

# 尾瀬ヶ原湿原の地下水流動と植生について予察的検討

藤村善安・草間俊樹

日本工営(株)中央研究所

## 要 旨

本研究では、尾瀬ヶ原湿原を対象として、集水域を含めて実施した地下水流動の定常解析結果を用いて、植生の分布を規定する要因としての地下水の流向・流速の重要性や、今後の望まれる水文調査・解析について検討した。その結果、ヨシクラスは全方向流速が大きい場所に、ハルニレ群集、シラカンバ群落は上向き流向となっている場所に、ツルコケモームズゴケクラスは、鉛直方向の流速が小さい場所に分布している傾向が認められた。利用可能な水文データが限られていることから実施した定常解析結果であっても、植生との対応関係が認められたことから、地下水流動の三次元解析は植生分布を検討する際の有効な手段であるといえる。湿原の植生を特徴づける水文環境としては、出水後の状況や無降雨が続いて水位が低下した場合の状況も重要であることから、現地での地下水位観測結果や河川での流量観測結果等を踏まえた研究の進展が期待される。

キーワード：流向，流速，植生，三次元地下水流動解析

## 1. はじめに

湿原の植生は、立地環境の影響を強く受けており、水位や土壌・養分環境の違いに応じて成立する群落が異なることが知られている（岩熊ら 1998）。このうち土壌・養分環境は、水位のほか地点ごとの地下水流動の特徴も影響すると考えられるが、地下水の流速・流向と植生の関係を議論した例はほとんどない。

そこで本研究では、重要性が認められながらこれまで具体的に検討が進んでいない地下水流動と植生分布の関係について検討することを目的とした。検討対象地は、山地に囲まれて流域界を設定しやすく、雨量計による現地観測雨量データや、環境省による植生図も利用できることから、尾瀬ヶ原湿原とした。

地下水流動については、周辺山地からの地下水も含めて検討するため、集水域全体を対象とした三次元地下水流動シミュレーションを行うこととした。ただし尾瀬ヶ原湿原においては、集水域全体を対象とした非定常解析を行うに足る十分な水文観測データがないため、本研究では時間的に変化しない境界条件を与えて計算し、モデル内の水頭に変化が

なくなる状態を得る定常解析を行った。定常解析であっても、流速の速い／遅いといった地点間の相対的差異や、平均的な流向は表現できると考えられる。植生と立地環境の関係は、多くの場合統計的な手法を用いて検討されている（Jabłońska et al. 2011, Fujimura et al. 2008）。そのため定常解析であっても流向・流速等の地点間の相対的差異が表現できていれば、ある程度植生との関連性が見いだされることが期待できる。

以上より、本研究では集水域を含めて実施した地下水流動の定常解析結果を用いて、植生の分布を規定する要因としての流向・流速の重要性や、今後の望まれる水文調査・解析について検討した。

## 2. 方法

### 2.1 解析対象範囲

尾瀬ヶ原湿原は、周囲を燧ヶ岳（標高 2,356 m）や至仏山（標高 2,228 m）等の山に囲まれた湿原である。解析対象範囲は、尾瀬ヶ原の集水域から尾瀬沼の集水域を除いた面積約 66.3 km<sup>2</sup> の範囲とした（図 1）。尾瀬沼集水域への降水のうち、尾瀬ヶ原に

流入する水は全て沼尻川を通ると考えられる。そのため、沼尻川を含めた河川に後述する境界条件を設

定することで、尾瀬沼集水域に降った雨による尾瀬ヶ原への影響を表現することとした。

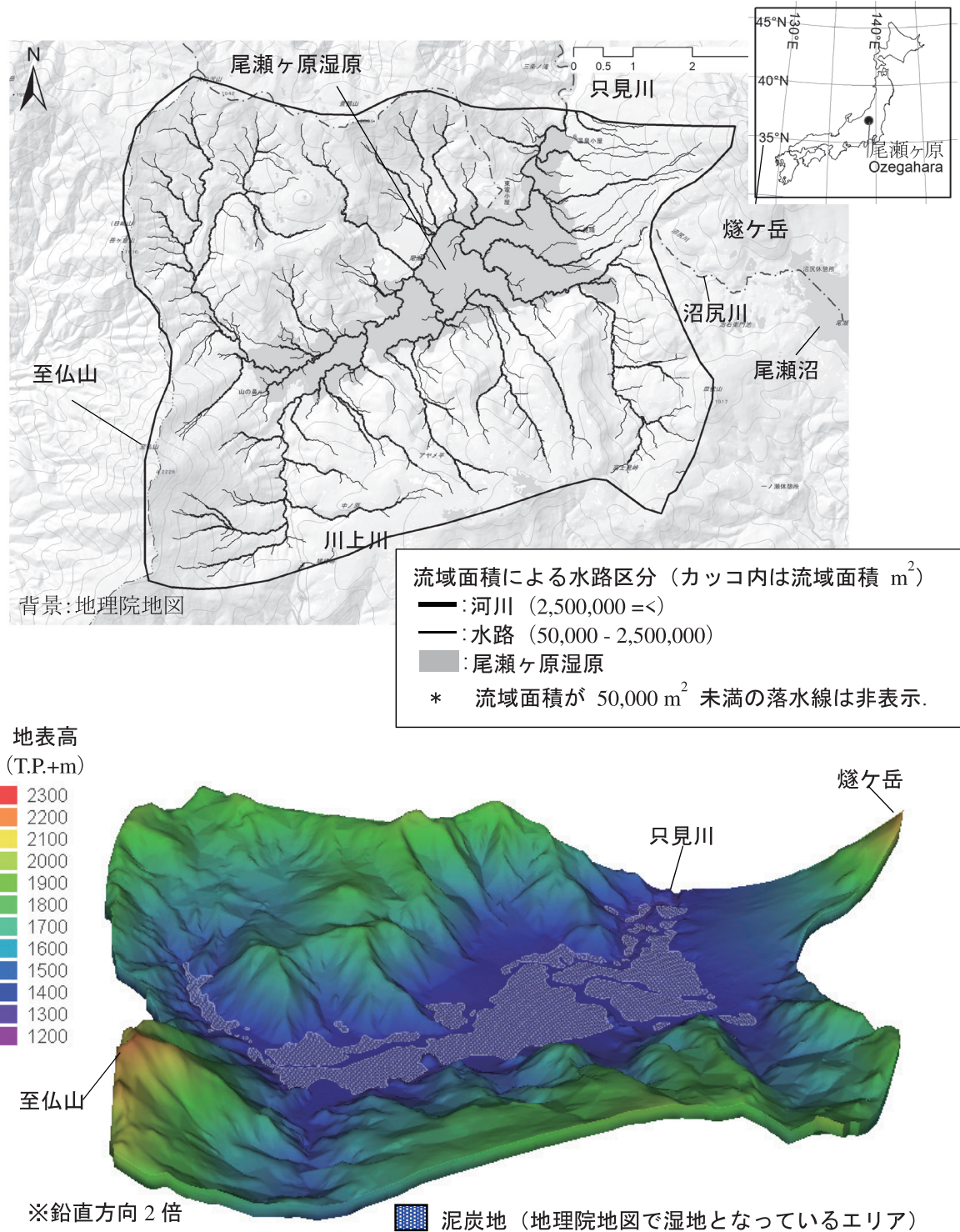


図1 地下水解析範囲 (上) と三次元地形モデル (下)。(尾瀬沼集水域を除く尾瀬ヶ原集水域)  
 Fig. 1 Target area of the groundwater flow simulation (top) and 3D surface model (bottom).

## 2.2 モデル内での河道の設定

地下水解析モデル内で河道として認識させる部分を設定するため、標高データより陸ら (1989)、羽田野ら (2001) に従って落水線を作成した。標高データは、国土交通省の基盤地図情報ダウンロードサービス (国土地理院 2017) から 5 m メッシュのデータを得たが、解析負荷を考慮し 10 m メッシュの標高データに修正後、落水線を作成した。各メッシュの落水線には、その上流側にあるメッシュ数を属性として持たせた。この上流側のメッシュ数は、メッシュサイズ (10 m × 10 m) を乗じることで、流域面積となる。流域面積と現地の流路や植生の状況を照合して、本研究では流域面積 2,500,000 m<sup>2</sup> 以上の落水線を河川、50,000 - 2,500,000 m<sup>2</sup> の落水線を山地の沢も含めて水路と区分した (図 2)。ここで区分した河川は、地形図でも河川として示されている猫又川、川上川、上ノ大堀川、下ノ大堀川、沼尻川、ヨッピー川、只見川に該当し、河床には礫や砂がみられ、河岸には自然堤防上に河畔林が成立している (図 2a, b)。また水路は、周囲と明らかに植生が異なり

流水があると考えられる場所であるが、自然堤防は発達せず水路底ももっぱら泥炭からなっている (図 2c)。一方、流域面積 45,000 m<sup>2</sup> 程度の場所では、周囲と同様の植生が成立しており、地表水がみられることもあるが、常時流水が認められるわけではない (図 2d)。

## 2.3 解析プログラムと地形・地質モデル

解析プログラムは、汎用的な地下水流動解析モデルの中で、柔軟な地形表現が可能な Feflow (DHI 社製) を用いた。Feflow は式 1 に示す支配方程式を用いて地下水流動を近似的に解くプログラムである。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left\{ k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right\} - W(x, y, z) = 0$$

(定常計算の場合)・・・式 1

ここで、

$x, y, z$ : 空間座標系 [L] (長さの単位),  $h$ : 地下水頭 (地下水標高) [L]

$k_x, k_y, k_z$ : 透水係数テンソル (空間座標方向毎に

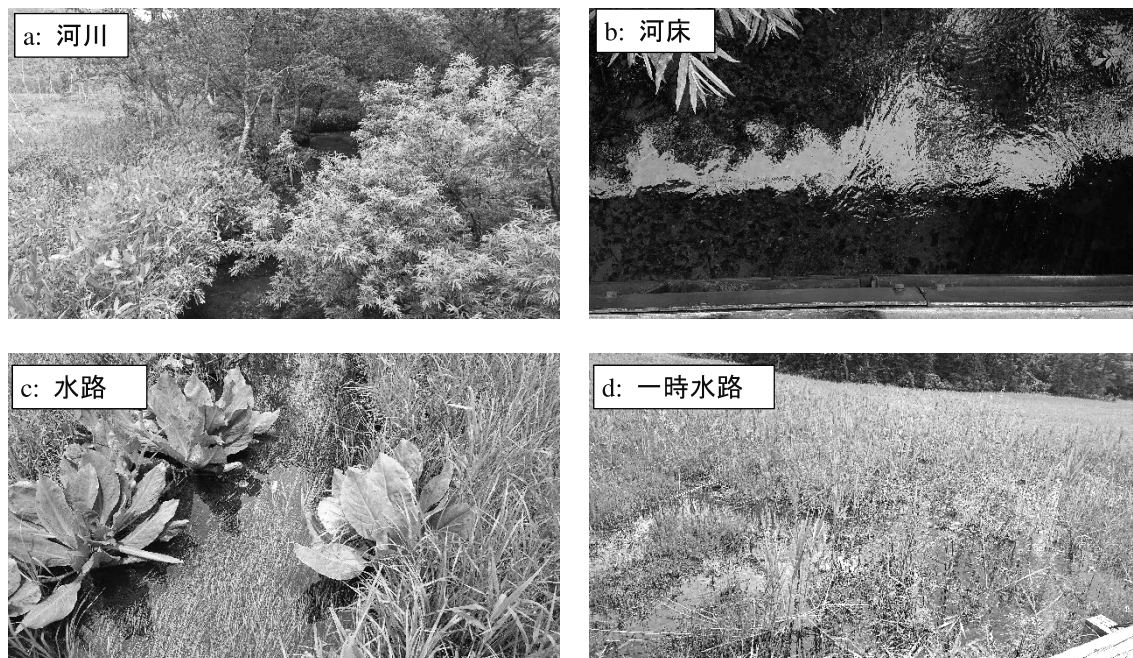


図 2 河川、水路、および流域面積約 45,000 m<sup>2</sup> 地点の状況写真。河川沿いの自然堤防には河畔林が成立していることが多い (a)。また河床材料には礫・砂が認められる (b)。水路は常時水があるものの自然堤防は発達していない (c)。流域面積 45,000 m<sup>2</sup> 程度の場所は常時流水が認められるわけではない (d)。

Fig. 2 Photos of the river, streams, and site, of which the catchment area is about 45,000 m<sup>2</sup>. Riparian forests that have been established on the riverbanks (a). The riverbed materials are composed of gravel and sand (b). Riparian forests are not established along the streams (c). Constant flow is not observed across the site with 45,000 m<sup>2</sup> of catchment area.

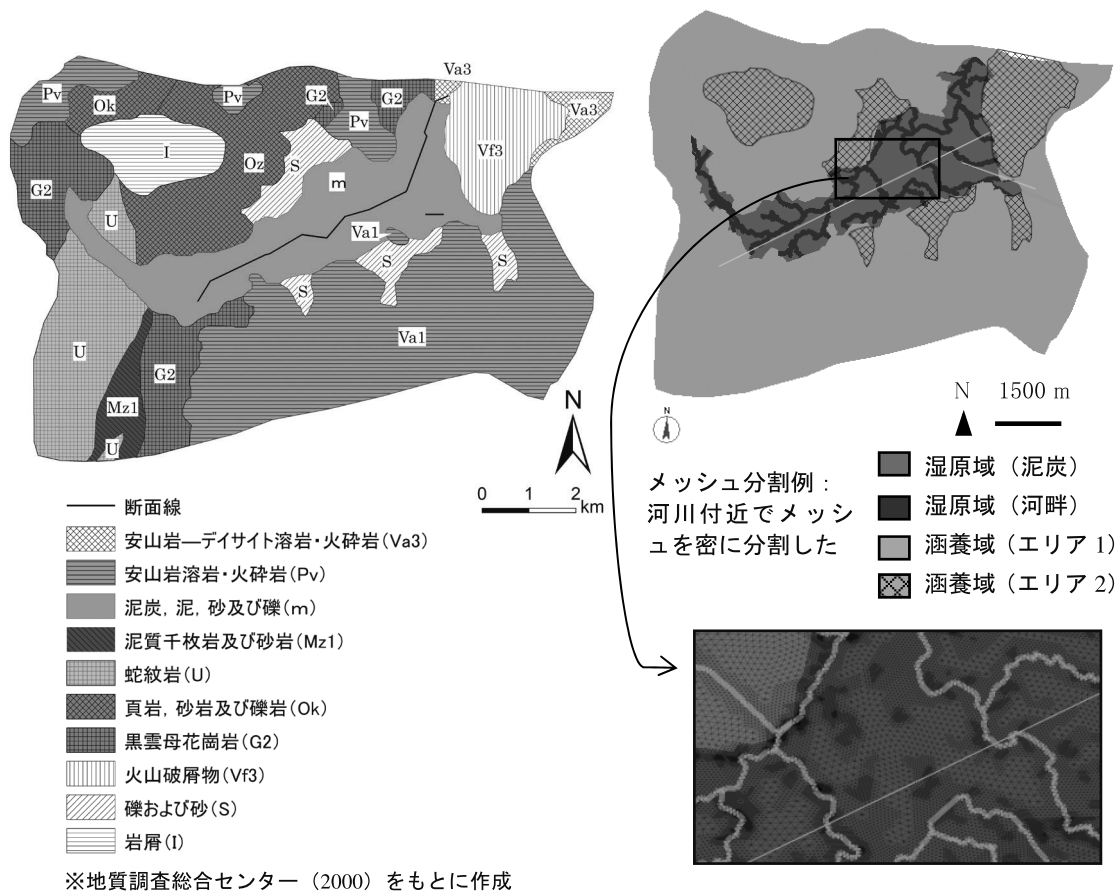
設定可能: 異方性) [LT<sup>-1</sup>]

W: 単位体積当たりの吸込・湧出量 [L<sup>3</sup>T<sup>-1</sup>] (単位時間当たりの量の単位)

である.

解析範囲を河川および表層地質をもとに, 湿原域

(泥炭), 湿原域 (河畔), 涵養域 (エリア 1), 涵養域 (エリア 2) の 4 つに分けた (図 3). 湿原域 (河畔) は河川から約 30 m の範囲とした. 涵養域 (エリア 2) は表層地質が火山砕屑物, 礫・砂, 岩屑の範囲とし, それ以外を涵養域 (エリア 1) とした.



※地質調査総合センター (2000) をもとに作成

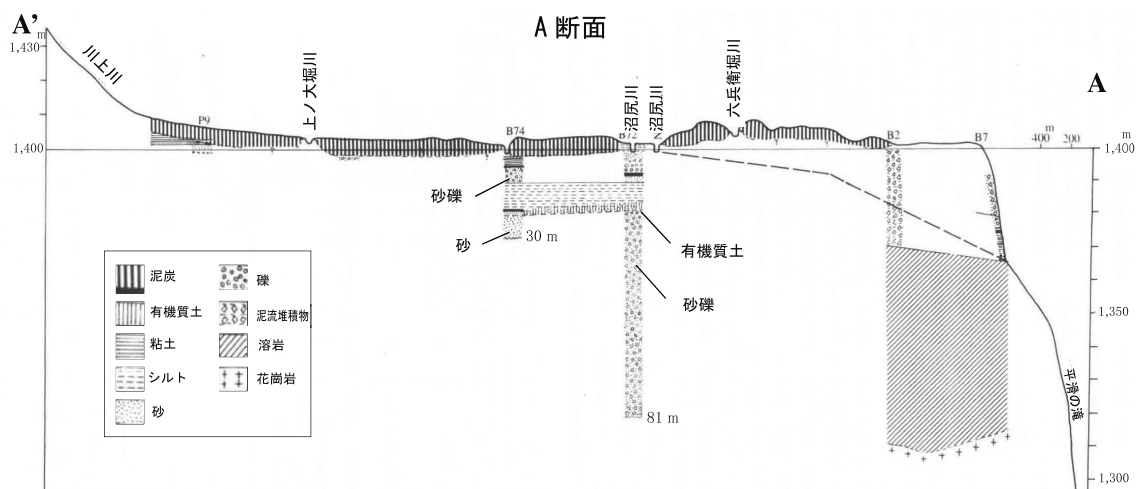


図 3 尾瀬ヶ原流域の表層地質 (上) および地質断面 (下).

Fig. 3 Geological map (top) and profile (bottom).



解析範囲は鉛直方向には5層構造とした。平面的なエリアごとに想定した各層の土質・地質、および地盤物性値、層厚を表1に示す。湿原域の層構造は、既往知見（阪口1989, 図3）を参考に以下のように設定した。泥炭の透水性は、常時水面下にある深度では低く、それよりも浅い深度では高いことが知られている。現地踏査の結果、隣接する池塘の水面の高さが異なること、池塘縁の高さ（池塘付近の地表面）と池塘水面との高さの差は数cm - 10cm程度の場所が多かったことから（図4）、地表下10cmまで（第1層とする）の透水性を高く、その下位の泥炭層（第2層）の透水性を低く設定した。泥炭地の地表面標高の凹凸は、その下位の粘土層の凹凸を反映しており泥炭層の厚さは概ね4m程度で一定していることから第1層と第2層を合わせた泥炭層の深さを一律4mとした。ただし、下田代（湿原東部）の泥炭層の厚さは一律でないことから（Hara 1982）、湿原辺縁部に向かうにつれて浅くなるように設定した。泥炭層（第1層および第2層）の下位（第3層）は厚さ6m（深度4 - 10m）の礫層、さらに下位（第4層）は厚さ10m（深度10 - 20m）のシルト混じり粘土層とした。最下層（第5層）は厚さ80m（深度20 - 100m）の礫層とした。これまでの尾瀬ヶ原で行われたボーリングの最も深いものが81mで掘り止めとなっており、それ以深の地質構成につい

表1 モデルの地質構造と地盤物性値。

Table 1 Geological structures and properties.

層	土質・地質	湿原域		涵養域 <sup>*2</sup>	
		泥炭	河畔	エリア1	エリア2
1	土質・地質	泥炭	粘性土	表層土	表層土
	$k_x, k_y$ (m sec <sup>-1</sup> ) <sup>*1</sup>	$2 \times 10^{-5}$	$1 \times 10^{-5}$	$2 \times 10^{-5}$	$2 \times 10^{-5}$
	$k_z$ (m sec <sup>-1</sup> ) <sup>*1</sup>	$1 \times 10^{-5}$	$1 \times 10^{-5}$	$2 \times 10^{-7}$	$2 \times 10^{-7}$
	$S$ (1/m) <sup>*1</sup>	0.6	0.2	0.2	0.2
	層厚 (m) <sup>*1</sup>	0.1	0.1	0.5	0.5
2	土質・地質	泥炭	粘性土	表層土	表層土
	$k_x, k_y$ (m sec <sup>-1</sup> ) <sup>*1</sup>	$1 \times 10^{-7}$	$1 \times 10^{-6}$	$1 \times 10^{-5}$	$1 \times 10^{-5}$
	$k_z$ (m sec <sup>-1</sup> ) <sup>*1</sup>	$5 \times 10^{-8}$	$1 \times 10^{-6}$	$1 \times 10^{-7}$	$1 \times 10^{-7}$
	$S$ (1/m) <sup>*1</sup>	0.5	0.2	0.2	0.2
	層厚 (m) <sup>*1</sup>	3.9	3.9	0.5	0.5
3	土質・地質	礫	礫	風化層	風化層
	$k_x, k_y$ (m sec <sup>-1</sup> ) <sup>*1</sup>	$5 \times 10^{-6}$	$5 \times 10^{-6}$	$1 \times 10^{-6}$	$1 \times 10^{-6}$
	$k_z$ (m sec <sup>-1</sup> ) <sup>*1</sup>	$5 \times 10^{-6}$	$5 \times 10^{-6}$	$1 \times 10^{-7}$	$1 \times 10^{-7}$
	$S$ (1/m) <sup>*1</sup>	0.2	0.1	0.1	0.1
	層厚 (m) <sup>*1</sup>	6	6	2	2
4	土質・地質	粘性土	粘性土	岩	岩
	$k_x, k_y$ (m sec <sup>-1</sup> ) <sup>*1</sup>	$1 \times 10^{-7}$	$1 \times 10^{-7}$	$1 \times 10^{-6}$	$1 \times 10^{-6}$
	$k_z$ (m sec <sup>-1</sup> ) <sup>*1</sup>	$1 \times 10^{-7}$	$1 \times 10^{-7}$	$1 \times 10^{-7}$	$1 \times 10^{-6}$
	$S$ (1/m) <sup>*1</sup>	0.1	0.1	0.05	0.2
	層厚 (m) <sup>*1</sup>	10	10	27	27
5	土質・地質	礫	礫	岩	岩
	$k_x, k_y$ (m sec <sup>-1</sup> ) <sup>*1</sup>	$1 \times 10^{-6}$	$1 \times 10^{-6}$	$1 \times 10^{-8}$	$1 \times 10^{-8}$
	$k_z$ (m sec <sup>-1</sup> ) <sup>*1</sup>	$1 \times 10^{-6}$	$1 \times 10^{-6}$	$1 \times 10^{-8}$	$1 \times 10^{-8}$
	$S$ (1/m) <sup>*1</sup>	0.1	0.1	0.05	0.05
	層厚 (m) <sup>*1</sup>	80	80	70	70

\*1:  $k_x, k_y, k_z$ : 水平 ( $k_x, k_y$ ) および鉛直 ( $k_z$ ) 方向の透水係数,  $S$ : 比貯留係数.

\*2: 涵養域のエリア2は表層地質が火山砕屑物、礫・砂、岩屑のエリア、エリア1はそれ以外のエリア（図3）.



図4 隣接する池塘の水位が異なる例。隣接する池塘の水位が異なることは、池塘間にある泥炭の透水性が低いことを示している。池塘の水面と池塘縁の泥炭表層との高さは10cm前後のところが多い。

Fig. 4 Example of different water levels in adjacent ponds. Different level of water indicates low hydraulic conductivity. The pond shore and the water table have an approximate 10 cm difference.

での知見はないが、ここでは仮に礫層を深度 100 m までとした。

涵養域の層構造は、逢坂・塚本（1987）を参考に表層土（A 層）と風化層（B 層）を合わせて 3 m となるよう第 1 層から第 3 層に設定した。第 4 層と第 5 層は岩として、下端はモデル全体の厚さが湿原域と同様になるよう深度 100 m に設定した。

解析要素の分割は、涵養域で粗く、湿原域（河畔）では細かく、湿原域（泥炭）ではその中程度となるようにし、モデル全体では 332,625 要素/層×5 層の合計 1,663,125 要素のモデルとなった。モデルのメッシュ分割例を図 3 に示す。要素の一辺のサイズは、河川近くの最も細かいもので 2 m 程度、モデル外縁部付近の最も粗なもので 100 m 程度となった。

## 2.4 地表面およびモデル下面・側面の境界条件

地下水流動解析にあたっては、河川および小水路に地表高と同じ高さの固定水頭境界（常に設定した高さに水頭があるという条件）を与えた。また、湿原内での地下水位観測結果によれば、降雨時に水位は上昇するが、地表面付近までしか上がっていない（河野ら 1998）。そのため、河川および小水路を除く地表面には、地下水位が地表を超えるとモデルから排出される条件を与えた。モデルの下面および側面は不透水境界とした。

## 2.5 涵養量

本研究で与える一定の涵養量は、非積雪期の降水量を基に以下のように設定した。

尾瀬では概ね 5 月が融雪期、6 - 10 月が非積雪期、11 月の降雪始期以降が積雪期となっている（西村・吉弘 2008）。そのため 6 - 10 月の降水量平年値 910 mm（観測点：山の鼻ビジターセンター、集計期間：1977 - 2006 年）を用いて検討した（西村・吉弘 2008、野原 2012）。また、モデルに与える際に、湿原部分と山地で異なる値を与えた。ここでは湿原部分は、1/25,000 地形図の凡例で湿地となっている部分を包含する標高 1,430 m 以下とした。湿原部分は、途中で降雨が遮断されることなく、また地下水面が浅く、降雨全量が地下水に到達し、その後 3 -

4 割が蒸発散によって大気中に戻ると考えられることから非積雪期降水量（平年値）を 6 - 10 月の暦日数（153 日）で除した値に 0.65 を乗じた値（3.8 mm day<sup>-1</sup>）を与えた。山地では、平均的な地下水涵養量として 1 mm day<sup>-1</sup>（榎根 1998）を与えた。

## 3. 結果と考察

### 3.1 流速分布と植生分布

解析結果より、全方向および鉛直方向の流速分布を図 5 に示した。また植生図を図 6 に示した。全方向流速（図 5 上）を見ると、図中右上の只見川付近や湿原縁辺部で地形勾配の大きいところで流速が大きいこと、木道の牛首分岐付近で流速が小さい結果となった。植生との対応をみると、ヨシクラスの分布域は、全方向流速が大きい傾向があることが分かった。

鉛直方向の流速（図 5 下）については、河川付近で赤色（上向き流向）となっており、湿原の水が河川に湧出していることを示した。また解析範囲の東部で水色（下向き流向）となっていた。これは谷地形となっている只見川に向かって地下水が流出しているためと考えられる。植生との対応をみると、ハルニレ群集、シラカンバ群落の分布域は上向き流向となっているところが多かった。ツルコケモモ・ミズゴケクラスの分布域は、鉛直方向の流速が小さいところと良く対応していた。

一般にヨシクラスのようなフェンの植生は富栄養な立地に、ツルコケモモ・ミズゴケクラスといったボグの植生は貧栄養な場所に分布することが知られている（矢部 2017）。地下水の流速と植物についての栄養状態を議論した研究はほとんどないものの、流速に流下断面積・栄養塩濃度を乗じることで栄養塩量を求められることから分かるように、植生にも大きな影響を与えていると考えられる。利用可能な水文データが限られていることから実施した定常解析結果であっても、植生との対応関係が認められたことから、地下水流動の三次元解析は植生分布について検討する際の有効な手段であるといえる。

本研究では、非積雪期の平年的な降水量を与えて解析したが、湿原の植生を特徴づける水文環境としては、大雨による出水後の状況や、無降雨が続き水

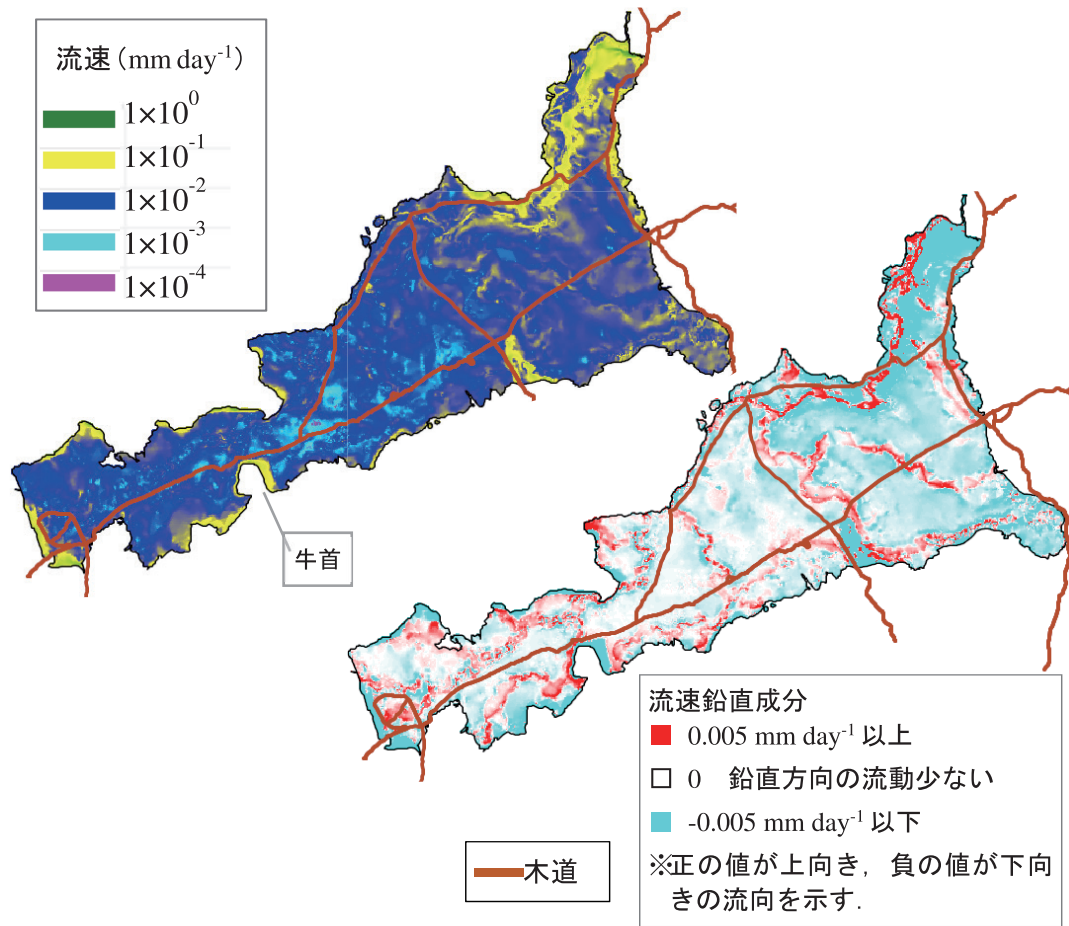
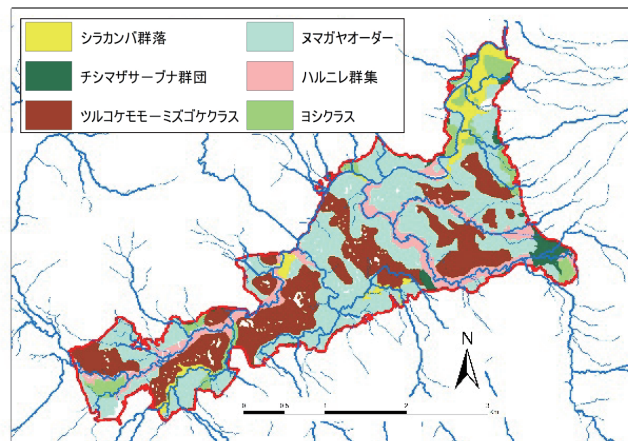


図5 尾瀬ヶ原湿原における地下水流動の全方向流速分布（上）と鉛直方向流速分布（下）。

Fig. 5 Flow velocity map (top) and vertical flow velocity map (bottom).



環境省自然環境局 1/2.5万植生図をもとに作成

図6 尾尾瀬ヶ原湿原の植生.

Fig. 6 Vegetation map.



位が低下した場合の状況も重要である。これら出水時や水位低下時の状況については、現地での地下水位観測結果や河川での流量観測結果等を再現対象として非定常解析を行うことで出水時や水位低下時の状況を表現することができるようになる。また、透水係数などの地盤の物性値についても、それらの解析によって精度が向上し、水収支等の推定精度も向上するため、今後のさらなる研究の進展が期待される。

## 謝辞

本研究は、第4次尾瀬総合学術調査の一環として行われた。貴重な研究の機会を与えてくださった関係諸氏に御礼申し上げます。

## 文献

- 地質調査総合センター (2000) 20万分の1地質図幅 日光. <<https://www.gsj.jp/Map/JP/geology2-3.html#Nikko>> (参照2021年4月1日)
- Fujimura Y, Fujita H, Kato K, Yanagiya S (2008) Vegetation dynamics related to sediment accumulation in Kushiro Mire, northeastern Japan. *Plant Ecology*, 199, 115-124.
- 羽田野琢磨・高木康行・中村 茂・Herath S (2001) グリッド型水循環系解析における落水線の作成方法について. 土木学会第56回年次学術講演会 (平成13年10月), 498-499.
- Hara H (1982) Ozegahara Scientific Researches of the Highmoor in Central Japan. *Japan Society for the Promotion of Science*.
- 岩熊敏夫・野原精一・竹原明秀・守田益宗 (1998) 尾瀬ヶ原中田代の土壤環境と植生. 尾瀬の総合研究, 258-273. 尾瀬総合学術調査団.
- Jabłon´ska E, Pawlikowski P, Jarzombkowski F, Chorman´ski J, Okruszko T, Kłosowski K (2011) Importance of water level dynamics for vegetation patterns in a natural percolation mire (Rospuda fen, NE Poland). *Hydrobiologia*, 674, 105-117.
- 環境省自然環境局. 自然環境調査 webGIS 第6~7回植生調査. <URL: <http://gis.biodic.go.jp/webgis/>> (参照2019年1月10日)
- 梶根勇 (1998) 第1章水循環 1.1 地球上の水循環. 改訂地下水ハンドブック (改訂地下水ハンドブック編集委員会編), 17-29, 建設産業調査会.
- 河野栄一・笹田勝寛・安積晃次郎 (1998) 北田代の表層泥炭の理化学性および地温と地下水位の変動特性. 尾瀬の総合研究, 176-185. 尾瀬総合学術調査団.
- 国土地理院 (2017) 基盤地図情報ダウンロードサービス. <URL: <https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php>> (参照2020年12月23日)
- 西村満・吉弘雅士 (2008) 尾瀬山ノ鼻地区の気象30年. 1977~2006年の気象観測結果による平年値と変動傾向の算出. 尾瀬の自然保護—30年間の取り組み— (尾瀬国立公園誕生記念号), 187-199. 群馬県尾瀬保護専門委員会編.
- 野原精一 (2012) 尾瀬の自然環境の概要. *低温科学*, 70, 9-20.
- 逢坂興宏・塚本良則 (1987) 自然斜面の土層の厚さについて. *緑化工技術*, 12, 1-6.
- 陸旻皎・小池俊雄・早川典生 (1989) 分布型水文情報に対応する流出モデルの開発. *土木学会論文集*, 411, 135-142.
- 阪口豊 (1989) 尾瀬ヶ原の自然史. 中央公書, 東京.
- 矢部和夫 (2017) 泥炭形成と植物. 北のウェットランド大全 (ウェットランドセミナー100回記念出版編集委員会編), 3-17. 北海道大学出版会.



## Analysis of groundwater flow and vegetation in Ozegahara mire

Yoshiyasu FUJIMURA, Toshiki KUSAMA

R&D center, Nippon koei Co. Ltd.

**Abstract:** We analyzed the effect of groundwater flow direction and velocity on vegetation composition. Because the available hydrological data required to conduct an unsteady flow analysis were insufficient, we conducted our simulations assuming a steady flow. The results indicate that plant communities from the *Phragmitetea* class developed in areas with high flow velocity, *Ulmus davidiana* and *Betula platyphyla* communities developed in areas with upward flow, and communities from the *Oxycocco-Sphagnetea* class developed in areas with low vertical velocity. Although unsteady hydrological states such as flooding and water level fluctuation are known to have an impact on vegetation composition, our study suggests that steady state simulations can also effectively support the evaluation of vegetation distribution.

**Key words:** flow direction, flow velocity, 3D groundwater simulation