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)

山岳湿地の立地と環境変動に関する研究

研究代表者 佐々木 夏来 東京大学大学院 新領域創成科学研究科

1. はじめに

1.1.日本における山岳湿地

湿潤変動域に位置する日本では、湿地(湖沼と湿原) は全国に分布している.低地や沿岸域だけでなく、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 1600~ 1800 mの地域でも高くなっている (Sasaki and Sugai, 2019).つまり、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.

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 湿地などがある.中部山岳域では、積雪量の多い北ア ルプスほど湖沼が多く、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 していることが報告されている(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, 1979)、東北地方の新期火山に雪田が多い理由について、 開析されていない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).

1.2.山岳湿地の気候応答性

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 12000 yBP~7000 yBP と 4100 yBP~3300 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結論付 けた. この研究は予察的なものであったが、その後、 矢の原湿原(下の沼),駒止湿原,宮床湿原(叶内, 1991), 大白森湿原(宮城・小岩, 1996), 平標山南東斜面(佐々 木・苅谷, 2000) でも, 泥炭の堆積開始時期が小泉(1982) の指摘する後氷期の多雪化時期に一致すると報告され た. また, Fujita et al. (2009) は, 気候変動との関 係には言及していないものの、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. さらに、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) 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 ことも報告されている.一方で、山岳湿地のうち、地 すべり活動によって形成された地すべり性湿地の形成 年代は、地すべりの活動とその後の地形変化の影響を 受けており、湿地の形成年代は様々であると指摘され ている (五十嵐・高橋, 1985; Fujita et al., 2009; Sasaki and Sugai, 2018; 佐々木・須貝, 2018).安定 した地形場における湿地の形成がいくつかの時期に分 かれることは、数千~数百年の時間スケールの気候変 動に対して湿地の形成が応答している可能性を示唆す る. どの程度の気候変化に対応しているのかは、湿地 によって異なることが予想されるが、ほとんど研究が なされていない.

近年の地球温暖化が山岳地域の生態系に及ぼす影響 が危惧されている.平成27年3月に中央環境審議会 が発表した『日本における気候変動による影響の評価 に関する報告と今後の課題について(意見具申)』では, 高山・亜高山地域では「積雪期間の短縮は土壌の乾燥 化を引き起こし,急速な植生変化や雪田,高層湿原の 衰退・消失をもたらす」と推測されているが,具体的 な研究に乏しく確信度は高くない(中央環境審議会, 2015).温暖化がもたらす積雪量変化や夏季気温の上昇, それらに伴う融雪時期の早期化や土壌水分の変化が湿 地環境に影響を与えうる因子と考えられている

(Daimaru et al., 2002; 安田ほか, 2007; Kudo et al., 2010). 将来の気候変動に対して湿地環境の変化 を予測するために,まずは現在の湿地涵養メカニズム を明らかにすることが必要である. その上で,気温や 積雪量などの因子が湿地涵養にどの程度寄与している か検討することが重要であると考える.

1.3.本研究の目的

山岳湿地の成因は多様で,湿地の立地によって涵養 源も異なることが推察される.湿地の形成時期と気候 変動の関係を明らかにするためには,地形学的な視点 も加え,湿地の立地環境を地形-水文環境のつながりで 捉えて気候変動に対する応答性を考察する必要がある. 大丸・安田(2009)は、残雪が作り出す短い生育期間 に適応した植物からなる雪田草原型湿原と,周囲の斜 面から流入した豊富な融雪水が凹地や平坦地に滞留し て形成される地下水涵養型湿原では気候変化への応答 性の違いがあると推測した.

本研究では、奥羽山脈の第四紀火山である仙岩火山 地域を対象として、湿地の立地を雪田型湿地、平坦地 流入型湿地、地すべり性湿地の3つに分けて各タイプ から複数の湿地を選定し、湿地堆積物の掘削調査に基 づいて湿地の形成時期と気候変動との関係について明 らかにするとともに、地温、土壌水分、電気伝導度を 観測して、湿地の水文特性を解明することを目的とす る.本報告では、2018年10月から2019年10月まで の約1年間の観測データを用いて検討した。今後、観 測調査を長期間継続することで湿地の水文特性をより 明確にし、近年進行しつつある気候変動に対する湿地 の応答性を高精度に予測することを目標としている.

2. 調査地概要

2.1. 仙岩火山地域

仙岩火山地域は奥羽山脈にクラスター状に分布する 火山地域の一つである(Tamura et al., 2002). 仙岩 火山地域には、複数の第四紀成層火山で構成される八 幡平火山群,岩手火山群,秋田焼山火山群,秋田駒ケ 岳火山群を含む.本研究の対象地である八幡平火山群 と岩手火山群西部では、新第三紀の凝灰岩および新第 三紀から第四紀の初頭にかけて堆積した玉川溶結凝灰 岩が基盤となり、東西圧縮による逆断層で隆起した背 斜軸上を、安山岩質および玄武岩質の溶岩流が覆って いる(須藤、1992;伊藤・土井、2005;小池ほか、 2005).

八幡平火山(標高1613 m)から南へ延びる稜線沿い には、緩傾斜の未開析火山原面が連続し、八幡平火山 の北西斜面と南斜面は、大規模地すべりに侵食されて いる(図1).南部には、活断層の雫石盆地西縁断層帯 (宮内ほか、1998;産業技術総合研究所地質調査総合 センター、2012)が南北に延び、八幡平火山群の北に も南北走向の断層が報告されている(産業技術総合研 究所地質調査総合センター、2017).

気候は日本海側気候に属し,有数の多雪地帯である. 八幡平火山付近の標高 1500 m における平均的な最大 積雪深は5 m 程度で(梶川, 1985), 2018 年から 2019 年では,衛星画像を確認し,10 月下旬から根雪となり 7 月上旬に消雪が完了したことを確認した.また,冬 の季節風は標高 1200~1400 m 以上の稜線で西から西 南西の方向の風が卓越する(甲斐,1977).



図1. 仙岩火山地域および調査地周辺の地形

2.2. 調査対象湿地

調査対象湿地として、雪田型湿地2か所、平坦地流 入型湿地2か所,地すべり性湿地1か所を選定した(図 1,図2).

2.2.1. 雪田型湿地

雪田型湿地の調査対象地として、源太ヶ岳の東側に 位置する湿地(源太ヶ岳東湿地:北緯39度53分3.61 秒, 東経140度53分47.65秒, 標高1400m), 三ツ沼 の東に位置する湿地(三ツ沼東湿地:北緯39度51分 28.18秒, 東経140度53分28.87秒, 標高1389m)を 選定した (図2). 周辺は、火山原面上に北一南もしく は北北東---南南西方向のリニアメントが認められ、東 落ちの小崖が延びている (図 2b, a-1~3). 岩手火山 の南に位置する逆断層の雫石盆地西縁断層帯(松尾断 層群)のほか、岩手山の北西部に松川断層の存在が示 唆されており(土井ほか, 1998),小崖の成因について 証拠は得られていないが、テクトニックな運動に伴う 地形の可能性がある(図1).調査対象の源太ヶ岳東湿 地と三ツ沼東湿地はいずれも小崖の下に形成されたも のである、小岸の岸下は雪の吹き溜まりとなっている. 2011年1月22日に計測された5 mメッシュの数値表

層モデル (DSM) と数値標高モデル (DEM) の差分とし て計算された積雪深は4 m を超えていた (図 2c).

源太ヶ岳東湿地(図 3)は、リニアメントに沿って 南北に長い湿地である.北側は傾斜が小さく泥炭が堆 積して、スゲ類やキンコウカ、モウセンゴケ等の湿生 植物が繁茂している.一方、南側は泥炭が薄く表層に 砂礫が目立ち高茎草本が主体となっている.調査は北 側の泥炭地で実施した.地表面のわずかな凹凸に応じ て地表面の水分状態の違いが顕著で、それに応じて植 生もモザイク景観をなしている.

三ツ沼東湿地(図 4) も同様にリニアメントに沿っ て延びる湿地である.このリニアメント沿いには,三 ツ沼東湿地の南にも複数の湿地が形成され,平行する 線状凹地内には,小規模な水域も認められる.三ツ沼 東湿地の植生は比較的均質でスゲ類が繁茂し,湿地を 横断するようなチャネルが生じている.湿地の北は侵 食が進んで松川の源流の一つとなっている.

2.2.2.平坦地流入型湿地

平坦地流入型湿地として,三ツ沼(北緯 39 度 51 分 31. 39 秒,東経 140 度 53 分 25. 09 秒,標高 1399 m)と 三石湿原(北緯 39 度 50 分 48. 27 秒,東経 140 度 54 分



図 2. 調査対象湿地周辺の地形および積雪深分布

(a) 地形分類図
(b) 傾斜量図
(c) 2011 年1月22日の積雪深分布図
a-1~3は空中写真および陰影図から判読したリニアメント



- (a) 周辺地形図(地理院地図の2万5千分の1地形図)
- (b) 空中写真(1976 年国土地理院撮影)
- (c) 掘削および観測調査地周辺の様子(赤矢印は調査地点)

13.91 秒,標高1283 m)を選定した(図2).2つの湿地は、ともに八幡平火山から岩手山に続く稜線の鞍部に位置する湿地群である.これらの湿地群には水域を持つものが多く、本研究で選定した三ツ沼と三石湿原

も水域の周囲が湿生草原(湿原)になっている.積雪 深は、風衝側となる稜線の西側斜面や西からの冬季季 節風が吹き抜ける鞍部で小さくなる傾向があり、2011 年1月22日時点の積雪深は、調査地付近で2m以下



図4. 三ツ沼東湿地(MNE)と三ツ沼(MN)の様子

- (a)周辺地形図(地理院地図の2万5千分の1地形図)
- (b)空中写真(1976年国土地理院撮影)(c)三ツ沼東湿地の景観(赤矢印は調査地点)(d)三ツ沼の景観(赤矢印は調査地点)



(a)周辺地形図(地理院地図の2万5千分の1地形図)

(b) 空中写真(1976 年国土地理院撮影) (c) 掘削および観測調査地周辺の様子

であった(図 2c).

三ツ沼はササ原に囲まれた複数の湿地で構成される 湿地群である(図4). 個々の湿地は、水域が広く、湿 原部分が少ないのが特徴である. 調査地として選定し た湿地も、中央部に水域をもち、それを取り囲む部分 はミズゴケを主体とする泥炭地である.

三石湿原も同様にササ原の中に複数の湿地が形成さ れる湿地群で、水域を有するものもある(図5).ただ し、三ツ沼よりも水域面積の割合は小さく、湿原が主 体となっている.調査地として選定した湿地も中央部 に小規模な水域を有し、湿原部分には、ワタスゲ、モ ウセンゴケ、キンコウカ等の多様な湿生植物が繁茂す る.

2.2.3.地すべり性湿地

地すべり性湿地として, 菰ノ森地すべり地内に形成 された大谷地(北緯39度58分56.16秒, 東経140度 49分13.57秒, 標高1076 m)を選定した(図1). 菰 ノ森地すべり地の土塊上部には, 回転型地すべり地特 有の階段地形が残っており, 大谷地は, その副次的な 滑落崖の直下に位置する(図6). 大谷地の外形は, 滑 落崖に平行な長軸を持つ楕円形状(140 m × 380 m) を示し, 湿地面積はおよそ0.04 km²で, 本研究の調査 対象とする湿地の中で最も大規模である. 湿地の断面 形状はドーム型をした典型的な高層湿原で,北側には 多数の池塘がある.大谷地の周辺植生は,ブナを主体 としオオシラビソが混じる混交林となっている.湿原 内では,高層湿原の代表種であるミズゴケや,ワタス ゲなどのカヤツリグサ科の植物が泥炭を覆い,タチギ ボウシやツルコケモモが所々に群落をなしており,湿 原の縁辺部や木道沿いなどの水分量の多い場所では, 局所的にミズバショウが生育している.

3. 方法

3.1. 湿地堆積物掘削調査

湿地の形成時期を明らかにするために、源太ヶ岳東 湿地、三ツ沼東湿地、三ツ沼、三石湿原の4か所で湿 地堆積物の採取と分析を実施した.地すべり性湿地の 大谷地は、2013年に掘削調査を実施し、湿地の発達過 程はSasaki and Sugai (2018)で報告されている.

3.1.1. 湿地堆積物の掘削と層相解析

湿地堆積物の掘削には,直径3 cm,長さ50 cmの人 力式 gouge オーガを用い,基盤の堆積物に到達するま で掘削した.コア試料の表面をヘラで平滑に削り落し て新鮮な面を露出させたのち,堆積物の層相を泥炭の 分解度,有機物含有量,テフラ層に着目して記載した. 堆積物の色相をミノルタ製 SPAD-503 土色計で2 cm間



図 6. 大谷地周辺の様子

(a) 菰ノ森地すべり地の地形学図 (b) 掘削および観測調査地周辺の様子

(c) 大谷地周辺の微地形(1 m DEM より作成)(d) 菰ノ森地すべり地の縦断面図(e) 大谷地の地形断面図赤矢印は掘削および観測地点を示す.(a) と(d) は Sasaki and Sugai (2015) を改変し,

(c)と(e)はSasaki and Sugai (2018)を改変した.

隔で計測し, L*a*b*表色系で解析した. 計測値のL* は色の明度を示し, 白を 100, 黒を 0 として表され, a*は+が赤色, -が緑色, b*は+が黄色, -が青色の 方向を示す.

3.1.2. テフラ分析

堆積物中から採取したテフラ試料について,鉱物組 成と火山ガラスの形態を観察し,火山ガラスの主成分 分析をおこなった.試料の前処理として,超音波洗浄 後,50℃で48時間乾燥させた.テフラの観察には実体 顕微鏡を用い,火山ガラスの形態を吉川(1976)に従 って分類した.主成分分析には,東京大学大学院新領 域創成科学研究科自然環境学専攻所有の走査型電子顕 微鏡-エネルギー分散型X線解析装置(SEM-EDS, JEOL 製 JSM6390LA)を用い,ZAF補正計算法による簡易定 量分析によって酸化物の重量濃度を求めた.熱電子銃 のフィラメントには LaB6 フィラメントを用い,加速 電圧を 20 keV, 分析時間を live time で 100 秒とした. 火山ガラス1 片につき1 点分析し, 1 試料 20 片を 目安とした.

3.1.3. 放射性炭素年代測定

各湿地堆積物のうち泥炭層の基底部2 cm を採取し, 泥炭中のヒューミンを対象として,加速器分析法 (AMS 法) にて放射性炭素年代を測定した.前処理として, 水洗篩にて 106 µm 以上の粒子を除去したのち,1.2N の塩酸で酸可溶の有機物を,1.0Nの水酸化ナトリウム 水溶液でアルカリ可溶の有機物を除去して最後に 1.2Nの塩酸で洗浄する AAA (Acid-Alkali-Acid) 処理 をおこなった.真空ラインにてグラファイト化した試 料の放射性炭素濃度を,加速器質量分析計 (パレオ・ ラボ,コンパクト AMS:NEC 製 1.5SDH)を用いて測定 し,放射線分別効果の補正をおこなって放射性炭素年 代を求めた.得られた放射性炭素年代の暦年較正は OxCal v4.3 (Bronk Ramsey, 2009) にておこない,較 正曲線には IntCal13 (Reimer et al., 2013)を用い た.

3.2. 湿地の土壌水分特性観測

湿地の土壌水分特性を観測するために、センサを 6 cm 深の泥炭層に埋設し、地温、土壌水分 (体積含水率)、 電気伝導度を観測した.計測には、METER 社製 5TE セ ンサを使用し、1時間毎に計測した結果を METER 社製 Em50 データロガーに記録した (図 7).各湿地における 観測地点として、湿地の中心に近く、その湿地を代表 する植物相となっている場所を選定し、上述の掘削地 点から1m以内の距離とした.

観測開始は、大谷地が2018年10月13日、三ツ沼、 三ツ沼東湿地、三石湿原が2018年10月14日、源太ヶ 岳東湿地が2019年7月28日であり、3年間以上は観 測を継続する予定である.本報告書では、2019年10月 20日までの結果について報告する.ただし、三石湿原 の2019年7月29日から2019年10月20日までのデ ータは欠測である.

土壌水分変動と降雨量の関係を明らかにするために, 気象庁アメダス(地域気象観測システム)の日降水量 データを使用した.大谷地の土壌水分との関係は八幡 平観測所(北緯40度0.8分,東経140度48.1分,標 高578 m),その他の湿地は葛根田観測所(北緯39度 46.6分,東経140度56.7分,標高350 m)のデータを 用いて検討した(図1).また,調査地周辺の2019年 の残雪分布と融雪状況を,Planet 社が提供する3 m メ ッシュのPlanet scope 衛星の画像で確認した.

4. 結果

4.1. 湿地堆積物分析

4.1.1. 湿地堆積物の層相

源太ヶ岳東湿地,三ツ沼東湿地,三ツ沼,三石湿原 の堆積物を層相や有機物含有量に着目して,下位から, 基盤である淘汰の悪い火砕物層(Unit 1),有機質もし くは非有機質のシルト層および砂層(Unit 2),泥炭層 (Unit 3)の3つに分けることができた.各湿地堆積



図 7. 土壌水分特性観測機器 (a) データロガー (b) センサ部

物の詳細について、以下 に述べる.

1) 源太ヶ岳東湿地

源太ヶ岳東湿地では, 深度 100 cm までの堆積物 を採取し,下位から火砕 物層のUnit 1 が深度 100-71 cm,シルトおよび砂層 の Unit 2 が深度 71-61 cm,泥炭層のUnit 3 が深 度 61-0 cm で構成されて いた (図 8). Unit 1 は灰 黄色で淘汰が悪く1 cm 程 度の角礫を含んでいた. Unit 2 は有機質シルト層 と有機質砂層の間に,非 有機質シルト層を挟むの



図8. 源太ヶ岳東湿地の柱状図と色相計測結果

が特徴であった.Unit 3 の泥炭層は, 61-17 cm で植物 遺骸の分解度が高く,比較的締まった泥炭となってお り,17 cm 以浅で未分解の泥炭となっていた.色相は Unit 2 から Unit 3 にかけて明度は急激に低下し, Unit 3 のテフラ層で明度が高くなる傾向が認められた.

Unit 3にはGE-1~5までの5枚のテフラ層が認めら れた.GE-1は3 mm 厚の細粒砂サイズの黒色スコリア であった.GE-2は2.5 cm 厚の淡黄色軽石層で,粗粒 砂から中粒砂サイズの粒子が多く,上方細粒化の傾向 が認められた.また,GE-4は8 mm 厚の火山灰を主体 とするテフラ層であるが,細粒な淡黄色軽石も含んで いた.他の2枚のテフラ層は不明瞭であった.

2) 三ツ沼東湿地

三ツ沼東湿地では、深度 100 cm までの堆積物を採 取し、下位から火砕物の Unit 1 が深度 100-91 cm,有 機質シルトおよび砂層の Unit 2 が深度 91-65 cm,泥 炭層の Unit 3 が深度 65-0 cm で構成されていた(図 9). Unit 1 は淘汰の悪い火砕物で多数の砂礫を含ん でいた. Unit 2 は下位において火砕物層中に 2 枚の有 機質シルト層が挟在し、上位の 78-65 cm は有機質シ ルト層となっていた. Unit 3 を 65 cm 以浅としたが、 分解度の高い泥炭層と分解の悪い泥炭層の間には有機 質砂層とシルト層が認められた. 色相は Unit 2 の有 機質層で局所的な明度の低下があるものの、Unit 1 か ら Unit 3 にかけて徐々に明度が低下し、Unit 3 中の 有機質層でも明度が高くなっていた.

Unit 3にはMNE-1~4までの4枚のテフラ層が認め られた. MNE-1は5 mm 厚の淡黄色軽石層で、粒子サイ ズは粗粒から中粒砂程度だった. MNE-2は3 mm 厚のス コリア層であり、MNE-3は5 mm 厚の細粒な火山灰層で 下層が黒く炭化していた.



図9. 三ツ沼東湿地の柱状図と色相計測結果 (凡例は図8参照)

3) 三ツ沼

三ツ沼では、深度 150 cm までの堆積物を採取し、下 位から火砕物の Unit 1 が深度 150-95 cm, シルト層の Unit 2 が深度 95-65 cm, 泥炭層の Unit 3 が深度 65-



(凡例は図8参照)

0 cm で構成されていた (図 10). Unit 1 は黄褐色の淘 汰の悪い火砕物で上位層ほど粒径が小さい傾向があっ た. Unit 2 は上位に向けて徐々に有機物が増加する傾 向が認められ, Unit 3 の泥炭層に緩やかに接続してい た. Unit 3 の泥炭層のうち,特に 18 cm 以浅はミズゴ ケ泥炭で,色は薄く水分を多く含んでいた.色相は基 盤の Unit 1 で黄色を示すb*値が他のコアよりも高く, Unit 2 では Unit 3 に向けて徐々に明度が低下する傾 向があった.

Unit 3には2枚のテフラ層が挟在していた.MN-1は 3 cm 厚の淡黄色軽石層で粒子サイズは粗粒から中粒 砂程度であった.MN-2は3 mm厚の灰黄色の細粒な火 山灰層で,その下層が黒く炭化していた.

4) 三石湿原

三石湿原では、深度100 cm までの堆積物を採取し、 堆積物の構成は下位から火砕物のUnit 1 が深度100-66 cm,有機質シルト層のUnit 2 が深度66-63 cm,泥 炭層を主体とするUnit 3 が深度63-0 cm であった(図 11). Unit 1 はオリーブ褐色の火砕物で70 cm 深には 暗赤色の角礫を含んでいた. Unit 2 は非常に薄く、 Unit 3 では分解の進んだ泥炭層と未分解泥炭層に挟 まれた41-24 cm 深で未分解の植物片を少し含む有機 質シルト層となっていた. 色相は、基盤のUnit 1 で明



図 11. 三石湿原の柱状図と色相計測結果 (凡例は図 8 参照)

度を示すL*値が上位ほど小さくなる傾向があり、Unit 2 で大きく低下した. Unit 3 では、有機質シルト層付近でL*が連続的に高くなる特徴があった.

Unit 3には2枚のテフラ層を認めた. MI-1は中粒 砂サイズの淡黄色軽石で未分解泥炭層中の16 cmの範 囲にわたって散らばっており, MI-2は灰黄褐色の火山 灰層であった.

4.1.2. テフラ分析

源太ヶ岳東湿地,三ツ沼東湿地,三ツ沼,三石湿原 のUnit 3 から採取した GE-2, ME-1, MN-1, MI-1 は砂 サイズの淡黄色軽石層という共通の特徴を有していた. これらを対象に,実体顕微鏡で鉱物組成および火山ガ ラスの形態を観察し,火山ガラスの主成分化学組成を 分析した.

いずれのテフラも有色鉱物には斜方輝石と単斜輝石 を含み, MNE-1, MN-1, MI-1 では磁鉄鉱も認められた. 火山ガラスの形態は,吉川 (1976)の分類に従うと, いずれのテフラも多孔質型火山灰が主体で,曲線状の 突起が密にある Ta型と繊維状突起をもつ Tb型の両方 が含まれていた.特に,GE-2, MNE-1, MI-1 は Tb型が 多く観察された.八幡平火山群周辺では,AD 915 年に 十和田カルデラから噴出した十和田 a テフラ (To-a: 町田・新井,1981;2003)が広く堆積する.これら4 試料の火山ガラスの化学組成は,大谷地堆積物中の To-a (0YC2-58: Sasaki and Sugai, 2018)と一致した (図 12).顕微鏡観察結果も To-a (町田・新井,2003)

の特徴と整合的であることから、4 試料は To-a と対比



図 12. 火山ガラスの主成分分析結果

できた.

4.1.3. 放射性炭素年代測定

源太ヶ岳東湿地, 三ツ沼東湿地, 三ツ沼, 三石湿原 の泥炭層の基底から泥炭を採取し, 土壌の放射性炭素 年代を測定した(表1). 雪田型湿地に分類される源太 ヶ岳東湿地と三ツ沼東湿地の泥炭層基底部の堆積年代 は, それぞれ2328-2296 cal BP (16.7%), 2270-2155 cal BP (78.7%)と1536-1414 cal BP (95.4%)であっ た. 三ツ沼東湿地では, 泥炭層基底の堆積物だけでな く,2枚の埋没有機質層のうち,下位の深度89 cmで も試料を採取し,7676-7594 cal BPの年代値を得た. 平坦地流入型湿地に分類される三ツ沼と三石湿原の泥 炭層基底部の堆積年代は,それぞれ3480-3385 cal BP と6650-6496 cal BPであった.

4.2. 泥炭の土壌水分特性の季節変動

湿地の土壌水分特性を明らかにするため,雪田型湿 地の源太ヶ岳東湿地と三ツ沼東湿地,平坦地流入型湿

Sample name	Location	Depth in core [cm]	δ13C [‰]	14C age [yrBP±1σ]	Calibrated calendar age [cal BP±2σ]	Lab. no.
GE-A	Gentagatake east	61	-31.02±0.23	2230±19	2328–2296 (16.7%) 2270–2155 (78.7%)	PLD-39774
MNE-A	Mitsunuma east	65	-30.75±0.25	1593±20	1536–1414 (95.4%)	PLD-39769
MNE-B	Mitsunuma east	89	-29.36±0.18	6798±25	7676–7594 (95.4%)	PLD-39770
MN-A	Mitsunuma	66	-29.29±0.18	3225±21	3480–3385 (95.4%)	PLD-39768
MI-A	Mitsuishi	64	-29.00±0.26	5772±27	6650–6496 (95.4%)	PLD-39771

表1. 泥炭層基底部の放射性炭素年代

地の三ツ沼および三石湿原,地すべり性湿地の大谷地 において,6 cm 深の泥炭層中の地温,土壌水分(体積 含水率),電気伝導度を観測した.電気伝導度は,一般 的に天水の方が地下水よりも低く,雨水で0.01~0.05 mS/cm,地下水で0.1~0.5 mS/cm である(鈴木ほか, 2019).

1) 源太ヶ岳東湿地

源太ヶ岳東湿地では、2019年7月28日から10月20 日までのデータしか得られていないが、深度6 cm に おける土壌水分は、観測期間を通して飽和状態が継続 していた(図13b). 涵養水の電気伝導度は、降雨時に はスパイク上に急上昇し、降水量の少なかった9月に は電気伝導度が上昇し、降水量の多い10月は徐々に 低下する傾向があった(図13c).

2) 三ツ沼東湿地

三ツ沼東湿地において、地温は2018年11月中旬以 降になると日較差が小さくなり、12月上旬から2019 年5月下旬まで0.5 ℃付近でほぼ一定であった(図 14a). 土壌水分は、2018 年秋に 0.6~0.8 m³/m³ で小刻 みに変動していたが、2018年12月から2019年5月下 旬までは約0.7 m³/m³で安定的であった.5月下旬以降 は十壌水分量が増加して 0.7~1.0 m³/m³で変動しつつ も比較的高い値を維持していたが、降水量の少ない8 月や9月には、土壌水分量が減少する傾向が認められ た(図14b). 電気伝導度は、1年を通して大きな変動 はなく,特に2018年12月上旬から2019年2月は0.06 mS/cm,3月以降は0.07 mS/cmで安定していた(図14c). 調査地周辺の融雪状況について,2019年5月上旬に積 雪の少ない尾根筋で地表面が露出しはじめた. 積雪は 2018年6月中旬でも谷筋や風背側の崖下に残存し、7 月上旬にもわずかに認められた.

さくなり、11月上旬に一旦大きくなった後、11月中旬 以降は再度小さくなった(図15a).地温の低下は、11 月中旬以降もゆるやかに進行し、0.4℃で一定になっ たのは2019年1月上旬だった.土壌水分は、夏から秋 にかけて日降水量との関係が明確に認められ、日降水 量が20mmを超えると土壌水分量はスパイク状に上昇 し、降水量の少ない時期には徐々に低下する傾向があ った(図15b).冬季の土壌水分の変化は緩やかで、2019 年1月から2月には降水量に従っていた.4月中旬に 0.6m³/m³から0.75m³/m³へと急上昇したのち5月中旬 まで安定し、5月下旬には降雨のない時期にもかかわ らず土壌水分量の多い状態が一週間程度継続した.

電気伝導度は、2018 年 11 月から 2019 年 1 月上旬ま では 0.03 mS/cm 程度で推移していたが、その後、2019 年 5 月中旬にかけて徐々に値が上昇し、5 月下旬に急 激に低下して 0.02~0.03 mS/cm の低い値が 7 月中旬 まで継続した(図 15c). その後は、前年の秋と同程度 の約 0.04 mS/cm に戻った.また、2 週間程度の少雨が 継続した後の降雨に応答して、電気伝導度がスパイク 状に急上昇する傾向が認められた.

地温と土壌水分,電気伝導度の関係について,積雪 期の2019年1月上旬に地温が0.4 ℃で一定になると 電気伝導度が上昇しはじめ,融雪期の5月下旬に地温 が急上昇した直後,土壌水分の高い状態となり,電気 伝導度は低下した(図15d-f).周辺の融雪状況は,上 述の三ツ沼東湿地と同じである.

4) 三石湿原

三石湿原の地温は、三ツ沼と同様に2018年11月中 旬以降で日較差が小さくなり地温が緩やかに低下した (図 16a).しかし、0.6℃で一定となった時期は3月 中旬で三ツ沼よりも遅かった.そして、2019年5月中 旬には急激に気温が上昇した.土壌水分は、2018年10 月中旬に0.6 m3/m3程度の低水準であったが、10月下

3) 三ツ沼

三ツ沼では、地温の日較差が2018年10月下旬に小



図 13. 源太ヶ岳東湿地の土壌水分特性観測結果

(a)	地温と日降水量	(b) 土壌水分と日降水量	(c) 電気伝導度と日降水量
(d)	土壌水分と地温	(e)電気伝導度と地温 (f)	電気伝導度と土壌水分



図 14. 三ツ沼東湿地の土壌水分特性観測結果

(a)	地温と日降水量	(b) 土壌水分と日降水量	(c) 電気伝導度と日降水量
(d)	土壌水分と地温	(e)電気伝導度と地温 (f)	電気伝導度と土壌水分





(a)	地温と日降水量	(b) 土壌水分と日降水量	(c) 電気伝導度と日降水量
(d)	土壌水分と地温	(e)電気伝導度と地温 (f)	電気伝導度と土壌水分



図 16. 三石湿原の土壌水分特性観測結果

(a)	地温と日降水量	(b) 土壌水分と日降水量	(c) 電気伝導度と日降水量
(d)	土壌水分と地温	(e)電気伝導度と地温 (f)	電気伝導度と土壌水分



図17. 大谷地の土壌水分特性観測結果

(a) 地温と日降水量(b) 土壌水分と日降水量(c) 電気伝導度と日降水量(d) 土壌水分と地温(e) 電気伝導度と地温(f) 電気伝導度と土壌水分

旬には降雨に応答して上昇し、以降、突発的な土壌水 分の低下はあるものの 0.8 m³/m³ 程度で安定した(図 16b).4月中旬には約0.76 m³/m³に低下し、1か月半程 度安定的に推移した.そして5月中旬に土壌水分量が 急激に増加して飽和状態が約2週間続き、降水量の少 なかった6月に土壌水分量が減少するものの、降雨に 応答して土壌水分量が大きく変化した.電気伝導度は 2018年11月から2019年2月中旬にかけて0.02~0.03 mS/cm 程度で安定していたが、2月中旬から徐々に上 昇し、5月中旬から6月中旬にかけて0.03 mS/cmに戻った(図16c).

地温と土壌水分,電気伝導度の関係について,地温 の低下傾向が緩やかに継続する 2019 年 2 月中旬に, 電気伝導度は上昇をはじめた.2019 年 5 月中旬の融雪 期には,降水量が少なかったにも関わらず地温の急激 な上昇と同時に土壌水分の高い状態が 2 週間程度継続 し,電気伝導度は低下した(図 16d-f).2019 年の融雪 状況について,湿地周辺では 5 月下旬まで残雪があり, 6 月中旬になると稜線沿いで一部残雪があるのみだっ た.

5) 大谷地

大谷地の地温は2018年11月中旬以降に日較差が小 さくなり、温度も緩やかに低下を続けて2019年2月 中旬に0.5℃の一定値となった(図17a).その後、5 月中旬に地温は急上昇した.土壌水分は2018年11月 下旬から2019年5月中旬までほとんど降水量に応答 せず、2月上旬まで0.9㎡/㎡程度であったものが2019 年4月上旬に約0.6㎡/㎡ まで低下し、その後は緩や かな上昇に転じた(図17b).5月中旬には土壌水分量 の多い状態が約2週間継続し、その後は、降水量に応 答して土壌水分が大きく変動し、2019年8月中旬以降 は、土壌水分が多い状態が断続的に継続した.電気伝 導度は2018年11月以降徐々に上昇して2019年5月 上旬から中旬にかけて急激に低下した(図17c).その 後8月以降は大きく変動しながら電気伝導度は上昇し た.

地温, 土壌水分, 電気伝導との関係について, 2018 年 11 月以降, 地温が低下し続ける間は土壌水分量が 多い状態を維持しており, 電気伝導度も 0.04~0.05 mS/cm 程度であったが, 気温が 0.5℃の最低温度で一 定値になると土壌水分量は減少し, 一方で電気伝導度 は上昇した.5 月中旬になって地温が急激に上昇する と、降水量は多くないものの土壌水分量は増加し、電 気伝導度は急激に低下した(図 17d-f).2019年8月以 降は、土壌水分量が多い時に、電気伝導度も高くなる 傾向が認められた.融雪状況について、2019年5月下 旬には大谷地内の全域で融雪を完了し、6月上旬には 地すべり地内にわずかに残雪があるのみだった.

5. 考察

5.1. 湿地の形成時期と気候変動

雪田型湿地に分類される源太ヶ岳東湿地と三ツ沼東 湿地の泥炭堆積開始年代は、平坦地流入型湿地に分類 される三ツ沼と三石湿原に比べて新しく、また、雪田 型湿地は共通して埋没有機質シルト層が存在した.山 岳地域における泥炭堆積開始は、多雪化による涵養水 供給量の増加(小泉、1982)や、気候温暖化による残 雪砂礫地の斜面安定化と有機物量(植物量)の増加 (Daimaru et al., 2002; 佐々木・苅谷, 2000)が要 因と考えられている.一方で、現在、ササ原や湿生の イネ科草原になっている場所における埋没泥炭層は、 過去の湿潤化と冷涼化を反映しているという見方もあ

る (小泉ほか, 1984).

源太ヶ岳東湿地と三ツ沼東湿地の泥炭堆積開始年代 は、それぞれ2328-2296 cal BP (16.7%)、2270-2155 cal BP (78.7%)と1536-1414 cal BP (95.4%)であっ た.日本の山岳湿地における泥炭の堆積開始年代はい くつか報告されているが(小疇ほか、1993;小泉、 1982;富士田、2017)、これら2つの湿地と同年代に 形成された湿地は、約1500年前に成立した天塩山地 のパンケナイ湿原(五十嵐・藤原、1984)や約1300年 前に成立した増毛山地の群馬岳湿原(五十嵐、2002) など非常に少ない.源太ヶ岳東湿地が成立した約2200 年前は、尾瀬ヶ原の堆積物から復元された BC 398年 から AD 17年の温暖な時期(Sakaguchi、1983)に該当 し、三ツ沼東湿地が成立した約1500年前も、屋久杉の 年輪の炭素同位体比から明らかにされた気候温暖期

(Kitagawa and Matsumoto, 1995)に該当する.また, 三ツ沼東湿地の埋没有機質層の堆積年代は,7676-7594 cal BPでヒプシサーマルの時期に一致し,11000年~ 7000年前の晩氷期に多雪化によって多くの湿地が形 成されたとする指摘(小泉,1982)にも整合的である. したがって雪田型湿地は,晩氷期の多雪化後,数百年 ~千年程度の気候変動に応答して湿地もしくは草原の 拡大・縮小を経て、気候の湿潤温暖期に現在の湿地が 形成されたと考えられる.

平坦地流入型湿地に埋没有機質層は存在せず,泥炭 の堆積開始以降継続的に泥炭もしくは有機質シルト層 の堆積が継続していた.また,三ツ沼と三石湿原の泥 炭層基底部の堆積年代は,それぞれ3480-3385 cal BP と6650-6496 cal BPで,両者の年代には大きな違い があった.約3500年前~約2500年は寒冷な時期であ ったことが知られており(小泉,1995;阪口,1995), 三ツ沼の成立時期は,この寒冷期に該当する.小泉ほ か(1982;1984)は,山岳湿地で泥炭の堆積開始が4100-3300 yBP に集中する要因を寒冷気候による融雪の遅 れであると指摘した.他方,三石湿原の形成時期は, ヒプシサーマルの温暖期に対応する.平坦地流入型湿 地の成立要因は,温暖もしくは寒冷の気候のみでは現 在のところ明確な説明は難しい.

三ツ沼と三石湿原の形成時期の違いについて涵養水 量と周辺の地形から検討する. 三ツ沼と三石湿原は両 者とも積雪深が小さい(図2c)にもかかわらず現在も 中央部に水域を残し、涵養水が豊富な湿地である. ま た、共通して稜線上の鞍部に形成されているが、三ツ 沼 (標高1399m) が標高1448mの山頂と三ツ石山 (標 高1466 m)に挟まれているのに対して、三石湿原(標 高 1283 m) は三ツ石山と大松倉山(標高 1407.5 m) に 挟まれて、三石湿原の方が集水域は広い(図 2a). つ まり三石湿原の方が多量の涵養水を集められると考え られる. 三石湿原の泥炭層で To-a に対比される軽石 層(MI-1)が広範囲に拡散していたのは土壌水分量が 多いことを示唆し (図 11), 降雨イベントに対して土 壌水分の飽和状態が長く継続したことは涵養水が豊富 であることを示唆する (図 16). したがって, 集水域 が広く涵養水量が多い三石湿原の方が、長期間にわた り安定的に湿地環境を継続してきたと考えられる.

大谷地に代表される地すべり性湿地の形成時期は, 地すべり活動の影響を受けて様々である(五十嵐・高 橋,1985;富士田,2017).地すべり性湿地は,地すべ り活動で生じた凹地が豊富な地下水に涵養されて成立 し,気候変動よりも地すべり活動やその後の局所的な 崩壊や侵食といった地形変化の影響を受けて湿地が出 現・発達してきた(Sasaki and Sugai, 2018;佐々木・ 須貝,2018).大谷地は,8600年前以前に地すべりが 起こって湿原と森林のモザイク景観だったところが, 約 5500 年前に大谷地全体が池となり, その後 3300 年 前頃に排水されて現在のような湿原に発達したことが, 堆積物の分析で明らかとなっている (Sasaki and Sugai, 2018).

仙岩火山地域の湿地を立地環境によって雪田型湿地, 平坦地流入型湿地,地すべり性湿地に分類して,形成 年代と気候変動との影響について検討した結果,気候 変動に対する応答性が異なっていることが明らかとな った.雪田型湿地は温暖湿潤期に成立し,現在の泥炭 堆積開始以前にも湿原もしくは草原の出現と消滅(縮 小)が繰り返されていた.平坦地流入型湿地は,雪田 型湿地よりも成立時期は古く,豊富に涵養水を集めら れる立地条件の良い方が,長期にわたって安定的に湿 潤状態を維持してきた.さらに,地すべり性湿地は, 数千年スケールの気候変動よりも地形変化の影響を大 きく受けると考えられている(Sasaki and Sugai, 2018).

5.2. 湿地の涵養水と降雨に対する応答性

深度 6 cm における地温について、日較差が非常に 小さい時期は積雪に覆われている期間を示し、すべて の湿地で地温の年変化の傾向に大きな違いは認められ なかったものの、秋季から冬季にかけての緩やかな低 下傾向に差があった.雪田型湿地の三ツ沼東湿地では 積雪開始後から間もなく最低地温で一定になっていた が、平坦地流入型の三ツ沼や三石湿原、地すべり性湿 地の大谷地では、緩やかに地温が低下を続けていた. 気温の低下傾向が最も緩やかだった大谷地では、積雪 に覆われたのが11月中旬,地温が0.5℃の一定値にな ったのは2月中旬で、3か月の差があった. 地表面温 度は一般的に積雪に覆われている期間は 0℃で一定値 になる.本研究では、深度6 cm に地温センサを埋設し ているため、この時間差には地下水による熱輸送が寄 与し、地下水が主涵養源である地すべり性湿地でこの 傾向が最も顕著だったと考えられる.

土壌水分の変化は、観測可能だった4つの湿地すべ てで、融雪期に土壌水分の増加が認められ、融雪水が 湿地の涵養源として大きな役割を果たしていることが 確認できた.さらに、2019年5月初旬から6月中旬の 比較的降水の少ない時期の土壌水分変化には、差が認 められた.平坦地流入型湿地と地すべり性湿地では、 土壌水分量が多い状態が1~2週間継続した後に急激 に減少したが、雪田涵養型湿地の三ツ沼東湿地は土壌 水分量の多い状態を維持していた. 地温の上昇時期か ら三ツ沼東湿地の観測地点の融雪は5月下旬と推定で きるが、湿地の周辺斜面には6月下旬まで残雪があっ たために、6月中旬の梅雨前線による多雨期まで残雪 による涵養が継続していたと考えられる. 三ツ沼東湿 地は 2019 年 7 月中旬から 8 月中旬の少雨時期でも、 三ツ沼や大谷地に比べて土壌水分量の減少が顕著でな く、無積雪の期間を通じて比較的土壌水分量が多く、 変動が小さかった. 源太ヶ岳東湿地は年間を通じた観 測ができていないため参考値ではあるが,観測期間中, 飽和状態が継続していた.雪田型湿地が他の湿地と比 較して高い湿潤環境を維持する傾向があるが、その要 因は明らかにできなかった.また、積雪期間の土壌水 分の変動は、湿地毎に多様であった、大谷地の例では、 地温が一定値まで低下すると土壌水分量が減少し始め たことから、地表が冷やされて融雪水の供給が減少し たために涵養水量(土壌水分量)の低下をもたらした かもしれない、今後、更なる検討が必要である.

電気伝導度は、雪田型の三ツ沼東湿地で年間を通じ てほとんど値に変化がなかったが、平坦地流入型湿地 と地すべり性湿地は、共通して積雪期の上昇と、融雪 期の低下がみられた. 雪田型湿地は、主に天水に涵養 されるために電気伝導度の変動が小さいと考えられる が、今後、源太ヶ岳東湿地の通年の観測結果も含めて 再検討する必要がある. 平坦地流入型と地すべり性湿 地は、両者ともに地下水と天水が湿地を涵養し、積雪 が地表面を覆っている冬季~春季は地下水の影響を大 きく受けて電気伝導度は高くなり、融雪期には多量の 融雪水(天水)が湿地に流入するために電気伝導度が 急激に低下すると考えられる. 2019 年 8 月~10 月に かけて, 三ツ沼と大谷地で電気伝導度の値が徐々に増 加する傾向があった.特に、しばらく少雨が続いた後 の多雨時に値が大きくなっており、降水が地中を通っ てミネラルを多く含んだ浅層地下水となり、湿地に流 入することを示唆しているのかもしれない.

すべてのタイプの湿地で,融雪期に十分に涵養され て湿潤状態となり,消雪後の湿潤状態の維持には降雨 による涵養も重要であることが明らかとなった.平坦 地流入型湿地や地すべり性湿地は,地下水が特に重要 な涵養源であり,積雪期も地下水の影響を受け,融雪 後も降雨に応答した浅層地下水の涵養によって湿潤状 態が維持されていた.雪田型湿地の三ツ沼東湿地は主 に天水涵養で,梅雨期の降雨による涵養が開始される までは周辺からの残雪で涵養されていたことが明らか となった.平標山でも,泥炭の堆積が継続している場 所は残雪が6月下旬から7月上中旬まで残るような雪 食凹地の内部であると報告されている(小泉ほか, 1984).雪田型湿地は,今後の気候変動で融雪時期が早 まり,梅雨時期まで連続的に涵養水を供給できなくな れば,湿地の縮小など影響が生じる可能性がある.

5.3. 仙岩火山地域における湿地の気候応答性

湿地の成立条件として、十分な涵養水とそれを溜め る凹地もしくは平坦地が必要であり,調査結果から, 涵養水が年間を通じて安定的に供給される場所に湿地 が形成されていることが明らかとなった. 雪田型湿地 は、電気伝導度が安定していることから、主に天水に よって涵養されており、周辺の残雪からの涵養が梅雨 時期まで継続するために、集水域が狭い山頂付近でも 湿地が形成されていた.しかし、気候変動の影響を受 けやすいために, 湿地の成立年代は平坦地流入型湿地 や地すべり性湿地と比較して新しく、泥炭層の下部に 埋没有機物層が存在することから、過去に湿原や草原 が出現と消滅を繰り返してきたと考えられる. 山岳地 域の泥炭の堆積開始は、温暖湿潤期であることが多く の研究で指摘されており(小泉, 1982; 佐々木・苅谷, 2000; Daimaru et al., 2002), 源太ヶ岳東湿地と三 ツ沼東湿地はいずれも温暖期に形成されていたことか らも、従来の考え方に整合的であった.

平坦地流入型湿地は、電気伝導度の変化から周辺斜 面からの浅層地下水によっても涵養され、雪田型湿地 よりも多くの涵養水を得ることが可能である.したが って雪田型湿地よりも気候変動に対して安定的であり、 成立年代は古い.さらに、集水域がより広い三石湿原 では三ツ沼に比べて土壌水分量は多く、湿潤かつ成立 年代も古かった.

地すべり性湿地は豊富な地下水を地すべり性の深い 凹地に滞留させておくことができるため、気候変動に 対しては安定的である.しかし、地形変化が大きく影 響する.地すべり地は初生的な地すべり活動の後にも、 地すべり土塊内部で地形変化を繰り返している.巨大 地すべり地では断続的な地形変化で湿地の出現と消滅 を繰り返しながら、湿地の存在する環境を維持してい

る (佐々木・須貝, 2018).

これまでは高標高域に位置する湿地を「山岳湿地」 として、まとめて検討されることが多く、湿地周辺の 地形や水文環境に注目した研究は少なかった.しかし、 今回の研究で、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.近 年の気候変動に対する山岳湿地を含む生態系の動態予 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.今後、さらに観測を継続し、 毎年の積雪量や気温の違いが湿地の土壌水分特性をど のように変化させるかも検討していきたい.

6. まとめ

本研究は、雪田型湿地、平坦地流入型湿地、地すべ り性湿地の3つのタイプの湿地を対象として、形成時 期と過去の気候変動との関係を明らかにするとともに、 年間を通じた湿地の地温、土壌水分、電気伝導度の観 測から湿地涵養の特徴を明らかにした.

雪田型湿地の源太ヶ岳東湿地と三ツ沼東湿地は数千 ~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た.また、 三ツ沼東湿地の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.平坦地流入型 湿地と地すべり湿地は、地下水も重要な涵養源の一つ であり、雪田型湿地に比べて気候変動に対して安定的 に存続できる.しかし、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る.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 ていることが示された.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は、さらなる観測の 継続が必要である.

謝辞

本研究は、公益財団法人国土地理協会平成 30 年度学術研究助 成を受けて実施しました.環境省十和田八幡平国立公園管理事 務所鹿角管理官事務所,林野庁東北森林管理局米代東部森林管 理署および盛岡森林管理署,岩手県盛岡広域振興局現地調査に は、掘削調査および観測機器の設置に便宜を図っていただきま した.東京大学大学院新領域創成科学研究科の安井瞭氏と大嶋 健資氏には、掘削調査および観測機器の設置を手伝っていただ きました.東京大学大学院新領域創成科学研究科の須貝俊彦教 授とは、データの解釈について大変有益な議論をさせていただ きました.残雪分布の観察には、Planet 社の Research and Educational Program により衛星画像を無償で使用させていた だきました,さらに,積雪深分布を得るための冬季の数値表層モ デルデータおよび数値標高モデルは、岩手国道河川事務所より, 1 m メッシュの数値標高モデルはアジア航測株式会社より提供 していただきました.ここに記して謝意を表します.

引用文献

- Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbon 51, 337-360.
- 中央環境審議会(2015)日本における気候変動による影響の評価に関する報告と今後の課題について(意見具申).https://www.env.go.jp/press/upload/upfile/100480/27461.pdf(2020年3月10日閲覧)
- Daimaru, H., Ohtani, Y., Ikeda, S., Okamoto, T. and Kajimoto, T. (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.
- 土井宣夫・越谷信・本間健一郎(1998) 岩手県雫石盆地北-西縁 部の地質と活断層群の垂直変位量.活断層研究 17, 31-42.
- 冨士田裕子(2017) 『湿原の植物誌 北海道のフィールドから』 東京大学出版会,256p.
- Fujita, H., Igarashi, Y., Hotes, S., Takada, M., Inoue, T. and Kaneko, M. (2009) An inventory of the mires of Hokkaido, Japan - Their development, classification, decline, and conservation. Plant Ecology 200, 9-36.
- 五十嵐八枝子(2002) 増毛山地・群馬岳湿原の花粉分析学的研 究. 辻井達一・橘ヒサ子編著『北海道の湿原 財団法人前田 一歩園財団創立 20 周年記念論文集』, 171-178.
- 五十嵐八枝子・藤原滉一郎(1984) 北海道北部天塩山地の高地 湿原堆積物の花粉分析. 第四紀研究 23, 213-218.
- 五十嵐八枝子・高橋伸幸(1985)北海道中央高地,大雪山にお ける高地湿原の起源とその植生変遷(I). 第四紀研究 24, 99-109.
- 伊藤順一・土井宣夫(2005) 『火山地質図13 岩手火山地質図 1:25,000』産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 甲斐啓子 (1977) 偏形樹から推定した卓越風向による本州山地 の地域区分. 地理学評論 50, 45-54.
- 梶川正弘(1985)八幡平北西斜面の積雪分布と融雪過程(Ⅲ). 秋田大学教育学部研究紀要(自然科学)35,123-134.
- 叶内敦子(1991)山地湿原の発達史と古環境. 植生史研究 7, 15-23.
- Kitagawa, H. and Matsumoto, E. (1995) Climatic implications of δ^{13} C variations in a Japanese cedar (Cryptomeria japonica) during the last two millenia. Geophysical Research Letters 22, 2155-2158.
- 小疇尚・杉原重夫・叶内敦子(1993) 東北日本における後期更 新世以降の古環境と地形発達史の研究 —¹⁴C 年代測定デー タとその意義—.明治大学人文科学研究所紀要 33, 107-246.
- 小池一之・田村俊和・鎮西清高・宮城豊彦(2005) 『日本の地形 3 東北』 東京大学出版会, 355p.
- 小泉格 (1995) 日本列島周辺の海流と日本文化.小泉格,田中 耕司編『講座 文明と環境 第10巻 海と文明』,12-22,朝 倉書店.
- 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.
- 小泉武栄・山川信之・原篤・坂本里美(1984)上越平標山の埋没 泥炭層からみた完新世後期の気候変化. 地理学評論 57, 739-748.
- Kudo, G., Kimura, M., Kasagi, T, Kawai, Y. and Hirao, A.

S. (2010) Habitat-specific responses of alpine plants to climatic amelioration: comparison of fellfield to snowbed communities. Arctic, Antarctic, and Alpine Research 42, 438-448.

- 町田洋・新井房夫・森脇広(1981)日本海を渡ってきたテフラ. 科学 51, 562-569.
- 町田洋・新井房夫(2003)『新編火山灰アトラス』 東京大学出版会, 360p.
- 宮城豊彦・小岩直人(1996)大白森湿原の地形・地質. 『大白森 湿原学術調査報告書』. 1-14, 岩手県.
- 宮内崇裕・今泉俊文・渡辺満久・八木浩司・澤祥・平野信一(1998) 雫石盆地西縁断層帯(西根断層群)の詳細位置と第四紀後期 の活動性. 活断層研究 17, 26-30.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, E. C., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, R. J., Staff, R. A., Turney, C. S. M. and van der Plicht, J. (2013) IntCall3 and Marinel3 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP. Radiocarbon 55, 1869-1887.
- Sakaguchi, Y. (1979) Distribution and Genesis of Japanese Peatlands. Bulletin of the Department of geography, University of Tokyo 11, 17-42.
- Sakaguchi, Y. (1983) Warm and cold stages in the past 7600 years in Japan and their global correlation. Especially on climatic impacts to the global sea level changes and the ancient Japanese history. Bulletin of the Department of geography, University of Tokyo 15, 1-31.
- 阪口豊(1995) 過去1万3000年間の気候の変化と人間の歴史. 吉野正敏・安田喜憲編『講座 文明と環境 第6巻 歴史と気 候』,1-12,朝倉書店.
- 産業技術総合研究所(AIST)地質調査総合センター(2012)『活 断層データベース 027-01 雫石盆地西縁活動セグメント』 https://gbank.gsj.jp/activefault/cgi/ segment_param?SearchTYPE=&fval_type1=020-01& segment_id=02701&topic_list=2&search_mode=0(2020年2 月 18 日閲覧)

- 産業技術総合研究所 (AIST) 地質調査総合センター (2013) 『日本の火山 (第3版)』https://gbank.gsj.jp/
 - volcano/Quat_Vol/index.html(2020年2月18日閲覧)
- 産業技術総合研究所(AIST)地質調査総合センター(2017)『20 万分の1シームレス地質図V2』https://gbank. gs.j.jp/seamless/(2020年2月18日閲覧)
- 佐々木明彦・苅谷愛彦(2000)三国山地平標山の亜高山帯に分 布する泥炭質土層の生成開始期. 季刊地理学 52, 283-294.
- Sasaki, N. and Sugai, T. (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 Sugai, T. (2018) Holocene development of mountain wetlands within and outside of landslide in the Hachimantai volcanic group, northeastern Japan. Quaternary International 471, 345-358.
- 佐々木夏来・須貝俊彦(2018)船形山の大規模地すべり地の発 達と湿地形成.地形 39, 67-82.
- Sasaki, N. and Sugai, T. (2019) Geomorphological analysis of wetland distribution on various spatial scales. Proceedings of the International Cartographic Association 2, 112.
- 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.
- 須藤茂(1992)特殊地質図『5 万分の1 仙岩地域中心部地熱地 質図および説明書』産業技術総合研究所地質調査総合セン ター,73p.
- 鈴木裕一・佐藤芳德・安原正也・谷口智雅・李盛源(2019)『新 版 水環境調査の基礎』古今書院, 160p.
- Takaoka, S. (2015) Origin and geographical characteristics of ponds in a high mountain region of central Japan. Limnology 16, 103–112.
- Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kido, Y. and Shukuno, H. (2002) Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones. Earth and Planetary Science Letters 197, 105–116.
- 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, 842-856.
- 吉川周作(1976)大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌 82,497-515.