

4. 古大野原湿原堆積物中の天城カワゴ平火山灰 (Kg) の屈折率

沢井 誠¹⁾・古澤 明²⁾

I. はじめに

古大野原湿原堆積物中には、始良-Tn火山灰(AT)、隠岐-ウツリョウ島火山灰(U-Oki)、鬼界-アカホヤ火山灰(K-Ah)の広域テフラがみいだされ、それらの広域テフラは、作手団体研究グループら(1989)により屈折率測定などの方法で同定されている。また、沢井(1991)は、火山ガラスの形態的特徴、鉱物組成に加え、¹⁴C年代値、埋積速度などから、8811Aおよび8811Bコアの中に天城カワゴ平火山灰(Kg)の存在を指摘した。しかし、火山ガラスや重鉱物の屈折率などの岩石記載的特徴については、未測定であり、このあたりに天城カワゴ平火山灰(Kg)への対比に問題が残されていた。温度変化型屈折率測定装置“MAIOT”(古澤, 1992)により、火山ガラス、斜方輝石の屈折率を測定した。その結果、この火山灰は、天城カワゴ平火山灰(Kg)と考へても矛盾しないことがわかったので報告する。

II. 試料

今回の測定に供した試料は、沢井(1991)の記載にあった8811Bコアの火山ガラス多産部分で、天城カワゴ平火山灰(Kg)の降灰層準と考へている部分である。試料コア、試料採取法、コア記載については、藤井ら(1991)に報告してある。この試料は、地表下、55-60cmの部分である。火山ガラスは、作手村に降灰した始良-Tn火山灰(AT)より小さく、長径が120 μ m程度であり、ほとんどがパミス型である。随伴鉱物としては、角閃石、斜方輝石があり、それぞれ長径250 μ m、300 μ m程度である。

なお、コア中の降灰層準は、肉眼では識別し難く、5cmピッチでサンプリングした試料をもとに、特定している。このため、構成鉱物中には、火山灰起源以外の鉱物の混入も十分に考へられる。

III. 屈折率測定法

温度変化型屈折率測定装置“MAIOT”(古澤, 1992)は、浸液の温度を変化させて屈折率を測定する方法(温度変化型屈折率測定法)に加え、温度変化による顕微鏡下の挙動をビデオに記録し、その映像をもとにコンピューターで屈折率を測定す

1) 愛知県立犬山高等学校

2) 古澤地質調査事務所

る。このため、だれでも客観的に測定できる方法である。また、“grain by grain”の測定も可能で、火山ガラスの特徴と屈折率との関係についても検討できる。測定精度は、屈折率を 10^{-4} オーダーで容易に測定できる。

試料の調整は、以下のようにした。火山ガラスについては、超音波洗浄したあと乾燥させて測定した。斜方輝石については、試料は超音波洗浄したあと乾燥させ、#150のフルイで篩別し、#150以上の粒子について検鏡し、ハンドピッキングにて斜方輝石を取り出した。取り出したものを、乳鉢で粉碎し測定に供した。

IV. 測定結果

(1) 火山ガラス

火山ガラスの水和が終了していないことから、比較的新しい時代のテフラであると推定される。屈折率は、35粒を測定した。結果は、1.4952–1.5023で、平均1.5008であった(図1)。屈折率が1.495–1.497と1.499–1.503の2つのピークを示している。これは、水和が進んでいないものがあるため、結果的にこのようになったと考えられる。町田ら(1992)によると、天城カワゴ平火山灰(Kg)の火山ガラスの屈折率は、1.493–1.503(1.495–1.502)であり、今回の測定値と極めて整合的である。

(2) 斜方輝石

測定数は10粒であるが、値はよく集中している。結果は、1.7059–1.7080で、平均1.7073であった(図2)。町田ら(1992)によると、天城カワゴ平火山灰(Kg)の斜方輝石の屈折率は、1.704–1.709(1.707–1.708)であり、今回の測定値と極めて整合的である。

V. 考察

沢井(1991)では、火山ガラスの形態的特徴、鉱物組成、 ^{14}C 年代、埋積速度などから、8811Bコア中の深度55–60cm部分を天城カワゴ平火山灰(Kg)層準と対比した。今回の分析結果は、この対比をさらに強く支持する。火山ガラスの屈折率は、平均1.5008、斜方輝石の屈折率は、平均1.7073であり、どちらも町田ら(1992)の結果と極めて整合的である。

VI. 引用文献

- 藤井登美夫・大野原湿原研究グループ(1991)大野原湿原堆積物の野外調査結果(1987–1990). 大野原湿原研究報告集Ⅱ, p.1-7. 作手村.
- 古澤 明(1992)火山ガラスの屈折率および形状が示すテフラの特徴—温度変化型

屈折率測定装置“MAIOT”および微分干渉顕微鏡による再検討一. 日本地質学会第99年学術大会講演要旨, P.221.

町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス. p.118. 東京大学出版会.

沢井 誠 (1991) 大野原湿原堆積物中に新たに見いだされた広域テフラ. 大野原湿原研究会報告集Ⅱ, p.34-41. 作手村.

作手団体研究グループ・大野原湿原研究グループ・新井房夫 (1989) 大野原湿原堆積物の堆積年代. 大野原湿原研究報告集Ⅰ, p.1-13. 作手村.

1.491	<	Nd	1.492	0
1.492	<	Nd	1.493	0
1.493	<	Nd	1.494	0
1.494	<	Nd	1.495	0
1.495	<	Nd	1.496	2 **
1.496	<	Nd	1.497	1 *
1.497	<	Nd	1.498	0
1.498	<	Nd	1.499	0
1.499	<	Nd	1.500	4 ****
1.500	<	Nd	1.501	8 *****
1.501	<	Nd	1.502	13 *****
1.502	<	Nd	1.503	7 *****
1.503	<	Nd	1.504	0
1.504	<	Nd	1.505	0
1.505	<	Nd	1.506	0
1.506	<	Nd	1.507	0
1.507	<	Nd	1.508	0
1.508	<	Nd	1.509	0

Mean: 1.5008 Min: 1.4952 Max: 1.5023 Rang: 0.0071

図1 火山ガラスの屈折率測定結果 (測定数: 35)

1.698	<	Nd	1.699	0
1.699	<	Nd	1.700	0
1.700	<	Nd	1.701	0
1.701	<	Nd	1.702	0
1.702	<	Nd	1.703	0
1.703	<	Nd	1.704	0
1.704	<	Nd	1.705	0
1.705	<	Nd	1.706	1 *
1.706	<	Nd	1.707	2 **
1.707	<	Nd	1.708	6 *****
1.708	<	Nd	1.709	1 *
1.709	<	Nd	1.710	0
1.710	<	Nd	1.711	0
1.711	<	Nd	1.712	0
1.712	<	Nd	1.713	0
1.713	<	Nd	1.714	0
1.714	<	Nd	1.715	0
1.715	<	Nd	1.716	0
1.716	<	Nd	1.717	0

Mean: 1.7073 Min: 1.7059 Max: 1.7080 Rang: 0.0022

図2 斜方輝石の屈折率測定結果 (測定数: 10)

5. 始良Tn火山灰(AT)の新露頭の発見

吉村暁夫¹⁾・作手団体研究グループ²⁾

I. はじめに

広域に分布する始良Tn火山灰(AT)は、大野原湿原堆積物中や湿原周辺の堆積物の中からも発見されている(川嶋ら, 1982, 作手団体研究グループら, 1989)。作手団体研究グループ(以下、作手団研と略す)では、1991年11月24日に作手礫岩および新期堆積物の調査中に田原東方の河川改修工事現場(図1のA)と、長ノ山湿原西の道路下(図1のB)で、新たに始良Tn火山灰(AT)と思われるガラス質火山灰を見いだしたので報告する。

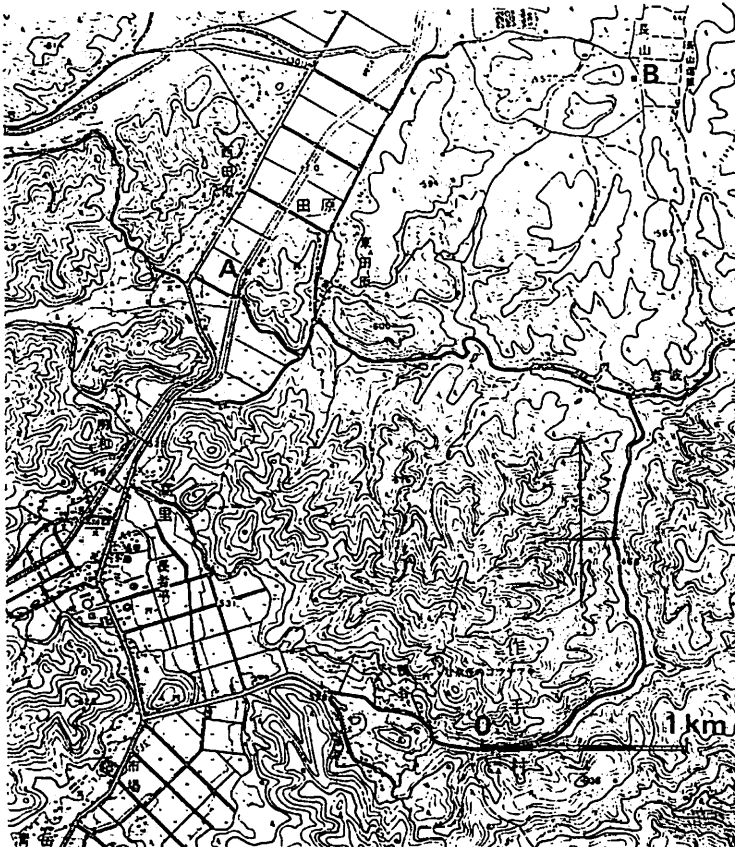


図1 露頭の位置図(国土地理院発行1/25,000地形図「高里」を利用)

- 1) 吉村暁夫(大府市立大府中学校)
- 2) 沢井誠(愛知県立犬山高校)、藤井登美夫(愛知県立瑞陵高校)、鳥居孝(新城市教育委員会)、内田義和(岡崎市立新香山中学校)、山本康孝(安城市立桜井中学校)

II. 露頭および鏡下の記載

(1) 田原の露頭

田原を南から北に流れる矢作川水系姉川の、河川改修にともなって右岸に現れた露頭に、ガラス質火山灰層を発見した。この露頭は領家変成岩や花崗岩を基盤とし、級化構造のみられる円～亜円礫を含む砂礫層、礫が少し含まれる粗粒な砂層、青灰色の粘土、泥炭層、砂混じりシルト、ガラス質火山灰層、青灰色シルト、砂と泥炭の擾乱層の順になっている。ここでの模式地質柱状図を図2に示す。

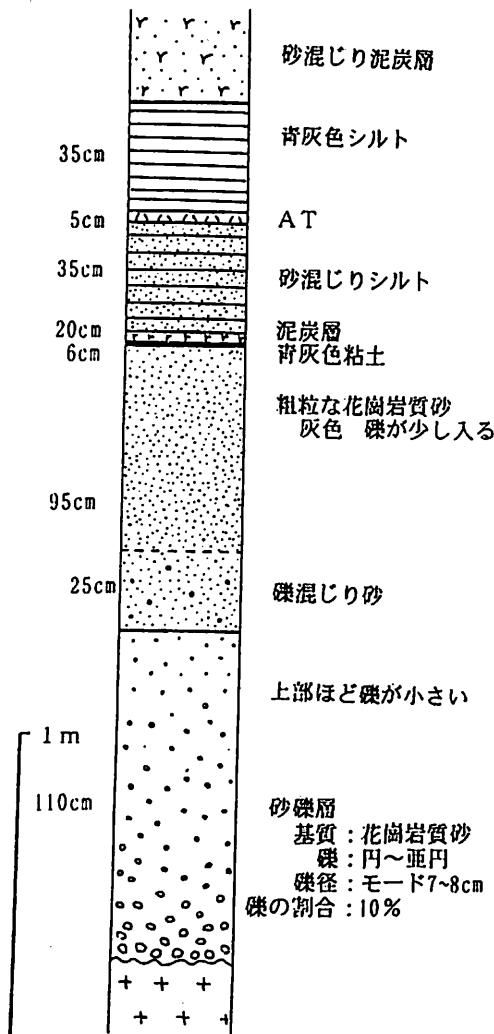


図2 姉川改修工事現場(田原)

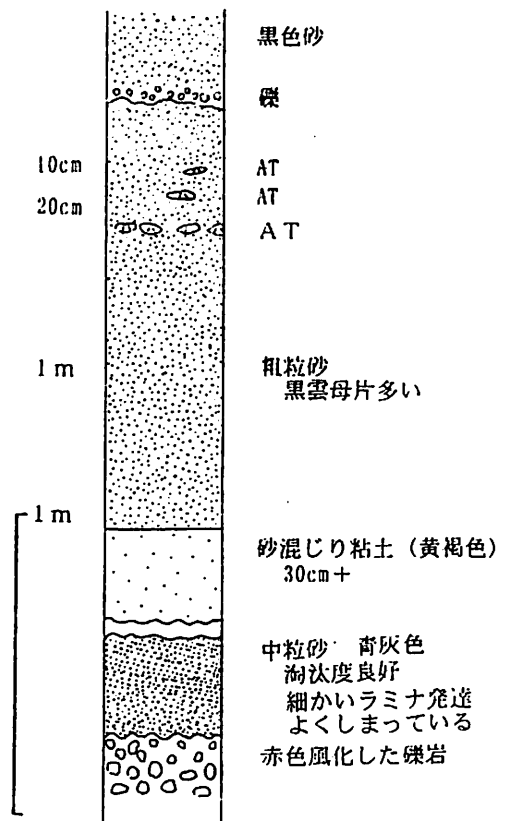


図3 長ノ山湿原西道路沿

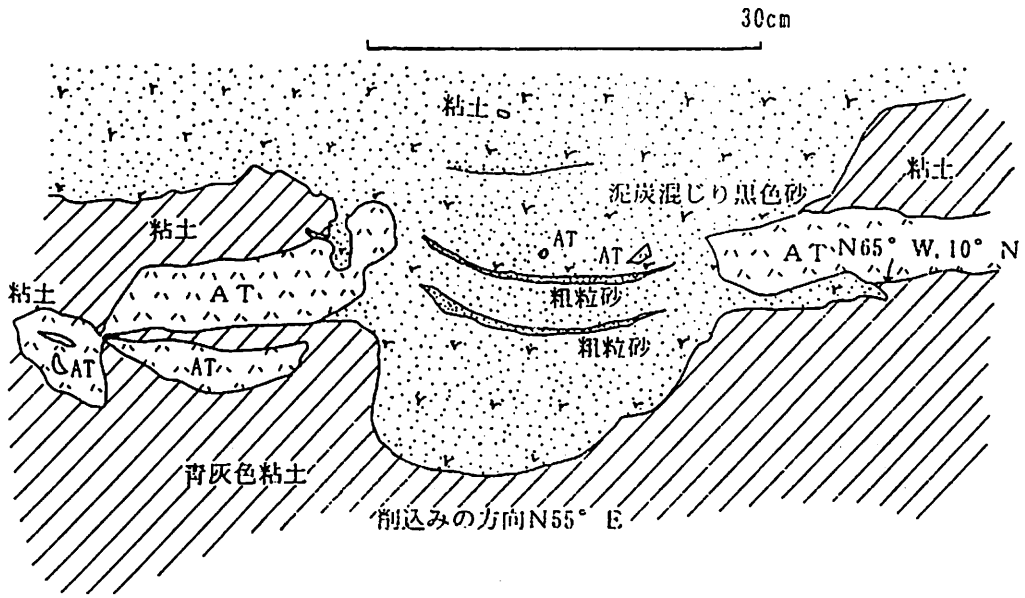


図4 姉川改修工事現場（田原）

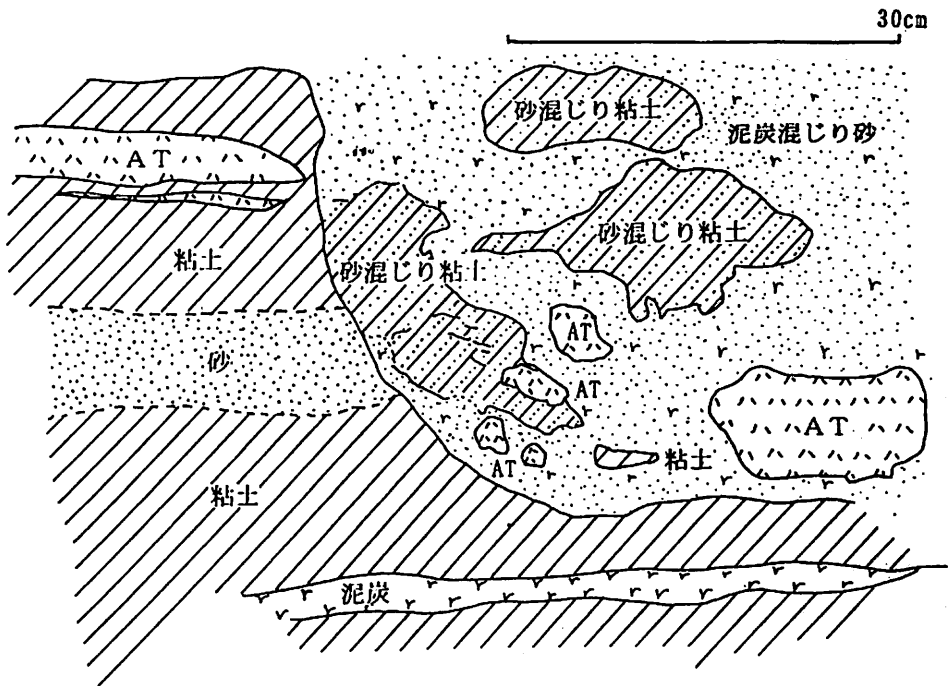


図5 姉川改修工事現場（田原）

ガラス質火山灰層は厚さ5cm程で青色がかった黄褐色を呈する。最上部の砂と泥炭の擾乱層は下位の層を削りこんでおり、ガラス質火山灰もブロック状に取り込まれている(図4、図5:両スケッチの位置関係は、ほぼ連続した露頭で図5が山側になる)。

ガラス質火山灰はほとんどが無色の火山ガラスからなり、バブルウォール型のものが多数みられる。また、ツソ輝石、斜長石、石英等の鉱物結晶を含んでいる。この地域に出現する、泥炭層をともなう厚さ5cmで黄色を示す火山灰層は、始良Tn火山灰(AT)の可能性が高い。他の広域テフラはきわめて薄く肉眼で確認できるものはほとんどない。また、鏡下の特徴は始良Tn火山灰(AT)とよく似ている。これらの特徴からこのガラス質火山灰は始良Tn火山灰(AT)と推定した。ところでブロック状に擾乱層に取り込まれている火山灰は、風化が進み火山ガラスは粘土化してしまっていることが多い。鏡下では、バブルウォール型火山ガラスのY字型にガラスの厚くなったところが、わずかに残っているのが確認できる。

(2) 長ノ山湿原西道路沿いの露頭

岩波から長ノ山湿原に至る道路の下を流れる水路脇の露頭で黄色の火山灰層を発見した。この露頭と周辺の露頭から得られた模式地質柱状図を図3に示す。この露頭では下位より、ラミナが発達し固結度の高い暗青灰色の砂層、黄褐色の砂混じりシルト層、中粒砂層、礫混じり砂層の順に重なっている。黄色火山灰層は、中粒砂層の下底から約95cm上のところに5cmほどの厚さできれぎれに連続する。さらにこの上位の20cmと30cmのところに黄色火山灰がブロック状に含まれている。黄色火山灰は、風化が進み粘土化しているが、固結度が高く、比較的硬い。黄色火山灰を水洗後、カルゴン溶液を加え超音波洗浄を行い顕微鏡で観察すると、火山ガラスはほとんどが風化し粘土化しているが、鉱物結晶としては、斜長石、石英がみられる。この風化した火山灰の様子は、姉川の河川改修工事現場の露頭で見られる砂と泥炭の擾乱層に、ブロック状に取り込まれているガラス質火山灰に色や鏡下の特徴が酷似している。このことから、この黄色火山灰層は始良Tn火山灰(AT)と推定した。なお、この露頭から20m程離れた水路の底で、大礫を含む固結した礫岩が分布する。この礫岩は作手礫岩で、これを基盤にして前述の堆積物が重なっていると考えられる。

Ⅲ. 考察

長ノ山湿原西道路下の露頭で得られた模式地質柱状図と、長ノ山湿原のボーリングで得られた資料の対比を考えてみる。長ノ山湿原の機械ボーリングの結果、厚さ162cmのところを境に固結度が異なり、層相が異なることから、上下の層は時代が

異なった堆積物ではないかと推定された(沢井, 本報告集)。今回発見した長ノ山湿原西道路下の露頭の、黄色火山灰層をブロック状に含む砂層の下は、ラミナの発達した固結度の高い砂層がある。これらの直接的な関係は不明だが、露頭での地層の分布から不整合関係と推定でき、固結度の高い砂層を大きく削り込んで黄色火山灰層を含む砂層が重なっている。層相がかなり異なっていることから単純な削り込みによる不整合関係ではなく、露頭観察からも時代的に異なった堆積物であると推定できる。詳しい調査結果を待たなければいけないが、この不整合を境にして上位を長ノ山湿原堆積物、下位のラミナの発達した固結度の高い砂層を長ノ山砂層と仮称しておく。この長ノ山砂層は、作手礫岩を不整合に覆っている。長ノ山湿原機械ボーリング結果の、162cm以深の固結度の高いラミナの発達した砂層は、長ノ山砂層に相当すると考えられる。また、地表から162cmまでが長ノ山湿原堆積物と考えられる。

姉川の露頭では砂と泥炭の擾乱層がみられる。この層は、泥炭と砂が攪拌されており、かなり強い水流のもとで堆積したことをうかがわせる。また下位の層を削り込んで、ブロック状に取り込んでいる(図4、5)ことも、これを支持している。削り込んだチャンネル状の溝は、ほぼ南北方向で、現河川と同じ方向である。この露頭の対岸(左岸:西側)の露頭を観察すると、砂混じりの泥炭擾乱層が分厚く発達する。この擾乱層は右岸の擾乱層に対比できる。これらのことから、基盤岩の上に砂礫層からガラス質火山灰、青灰色シルト層まで堆積し、その後、砂と泥炭が混ざった状態で、南から北へ、下位の層を削り込みながら堆積し擾乱層を形成したと考えられる。砂と泥炭が混じりながら流され下位の地層を削ることは、砂を含んだかなりの水量が、泥炭を一気に押しながざ状況を考える必要がある。また、現河川的位置に川があったとすると、川が離れた山裾に近い側(右岸)だけに削り残しの地層が残っていることから定常的に流れる水によって削りこんだのではないと考えられる。

IV. 引用文献

川嶋暁夫・作手団体研究グループ(1982) 愛知県作手村高里付近の第四系について。日本地質学会 第89年学術大会講演要旨, p.128.

沢井 誠(1993) 長ノ山湿原と大野原湿原堆積物中の火山灰対比。本報告集。

作手団体研究グループ・大野原湿原研究グループ・新井房夫(1989) 大野原湿原堆積物の堆積年代。大野原湿原研究会報告集 I, p.1-13. 作手村。

6. 現生湿原堆積物中の無機成分 長の山湿原の場合

渡辺 栄 次¹⁾

1. はじめに

前報(渡辺ら, 1989、及び渡辺ら, 1991)までに、大野原湿原の細田及び白須断面に含まれる粘土鉱物組成や化学成分組成について得られた知見を述べた。しかし、これらの地点では客土などにより泥炭上層部が乱され、また農地として使われているため実際に湿原として生育している状況下にはない。現在も湿原として存在しているのは愛知県の天然記念物に指定されている長の山湿原の他、小さな湿原が7、8ヶ所のみである。これらの湿原は道路やレジャー施設の建設により更に減少する傾向にある。

現生の湿原について無機成分を中心に、その成分、組成などから湿原堆積物(泥炭)断面中の変移を明らかにするために、長の山湿原において1991年に機械ボーリングで泥炭を採取した。その中に含まれる無機物(粘土鉱物及び化学成分)を調べた。今回は長の山湿原泥炭中の無機成分の変移から見た断面の特徴について、得られた知見を報告する。

2. 実験

断面に関する調査結果の詳細については、藤井ら(1993)が述べているので省略する。

長の山湿原では、愛知県の天然記念物指定区域のすぐ脇で機械ボーリングにより柱状コアを採取した。現在¹⁴C年代測定などを研究会員が行っている段階である。アカホヤ様の火山ガラスが粘土層と泥炭層の境付近で認められており、6000年以降の堆積と考えられる。得られた柱状コアの泥炭を2 cmまたは4 cmごとに分画し、風乾後、粉碎し、70メッシュのふるいを通して分析試料とした。各試料は前報(渡辺ら, 1989)と同じ方法で調整した。粘土鉱物の同定は、粉末X線回析法により行った。化学成分の分析(全分析)はセルロースパウダー法による蛍光X線分析によって測定した。

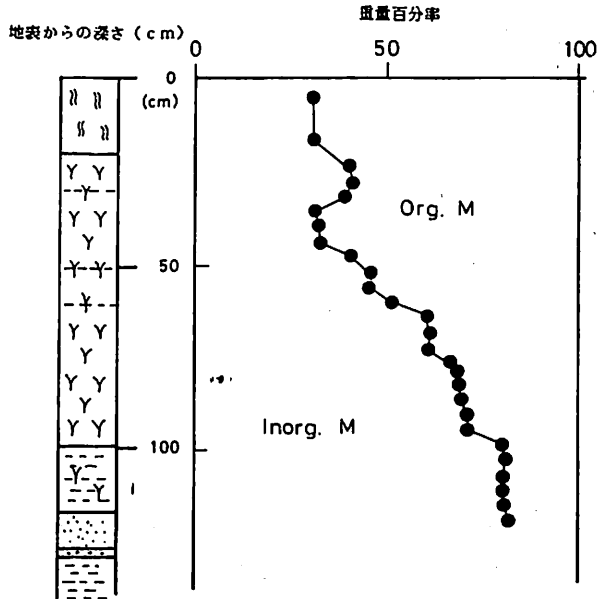
1) 工業技術院名古屋工業技術試験所 〒462 名古屋市北区平手町

3. 結果及び考察

(1) 無機成分組成からみた長の山湿原断面の特徴

① 無機物量

長の山湿原の機械ボーリングによる柱状コア試料について、有機物量と無機物量の分布を乾土重当り（105℃乾燥試料の重量を基準とした場合）でみたのが第1図である。現生ミズゴケ層の直下から泥炭質粘土層までが泥炭層となっている。泥炭層は更に第1層から第4層の4つに区分されている。現生ミズゴケ層から泥炭第3層までは有機物が50%以上を占めている。泥炭第1層は無機物含量が上下の層よりもやや高くなっている。第2層は有機物含量が高く、現生ミズゴケ層とはほぼ同じ値であった。第1層形成時に周辺の日々から土砂が流れ込んだものかあるいは、現生湿原表面に降った土砂が沈降してこの層に溜ったものかのいずれかの結果、無機物量が増加したものと考えられる。

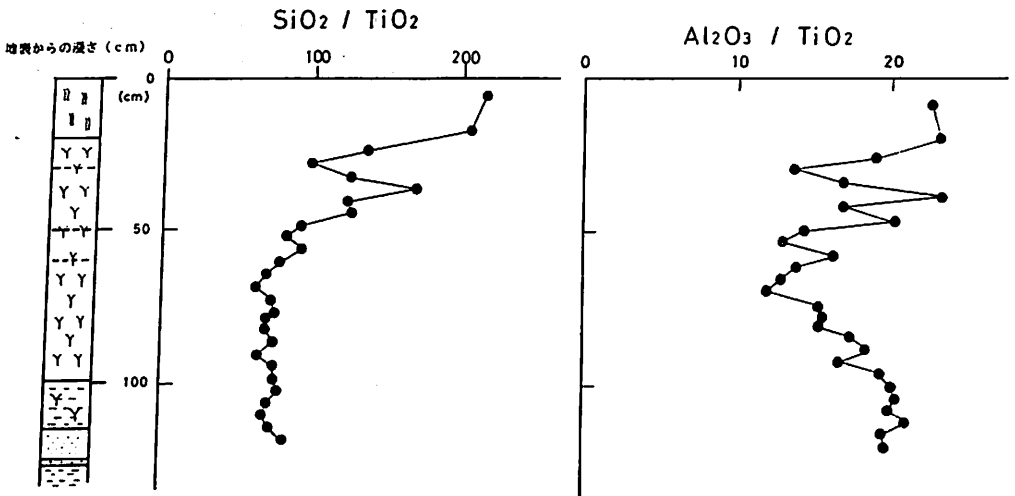


第1図 長の山湿原の無機物及び有機物の分布

第3層から次第に有機物含量が減少し、泥炭最下面では25%になった。有機物が分解され、無機物含量が相対的に増加したものと考えられる。泥炭質粘土層やその下の砂層などでは80%以上が無機物となっている。また、泥炭層と粘土層との境界は明瞭である。

② 酸化チタン量を基準とした場合

前報と同様に酸化チタン量を基準として他の化学成分の動態を検討した。酸化チタン量は全無機物量ときわめて高い相関関係を有するため、同一母材においては相対含有比率はほぼ一定の値を示す。このことから、酸化チタンは母材となる岩石、鉱物の存在の指標となり、湿原において、酸化チタン量の増減は、周りの岩石、鉱物の流入の有無を示すと考えられる。また他の成分との相対比（量比）は同一母材を起源とする場合には常に一定の値を示す。このことを利用して、他の成分の動態を把握することが可能となる。



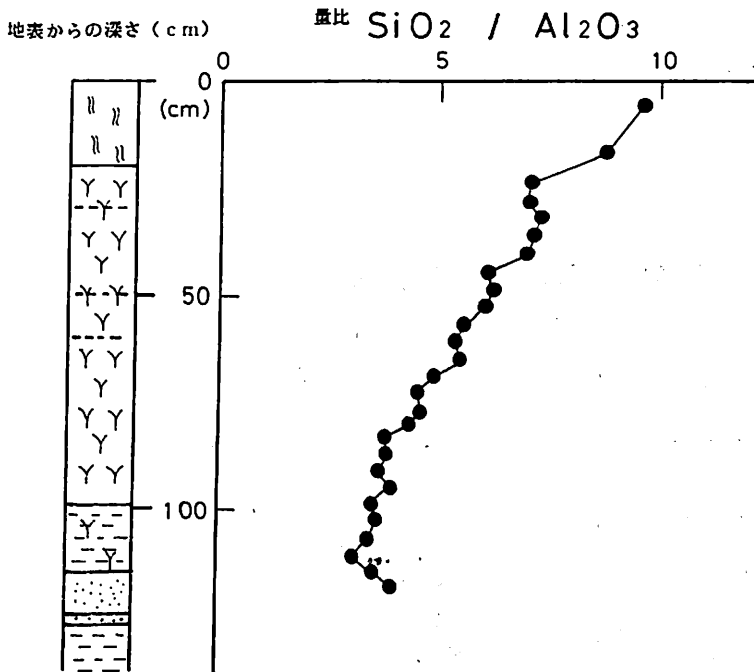
第2図 長の山湿原の化学成分量比の断面分布

TiO₂を基準とした場合のSiO₂及びAl₂O₃の変化

第2図左は酸化チタンと酸化珪素との比を断面の深さを縦軸にとって示したものである。酸化珪素は区分された層により大きな変化を示すが、上層ほど高くなる傾向を示した。稲科植物による植物珪酸体や珪砂などの降下物として酸化珪素が流入している状況を示している。特に、稲科植物の活発に生育している状況から、その影響は大きいと考えられ、泥炭第1層で低いのはこれら稲科植物の根から珪素が摂取された結果かも知れない。

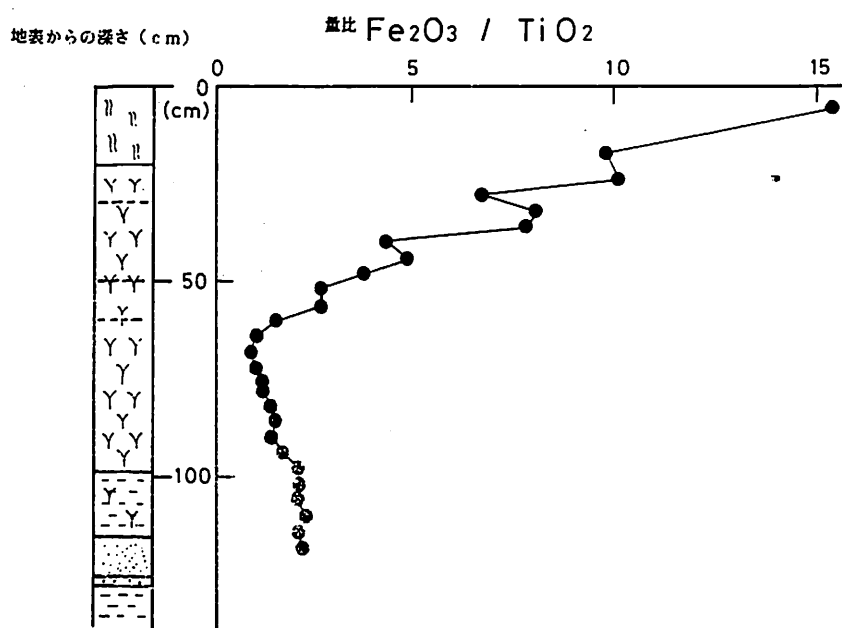
泥炭第4層以深ではほぼ一定の値を示している。母材となる岩石、鉱物（黒雲母花崗岩）の他には、別の要因による大きな流入がなかったと考えられる。

第2図右は酸化アルミニウムと酸化チタンとの比を示したものである。酸化アルミニウムは酸化珪素とよく似た断面変化をしている。泥炭第1層で低いピークとなるが、ミズゴケ層と泥炭第2層中央部で高い値を示した。深くなるに従い、数値は減少し、第4層上部で最も低い値を示した。それより深くなると再び上昇し、第4層下部からほぼ一定の値になった。泥炭第3層において、小さなピークが認められる。



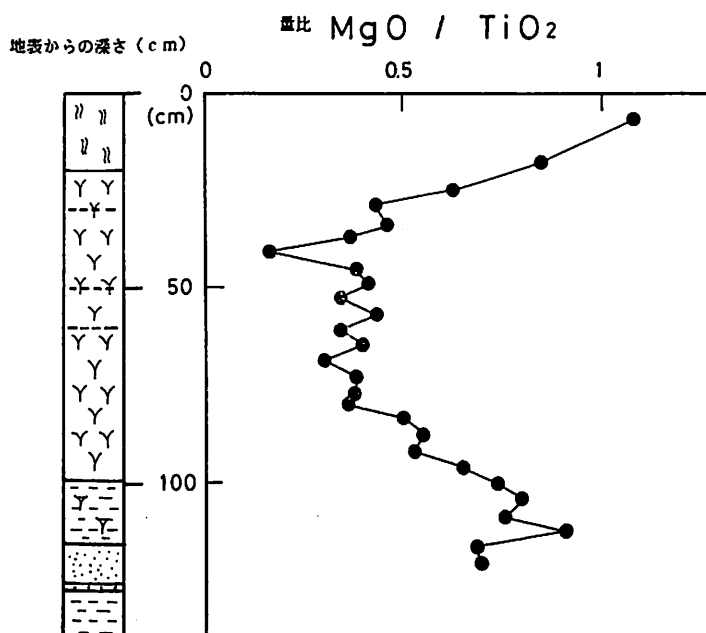
第3図 長の山湿原の化学成分量比の断面分布
珪ばん比 (SiO₂/Al₂O₃) の変化

第3図は酸化珪素と酸化アルミニウムの比（珪ばん比）である。表層で最も高い値約10を示し、深くなるに従い漸減する。泥炭第4層下部からほぼ一定の値を示した。上層ほどアルミニウムに比べ珪酸が多い特徴を持つことが分かった。通常の鉱物組成では珪ばん比は多くて4程度である。全体的に珪素に富む環境にあることが分かる。珪素のみを含む物質（珪砂、プラントオパール、火山ガラスなど）の混入が考えられる。



第4図 長の山湿原の化学成分量比の断面分布

TiO_2 を基準とした場合の Fe_2O_3 の変化

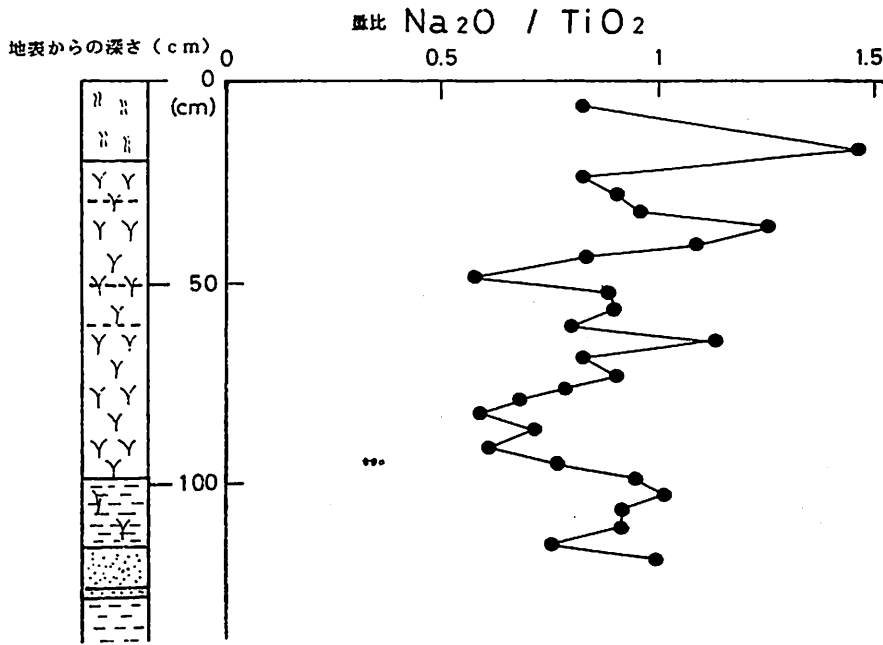


第5図 長の山湿原の化学成分量比の断面分布

TiO_2 を基準とした場合の MgO の変化

酸化鉄に対する酸化チタンの比を見たものが第4図である。酸化鉄は第4層上部まで急激に減少し、その後漸増する。鉄イオンとして周りの山地などから流入し、富化されている可能性が高い。図示していないが、断面挙動がよく似ているとされる酸化マンガンは全体として鉄の変移とよく似た傾向である。

第5図はアルカリ土類金属元素のマグネシウムについてみたものである。マグネシウムは地表付近で最も高い値を示し、深くなるに従い低下し、泥炭第2層で最も低い値を示した。第3層及び第4層中央まではほぼ同じ値をとるが、その以深では増加に転じる。第2層で低くなる元素はマグネシウムだけである。カルシウムは変動が大きいが泥炭第3層までは大きな値を示し、第4層以降検出限界以下になる。特に泥炭第1層で高い値を示した。

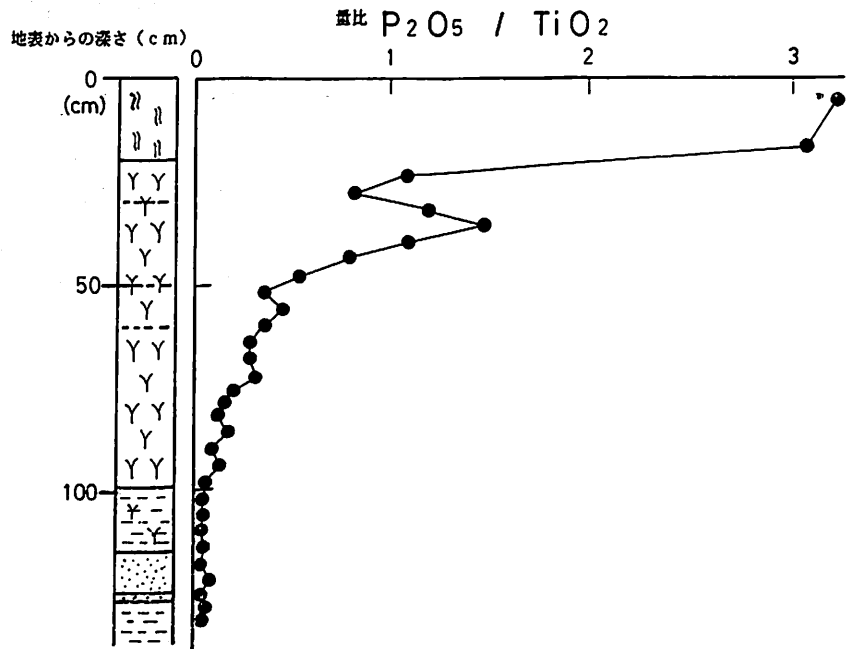


第6図 長の山湿原の化学成分量比の断面分布

TiO₂を基準とした場合のNa₂Oの変化

第6図は、アルカリ金属元素のナトリウムを見たものである。同じアルカリ金属元素であるカリウムとほぼ同様の断面変化をしていることが分かった。只、詳細に検討するとナトリウムが大きな値を取る部分、例えば、第4層上部がある。また逆に低い値を取る深さとして、地表直下、泥炭第2層と第3層の境付近、第3層と第4層の境付近が上げられる。カリウムが高い値を示す部分として泥炭第2層下部な

どがあり、特徴的なピークとなっている。



第7図 長の山湿原の化学成分量比の断面分布

TiO_2 を基準とした場合の P_2O_5 の変化

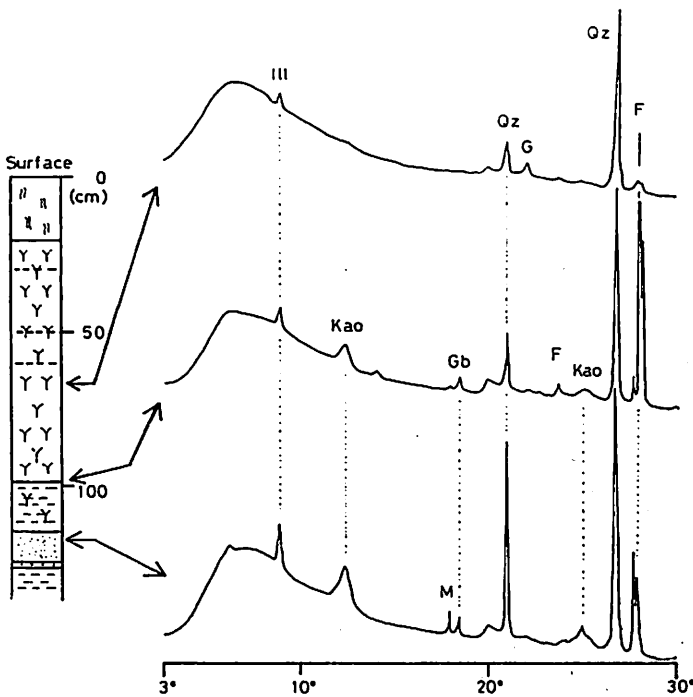
第7図には、 P_2O_5 について示した。全体として鉄の断面変化に類似している。現世ミズゴケ層で極めて高い数値を示した後、泥炭第1層では、急激に低下する。第2層では再び増加し、集積層の可能性を示すピークとなっている。それ以深では次第に漸減し、砂層へと続くことが認められた。ピークらしい部分はほとんど認められず、粘土層や砂層などへの無機質層ではほぼ一定の低い値を示した。

(2) 粘土鉱物組成からみた白須断面の特徴

長の山湿原の無機物の鉱物組成を明らかにするために、断面試料の粉末X線回折を測定した。その結果を第8図に示す。

全層にわたって同定される鉱物は石英である。これは花崗岩を構成する一次鉱物で、風化抵抗性が高い。長の山湿原の無機物層(粘土層や砂層)の鉱物組成は細田断面や白須断面で見られた組成と類似している。花崗岩起源の一次鉱物として石英、黒雲母及び長石のピークが認められた。風化生成物として、1nmの雲母族(イライトの可能性もある)のピークが認められた。0.7nmのピークを示すカオリン鉱物(カオリナイトまたはハロイサイト)、更にギブサイトのピーク(0.48nm)が確認され

た。唯、他の地点の断面でみられたパーミキュライトとみられる1.4nmのピークと Al-interlayerパーミキュライトのピークは明瞭には認められなかった。



第 8 図 長の山湿原断面試料の粉末X線回折パターン

(風乾試料)

Ill : Illites Kao : Kaolinite Gb : Gibbsite
 M : Muscovite Qz : Quartz G : Goethite
 F : Felspars

泥炭層最下部においても粘土や砂の層とほぼ同様の傾向を示した。この層位はアカホヤ由来の火山ガラスの存在が確認されている。しかし、アカホヤ火山灰由来の鉱物、特に白須断面でみられたような非晶質の粘土鉱物の存在を示すブロードなピークは認められない。泥炭層は黒色が強いため、黒ボク土の存在が予測されるが、それを特徴づける粘土鉱物は確認できなかった。

泥炭第4層上部では、石英以外の一次鉱物や二次鉱物の存在を示すピークはかなり小さく、他の調査地点の泥炭層で見られた鉱物がきわめて少ない状態を示した。特に粘土鉱物はほとんど検出されなかった。但し、特に注目されるのは鉄の鉱物であるゲータイトが検出されたことである。これは他の湿原断面では見られなかった結果である。

(3) 断面の特徴

長の山湿原において、無機物組成などの結果から判断すると、粘土層形成後に起きた湿原泥炭層生成の過程においては、周りの山々からの大規模な土砂の流入は認められなかった。比較的安定した湿原の生成が維持されていたものと考えられる。

鉱物組成の結果から、泥炭層の上部ほど鉄の鉱物の一つであるゲータイトが多く検出された。これは第5図で見られた鉄の断面分布の傾向とよく一致している。即ち、上層ほど鉄の流入が大きいことを示している。

カルシウム及びマグネシウムを除いて、多くの化学成分が泥炭第1層で低く、第2層で高いという傾向を示した。第1層は全無機物量がやや増加し、同時に酸化チタン量も高くなるため、相対的に他の成分の割合が小さくなるという見かけ上の変化と考えられる。しかしながら、第1層が溶脱層で、そこから移動した成分が第2層に集積した可能性も考えられる。

カリウム及びマグネシウムが泥炭第4層で漸増する傾向を示したのは、この層において黒雲母の含有量が増加する傾向と一致している。このことはカリウム及びマグネシウムが黒雲母の構成元素である結果を反映している。

現生ミズゴケ層を含めて、泥炭層上部の中の無機成分含量は低く、全体として表層付近では貧栄養状態にあると言える。湿原の生態状況を反映したものであろう。泥炭第3層以深の層は次第に無機含量が高くなる傾向があるが、これは有機物の分解に伴う相対的な増加であると考えられる。各無機成分の相対的な割合の変化から見ると、第3層以前の時代は、ほぼ一定の値で推移することから、きわめて変化に乏しい、安定した植生の生育環境にあったことを示している。

しかしながら、酸化チタン量を基準にして各無機成分の変化を見ると、第2層形成以降表層に向かって鉄やマンガン、栄養塩類などの相対的な割合が高くなる傾向が認められる。これらは表層で最も高い値を示した。このことは周りの山々から雨水に溶かし出された鉄やマンガン、栄養塩類などが地表を流れる雨水と共に流入するようになってきて、富栄養化の傾向を強めてきた様子を示していると考えられる。通常、高層湿原化するほど貧栄養であると言われている。現在、長の山湿原は中間湿原の様相を呈しているが、規模が小さく、周りを山々に囲まれている状況下では、逆に富栄養化するのではないかと考えられる。即ち、移動し易い形態の物質が雨水や地表流去水などと共に容易に湿原に流入し、これらが大型の植物などの生育を支えており、植物などの生育により生態学的な物質循環を行っているものと考えられる。

泥炭第3層において、珪素、アルミニウム、カルシウム、カリウム、リン、ナトリウムが小さなピークとして現れている。これはカワゴ平火山灰の存在によるもの

と考えられる。泥炭第4層において予想されたアカホヤ火山灰の影響は鉱物組成や化学成分組成の上からは認められなかった。

4. まとめ

長の山湿原は湿原化が始まって以来、比較的变化の少ない、安定した生育環境が続いてきた。

石英を除いて、鉱物（一次及び二次）は少ないが、相対的な変化を見ると、上層ほどカルシウムやマグネシウムなどの栄養塩類や植物の生育に必要なリンなどが高くなる傾向を示している。これは、外部からの流入を示している。いわば富栄養化しつつある状態にあり、樹木などの長の山湿原への侵入を容易にしている原因の一つに上げられるのではないかと考えられる。

5. 参考文献

大野原研究グループ（1993）大野原湿原及び長ノ山湿原の機械ボーリング結果。大野原湿原研究会報告集Ⅲ。p.1-13.

渡辺栄次、堀尾正和（1989）大野原湿原断面の化学成分分布の特徴。大野原湿原研究会報告集Ⅰ。p.30-39.

渡辺栄次、堀尾正和（1991）白須断面の化学成分からみた特徴。大野原湿原研究会報告集Ⅱ。p.49-58.

...

7. 古宮城址前断面の有機物について I - 炭素および窒素含量

渡 辺 彰¹⁾

1. はじめに

大野原湿原堆積物中の有機物については、筒木ら(1989, 1991)によって細田B断面(約28,000から23,000yBPに生成)、新井(1989)、筒木ら(1991)によって白須断面(約9,500yBP以降に生成)に関する研究報告がなされている。本研究は、下層部にAT(22,000-26,000yBP)を含む古宮城址前断面の埋没泥炭土中の有機物の化学的性状を明らかにし、堆積環境の推定を行うとともに、嫌氣的条件下における有機物の時間経過に伴う変化を解明しようとするものであり、本報では、まずその炭素含量および窒素含量の変化について報告する。

2. 試料および方法

古宮城址前農道において1991年1月27日に採取された断面(9101B-3コア)のうち、深さ150cmから372cmの試料を用いた。

各試料は凍結乾燥後、ディスクミルで粉碎し、柳本CNコーダーMT-500により炭素含量および窒素含量を測定した。

3. 結果および考察

各試料の炭素含量、窒素含量およびC/N比を図1に示す。断面の柱状図は沢井らの記載によるものであり、考察も彼らの観察結果を参考にした。370cm以下は数十cm砂層が続いているため、測定は行わなかった。なお、0-150cmは農道のための盛土が行われている。

泥炭層は深さ368cmから始まっており、炭素含量は355cmまで増加し、いったん減少した後、340cmで再び増加し、その後大きく減少した。窒素含量の355-340cmにおける変化は小さかったため、炭素含量の変化は堆積時の温度あるいは水位の変化に伴うセルロース等の有機物分解量の差によるものと推察した。

330-310cmのATを含む層では、炭素含量、窒素含量はともに低く、310cmから276cmにかけては砂がレンズ状に混在していた影響で増減が繰り返された。この間、炭素含量は高いところでも20%に達しなかった。なお、図中に*をつけた層では窒素含量がきわめて低かったため、C/N比の値は信頼性が低い。

1) 名古屋大学農学部

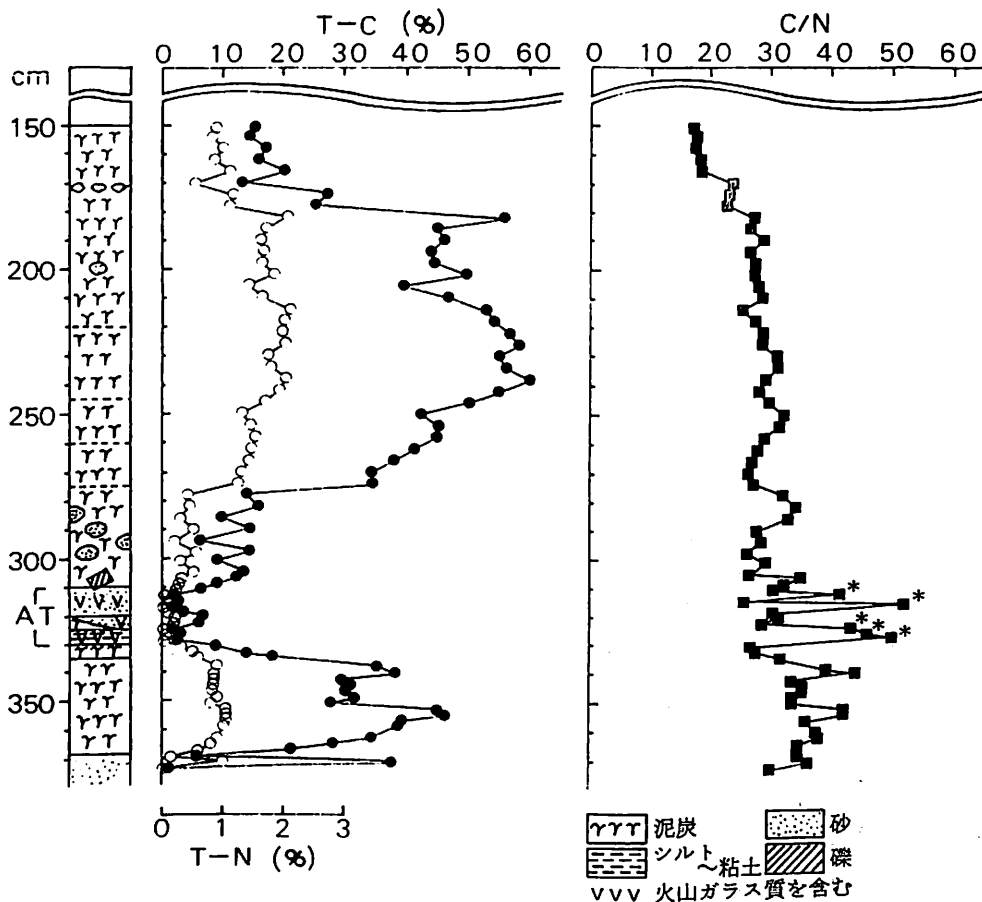


図1 9101B-3コアの炭素含量、窒素含量およびC/N比

炭素および窒素含量は深さ276cm以上で急激に高くなり、180cmまで高い値を維持した。しかしながら、図中に破線で示した現地観察において色、分解度および植物遺体の量によって区分された層の間で変化が認められた。すなわち、炭素含量はともに分解度が高いと記載されていた275-260cmと260-245cmの間で34-41%から42-50%へと増大した後、分解が中程度で最も植物遺体に富んでいた245-220cmにおいて50-60%ときわめて高い値を示した。220cmより上では、分解はやはり中程度ながら、植物遺体の量がいくらか少なかったことと対応して炭素含量は39-56%と下層よりも低かった。一方、この間、C/N比は25-32の範囲で緩やかに変化した。

炭素含量は180cmからレンズ状に砂の存在が認められた170-173cmの層の間で急激に減少し、その後、150cmまで13-20%と低い値を示した。これは、上の盛土との混合によるものと考えられる。

現世の泥炭の炭素含量は、近藤(1981)が北海道の各種泥炭土56点について分析

した結果によれば、高位泥炭土 ($50 \pm 3\%$) > 中間泥炭土 ($46 \pm 16\%$) > 低位泥炭土 ($40 \pm 10\%$) の順で低くなるが、ばらつきの大きさからもわかるように各泥炭土の差は無機物の混入によるところが大きい。一方、窒素含量は、有機物あたりにして低位泥炭土 > 中間泥炭土 > 高位泥炭土であり、C/N比は、窒素含量の差を反映して高位泥炭土 (55 ± 22) > 中間泥炭土 (25 ± 8) > 低位泥炭土 (22 ± 6) の順となる。しかしながら、高位泥炭土でもヌマガヤ、ワタスゲ等の中間泥炭構成植物の混入が多くなればC/N比の値は減少し、繊維含量の低い高位泥炭土と同程度の繊維含量の中間泥炭土では値が類似している。したがって、276-180cm間におけるC/N比の明確な変化を伴わない炭素含量の変化が、主に無機物含量の違いによるのかあるいは有機物の酸化の程度も異なっているのかを判断するにはさらなる分析が必要である。

ところで、9101B-3コアと同じ古宮城址前で採取された86-1コアは、無機質層によって区分される3層の泥炭を含んでいる。両コアは盛土の厚さが大きく異なるが、火山灰の位置や筒木ら(1993)が測定した炭素含量、C/N比との比較から、本試料の330cm以深および275cm以浅の層は86-1コアの最下および最上の泥炭層と対応していると推定される。したがって、310-275cmの砂を含んだ層が86-1コアの真中の泥炭層に相当することになる。このことは、9101B-3コアの地点がAT降灰以降の湿地生成の際に湿地の境界付近に位置していたかあるいは土砂の移動に伴う泥炭層の剝脱が起こったことを推察させる。

さらに、330cm以深および275cm以浅の層は、中村ら(1993)による ^{14}C 年代測定結果に基づくと、白須、細田両断面の泥炭層と生成時期が同じであると考えられる。9101B-3コアの泥炭層は白須、細田両断面の泥炭層よりも薄いのが、これは盛土などの影響で堆積時よりも垂直方向に圧縮されているためと推定される。また、275cm以浅の層の炭素含量は白須断面のそれらよりも明らかに高く(筒木ら1991)、白須断面が多くは無機物の混入を受けていることを示唆した。両断面の差は堆積時の地理的環境の差を反映していると推察されるが、9101B-3コアでは白須断面でみられたK-Ah、U-Oki両火山灰が認められていないことから、これらの有無も影響していると考えられる。

最後に、C/N比の変化を全体を通してみると、上層から下層に向かって緩やかに上昇する傾向が認められた。C/N比はこれまで述べたように高位泥炭から中間泥炭への移行、植物遺体の分解の進行によって減少するが、一方、腐植化が進むと窒素が無機化されることによって増大する。したがって、気候や地形の変動によるものとは別に、嫌氣的条件下においても時間の経過に伴って徐々に腐植化が進む可能性があるかと推察した。

参考文献

- 新井重光 (1989) 大野原泥炭腐植酸の光学的性質と分画. 大野原湿原研究会報告集 I, p.53-54.
- 近藤練三 (1981) 泥炭土の有機物に関する化学的研究. 北海道開発局農業水産部農業調査課, p.7-31.
- 筒木 潔・武内良恵・渡辺 彰・鍬塚昭三 (1989) 埋没泥炭土壌における年代経過に伴う腐植の性質の変化—愛知県南設楽郡作手村大野原湿原堆積物の有機物組成—. 大野原湿原研究会報告集 I, p.42-52.
- 筒木 潔・白石祐彰・鍬塚昭三 (1991) 埋没泥炭土の¹⁴C年代と有機物組成. 大野原湿原研究会報告集 II, p.24-33.
- 筒木 潔・江崎幾朗・鍬塚昭三 (1993) フェノール性化合物組成から見た大野原湿原の変遷 (古宮城址前水田86-1断面の分析から). 大野原湿原研究会報告集 III, p.52-61.
- 中村俊夫・池田晃子・太田友子 (1993) 大野原湿原堆積9101B 3, B 4 コアの加速器¹⁴C年代. 大野原湿原研究会報告集 III, p.14-21.

8. フェノール性化合物組成から見た大野原湿原の変遷 (古宮城址前水田86-1断面の分析から)

筒木 潔¹⁾・江崎幾朗²⁾・楯塚昭三²⁾

1) 帯広畜産大学 2) 名古屋大学農学部

1. はじめに

筒木ら(1989, 1991)は主に約23,000yBPより古い時代に形成された細田断面および約9,500yBP以降に形成された白須断面の有機物組成から大野原湿原の状態の変化について考察してきたが、本報告では細田・白須の両断面の時代を1断面内に含む古宮城址前水田86-1断面のフェノール性化合物組成の変化から、現世植生のフェノール性化合物組成とも対比しつつ、湿原の状態の変化について考察したので報告する。ここでフェノール性化合物組成に着目したのは、これが主としてリグニンに由来すると考えられるからである。リグニンは植物体の骨格を形成する主要成分であり、フェニルプロパン系の構造単位が炭素-炭素あるいはエーテル結合で縮合した複雑な構造を持つ無定型の高分子である。リグニンを構成するフェニルプロパン単位の組成は広葉樹・針葉樹・草本などの種類毎に特徴があり、また嫌氣的条件下では分解を受けにくいいため、泥炭中のリグニンの化学組成は堆積当時の植生環境や堆積環境をよく反映すると考えられる。

2. 試料および方法

試料 古宮城址前水田86-1断面から4cm毎に採取された試料

方法 炭素および窒素含量は既報(1989, 1991)と同様にCNコーダーによって定量した。

フェノール性化合物組成も既報(1989, 1991)と同様に酸化銅アルカリ分解法によって生成したものをガスクロマトグラフィーによって定量した。

3. フェノール性化合物組成が意味すること

前報(1991)で報告したように、白須断面は現地での観察により4層の泥炭層に区分された。86-1断面においても作手団体研究グループら(1989)によって土色や無機物の混入状況を中心に詳細な断面記載が行われている。本研究ではこの断面記載を参考としつつ、フェノール性化合物の組成の特徴が本断面の層準区分とどのように関連しているかを検討した。また本断面の層準区分と石田・中堀(1987)による花粉分析からの年代区分との対応関係についても検討した。

酸化銅アルカリ分解生成物の組成は非常に複雑であるため、意味のあるいくつかの化合物群に分類してその変動を追跡することが望ましい。そこで、本研究では酸化銅アルカリ分解生成物の収量について、相関行列を用い主成分分析を行った。表1に示したように、第1主成分はフェノール酸およびアセトフェノンによって、第2主成分はケイ皮化合物によって、第3主成分はフェノールアルデヒドによって、第4主成分は安息香酸によって代表された。以上の4主成分によって、同定された酸化銅アルカリ分解生成物の全てが包含され、また累積寄与率は90.1%に達した。フェノール性化合物の分類としては、p-ヒドロキシフェニル化合物、バニリル化合物、シリンジル化合物というメトキシ基の数による分類も重要であるが、主成分分析の結果からすれば、泥炭土の断面におけるフェノール性化合物の量と質の変動を説明するためには、フェノール酸、アセトフェノン、フェノールアルデヒド、ケイ皮酸という分類の方が重要であると考えられる。

Table 1 Principal Component Analysis of CuO Degradation Products.

DEGRADATION PRODUCTS	EIGENVECTOR			
	Z1	Z2	Z3	Z4
BENZOIC ACID	0.229	-0.158	-0.101	0.856*
P-OH BENZOIC ACID	0.310*	-0.306	-0.119	-0.100
VANILLIC ACID	0.342*	-0.129	-0.117	-0.183
SYRINGIC ACID	0.348*	0.0006	-0.148	-0.178
P-OH ACETOPHENONE	0.299*	-0.287	0.090	0.101
ACETOVANILLON	0.331*	-0.264	0.008	-0.169
ACETOSYRINGONE	0.327*	-0.239	-0.008	-0.135
P-OH BENZALDEHYDE	0.252	0.271	0.477*	0.286
VANILLIN	0.213	0.211	0.603*	-0.214
SYRINGALDEHYDE	0.286	0.305	0.211*	0.030
P-COUMARIC ACID	0.260	0.442*	-0.351	-0.070
FERULIC ACID	0.223	0.499*	-0.416	0.050
EIGENVALUE	7.616	1.617	0.917	0.664
PROPORTION	0.635	0.135	0.077	0.055
CUMULATIVE PROPORTION	0.635	0.769	0.846	0.901
PRINCIPAL COMPONENTS	PHENOLIC ACIDS & ACETOPHENONES	CINNAMYL- ACIDS	PHENOLIC- ALDEHYDES	BENZOIC- ACID

図1は本断面の炭素含量およびC/Nの変化、図2は全フェノール性化合物の収量、図3・4はフェノール性化合物をフェノール酸、アセトフェノン、フェノールアルデヒドおよびケイ皮化合物に分類した場合の各化合物の収量、図5・6は各化合物群の相対割合を示したものである。

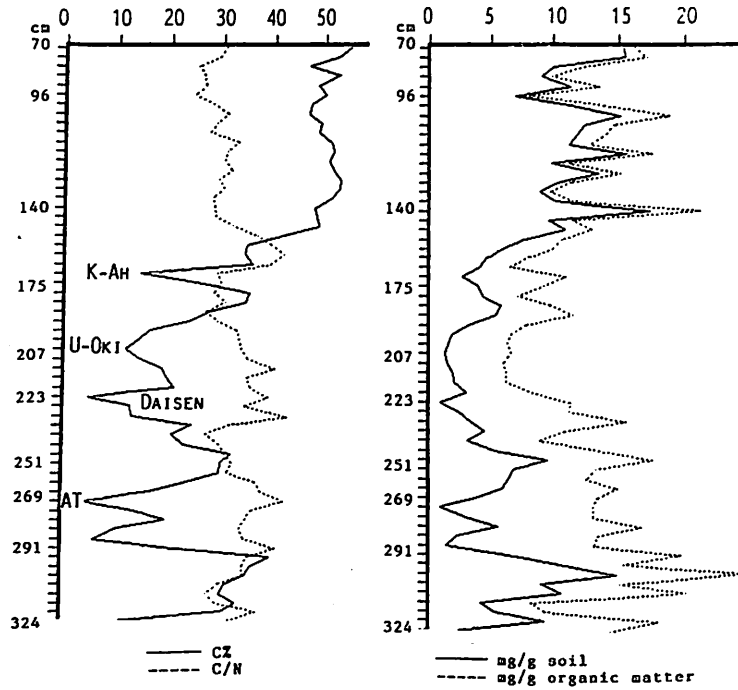


図1 古宮城址前86-1断面における炭素含量およびC/Nの変化

図2 酸化銅アルカリ分解によって生成したフェノール性化合物の総収量

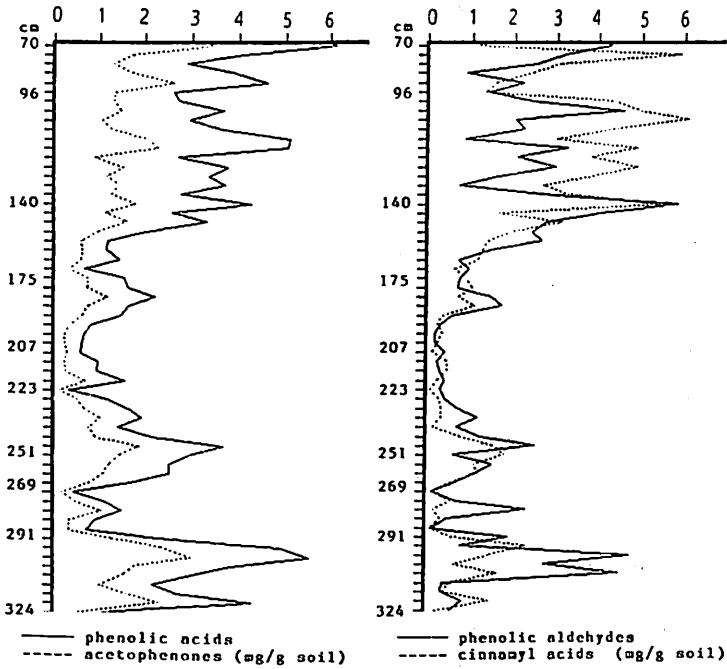


図3 フェノール酸およびアセトフェノン類の収量の変化

図4 フェノールアルデヒドおよびケイ皮酸の収量の変化

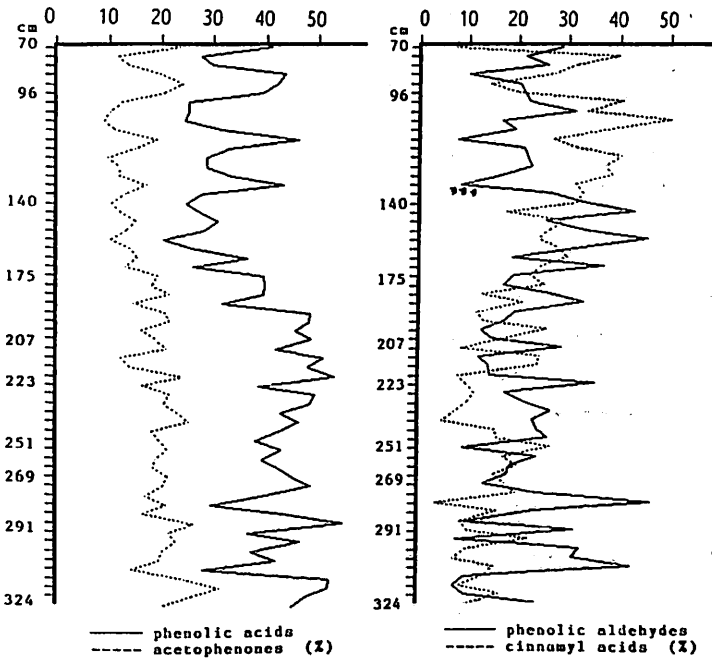


図5 フェノール酸およびアセトフェノン類の収量の全フェノール性化合物に対する割合

図6 フェノールアルデヒドおよびケイ皮酸の全フェノール性化合物に対する割合

これらのフェノール性化合物の組成は、給源となった植物の種類や、それらが堆積した後の分解や腐植化の程度を反映するものである。植物の種類および木質組織・非木質組織の違いはp-ヒドロキシフェニル化合物、バニル化合物、シリンジル化合物、およびケイ皮化合物の組成に大きく影響することが知られている (Hedges and Mann 1979)。また腐朽していない植物組織から得られる酸化銅アルカリ分解生成物は主としてフェノールアルデヒドおよびケイ皮化合物であり、フェノール酸の割合は低い。フェノール酸の割合の増大は主として堆積後の酸化分解や腐植化による場合が多いと考えられるため (Ziegler et al 1985, Koegel 1986)、主成分分析の結果は、大野原湿原土壌断面におけるフェノール性化合物の変化が主として植物遺体の堆積後の変化を反映していることを示唆するものと考えられる。

すなわち、全有機物に対するフェノール性化合物の収率の減少はリグニン構造の分解減少を示唆し、フェノール酸の割合の相対的増大は、アルデヒド基が酸化を受けてカルボキシル基に変化したことを示唆する。またシリンジル化合物の割合の高いことは草本植生が卓越していたことを、ケイ皮酸の割合が高いことは特にイネ科草本の卓越していたこと (Higuchi et. al, 1967) を示唆する。

4. フェノール性化合物組成による古宮城址前水田86-1断面の区分

上記のようなフェノール性化合物組成の変動から大野原湿原86-1断面は以下のよう
に区分された。

第Ⅶ層 324cmから292cmまで。土色7.5YR2/3、植物片の色10YR4/3。

大野原湿原の形成開始から最初の土砂流入直前まで。

高い炭素含量 29.4-39.2%が特徴

この層はフェノール性化合物組成により以下の2層に区分された。

Ⅶ-2 324cmから311cmまで。

フェノール性化合物の収量は一端増加した後減少。p-ヒドロキシ安息香酸やバニリン酸の比率が高く、アルデヒド類やケイ皮化合物の比率が低い。このことは低層湿原として大野原湿原堆積物の集積が開始した様子を
示唆している。

Ⅶ-1 311cmから292cmまで。

フェノール性化合物の収量が急激に増加するが土砂の流入により再び減少する。またバニル化合物中のバニリンの比率やシリンジル化合物中のシリンガアルデヒドの比率もこの時期に急激に増大していることから、リグニンの酸化的分解があまり進んでいないことが示唆された。このことはすなわち高層湿原への移行を示している。

第Ⅵ層 292cmから268cmまで。

最初の土砂の流入から始良火山灰の降灰直前まで。

Ⅵ-3 292cmから283cmまで。

292cm付近に厚さ1から2cmのレンズ状の砂層。その後土色7.5YR4/1の良く分解した泥炭。土砂の流入層(292cm付近)では炭素含量およびフェノール性化合物の収量が著しく減少するとともに、バニル化合物のバニリン酸の割合が著しく増大し90%以上になった。

Ⅵ-2 283cmから277cmまで。土色10YR2/2

その後炭素含量およびフェノール性化合物は再増加しp-ヒドロキシベンズアルデヒド、バニリンシリンガアルデヒドなどのアルデヒドの割合が増大し湿原状態の回復を示した。

Ⅵ-1 277cmから268cmまで。

砂層。始良火山灰。植物片の色10YR4/4

始良火山灰の降灰により炭素含量およびフェノール性化合物の収量は極小となった。

第Ⅴ層 268cmから250cmまで。土色7.5YR2/2、植物片7.5YR3/2

始良火山灰の降灰による湿原の消滅以後湿原が回復しするが、乾燥化により再び湿原の後退が始まるまで。

始良火山灰降灰以後、この時期を通じて炭素含量およびフェノール性化合物収量は増加し続ける。バニル化合物、p-ヒドロキシ化合物、シリンジル化合物の割合はほぼ等しく一定となった。すなわち安定な湿原状態が回復したことを示唆した。またゲイ皮化合物中のp-クマル酸の比率が高くなり、ヨシヤヌマガヤなどのイネ科植物の繁茂を示唆したが、この期の終わり頃からフェノール性化合物の減少が始まり湿原の後退が示唆された。

第Ⅳ層 250cmから207cmまで。

湿原の乾燥後退期

Ⅳ-3 250cmから227cm 土色7.5YR3/3 植物片の色7.5YR5/6

炭素含量およびフェノール性化合物の収量は急激に減少し、バニル化合物群の割合やp-ヒドロキシ安息香酸やバニリン酸の比率は著しく増大した。他方ゲイ皮化合物の比率は急激に低下した。これらの傾向は湿原の乾燥化および湿原植物の減少を示唆した。

Ⅳ-2 227cmから223cm

砂層(7.5YR5/4)。植物片なし。黒雲母、石英、長石の角張った結晶片。

土砂の流入ないし大山系火山灰*の降灰により炭素含量は極小値に達し

た。

N-1 223cmから207cm

泥炭層。土色7.5YR3/3。植物片なし。

炭素含量やフェノール性化合物の収量は前前期(N-3)のレベルまでいったん回復したがその後再び減少した。バニリル化合物の割合の増大やバニリン酸の割合の卓越などの傾向は継続したが、p-クマル酸の割合は若干増大しイネ科植物の回復が示唆された。207cm付近の炭素含量の極小は釧路隠岐火山灰**の降灰による可能性がある。

*, ** 本断面ではこれらの火山灰の同定はまだ行われていないが、ごく近傍で採取された85-1 a 断面でこれらの火山灰の存在が確認されている(作手団体研究グループら、1989)。

第Ⅲ層 207cmから140cm

湿原植生の再形成期。鬼界アカホヤ火山灰の降灰を経て湿原が回復するまで。

Ⅲ-3 207cmから195cm

泥炭層。土色7.5YR4/4。植物片7.5YR4/3。

Ⅳ期を通じて進行した炭素含量およびフェノール性化合物の減少は釧路隠岐火山灰の降灰で極小値に達したが、その後Ⅲ-3期では再び増大し始めた。炭素含量やフェノール性化合物の収量は再び増加し、p-ヒドロキシ安息香酸やバニリン酸の比率は減少し、他方ケイ皮化合物の比率は増大し始めた。

Ⅲ-2 195cmから179cm

泥炭層5YR2/1 植物片5YR4/4

フェノール性化合物中のバニリル化合物の割合は減少し、他方p-クマル酸やフェルラ酸などのケイ皮化合物の割合は増大し、湿原植物の回復の傾向が示唆された。

Ⅲ-1 179cmから140cm

179cmから171cm 泥炭層5YR4/6 植物片5YR4/6

171cmから160cm 泥炭層7.5YR2/1 植物片5YR4/2

160cmから140cm 泥炭層5YR2/1 植物片5YR4/2

Ⅲ-2期でかなり増加した炭素含量およびフェノール性化合物の収量は、175cmから171cmにかけての鬼界アカホヤ火山灰の降灰により一端減少したがⅢ-1期の終わり頃には再びⅢ-2期よりも増加した。フェノール性化合物中バニリル化合物の占める割合は減少し、この期以降30~40%ではほぼ一定

値を示した。他方p-ヒドロキシ化合物や シリンジル化合物の占める割合もほぼ一定値に達した。またケイ皮化合物中のp-クマル酸、バニル化合物中のバニリン、シリンジル化合物中のシリングアルデヒドの割合が増大し、安定な湿原状態の形成が示唆された。

第Ⅱ層 140cmから96cm

泥炭層 2.5YR2/1 植物片 5YR4/4

湿原の低層湿原化。ケイ皮化合物の卓越。

炭素含量は約50%で一定値に達した。フェノール性化合物の収量は高いがかなりの変動を示した。ケイ皮化合物 (p-クマル酸およびフェルラ酸) の割合が非常に高いが、他方アルデヒド類の割合は低下した。すなわち低層湿原化が示唆された。近藤らによるプラントオパール分析ではこの時期にネザサの侵入も示唆されている。

第Ⅰ層 70cmから96cm

泥炭層 2.5YR1.7/1 植物片 5YR3/6

炭素含量は前期と変わらないがフェノール性化合物の収量やケイ皮化合物の占める割合はこの期の初期に一端減少した後再び増加した。他方フェノール酸やアセトフェノンの占める割合は、この時期に増大している。

5. 花粉分析との対応

石田・中堀 (1987) は本研究で調査した断面のすぐ近傍で採取したボーリングコアを用いて花粉分析を行っている。氏らの研究結果によると、大野原湿原の花粉ダイアグラムは、a) ツガ属-モミ属-トウヒ属-五葉松時代 (～約17,000年前)、b) 移行期 (約17,000～12,000年前)、c) コナラ亜属-ブナ属-クマシデ属-ケヤキ属時代 (約12,000～5,500年前)、d) 移行期 (約5,500～4,000年前)、e) アカガシ亜属-モミ属-コナラ亜属時代 (約4,000～2,000年前)、f) 二葉松-アカガシ亜属-コナラ亜属-モミ属時代 (約2,000年前～現在) に区分されている。

本研究において区分した第Ⅶ、Ⅵ、Ⅴ層は花粉分析におけるa) ツガ属-モミ属-トウヒ属-五葉松時代に対応するものと考えられる。この時期は始良火山灰の降灰を挟んでかなりの変動は見られるものの有機物当りのフェノール性化合物の収量も高く (図2)、またフェノールアルデヒドの比率は高いがケイ皮酸の割合は低い傾向が認められた。花粉分析の結果は、この時期ヤマモモ科 (ヤチヤナギ) ・ミズゴケ・カヤツリグサ科 (スゲ類) など高層湿原を代表する植物が優勢であり、大野原湿原は高位湿原の状態が長期間維持されていたことを示している。このこととフェノール性化合物の組成・収量の傾向は良い対応を示すものと考えられる。すな

わち寒冷かつ嫌氣的な状態の下でリグニンの分解が抑制され、フェノールアルデヒドの比率が高く維持され、またミズゴケはケイ皮化合物を全く含まないことからケイ皮化合物の割合が低くなったものと考えられる。

第Ⅳ層は花粉ダイヤグラムにおけるa)–c)移行期に対応する。花粉分析ではこの時期は花粉密度が高く泥炭の堆積速度が遅かった可能性があるとして推定されているが、本研究の結果でもフェノール性化合物の有機物当りの含量が減少し、フェノール酸の割合も増大していることから、リグニン成分の酸化的分解が著しかったことが推察される。

第Ⅲ層は花粉ダイヤグラムにおけるc)コナラ亜属–ブナ属–クマシデ属–ケヤキ属時代およびc)–e)移行期に対応する。この期においては乾燥した気候から湿潤な気候へと変化していったこと、イネ科やカヤツリグサ科の草本が増加していったことが花粉組成から示されているが、フェノール化合物組成における総収量の増大、フェノールアルデヒドやケイ皮酸の割合の増大などの傾向は花粉分析の結果と良く一致している。

第Ⅱ層は花粉ダイヤグラムにおけるe)アカガシ亜属–モミ属–コナラ亜属時代と対応する。湿潤な気候であることと同時に、湿原植生としてはハンノキ・シダ類・キク科植物なども多く湿原は低層化していたことが推察されるが、フェノール化合物組成もこれを支持している。

第Ⅰ層は土色およびフェノール性化合物組成から第Ⅱ層とはっきり区別できたが、これは花粉分析におけるf)二葉松–アカガシ亜属–コナラ亜属–モミ属時代への移行によって示唆される冷涼湿潤な気候と対応するものであろう。

このように、フェノール性化合物組成は花粉分析の結果とも良い対応関係を示した。

6. 引用文献

- 1) Hedges, J.I., and Mann, D.C. (1979) : The Characterization of Plant Tissues by Their Lignin Oxidation Products, *Cosmochimica et Geochimica Acta*, 43, 1803-1809
- 2) Higuchi, T., Ito, Y. Shimada, M. and Kawamura, I. (1967) : Chemical Properties of Milled Wood Lignin of Grasses. *Phytochemistry*, 6, 1551-1556
- 3) 石田仁・中堀謙二 (1987) : 愛知県作手村大野原湿原の花分析. 日本林学会中部支部論集, 35, 135-138
- 4) Koegel, I. (1986) : Estimation and Decomposition Pattern of the Lignin Component in Forest Humus Layers. *Soil Biol. Biochem.*, 18, 589-594

- 5) 作手団体研究グループ・大野原湿原研究グループ・新井房夫 (1989) : 大野原湿原堆積物の堆積年代. 大野原湿原研究会報告集 I, 1-13
- 6) 筒木 潔・武内良恵・渡辺 彰・楯塚昭三 (1989) : 埋没泥炭土壌における年代経過に伴う腐植の性質の変化 - 愛知県南設楽郡作手村大野原湿原堆積物の有機物組成 -. 大野原湿原研究会報告集 I, 42-52
- 7) 筒木 潔・白石祐彰・楯塚昭三 (1991) : 埋没泥炭土の¹⁴C年代と有機物組成. 大野原湿原研究会報告集 II, 24-33
- 8) Ziegler, F., Koegel, I. and Zech, W. (1985) : Alteration of Gymnosperm Lignin and Angiosperm Lignin during Decomposition in Forest Humus Layers. Z. Pflanzenernaehr. Bodenk. 149, 323-331

9. 植生の特徴から見た作手湿原

権田 昭一郎¹⁾

1. はじめに

同報告集Ⅱで、作手村における湿原の変遷、現存湿原の標徴種による群落の分類、群落調査の結果と主な生育種、並びに現存植物目録等について述べ、所謂「作手湿原」の全貌の紹介を試みたところであるが、今回は、更に当該湿原を特徴づける主な植物群落及び種について概説し、大野原湿原を含む、作手湿原の地上部（主に植物）の特異性の実態把握の一助に供したいと考える次第である。

2. 特殊植物群落及び種

(1) 作手湿原をタイプ産地とする種

作手湿原及びその周辺域で発見命名された植物について、個々の特徴の解説を試みるものであるが、発見命名者の正規の発表論文が手元にあるものについては、正確を期するために原文のまま掲載することとし、なお、必要に応じて私見を付け加えた。

ツクデマアザミ *C. sieboldii* for. *pilosiusculum* kitamura. f. nov. (キク科)

鴨ヶ谷湿原（大野原湿原の一環）で発見され、北村四郎氏の命名によるマアザミの一型で、茎頂部を中心にクモの巣状の軟毛が密生する点でマアザミと識別される。分布は、作手湿原全域に多数生育する他に額田町、下山村、豊川市等の湿地にも見られ、三河地方の特産種である。

命名者の北村四郎氏が「MEMOIRS OF THE COLLEGE OF SCIENCE: Kyoto Imperial University. vol. XIII(1937)」掲載論文の抜粋は次のとおりである。

f. *pilosiusculum* KITAMURA f. nov.

Caulis densiuscule crispato-villosus praecipue ad apicem densissime villosus et purpurascens, folia utrinque sparse pudesentia.

Nom. jap. Tsukude-maazami nom. nov. Hab. Hondo Prov. Mikawa Tsukude (16 Oct. 1931 S. KITAMURA).

ミカワイヌノヒゲ *Eriocaulon mikawanum* Satake et T. Koyama, spec. nova. (ホシクサ科)

長ノ山湿原で発見された、花茎の長さ3~6cmの矮性種で、その特徴は、本種の発見命名者小山鉄夫、佐竹義輔両氏の「植物研究雑誌：第30巻・第4号 昭和30年

4月」への発表論文によると「新種ミカハイヌノヒゲは北海道及び大和から知られているエゾイヌノヒゲに似たものであるが、外形がずっと太い上に、花部を見ると総苞片が幅広く且つ遥かに短く花卉（雄花）が萼より長く、花托に長毛があるので明瞭である」と述べられている。本種は、作手村中部の湿原には比較的多く見られるが、全国的に見て、他には分布を見ない特産種である。

原文抜粋：Haec planta E. Monococcon affinis tamen diversissima bracteis multo brevioribus florem sesqui sperantibus paullo latioribus, petalis quam calyx conspicue longioribus, receptaculo piloso.

Nom japon. Mikawa-inunohige (nouv.)

Hab. Honshu: tourbier de Tsukude gansla, province de mikawa (J. Owi et T. Koyama, 15 octobre, 1954. —Type dans I Herbar du Museum nationale de Science, Tokyo).

ヒロハノコジュズスゲ *Carex parciflora* Boott var. *tsukudensis* T. Koyama var. nov. (カヤツリグサ科)

鳥居喜一氏（新城市）により東田原湿原（消滅→水田）で発見され、小山鉄夫氏が命名された種で、小山氏は発表論文でその特徴について「グレーンズゲ系の一変種で巨大型、葉幅が広く且つ白色を帯びる点と、葉舌が著しい点で母種と容易に区別され、作手湿原産のコジュズスゲは、そのほとんどが本型である」と記載されている。東田原浮横手湿原の水田開発とともにタイプ産地は現在消滅した。

原文：「植物研究雑誌 第31巻・第9号 昭和31年9月」掲載。「日本産カヤツリグサ科の新植物（追加）小山鉄夫：T. Koyama: Some novelties of Japanese Cyperaceae.

Carex parciflora Boott var. *tsukudensis* T. Koyama, var. nov. — Robustior, rhizomate vix vel laxe caespitoso breviuscule stoloniefro fibris fuscopurpreis oblecto radices robustiusculas multas emittente, culmi pauci ad 8dm alti. foliis (3-) 5-10mm latis tricostatis supra obscure viridibus subtus valde alboglaucis, ligulis dilute fuscis circ. 3mm longis, vaginis fuscopurpurascensibus vel purpureobrunneis. Honsu: Tsukude in prov. Mikawa; wet place in summergreen woods (T. Koyama, 11138!—TI)

ミカワチャルメルソウ *Mitella Furusei* Ohwi, sp. nov. (ユキノシタ科)

大字岩波をタイプ産地とし、大井次三郎氏の命名によるもので、大井氏は「国立博物館（東京）研究報告：第45号（昭和34年10月）・Descriptions of Three New Plants from Japan」に本種の特徴について次のように述べられている。

「Pernnis, rhizoma repens, usque ad 7cm longum, sursum saepe ramosum,

apice dense nislatae ovatis 3—6cm longis et fere iatis, leviter lobulatis, apice acutis, utrinque hirtis, lobulis acutiusculis vel obtusulis irregulariter dentatis, subtus paullo pallidioribus, in mervis saepe rubescentibus, petiolis pilis longis flexuosis hirtis, 5—10cm longis, stipulis oblongis glabrescentibus 1—1.5cm longis; scapierecti 30—45cm longi, a medio vel infra medium usque laxiuscule multiflri, inferne longe hirti, superne in racemorum axipillis brevibus apice capitatis glanduloso—pilosus; flores cum petalis 1cm diam. pedicellati, viriduli, pedicellis 3—5mm longis glandulosopilosis, calycis dentibus 5, deltoideis, anthesi patentibus, cum vertice paullo reflexo in fructu erectis, margine extusque glanduloso—pilosus, apice acutis, saepe versus apicem paucidentatis, petalis 5 patentibus, leviter purpurascentibus, 5—6mm longis, glandulosus, ramis elongatis filiformibus patentibus, 4—5paribus, atamina 5, filamentis brevissimis, antheris flavides, stigmatibus obsolete lobulatis subsessilibus; seminibus fusiformibus ca. 1.2mm longis, cellulis extimis elevatulis sed non papillosis. —Proxime affinis *M. roshiensi* Owi, a qua differt floribus paullo majoribus, calycis lobis extus margineque aequaliter glanduloso—pilosus petalorum partitionibus 4—5-paribus 'nec 3-paribus].

Nom. Jap. Midawa—charumeruso.

Had. Honshu: Tsukube in Mikawa, leg. M. Furuse, May 3, 1958.

TSN.

ミカワチャルメルソウは愛知県南設楽郡作手村で、昨年(1958)5月、古瀬氏が採集された。北陸地方の山間各地に多いコシノチャルメルソウに近縁の植物で、花は少し大きく、萼裂片の外側と縁辺とには全面に亘って均等に短腺毛があり、花卉の裂片は4—5対あって、花卉そのものも僅かに大型である。

コミヤマカンスゲ *Carex multifolia* Owi var. *Toriiana* T. Koyama var. nov.

(カヤツリグサ科)

三河山地に広く見られるミヤマカンスゲ系の一品で、植物体が疎生する他、果胞はミヤマカンスゲと異なる。苞の鞘に色のつくことは日本ではヒメカンスゲとスルガスゲに見られていた。

A typo utriculis ellipsoideis obovoideisve apice basique subtio contractis densius pubescentibus, rhizomate plerumque longe stolonifero non caespitoso, foliis multo angustioribus ad 4mm latis patentibus praecipue distat. An *C. conica* Boott X *C. multifolia* Owi? Honshu: Tsukude—mura in

Prov. Mikawa (T. Koyama, 30/V/55!-TI); ibid. (I. Ito: K. Torii!).

上記のとおり、鳥居喜一氏が大字岩波地内のスギ林下にて発見され、小山鉄夫氏によって命名されたミヤマカンスゲの変種で、当地が唯一の産地である。

(2) 全国的希少分布種

当該地域に生育する希少分布種には比較的寒地性の種が多く見られるが、殊にカヤツリグサ科とキク科に該当種が多い。主なものを挙げると次のとおりである。

ミタケスゲ *Carex Michauxiana* Bocrelor var. *asiatica* Ohwi.

(カヤツリグサ科)

本来、高山地帯のミズゴケを擁する湿地に叢生するスゲで、カムチャツカから北海道、本州では主に中部地方以北の高層湿原に分布し、愛知県内では当地が唯一の産地である。

作手村内の湿地には、大字清岳向山湿原（大野原湿原の一環）等を中心に、広く分布を見る。なお、母種は北米東部の産であると言われる。

サギスゲ *Scirpus Ardea* T. Koyama var. *coreanus* T. Koyama.

(カヤツリグサ科)

大字白鳥地内、大野原湿原にて昭和32年に鈴木準一氏（作手村）によりその生育が確認され、鳥居喜一氏が「植物研究雑誌 第33巻・第11号 昭和33年11月」の「高等植物分布資料(6)」として発表された。その原文は次のとおりである。

「本年6月サギスゲを三河国作手湿原清岳（きよおか）で採集した。東海地方では新記録である。サギスゲは本州中部まで南下しており、分布の限界付近では高山の泥炭地に残る。緯度的に南限は大和国薬師（大井：京大理紀 B, 18:88）、また西限は神戸六甲山（小山：東大理紀 art. 3, 7:356）である。作手ではサギスゲと共にヌマガヤ、マアザミ、ミズギク、サワラン、ハイニガナ、ハルリンドウ、ミタケスゲ、レンゲツツジ等がある。」

本種は、その後大字田原字浮横手「東田原湿原」にも確認されたが、現在は何れも水田開発の対称地となり、昭和37~40年に消滅した。以後作手村にはサギスゲは存在しないものとされてきたが、昭和62年大字中河内字ユルメキ「ユルメキ湿原」にかなりの広範囲に亘って群生地が確認された。

母種は北半球の寒地湿原に群生し、日本産はその変種であると言われる。

なお、日本における本種の分布は前記鳥居氏の論文のとおりであり、当然のことながら愛知県内では作手湿原が唯一の産地であり、作手湿原の生育種の中でも最も注目すべき貴重種である。

ヌマクロボスゲ *Carex meyeriana* Kunth. (カヤツリグサ科)

前記鳥居氏により昭和20年代前半に、前記鴨ヶ谷湿原でミカワバイケイソウ、ヒメザサ、ミタケスゲ、ツルカミカワスゲ、ツクデマアザミ、ミカワイヌノヒゲ、アケボノスミレ、カキノハグサ、サワラン、サギソウ、トキソウ、カキラン、ミズトンボ、スイラン、カキツバタ、ノハナショウブ、サクラバハンノキ、ケハンノキ、クロミノニシゴリ、ヒメミクリ、ヒツジグサ等とともにその生育が確認され、昭和31年3月7日の中部日本新聞には「ヒメザサ等300種・珍しい植物の宝庫」として、北村四郎氏、小山鉄夫氏、大井次三郎氏を始め、当地を訪れた著名な学者の氏名を付してその存在が公表されている。

現在も当地の他、向山湿原等大野原湿原の残存地を中心に、所々に生育が見られる。

本種は、(別名シラカワスゲ)本州中部以北に生育する寒地系のスゲで、稈高30～50cm、春季和名のとおりに、稈頭に褐栗色の雄穂をつけ、葉幅は細くて堅く、大株に叢生して多産した当時には谷地坊主も見受けられたが、主産地の鴨ヶ谷湿原も、周辺部の耕地基盤整備事業等の影響で変貌し、見る影もない状態である。

愛知県下では当地が唯一の産地であり、分布の南限域とも考えられる。

ツルカミカワスゲ *Carex praestabilis* Ohwi. (カヤツリグサ科)

前記の経緯により確認公表されたもので、前種と同様寒地系のスゲで、カミカワスゲと異なり、これも和名の示すとおりに長い匍枝があり、叢生し、稈頭の雄穂は褐色棍棒状で、他は卵型の雌穂を2～3個つける。やはり当地が県下唯一の産地であり、前種同様に南限域と考えられる。

アズマスゲ *Carex lasiolepis* Franchet. (カヤツリグサ科)

長ノ山湿原を中心に生育を見る寒地系のスゲで、湿原内より周辺部に多く見られ、生態は、あまり叢生せず、稈高は10cm程度の小型種で、全体に深い開出毛があり、北海道、本州中部地方以北に生育し、やはり作手湿原は分布の南限域と思われる。

ミヤマナルコスゲ (アズマナルコスゲ) *Carex shimidzensis* Franch. (カヤツリグサ科)

かつては大野原湿原にも分布を見たが、現在長ノ山湿原に生育する寒地系のスゲで、当地以外県下に類を見ない希少種である。

稈高50～100cmに達する大型種で、葉は軟らかく比較的幅が広く、穂は淡褐色で側小穂は3～5個、個体数は少ない。

「日本植物誌」によると、分布域は「北海道、本州、北九州の山地、水湿のある斜面に生える」とある。「このように、作手湿原は寒地系の種類を中心にカヤツリグサ科の稀種が多く、その総数は100種に及び、まさにカヤツリグサ科の宝庫と言え

る。〕〔自然環境保全基礎調査（優れた自然の調査）報告書〕より。

ヤチスギラン *Lycopodium inumdatum* Limmaeus. (ヒカゲノカズラ科)

昭和20年代、鳥居氏により長ノ山湿原で生育が確認されたが、同所は昭和37年地主の希望で埋立てられて消滅した。その後大字黒瀬地内にて、矢頭一起氏（作手村）により自生地が確認されている。

本種は作手湿原の他岡崎市、瀬戸市、段戸等からも確認の報告があるが、駒が原（設楽町）のように、開発、乾燥等環境の変化に伴い絶滅した例もあり、何れの現産地も同様な状態が心配される県下の稀産種である。

ミコシギク *Chrysanthemum lineare* Matsumura. (キク科)

本種は、前記東田原湿原に大群落があり、上田豊氏（名古屋市）は大字高里地内からもその生育地を確認されたが、現在は何れもが開発のために絶滅した。その後昭和37年に東田原湿原の消滅時と時を同じくして、本宮山スカイラインの建設が着工されたが、その料金所近くに湧水のある湿原造りの適地があり、同所に、地元作手高校の生徒の手により東田原湿原の泥炭もろともミコシギク、カキツバタ、サギソウ、サワラン、トキソウ等希少植物の移植が試みられた。それには当然賛否両論があったが、とにかく今日その「人工湿原」に本種は生育を続けている。

本種は大陸系の種で、本州、九州の全国数か所に遺留分布の形で点在し、県下では作手村の他豊橋市（葦毛湿原）に僅かに生育が知られており、愛知県の特産種に指定されている。

(3) 分布の限界種

作手村は、その位置（東経137.25°・北緯34.59°）。気象条件（年間月平均気温12.2℃・暖かさの指数95.1°・寒さの指数-8.8。年間降水量2,381mm）等、東西南北の植物分布の接点となりうる基礎的条件がある。作手村全域に亘り、その主なものについて植物地理学的要素別に和名を列挙すると次のとおりである。

(A) 北方要素種

キク科：ハンゴソウ、ゴマナ、ホソバノヤマハハコ、ミヤマセントウソウ、
サクラソウ科：クリソウ、ヒメトラノオ、
カヤツリグサ科：前記の他エゾアブラガヤ、
シダ植物：オンダ、オウレンシダ

(B) 南方要素種

クスノキ科：シロダモ、ヤブニッケイ、クスノキ、ダブノキ、
クワ科：イタビカズラ、
ブナ科：アラカシ、ウバメガシ、コジイ、

ヤブコウジ科：マンリョウ、イズセンリョウ、

シダ植物：オオバノハチジョウシダ、クリハラン、ヤノネシダ、ミドリカナワラビ

(C) 東方要素種

ヤナギ科：シバヤナギ、

ヒメハギ科：カキノハグサ、

バラ科：アズマイバラ、

(D) 西方要素種

キク科：ホクチアザミ、スイラン、

クスノキ科：シロモジ、

クロウメモドキ科：イソノキ、

バラ科：ミヤコイバラ、

(E) ソハヤキ要素種

コウヤマキ科：コウヤマキ、

キンボウゲ科：カワチブシ、

(F) 東海要素種

キク科：エンシュウハグマ、アキハギク、

イワウメ科：ヤマイワカガミ、

ユリ科：ミカワバイケイソウ、

ゴマノハグサ科：ミカワシオガマ、

サトイモ科：スルガテンナンショウ、

(G) 湿原要素種

キク科：ミズギク、サワシロギク、

サクラソウ科：クサレダマ、イヌヌマトラノオ、

オトギリソウ科：ミズオトギリ、

キンボウゲ科：カザグルマ、

ハイノキ科：クロミノニシゴリ、

カバノキ科：サクラバハンノキ、ケハンノキ、

アヤメ科：カキツバタ、ノハナショウブ、

ツルボラン科：バランギボウシ、

ラン科：サワラン、サギソウ、トキソウ、ミズトンボ、カキラン、ヒトツボクロ、

イチヨウラン、トンボソウ、ミズチドリ、クモキリソウ、

ミズゴケ類：オオミズゴケ、イボミズゴケ、ムラサキミズゴケ、ハリミズゴケ、

ユガミミズゴケ、

(H) その他

キク科：ハンカイソウ、

ツツジ科：カイナンサラサドウダン、トウゴクミツバツツジ、ホツツジ、

ヘビノボラズ科：ヘビノボラズ、

シソ科：ミカエリソウ、

3. まとめ

湿原を中心に、作手村に見られる特殊植物の主なものをリストアップし、それぞれについてできるだけ客観的に解説を加え、主題の大野原湿原を含む、作手湿原の植物地理学的特徴の透視を試みた次第であるが、この植生の特異な現実とは、それと相互不可分の関係にある地下部泥炭層の生成、成分、堆積状態等にも作手湿原ならではの特徴をもたらすはずであり、また、自然環境の変化等による植物相の変化は、それを生成源とする湿原地下部の変遷にも直接影響を持つものと考えられる。1955年に直接係わりを持った大字高里「朴の木橋」の埋れ木の状態（作手村誌：昭和35年4月1日発行参照）と、現存植生との比較等から見ても幾つかの示唆が浮上する。

今年の湿原は何処もが水不足状態で、9月上旬の長ノ山等は、ズック靴でも全く湿らない、モウセンゴケ、ミミカキグサ等も枯死し、ミズゴケの葉に触ると粉末になるような有様で大いに心配された。一方、今年は県費補助を頂いて、乾燥化の原因となる山手から侵入したアカマツ、イヌツゲ等雑木の除伐と、堆肥状態となり、湿原本来の植物の生育を不能状態としていたヌマガヤの枯草除去を実施した結果、最近になって本来の湿原植生の復活の兆しが見えはじめた等、湿原植生は弱者であり、しかるべき保全対応も必要であり、自然環境が保全され、自然植生が保たれるところに湿原の正常な遷移の原点がある。その継続には種々困難が絶えないが、再び大野原の挽歌は御免である。