



Title	尾瀬ヶ原における湿原地下環境に関する水文地形学的研究
Author(s)	野原, 精一; Nohara, Seiichi; 村田, 智吉 他
Citation	低温科学, 80, 43-60
Issue Date	2022-03-31
DOI	https://doi.org/10.14943/lowtemsci.80.43
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/85015
Type	departmental bulletin paper
File Information	03_p043-060_LT80.pdf



尾瀬ヶ原における湿原地下環境に関する 水文地形学的研究

野原 精一¹⁾, 村田 智吉¹⁾, 藤原 英史²⁾, 安類 智仁³⁾, 福原 晴夫⁴⁾

2021年12月13日受付, 2022年2月6日受理

本州最大の泥炭地・山岳湿原である尾瀬ヶ原において UAV の航空写真を撮影して地形図を作成し詳細な地形把握が可能となった。2012年のEM探査で研究見本園と上田代に高電導度層が泥炭層に観測され、約1,300年前の降水量の増大に起因した猫又川由来の河川堆積物と推定した。2019年4月末には、UAVによる湿原積雪を撮影し、KA1-04では池塘北西部に早い融雪があり地下水の流入が大きいと考えられた。その池塘北西部底に円形にくぼみが見られ、常に水温が周囲よりやや高く、融雪時に日周変化が早く出現し常に湧水で涵養され融雪が早く起こった。中田代では積雪が4mに達して、地下水位に影響を与え近隣の池塘NA5-43の積雪下の水位変化に影響を与えていた。高電気伝導度の池塘が多く見られ、河川や地下水起源の流入が推定された。水中ドローン画像の解析を行い竜宮の形状や生息している水生動物の分布について明らかにした。深度1.5mのほぼ水平に地下水路がT字になっていた。地下水路上部には泥炭の亀裂があり泥炭堆積層に約20cmの地層のずれがあった。6世紀後半～7世紀前半以降に泥炭地の地滑りがあり、それがきっかけで河川水路が地下水路になったと推定した。

Hydrogeological studies of the underground environment in Ozegahara mire ecosystems

Seiichi Nohara¹⁾, Tomoyoshi Murata¹⁾, Eiji Fujiwara²⁾, Tomohito Anrui³⁾, Haruo Fukuhara⁴⁾

Ozegahara mire is the largest mire and located on the amphitheater-shaped basin surrounded by high mountains of 2,000 m in Japan. We tried more precise mapping of 3D using UAV (unmanned aerial vehicle), and we objected to be clearly the efficient mapping of ground form using the UAV method by comparing 3D maps. We conclude that vegetation surveys using UAV are possible and are capable of a highly precise community division in places where field reconnaissance is difficult. Aerial photographs of snow on the peatland taken by a UAV on late April 2019 by UAV, Early melting snow was began at northwestern area of bog pool of KA1-04. The bog pool had a bare dimple in the northwestern center. The area was always warmer than other sediments at the melting season with diurnal variation by ground water inflow. The maximum snow depth at the Nakatashiro area was 4 m, the snow pressure made an impact on water level of nearby bog pool of NA5-

責任著者

野原 精一

連絡先

国立環境研究所

〒305-8506 茨城県つくば市小野川16-2

e-mail: snohara@nies.go.jp

1) 国立環境研究所, 責任著者

2) (株)ドキュメンタリーチャンネル

3) NPO 法人片品・山と森の学校

4) 河北潟湖沼研究所

1 National Institute for Environmental Studies, Onogawa
16-2, Tsukuba, Ibaraki 305-8506, Japan

Email: snohara@nies.go.jp

2 Documentary channel, Tsurugaoka 851-1,
Tsurugashima, Saitama 350-2204, Japan

3 NPO Katashina school of mountain and forest, 4090
Kamata, Katashina, Gunma 378-0415, Japan

4 Kahokugata Lake Institute, Kitanakajyouna 9-9,
Tubannmachi, Ishikawa 929-0342, Japan

43. EM exploration (electromagnetic- method) was conducted on peat land of Kenkyumihonen and Kamitashiro area, the middle layer of 1 m depth peat was expected the river sediment by flooding from Nekomata river of 1,300 years ago. There were many bog pools of high electrical conductivity, the sources were expected the river and ground water. The shape of underground channel of the Ryugu and the aquatic animals' distribution were shown by image analysis of water drone. The ground water shape was T-shaped in the 1.5 m depth peat layer. There was sliding of strata showed by the volcanic ashes in the peat layer of 20 cm depth. The sliding of strata was expected to create an opportunity of ground water channel by the cause landslide between the late 6th century and the beginning of the 7th century

キーワード：泥炭地湿原, 河川, 尾瀬ヶ原, 水文地形学, 池塘
environmental change, hydrogeomorphology, Ozegahara mire, underground environment

1. はじめに

日光国立公園の尾瀬ヶ原は、群馬、福島、新潟三県にまたがる、北海道を除く日本最大の「生きている泥炭地」であり、植物や昆虫の宝庫である（阪口, 1989）。初夏のミズバショウ、夏のニッコウキスゲ、秋の紅葉と四季を彩る植物景観が年に何回かテレビにうつし出され、年間50万人を越える人々が訪れる景勝地でもあった。我が国を代表する典型的な山地湿原、山岳湿地で本州最大の面積を有する尾瀬ヶ原（849 ha）と、火山堰止湖である尾瀬沼（180 ha）を中心に大江湿原、アヤメ平等の成因及び規模の異なる湿原を、燧ヶ岳（2,356 m）や至仏山（2,228 m）等の2,000 m級の山々が取り囲み、盆地地形を形成している（環境省, 2021）。また、尾瀬沼及び尾瀬ヶ原一帯を源とした只見川は、平滑ノ滝、三条ノ滝等の瀑布景観を形成している。尾瀬ヶ原の形成過程としてはブランケット型の本州最大の高層湿原（高位泥炭地）である（阪口, 1982; Sakaguchi, 2005）。湿原には約1,800の池塘が分布し、識別番号が付され継続的な研究がされている（金井, 1998）。

湿地は日本の山岳地域においても特徴的な景観の一つである湿地（湖沼と湿原）は全国に分布し中部から東北日本にかけての山岳域にも多数の湿地が分布し、標高別の湿地分布密度は、低地と標高1,600～1,800 mの地域でも高くなっている（Sasaki and Sugai, 2019）。これまでは高標高域に位置する湿地を「山岳湿地」として、まとめて検討され、湿地周辺の地形や水文環境に注目した研究は少なく、立地の違いによって涵養パターンが異なり、気候応答性にも差異があることが示された（佐々木, 2019）。近年の気候変動に対する山岳湿地を含む生態系の将来予測には、気候のみならず湿地周辺の地形や水文環境も含めた検討が必要である。

最近では、植生図のための効果的な図作成法や正確さ

の向上は重要な技術的なテーマになっており、UAV（無人飛行機）は特に原発事故など大災害の情報収集（Kaneko and Nohara, 2014）に効果を発揮し、森林や農業分野でのリモートセンシングや川や堤防のモニタリング、地盤調査や地形学調査の測量に有効である（Suzuki, et al., 2012; Salami, et al., 2014; Dunford et al., 2013; Nex and Remondino, 2013）。

そこで、尾瀬ヶ原湿原の地形・地質構造や池塘と泥炭との関係を水質・水文環境から明らかにすることを目的に研究を実施した。なかでも様々な分野で実績を上げてきたUAVを最大に活用してより詳細な地形図を作成し尾瀬ヶ原の地下環境や地形の解析に用いた。

2. 方法

2.1 調査地点

北東にそびえる尾瀬最高峰の燧ヶ岳は山頂に直径約800 mの火口を有するほぼ円錐形の成層火山で安山岩からデイサイト質の岩石で構成される。モーカケ火砕流堆積物及び燧ヶ岳-七入軽石が15～20万年前の間のいずれかに形成され、完新世には岩屑なだれの発生と複数回のマグマ噴火があった。岩屑なだれの発生により、南東麓の尾瀬沼が形成され、16世紀に洪水の記録の残る水蒸気噴火が知られ、この直前に山頂部の御池岳溶岩ドームが形成された（気象庁, 2021）。古生代の蛇紋岩からなる至仏山、西南面に古生代の海成層泥岩の八海山がある。この尾根は太平洋側と日本海側の分水嶺となって、これらの尾根に囲まれた地域に降った水は、大白沢山から新生代の地すべり堆積物のカッパ山地域から流れてきた猫又川と上田代で川上川と合流し、さらに伝之丞沢と合流しヨッピー川となる。さらに尾瀬沼から流れてきた沼尻川と合流し只見川となる。その水は平滑滝、三条ノ滝を経て尾瀬から日本海に流れる（図1）。尾瀬ヶ原には

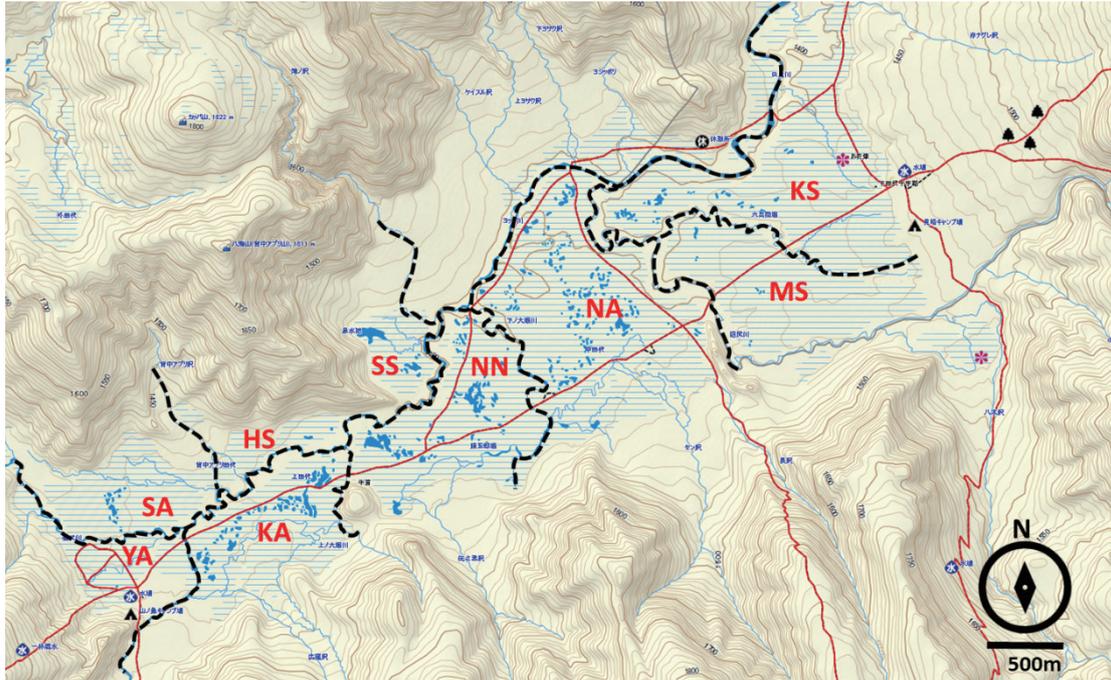


図1：尾瀬地区の地形図（国土地理院 1/25,000 地形図から作図）。
水色斜線：湿原地域，水色：開水面

周囲の山から流れ出した河川が平坦な湿原に入ると蛇行して、拋水林とよばれる湿地林を作る。湿原の下には、河川から運ばれた砂礫層が約 5 m のところにある。湿原堆積物である泥炭の堆積時期は、約 9,000 年前～6,000 年前から始まり、その堆積速度は 1 年約 0.6～0.7 mm と推察されている。尾瀬ヶ原では、泥炭の厚さは最大で 5 m に達している（阪口，相馬，1998）。尾瀬ヶ原のドーム状高まりや緩やかに傾く田代はすべて泥炭層基底の地形を反映し（図 2），ブランケット泥炭地に類似の泥炭地である（阪口，1983, 1985, 1989）。

尾瀬ヶ原の河川は、北に猫又川が流れ、西では川上川が猫又川に流入し、南の上ノ大堀川が東でヨッピ川に流入する。平均年間降水量（1990～1997 年）は、尾瀬沼で 1485.9 mm，山ノ鼻で 1,781.1 mm と山ノ鼻の方が尾瀬沼より 300 mm 近く多い。季節的には、夏（6～9 月）と冬（12～2 月）に多く、春（4～5 月）と秋（11 月）には少ない。野原ほか（2021）は河川水位と微地形解析からの推定方法から大洪水の範囲を明らかにしている。河川の氾濫により、尾瀬ヶ原の特定地域が冠水し、池塘生態系の水質等にも大きな影響を与えていることが予想



図2：尾瀬景観図。
1996 年 6 月にセスナ機で高度約 2,500 m から 645 カメラで撮影。手前左が至仏山。

された。

新生代第四紀の更新世に、ススケ峰火山の噴火があり、続いてアヤメ平、皿伏山、荷鞍山の火山が噴火した。これらの溶岩や火山噴出物は、古只見川の上流部まで多量に堆積しそのほとんどが侵食され、尾瀬ヶ原、尾瀬沼の盆地の原形ができた。燧ヶ岳は何度も噴火を繰り返し、溶岩や火山灰を大量に噴出して現在の成層火山に成長した。噴火の始まりは更新世の末期で、今から500年程度前にも噴火があった(早川ほか, 1997)。

第3次尾瀬総合学術調査の際に尾瀬景観を把握するため1996年6月にセスナ機を使って至仏山上空から645カメラで撮影した(図2)。同時に高度2,500 mから尾瀬ヶ原の垂直航空写真を撮影した(図3)。

2.2 現地調査

河川流路、自然堤防、池塘地形、融雪期積雪深等のより詳細なデータを収集するため、UAV(ドローン)を活用した。撮影は2014年4月、6月、2017年5月、2018年8月、2019年8月、2020年8月、2021年5月、6月、7月、8月、9月、10月に実施した。洪水時における冠水場所、流路の把握を行い10 cm間隔の詳細地形図を作成するため、2017年初夏と2018年、2019年融雪時に固定翼UAV(マヤ)で高度120 mから(株)フォテックが撮影し、上田代と中田代で地形図を作成した。主なドローン航空写真はUAV(Phantom 4 Pro V2.0, DJI JAPAN社)を活用して尾瀬ヶ原全域で高度約150 mから4K画像(4096 × 2160ピクセル)を60%オーバーラップで撮影した(2019年8月中旬)。航空写真のデジタル画像の写真測量処理と3D空間データ生成はPhoto Scan(Agisoft社, Russia)を用いた。また高度50 mからの詳細な画像から池塘の積雪分布等の詳細な把握を可能にした。

国土地理院1/25,000地形図にドローン合成画像(2017年6月撮影)を重ね最新の尾瀬ヶ原の地形図を作成した(図4)。同じく2017年6月撮影のドローン画像を用い上田代の合成画像及び地形図(10 cm等高線)を作製した(図5)。2020年7月にドローン画像を高度150 mから猫又川抛水林と上田代の状態を把握した(図6)。

ドローン画像から作成した研究見本園の3D画像を作製した(図7)。2014年4月(積雪期)、2014年7月、2014年4月拡大図(積雪等高線図)、2014年4月拡大図(積雪の立体図)、2017年6月(融雪直後)である。

地理院地図より竜宮周辺の3D画像を作成し、竜宮の河川及び池塘が緩斜面に存在することを示した(図8)。中田代竜宮地下水路の構造を把握するため、2018年8

月にNHKのダイバーによる潜水調査を実施したが進入することが困難なため、10月には6つのスクリュウの水中ドローン(Acrylic)を用いて4K動画(GoPro)を(株)水中ドローン社が撮影した(図9)。その動画から画像ソフトによって内部構造の形態を(株)フォテックが図化した。ソナー断面の動画を時間でスライスした画像を作成しCADソフトでトレースして輪切りのデータを作成し、最後に輪切りデータを積層して一本のトンネルのデータにした。また、同じく約30分の動画を5秒ごとに静止し、映った地形の性状や生息している水生動物等を記録した。

中田代竜宮の地下水路と垂直に交わる測量ラインの地盤標高を測量した(図10)。標高はGSI Mapsの基盤地図情報数値標高モデル(DEM5A)により求めた(国土地理院, 2021)。現地の標高は国土地理院地図から地形特徴点の位置と標高を読み取り使用した。詳細な微地形はローテーティングレーザー(RL-H5A, トプコン社)を木道の上に設置し水平にレーザーを発射し、中田代竜宮では地下水路の周辺を横断しながらレベルセンサーでレーザー光を受光した。ポール高によりローテーティングレーザーとの高低差を求め、その場の高低差を測定した。水平距離はメジャーで測定した。

竜宮の地下構造を把握するため、湿原表層のピートサンプラー(DIK-105A, 大起理化工業社)及び自作したハンディジオスライサー(口径5 cm x 5 cm, 長さ2 m)で底質コア・柱状サンプルを採取してテフラや物理化学性を把握した。ジオスライサーサンプルの生重量と60℃で5日以上乾燥し乾燥重量から乾燥重量/生重量比を求めた。

積雪期の尾瀬ヶ原研究見本園及び上田代の2012年5月にEM電磁探査法を使って非破壊で泥炭の地下構造を(株)川崎地質が観測した(野原ほか, 2021, 図11)。EM(electromagnetic-method)探査は、電流と磁気との相互作用を利用した電気探査法で大地内の電流によって生ずる磁場または電磁場を観測する。研究見本園において、アオモリトドマツ立木を基点として川に直交する調査ライン300 mを設定して、大小3種類のコイルを用いてスリングラム式EM探査を実施した。上田代KA4では、KA3-49の近傍のシラカバを起点に川に直交する調査ライン300 mを設定し、並行して短いラインを2本設定した。

上田代KA1-04の池塘について、GPS付き魚群探知機(Hook Reveal 5, Lowrance社, USA)を用いて測深し、Reef master v.2.0のソフトを用いて水深図を作成した(野原ほか, 2021, 図14)。



図3：尾瀬ヶ原の航空写真。
1996年6月にセスナ機で高度2,500mから645カメラで撮影。

上田代の池塘 (KA4-35, KA4-05, KA2-03) 池塘への湿原地温 (表層 0.1 m 深, 深度 1 m) を 2019 ~ 2020 年に測定した (図 15)。尾瀬ヶ原中田代において積雪圧 (水圧 m) と地下水位 (水圧 m), 地表から -5 cm, -50 cm, -100 cm の地温を Ted Bit 温度データロガー (± 0.5 cm 精度, Onset 社) 2016 ~ 2017 年に観測した (図 16)。地下水位, 地温は環境省モニタリング 1000 事業のデータを用い図化した。また同時に NA5-43 池塘の水深と水温変化 (2016 ~ 2017 年) を観測した (図 17)。池塘の水温・水位は池塘の底に沈めた水位センサー (± 0.5 cm 精度, Onset 社) により連続測定した。

上田代 KA2-57 の噴出池塘の水温・水位モニタリングを 2018 ~ 2019 年に実施した (図 18)。雪解けが早い KA2-56 池塘の水温・水位モニタリングを 2019 年に実施した (図 19)。尾瀬ヶ原上田代の揺るぎの田代の地温と洪水後に白濁した池塘 (KA3-62) の地温変化を観測した (図 20) 地下水位計は塩ビパイプ (内径 26 mm, 長さ 150 cm) を両端開放したピエゾメータにして地表から 1 m の地下水位を水位計データロガー (± 0.5 cm 精度, Onset 社) で 1 時間間隔の連続測定を行った (図 21)。

高電導度池塘 (KA2-57, NA4-09, NA5-80, NA6-5701, NA9-05, NA9-04) において水温変化を 2019 年 6 月 ~ 2020 年 8 月に温度データロガー (± 0.5 cm 精度, Onset 社) で 1 時間間隔の連続測定を行った (図 22)。

尾瀬ヶ原上田代, 中田代, 下田代の池塘約 1,800ヶ所 (金井, 1998) のうち 1,639 池塘を選び池塘生態系の物理化学環境測定や水位観測を行った。水深, 水温, 電気伝導度は CTD 計測器 (Cast Away, YSI ナノテック社, USA) で測定した。池塘水を表層から採水して水質分析を行った。

洪水区, 非洪水区を含む尾瀬ヶ原上田代の池塘 40ヶ所を選び池塘の測深や環境測定を行った (野原ら,

2021)。電気伝導度, 水温, pH は現地ではポータブル水質計 (WM-22EP, 東亜 DKK) で測定した。雨量は鳩待峠 (国土交通省, 2020) の観測値を参照した。

3. 結果

3.1 航空写真による詳細な地形図

尾瀬ヶ原の地形図 (国土地理院 1/25,000 地形図) とドローン合成画像 (2017 年 6 月) を示した (図 4)。上田代は尾瀬ヶ原の西南端に位置し標高 1,402 ~ 1,408 m で, 西端から東端までの比高は約 6 m である。猫又川はより標高が高く, 徐々に上田代で標高が下がり, ヨッピー川に流れる。下田代も徐々に標高を下げて沼尻川からヨッピー川と合流して只見川になる。途中の中田代はやや標高が高いため, 下ノ大堀川周辺の低地以外は洪水にはならない位置関係にある。UAV (無人航空機, ドローン) による航空写真データ等から小流域図, 湿原地形のより詳細な地図を作製した (図 5)。図 5 に上田代の 2017 年 6 月撮影した固定翼ドローン画像から作成した合成図 (A) と地形図 (B) を示した。これまでの地形図より詳細に状態が表現できた。図 6 には上田代のドローン画像 (2020 年 7 月) を示した。左が猫又川の抛水林となり池塘が緩やかな斜面に配置されている。

3.2 融雪時の航空写真

図 7 にはドローン画像から作成した研究見本園の 3D 画像を示した。円形状の木道の中央の距離は約 295 m である。A: 2014 年 4 月 (積雪期), B: 2014 年 7 月, C: 2014 年 4 月拡大図 (積雪等高線図), D: 2014 年 4 月拡大図 (積雪の立体図), E: 2017 年 6 月 (融雪直後) である。積雪のような明瞭な目印が無い地形でも融雪時の薄汚れた積雪面を表現できた。融雪後の 6 月には植物が十分成長していないので, 泥炭地の地表面形状の把握に適

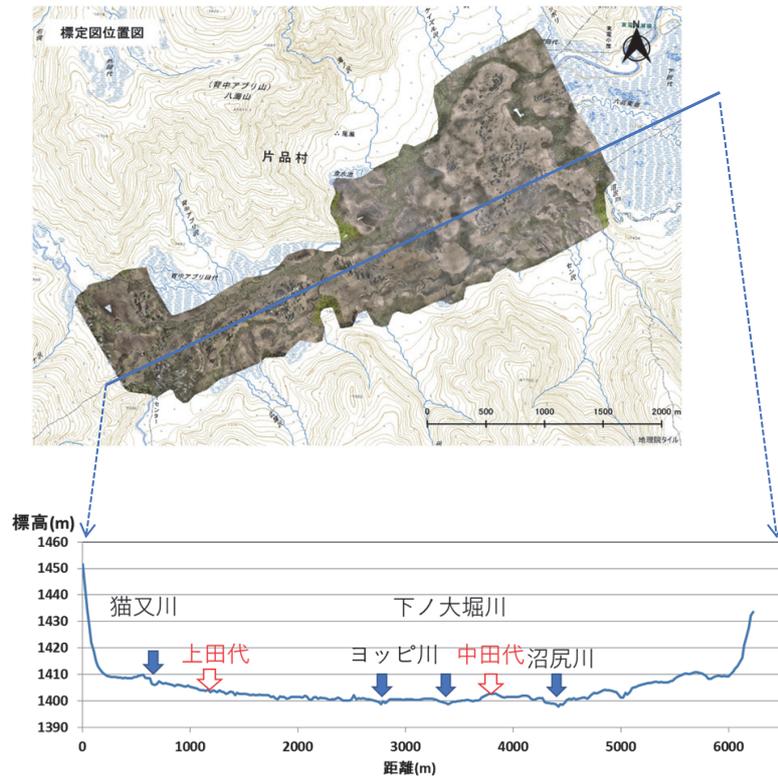


図4:尾瀬ヶ原の地形図(国土地理院 1/25,000 地形図)とドローン合成画像(2017年6月)。

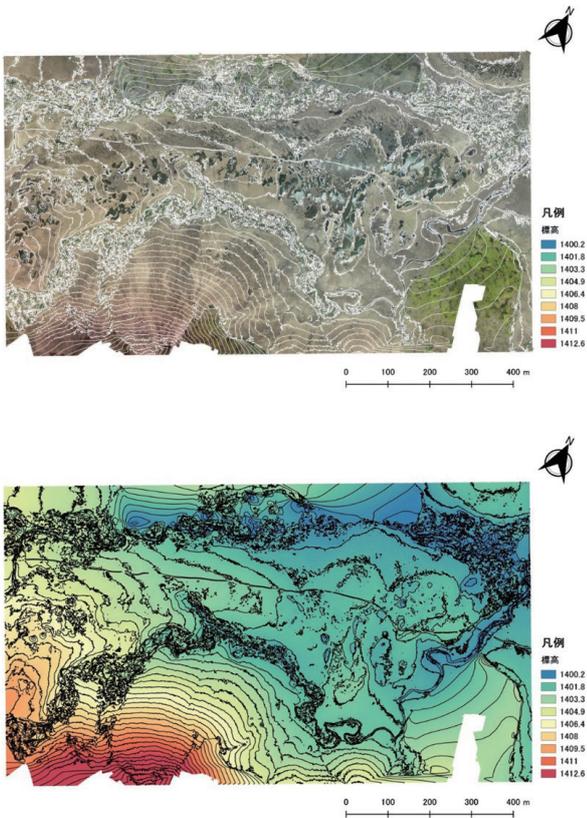


図5:上田代のドローン合成画像(A)と地形図(B)(2017年6月). 野原ほか(2021)から引用. 右下の空白部分は写真データの未撮影部分.



図6:上田代のドローン画像(2020年7月). 左が猫又川の抛水林.

していた.

3.3 竜宮の地下構造

地理院地図より作成して図8に竜宮周辺の3D画像を示した. 右側がやや高く左に傾斜している. 図9には中田代竜宮の構造を示した. Aは水中ドローンの実際の画像で, 地下水路下部には砂が平らに敷き詰めてあり左右両側は泥炭が見える. 上部は殆どの場所で亀裂があり, 泥炭層の色彩は明るかった. Bはドローン画像に重ねた地下水路(紺色と水色矢印)の位置を示している. 赤矢印の3方から河川水が竜宮入り口に集まり地下水路になって約115m下りT字路となっていた. 近傍の池澮(竜宮城池澮と仮称する)からもう一つの地下水路がつなが

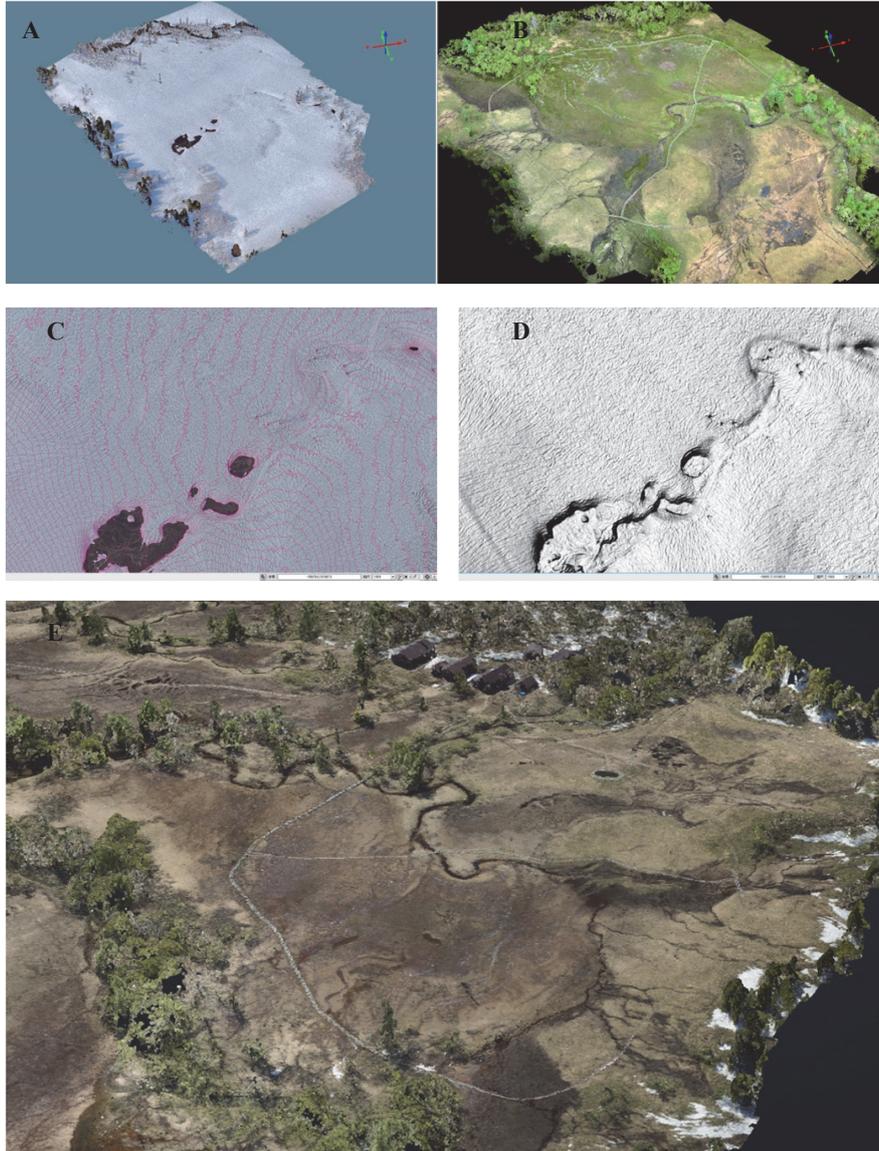


図7：ドローン画像から作成した研究見本園の3D画像。
 A：2014年4月（積雪期），B：2014年7月，C：2014年4月拡大図（積雪等高線図），D：2014年4月
 拡大図（積雪の立体図），E:2017年6月（融雪直後の立体図）。

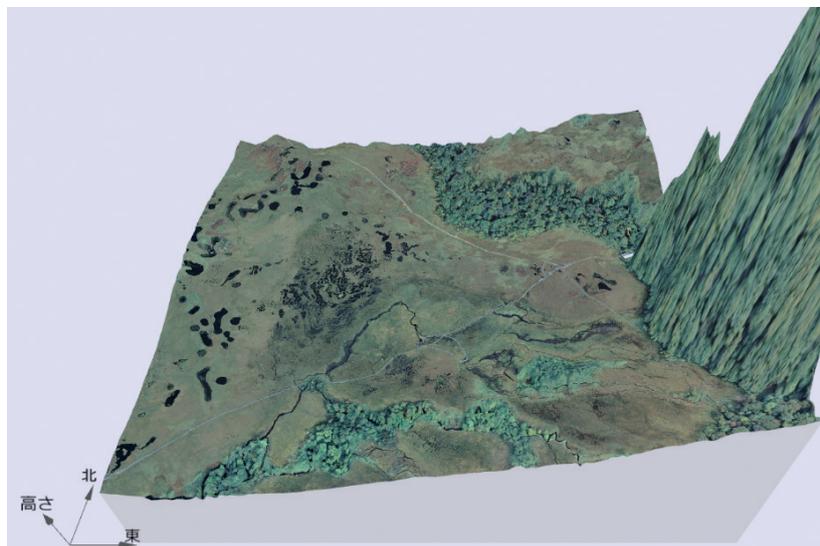


図8：竜宮周辺の3D画像（地理院地図より作成）。

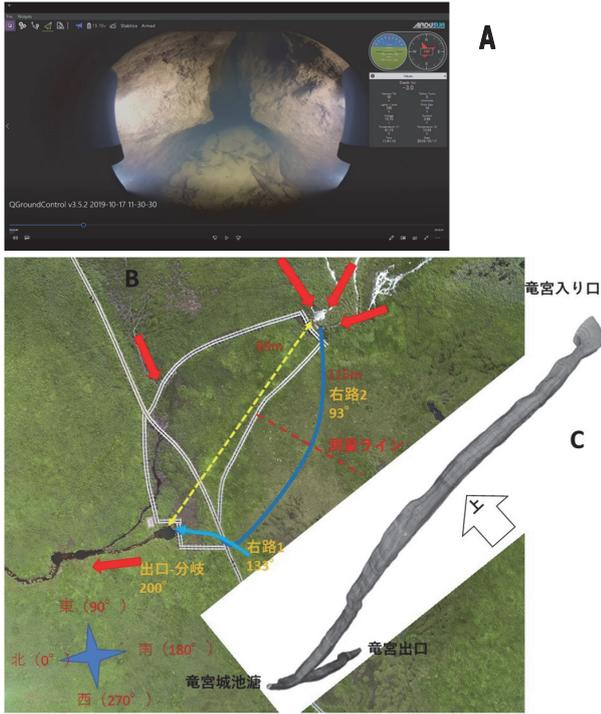


図9：中田代竜宮の構造。
A：水中ドローンの画像，B：ドローン画像に重ねた地下水路（紺色と水色矢印）の位置，C：水中ドローン画像から解析し再現した竜宮の水路全景，下から見上げた図。

水生動物の地下水路内の分布

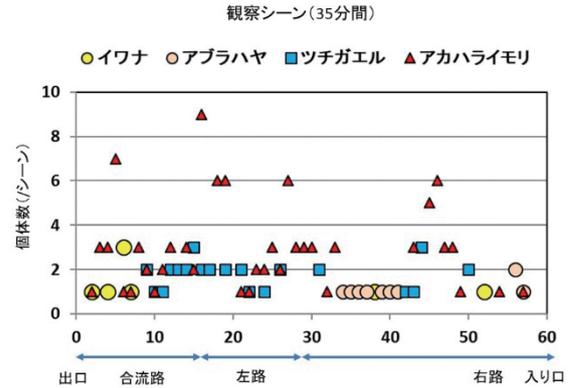


図10：中田代竜宮の地下水路の水生動物。観察した35分間の5秒毎に計測。

り、33 m下って竜宮出口になっていた。Cは水中ドローン画像から解析し再現した竜宮の水路全景を下から見上げた図として表現した。地下水路の内部の水は大変澄んでおり水生動物が良く観察できた。図10には中田代竜宮の地下水路の水生動物を観察した35分間の5秒毎に計測した結果を示した。イワナ (*Salvelinus leucomaeni* Pallas), アブラハヤ (*Phoxinus lagowskii steindachneri*

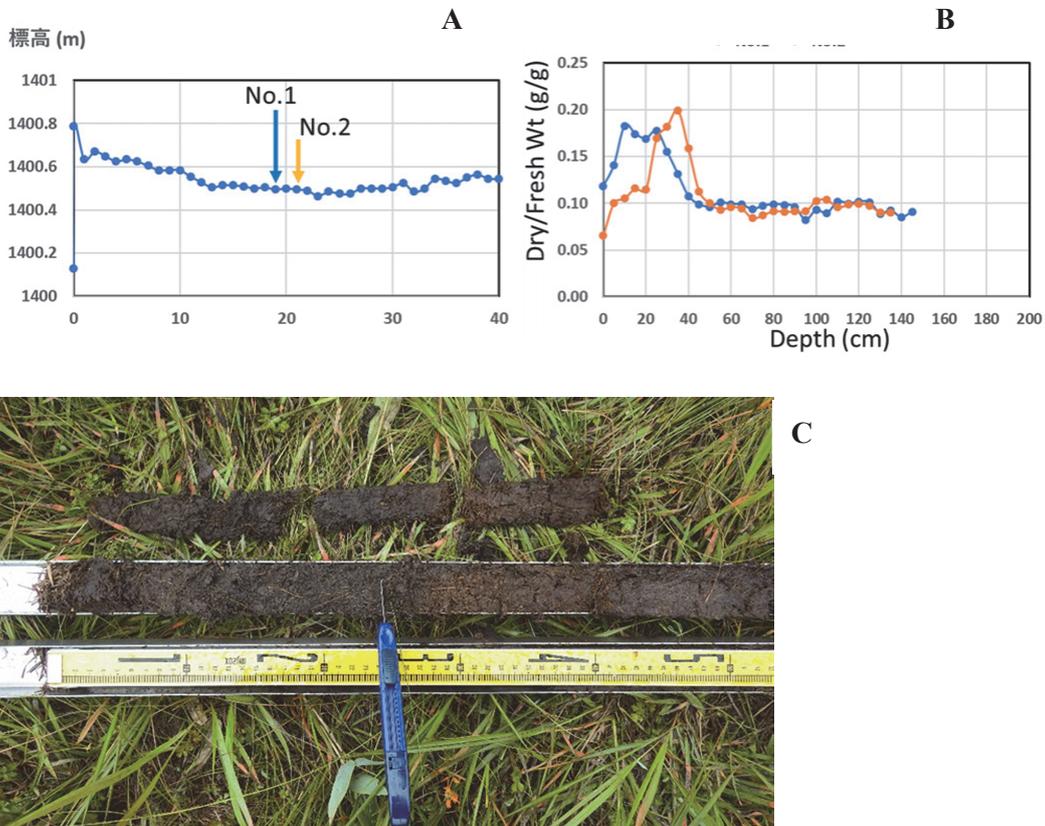


図11：中田代竜宮の地盤標高と地下構造。
A：地下水路と垂直に交わる測量ラインの標高，B：ジオスライサーサンプルの乾燥重量/生重量比，C：2020年ジオスライサー No.2の写真，カッターの位置が榛名山火山噴出物（6世紀後半～7世紀前半の噴火）の位置。

Sauvage) の魚類とツチガエル (*Glandirana rugosa* Temminck et Schlegel) とアカハライモリ (*Cynops pyrrhogaster* Boie) の両生類が観察できた。ツチガエルやアカハライモリは地下水路全体に生息し、アブラハヤは中央に多く、イワナは出入口周辺の地下水路に分布が限られていた。

図 11 には中田代竜宮の地盤標高と地下構造を示した。図 A は地下水路と垂直に交わる測量ラインの標高を示した。微地形の凹凸があるものの比較的平坦である。B にはジオスライサーサンプルの乾燥重量 / 生重量比を示した。図 C は 2020 年ジオスライサー No.2 の写真である。カッターの位置が榛名山のものと推定された火山噴出物 (6 世紀後半～7 世紀前半) の位置を示した。No1 と No2 のサンプルは水平に約 2 m しか離れていないが、火山噴出物の位置が約 20 cm ずれていた。

3. 4 泥炭地下構造

図 12 には尾瀬ヶ原研究見本園と上田代の 2012 年 5 月の調査位置 (赤線) 電磁探査調査場所を示した。尾瀬ヶ



図 12: 尾瀬ヶ原研究見本園及び上田代の 2012 年 5 月の電磁探査の調査位置 (赤線)。

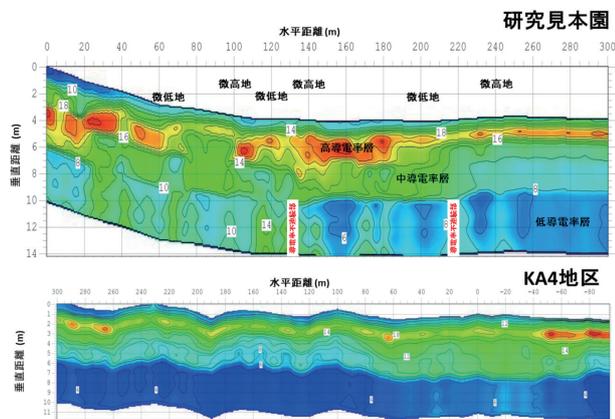


図 13: 尾瀬ヶ原研究見本園と上田代の 2012 年 5 月の電磁探査による推定した地下構造解釈図。(野原ほか, 2021) から引用。

原研究見本園及び上田代の 2012 年 5 月の電磁探査の結果を図 13 に示した。研究見本園では表層から 6 m の地点まで泥炭層があり、そこから 4 m 下までには砂礫層がありその下に基盤が見られた。特に 2 m の深さに高導電率層がありその下は中導電率層になっていた。中央部には高導電率層が厚く、微高地になるとその層は薄くなっていた。上田代では特に 1.5 m には強い反応があり、上ノ大堀川に近い場所では強い反応があった。積雪の下には、約 5 m の泥炭層があり、更にその下には、砂混じりの泥炭層があった。6 m より深い層には砂や砂礫層が 10 m の深さまで存在していた (野原ほか, 2021)。

3. 5 池沼の構造と湧水

上田代の融雪期における早期雪解け池沼(水色の地点)のドローン合成画像を示した (図 14)。右図は上田代の池沼 KA1-04 の水深図で赤丸は池沼底の水温計の位置を示した。魚探による測量調査から池沼北西部に円形にくぼみが見られ、NHK が 8K 水中カメラで撮影した無植生の円形部と場所がほぼ一致した。左図の融雪時には左側から溶けだし右側の堤の泥炭層が露出してきており、地形的に高い左から右へ融雪水が流れていることが読み取れた。この時期には他の池沼より早く融雪が始まっており、常に地下水が流れ出していることが水温データから判明した (野原ほか, 2021)。自記式水温計を設置して秋から春先の水温変化をライン上にモニタリングしたところ円形中央部の底は常に水温が 0.5 °C 程度高く、融雪時には温度の日周変化が早く出現した。この池沼は常に湧水で涵養され融雪が早く起こることが示された。

図 15 に上田代の池沼 (KA4-35, KA4-05, KA2-03) 池沼へりの湿原地温 (2019 ~ 2020 年, 上図: 表層 0.1 m 深, 下図: 深度 1 m) を示した。どの池沼も表層の泥炭層に日周変化が大きい、深度 1 m の泥炭層には日周変化は少ない。特に KA4-35 の上流側, KA4-05 の下流側は日周変化が大きい。積雪時には 0°C で日周変化はないが、積雪前や融雪後には片側に日周変動があることから池沼水の移動が認められる。一方 KA2-03 の池沼で

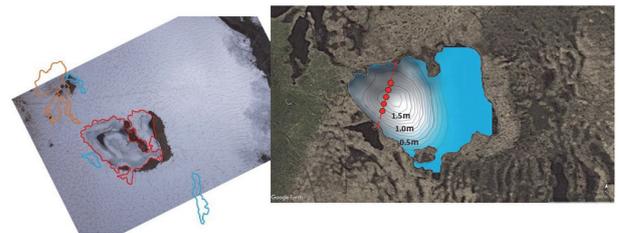


図 14: 上田代池沼 (KA1-04) の融雪期における雪解けのドローン画像と水深図。左図の色線は池沼の水外線。赤丸は池沼底の水温計。

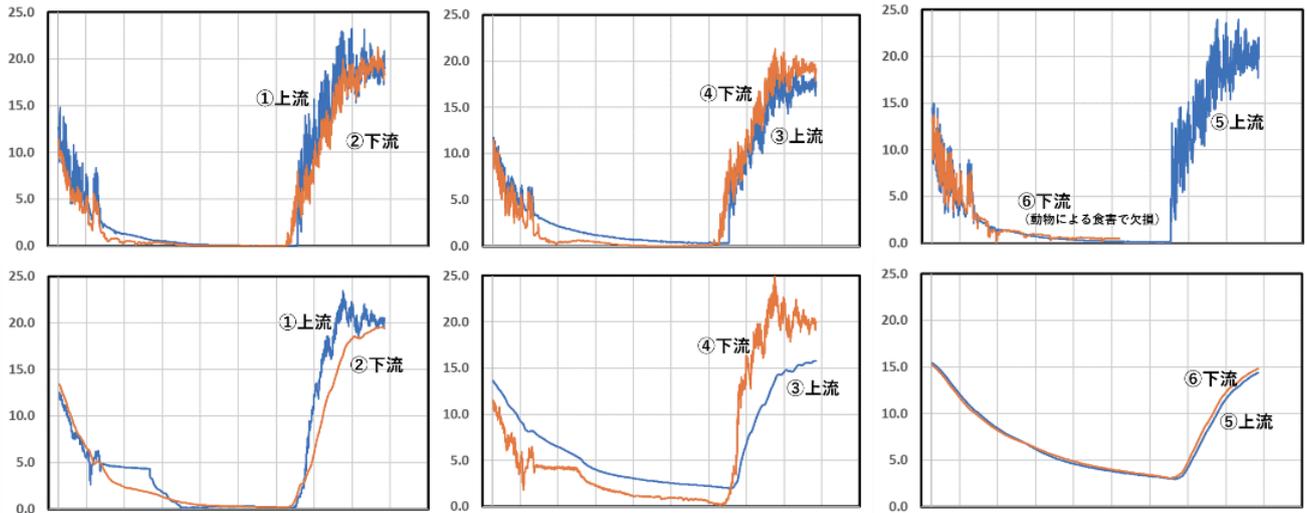


図 15：上田代の池澮（KA4-35, KA4-05, KA2-03）池澮への湿原地温。
 上図：表層 0.1 m 深, 下図：深度 1 m.

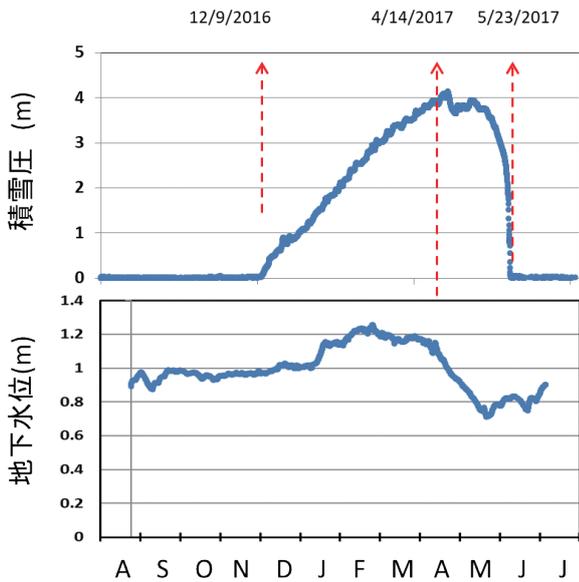


図 16：尾瀬ヶ原中田代の積雪圧 (m) と地下水位 (m) (2016 ~ 2017 年)。
 地下水位は環境省モニタリング 1000 事業のデータを図化。

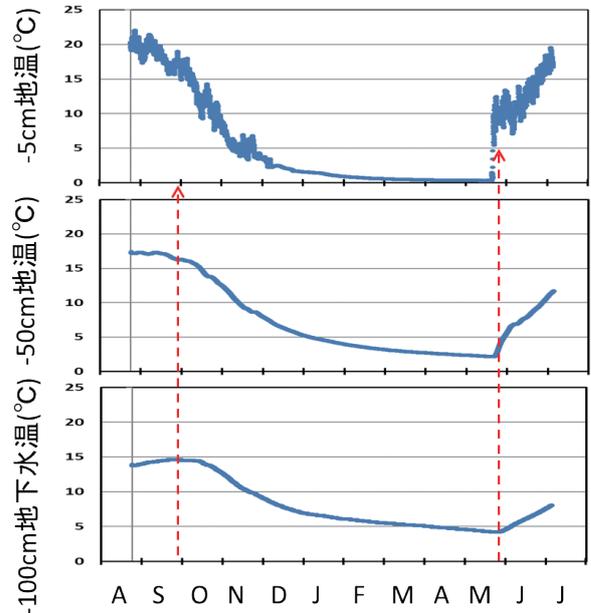


図 17：尾瀬ヶ原中田代の地温 (°C) と地下水温 (m) (2016 ~ 2017 年)。
 データは環境省モニタリング 1000 事業のデータを図化。

は表層にある日周変化は深度 1 m では両側に日周変化が無く水の移動が無いが地下水の移動と推定された。

3.6 ピエゾメータ地下水位

図 16には尾瀬ヶ原中田代の積雪圧(m)と地下水位(m) (2016 ~ 2017 年) を示した。地下水位は環境省モニタリング 1000 事業のデータを図化した。積雪は 12 月 9 日から始まり 4 月半ばにピークになり、5 月 23 日に消失したと考えられた。ピエゾメータの地下水位は積雪にやや遅れて 1 月に上昇し、積雪変化より早く 4 月半ばに下がり始めていた。環境省モニタリング 1000 事業の地下

水位データも図化した (図 17)。湿原の地温は表層の 5 cm 深では 8 月にピークになり、50 cm 深では 8 月末に、100 cm 深では 9 月末になって遅れていた。融雪後はどの地層でもほぼ同時に速やかに上昇していた。

図 18 には同じく尾瀬ヶ原中田代の地下水位と NA5-43 池澮の水深と水温変化 (2016 ~ 2017 年) を示した。2 月半ばには底まで積雪に完全に覆われて水温は 0 °C になった。5 月末に融雪がおり水温が上昇した。一方、池澮の水位は積雪期間にも関わらずやや上昇し 4 月には 0.1 m 程度の上昇ピークがあったことから、湧水の供給が見られたと考えられる。

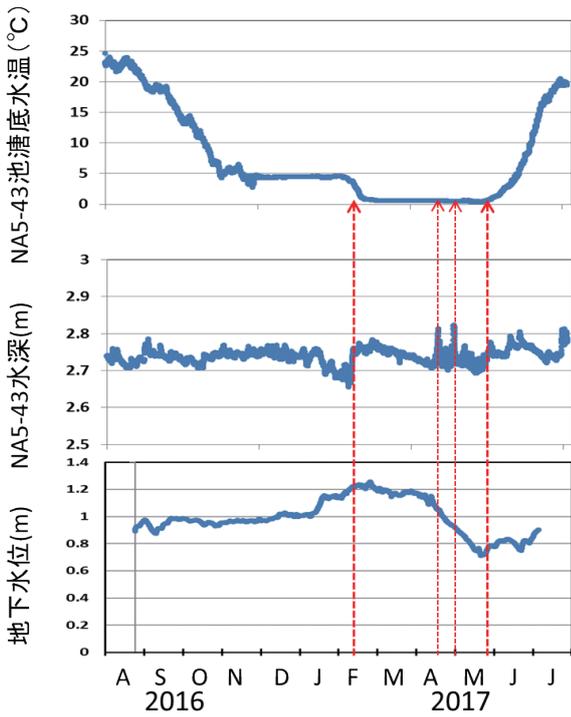


図 18：尾瀬ヶ原中田代の地下水位と NA5-43 池澮の水深と水温変化 (2016～2017 年).
地下水位は環境省モニタリング 1000 事業のデータを図化.

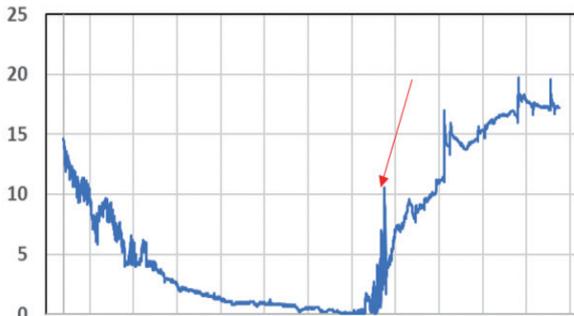
図 19 には KA2-57 の噴出池澮の水温・水位モニタリング (2018～2019 年) を示した. 矢印は噴出した時期を指している. 池澮がまだ積雪に覆われている時期にも水位上昇のピークがあり特に 4 月末は長く高い水位を示したことから内部で圧力が高まり融雪時にはそれが解放されて水位が元に戻ったと推定された.

雪解けが早い KA2-56 池澮の水温・水位モニタリング (2019 年) を示した (図 20). 矢印は噴出した時期と推定された. 調査に入った日に積雪が融解している場所に水位計を設置した時が融雪のピークでその後の 5 月半ばにも高水位を記録しており, その後急激に水温が上がったことから水位上昇で融雪が始まったものと推定された.

図 21 には尾瀬ヶ原上田代の揺るぎの田代の地温と洪水時に白濁した池澮 (KA3-62) の地温変化を示した. KA3-62 の池澮の湿原地温は日周変化が無く地下水の移動が無いと考えられたが, 揺るぎの田代では 3～4 月の積雪期に急激な地温の低下ピークが見られた. この時期には融雪に伴って 0℃ の融雪水が流入したと推定された.

高電導度池澮の水温変化 (2019 年 6 月～2020 年 8 月) を図 22 に示した. 左側の NA4-09, NA9-05, NA9-04 は日周変化が大きく比較的表層の温度を反映していた. 一

噴出池澮水温 (°C) (S/N: 10684990)



噴出池澮水位(m) (S/N: 10684990)

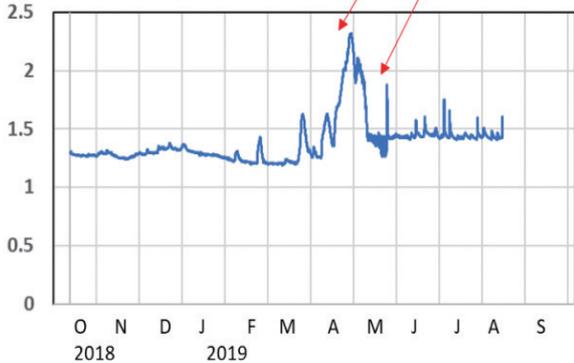
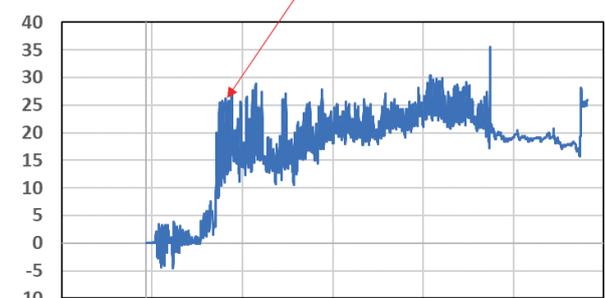


図 19：KA2-57 噴出池澮の水温・水位モニタリング (2018～2019 年).
矢印は噴出した時期.

水温(°C) (S/N: 20297237)



水位 (m) (S/N: 20297237)

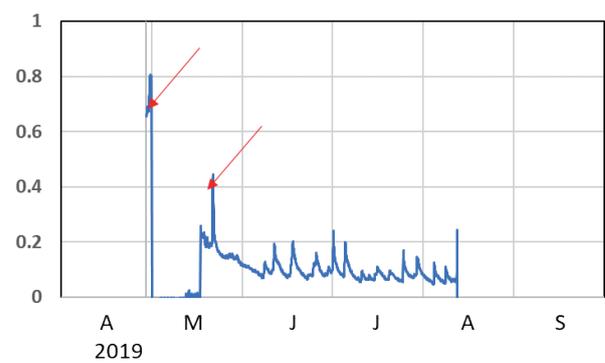


図 20：雪解けが早い KA2-56 池澮の水温・水位モニタリング (2019 年).
矢印は噴出した時期.

尾瀬ヶ原上田代の 揺るぎの田代の地温と白濁池澮の水温

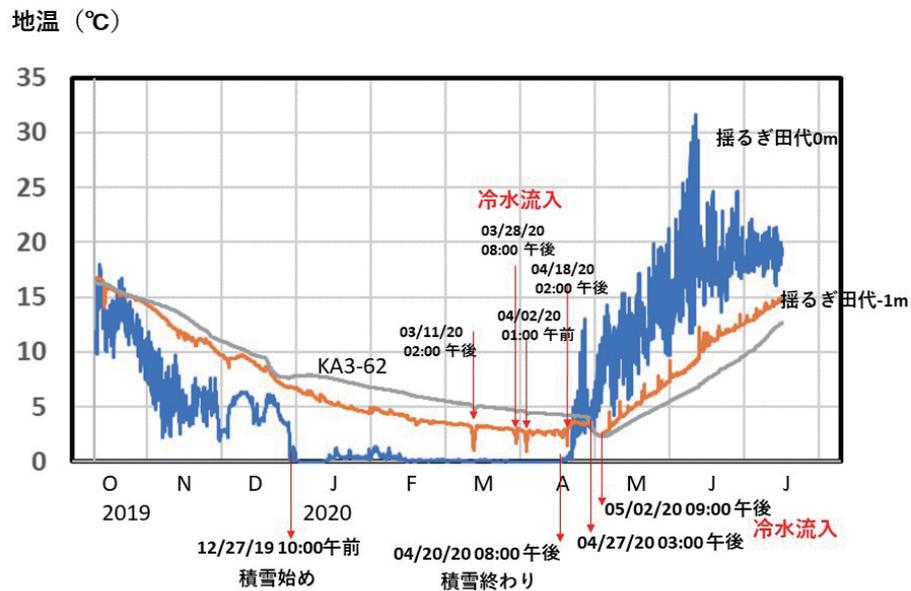


図 21：尾瀬ヶ原上田代の揺るぎの田代の地温と白濁池澮（KA3-62）の地温変化。

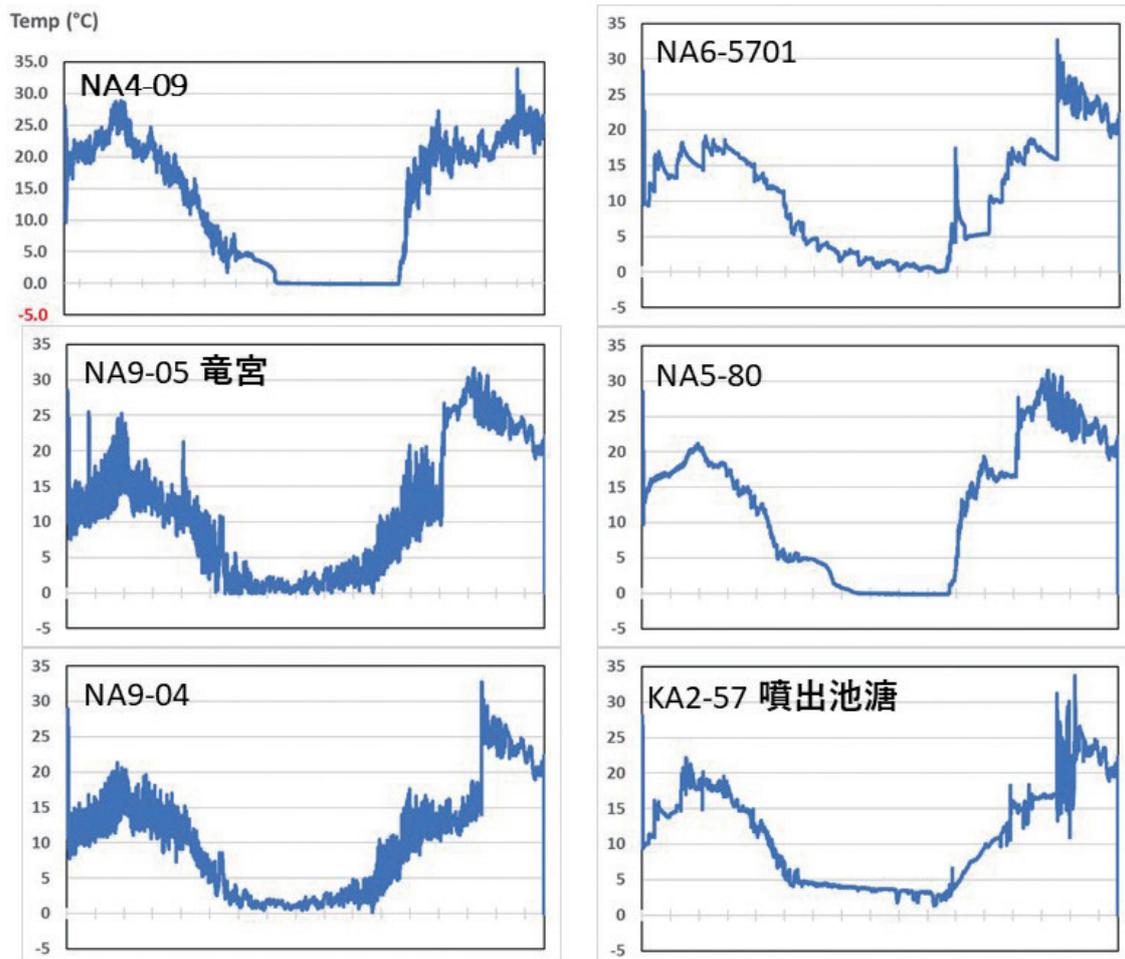


図 22：高電導度池澮の水温変化（2019年6月～2020年8月）。
左図：日周変化が大きい，右図：日周変化が小さい。

方の右側の NA6-5701, NA5-80, KA2-57 では比較的日周変化が小さく地下水の流入が無いが地下水の流入が多いと推定された。同じ高電気伝導の池澇でも供給されている様子が異なった。

3.7 1,800 池澇の水質

上田代と中田代の約 1,100 ケ所の池澇で水深および現場の状況撮影を行い、採水して池澇水を持ち帰り実験室で pH, 電気伝導度の測定を行った (図 23, 図 24)。高電気伝導度 (平均値 0.86 mS m^{-1} の 2 倍以上) の池澇が約 60 ケ所で認められ、赤い丸で図示した。上田代では KA1 ~ 2 の地域に多く、中田代では全体的にまばらに広がっていた。上田代及び中田代の池澇における電気伝導度と pH, 水深の関係を示した (図 25)。上田代及び中田代の全池澇における電気伝導度の値は $0.5 \sim 6.0 \text{ mS m}^{-1}$ にあり平均値は 0.86 mS m^{-1} , pH は $4.5 \sim 8.0$ の範囲にあり pH の平均値は 6.1 であった。池澇の水深は $0 \sim 4.1 \text{ m}$ の範囲にあり全体の平均値は 0.7 m であった。図 26 には尾瀬ヶ原における池澇の水深分布を示した。水深は

$0 \sim 4.1 \text{ m}$ の範囲であるが 2 m より浅い池澇が多くなっていた。一番深いのは人工的に調査時に掘られた群大井戸跡の池澇であった。自然の池澇では NA5-43 が最も深く 3.4 m であった。尾瀬ヶ原の池澇の田代毎の平均電気伝導度と pH の関係を示した (図 27)。上田代, 背中アプリ田代, 西中田代, 泉水田代の平均電気伝導度はそれぞれ $0.97, 0.65, 0.83, 0.85, 0.76 \text{ mS m}^{-1}$ であった。比較的上田代では電気伝導度が高い傾向にあった。上田代, 背中アプリ田代, 西中田代, 泉水田代の平均 pH はそれぞれ $6.15, 5.91, 6.77, 5.76, 5.96$ であった。西中田代では平均して pH が高いものが多かった。

図 28 に尾瀬ヶ原の田代毎の池澇の平均水深と最大水深の関係を示した。上田代, 背中アプリ田代, 西中田代, 泉水田代の平均水深は $0.68, 0.53, 0.63, 0.80, 0.80 \text{ (m)}$



図 23: 尾瀬ヶ原上田代の調査地点図。赤丸は高電気伝導度の地点。金井 (1998) に加筆。

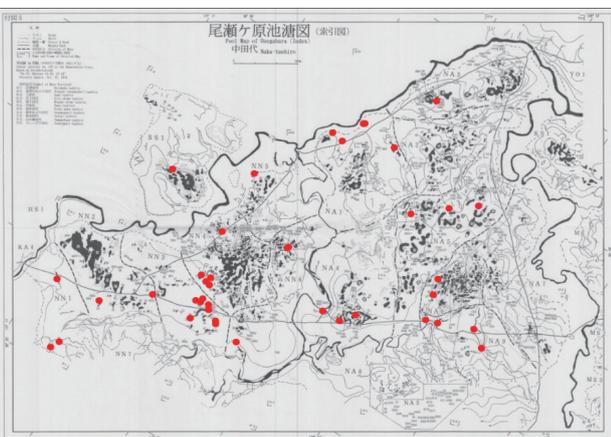


図 24: 尾瀬ヶ原中田代の調査地点図。赤丸は高電気伝導度の地点。金井 (1998) に加筆。

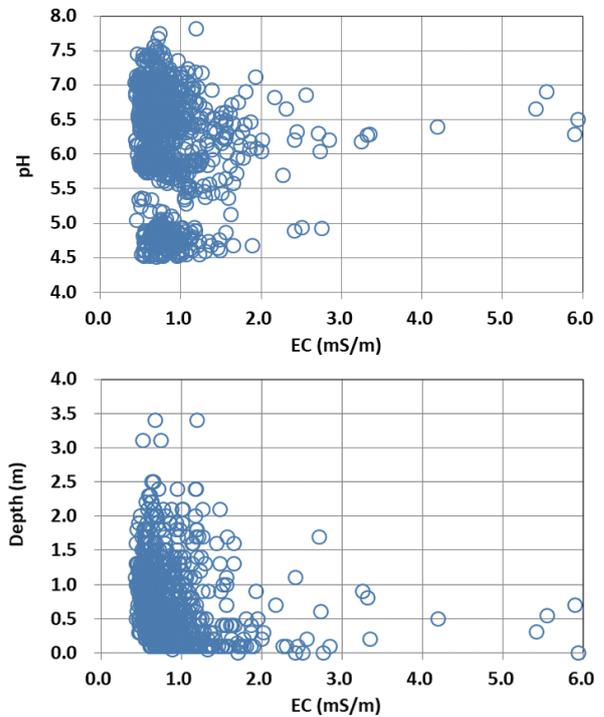


図 25: 上田代及び中田代の池澇における電気伝導度と pH, 水深の関係。下田代は未測定。

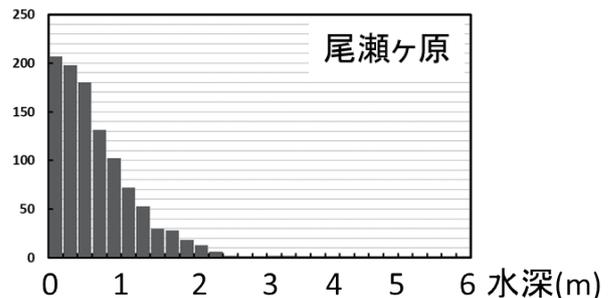
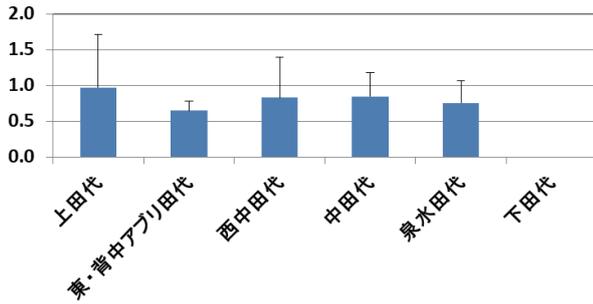


図 26: 尾瀬ヶ原における池澇の水深分布。

平均電気伝導度(mS/m)



平均 pH

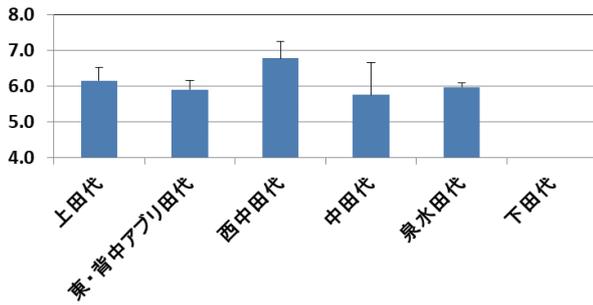


図 27：尾瀬ヶ原の池澁の田代毎の平均電気伝導度と pH の関係。
下田代は未測定。

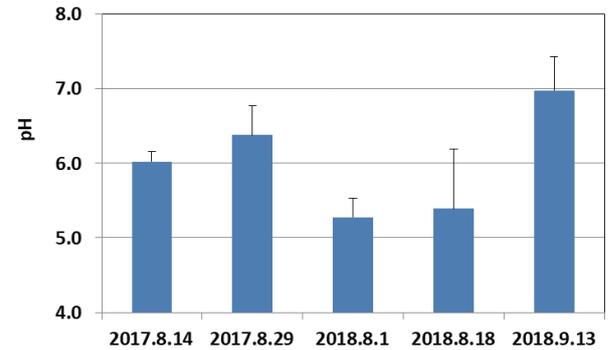
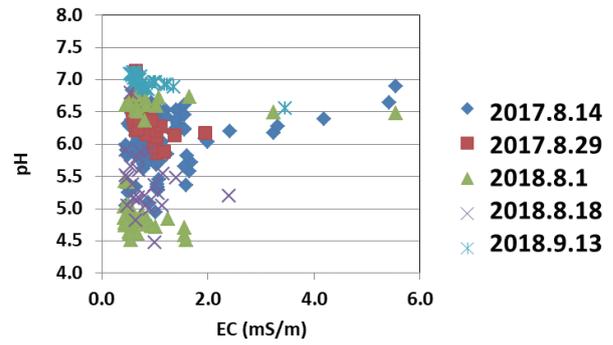


図 29：上田代 40 池澁と河川水の電気伝導度（上図）と pH の関係と上田代 40 池澁の pH の季節変化（下図）。

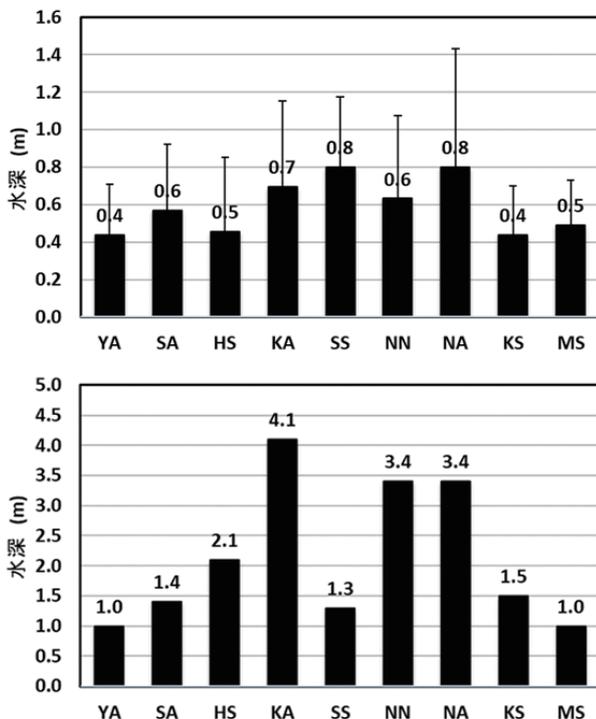


図 28：尾瀬ヶ原の田代毎の池澁の平均水深と最大水深の関係。

で背中アプリ田代ではやや浅い池澁が多くあった。上田代、背中アプリ田代、西中田代、泉水田代の最大水深は 4.10, 2.10, 3.40, 3.40, 1.30 (m) で西中田代にもこれ

まで最も深い中田代の NA5-43 と同じくらい深い池澁が見られた。

2018 年に上田代 KA1 ~ KA4 の約 40 ヶ所の池澁において採水を行い、現地でも水温、電気伝導度、水位、水深の計測を複数回に実施した。図 29 に上田代 40 池澁と河川水の電気伝導度（上図）と pH の関係と上田代 40 池澁の pH の季節変化（下図）を示した。2018 年 8 月はその前後に比べて pH が低くなっている池澁が多くあった。この時期は特に降水量が少なく水位も低下していた特徴があった。

4. 考察

4.1 UAV の植生解析

UAV の植生解析については Kaneko and Nohara (2014) が景観植生図の作成についてその有効性について述べている。また、第 4 次尾瀬総合学術調査では、尾瀬ヶ原における UAV を用いた植生図を作成している（鈴木、浅川、2022）。近年の写真測量ソフトウェアと地理情報システム（GIS）の進歩によって、画像の歪曲を取り除いたオルソ航空写真の作成が容易となり、航空写真を用いた植生変化の把握が可能となった。尾瀬ヶ原に近い平ヶ岳頂上部湿原が 1971 年からの 33 年間で湿原面積は 10% 縮小した。ハイマツがまず湿原へ先駆的に侵

入しその植生変化がきっかけとなり、その後チシマザサの侵入によって湿原面積が減少した。その植生の変化は湿原の積雪量が減少したことが原因であると考えられた(安田ほか, 2007)。尾瀬ヶ原でも池澮の現地調査とドローン画像から池澮の開水面が広がってきた(福原ほか, 2022)。このような長期にわたる詳細な航空写真の解析で湿原の極わずかな変化もドローンによる画像解析が有効であろう。

4.2 泥炭地質

2012年のEM探査で研究見本園と上田代に高伝導率構造が観測された(図13, 野原ほか, 2021)。含水比の高い粘性土層が地表層から1 m付近にあり、約1,300年前の降水量の増大に起因した猫又川の河川堆積物である粘土層である可能性が高く、湿原表層から約1 m程度の場所に特に無機成分の多い層が見られ、過去約1,300年前の洪水履歴が明らかになった。調査で濁水の主因は丸い数 μ mの無機物粒子や放散虫の微化石様粒子が多く含まれていること判明したが、その起源についてはまだ未解明である(野原ほか, 2021)。猫又川上流域の中生代の泥岩や河床の土砂に含まれる放散虫の微化石の調査や今後の泥炭の年代分析、テフラ分析が必要である。10世紀頃の中世温暖期には、東北地方で融雪時期の早期化による雪食凹地中心部への泥炭地拡大(Daimaru et al., 2002; 大丸, 安田, 2009)や温暖湿潤化による新たな湿原の形成(Sasaki and Sugai, 2018)があったと報告がされている。今後ますます温暖化が続き大洪水が頻繁になれば、中世温暖期に似た状況になることも危惧される。尾瀬ヶ原では近年、洪水の頻度が増し、池澮に氾濫水が流入する状況が起こっている(福原ほか, 2022; 野原ほか 2021)。尾瀬ヶ原上田代の池澮において、岸辺水生無脊椎動物の時間単位採集を行い、洪水の影響を検討した(福原ほか, 2021)。各分類群の平均採集個体数は洪水池澮で少なく、総採集個体数とハエ目採集個体数で有意に少なく、ササラダニ類も洪水池澮で少ない傾向を示した。ハエ目の中ではユスリカ科モンユスリカ亜科の採集個体数が洪水池澮で少なく、洪水はこの亜科に大きな影響を与えたと推定された。また洪水によって池澮に侵入した魚類の捕食圧の増加も個体数の低下を引き起こしている可能性があった(野原ほか, 2021)。

4.3 池澮水温と湿原地温

池澮の水がどう維持されているかを水位変化、水温、電気伝導度で解析することができた。上田代の噴出池澮(KA2-57)では水温・水位モニタリングから噴出した時

期を推定した。池澮がまだ積雪時期にも水位上昇ピークがあり、長く高い水位(4月末)を示し泥炭層内部で圧力が高まり融雪時に解放されて水位が元に戻った(図19)。雪解けが早い池澮(KA2-56)の水温・水位モニタリングから噴出した時期が推定され、水位上昇で融雪が始まったと推定された。洪水時に白濁した池澮(KA3-62)の湿原地温は日周変化がほとんど無く地下水の移動が無いが、近隣の揺るぎの田代では3~4月の積雪期に急激な地温の低下ピークが見られ、融雪に伴って融雪水が一時的に流入したと推定した(図21)。水温変化から水の動きが読み取れ、同じ池澮でも場所によって泥炭層の透水性が異なっていることが分かった。中田代の池澮(NA4-09, NA9-05, NA9-04)の1 m泥炭層は日周変化が大きく比較的表層の温度を反映し、池澮(NA6-5701, NA5-80, KA2-57)の1 m泥炭層では比較的日周変化が小さく流入が無いか地下水が水源と推定された。同じ高電気伝導の池澮でも供給されている様子が異なると推定された(図22)。

4.4 湿原の積雪と泥炭堆積

積雪深計の埋雪により、積雪深計の測定範囲以上の積雪がありながら測定値としては測定範囲上限値しか記録できなかった年もあることから実際には平年値等はこれらよりも大きな値になると考えられる(西村, 吉弘, 2008)。一方、積雪深計の測定として積雪圧を自動的に測定した今回の方法は簡単で安価な設備で連続的に積雪圧から積雪量を詳細にモニタリングする優れた方法であると考えられる(野原ほか, 2021)。積雪圧は地下水の挙動にも影響する。積雪の多い多雪年(2014~2015年)には雪の圧力のために地下水水位が冬季に上昇し、積雪の少ない小雪年(2015~2016年)には冬季に地下水は上昇していない(野原ほか, 2021)。研究見本園では積雪は2 m程度であったが、中田代では4 mに達して(図15)、地下水位に影響を与え近隣の池澮 NA5-43の冬季積雪下の水位(水圧)に影響を与えていた(図17)。

山岳湿地の気候応答性について、湿地の形成年代と気候変動との関係は、これまで多くの報告がなされてきた。小泉(1982)は、日本海側の多雪山地において、雪食凹地内の山地貧養泥炭の堆積開始年代が12,000 yBP~7,000 yBPと4,100 yBP~3,300 yBPに集中し、前者が後氷期の多雪化によって生じたものであるとした。Fujita et al. (2009)は、北海道の山岳湿地の形成年代を整理し、溶岩台地上の湿地の形成年代が、晩氷期、中期完新世(6500 cal BP~4000 cal BP)、3000 cal BP~2000 cal BPの3つに分けられることを指摘した。今回

EM 探査で上田代の泥炭の堆積が約 5 m あり尾瀬ヶ原の平均堆積速度が 0.7 mm y^{-1} とすると約 7,100 年前に泥炭の堆積が始まったと想定される。研究見本園では山地斜面に近いことから泥炭の堆積後も土砂の流入があることが明かであり、それは場所によってかなり不均一であった (図 12)。

4.5 泥炭地下水位

研究見本園では冬に他より泥炭が低温になる。上田代より中田代では 1.5 m 地温が約 3 °C 高い (図 17, 野原ほか, 2021)。春先には、中田代は早く雪解けがおこるのは地温が高いためであろうと考えられた。今後地温の高い理由について、地熱 (燧ヶ岳など) により湿原の地温が高いことも想定され、熱フラックスの測定、場所によって湿原泥炭の透水性が異なることがある。また今後現場の透水係数を計算し、湿原全体の地下水流動をモデル化することが重要である。融雪時の大雨で、地下水ポテンシャルが大きくなる。研究見本園の地下水ポテンシャルは融雪前に他より早く上昇する。そのことから赤雪 (アカシボ) の発生など、地下水の上昇が起こって高濃度の鉄分や溶存有機炭素が表層で検出されている可能性がある (野原ほか, 2012)。特に NN3-23 の池塘は降水があっても池塘水位がほとんど変動しない水位の安定した池塘であることが観察された (野原ほか, 2021)。降水後にすみやかに地下水水位が上昇し透水性が比較的高く地下水の流動が大きい池塘が存在することが明らかになった。

4.6 竜宮水路

富士見小屋の創設者萩原武治氏によると、1912 年夏、関東水電の測量の時、長沢の水が一つの穴の中に入って沢がなくなってしまったのを見て、これは竜宮まで通じているに違いないと仲間同士で語り合い、以来この穴を竜宮というようになったという (阪口, 1989)。これまで詳しい調査は実施されてこなかったが、かつて NHK が水中カメラの撮影したことがあった (NHK 画像アーカイブ)。今回、第 4 次尾瀬総合学術調査で再び NHK が我々と共同調査として水中 8K カメラの撮影を行い (E テレ, サイエンス ZERO 放送)、水中ドローン画像の解析を行い竜宮の形状や生息している生物について明らかにした。ほぼ水平に地下水路 (縦約 0.5 m, 幅約 1.5 m) が T 字になっていることが発見された。地下水路上部には泥炭の亀裂があり、地下水路の上部左右で泥炭堆積層に約 20 cm の地層のずれが見つかった。後日の炭素同位体分析から 6 世紀後半～7 世紀前半の軽石 (町田, 新井, 2003) 様の無機物であることから、歴史的な榛名

山の火山噴出物とみられ、その堆積後に地層のずれをもたらした泥炭地の地滑りがあり、それがきっかけで河川水の水路が地下水路になったと推定した。近世の尾瀬でも大きな地滑りがあり、地滑り地形が猫又川上流域のカッパ山周辺でも見られる (防災科学技術研究所, 2021; 井上, 2019) ことから、地滑りの起こった年代の詳細は不明であるが同様の地滑りが原因である可能性がある。成因からみた山岳湿地の種類には、火口湖、構造湖、雪田、氷河湖、地すべりを含む重力変形性地形による湿地などがあり、積雪量の多い北アルプスには湖沼が多く、火山地形と重力変形地形が主な形成場となっており (Takaoka, 2015)、八幡平火山群では、湿地が主に火山原面上と地すべり地内に分布している (Sasaki and Sugai, 2015)。山岳湿地のうち特に泥炭地は、中部から東北の多雪地域の第四紀火山に多く分布し (Sakaguchi, 1978)、東北地方の新期火山に雪田が多い理由について緩斜面が広く残存しているためと指摘されている (下川, 1988)。雪田型湿地は数千～百年スケールの気候変動に対応して出現と消滅を繰り返し、現在の湿地は気候温暖期に成立し、涵養源は主に融雪水と降水であり、周辺からの融雪水の供給が 6 月下旬まで継続することが湿潤環境の維持に大きく寄与していた (佐々木, 2019)。地すべり性湿地の形成と消滅には、地形変化の影響を大きく受け、湿地の立地によって涵養パターンは異なり、気候応答性にも影響している (佐々木, 2019)。今後、将来の気候変動に対する湿地の応答性を評価するために現地での地形や水文観測の継続が益々重要であろう。

5. まとめ

写真測量と地理情報システムの進歩によってドローン (UAV) 航空写真の作成が容易となり、尾瀬ヶ原における UAV を用いて詳細な地形図を作成し航空写真を用いた植生変化の把握が可能となった。2012 年の EM 探査で研究見本園に高電導度層が観測された。含水比の高い粘性土層が地表層から約 1 m 付近にあり、約 1,300 年前の降水量の増大に起因した猫又川の河川堆積物である粘土層である可能性が高い。表層から採取した泥炭の 1 m 程度の場所に無機成分の多い層が見られ、過去の洪水履歴が明らかになった。2019 年 4 月末には、UAV による湿原積雪を撮影した。KA1-04 では中央部に早い融雪が見られ、池塘によっては地下水の流入が大きいものがあると考えられた。魚探による測量調査から池塘北西部に円形にくぼみが見られ、円形中央部は常に水温が 0.5 °C

程度高く、融雪時には温度の日周変化が早く出現し常に湧水で涵養され融雪が早く起こることが示された。中田代では積雪が4 mに達して、地下水位に影響を与え近隣の池塘 NA5-43 の冬季積雪下の水位（水圧）に影響を与えていた。水中ドローン画像の解析を行い竜宮の形状や生息している生物について明らかにした。ほぼ水平に地下水路（縦約0.5 m 幅約1.5 m）がT字になっていることが発見された。地下水路上部には泥炭の亀裂があり泥炭堆積層に約20 cmの地層のずれが見つかった。6世紀後半～7世紀前半の榛名山の火山噴出物の堆積後に地層のずれをもたらした泥炭地の地滑りがあり、それがきっかけで河川水の水路が地下水路になったと推定した。

謝辞

この調査研究は第4次尾瀬総合学術調査の一環として行われ、科学研究費補助金（17H01889, 研究代表者野原精一）を用いて行われた。調査にあたって、環境省、尾瀬管理官事務所、文化庁、林野庁、東京電力の方々から許認可を受けた。KA1-04 池塘の8K 水中撮影や竜宮の水中ドローン映像撮影はNHK との共同調査として実施された。また尾瀬山の鼻ビジターセンター、（公財）尾瀬保護財団、東京パワーテクノロジー（株）の至仏山荘、尾瀬ロッジ、龍宮小屋の皆さまから調査時に便宜を計っていただいた。この場でお礼申し上げる。

文献

防災科学技術研究所（2021）立体地すべり地形分布図「燧ヶ岳」「藤原」図幅。 https://dil-opac.bosai.go.jp/publication/nied_tech_note/landslidemap/gis.html

Daimaru, H., Y. Ohtani, S. Ikeda, T. Okamoto, and T. Kajimoto, (2002) Paleoclimatic implication of buried peat layers in a subalpine snowpatch grassland on Mt. Zarumori, northern Japan. *Catena*, **48**, 53-65.

大丸裕武, 安田正次 (2009) 地球温暖化と山地湿原. 地球環境, **14**, 175-182.

Dunford, R., K. Michel, M. Gagnage, H. Piégay, and M. L. Trémelo (2013) Potential and constraints of unmanned aerial vehicle technology for the characterization of mediterranean riparian forest. *International Journal of Remote Sensing*, **30**, 4915-4935. <http://dx.doi.org/10.1080/01431160903023025>

Fujita, H., Y. Igarashi, S. Hotes, M. Takada, T. Inoue, and M. Kaneko (2009) An inventory of the mires of Hokkaido, Japan - Their development, classification, decline, and conservation. *Plant Ecology*, **200**, 9-36.

福原晴夫, 木村直哉, 永坂正夫, 野原精一 (2021) 尾瀬ヶ原上田代池塘群の岸辺水生無脊椎動物に与える洪水の影響. 陸水学雑誌, **82**, 169-186.

早川由紀夫, 新井房夫, 北爪智啓 (1997) 燧ヶ岳火山の噴火史. 地学雑誌, **106** (5), 660-664.

井上公夫 (2019) コラム 65 群馬県北東部尾瀬沼南西部の巨大地すべり地形の紹介, 歴史的な大規模土砂災害地点を歩く (そのII) 丸源書店.

環境省 (2021) 尾瀬国立公園指定書. 令和3年4月9日, 6 p.

Kaneko, K. and S. Nohara (2014) Review of effective vegetation mapping using the UAV (unmanned aerial vehicle) method. *Journal of Geographic Information System*, **6**, 733-742.

金井弘夫 (1998) 尾瀬ヶ原の池塘地図と水生植物5種の分布消長. 尾瀬の総合研究, (尾瀬総合学術調査団編): 377-417, 尾瀬総合学術調査団, 前橋.

小泉武栄 (1982) 化石周氷河斜面, 雪食凹地ならびに山地貧養泥炭地の形成からみた晩氷期以降の多雪化について. 第四紀研究, **21**, 245-253.

気象庁 (2021) 燧ヶ岳, 東京. https://www.data.jma.go.jp/vois/data/sendai/216_Hiuchigatake/216_index.html

国土地理院 (2021) GSI Map. <https://www.gsi.go.jp/> (2021年10月30日時点).

国土交通省 (2021) 水文水質データベース. <http://www1.river.go.jp/> (2021年10月30日時点).

町田 洋, 新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス—日本列島とその周辺—. 337p.

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. 群馬県尾瀬保護専門委員会編, 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.

Nex, F. and F. Remondino (2013) UAV for 3D m apping applications: A review. *Applied Geomatics*, **6**, 1-15. <http://dx.doi.org/10.1007/s12518-013-0120-x>

野原精一, 福原晴夫, 山本谿子, 落合正宏, 大高明史, 宇多川広勝 (2012) 尾瀬の彩雪の分布と積雪環境. 低温科学, **70**, 21-35.

野原精一, 村田智吉, 藤原英史, 福原晴夫, 千賀有希子 (2021) 尾瀬ヶ原における湿原地形と河川・池塘環境の変遷. 陸水学雑誌, **82**, 151-169.

阪口 豊 (1982) 尾瀬ヶ原盆地の成因と湿原の発達. 生物科学, **34**, 36-43.

阪口 豊 (1983) 湿原とは何か. 北海道自然保護協会誌, **22**, 2-8.

阪口 豊 (1985) 泥炭地の地学的諸問題. 地形, **6**, 333-350.

阪口 豊 (1989) 尾瀬ヶ原の自然史. 229p. 中央公論社.

阪口 豊, 相馬秀慶 (1998) 尾瀬ヶ原の地学的諸問題. 尾瀬の総合研究, (尾瀬総合学術調査団編): 85-106, 尾瀬総合学術調査団, 前橋.

- Sakaguchi, Y. (2005) The Ozegahara mire - The striking features and genesis of a natural historical heritage of Japan. Self-publishing, Tokyo.
- Salami, E., C. Barrado and E. Pastor (2014) UAV flight experiments applied to the remote sensing of vegetation area. *Remote Sensing*, **6**, 11051-11081. <http://dx.doi.org/10.3390/rs61111051>
- Sasaki, N. and T. Sugai (2015) Distribution and development processes of wetlands on landslides in the Hachimantai volcanic group, NE Japan. *Geographical Review of Japan Series B* **87**, 103-114.
- Sasaki, N. and T. Sugai (2019) Geomorphological analysis of wetland distribution on various spatial scales. *Proceedings of the International Cartographic Association*, **2**, 112.
- 佐々木夏来 (2019) 山岳湿地の立地と環境変動に関する研究. 公益財団法人国土地理協会 第18回学術研究助成, 地理学および関連する分野の学術的調査・研究, 報告書. 1-22.
- Sasaki, N. and T. Sugai (2018) Holocene development of mountain wetlands within and outside of landslide in the Hachimantai volcanic group, northeastern Japan. *Quaternary International*, **471**, 345-358.
- 下川和夫 (1988) 多雪景観の分布からみた東北日本の自然領域区分. 札幌大学女子短期大学部紀要, **12**, 61-82.
- 鈴木邦雄, 矢ヶ崎朋樹, 吉田 馨, 丹野夕輝, 鈴木伸一 (2022) 尾瀬ヶ原湿原・中田代の植生回復—50年前と現在—. *低温科学*, **80**, 285-289.
- Suzuki, T., T. Hashizume, and S. Suzuki, (2012) The easy building measurement by utilizing small autonomous flying robot (UAV). *Building Construction Planning*, **740**, 65-69.
- Takaoka, S. (2015) Origin and geographical characteristics of ponds in a high mountain region of central Japan. *Limnology*, **16**, 103-112.
- 安田正次, 大丸裕武, 沖津 進 (2007) オルソ化航空写真の年代間比較による山地湿原の植生変化の検出. 地理学評論, **80** (13), 842-856.