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 (Ⅱ)¹⁾

高 橋 伸 幸²⁾・五十嵐 八枝子³⁾

Origin and Vegetational Succession of Upland Bogs in the Daisetsuzan Mountains, Central Hokkaido (II)¹⁾

Nobuyuki TAKAHASHI²⁾ and Yaeko IGARASHI³⁾

Two upland bogs in the Daisetsuzan Mountains, the Yutomuraushi bog and the bog lying on the eastern slope of Ponchubetsudake, have been investigated for the physical requisites for bog formation and vegetational succession.

The Yutomuraushi bog lies on a gentle slope facing a landslide area, although the bog seems little affected by this landslide. ¹⁴C dating of a peat obtained from 175 cm in depth of the bog suggests that the accumulation of peat began ca. 5000 y.B.P. The bog lying on the eastern slope of Ponchubetsudake is developed on a plateau, which consists of Quaternary andesitic lava. ¹⁴C dating of a peat collected from the bottom of the bog indicates deposition ca. 7500 y.B.P. Both of these bogs have blanketed the original slopes, filling up hollows and masking the original topography, and are considered to be affected by solifluction during periods of cool climatic conditions.

The vegetational succession revealed by pollen analysis during the last ca. 7500 years is as follows:

1) ca. 7500—5000 y.B.P. (Zone Po-III)

In the upper part of the Daisetsuzan Mountains, *Pinus*, most probably *P. pumila*, was the dominant tree, whereas in the lower part such trees as *Picea jezoensis* or *Picea glehnii* were well represented, although an increase in *Quercus* occurred with climatic amelioration. In the bog lying on the eastern slope of Ponchubetsudake, there were ponds with *Menyanthes* during the early stage of this period.

2) ca. 5000—2000 y.B.P. (Zone Po-II, Zone Yu-II)

In the upper part, *Pinus pumila* decreased its area. In the lower part, *Quercus* dominated at the beginning of this period, while *Picea*, *Abies* and *Betula* were fairly well represented later, between ca. 3500 and 3000 y.B.P. The vegetation of the bogs usually comprised Cyperaceae, Umbelliferae, Liliaceae and *Artemisia*. In the Yutomuraushi bog, ponds with *Menyanthes* were scattered during the early stage of this period.

3) ca. 2000 y.B.P.—present (Zone Po-I, Zone Yu-I)

An increase in *Picea* and a decrease in *Quercus* were noted. This would imply that the climate was cooler and wetter during this period.

1) 1985 年 10 月 24 日受付。1985 年日本第四紀学会にて発表。

2) 北海道大学大学院環境科学研究科 Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University

3) 北海道大学理学部地質学鉱物学教室 Department of Geology and Mineralogy, Hokkaido University

I. はじめに

北海道中央高地、大雪山は第四紀安山岩質熔岩からなり、全体として台地状の地形を呈し、主稜部には平坦面が広く形成されている。また、これらの平坦面はしばしば地すべりによって切られ、大雪山周辺には大規模な地すべり地が形成されている。このような平坦面上や地すべり地内の凹地には泥炭が堆積し、湿原が発達している。すでに筆者らは、これらの湿原のうち南西部の沼ノ原と中央部の緑の沼において湿原堆積物の採取を行い、その層序学的検討、花粉分析および ^{14}C 年代測定、さらに地形学的検討も合わせて、これらの湿原の起源とその植生変遷とを明らかにしてきた(五十嵐・高橋, 1985)。その結果、熔岩台地上に発達した沼ノ原湿原と地すべり地内の凹地に発達した緑の沼湿原とでは湿原成立のための地形条件が明らかに異なっており、形成開始時期にも違いが見られた。また、花粉分析の結果、植生変遷もそれぞれの地域で異なった特徴が見られ、沼ノ原の場合には約 4000 y.B.P. 以降の冷涼湿潤な気候条件が、緑の沼の場合には約 1300 y.B.P. 以前の地すべり発生に関連する地形条件が湿原の成立に大きく関与しているという結論を得た。

このように大雪山における湿原の起源と植生変遷の一端が明らかになったが、本地域の環境変遷の全体像を解明するためには、このほかの湿原についても形成時期や形成環境について検討を加え、より多くの資料を蓄積する必要がある。

筆者らは、その後さらに2つの湿原の起源と植生変遷について前稿(五十嵐・高橋, 1985)と同様に地形と植生の観点から検討を加えたのでここに報告する。本研究で対象とした湿原は、大雪山南西部のユートムラウシ湿原と中央部の凡忠別岳^{ボン}東方湿原である(図1)。

II. 地形

A. ユートムラウシ湿原とその周辺(図2, 写真1)

大雪山南西部には複輝石安山岩の黄金ヶ原熔岩が分布し(国府谷ほか, 1968)、標高 1400~1800 m 弱のきわめて平坦な地形面を形成している。この地形面は南から北へ 5° 前後で緩く傾き、その先端は河川侵蝕をうけて急崖を呈している。一方、南側はユートムラウシ川の谷頭部にあたり、地すべりを含む崩壊によって平坦面が切られ、比高数 10~100 m に及ぶ急崖となっている。この急崖部は冬季卓越風の風背斜面となっているため積雪量が多く、例年8月中旬過ぎまで残雪がある。ユートム

図1 調査地域

A: ユートムラウシ湿原(図2)

B: 凡忠別岳^{ボン}東方湿原(図5)

図2 ユートムラウシ湿原周辺の地形図
(2万5千分の1地形図: トムラウシ山)

図 3 ユートムラウシ湿原周辺の地形分類図と地形断面図

a : 山頂平坦面, b : 小丘, c : 崖錐および砂礫地, d : 湿地, e : 主要な崖, f : 小崖, g : 池および水路, h : ガリー, i : 試料採取地点
断面図の網目部は図 4 に示す地形・表層地質断面の位置

写真 1 ユートムラウシ湿原とその周辺

ラウシ川の谷頭部一帯は面積約 50 ha の南東に開いた凹地形を呈している。この凹地は標高 1600~1750 m にあり、森林限界をこえている。ユートムラウシ湿原の主要部はこの凹地の下半部である。ところで、国府谷ほか (1968) はこの凹地をカル地形として記載しているが、その根拠は不明確であり、真偽のほどは未解決のままである。ただし、標高 1650 m 付近より上方に限っては形態的にみて明らかに地すべり地であり、黄金ヶ原南縁の弧状の平面形を持った急崖とそれに対応する斜面下方の複数の滑落ブロックとは地すべり地形を特徴づけている。それぞれのブロックは幅数 10 m、長さ 100~200 m 程度である。いくつかのブロックでは斜面上方に向いた面がきわめて平坦であり、黄金ヶ原の原面をそのまま留めているものと考えられる。このことは崩壊の様式がス

ランプ状の地すべりであることを示している。縦断面形 (図 3) を見ると斜面の上下方向に複数のブロックが認められ、数回の地すべりによって現在の地形が作られたと考えられる。標高 1650 m より下方では起伏の小さい緩斜面が約 450 m 続き、その先には比高 10 数 m の小丘がある。この小丘は東西方向に延びており、幅約 150 m、長さ 400 m 以上に及んでいる。この小丘の規模は、上方斜面に存在する地すべりブロックよりも幅、長さともに大きく、連続性があり、形態も明らかに異なっている。この小丘は一面ササ属とハイマツに覆われていて、これを構成する物質が確認できないため、その成因は不明である。標高 1650 m 以下の緩傾斜面には泥炭層が形成され、湿原が発達している (図 4)。ここは今回の調査の主要部であり、後述するボーリング地点でもある。ここでは顕著な地形的特徴は見られないが、その中央部でやや起伏に富み、いわゆるケルミ、シュレンケ (阪口, 1980) が形成されている。一部は湛水シュレンケとなっている。このほかユートムラウシ湿原には池塘も点在している。

B. 凡忠別岳東方湿原 (図 5, 6, 写真 2)

大雪山中央部の忠別岳 (1963 m) から凡忠別岳 (1821 m) に至る稜線部は、凡忠別岳熔岩と呼ばれる更新世の複輝石安山岩からなっていて (国府谷ほか, 1968)、きわめて平坦な地形を呈している。標高は忠別岳を最高として、おおむね 1800 m 前後である。

図 4 ユートムラシ湿原主要部の地形・表層地質断面図
断面位置は図 3 に表示

図 5 凡忠別岳東方湿原周辺の地形図
(2万5千分の1地形図: 白雲岳山)

本研究で対象とした湿原は凡忠別岳東方の鞍部の北向き斜面に発達したものであり、忠別川支流の谷頭部にあたる。森林限界上の標高 1690~1750 m に位置し、面積約 32 ha に及ぶ。全体としてやや凸型の縦断形を示し、平均傾斜は約 5.7° である。この付近は冬季には一面積雪に覆われ、いくつかの小凹地では7月下旬まで残雪が見られるが、ほとんどの場所では7月中旬までに消雪する。ただし、この湿原の西側、凡忠別岳東側斜面は冬季卓越風の風背斜面にあたるため積雪量が多く、8月中旬過ぎまで残雪がある。そのためここは植生が発達せず岩塊斜面となっている。

写真 2 凡忠別岳東方湿原

湿原上にはいくつかの特徴的な微地形が見られる。1 つはガリーである。多くの場合、ガリー頭部には凹地や池塘がある。ガリーの形態は一般に幅に比較して深さが大きい。ガリー壁は垂直に近く、縁部は明瞭で、横断型は函型を呈するものが多い。ガリーの発生は泥炭層中に生じた垂直方向の亀裂として認められることが多い。2 つめとして微小な凹凸あるいは階段状の地形がある。これらはいわゆるケルミ、シュレンケであり、湿原中央部を中心に西半部に主として分布している(図6)。図7は湿原中央部のケルミ、シュレンケが分布する地域の縦断面である。これによるとケルミ(凸部)の比高はその前面で数 10 cm~1 m 程度であり、シュレンケ(凹部)の大きさは最大のもので幅 5 m 弱、小さいものでは幅数 10 cm 程度のものである。断面図の上部3分の1くらい所に池塘がある。この池塘は直径約 8 m のほぼ円形をしており、水深は約 30 cm である。この水は9月にはいっても干上がることはなくほぼ一定の水位を保っている。この池塘より上位にあるシュレンケは夏季でも常時満水しているものが多いが、下位のものは降雨時以外は干上がっている。なお、池塘の下側からはガリーが派生しており、池塘から溢れ出た水はこのガリーより流出

図 6 凡忠別岳東方湿原

a : シュレンケ, b : 岩塊斜面, c : 小崖, d : ハイマツ群落, e : 試料採取地点, f : 図 7 の断面位置

図 7 凡忠別岳東方湿原主要部の地形・表層地質断面図
断面位置は図 6 に表示

している。

以上の微地形のほか、比高数 m 程度の小崖、ソリフラクショナルロープ状の岩塊地形なども見られる。

III. 湿原堆積物と ^{14}C 年代

A. ユートムラウシ湿原

ユートムラウシ湿原では厚さ数 10 cm から 190 cm に及ぶ泥炭層が発達している (図 4)。特にその中央部で厚く、地表面ではケルミ、シュレンケの形成が見られる。泥炭層基底下には一般に数 cm の厚さの粘土あるいはシルトの薄層があり、その下は粗粒な砂礫層となっている。いずれもこの付近の地質を構成している安山岩質熔岩の風化物である。

泥炭層中には 3 枚の火山灰層が挟在している。これらの火山灰は五十嵐・高橋 (1985) で報告した高根ヶ原 a, b, c, d (Tk-a, b, c, d) のうちの Tk-a, b, c である。このうち最上位の Tk-a は地表面下約 10~20 cm のところに数 cm の厚さで堆積し、ほぼ全域にわたって分布している。また、Tk-a の二次堆積物も見られる。一方、Tk-b, c は元来厚さが 1 cm 以下と薄いため、堆積後の布状流などによって削剝されたような所も多く、断片的にしか認められない。Tk-b の場合は Tk-a との

間に厚さ 1 cm 以下の泥炭層を挟んで見出されることが多いが、Tk-c の場合は深さ 25~50 cm の間ではほぼ見出される。

花粉分析と ^{14}C 年代測定用の試料採取のため図 4 の断面の中央部におけるケルミ 前面でボーリングを行った (Loc. 1)。ここでは泥炭層が約 190 cm の厚さで堆積し、その下は砂礫層となっている (図 8)。この境界付近では、泥炭層は比較的分解が進んでおり、一方、砂礫層は風化して粘土質あるいはシルト質となっている。泥炭層中には上記の 3 枚の火山灰層が認められる。地表面から深度 8~10 cm に Tk-a, その下 1 cm 程度の泥炭層を隔てて厚さ約 0.5 cm の Tk-b, 深度 21 cm に厚さ約 0.5 cm の Tk-c がそれぞれ堆積している。 ^{14}C 年代測定にはピートサンプラーの構造上基底部の泥炭が採取できず、深度 175 cm のところの泥炭を用いた。その結果、 4620 ± 40 y.B.P. (KSU-913) という値が得られた。したがって、この地点の泥炭層の平均堆積速度は 0.38 mm/y となる。このことから深度 190 cm の泥炭層基底部の年代は約 5000 y.B.P. と見積ることができる。

B. 凡忠別岳東方湿原

凡忠別岳東方湿原では図 7 の断面の位置において最大

図 8 ユートムラウシ湿原堆積物の主要花粉組成図 (図中の年代欄の星印は推定年代)

220 cm の厚さの泥炭層が堆積している。ケルミ、シュレンケが発達している部分では相対的に泥炭層は厚いが、それ以外の部分では一般に薄く、1 m をこえる所は少ない。本湿原全域についてもほぼ同様である。

泥炭層基底には厚さ数 cm の粘土質あるいはシルト質の薄層があり、その下は粗粒な砂礫層へと移行している。また、本湿原内にあるガリー中の堆積物断面では粗粒な砂礫層の下に径数 10 cm の角礫あるいは亜角礫からなる礫層が確認されている。ほとんどのガリー底でこのような礫層が確認されることから、本湿原の泥炭層下には角礫・亜角礫層が広範囲に分布しているものと考えられる。

泥炭層基底部は一般に分解が進んでいる。本地域でも泥炭層中に Tk-a, b, c の火山灰層を確認した。図 7 の断面ではこのうち Tk-a がほぼ地表面下 10 cm 以内のところに連続的に見出され、厚さ 2~4 cm で堆積している。ただし、シュレンケの部分では一般にその厚さは厚く、10 cm に達するところもある。これらの部分では表層の泥炭層中に二次的堆積とみられる Tk-a の混入もある。Tk-b は Tk-a との間に厚さ 1 cm 以下の泥炭層を挟んで見出される。Tk-b の厚さはほとんど 1 cm 以下と薄く、場所によっては Tk-b が欠落しているところもある。Tk-c は多くの場合、地表面下 20~40

cm の間に見られ、厚さはせいぜい 1 cm 程度である。Tk-c は 3 つの火山灰層のうちでは最も連続性が悪いが、ごく一部では 2 層 (c_1 , c_2) 確認される。このことは五十嵐・高橋 (1985) の緑の沼周辺の場合と同様である。このほか、図 7 の断面下端では泥炭層の基底付近に厚さ約 2 cm の軽石層が挟在している。この供給源その他については不明である。以上の火山灰層のほかに泥炭層中には一部に厚さ 1~3 cm 程度の砂の薄層が挟在しているが、顕著なものは見られない。

花粉分析および ^{14}C 年代測定用の試料採取のため断面図 (図 7) の上部約 3 分の 1 の地点 (Loc. 2) でボーリングを行った。この地点は池塘前面のケルミ状の高まりである。ここでは泥炭層が 220 cm の厚さで堆積し、その下に厚さ 6 cm の粘土層がある。さらに、その下は礫層となっている (図 9)。泥炭層中には深度 10~10.5 cm に Tk-a が、その下 11.5~12 cm に Tk-b が、また 34~35 cm に Tk-c が挟在している。さらに、深度 130 cm には厚さ数 mm の砂層が見られる。

^{14}C 年代測定には深度 130 cm と 220 cm の地点の泥炭を用いた。その結果、深度 130 cm の泥炭で 3800 ± 40 y.B.P. (KSU-914), 220 cm の泥炭で 7540 ± 65 y.B.P. (KSU-915) という値が得られた。したがって、泥炭層の平均堆積速度は深さ 220~130 cm で 0.24 mm/

図 9 凡忠別岳東方湿原堆積物の主要花粉組成図 (図中の年代欄の星印は推定年代)

y, 130~0 cm で 0.34 mm/y, 全体では 0.29 mm/y ということになる。

IV. 花粉分析

A. 試料および分析方法

ユートムラウシ湿原の Loc. 1 と凡忠別岳東方湿原の Loc. 2 において、ピートサンプラーにより泥炭を採取し、コア約 5 cm を 1 試料として合計 76 点を分析した。分析方法, 出現率の算定方法は五十嵐・高橋 (1985)

に従った。

B. 分析結果

産出した花粉・胞子のうち出現頻度の高いものは花粉組成図 (図 8, 9) に示し, 出現の稀な花粉・胞子は表 1, 2 に百分率で示してある。

1. Loc. 1; ユートムラウシ湿原 (図 8, 表 1)

Picea と *Quercus* の増減に注目して下位から次の 2 花粉帯に区分した。

1) Yu-II 帯 (深度 60~187 cm)

表 1 ユートムラウシ湿原堆積物中の

Sample number	<i>Fagus</i>	<i>Prunus</i>	<i>Hydrangea</i>	<i>Ostrya</i>	<i>Araliaceae</i>	<i>Sorbus</i>	<i>Salix</i>	<i>Phellodendron</i>	<i>Viburnum</i>	<i>Acer</i>	<i>Ilex</i>	<i>Ligustrum</i>	<i>Corylus</i>	<i>Carduoideae</i>	<i>Gramineae</i>	<i>Rosaceae</i>	<i>Thalictrum</i>	<i>Ranunculaceae</i>
1	0.7													0.6	0.4	0.6		
2																		
3					0.3		0.7	0.3										
4									0.4							0.8	0.4	
5							0.4	0.4		0.9					1.4	1.4		
6																		
7																		
8											0.5			0.4		0.4		
9					2.0									0.4	0.4			
10	0.8									0.8				0.3	0.6	0.3	0.3	
11			0.4		0.8			0.4						0.4	0.4		0.4	0.4
12				1.3						0.4					0.7	1.1	0.3	
13																0.3	0.7	
14							0.4			0.4							2.0	1.0
15	0.4						0.4	0.4						0.8			1.2	
16	0.5							0.5		1.5		0.5		0.8		1.2	0.8	1.2
17			0.5							0.5				0.4				0.8
18			0.5			0.5		0.5		0.5				1.6	0.8	0.4	0.4	
19	0.6		0.3			0.3								0.3	0.3			0.3
20										1.3					1.1	1.1	1.8	
21					0.5					0.5				0.4			0.4	0.4
22																	0.4	0.9
23														1.1	0.4	0.4	0.4	0.8
24	0.4									0.8				1.3	1.3	0.6	1.6	
25							0.5			1.0						2.7		0.4
26					0.4	1.2					0.4				0.8			0.4
27				0.8			0.4			0.4			0.4	0.4		1.2	0.4	
28										0.5			0.5	0.5		1.3	0.5	
29		0.4						0.8						0.6		3.1		0.3
30	0.9						1.3							0.4		2.1	1.8	0.4

本帯を通じて *Quercus* が最も高率で出現するが、中部から上部へ減少の傾向がみられる。一方、*Picea*, *Abies*, *Betula* は中部から上部へ漸増する。*Pinus*, *Juglans*, *Ulmus*, *Alnus*, *Carpinus*, *Fraxinus* は 8% 以内ではほぼ全層準から産出する。草本類では下部で *Menyanthes*, 中部で *Liliaceae* が多く、Yu-II 帯を通じて *Cyperaceae*, *Artemisia*, *Umbelliferae* を多産する。シダ類は少ない。草本・シダ類の全花粉・胞子に占める割合は 7~25% (平均 14.8%) である。

2) Yu-I 帯 (深度 0~60 cm)

Picea が急増し、かわって *Quercus* が減少する。この傾向は特に本帯下部で顕著に現れている。*Pinus* と表層の試料 1 を除く *Betula* の出現率は Yu-II 帯とほぼ同じだが、*Abies* は若干増加している。その他の広葉樹は Yu-II 帯より減少している。草本類は *Cyperaceae* が前帯同様多いが、*Artemisia*, *Umbelliferae* は減少し、*Liliaceae* は含まれない。草本・シダ類の全花粉・胞子に占める割合は 2~19% (平均 8.3%) と前帯より減少し

産出の稀な花粉・胞子の出現率 (%)

<i>Polygonum</i>	<i>Lysichiton</i>	<i>Drosera</i>	<i>Chenopodium</i>	<i>Sparganium</i>	<i>Geranium</i>	<i>Campanulaceae</i>	<i>Urtica</i>	<i>Cruciferae</i>	<i>Galium</i>	<i>Sanguisorba</i>	<i>tricolporate</i>	<i>Equisetum</i>	<i>Lycopodium</i>	<i>Osmundaceae</i>	monolete	<i>Sphagnum</i>	NAP+Spores Total	Pollen zone
0.7		0.2					0.6		0.4		1.2	0.8	0.2	0.4			19	Yu-I
											1.0						2	
		0.4													0.4		4	
0.3								0.3			1.4						11	
														0.5			19	
							0.5					0.5			0.5		1	Yu-II
																	2	
0.4											0.4	0.4					8	
													0.4	0.4	0.4		7	
			0.3														25	
				0.4					0.4								13	
										0.3	1.9	0.3		0.3	0.7		14	
											1.0						7	
	0.3						0.3				0.7				0.3		20	
			0.4	0.4					0.8		0.8		0.4	0.4			16	
0.4											1.2				0.4		16	
					0.4		0.8				1.5					2.3	16	
			0.4				0.4	0.4	0.4		6.6				0.8		22	
																	7	
	0.3										0.7						14	
0.4		0.4							0.4								18	
																	10	
	0.8					0.4					1.1				0.7	0.3	14	
	0.3			0.3		0.3	1.0				1.6				0.3		21	
		0.4	0.4								1.6				0.8	0.8	21	
		0.4									2.0						12	
							0.4				0.8						10	
0.5											2.2				0.9		13	
										0.3	1.0						17	
0.7	0.4						0.4				1.8	0.4		0.4	1.1		19	

表 2 凡忠別岳東方濕原堆積物中の

Sample number	<i>Fagus</i>	<i>Prunus</i>	<i>Hydrangea</i>	<i>Ostrya</i>	<i>Araliaceae</i>	<i>Fraxinus</i>	<i>Myrica</i>	<i>Sorbus</i>	<i>Salix</i>	<i>Rhus</i>	<i>Euonymus</i>	<i>Geranium</i>	<i>Thalictrum</i>	<i>Polygonum</i>	<i>Chenopodium</i>	<i>Sparganium</i>	<i>Urtica</i>	<i>Sanguisorba</i>	<i>Ranunculaceae</i>
1												0.8	0.4	0.4				0.4	0.4
2												0.4			0.4		0.4		
3	0.4											0.4	0.4			0.8	2.9		0.4
4		0.7											0.3		0.3	0.3			
5												0.8	0.4						
6	0.4		0.4	0.4								0.3	0.3			0.3			
7															1.1		0.7		
8					0.5							0.5		0.5		0.5			
9	0.4		0.4	0.4	0.4								0.4	0.4		0.4	0.4		0.4
10												0.2							
11					0.4												1.1		
12						0.3							0.6				0.3		
13					0.5		0.5	0.5				1.2							
14						0.4		0.4				0.3					0.3		
15			0.3		0.3			0.6							0.3				
16					0.3			0.3					0.7			0.2		0.2	
17												0.3	0.3	0.3	0.3		0.7		
18				0.8						0.4			0.4	0.4					
19			0.4		0.4								0.7	0.3	0.7				
20										0.5							0.4		
21													0.4		0.4				
22													0.4						
23															0.9				
24			0.4		0.8				0.4							0.8	0.8		
25										0.4							0.4		
26													0.8			0.4	0.8		
27		0.6					0.7					0.3						0.3	
28	0.6					0.6									0.5				
29													0.5						
30																			
31															0.4				
32					0.4				0.4			0.7	0.7						0.7
33			0.6	0.6								1.5	0.5			0.5			
34									0.5			1.7							
35	0.5									0.5		1.2	1.2						0.4
36												0.4	1.2	0.4				0.4	
37	0.5											0.4			0.4				0.4
38					0.5			0.5					1.1	0.4					
39		0.6											0.4		0.4	0.4			
40				0.5			1.0	0.5					0.2	0.2		0.6			
41														0.4					
42					0.4							0.9	0.6	0.3					1.2
43		0.6	0.6						0.3			0.2	0.6						0.2
44					0.5														
45												0.3			0.6				
46	0.4								0.4		0.4		0.3						0.3

産出の稀な花粉・胞子の出現率 (%)

<i>Drosera</i>	<i>Lysimachia</i>	Campanulaceae	<i>Polemonium</i>	Cruciferae	Saxifragaceae	Leguminosae	Labiatae	<i>Plantago</i>	<i>Daphne</i>	Cichorioideae	<i>Galium</i>	Valerianaceae	tricolporate	<i>Equisetum</i>	<i>Lycopodium</i>	<i>Selaginella</i>	<i>Sphagnum</i>	NAP + Spores Total	Pollen zone
0.4										0.4			0.8				1.2	10	Po-I
0.3													0.7				0.3	16	
			0.4								0.4							15	
				1.1														10	
	0.4																	7	
																		7	
																		10	
											0.5		0.4				0.4	8	
						0.4					0.4		2.2	0.4			0.7	21	
					0.3								1.4					3	
													1.1					17	Po-II
													1.9				0.8	18	
													1.2		0.4			15	
													1.2		0.3			17	
								0.3					0.6	0.2				9	
			0.3										1.0					14	
											0.4		0.7			1.1		21	
													0.8					20	
0.8								0.4					0.7				1.3	20	
													4.4					18	
				0.4														9	Po-III
																		20	
	0.4												0.9				0.4	9	
													2.1				1.1	20	
													1.1					13	
													0.8					17	
								0.5					2.2		0.3	0.3		12	
													0.5					18	
0.4				0.8									0.5		1.4			9	
													1.7					13	
													0.4					5	Po-III
													1.1				1.5	16	
															1.5			18	
								0.4					1.7		0.8	0.8		10	
												0.4						17	
													3.2		2.3		0.4	20	
0.4																0.4		17	
																1.1	0.4	21	
														0.4	1.3		0.4	25	
													1.0	45.5				57	
		0.4									0.2		0.4					15	Po-III
		0.8							0.4										
													0.9	0.9	0.3			15	
											0.4		1.6	3.8	0.4		0.4	38	
								0.3			0.3	0.3	0.9	2.2	0.3		0.3	37	
													2.7	2.4	0.3			28	
													2.0	0.9	1.7			26	

ている。

2. Loc. 2; 凡忠別岳東方湿原 (図9, 表2)

出現率の高い樹木花粉の消長に注目して, 下位から次の3花粉帯に区分した。

1) Po-III帯 (深度 152~230 cm)

Pinus と *Juglans* が上位の2帯に比べ多い。*Picea* は増減をくり返して不安定な出現傾向を示す。*Quercus* は *Picea* と逆の関係で増減をくり返しつつ本帯上部へ増加傾向を示す。このほか *Ulmus*, *Alnus*, *Phellodendron* が僅かながら恒常的に含まれる。草本類は挺水植物の *Menyanthes* のほか *Umbelliferae*, *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Lysichiton* といった湿原性の草本類と *Rosaceae*, *Artemisia*, *Carduoideae*, *Epilobium* などの高山草原要素および *Equisetum*, *Osmundaceae*, monolet 型のシダ孢子を多産する。なお, *Epilobium* の花粉は塊状となって出現する。草本花粉・シダ類孢子の全花粉・孢子に占める割合 (表2) は 10~57% (平均 24.0%) で他の2帯に比べ高い。

2) Po-II帯 (深度 70~152 cm)

Po-III帯で優勢の *Pinus*, *Juglans* が減少し, かわって *Quercus* が増加する。*Picea*, *Abies* は安定して出現する。*Betula* は前帯より若干減少するが, 上部で再び増加する傾向を示す。その他 *Alnus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Acer* は僅かだが恒常的に含まれる。草本・シダ類では Po-III 帯に比較して *Rosaceae*, *Menyanthes*, シダ類が減少し, *Cyperaceae*, *Umbelliferae* と *Liliaceae* が増加する。*Epilobium* は消える。草本・シダ類の全花粉・孢子中の割合は 5~20% (平均 14.5%) で Po-III 帯より低い。

3) Po-I帯 (深度 0~70 cm)

Picea が急増して最も優勢となる。*Abies* も若干増加する。*Betula* は前帯と変わらないが, *Quercus*, *Pinus*, *Juglans* は前帯より減少する。その他, *Ulmus*, *Alnus* が比較的多く含まれる。草本類は Po-II 帯同様 *Cyperaceae*, *Artemisia* が多いが, *Umbelliferae* と *Liliaceae* は減少する。草本・シダ類の全花粉・孢子に占める割合は 3~21% (平均 12.4%) で前帯よりさらに減少する。

V. 論 議

A. 調査地域の現植生と表層試料の花粉組成との関連性

ユートムラウシ湿原と凡忠別岳東方湿原の周辺地域の現植生 (五十嵐ほか, 1981) は図 10, 11 に示す通りである。前述したように両湿原とも森林限界より上方にある。湿原の周縁には高山雪田群落, 湿原周辺の乾燥地に

図 10 ユートムラウシ湿原周辺の植生図 (五十嵐ほか, 1981 より作図)

a: エゾマツ・トドマツ林, b: ミヤマハシノキ林, c: ダケカンバ林, d: 上部針広混交林, e: 高山嫌雪低木群落 (ハイマツ・コケモモ群落), f: 高層湿原, g: 高山雪田群落, 高山風衝地矮性低木群落, チシマザサ群落複合体を含む

図 11 凡忠別岳東方湿原周辺の植生図 (五十嵐ほか, 1981 より作図)

凡例は図 10 と同じ

表 3 Loc. 1, 2 の表層試料中の主要樹木花粉の出現率と両地域における主要樹種の森林としての分布限界 (館脇, 1949) との高度差

主 要 樹 種 () 内は属または目	Loc. 1 の表層 試料中の出現率 (%)	忠別川・辺別川流域 の分布限界と Loc. 1 との高度差 (m)	Loc. 2 の表層 試料中の出現率 (%)	美瑛川流域の分布限界 と Loc. 2 との高度 差 (m)
ハイマツ (<i>Pinus</i>)	3.6		9.0	
ウラジロナナカマド (<i>Sorbus</i>)	0	0	0	0
コケモモ (<i>Ericales</i>)	0		0.2	
エゾマツ (アカエゾマツ) (<i>Picea</i>)	42.7	555 (285)	22.2	535 (185)
ミヤマハンノキ (<i>Alnus</i>)	4.9		2.4	
トドマツ (<i>Abies</i>)	12.9	385	8.5	185
ダケカンバ (<i>Betula</i>)	13.8	335	40.0	135
ミズナラ (<i>Quercus</i>)	18.2		13.5	
オニグルミ (<i>Juglans</i>)	0.9	1095	1.9	995
シナノキ (<i>Tilia</i>)	0		0.2	
ハルニレ (<i>Ulmus</i>)	2.2		1.0	
サワシバ (<i>Carpinus</i>)	0.9	1185	0.2	
ヤチダモ (<i>Fraxinus</i>)	0	825	0.4	

はハイマツ, ウラジロナナカマド, コケモモを主とする高山雪帯低木群落が見られる。両湿原周辺の現生植物の調査結果 (館脇, 1949) からみて, 試料中の主要樹木花粉は表 3 に示した樹種から由来したものが含まれるとみてよからう。

森林限界より上部における花粉の散布は, 山岳気象の特性からみて森林帯や低地の場合と異なる。山岳の森林帯の表層堆積物中に含まれる花粉は各々の森林帯の優占種によって特徴づけられるが, 高山帯ではそれより下位の森林帯で生産された風媒花粉がかなり出現する (SOHMA, 1957; TSUKADA, 1958)。表 3 は Loc. 1, 2 における表層試料中の主要樹木花粉の樹木全体に占める出現率, およびそれら樹木の森林としての現在の分布限界 (館脇, 1949) と調査地との高度差を示したものである。表層試料中の花粉群集のうち現在試料採取地点周辺に分布するハイマツ, ウラジロナナカマド, コケモモに由来するとみられる花粉は, あわせて全体の 10% 以下であり, 他は下位からの飛来花粉である。ハイマツの出現率は八甲田山 (YAMANAKA, 1968; 守田, 1981) や北アルプス (塚田, 1967) のハイマツ帯に比べ異常に低いことが注目される。表 3 で Loc. 1 と Loc. 2 における *Betula* (主としてダケカンバと推定される) とエゾマツあるいはアカエゾマツの出現率の大きな違いは, 高度差よりも両湿原の西方下部に占めるダケカンバ林と上部針

混交林の分布面積 (図 10, 11) の違いに対応しているとみられる。*Quercus* (主としてミズナラと推定される) は針葉樹林帯の混交種および山地広葉樹林の主要構成種であることから, 他の *Juglans*, *Tilia*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Fraxinus* よりも出現率が高い。これらの大雪山に分布する樹種のほかに遠距離飛来花粉も含まれている。調査地より約 250 km 南西の黒松内低地帯を分布の北限とするブナが数層準に 0.9% 以内で混入している。中村 (1968) は黒松内低地帯より 200 km 東北東の地点における後氷期堆積物中にブナ花粉がどの程度混入するかを調査しているが, 混入率は 0.28% である。また, 黒松内低地帯の約 100 km 東方の苫小牧における 1978~1982 年の空中花粉調査では, ブナ花粉は全樹木花粉中 3% 以内で含まれる (IGARASHI, 1979; 五十嵐, 未公表)。このことからみて, 大雪山のブナ花粉は飛来したものとみられる。このように高山帯の花粉群集は, 現地性のものも含むが湿原周辺の下部斜面より飛来したものが大部分を占めており, 大雪山地域一帯の植生をほぼ反映しているものとみてよからう。

B. 植生の変遷

最終氷期の極相期から晩氷期における北海道の低地植生をみると, 大雪山の約 70 km 西北西の秩父別 (標高 40 m) では, 極相期にハイマツとヒメカンバを混じるカバノキ属を主とする亜寒帯林上限の park land 植生

が成立していた。晩氷期にはカバノキ属を主としエゾマツ、アカエゾマツ、トドマツの優勢な亜寒帯林に移行し、ハイマツは減少しはじめた(中村, 1968)。一方、秩父列より約 90 km 南西の石狩平野では、極相期にはグイマツとエゾマツあるいはアカエゾマツを主とし、トドマツを混じえる亜寒帯林が発達した。晩氷期の資料は乏しいが、晩氷期最末期の花粉組成からみて、グイマツが減少しエゾマツあるいはアカエゾマツ、トドマツを主とする針葉樹林へと移行したと推定される(五十嵐・熊野, 1981)。

このような低地での植生の分布パターンから、大雪山のような山岳地帯では氷期に森林限界が降下し、高山帯が大規模に拡大したであろうことは容易に推定される。晩氷期以降は気候の回復にともなって低地の高山帯要素は北方へ後退するか山岳地帯へ移動したと推定される。本調査では極相期から晩氷期にかけての試料は得られなかったが、凡忠別岳東方湿原では完新世初頭にさかのぼる試料が得られ約 7500 年間の植生変遷が次のように明らかとなった。

1) 約 7500~5000 年前 (Po-III 帯)

完新世の気候温暖化により、氷期において高山帯であった地域への森林の分布拡大が推定される。しかし、山岳上部には最終氷期に形成された岩塊斜面が広く分布していたと考えられ、容易に森林が侵入することはできなかったであろう。この点ハイマツは岩塊斜面に対して森林より分布の可能性が高いことから、山岳上部の潜在的森林領域で優占してハイマツ帯を形成し(沖津, 1985)、その分布域は現在より広がったとみられる。ダケカンバも現在より若干優勢に分布した。下部斜面ではエゾマツあるいはアカエゾマツが、新たに山岳部に侵入した *Quercus* と競合して増減をくり返した。一方、トドマツは 7500 年前から現在まで分布に殆んど変化は認められない。*Juglans* は沢沿いに現在の分布限界(標高 640 m)をこえて上方まで分布したとみられる。凡忠別岳東方湿原の Loc. 2 では *Menyanthes* の茂る池塘が生じた反面、周辺には *Rosaceae*, *Artemisia*, *Carduoideae*, *Epilobium* および *monolete* 型のシダ類などからなる高山草原が現在より広く発達していた。

2) 約 5000~2000 年前 (Po-II 帯, Yu-II 帯)

Loc. 2 周辺では約 5000 年前からハイマツが減少しはじめ、約 2000 年前には現在のハイマツ帯の分布域まで縮小した。一方、*Quercus* はエゾマツあるいはアカエゾマツより優勢となり、分布の垂直幅も現在より拡大したと推定される。しかし、約 3000~3500 年前に *Que-*

rcus は減少しはじめ、エゾマツあるいはアカエゾマツ、ダケカンバ、*Alnus* が増えはじめた。湿原周辺では *Cyperaceae*, *Umbelliferae*, *Liliaceae* が増加した。

ユートムラウシ湿原の Loc. 1 周辺ではハイマツ帯は現在と同程度の分布域であったが、下部斜面ではエゾマツ、アカエゾマツ、トドマツは少なく、*Juglans*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Fraxinus* などの広葉樹を伴った *Quercus* 林が凡忠別岳東方湿原の Loc. 2 周辺よりも大規模に分布した。その後、Loc. 2 周辺と同様に約 3000~3500 年前からエゾマツあるいはアカエゾマツ、トドマツ、ダケカンバが徐々に増えはじめ、かわって *Quercus* は減少した。湿原では、はじめ池塘に *Menyanthes* が繁茂したが、のちに *Cyperaceae*, *Artemisia*, *Umbelliferae*, *Liliaceae* が優勢となった。

3) 約 2000 年前~現在 (Po-I 帯, Yu-I 帯)

Loc. 1, 2 とも約 2000 年前からエゾマツあるいはアカエゾマツが急増して、*Quercus* が減少した。ハイマツ帯やダケカンバ林は前時代同様で殆んど変化はみられないが、*Juglans* はじめ温帯性広葉樹は全般的に減少している。約 2000 年前以降の冷涼・湿潤化は今のところ低地では明らかでないが、大雪山の沼の原湿原や他の山岳地帯では認められる(五十嵐・高橋, 1985; MORITA, 1984)。草本類は Loc. 1, 2 とも現在に近づくにつれて減少の傾向を示している。なお、Loc. 2 では湿原のときはじめから現在まで僅かながら *Sphagnum* が恒常的に出現しており、貧栄養性の高層湿原として経過したことがうかがわれる。

C. 湿原の起源と発達

1. ユートムラウシ湿原

前述したように本湿原は地すべり地の前方に発達したものである。図 4 には泥炭堆積前の原地形面の断面を復元した。これによると、現在の泥炭地の表面より原地形面のほうが起伏が大きいが、上方の地すべり地のような顕著な起伏は示していない。泥炭層の厚さと原地形面との対応をみると、原地形面の凹部で泥炭層が厚くなっており、ボーリングを行った断面図の中央部においてそのことは顕著である。花粉分析の結果、本地点で約 5000 年前に *Menyanthes* の繁茂する池塘が成立したことを推定したが、地形的にみてもこの地点(凹部において)池塘が出現したことは十分に考えられる。このように湛水するような地形条件と湿潤環境とが相まって湿原が発生し、約 2000 年前以降の冷涼・湿潤化によって本湿原はさらに発達してきたものと考えられる。泥炭層中には一部に砂の薄層が挟在するが、基本的には泥炭堆積中に周

辺部から本湿原への顕著な土砂流入はなかったものと考えられる。地形的に注目されることとして、凹地に厚く堆積した泥炭層の表面に発達するケルミ、シュレンケがある。ただし、現時点ではこのような地表面に見られる微地形と泥炭層の厚さ、あるいは原地形面との関係について結論を出すまでには至っていない。ところで、泥炭層堆積前の原地形であるが、前述したようにその断面形から地すべり、崩壊等の大規模なマスマーブメントによって形成されたとは考え難い。また、熔岩の原面とも考えられない。現在この湿原は森林限界より上方に位置するが、泥炭層が形成され植生が発達しているため周水河作用による砂礫の移動は見られない。しかし、泥炭層堆積前の寒冷な時期には、裸地あるいは植生の疎な地域でソリフラクション等の周水河作用が働いていたことは十分に推定できる。したがって、本湿原の原地形面の凹凸はソリフラクションの結果である可能性がある。

なお、湿原成立に重要な水分の供給源として降雨や霧などが考えられるが、安定した供給源は本湿原北方（黄金ヶ原南縁）の急崖（冬季卓越風の風背斜面）上にある残雪からの融雪水が主要なものである。このことは冬季の風向が極端に異なる限り、現在・過去とも同様であろう。

2. 凡忠別岳東方湿原

^{14}C 年代測定および花粉分析の結果、本地域では約 7500 年前から泥炭層の堆積が始まり、その当時この付近では *Menyanthes* の茂る池塘が生じ、高山草原が広く発達していたことが推定される。泥炭層堆積前の地形断面を図 7 に復元した。これによると、原地形面の凹部で泥炭層が厚くなっており、この部分の地表面でケルミ、シュレンケの発達、池塘の形成がみられる。本湿原でもユートムラウシ湿原同様、原地形面上に湛水し池塘が形成されやすい地形条件があり、そこで泥炭層が発達したことが推定される。

泥炭層堆積開始以後は顕著な土砂の流入はなかった。ただし、部分的な砂層の挟在、Tk-b、Tk-c の欠如、あるいはシュレンケ部での泥炭層層中への Tk-a の二次的な混入などから、湿原内における若干の物質移動があったことは確かである。

原地形面の形成に関してはユートムラウシ湿原の場合と同様に周水河環境下でのソリフラクションが考えられる。本湿原はユートムラウシ湿原よりも標高が高く、地形的にはほとんど稜線近くに位置していることから、泥炭層堆積前にソリフラクションが働いた可能性はさらに強い。また、図 6 には示していないが、前述したように

現地ではソリフラクションロープ状の岩塊地形も認められ、上述の推論を支持している。泥炭層の形成が約 7500 年前から始まっていることから、このようなソリフラクションの作用は泥炭層堆積前の寒冷期（最終氷期）に働き、その結果湿原形成のための地形条件が整えられたものと考えられる。

ユートムラウシ湿原の場合には、主要な水分の供給源を黄金ヶ原南縁の急崖にある残雪に求めたが、本湿原では残雪の大部分が 7 月中旬までに消雪し、周辺部からの融雪水の流入も認められない。したがって、十分な水分の供給源を残雪からの融雪水のみを求めることはできない。ところで、本地域は地形的に鞍部となっているため雲が通りやすく、霧に覆われることが多い。また、降雨量も周辺部に比べて多いと考えられる。このため山頂部に比較して相対的に日射量が少く、地表面からの水分の蒸発がおさえられ、逆に霧や降雨によって水分が供給される。このような現象は本湿原北東方の大雪山中央部高根ヶ原では特に顕著で、本地域よりさらに消雪期が早いにもかかわらず、主稜線近くに湿原が成立している。以上のことから、凡忠別岳東方湿原では降雨や霧などの大気中の水分も湿原を涵養するための重要な水分供給源と考えられる。

VI. ま と め

大雪山南西部のユートムラウシ湿原と中央部の凡忠別岳東方湿原について成立のための地形条件、成立以後の植生変遷、環境変遷を明らかにした。

ユートムラウシ湿原および凡忠別岳東方湿原とも成立のための地形条件は周水河環境下でのソリフラクションによってもたらされたと考えられる。凡忠別岳東方湿原の場合、ソリフラクションによる地形条件が整えられたのは最終氷期である可能性が強い。両地域ともこのような地形形成作用の結果、湛水しやすい地形条件が出現し、その後の気候条件と相まって湿原の成立をみるに至ったと考えられる。現在の湿原にはケルミ、シュレンケ等の微地形が認められるが、これらの成因については不明な点が多い。

なお、両湿原とも泥炭層堆積中には湿原内および周辺部からの顕著な物質移動はなかったものと思われる。

泥炭層堆積開始時期は、ユートムラウシ湿原の場合約 5000 年前、凡忠別岳東方湿原の場合約 7500 年前と異なるが、両湿原ともその初期には *Menyanthes* の茂る池塘が生じていた。約 7500~5000 年前 (Po-III 帯) には山岳上部の岩塊斜面で氷期の名残りのハイマツが優勢で

あった。他方、下部斜面ではエゾマツあるいはアカエゾマツが、気候の温暖化によって侵入してきた *Quercus* と競合し、増減をくり返した。また、凡忠別岳東方湿原では高山草原が広く発達していた。約 5000~2000 年前 (Po-II 帯, Yu-II 帯) にはハイマツ帯は現在の規模に縮小した。下部斜面では始め *Quercus* が優勢であったが、約 3500~3000 年前に *Quercus* に替ってエゾマツあるいはアカエゾマツ、トドマツ、ダケカンバなどが増え始めた。湿原周辺では *Cyperaceae*, *Artemisia*, *Umbelliferae*, *Liliaceae* が優勢となった。約 2000 年前~現在 (Po-I 帯, Yu-I 帯) ではエゾマツあるいはアカエゾマツが急増し、*Quercus* が減少している。この時期は五十嵐・高橋 (1985) でも示したように山岳地帯では気候の冷涼・湿潤化が認められる。

謝 辞

本論をまとめるにあたり、日頃から御指導いただいている北海道大学環境科学研究科門村 浩教授に感謝いたします。また、同研究科伊藤浩司教授には大雪山の植生について有益な御教示をいただいた。京都産業大学山田 治先生には ^{14}C 年代測定をしていただいた。大雪山国立公園園層雲峡博物館館長保田信紀氏には大雪山の生物分布に関して示唆を与えられた。北海道大学環境科学研究科大学院生曾根敏雄氏には現地調査で御協力いただいた。以上の方々に心から御礼申しあげる。おわりに、日頃暖かい励ましと便宜を与えて下さっている北海道大学理学部地質学鉱物学教室加藤 誠教授並びに教室の方々に厚く御礼申しあげる。

引 用 文 献

- 五十嵐恒夫・伊藤浩司・佐藤 謙・柴草良悦 (1981) 大雪山系現存植生図 (I), 北海道。
- IGARASHI, Y. (1979) Pollen incidence and wind transport in central Hokkaido (I). *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, **19**, p. 257—264.
- 五十嵐八枝子・熊野純男 (1981) 北海道における最終氷期の植生変遷. 第四紀研究, **20**, p. 129—141.
- 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**, p. 99—109.
- 国府谷盛明・小林武彦・金 詰祐・河内善平 (1968) 5 万分の 1 地質図幅「旭岳」同説明書. 52 p., 北海道開発庁.
- 守田益宗 (1981) 八甲田山の表層花粉の分布パターンと植生の関係について. 日本生態学会誌, **31**, p. 317—328.
- MORITA, Y. (1984) Preliminary Palynological studies of the moors in the uplands in Hokkaido. *Ecol. Rev.* **20**, p. 237—240.
- 中村 純 (1968) 北海道第四紀堆積物の花粉分析学的研究 V. ウルム氷期以降の植生変遷. 高知大学学術研究報告, 17, 自然科学 3, p. 1—13.
- 沖津 進 (1985) 北海道におけるハイマツ帯の成立過程からみた植生帯構成について. 日本生態学会誌, **35**, p. 113—121.
- 阪口 豊 (1980) 泥炭地の地学. 329 p., 東京大学出版会.
- SOHMA, K. (1957) Pollenanalytische Untersuchungen der Oberflächenproben des Berges Gassan. *Ecol. Rev.* **14**, p. 251—253.
- 館脇 操 (1949) 大雪山の植物. 87 p., 財団法人林友会旭川支部.
- TSUKADA, M. (1958) Untersuchungen über das Verhältnis zwischen dem Pollengehalt der Oberflächenproben und der Vegetation des Hochlandes Shiga. *Jour. Inst. Polytech. Osaka City Univ. ser. D.* **9**, p. 217—234.
- 塚田松雄 (1967) 過去一万二千年間: 日本の植生変遷史 I. *Bot. Mag. Tokyo*, **80**, p. 323—336.
- YAMANAKA, M. (1968) Palynological study of some peat moors in the sub-alpine zone of the Hakkoda Mountains. *Ecol. Rev.* **17**, p. 109—113.