの滲出水の水質にかかわる事実をも、埋没

旧河道の砂・粘土などの無機堆積物から珪酸が溶出した結果として説明できる。

サロベツ湿原で最も鮮明な河道跡の自然堤防は2 mの深さに埋まっているとの梅田ほか⁴⁵⁾の記述と、紀藤⁴⁸⁾が示した泥炭堆積割合から、この河道跡が河川として機能していたのは2,000年以上前であったと推定される。梅田・清水⁴⁶⁾の図にはその河道跡に向かって流れていた不鮮明な湿地溝の形が描かれており、その時代にも湿地溝が既に存在していたものと思われる。統合した形跡のあるものの中にはその頃から残存しているものもあろう。現在の最も新しい湿地溝は埋没した最も鮮明な河道跡を成因としていると考えられるから、それらの形成は2,000年前よりも新しい時代に始まったものと考ええる。

第IV章 ケルミ・シュレンケ複合体の形成過程

A. ケルミ・シュレンケ複合体の研究の経緯

ケルミ・シュレンケ複合体パターンは、寒帯の高位泥炭地に見られる特徴ある微地形である (Fig.4-1)。それは傾斜方向に直交する細長い高まりとその間の凹みまたは水域の組み合わせによって構成される。この微地形をあらわす特別な英語はなく、研究者によって様々な語が用いられている。例えば “hummock-hollow”, “ridge-pool”, “string-flark” などと複合体を表

現したり、ただ単にパターンと言って複合体パターンを表わす場合もある。国内では Kermi (フィンランド語) と Schlenke (ドイツ語) を組み合わせた語が多く用いられているので、本稿ではケルミ・シュレンケを用いる。ちょうど棚田のような景観を呈するこの微地形において、畦に当たるのがケルミであり、田代に相当するのがシュレンケである。

阪口²⁴⁾によれば、ケルミ・シュレンケ複合体が成立する泥炭地表の傾斜は尾瀬ヶ原中田代Aで1/1,000以下、下田代Bで14/1,000であるとし、ほかの地域でも1/1,000から20/1,000ほどの傾斜地に多いとしている。また阪口⁵³⁾は傾斜の緩やかなところでは大きなシュレンケになり、急なところでは間隔の狭い梯子状になると述べている。

Swanson and Grigal⁶⁾やCouwenberg and Joosten⁷⁾などによれば、ケルミ・シュレンケ複合体の成因についてはこれまでに多くの研究者によって諸説が提案されているという。主なものを列挙すれば、① 凍結作用によるとするもの (Sjörs¹¹⁾; Heinslman¹²⁾; 長澤ほか¹³⁾), ② 表面要素の差別的融解 (Auer¹⁴⁾), ③ 亀裂 (Pearsall¹⁵⁾), ④ 傾斜方向への泥炭匍行 (Pearsall¹⁵⁾), ⑤ 泥炭堆積の部分的な割合の相違 (Alexandrov¹⁶⁾; Foster *et al.*¹⁷⁾), ⑥ 地下の起伏パターンの反映 (Auer¹⁴⁾; Radfor-



Fig.4-1 Oblique aerial photograph of string-flark complex pattern. (Shinsennuma Mire)

White line is a board walk, dark parts are flarks (Schlenken), light parts are strings (Kermi).

図 4-1 ケルミ・シュレンケ複合体パターン (神仙沼湿原)
白線は遊歩道、暗色部はシュレンケ、明色部はケルミ。
(1999年9月14日撮影)

th¹⁸⁾), ⑦ 植物遺体の輸送によるとするもの (Tanttu³⁾; Sakaguchi¹⁹⁾; 阪口²⁰⁾) などであり, 定説とされるものがない現状にある。成因を特定できない理由の一つに, 湿原の微地形の変化が極めて緩慢であることがあげられる。例えば佐々木³²⁾ は雨竜沼湿原の航空写真を比較した結果, 50 年間で顕著な変化は認められないとしている。

このように, 変化の緩慢な現象へのコンピュータ・シミュレーションの適用は有効である。ケルミ・シュレンケ複合体へコンピュータ・シミュレーションを適用したものとしては, Swanson and Grigal⁶⁾ が高まりと凹みの形成要因に地下水位を採用した例があり, また同じ手法による Couwenberg²²⁾ や Couwenberg and Joosten⁷⁾ の研究がある。しかし彼らのモデルは運動方程式にダルシー則を用いているものの, 取り扱う対象を地下水のみとして地表を流れる水の効果を見逃している。また使われるすべてのパラメータが単位を持っておらず, 高まりが生起する可能性を 0 から 1 の数値として求めるだけで, 地形が変化するわけではない。そのため実際の湿原への適用はできず, 現地スケールでの計算もできない。さらに計算を繰り返すたびに複合体パターンが斜面下方へ移動するという問題点を残している。

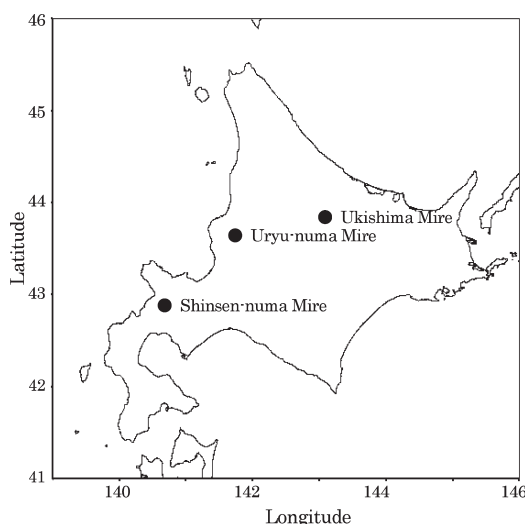


Fig.4-2 Location of three mires.

図 4-2 三つの湿原の位置

B. 現地観察結果と成因の検討

a. ケルミ・シュレンケ複合体の現地観察

ケルミ・シュレンケ複合体の形状を観察するために, 融雪末期の山岳湿原を調査した。融雪末期にはすべての枯れた植物が長期間にわたり積雪で圧縮された状態にあり, 湿原地表面の純粋な形状を観察するのに最適な季節である。そのうえ地下水位が高いため, 水面の有無によってわずかな凹凸も容易に判別できる。調査対象としたのは雨竜沼湿原 (北海道雨竜町: 標高約 850 m: 9,500 年前に形成開始⁵⁴⁾)・浮島湿原 (北海道上川町: 標高約 870 m: 2,500~2,000 年前に形成開始⁵⁵⁾)・神仙沼湿原 (北海道共和町: 標高約 770 m: 3,300 年前に形成開始⁵⁶⁾) の三ヶ所である (Fig.4-2)。

ケルミ・シュレンケ複合体にはいくつかの異なるパターンがみられる。Fig.4-3 に示した写真は雨竜沼湿原のケルミ・シュレンケ複合体の一つである⁵⁷⁾。この地域では右下の大きく深いシュレンケを中心として周囲はそれぞれ傾斜を持っている。中ほどには浅いシュレンケを伴うもの, その左には凹んでいるだけで水のないところもある。またケルミの間隔にも違いが見られ, ケルミとシュレンケの比高も場所によって異なっている。これらの相違点は微地形の発達段階の違いに起因するものと考えられ, 微地形の形成を理解する上で発達段階を類型化することは有効であると考えられる。

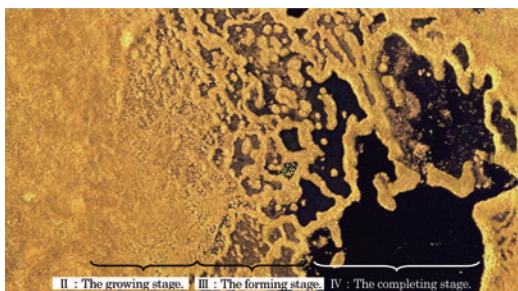


Fig.4-3 Successive change of string-flark complex patterns. (Uryu-numa mire)

Three stages can be observed.

図 4-3 ケルミ・シュレンケ複合体パターンの継続的变化 (雨竜沼湿原)
三つの発達段階が観察できる (1999 年 9 月 29 日撮影)

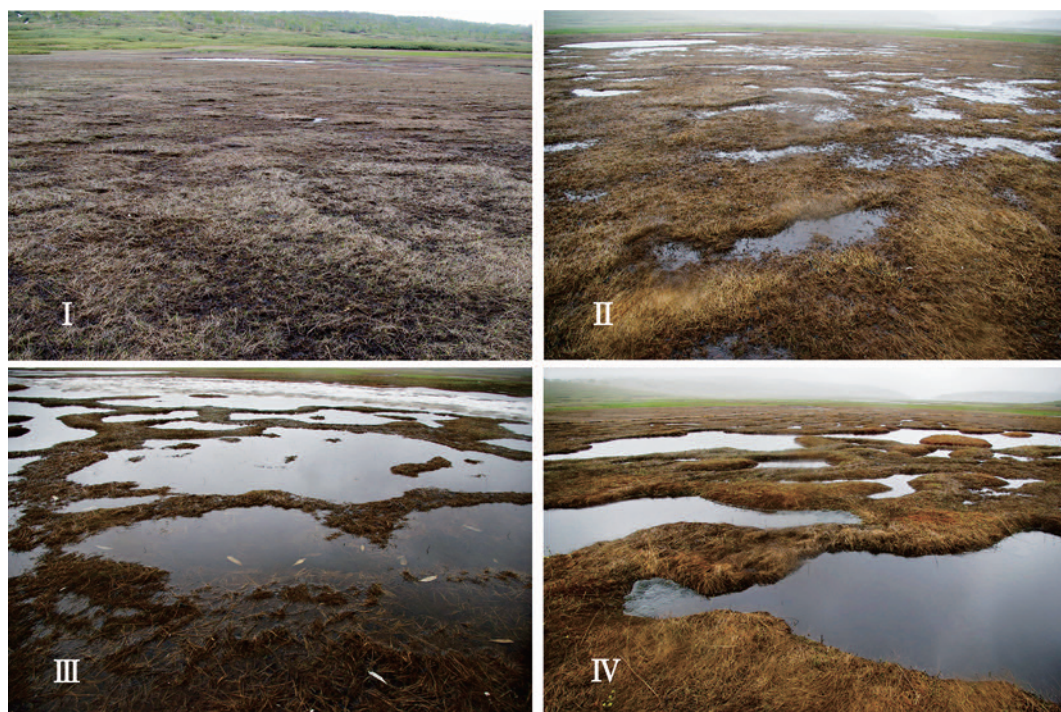


Fig.4-4 Four stages of development of string - flark complex formation.

I: The germinating stage, II: The growing stage, III: The forming stage, IV: The completing stage.

Every photographs are taken from upper side of the slope.

図 4-4 ケルミ・シュレンケ複合体形成の四つの発達段階

I：発生期，II：成長期，III：形成期，IV：確立期。いずれも斜面上手より撮影。

(2009 年 6 月 8 日撮影)

b. ケルミ・シュレンケ複合体の発達段階の 類型化

雨竜沼湿原をはじめとした三つの湿原で観察した結果に基づき、発達段階の相違に起因すると考えられるケルミ・シュレンケ複合体の形状パターンを以下のように四つに類型化した (Fig.4-4)。類型化の根拠として着目したのは高まりと凹みの比高、それらの方向性、ケルミ同士の間隔、シュレンケの深さなどである。

I 発生期 The germinating stage

湿原表面に植物の株の大きさ程度のランダムな凹凸に加えて、方向性を持った高まりがわずかにできている状態を「発生期」と定義した。高まりは必ずしも連続しているものではない。したがって通常水溜りをつくることはなく、融雪期以外の季節には植生に遮蔽さ

れていてまったく判別できない。高まり同士の間隔は数 10 cm から 2 m 程度である。凹みの底部と高まりの頂部との比高は数 cm 以内である。

II 成長期 The growing stage

湿原表面に連続した高まりができてくる段階を「成長期」とした。通常は地表面が乾いた状態だが、融雪や大雨の時には少しの水溜りができる。高まり同士の間隔は 1~5 m 程度である。凹みの底部と高まりの頂部との比高は 10 cm 程度である。広義に考えればこの段階以降をケルミ・シュレンケ複合体と呼んでもよいと考える。

III 形成期 The forming stage

ケルミ部分とシュレンケ部分が明確に分かれ、常時水溜まりができる場合もあるような

段階を「形成期」とした。水が溜まっても深くないためシュレンケ部では底部までスゲ類など、通常の湿原植生が生育した状態である。融雪期以外でも明確な凹みと、その中に生える植物の種の相違から判別できる。ケルミ同士の間隔は数 m から 20 m 程度である。シュレンケの底部とケルミの頂部との比高は 10 cm から 50 cm 程度であるが、水面とケルミ頂部の比高は 10 cm 前後である。

従来の研究ではこの段階以降のものからケルミ・シュレンケと見做している例が多い。常時水の溜まったシュレンケを湛水シュレンケ *wasserschlenke*, *watery patch* として区別する例もある²⁴⁾。

IV 確立期 The completing stage

明確なケルミ・シュレンケ複合体パターンがみられる段階を「確立期」とした。シュレンケ内は必ず水に満たされ深くなりフトヒルムシロ *Potamogeton fryeri* のような沈水性植物、ヒツジグサ *Nymphaea tetragona*・オゼコウホネ *Nuphar pumilum* var. *ozeense* のような浮葉性植物以外の植物は生育できない。ケルミ同士の間隔は前段階とあまり変わらず数 m から 20 m 程度である。シュレンケの底部とケルミの頂部との比高は一般的に 50 cm 以上、深いものでは 2 m を超える。水面とケルミ頂部との比高は 10 cm から 20 cm 程度である。

発達段階が進むにつれて、ケルミとシュレンケの比高は徐々に大きくなり、ケルミ同士の間隔も大きくなる。ただしシュレンケに常時湛水する状態の段階に達すると、水面上に出たケルミの高さは上限をもつようになる。湿原の規模や傾斜の大小・泥炭の水理特性によってもこれらの間隔・比高は変化するものと考えられる。雨竜沼湿原よりも地表面の傾斜が急な浮島湿原と神仙沼湿原では、ケルミ同士の間隔は小さく、「II 成長期」～「III 形成期」～「IV 確立期」に至るまでケルミ間隔の小さいものが多い。以上のように発達段階を経るにつれてケルミ間隔が大きくなるということは、その間にいくつかの高まり（ケルミの幼生）が淘汰されて姿を消すのであろう。その意味で「II 成長期」は「ケ

ルミの淘汰期」でもあると考える。

先に示した Fig.4-3 では、最も大きなシュレンケのある部分は「IV 確立期」の段階と見なせ、それに隣接する部分はシュレンケが浅いため植物が多く生育する「III 形成期」の段階である。さらにその左側に「II 成長期」段階と見なせる細かな凹凸域が分布している。

c. 諸説の評価と成因の検討

ここでは前述の観察結果及び類型化にもとづいて、「A. 研究の経緯」で列举した成因についての諸説を我が国の地形・気候環境下での条件により評価する。

「① 凍結現象説」や「② 差別的融解説」など、泥炭の凍結や融解を成因とするのは多雪な環境の我が国の湿原に適用するのは適切ではないと考える。融雪直後の雨竜沼湿原では湿原表面に小動物の新しい食痕を数多く観察した (Fig.4-5)。これは積雪期にも積雪底面は凍結せず、小動物が活動を続けられる環境であることを示している。

極めて急な傾斜地に形成された湿原（原始ヶ原湿原：北海道富良野市）などに亀裂が生じることがある。その亀裂の幅は狭くかつ深く、その断面がくさび状をなすのが特徴である。したがって「③ 亀裂説」では「II 成長期」や「III 形成期」の、まだシュレンケが浅い段階の複合体の形態を説明できない。

「④ 泥炭匍行」は積雪の少ない寒冷地（たと



Fig.4-5 Feeding remains by small animals on the mire surface. (Uryu-numa Mire)

図 4-5 湿原表面に残された小動物による食痕（雨竜沼湿原）

（2009 年 6 月 8 日撮影）

えば北海道根室地方)の泥炭地で土壌が凍上融解する過程で見られる。しかしこれは法面などの急傾斜部分で起きる現象であり、十分に圧密され凍結しない泥炭が1/1,000程度の緩傾斜地で匍行するとは考えにくい。

「⑤ 泥炭堆積の部分的な割合の相違」を形態変化の原因とするのはカレックス・モデルの考え方と同一であり、本研究の検討ではこれを含意するものである。しかしこれだけでは初期の段階の「Ⅰ 発生期」～「Ⅱ 形成期」の変化を説明できない。「⑥ 地下起伏を反映」した地形があり得ることはカレックス・モデルを用いて説明が可能であるが⁴⁴⁾、ケルミ・シュレンケ複合体の規則的でかつ複雑なパターンが地下にあることを必要とする。また様々な発達段階の形態が同一の湿原に見られること、十分に発達した泥炭地に新たにパターンが発生することを説明できない。

著者は「⑦ 植物遺体の輸送」という考え方に基本的に同意する。広く世界中の多様な環境に分布している微地形の成因として特殊な条件を挙げるのは適切ではない。どんな環境のところにも普遍的に存在する現象が成因になっていると考えるのが自然である。傾斜方向に直交するというこの微地形の幾何学的に明瞭な形態の成因として、最も単純でわかりやすい説明は泥

炭地の表面を流れる水である。地表の水の流れに着目した説明はSakaguchi¹⁹⁾や阪口²⁰⁾によってなされている。阪口²⁰⁾は「融雪期に発生する布状水流が運ぶ植物遺体の集積がきっかけになる。水流の流線は最大傾斜方向に生じ、これに直交する方向に集積線が生じる」としている。その際阪口²⁰⁾はばらばらになった植物の遺体が流れに運ばれ集積するとしているが、実際の融雪期の湿原では長期間の積雪下で圧縮されていた植物には、ばらばらになって容易に流される状態のものは少ない。

著者は根に付いたままの枯れた長い葉や茎の穂先が、押し潰されていた積雪が消えたのちに流水に流され、ランダムな凹凸をなす湿原表面の狭窄した凹部に、周囲より多く付加的に堆積する現象を採用する(Fig.4-6)。この狭窄部が周囲より低い間は毎年植物遺体が周囲より多くここに堆積し続ける。周囲の高さとの差が小さくなれば流れの集中は起こりにくくなり、付加的堆積は止む。阪口⁵³⁾はケルミ上で優占する植生としてヌマガヤ *Moliniopsis japonica*、ホロムイスゲ *Carex middendorffii*、ワタスゲ *Eriophorum vaginatum*などを挙げており、これらイネ科やカヤツリグサ科の植物はいずれも長い茎や葉をもつ。

C. カレックス・モデルによる検証

a. カレックス・モデルへの追加アルゴリズム

検証に用いるカレックス・モデル⁴⁴⁾の原型はB章に述べたとおりであるが以下に改めて概説する。このモデルは植物の生長を介して地形の変化を推定するもので、「高層湿原の泥炭が植物遺体の堆積によって形成される」という公知の事実を前提としている。まずモデルでは初期地形・泥炭の水理特性・降雨パターンなど、与えられた条件下での地表水と地下水流動を非定常にシミュレートする。その結果生じる水位変動の、植物生長期間中の平均が植物の生長量を支配し、その植物が枯れて地表に堆積することにより泥炭層が厚さを増す。これを何年も繰り返すうちに泥炭堆積の偏りが生じて微地形を形成するというモデルである。

「Ⅲ 形成期」の段階に至った泥炭地表面形態



Fig.4-6 Trace of the flow lines on the mire surface. (Uryu-numa Mire)

It makes the additional accumulation of litter.

図4-6 湿原表面の流線の痕跡(雨竜沼湿原)
追加的な植物遺体の累積を招く(2009年6月8日撮影)

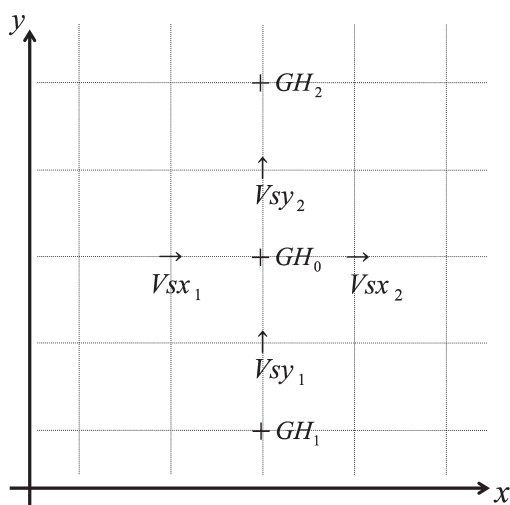


Fig.4-7 Scheme of calculation.

図4-7 カレックスモデルの計算スキーム

を初期条件とすれば、原型のカレックス・モデルだけで容易に、最終的な「Ⅳ 確立期」のケルミ・シュレンケの形状パターンに達することが可能である。課題は泥炭地表面に数 cm 以下のランダムな凹凸がある程度の初期状態から、「Ⅰ 発生期」・「Ⅱ 成長期」を経て「Ⅲ 形成期」のパターンにいかなる過程を経て至るかということである。

前節に述べた成因の考えを具体化するために、以下のように追加的アルゴリズムをカレックス・モデルに組み込む。まず差分法を用いているカレックス・モデルの計算スキームは Fig. 4-7 のような構造をしている。「+」の点では地表の標高・泥炭の厚さ・降水量を与え、地下水位・地表水位・浸透量・湧水量などを求め、年ごとの最後に標高の変化量を求めている。「→」では x 方向の地下水・地表水の流速を、「↑」では y 方向の流速を求めている。

ここで中央の地表標高 GH_0 に着目し、この点に向かって入る x 方向の地表流流速 V_{sx1} とこの点から出る x 方向の地表流流速 V_{sx2} の双方が同じ符号となるとき、 GH_0 の点の地表を x 方向に水が流れていることになる。このとき更に GH_0 の標高が流れと直交方向に隣接する GH_1 または GH_2 よりも低い場合に中央の湿原地表面の変化量 ΔGH_0 は (2-12) 式の右辺に次のよ

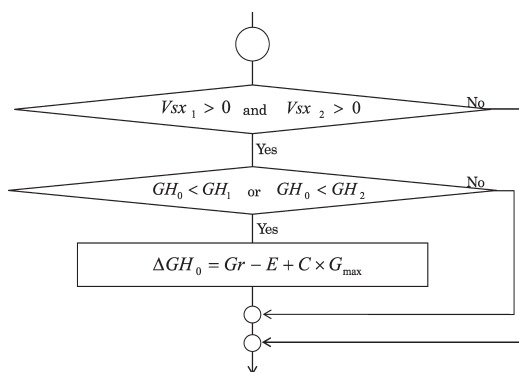


Fig.4-8 Flow chart of additional algorithm.

図4-8 追加的アルゴリズムの流れ図

うに付加して表わす。

$$\Delta GH_0 = Gr - E + C \times G_{\max} \quad (4-1)$$

ここで C は定数である。植生生長関数における年あたりの最大生長量 $G_{\max}$ に対する比として表わしており、 C を付加堆積比と呼ぶことにする。同様の処理を y 方向についても行なう。追加すべき x 方向のアルゴリズムをフローチャート (Fig.4-8) に示した。

b. カレックス・モデルによる計算結果

モデルを用いた試算では、初期条件として一様な傾斜のある斜面を 3 通り ($I=1/1,000$, $3/1,000$, $5/1,000$) 設定した。その表面に疑似ランダム関数を用いて初期の最大比高として 2 通り (5 cm と 2 cm) の凹凸を与えた。泥炭層の初期層厚は 2 通り (2 m と 0.2 m), 空間的差分間隔は 2 通り (5 m と 10 m) とした。

境界条件は上流端 (左端) は開境界とし、その時点での状態により自由に水が出入りする条件とした。すなわち山の尾根のような条件である。下流端 (右端) は水路などに流出する状態を模して水位一定という境界条件とした。側面は両側とも閉じて水の出入りは一切ない。(4-1) 式の付加堆積比 C には 2 通り (1/50 と 1/10) 与えた。すなわち狭窄部分には泥炭の年あたり最大生長量 $G_{\max}$ の 1/50 または 1/10 の量が付加的に堆積することとした。植生生長関数としては先に Fig.2-5 で示した値を用いた。

計算結果の中から 1,000 年後の一例を Fig. 4-9 に示した。図の左が斜面上手となっている。

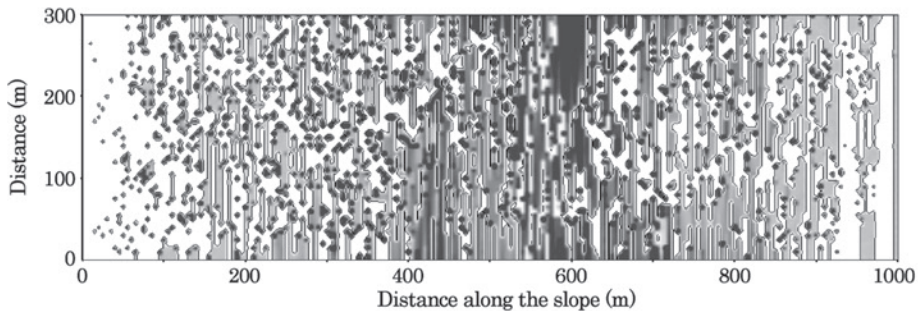


Fig.4-9 Simulated string-flark complex pattern.

White parts are strings (Kermi), light parts are shallow flarks, dark parts are deep flarks (Schlenken).

図 4-9 ケルミ・シュレンケ複合体のシミュレート結果

白い部分がケルミ、明色部が浅いシュレンケ、暗色部が深いシュレンケ。

地形条件は幅 300 m、長さ 1,000 m で傾斜が 1/1,000 の斜面である。初期泥炭層厚は 0.2 m、ランダムな凹凸の初期最大比高は 5 cm、空間差分 5 m、付加堆積比 $C=1/10$ とした。降雨パターンは岡田⁴⁴⁾ が用いた「少雨パターン」とし、透水係数は 0.1 cm/s とした。

Fig.4-9 では上下流端近くは境界条件の影響で地下水位が低くなりやすいため、ケルミが生じても間隔は小さい。斜面中央付近ではケルミの間隔が大きく、100 m 近くに達するところもある。これは初期には狭い間隔であったものの同士の融合によって大きくなってきたものである。この経緯は断面の変化を表した Fig.4-10 を見れば一層わかりやすい。Fig.4-10 は Fig.4-9 の斜面中央の縦断面の変化をスタートから 200 年ごとに示している。200 年後は発達段階で「II 成長期」に、400 年頃からは「III 形成期」に、800 年ころから「IV 確立期」に相当するものとする。この過程で④の部分ではシュレンケであったところが排水されやすい環境に変化した結果ケルミの一部となっていく。⑤では逆に湛水しやすい水環境に変化したため、ケルミが水没してシュレンケ同士が融合していく過程がわかる。⑥では⑤と同様な環境変化のためケルミの中にシュレンケが生成していく。

また傾斜面の幅を 1,000 m とした以外は Fig.4-9 とまったく同じ条件で計算した結果を、鳥瞰図として Fig.4-11 (1) に示した。Fig.4-11 (2) にはこの計算結果とよく似た景観のケ

ルミ・シュレンケ複合体の空中斜め写真を示した。両者の傾斜の方向がやや異なるが、シュレンケの縦横比や水面が占める面積の割合など、計算結果では平面的な要素が良く再現されていると言えよう。

Fig.4-12 の上図は Fig.4-10 の 1,000 年後の計算縦断面を再掲したものである。これを雨竜沼湿原のケルミ・シュレンケ複合体で実際に測量した断面形状（同下図）と比較したものである。多様な深さのシュレンケがケルミの間に分布している計算結果の状況は実測のパターンとよく似ており、鉛直方向でも実測パターンを再現できている。

D. 考 察

国内の大規模なケルミ・シュレンケ複合体は尾瀬ヶ原湿原（群馬県片品村・福島県松枝岐村：標高約 1,380～1,410 m）のものがよく知られている。北海道内にも本研究において調査した 3 湿原以外に、松山湿原（美深町：標高約 800 m）、ピヤシリ湿原（雄武町：標高約 920 m）、沼ノ平湿原（上川町・東川町：標高約 1,420～1,450 m）、沼ノ原湿原（上川町：標高約 1,420～1,450 m）、原始ヶ原湿原（富良野市：標高約 1,000～1,300 m）などにケルミ・シュレンケ複合体が見られる。これらの例はいずれもが山岳湿原であり、かつ多雪地帯である。

本章では雪融け時期に起こる泥炭地表面の流れに着目してケルミ・シュレンケ複合体の成因を推定した。わずかな凹凸しかない泥炭地表面

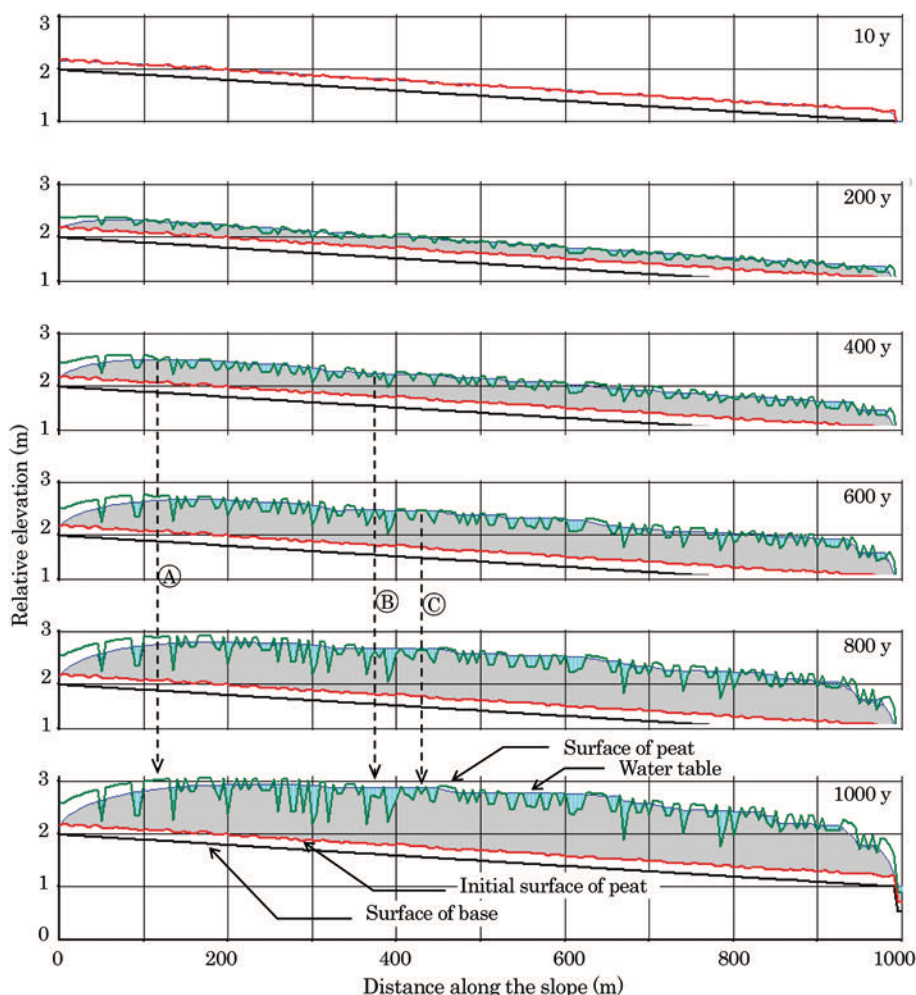


Fig.4-10 Temporal changes of longitudinal cross profile

Ⓐ: Disappearance of flark, Ⓑ: Submergence of string, Ⓒ: Appearance of flark.

図 4-10 縦断面の時間変化

Ⓐ：シュレンケの消滅，Ⓑ：ケルミの水没，Ⓒ：シュレンケの発生。

を水が流れるとき、水流は凸部を避け凹部に集中しやすい。融雪期にこの集中する流れが茎や葉の長い植物遺体を凹部により多く堆積させる。この繰り返しが傾斜に直交して連続する高まり（ケルミ）形成のきっかけとなる。その後は地表・地下水流動の結果生じる水位が植物の生長を支配することによって泥炭堆積が選択的に進んでケルミ・シュレンケ複合体の形態が形成され则认为した。これをプログラミングしてシミュレーションを実施した結果、複合体と同様なパターンを形成することを確認した。

さらに多様な条件による計算結果を比較することにより複合体パターン形成の傾向を把握した。ケルミ・シュレンケ複合体パターンがしやすいのは、① 傾斜の急なところよりは緩やかなところ、② 透水層厚が厚いところよりは薄いところ、③ 初期の凹凸が小さいところよりは大きいところなどである。これらは地下水深度が浅くなりやすく、表面流が発生しやすいところとも言い換えることができる。阪口⁵³⁾が「ケルミ・シュレンケ複合体は（斜面上手から見て）勾配が急に緩やかになる変換点から始ま

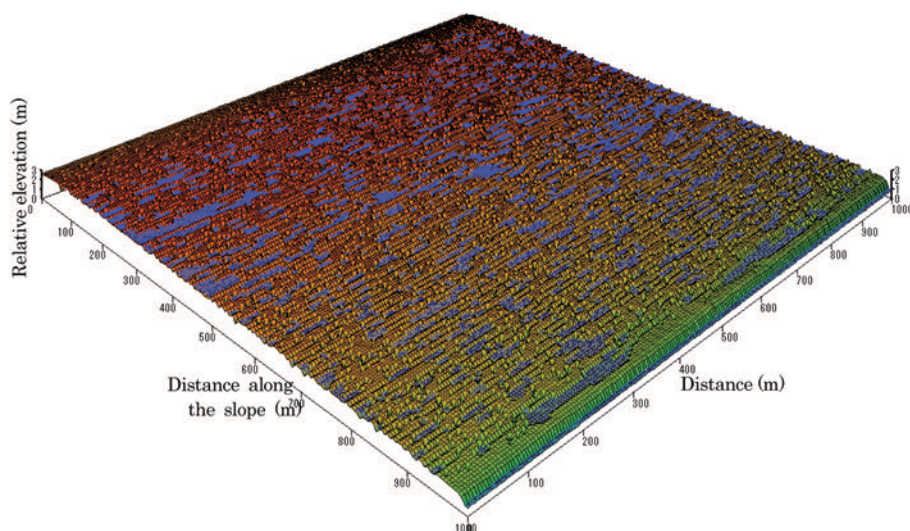


Fig.4-11 (1) Simulated string-flark complex pattern.
Light blue parts are flarks (Schlenken), other color parts are strings (Kermi).

図 4-11 (1) ケルミ・シュレンケ複合体のシミュレート結果
青色部がシュレンケ，その他の色が標高で塗り分けたケルミ。



Fig.4-11 (2) A patterned land in Scotland (Photo credit: R. A. Lindsay)

図 4-11 (2) 大規模なケルミ・シュレンケ複合体のパターン（写真：R. A. Lindsay）

る」と述べているのは、この環境がしやすい条件を示したものである。

この知見からさらに類推を進めると、「Ⅳ 確

立期」の微地形ではケルミの高さ・水面ともに以前よりは上昇していくから、それらに隣接する斜面には新たな微地形を形成する素地ができ

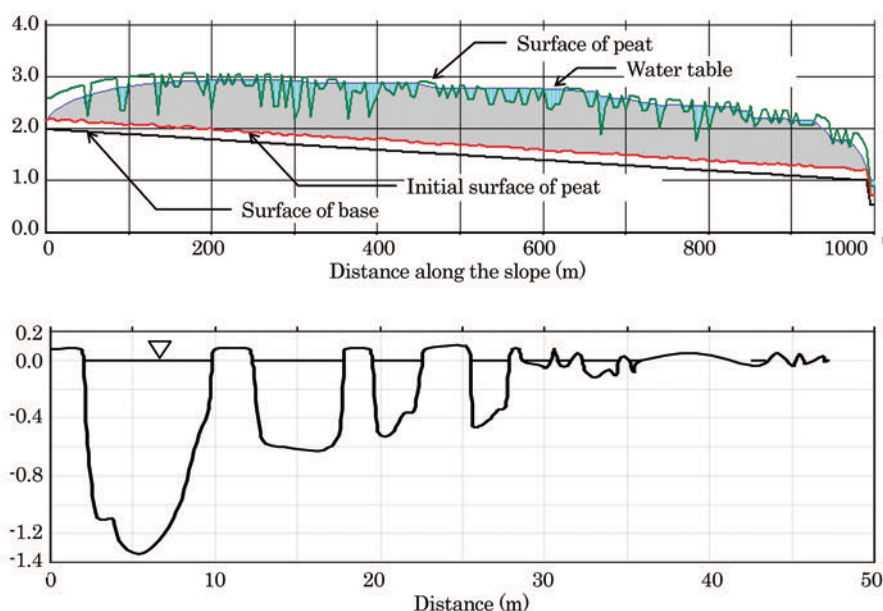


Fig.4-12 Comparison of calculated cross section with actual measurement.

図 4-12 計算縦面と実測との比較。(上：計算断面，下：雨竜沼湿原の実測)

ることになる。先に示した Fig.4-3 の場合では、斜面の上によく発達したものの発達初期のものが並んでいる。これはケルミ・シュレンケ複合体の形成が周辺斜面へ伝播していく可能性のあることを示唆している。

カレックス・モデルの原型を用いて、一様斜面あるいはそこにランダムな凹凸を与えた初期条件でシミュレートした場合にも斜面上に凹凸がはっきりした地形が形成され、水溜りが生じる場合もあるが、傾斜に直交するケルミはできない。Fig.4-8 に示したような付加的なアルゴリズムを加えてはじめてケルミ・シュレンケのような傾斜方向に直交する高まりと水溜りが生じる。

本研究の結果、高まりと高まりの間の凹部に融雪期の流れが集中し茎や葉の長い植物遺体を余分に堆積させる現象がケルミ・シュレンケ複合体形成のきっかけになると考える。その後、水の流動環境が徐々に変化して植生の選択的成長を促進し、ケルミ・シュレンケ複合体の明瞭な形態が確立していくものと考えられる。

第V章 結論と総合考察

本研究では高位泥炭地形成モデルであるカレックス・モデル *Carex Model* を開発・構築した⁴⁴⁾。このモデルの考え方は『泥炭は、湿原に生育する植物が枯れ、その遺体が温度や過湿な環境のため分解することなく堆積したものである』という「公知の事実」または「定義」に基づいている。湿原に生育する植物の一次生産量の多寡が泥炭の堆積量の多少を決め、その偏在によって地形が形成されるというのがカレックス・モデルのシナリオである。本研究ではこのプロセスをどう具体化し、量的に表現するかという課題に対し一つの可能性を提示した。

まず湿原に生育する植物の一次生産量が何に依存するかという点について、これまでの植物生態学的な多くの研究（例えば宝月ほか²⁸⁾）から、地下水位（地表の水位を含む）が最も重要であるとの結論を得た。この関係が明らかになることで、湿原植物の生長量と正の相関があると考えられる泥炭の堆積量の問題、高位泥炭地の地形変化の問題は、いずれも地下水・地表水の流動という純粋に物理的な問題に置き換える

ことができ、コンピュータ・シミュレーションに最も適した課題とすることができる。

このモデルの核心となるのが、地表または地下水位と植物一次生産量との関係であるが、これをどう見積もるかという点が次の課題である。植物生態学的な既往研究に基づけば、湿原植物といえども、一般的には適度な水はけが必要であり、水浸しとなるような過度な湿潤環境では生長が阻害される。多くの植物の過湿環境に対する生育許容範囲は狭く、このようなとき急激に生長阻害を起こす。逆に地下水位が下がりすぎても影響があるが、地下水が低下した場合には土壌中の間隙水だけでも生長を続ける。この点に着目し、地下水位と植物一次生産量との関係を片側だけに限界値を持つ対数正規分布の関数形 (Fig.2-5) とした。

植物の一次生産量 (生長量) を左右する湿原の水は、地下を移動するが地表を流れることもある。地下水と地表水は流動の形態がまったく異なり、流速は桁外れに異なり、それを記述する方程式の形もまったく異なる。これらを計算する場合、地下水と地表水を分けて計算した方が格段に効率が良くなるが、この課題では地下水の滲出と地表水の浸透をつぶさに水収支に反映させることが重要なため、敢えて同時進行で計算するという非効率な方法を採用した。

本研究で開発したカレックス・モデルは単純なモデルである。初期条件・境界条件として与えるのは以下の5通りである。泥炭地として泥炭層の厚さ①と、透水性②と、初期地形形状③の3通り、そのような泥炭地にあるパターンの雨④が降ったばあい、水は地表・地下を移動して泥炭地内のそれぞれの場所にそれぞれの水位を現わす。これに応答⑤した量だけ植物が生長する。植物は枯れて泥炭層上部に累積し、その偏りによって微地形を生ずる。

このカレックス・モデルのプロトタイプだけでも、湿原に見られる様々な形態を計算結果として再現できる⁴⁴⁾ことを示した (第II章)。ひとつは池沼の下手側の岸にできる畔状の膨らみであり (青森県八甲田山湿原)、もうひとつは階段状傾斜面にできる池沼群の分布 (長野県苗場山湿原) であり、山頂湿原でのアカエゾマツの同

心円状配列 (北海道松山湿原) である (第II章)。これらを試算する過程で湿原に湛水域ができやすい条件が判明してきた。基本的には地下水深度が継続的に浅い状態にあるということである。この条件を満たしやすいのは時期的には泥炭層厚の薄い泥炭地形成初期であり、地域的には積雪による圧密を受けて透水係数や空隙率が小さくなりやすい山岳地域である。ただし平坦な部分は他の境界条件が様々に異なっても地下水位深度が浅くなりやすいから、植生の成長が抑制されて湛水域が形成されやすい。雨竜沼湿原や沼ノ原湿原 (北海道上川町) においてはそれぞれの湿原で最大の池沼は同様にそれぞれの湿原頂部の平坦部に形成されている。

第III章で説明した「湿地溝」は湿原の傾斜方向に連続する大きな溝である⁵⁸⁾。これに対して第IV章の「ケルミ・シュレンケ複合体」は等高線方向に伸びた細長い畔状膨らみとそれらの間の窪みとの組み合わせである⁵⁹⁾。カレックス・モデルを用いればプロトタイプに僅かなアルゴリズムの変更や特定の境界条件を加えることによって、向きが90度異なる、これら別タイプの溝の形状を形成させうることを示した。

「湿地溝」は自然界で形成されたものであるにも拘らず実質的には排水路として機能して湿原の環境劣化をもたらしている。これについてはサロベツ湿原の中に埋没している旧河道を想定した高透水性泥炭塊が地中に存在するという初期条件のもとであらゆる規模の湿地溝が形成されうることを確認した。つまりサロベツ湿原の場合、高位泥炭地の内部に埋没した旧河道部分が透水係数の大きな「水みち」として機能し、これを介して地下水の集中が起こり、さらに過剰になった水の湧出によって植物生長量・泥炭堆積量に多寡が生じて湿地溝が形成されたものと考えられる。またサロベツ湿原の埋没河道のような特殊条件が無くとも、泥炭地表面の形状に起因する、地形性の湿地溝が形成され得ることも確認した (第III章)。

「ケルミ・シュレンケ複合体」は高位泥炭地特有の景観を構成する重要な要素である。わずかな凹凸しかない泥炭地表面を水が流れるとき、水流は凸部を避け凹部に集中する。融雪期や大

雨の後にこの集中する流れが茎や葉など穂先の長い植物遺体を凹部により多く堆積させる。この繰り返しが傾斜に直交して連続する高まり（ケルミ）形成のきっかけとなる。その後は地表・地下水流動の結果生じる水位が植物の生長を支配することによって、泥炭堆積が選択的に進んでケルミ・シュレンケ複合体の形態が形成される。このきっかけ部分をモデルに追加してプログラミングシミュレーションを実施した結果、複合体と同様なパターンを形成することを確認した（第Ⅳ章）。

ケルミ・シュレンケ複合体パターンが形成されやすいのは、傾斜の急なところよりは緩やかなところ、透水層厚が厚いところよりは薄いところ、初期の凹凸が小さいところよりは大きいところなどである。これらは地下水深度が浅くなりやすく、表面流が発生しやすいところとも言い換えることができる。この知見からさらに類推を進めると、確立したパターンの微地形ではケルミの高さ・水面ともに以前よりは上昇して、それらの周囲には新たな微地形を形成する素地ができる。これはケルミ・シュレンケ複合体の形成が周囲の斜面に伝播していく可能性のあることを示唆しており、これが現実配列したと思われる雨竜沼湿原の例を示した（第Ⅳ章）。

本研究で構築したカレックス・モデルとⅠ章で挙げた微地形形成の諸説との関係は以下のとおりである。Weber²⁾・Barber¹⁰⁾の「相変化モデル」、Alexandrov¹⁶⁾・Foster *et al.*¹⁷⁾の「泥炭堆積の偏り説」、Auer¹⁴⁾・Radforth¹⁸⁾の「地下基盤起伏の反映説」、Tanttu³⁾・Sakaguchi¹⁹⁾・阪口²⁰⁾らの「植物遺体の輸送説」などをカレックス・モデルは含意している。一方でBarber¹⁰⁾やLindsay⁴⁾が否定したTansley⁸⁾やOswald⁹⁾の「ハンモック・ホロー交替説」は、カレックス・モデルを使ってどのような条件を与えても現われない。

カレックス・モデルを適用して計算を行なうとき、無数の環境条件の組み合わせがあるが、水域ができるケースは相対的に少ない。実際の高位泥炭地でも池漕などの水域の面積は小さく、「何の変哲もない」湿原というのが一般的で

ある。しかし「何の変哲もない」ことがどういう条件の反映であるのかを定量的に把握する方法はこれまで無かった。本研究で構築したカレックス・モデルでは、様々な条件の変化がどの部分にどのように反映するかを定量的に把握することができる。この手法によれば過去から現在まで、あるいは現在から未来にわたった変化を再現・推定できるばかりでなく、湿原の現状がいかなるバランスのもとに保たれているかを定量的に確認できる。したがってカレックス・モデルを用いれば、これまで手探りで行われていた湿原の保全・保護の活動を定量的な裏付けのもとに実施することができる。

地形を見渡して周囲よりも凹んだところがあれば、そこは通常、浸食などの下向きの営力が働いた結果と考えられる。しかし高位泥炭地における地形形成の主要営力は植物の生長とその遺体の堆積であり、その向きは浸食とは反対の上向きである。したがって高位泥炭地で凹んだ場所というのは植物の生長に不適切な環境、通常は過湿な環境のために植物の生長が周囲の生長から取り残されたところということが言える。周囲の泥炭堆積に追いつけなかった部分が溝や池沼になっていくという新しい発想で高位泥炭地を眺望すると、これまで見えなかった湿原地形の形成プロセスが明瞭に見えてくる。

過去から現在にわたる泥炭地形成のプロセスを理解することは、とりまなおさず泥炭地の現在の在り様を理解することである。本研究で得られた知見は実際の泥炭地・湿原の保全や修復ばかりでなく、これらと隣接する農耕地などとの共存を図っていく際に不可欠な手段になるものである。

謝 辞

北海道大学大学院農学研究院の井上京准教授には本研究の当初から、泥炭の性質及び地下水の流動について有益なご助言をいただき、かつ貴重な研究資料の提供を受けた。かつ論文の執筆に当たっては主査としての適切なお助言とご指導をいただいた。同院の長澤徹明特任教授ならびに波多野隆介教授には副査としてのご指導と文献検索の便宜をいただいた。またモデルの

可能性についてしばしばご討議をいただいた。北海道大学植物園の富士田裕子准教授には副査としてのご指導を賜ったばかりでなく、研究プロジェクトの一員に加えていただいた。本研究の主要部を占める計算機による数値シミュレーションは、同プロジェクトによるワークステーションの導入によって可能になったと言っても過言ではない。このような機会に恵まれなければ、カレックス・モデルの有効性を示すためにはさらに長い時間を要したのは明らかであり、研究自体が陽の目を見なかったかもしれない。

岡本洋典氏には雨竜沼湿原の写真と融雪期の湿原の情報をご提供していただき、かつ調査のご支援もいただいた。佐々木伸宏・村元正己両氏にもサロベツ湿原のデータと現地情報のご提供と調査のご支援をいただいた。

現地調査には環境省稚内自然保護官事務所の全面的な協力を得ることができ、各調査時には石橋亮介・伊藤和人・稲垣紘順・稲垣順子・牛山智夫・岡田 薫・賀勢朗子・片岡澄江・佐藤大介・千田智基・辻田香織の各氏にご支援をいただいた。また環境省西北海道地区自然保護事務所（当時）からはサロベツ湿原域のレーザー計測 DEM データのご提供を受けた。

また石井吉之・岩熊敏夫・梅田安治・神谷光彦・紀藤典夫・近藤誠司・佐々木純一・高田雅之・高橋英紀・立木靖之・橘 治国・辻井達一・深見浩司・藤村善安・許 成基・シュテファン・ホーテス・矢部和夫・山本浩一・リチャード・リンゼイの各氏には折に触れご討議をいただいた。

操縦士の小川定男・斉藤信喜・塩田正行・高屋雪男・竹ヶ原満人・東野 倫・浜田 誠・廣瀬秀憲・山下 実・吉沢雄二郎の各氏には空中からの観察・計測に際して特別な便宜をはかっていただき、湿原の情報の提供もいただいた。

なお本研究の一部は環境省の環境技術開発等推進費（2006－2008）および環境省の環境研究総合推進費（課題番号：D-0908）の支援により実施された。最後にこれを記して謝意を表します。

引用文献

- 1) 尾瀬ヶ原総合学術調査団：尾瀬ヶ原総合学術調査団研究報告「尾瀬ヶ原」：日本学術振興会，841 pp. (1954).
- 2) Weber, C. A.: Über die Vegetation und Entstehung des Hochmoors von Augstumal im Memeldelta. Berlin: Verlagsbuchhandlung Paul Parey. (1902) [*Vegetation and Development of the Raised Bog of Augstumal in the Memel delta.*: English transl.: J. Couwenberg and H. Joosten (eds.) (2002)].
- 3) Tantt, A.: Über die Entstehung der Bülden und Stränge der Moore: Acta Forestalia Fennica, **4**, 1-24. (1915).
- 4) Lindsay, R. A.: Peatbogs and Carbon: Environmental Research Group, University of East London, 304pp. (2010).
- 5) Ivanov, K. E.: Water Movement in Wetlands: (English transl.: Thomson, A. and Ingram, H. A. P.), Academic Press, London, 276pp. (1981).
- 6) Swanson, D. K. and Grigal, D. F.: A simulation model of mire patterning: *Oikos*, **53**, 309-314. (1988).
- 7) Couwenberg, J. and Joosten, H.: Self-organization in raised bog patterning: The origin of microtope zonation and mesotope diversity: *Journal of Ecology*, **93**, 1238-1248. (2005).
- 8) Tansley, A. G.: The British Islands and their Vegetation. Cambridge: Cambridge University Press. (1939).
- 9) Osvald, H.: Notes on the vegetation of British and Irish Mosses: *Acta Phytogeographica Suecica*, **26**, 7-62. (1949).
- 10) Barber, K. E.: Peat Stratigraphy and Climate Change: A palaeoecological test of the theory of cyclic peat bog vegetation: Rotterdam, A. A. Balkema. (1981).
- 11) Sjörs, H.: Oberflächenmuster in den borealen Totfgebieten: *Endeavor*, **20**, 217-

224. (1961).
- 12) Heinselman, M. L.: Forest sites, bog processes, and peatland types in the glacial Lake Agassiz region: Minnesota. *Ecol. Monogr.*, **33**, 327-374. (1963).
- 13) 長澤徹明・梅田安治・神谷光彦：中国四川省若爾蓋泥炭地における微地形：地形, **15**, 39-51. (1994).
- 14) Auer, V.: Über die Entstehung der Stränge auf den Torfmooren: *Acta Forestalia Fennica*, **12**, 1-145. (1920).
- 15) Pearsall, W. H. (1956) Two blanket bogs in Sutherland: *Journal of Ecology*, **44**, 493-516.
- 16) Alexandrov, G. A.: A spatially distributed model of raised bog relief: *Wetland Modelling* (eds. W. J. Mitsch, M. Straškraba and S. E. Jorgensen), Elsevier, Amsterdam, 41-53. (1988).
- 17) Foster, D. R., Wright, H. E., Jr, Thelaus, M. and King, G. A.: Bog development and landform dynamics in central Sweden and south-eastern Labrador: *Canadian Journal of Ecology*, **76**, 1164-1185. (1988).
- 18) Radforth, N. W.: Environmental and structural differentials in peatland development: *Environments of Coal Deposition* (eds. E. C. Dapples and M. E. Hopkins), Geological Society of America, Denver, 87-104. (1969).
- 19) Sakaguchi, Y.: On the genesis of banks and hollows in peat bogs — an explanation by a thatch line theory: *Bulletin of the Department of Geography of the University of Tokyo*, **12**, 35-58. (1980).
- 20) 阪口 豊：泥炭地の地学的諸問題：地形, **6**, 333-350. (1985).
- 21) Ivanov, K. E.: *Osnovy gidrologii bolot lesnoi zony*: Gidrometizdat, Leningrad, 1-500. (1957).
- 22) Couwenberg, J.: A simulation model of mire patterning — revisited: *Ecography*, **28**, 653-661. (2005).
- 23) Nungesser, M. K.: Modeling microtopography in boreal peat lands hummocks and hollows: *Ecological Modeling*, **165**, 175-207. (2003).
- 24) 阪口 豊：泥炭地の地学：東京大学出版会，東京，329 pp. (1974).
- 25) 吉井義次・林信夫：八甲田山濕原の成因と“田”の研究：生態学研究, **1(1)**, 1-13. (1935).
- 26) 堀正一・矢島祭太郎：苗場山濕原の植物群落学的研究：群馬大学紀要，自然科学編, **4(5)**, 1-12. (1954).
- 27) 堀正一：濕原の形成過程について：地球科学, **55**, 17-22. (1961).
- 28) 宝月欣二・市村俊英・堀 正一・大島康行・笠永博美・小野 和・高田和男：尾瀬ヶ原濕原の植物生態學的研究：尾瀬ヶ原総合学術調査団研究報告「尾瀬ヶ原」，日本學術振興会，313-400. (1954).
- 29) 土木学会水理委員会：水理公式集 [平成 11 年版]：土木学会，東京，713 pp. (1999)
- 30) 岩佐義朗：数値水理学：丸善，214 pp. (1995).
- 31) 土木学会：土木工学における数値解析／流体解析編：土木学会，150 pp. (1974).
- 32) 佐々木純一：雨竜沼濕原の池塘地図：財団法人前田一步園財団 20 周年記念論文集・北海道の濕原，第 7 章. 189-203. (2002).
- 33) 岩井重久・石黒政儀：応用水文統計学：森北出版，68. (1970).
- 34) 平川一臣：雨竜沼濕原の成立に関する地形・地質学的検討：財団法人前田一步園財団 20 周年記念論文集北海道の濕原，第 7 章. 163-169. (2002).
- 35) 吉岡邦二：尾瀬ヶ原濕原植物群落の構造と発達：尾瀬ヶ原総合学術調査団研究報告「尾瀬ヶ原」，日本學術振興会，170-204. (1954).
- 36) 梅田安治：泥炭地の地下水：地下水と井戸とポンプ, **23(6)**, 地下水技術協会，21-27. (1981).
- 37) 岡田 操・井上 京：泥炭の水理特性を反映した地下水流動モデル：湿地研究, **1**,

- 3-15. (2010).
- 38) 辻井達一・橘ヒサ子・高橋英樹・梅沢 俊・岡田 操・富士田裕子：北海道の湿原と植物：北海道大学出版会，札幌，264 pp. (2003).
- 39) 酒匂純俊・土井繁雄・太田昌秀：5 万分の 1 地質図幅説明書 サンル：北海道開発庁，33 pp. (1960).
- 40) 岡田 操：松山湿原：辻井達一・岡田 操・高田雅之編著，北海道の湿原，北海道新聞社，84-87. (2007).
- 41) 梅田安治・清水雅男：サロベツ泥炭地湿地溝の形態 —— 泥炭地の形態的研究 (I) ——：北海道大学農学部邦文紀要，第 14 巻，第 3 号，281-293. (1984).
- 42) 小谷 昌：尾瀬ヶ原中田代の微地形：尾瀬ヶ原総合学術調査団研究報告「尾瀬ヶ原」，日本学術振興会，30-39. (1954).
- 43) 福岡捷二・藤田光一：堤防法面張芝の侵食限界：土木学会水工学論文集，第 34 巻，319-324. (1990).
- 44) 岡田 操：カレックスモデル：植生生長関数を介した高層湿原の微地形形成モデルの提案：地形，**29**，281-300. (2008).
- 45) 梅田安治・清水雅男・出村昌史：サロベツ泥炭地の形成過程 —— 泥炭地の形態的研究 (II) ——：北海道大学農学部邦文紀要，第 15 巻，第 1 号，28-35. (1985).
- 46) 梅田安治・清水雅男：サロベツ泥炭地形成図説明書：北海道土地改良設計技術協会. (2003).
- 47) 環境省：平成 14 年度サロベツ地区自然再生事業地形計測調査実施報告書：環境省西北海道地区自然保護事務所. (2003).
- 48) 紀藤典夫：花粉分析によるサロベツ湿原の形成過程と環境・植生変動の解明：環境技術開発等推進費平成 19 年度進捗状況報告書「サロベツ湿原の保全再生にむけた泥炭地構造の解明と湿原変遷モデルの構築」，北海道大学北方生物圏フィールド科学センター，13-30. (2008).
- 49) 岡田 操：サロベツ湿原の瞳沼とその形成過程：湿地研究，**1**，55-66. (2010).
- 50) 富士田裕子・加納佐俊・今井秀幸：上サロベツ湿原時系列ササ分布図の作成とササの面積変化：北大植物園研究紀要，第 3 号，43-50. (2003).
- 51) 梅田安治・辻井達一・井上 京・清水雅男・紺野康夫：サロベツ泥炭地の地下水位とササ —— 泥炭地の形態的研究 (III) ——：北海道大学農学部邦文紀要，第 16 巻，第 1 号，70-81. (1988).
- 52) 橘 治国・南出美奈子・堀田暁子・斎藤寛明・堀内 晃・中村信哉・米谷英朗・行木美弥・川村哲司：サロベツ湿原の水質および土壌環境と植生：財団法人前田一歩園財団 20 周年記念論文集北海道の湿原，第 5 章，131-140. (2002).
- 53) 阪口 豊：尾瀬ヶ原の自然史：中公新書，東京，229 pp. (1989).
- 54) 守田益宗：暑寒別岳雨竜沼湿原の花粉分析的研究：東北地理，**37**，166-172. (1985).
- 55) Morita, Y.: Preliminary palynological studies of the moors in the uplands in Hokkaido: Ecological Review, **20**, 237-240. (1984).
- 56) 星野フサ・中村俊夫：加速器法による ^{14}C 年代測定と花粉分析によるブナ・ミズナラ・ハンノキ・エゾマツ移住の時代：南サハリンの泥炭堆積とコナラ属，神仙沼の新しい針葉樹と川端の Mpfa3 直下の針葉樹，狩場山の古いブナ，石狩低地帯美々川の新しいハンノキと南学田の古いハンノキ：名古屋大学加速器質量分析計業績報告書，6，201-209. (1995).
- 57) 辻井達一・岡田 操：写真集「北海道の湿原」：北海道大学出版会，札幌，232 pp. (2003).
- 58) 岡田 操：サロベツ湿原における湿地溝の形成 —— カレックスモデルを用いた検証 ——：地形，**30**，95-111. (2009).
- 59) 岡田 操：泥炭湿地におけるケルミ・シュレンケ複合体の形成過程：カレックスモデルを用いた検証：地形，**31**，17-32. (2010).

Summary

This study describes the development of a model for the microtopographic formation of peat bogs, which is named 'Carex Model'. Basically, this model has been built on the well-known fact that peat formation is the result of accumulation of dead plants without decomposition under excess water and low temperature conditions. Therefore, the scenario assumed in this model is that the primary production of wetland plants may control the amount of peat accumulation, and uneven peat accumulation will influence the microtopography. This study provides a solution to realize this process and represents the volume of peat formed.

According to several researches regarding plant ecology, the amount of primary production of bog plants depends upon the condition of the groundwater table. From this relation, the question of the amount of peat accumulation and the topographical transformation of a bog can be both transposed and treated as a matter of groundwater flow, which is purely a physical phenomenon. As a result, it is comparatively easy to model mathematically.

The core of the model is how to represent the relationship between primary plant production and the groundwater table. It is expressed as a function of a logarithmic normal distribution, including the restriction for high water table conditions.

The prototype of the Carex Model suffi-

ciently reproduced the typical microtopographies seen in bogs. These are the ridges of the banks of a bog pool, the distribution of numerous pools in the stair-like slope of bogs and the concentric arrangement of *Picea glehnii* on the flat peak of domed bogs.

Bog rill is a relatively large channel that is formed in the gentle slope of a bog. In the case of the simulation of the bog rills in Sarobetsu Mire, the rills were clearly simulated with the Carex Model by involving the high permeability portion of the bog matrix in the initial conditions of the simulation.

The 'string-flark complex' of the bog comprises a set of parallel ridges aligned perpendicular to the slope and separated by narrow pools that are more sparsely vegetated. The results of simulation by the Carex Model suggested that this microtopographic pattern was generated by the accumulation of additional litter deposited by snow-melting flow. Consequently, the changes in water level under the influence of the prevailing hydraulic conditions will facilitate the selective growth of vegetation, thus developing this unique bog microtopography.

The proposed Carex model enables the reproduction and estimation of both the past-to-present and present-to-future forms of bog topography. In addition, it facilitates the quantitative evaluation of the conditions of existing bogs.