

利尻島南浜湿原及び種富湿原の泥炭形成過程について

高田雅之¹⁾・小杉和樹²⁾・野川裕史³⁾・佐藤雅彦⁴⁾

¹⁾ 〒060-0819 札幌市北区北19条西12丁目 北海道環境科学研究センター

²⁾ 〒097-0401 利尻町杵形字富士見町 利尻島自然情報センター

³⁾ 〒097-8527 稚内市末広5-6-1 環境省稚内自然保護官事務所

⁴⁾ 〒097-0311 利尻町仙法志字本町 利尻町立博物館

Peat Stratigraphy of Minamihama Mire and Tanetomi Mire, Rishiri Island, Hokkaido

Masayuki TAKADA¹⁾, Kazuki KOSUGI²⁾, Hiroshi NOGAWA³⁾ and Masahiko SATO⁴⁾

¹⁾Hokkaido Institute for Environmental Sciences, West 12 North 19, Kita-ku, Sapporo, Hokkaido, 060-0819 Japan

²⁾Informative Center for Natural Environment of Rishiri, Fujimi-cho, Kutsugata, Rishiri Is., Hokkaido, 097-0401 Japan

³⁾East Hokkaido Regional Office for Nature Conservation, the Ministry of the Environment,

5-6-1 Suehiro, Wakkanai, Hokkaido, 097-8527 Japan

⁴⁾Rishiri Town Museum, Senhoshi, Rishiri Is., Hokkaido, 097-0311 Japan

Abstract. Peat analysis and radiocarbon dating by AMS (Accelerator Mass Spectrometry) were conducted at Minamihama Mire and Tanetomi Mire on Rishiri Island, Hokkaido. The results show that Minamihama Mire is 420cm deep with the rate of peat accumulation at 1.37mm/yr and Tanetomi Mire is 100-200cm deep with the accumulation rate at 0.30-0.52mm/yr. The mire formation began approximately 3,000 years BP at both sites, and no volcanic ash was found in the peat. While the dominant vegetation type in the past at Minamihama Mire was Sphagnum type, that at Tanetomi Mire was reed type or sedge type. These findings have proved that these two mires have totally different vegetation and sedimentary histories.

1 はじめに

湿原は北海道の自然環境を構成し特徴づける重要な生態系のひとつであり、低地から高地まで大小150箇所以上の湿原がこれまでリストアップされており、その植生は多様性に富んでいる(富士田, 1997; 富士田ほか, 1997; 橋, 2002)。しかし保全の観点から見ると、大正時代以降現在に至るまで、北海道で約60~70%の湿原が消失し、現存する湿原についても、直接的または間接的な人為的影響を受けているところもあり、また公的な保護措置が必ずしも十分でないなど、その取り巻く環

境は決して楽観的ではない(富士田, 1997; 橋, 2002; 山川ほか, 1999)。

湿原を効果的に保全するためには、何よりもまず自然科学に関する基礎的な情報を得ることが必要であるが(高田, 1997)、北海道の湿原の多くは基礎的な知見が不足しているのが実状である。今回調査を行った利尻島の南浜湿原及び種富湿原についても、これまで富士田(2000)、小杉(1997)、丹羽ほか(2001)、渡辺ほか(2001)の報告が見られるのみであり、ことに南浜湿原に関しては、これまでほとんど調査されてきていない未知の湿原のひと

つである。

そこで利尻島南浜湿原について基礎的な知見を得るため、利尻島自然情報センター（代表：小杉和樹）が中心となって、2004年から実態調査を開始した。本報では、その一環として行った泥炭採取調査及び炭素年代測定（ ^{14}C 年代測定）の結果について報告するものである。なお、種富湿原についても同様の調査を行ったので併せて報告する。

泥炭は分解不完全な植物遺体が堆積したもので（阪口，1974）、北海道に現存する湿原のほとんどは泥炭堆積の上に成立している。泥炭の堆積構造と年代を調べることにより、いつごろ湿原の形成が始まり、どのような植生変遷を経てきたのかといった泥炭形成過程を知る手掛かりを得ることができる。また、鉍物質の有無により火山降灰や氾濫の履歴を推定することにもつながる（阪口，1974）。これら

の知見は、湿原を物理環境と生物環境を併せたトータルな生態系として保全していく上で最も基礎的な情報を提供するものといえる。今回の泥炭調査は、南浜湿原における初めての調査ということで予備的側面が強いが、これを契機として今後さらに本格的な調査が行われ、利尻島形成から現在に至るダイナミックな歴史と自然環境形成のプロセスを明らかにする一助となることを期待するものである。

なお本調査は、「公益信託タカラ・ハーモニストファンド」の平成16年度助成金を利用した利尻島自然情報センターの「利尻島南浜湿原の保全と利用のための科学的調査」と、「利尻礼文サロベツ国立公園連絡協議会」が環境省より受託した「平成16年度重要湿地500「利尻島湿原群」植生調査及び保全対策（外来種除去）事業」の一環として行ったものである。

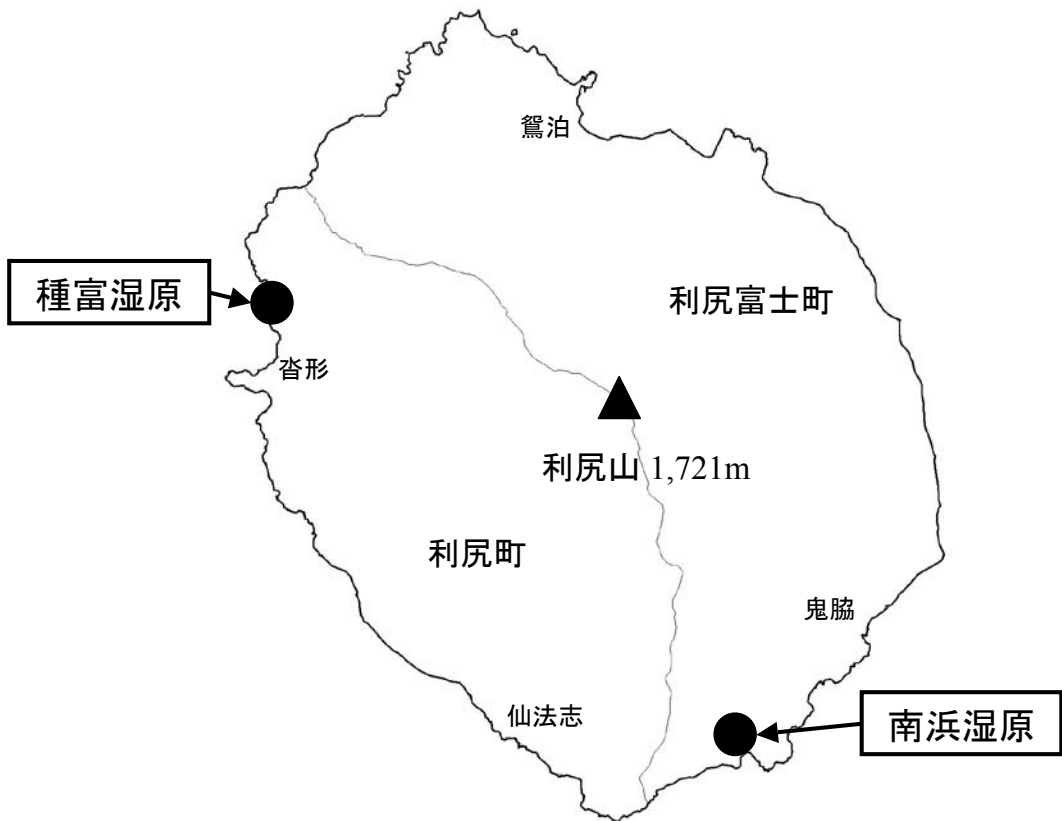


図1. 湿原の位置.

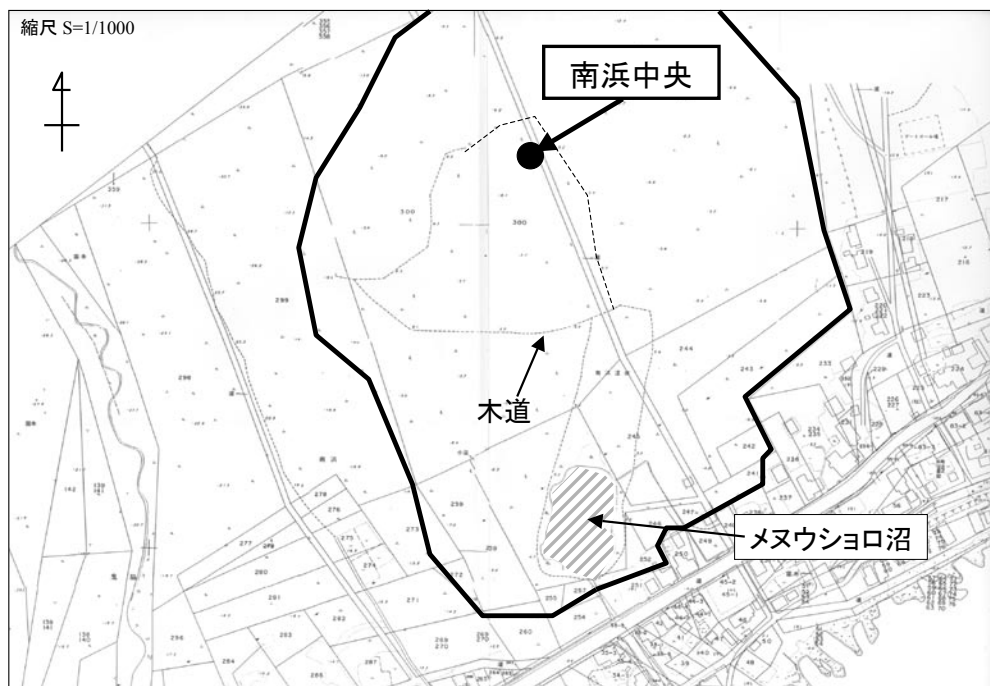


図 2(1). 南浜湿原.

2 調査地の概要

利尻島は北海道稚内市の西方約 30km の日本海に浮かぶ直径約 15 ～ 16km のほぼ円形の島で、その中央に海拔 1,721m の利尻山がそびえる単一の火山島（コニーデ型）である（日本自然保護協会，1987）。島の西半分が利尻町，東半分が利尻富士町となっており，その景観の美しさから利尻山を中心とした区域と海岸の景勝地は国立公園に指定され，年間約 27 万人（平成 15 年度）の観光客が訪れる。もともと湿原の発達しやすい平坦な地形は少ないが，南部には爆裂火口跡に発達した沼浦湿原と南浜湿原が，西部には溶岩流上に種富湿原が，島内の主な湿原としていずれも海岸近くに小規模ながら見られる（図 1）。このうち今回は南浜湿原と種富湿原で泥炭採取調査を行った。

南浜湿原（図 2(1)）は，利尻富士町南浜地区集落の北側に位置し，標高概ね 5m 以下，面積約 6ha（富士田ほか，1997）の湿原である。爆発的噴火で生じた爆裂火口の跡に成立したもので，噴火時の火山碎屑物の丘に囲まれ（日本自然保護協会，1987），

その標高差はおよそ 10 ～ 15m である。流入する表流水はなく，南端に平均水深約 80cm のメヌウシヨロ沼を有する。植生は辺縁部などにササ植生が見られるものの，全体的にはアカエゾマツを伴ったミズゴケ湿原が比較的良好な状態で広がっている。沼及び湿原内を周回できる木道が敷設されており，夏季には花を楽しむ訪問者に利用されている。

一方種富湿原（図 2(2)）は，利尻町種富地区の市街地と道路に囲まれた平坦地に位置し，標高概ね 5 ～ 10m，面積約 1ha（小杉，1997）の湿原である。周辺にはプレッシャーリッジが見られ，湿原内にも溶岩流の露出が見られることから，杓形溶岩流の凹地に成立したものと推定されている（小杉，1997）。南浜湿原と同様，流入する表流水は見られない。植生は，イワノガリヤス・クマイザサ群落が優占し，一部にムジナスゲ，ツルコケモモ，ミズゴケなどが見られる（富士田，2000）。また，湿原植物のほかに岩場植物，海岸性植物など狭い面積内に多様な種が見られるのが特徴のひとつで，中でもエゾゴゼンタチバナは道東以外では本地域と天塩岳に

分布が限定され、本湿原の貴重さを物語っている（丹羽ほか，2001）．1980年代前半までは面積が約3.5haあったと考えられるが，その後埋立がなされ約7割が消滅した（小杉，1997）．湿原内には利尻島自然情報センターの手により木道が敷設され，人々の関心高揚に向けた取り組みが進められている．

気象条件について，西部に位置する利尻町杓形（アメダス）における1979～2003年の平均値を見ると，年降水量は902mmで，同期間の豊富町（アメダス）1,092mm，札幌（地方気象台）1,104mmと比べてやや少ない数字を示した．平均気温は杓形が7.0℃，豊富が5.9℃，札幌が8.7℃，年最高気温の平均は杓形が27.4℃，豊富が29.4℃，札幌が32.4℃，年最低気温の平均は杓形が-12.8℃，豊富が-22.3℃，札幌が-14.0℃と，高緯度にも関わらず比較的温暖で気温の年較差が小さいという海洋性気候を示していた．

3 調査方法

南浜湿原については，湿原中央部に位置する気象

及び地下水位観測地区内1号井戸付近の1箇所において（地点名「南浜中央」；図2(1)），また種富湿原については，湿原西部及び東部の各中央部に位置する木道近傍の2箇所において（地点名「種富St-1」及び「種富St-2」；図2(2)），2004年9月23日に，ピートサンプラーを使用して，泥炭の最下層に到達するまで50cmごとに穿孔し泥炭を採取した．採取した泥炭は，まず現場のピートサンプラー上で層序を確認ののち，層別に色，鉍物混入状況，分解度，主な構成植物などについて目視観察し記録するとともに，層ごとに容器にその一部を採取した．泥炭の観察方法は，鉍物混入状況及び分解度はペドロジスト懇談会（1984）に，色は農水省農林水産技術会議（1988）に，主な構成植物は北海道泥炭地研究会（1988），梅田ほか（1981）によった．

容器に採取した泥炭のサンプルは，実験室に持ち込み，水を張ったバットにサンプルをいれてほぐし，性状，優占的な植物，その他の植物について観察し，それらの結果から湿原のタイプを推定した．泥炭中の植物種の特定は困難なものも多く，前記2文献を参考としながら，不明なものは形状的観察にとどめた．また湿原

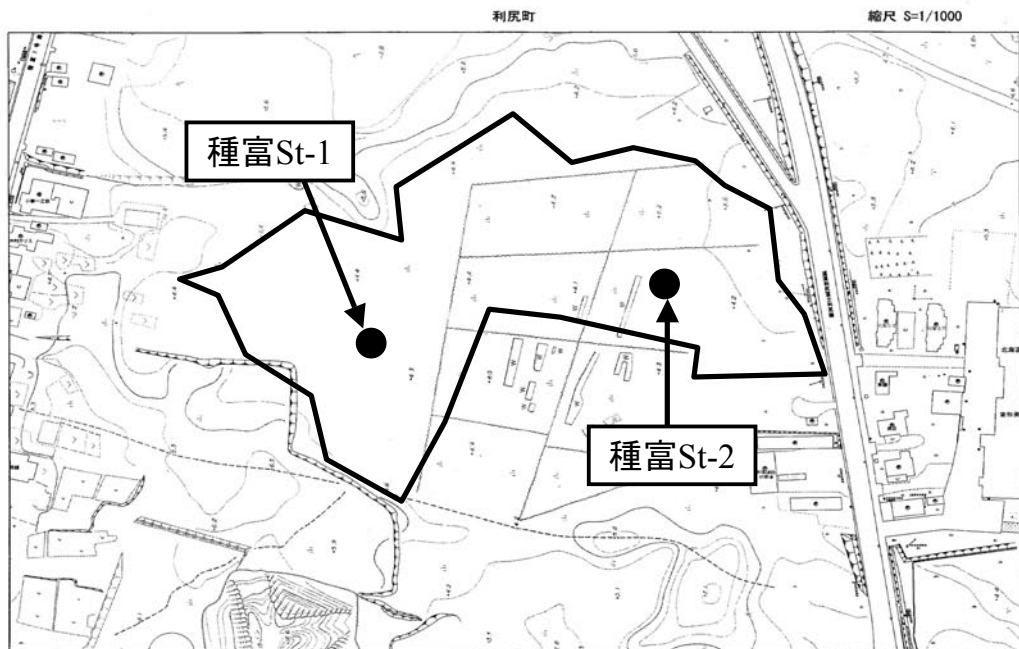


図2(2). 種富湿原.



Photo. 1. 調査風景（種富湿原），2. 採取した泥炭（種富湿原）。

のタイプは、観察された植物の量と優占度を定性的に判断し、便宜上、ヨシ湿原タイプ（低層湿原）、スゲ湿原タイプ（中間湿原）、ミズゴケ湿原タイプ（高層湿原）及びこれらの中間タイプに区分した。

次に、採取した泥炭サンプルを用いて各地点の層別に強熱減量を測定した。強熱減量は鉍物（火山灰や河川氾濫堆積物など）の混入や有機物含有量をうかがい知る有効な方法のひとつとして用いられる。強熱減量の分析方法は環境省の底質調査法によったが、乾燥温度はタンパク質が変質しない60℃とした。具体的にはサンプルの適量を60℃で24時間乾燥し、600℃で2時間ほどマッフル内にて熱分解させたのちに秤量して求めた。

さらに、泥炭サンプルの一部を用いて¹⁴C年代の測定を行った。測定は南浜湿原で1箇所2検体、種富湿原で2箇所2検体の計4検体を対象に、株式会社加速器分析研究所（IAA：神奈川県）に依頼して行った。分析は加速器質量分析法（AMS：Accelerator Mass Spectrometry）により行った。AMS法は、炭素に含まれる放射性同位元素¹⁴Cの存在量をイオン加速器で直接測定する方法で、少ないサンプル量で高い精度の年代測定が可能である。

以上の結果をもとに、泥炭の層序構造を明らかにし、その形成過程を推定した。

4 結果

(1) 層序観察

南浜中央、種富 St-1 及び St-2 の3地点において、穿孔採取した泥炭を層別に観察し、湿原タイプを推定した結果を表1(1)～(3)に示した。

南浜中央は、泥炭を29層に分けて採取し、最下層は420cmで、その下は基底としての粘土層であった。なお、途中で0.5～3cm程度の黒い縞状の層が確認された（210-213, 216-218, 224-225, 357, 383cm）。実験室にて水にほぐした際、層によっては泥状に濁り、分解が進んでいると思われるところが見られた一方、濁りがなくほとんど未分解のまま堆積したと見受けられる層もあった。

種富 St-1 は、泥炭を11層に分けて採取し、最下層は100cmで、その下は基底としての粘土層であった。なお、途中で0.2cm程度の黒い縞状の層が確認された（64cm, 68.5cm, 72cm）。性状はほぼ全層にわたって泥状で植物遺体が少ない傾向が強かったことから、全体に分解が進んでいると思われた。また、50-71cm層の泥炭には粘性が確認された。

種富 St-2 は、泥炭を14層に分けて採取し、最下層は200cmで、その下は他の地点と同様に粘土層であった。性状は種富 St-1 と同じくほぼ全層にわたって泥状の傾向が強いが、植物遺体については36-70cmで下にいくほど多くなる傾向が見られ、それ以深では比較的多くの植物遺体が見られた。なお、20-70cmの層には粘性が確認された。

次に植物遺体の判別結果をもとに過去の湿原タイプを推定し、図3(1)～(3)に湿原タイプの層序構造を

表1(1). 泥炭の層別観察結果 (南浜中央)

深さ cm	色	分解度	湿原タイプ	多く確認された植物	その他確認された植物	性状等
0-4			ミズゴケ			
4-13	黒褐色	H5-6	スガ	生きたミズゴケ	木本、スガヤ、スガ類	根系層、土壌、ほとんど泥状
13-36	暗褐色	H5-6	スガ～(ミズゴケ)	生きた根系	木本、ツルコケ、スガ類、和ミズゴケ、ワサギ	植物根、ほとんど泥状、未泥炭
36-39	褐色	H5	スガ	スガ類	和ミズゴケ、ワサギ、ツルコケ	ほとんど泥状
39-42	暗褐色	H4-5	スガ～ミズゴケ		和ミズゴケ、ワサギ、ツルコケ、スガ類、木本	ほとんど泥状
42-47	褐色	H4	ミズゴケ		和ミズゴケ、ワサギ、ツルコケ、スガ類、木本	きれいな泥炭、瀾りなし
47-50	暗褐色	H4	スガ		木本、スガ類	
50-75	褐色	H3	ミズゴケ	ミズゴケ(多)、スガ類	和ミズゴケ、ワサギ、ツルコケ、スガ類、木本、スガヤ	瀾りほとんどなし
75-100	明褐色	H3	ミズゴケ	ミズゴケ、ツルコケ、スガ類	スガヤ、ワサギ、和ミズゴケ、木本、白細根	少し泥状
100-110	暗褐色	H3	スガ～(ミズゴケ)	スガ類	木本(1-4mm径)、ミズゴケ、スガヤ、和ミズゴケ、ツルコケ	かなり泥状
110-150	褐色	H2-3	ミズゴケ	ミズゴケ(多)	和ミズゴケ、木本(3mm径)、ツルコケ、スガ類	きれいな泥炭、瀾りなし
150-175	褐色	H2	ミズゴケ	ミズゴケ、スガ類	スガヤ、ワサギ、和ミズゴケ	かなり泥状
175-200	褐色	H2	ミズゴケ	ミズゴケ、スガヤ	ツルコケ、木本(1-5mm径)、和ミズゴケ、ワサギ、ワサギ	瀾りなし
200-225	褐色	H3-4	スガ～(ミズゴケ)		木本(2-10mm径)、スガヤ、和ミズゴケ、白細根、スガ類、ツルコケ	かなり泥状
225-250	褐色	H2-3	ミズゴケ	ミズゴケ、ツルコケ、スガ類	スガ類、木本(1-2mm径)、スガヤ、白細根	少し泥状
250-263	暗褐色	H4	ミズゴケ	ミズゴケ	和ミズゴケ、ツルコケ、木本(5mm径)、スガ類	かなり泥状
263-266	褐色	H3	スガ		木本(3mm径)、スガ類	瀾りなし
266-272	暗褐色	H4	スガ		木本(3mm径)、スガ類	少し泥状
272-276	褐色	H2-3	スガ～ミズゴケ		木本(5mm径)、ツルコケ	
276-285	暗褐色	H3-4	スガ	スガ類	木本(5mm径)	やや泥状
285-291	褐色	H2-3	ミズゴケ	ミズゴケ、ツルコケ	和ミズゴケ、木本(4mm径)、スガ類	瀾りなし
291-300	暗褐色	H4	スガ	スガ類、木本	木本(5-7mm径)	やや泥状
300-306	暗褐色	H4	スガ～ミズゴケ	スガ類	ミズゴケ、和ミズゴケ、ツルコケ、白細根、スガ類、木本(1-1.5mm径)	泥状
306-333		H2	ミズゴケ	ミズゴケ、ツルコケ、スガ類	和ミズゴケ、白細根	わずかに泥状
333-350		H4	スガ～(ミズゴケ)	スガ類	木本(1-2mm径)、和ミズゴケ、ツルコケ	かなり泥状
350-375	褐色	H2-3	ミズゴケ	ミズゴケ、ツルコケ	木本(1-2mm)、スガ類、和ミズゴケ、白細根	やや泥状
375-400		H2-3	(スガ)～ミズゴケ	スガ類、ツルコケ	和ミズゴケ、白細根、ツルコケ、ミズゴケ、スガヤ	かなり泥状
400-412	褐色	H4-5	スガ～スガ	スガ類	ツ、管状草本(仔科と思われる)、和ミズゴケ、白細根、ミズゴケ	かなり泥状
412-420			スガ	ツ	管状草本(仔科と思われる)、白細根	ほとんど泥状

注1)「性状」に記述した泥炭の程度について、程度の小さい方から「わずかに」 「少し」 「やや」 「泥状」 「かなり」 「ほとんど」と表現した。

注2)「その他確認された植物」の記載順は、概ねよく見られた順である。

表 1(2). 泥炭の層別観察結果 (種富 St-1)

深さ cm	色	分解度	湿原タイプ	多く確認された植物	その他確認された植物	性状等
0-9			ズ? ~ ミズゴケ			
9-16	黒褐色	H8	ズ?	生きた根系	ズガヤ、白細根、木本、サ	根系層、土壌
16-33	暗褐色	H8	不明		白細根	ほとんど泥状、植物遺体なし
33-39	黒褐色	H7	不明		白細根	ほとんど泥状、植物遺体わずか
39-42	暗褐色					
42-47	黒褐色		ズ?		ズ? 類?	ほとんど泥状、植物遺体少々
47-50	暗褐色					
50-68	黒褐色	H7	ズ?		白細根、ズ? 類	ほとんど泥状、植物遺体少々
68-71	褐色	H7	ズ?		白細根、ズ? 類	ほとんど泥状 (やや白色)、植物遺体少々
71-90	黒褐色	H7	ズ?	ホムズガ、ズ? 類、細根	白細根	ほとんど泥状、植物遺体少々
90-100	黒褐色	H7	ズ~ズ?	細根	ズ、ズ? 類、ホムズガ	かなり泥状、植物遺体少々

表 1(3). 泥炭の層別観察結果 (種富 St-2)

深さ cm	色	分解度	湿原タイプ	多く確認された植物	その他確認された植物	性状等
0-20				ササの根		
20-36	暗褐色	H8	ズ?	生きた根系	ズ? 類	根系層、土壌
36-40	暗褐色	H7	ズ?		ホムズガ、ズ? 類	ほとんど泥状、植物遺体少々
40-60	暗褐色	H7	ズ?		ズ? 類、白細根	ほとんど泥状、植物遺体やや多い
60-70	褐色	H7	ズ?	ズ? 類	白細根	ほとんど泥状、植物遺体やや多い
70-85	褐色	H5	ズ?		ズ? 類、ズガヤ、ホムズガ、白細根	かなり泥状、以下植物遺体多い
85-92	暗褐色	H5	ズ?	ズ? 類	白細根	かなり泥状
92-100	褐色	H4-5	ズ	ズ	ズ? 類、ホムズガ、樹皮	泥状
100-125	暗褐色	H4	ズ	ズ	ズ? 類	かなり泥状
125-150	暗褐色	H4	ズ	ズ	ズ? 類	かなり泥状
150-160	褐色	H5-6	ズ~ズ?	ズ? 類	ズ	泥状
160-163	黒褐色	H6	ズ~ズ?		ズ、ズ? 類、白細根	泥状、粘土混じる
163-180	暗グレイ		ズ~ズ?		ズ? 類、ズ	粘土混じる、砂 (1mm 以下)
180-200	灰グレイ		ズ	木本 (2-3mm 径)	ズ	粘土、植物遺体わずか

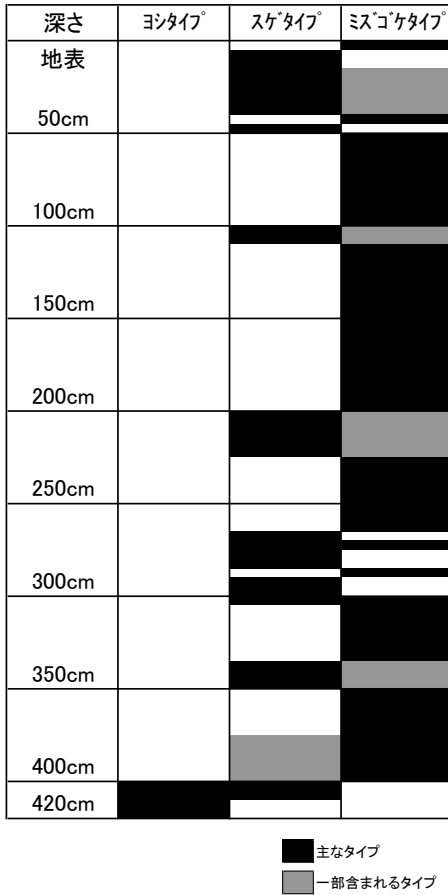


図 3(1). 湿原タイプ模式図 (南浜中央).

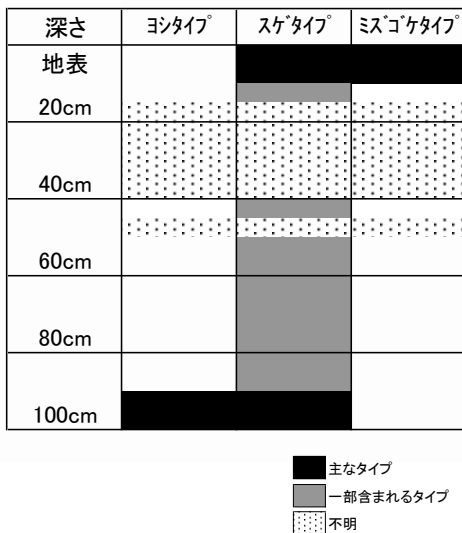


図 3(2). 湿原タイプ模式図 (種富 St-1).

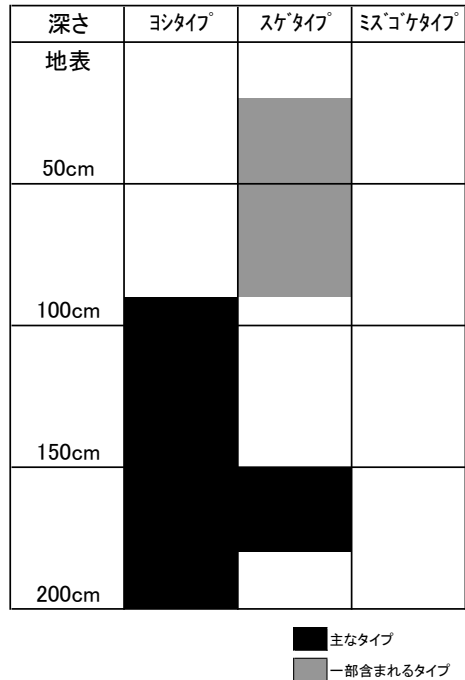


図 3(3). 湿原タイプ模式図 (種富 St-2).

模式的に、また図 4 にヨシ、スゲ、ミズゴケの、3つの湿原タイプの層厚割合を示した。湿原形成開始から現在までの変遷を見てみると、南浜中央は、最底部の400～420cmはヨシ湿原タイプとなっており、地表～420cmはミズゴケ湿原タイプが大半を占め、ところどころにスゲ湿原タイプの層が確認され、湿原形成の早い段階からミズゴケ湿原が発達したことが明らかとなった。各層ごとに最も優占していると思われるタイプを、3つの湿原タイプごとに層厚を合計すると、ヨシ湿原タイプが20cm、スゲ湿原タイプが130cmであるのに対して、ミズゴケ湿原タイプは270cmとなっており、各割合は、4.8%、31.0%、64.3%で、層厚で見ると過去の堆積のうち約3分の2がミズゴケ湿原タイプであることが明らかとなった。また、連続した層厚としてスゲ湿原タイプとミズゴケ湿原タイプとを比較すると、スゲ湿原タイプの方が比較的層厚が小さい傾向がみられた。なお110～200cmには、約2mに及ぶミズゴケ湿原タイプのほぼ連続した堆積が見られた。

種富 St-1 は、最底部の90～100cmはヨシ及びスゲ湿原タイプとなっており、それ以外の層では分解が進んでいるため、過去の湿原タイプを推定する

材料が不足していたが、スゲ湿原タイプが比較的優占している傾向がうかがわれた。ミズゴケ湿原タイプは泥炭からは観察されず、地表～9cmの生活層のみで見られた。3つの湿原タイプごとに層厚を合計すると、ヨシ湿原タイプ10cm、スゲ湿原タイプ52cm、ミズゴケ湿原タイプ9cm、不明29cmとなり、各割合は、10.0%、52.0%、9.0%、29.0%で、過去の堆積の少なくとも約半分がスゲ湿原タイプであることが明らかとなった。

種富 St-2 は、92cm から最底部の 200cm がヨシ湿原タイプとなっており、20～92cm はスゲ湿原タイプが比較的優占している傾向がうかがわれた。地表～20cm はササの根系であった。過去にミズゴケ湿原タイプは確認されず、同タイプによく見られるツルコケモも観察されなかった。3つの湿原タイプごとに層厚を合計すると、ヨシ湿原タイプ108cm、スゲ湿原タイプ72cm、ミズゴケ湿原タイプ0cm、ササ根系20cmとなり、各割合は、54.0%、36.0%、0%、10.0%で、

過去の堆積の約半分がヨシ湿原タイプであることが明らかとなった。

木本類の観察結果に着目すると、南浜中央ではヨシが見られる層を除いてほぼ全層にわたって直径数mmの本木泥炭が見られたのに対して、種富 St-1 では表層に近い1層のみで、種富 St-2 では最下層の1層のみで同程度の太さの本木が確認され、南浜湿原と種富湿原の湿原発達履歴の差異を示唆した。

次に南浜中央における分解度と湿原タイプと色をそれぞれクラス化し、3者の関係について図5に示した。阪口(1974)によると、泥炭の分解度と泥炭構成植物は一定の関係があると述べている。3つの観察結果はいずれも定性的な調査結果であることは否めないが、図を見る限りにおいては、3つの観察結果はよく対応して変化している傾向が読みとれた。すなわち、ミズゴケ湿原タイプは分解度が低く(分解が進んでいない)、また色も相対的に明るい傾向が認められた。

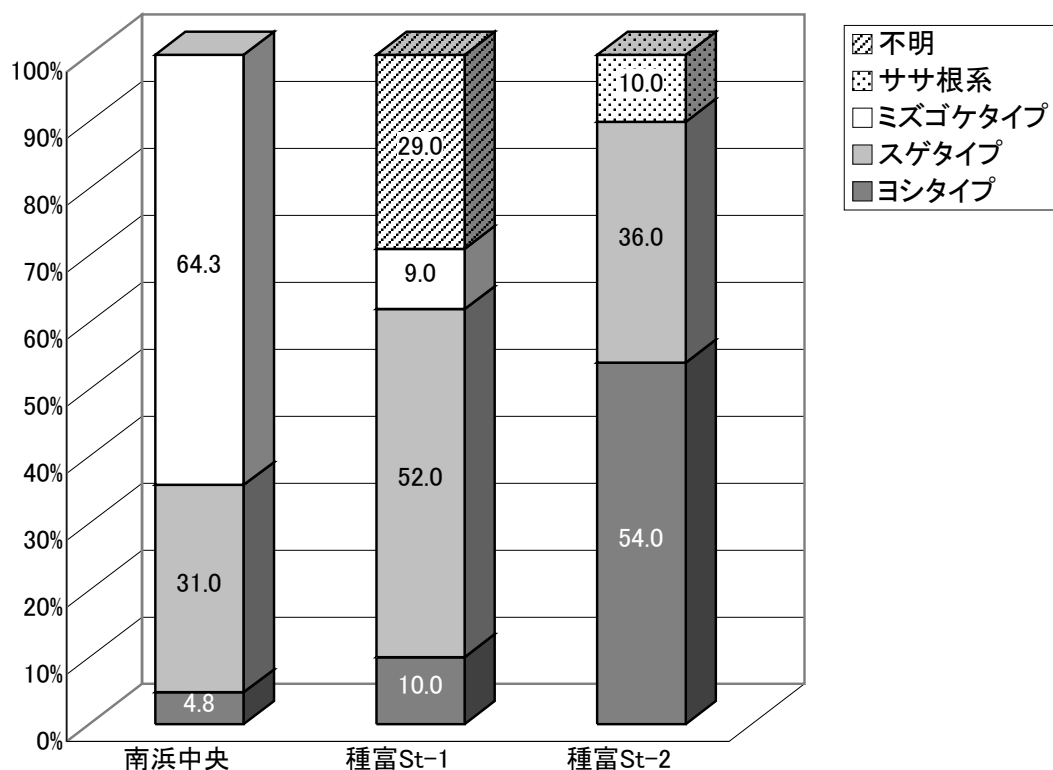
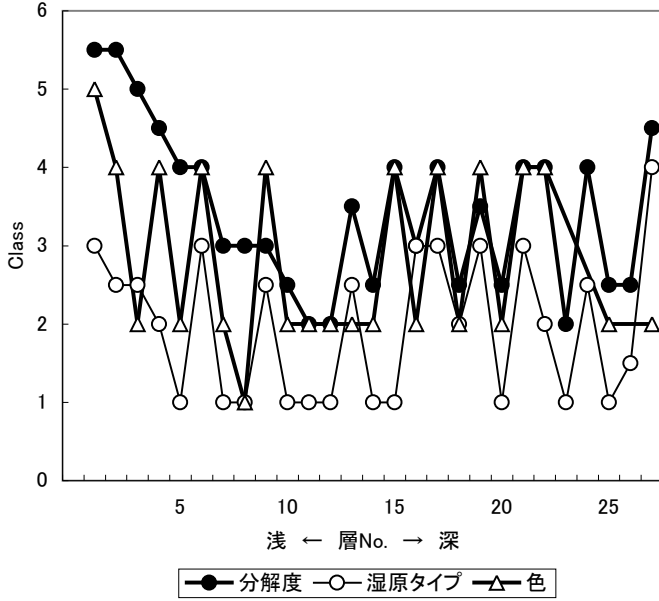


図4. 湿原タイプごとの層厚割合。



注1) 「分解度」は未分解ほどクラス値は小さい。
 注2) 「タイプ」はミズゴケ湿原タイプに近いほどクラス値は小さい。
 注3) 「色」は相対的に明るいほどクラス値は小さい。

図5. 層別の分解度・湿原タイプ・色 (南浜中央).

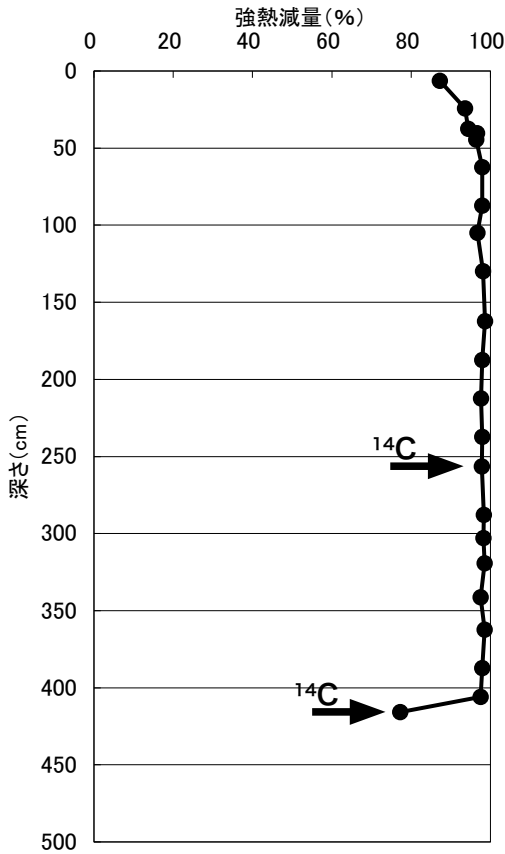


図6(1). 強熱減量プロファイル (南浜中央).

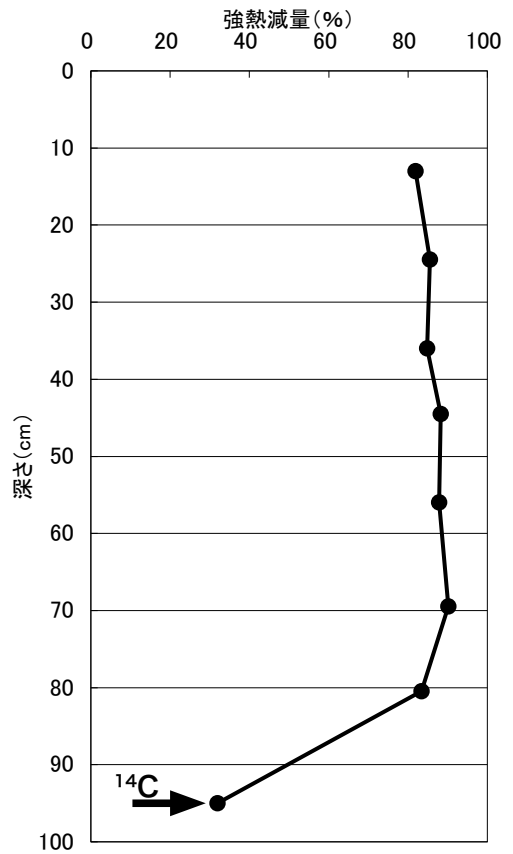


図6(2). 強熱減量プロファイル (種富 St-1).

表 2. 炭素年代測定結果

Station	Depth(mm)	IAA Code No.	Libby Age(yrBP)	補正年代 (yr)	堆積速度 (mm/yr)
種富 St-1	950	IAAA-41382	3,110 ± 40	3,160 ± 40	0.30
種富 St-2	1715	IAAA-41383	3,220 ± 40	3,270 ± 40	0.52
南浜中央	2565	IAAA-41384	2,430 ± 40	2,480 ± 40	1.03
南浜中央	4160	IAAA-41385	2,980 ± 40	3,030 ± 40	1.37

注) 補正年代とは、調査時点を基準とした年代である。

(2) 強熱減量

鉍物質の泥炭への混入履歴を見るために層ごとに強熱減量（有機物含有量）を測定し、その結果を深さ方向の変化として図 6(1)～(3) に示した。南浜中央は、表層で 87.3%，最底部で 77.3% を示したほかはいずれも 90% 以上となり、火山灰や氾濫堆積物などの混入は確認されなかった。種富 St-1 は、90cm 以下のヨシ及びスゲ湿原タイプで 32.0%

と低かったほかはおおよそ 82～90% の範囲であり、また種富 St-2 は、160cm 以下の粘土混入層では 15～17% と非常に低い値を示した以外は 89～97% の範囲であり、いずれも鉍物質の泥炭への顕著な混入は確認されなかった。

地表の生活層と最底部の粘土混入層を除いた平均を見ると、南浜中央で 97.5%，種富 St-1 で 86.7%，種富 St-2 で 93.5% となり、南浜中央が最も高く、最も低い種富 St-1 と 10% 以上の差が確認された。なお、南浜中央及び種富 St-1 で確認された黒い縞状の薄い層においては、鉍物質の混入は認められなかった。

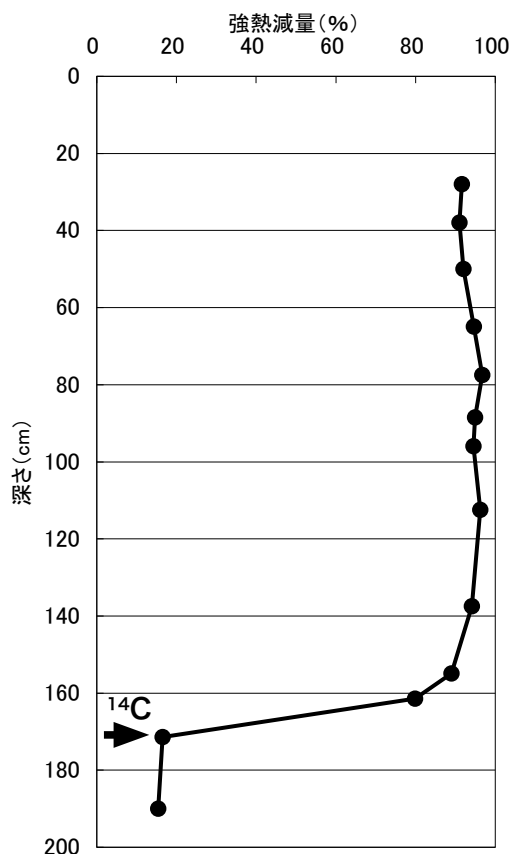


図 6(3). 強熱減量プロファイル (種富 St-2).

(3) ^{14}C 年代

表 2 に ^{14}C 年代測定結果を示した（測定深度は図 6 中にもそれぞれ表示した）。この結果、種富 St-1 の湿原形成開始時期は 3,160 ± 40 年前、種富 St-1 は 3,270 ± 40 年前であり、また南浜中央の約 2.6m 深で 2,480 ± 40 年前、同最底層で 3,030 ± 40 年前と判明した。1 年あたりの泥炭層厚形成量すなわち堆積速度 (mm/yr) を算出すると、種富 St-1 が 0.30 mm/yr、種富 St-2 が 0.52 mm/yr、南浜中央の地表～約 2.6m 深までが 1.03 mm/yr、同地表～最底層までが 1.37 mm/yr となった。なお、南浜中央の 2.6m 深～最底層までで計算すると 550 年ほどで約 1.6m 堆積したこととなり、その速度は 2.90 mm/yr と今回得られた他の数字に比べて大きな堆積速度となった。

以上より南浜及び種富の両湿原は、泥炭の深さが全く異なるにも関わらず、今から約 3,000～3,300 年前のほぼ同時期に形成が始まり、種富湿原の方が幾分早い時期であることが明らかとなった。

5 考察

(1) 泥炭分解度と植生の変化要因について

まず層序構造において、南浜湿原でしばしば泥炭の分解度と植生タイプが連動して変化している点、種富湿原で泥炭の分解が比較的進んでいる点について考察する。一般的に泥炭の分解度と湿原植生タイプを変化させる要因としては、鉍物質の負荷、気象条件、水文条件などが考えられる。阪口(1974)、井上(1997)は、泥炭の分解について、鉍物質の混入は通気性や無機塩類供給の点からこれを促進するとしている。また北海道における火山灰と植生変化に関して、Hotes, et al.(2004)、ホーテス(2002)は火山灰の降灰が湿原植生に与える影響について論じ、矢部(1993)は、湿原植生は火山灰に加えて積雪深の影響を受けていると推定している。

今回の2つの湿原における強熱減量の測定からは、表層と最下層を除いて鉍物質のまとまった混入はほとんど観察されず火山灰などの顕著な影響は見られなかった。ちなみに、石塚(1999)によると利尻火山の比較的規模の大きな活動は7,000～8,000年前頃に終了し、その後の小規模な側噴火活動も2,000年前頃までに終了したとされ、その結果、利尻島における明確な最上位の火山灰は約8,000年前としている。今回の調査結果はこれを裏付けているといえる。

従って、顕著な鉍物質の混入が認められない形成

条件下では、両湿原ともに、気象条件(気温、降水量、積雪深など)と水文条件(水収支など)の変化が、泥炭の分解をしばしば促進し、時として湿原植生タイプを変化させてきたのではないかと推察される。ただし、湿原形成が開始した約3,000年前以降に負荷された微量の鉍物質(利尻の側噴火や他火山の影響、地下水の流入など)による影響についての可能性は完全には否定できず、今後の研究を待ちたいと考える。

また、南浜湿原の表層近くで強熱減量がやや低下する傾向に関して、筆者が石狩泥炭地内の2箇所の泥炭地で行った調査の結果、乾燥化が進行し、ササの侵入が著しい地域で共通して同様の傾向が見られ、原因は現時点では明らかではないが、南浜中央地区におけるササの動態や表層付近の堆積速度などと併せて、今後注意深く関心を寄せていくことが必要であると考えられる。

(2) 泥炭堆積速度と湿原の発達について

今回調査した2つの湿原の泥炭堆積速度を、北海道内の他の湿原と比較するため、表3に既存文献から抽出した泥炭堆積速度の例を示した。これを見ると、高標高に立地する湿原では概ね0.2～0.4mm/yrであるのに対して、低地の湿原では概ね1.0mm/yr前後であった。ただし、中には京極湿原のように極端に小さいものや、別寒辺牛湿原の

表3. 既存文献における泥炭の堆積速度の例

湿原	位置	標高(m)	サンプル数	地表からの深さ(mm)	堆積速度(mm/yr)	出典
パンケナイ湿原	天塩山地	450	3	200～600	0.3～0.4	五十嵐(1984)
沼ノ原湿原	大雪山	1,430	2	480～1075	0.30～0.38*	五十嵐(1985)
緑の沼湿原	大雪山	1,500～1,700	1	1,400	1.07*	五十嵐(1985)
ユートムラウシ湿原	大雪山	1,400～1,800	1	1,750	0.38	五十嵐(1986)
凡忠別岳東方湿原	大雪山	1,800	2	1,300～2,200	0.24～0.29	五十嵐(1986)
京極湿原	京極町	840～870	5	625～2,400	0.01～0.19*	五十嵐(1999)
別寒辺牛湿原	厚岸町	60～80	5	3,080～4,100	1.32～1.43	神田ほか(2001)
別寒辺牛湿原	厚岸町	60～80	1	火山灰層間(260・1,820)	12.9	五十嵐(2001)
トキサタマップ湿原	勇払	4.7	1	3,000	1.0	国土地理院(2004)
ウトナイ湖	勇払	2.3	1	4,000	0.75*	国土地理院(2004)
弁天沼	勇払	1.8	3	1,000～6,200	0.60～1.17*	国土地理院(2004)

注)「*」は論文内の数値から堆積速度を計算した。

火山灰層間のように非常に大きい数値も見られた。京極湿原は積雪深の大きさとの関係がある可能性があり、別寒辺牛湿原は植物遺体が密集し（分解度が低い）水分も多く圧密を受けていないことによると思われる（五十嵐，2001）。一般に、日本における泥炭の堆積速度は0.6～1.0mm/yr（表層は1～3mm/yr）とされており（フジテクノシステム，1997）、北海道の低地では平均的にみて1mm/yr程度とされている（五十嵐，2001）。ちなみに、海外の例を見ると（阪口，1974；フジテクノシステム，1997）、標高によらず1mm/yr未満の数値が多い。

南浜及び種富湿原の泥炭堆積速度は、前述したように、全層平均で南浜中央が1.37 mm/yr、種富St-1が0.30 mm/yr、種富St-2が0.52 mm/yrとなり、概ね既存知見の数値と同程度であった。ただしここで、3つの点について着目しておく必要がある。すなわち南浜中央の下層に位置する2.6mから4.2mまでの約1.6mの堆積速度が2.90 mm/yrと大きい値を示した点、種富湿原の堆積速度が低いこと、そして種富湿原のSt-1とSt-2で深さと堆積速度が異なることである。

一般に泥炭の堆積速度は、気候、地形、泥炭を構成する植物種と生産量の大きさ、分解度、圧密効果、鉍物質の負荷などによって空間的にも時間的にも異なる（阪口，1974）。この中で分解度と圧密効果は堆積速度を下げる方向に作用し、植物生産量は上げる方向に寄与すると考えられ、この兼ね合いが問題となってくるが、それを定量的に推定することは困難である。例えばヨシ湿原は富栄養的な環境のもとで生物生産量は高いが、同時に分解度も高い（フジテクノシステム，1997）といえる。南浜中央の下層は、泥炭の観察結果によると（表1(I)）、上層に比べてむしろ分解が進んでいる一方、定性的ではあるが上層よりもスゲ類と木本が多く確認され、植物生産量が高かった可能性が示唆された。また、種富湿原の堆積速度については、何らかの要因で分解が促進されて泥炭堆積速度が抑制されたか、あるいは木本がほとんど見られないことから植物生産量が少なかった可能性もある。しかし、南浜中央、種富St-1及び2のいずれの解釈も仮説の域を出ず、今

後のさらなる調査による科学的知見の蓄積に期待するものである。種富湿原のSt-1とSt-2で深さと堆積速度が異なる点については、基盤地形の変化に伴う、発達過程での物理環境の違いによるものと推察される。

次に湿原の発達過程について、南浜湿原はミズゴケ湿原タイプの層が厚いのに対して、種富湿原はごく最近ミズゴケ湿原の発達が始まったように見受けられた。湿原の形成過程として、いわゆる陸化型と湿地化型（または沼沢化型）に分ける考え方があるが、南浜湿原は陸化型の時期はそう長くはなく、湿地化型に転じた後の時期が長いといえることができる。その過程において、周辺丘陵部及び降水からの流入と、蒸発散及び重力排水による流出との水収支バランス（水文環境）が微妙に維持されながら、ミズゴケ湿原タイプの植生が概ね持続的に発達し長い年月をかけて堆積が進んできたものと想像される。また種富湿原については、少なくとも目視では過去にミズゴケ湿原が確認されず、最近になって発達してきたとすれば、仮に自然状態が維持されれば今後さらにミズゴケ湿原が発達する可能性も考えられるが、現実には人為的な攪乱を排除することは困難であり、ササが繁茂する乾燥環境に進む懸念が強い。いずれにしても、今後さらに花粉分析などを通じて周辺環境と併せて発達過程に関する解明を進めていくことが重要であると同時に、できるだけ人為的攪乱を取り除き、良好な環境状態を維持または復元する努力が必要と考える。

（3）湿原形成の起源について

まず湿原の基盤形成時期について述べる。三浦ほか（1993）は溶岩流に埋没した木材遺体の¹⁴C年代測定から、種富湿原の基盤は利尻島北西部に流出した杓形溶岩流であるとし、3.7～9万年BPの間に形成されたと結論づけている。また石塚（1999）は利尻火山の活動時期を、活動が開始されたと推定される20万年前を始まりとして前期（E-1期及びE-2期）、中期、後期（L-1期及びL-2期）の5つに区分し、種富湿原は杓形溶岩流を基盤としてL-1期（4万年以前）に属し、南浜湿原は噴出源不明の

沼浦溶岩流を基盤としてL-2期(0.7～4万年)に属するとした。

このような基盤が形成された時期と、泥炭が形成開始した約3,000年前とは、時間的に大きな開きがあるが、今回調査した3地点いずれも、泥炭の下は粘土層となっていることから、凹地の形成以後、鉱物の風化や流入水等による粘土形成などを経て、泥炭地が成立できる環境条件が整うまでに長い時間を要したものと想像される。

五十嵐(1993)によると、完新世(1万年前～現在)の温暖気候は8,000年前から始まり、6,000年前にピークに達し、縄文海進といわれる3～5mの海面上昇が起こったのち、約5,000年前には冷涼多湿化したとしている。釧路湿原やサロベツ湿原を始め、北海道の多くの湿原がこの時期以降に発達を開始した。五十嵐(1993)はこれを「湿原の時代」と表現しており、利尻島の2つの湿原もこの時期に形成された。形成当初、どのような地形をしていたかを推定する材料は、現在のところ持ち合わせてはいないが、南浜及び種富湿原のどちらも、泥炭の最下層にヨシ湿原タイプが見られることから、湖盆形態かそれに近い地形をしていたのではないかと想像される。特に、南浜湿原は爆裂火口跡に発達したものであることを考えるとその可能性は高い。最下層の強熱減量がいずれの地点も低くなっているのは、湿原形成開始時期の表流水によってもたらされた鉱物質と考えられる。その後、南浜湿原と種富湿原は違った発達過程を歩みだし、南浜湿原は表流水の影響を受けない降水涵養型の湿原へと進み、種富湿原は一定の栄養供給を受けると同時に分解もしながら長くスゲ類を中心とした湿原が続いていった。湿原形成開始時の地形が、果たして止水性の湖盆形態(湖沼)であったのか、それがどれくらい続いたのか。また一部海とつながっていたのかなどについては、珪藻の遺骸の有無を調べるなどして今後明らかにしていく必要があると考える。

6 おわりに

今回の調査を通じて、利尻島の湿原のほんの一面が明らかになったに過ぎない。湿原は水文・土壌・

微気象/生物気象などの物理的側面、水質や物質変化・移動などの化学的側面、地表の植物を中心とする生物的側面が織りなす複雑な生態系であり、様々な調査を通じて多面的に明らかにされる必要がある。加えて、人間との関わりは無視することはできず、湿原を損ねるも守るも人間の問題であるという社会的側面が4つ目に存在する。

今回調査を行った2つの湿原は、「湿原」というカテゴリーでは同じであるものの、全くタイプの違う湿原であることが明らかになった。すなわち、基盤形成の時期と基盤の形、泥炭深、発達過程、構成する泥炭の植生タイプ、分解や植物生産量に伴う泥炭堆積速度、そしてその結果としての現存植生である。未調査ではあるが水文環境や水質環境が異なっている可能性もある。なお富士田(2000)は、種富湿原の現存植生について、南浜湿原との違いから泥炭層が浅い可能性を指摘したが、今回の調査でそのことが裏付けられた。

2つの湿原の顕著な違いのみならず、種富湿原で行った2つの地点を比較しても、泥炭深、堆積速度、構成する泥炭の植生タイプなどが異なっており、調査地点を増やすことにより、さらに新たな知見が得られる可能性を示した。特に南浜湿原は、1地点でしか調査を行っておらず、全貌を明らかにするにはほど遠い状況にある。今後、調査地点をふやすとともに、¹⁴C年代測定の深度を増やす、花粉分析により植生及び環境変動を明らかにする、といった取り組みが進められていくことを期待するものである。本調査では、泥炭中の植物同定に時間を割くことができず、湿原タイプの分類に留まったが、今後は泥炭中の植物同定をより詳細に行っていく必要があると考える。

湿原には不思議があふれている。地質年代からみると僅か3,000年前に発達し始めた湿原だが、それを構成する植物の種は一体どこからやって来たのだろうか。北海道内でも分布が限られるエゾゴゼンタチバナ(小杉, 1997)は、湿原が成立する前はどこに潜んでいたのだろうか。ひとつのヒントは、野塚溶岩(約28,000年前)の下に確認された泥炭層である。三浦(1993)は、その時代に湿原が存在したと述べてい

る。まだまだ未知のことが多く、それを解き明かすことが湿原の保全にもつながっていくものと確信している。南浜湿原は帰化植物の侵入やササや樹木の動きが気がかりであり、その兆候が表層泥炭に見られるとも受け取れる。一方種富湿原は周囲の土地利用などの影響で発達しかけの高層湿原が急速に衰退している可能性が懸念される。地域の関係機関等との協力のもとに、この全く素顔の異なる2つの湿原が、利尻島を構成する貴重な自然として、島における限られた植物種の避難場所（レフュージ）として、そして北海道の多様な湿原の一角を担うかけがえのないものとして、それぞれ適切に保全されることを期待したい。この拙報がそのことに多少なりとも貢献できればこの上ない幸せである。

謝辞

本調査に当たり、多大な便宜、ご支援、ご理解をいただいた利尻富士町南浜自治会、利尻富士町商工観光課、利尻富士町教育委員会、種富湿原の土地を所有されている正部川寛氏に心より謝意を表します。また、専門家の立場からご助言をいただいた北海道大学大学院農学研究科の井上京助教授と北海道大学北方生物圏フィールド科学センター植物園の富士田裕子助教授、ピートサンプラーの借用に快く応じていただいた北海道大学大学院工学研究科の橋治國助教授、室内分析にご協力いただいた北海道環境科学研究センターの方々、英文作成をお手伝いいただいた谷川真弓子氏、さらに調査を様々な形で支えてくださった公益信託タカラ・ハーモニストファンド、利尻礼文サロベツ国立公園連絡協議会、利尻礼文サロベツ国立公園パークボランティアの会に厚く感謝いたします。そして最後に、現地調査にご協力いただいた杉田美野里氏、杉村直樹氏、高田早苗氏に心よりお礼を申し上げます。

引用文献

富士田裕子, 1997. 北海道の湿原の現状と問題点. 北海道の湿原の変遷と現状の解析: 231-237. 財団法人自然保護助成基金. 東京.
 富士田裕子, 2000. 北海道利尻島種富地区の湿地植生について. 利尻研究, (19): 61-66.

富士田裕子・高田雅之・金子正美, 1997. 北海道の現存湿原リスト. 北海道の湿原の変遷と現状の解析: 3-14. 財団法人自然保護助成基金. 東京.
 フジテクノシステム, 1997. 土の環境圏. 東京
 北海道泥炭地研究会, 1988. 泥炭地用語事典. エコ・ネットワーク. 札幌市.
 ホーテス・シュテファン, 2002. 霧多布湿原の形成過程・水文環境・植生に関する研究. 北海道の湿原: 95-104. 財団法人前田一歩園財団. 阿寒町.
 Hotes, S., Poschlod, P., Takahashi, H., Grootjans, A.P., Adema, E., 2004. Effect of tephra deposition on mire vegetation: a field experiment in Hokkaido, Japan. *Journal of Ecology*, (92): 624-634.
 五十嵐八枝子, 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, 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.
 五十嵐八枝子, 1986. 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). 第四紀研究, (25): 113-128.
 五十嵐八枝子, 1993. 花粉分析からみた北海道の環境変遷史. 生態学からみた北海道: 3-39. 北海道大学図書刊行会. 札幌市.
 五十嵐八枝子, 1999. 京極湿原 (仮称) の植生変遷史. 京極湿原 (仮称) の変遷と現状: 66-92. 北海道電力株式会社. 札幌市.
 五十嵐八枝子, 2001. 花粉分析からみた別寒辺牛湿原の植生変遷史. 別寒辺牛湿原調査報告書: 28-38. 厚岸町教育委員会. 厚岸町.
 井上京, 1997. 別寒辺牛泥炭地にみる低地泥炭湿原の水文環境と形成過程. 北海道の湿原の変遷と現状の解析: 41-47. 財団法人自然保護助成基金. 東京.
 石塚吉浩, 1999. 北海道北部利尻火山の形成史. 火山, (44(1)): 23-40.
 神田房行・浅田太郎・バリー G ウォーナー,

2001. 別寒辺牛湿原の泥炭層と年代測定. 別寒辺牛湿原調査報告書:16-27. 厚岸町教育委員会, 厚岸町.
- 国土地理院, 2004. 勇払平野 湖沼湿原調査報告書. つくば市.
- 小杉和樹, 1997. 利尻島種富湿原の現状と保全について. 利尻研究, (16) : 83-88.
- 三浦英樹・高岡貞夫, 1993. 利尻火山から噴出した溶岩流に埋没する木材遺体の 14C 年代と樹種同定の意義. 第四紀研究, (32) : 107-114.
- 日本自然保護協会, 1987. 利尻礼文サロベツの自然観察. 東京.
- 丹羽真一・渡辺修・渡辺展之, 2001. 利尻島種富湿地の高等植物相. 利尻研究, (20) : 69-74.
- 農水省農林水産技術会議, 1988. 新版標準土色帖. 東京.
- ペドロジスト懇談会, 1984. 土壌調査ハンドブック. 博友社. 東京.
- 阪口豊, 1974. 泥炭地の地学. 東京大学出版会. 東京.
- 橋ヒサ子, 2002. 北海道の湿原植生とその保全. 北海道の湿原 : 285-301. 財団法人前田一步園財団. 阿寒町.
- 高田雅之, 1997. 湿原保全への提言. 北海道の湿原の変遷と現状の解析 : 239-244. 財団法人自然保護助成基金. 東京.
- 梅田安治・辻井達一・清水雅男, 1981. 泥炭の構成植物の識別の手引. 北海道泥炭地研究会. 札幌市.
- 渡辺修・丹羽真一・渡辺展之, 2001. 利尻島エゾゴゼンタチバナ个体群の生育環境と構造. 利尻研究, (20) : 95-101.
- 矢部和夫, 1993. 北海道の湿原. 生態学からみた北海道:40-52. 北海道大学図書刊行会. 札幌市.
- 山川修, 乙井康成, 中田外司, 矢口秀則, 関口辰夫, 畠山祐司, 沼田佳典, 1999. 全国の湿原変遷調査. 国土地理院時報, (92) : 57-67.