

北海道，大雪山平ヶ岳南方湿原のバルサの内部構造

曽 根 敏 雄*

Internal Structure of a Palsa in the Bog to the South of Mt. Hiragatake, the Daisetsu Mountains, Hokkaido, Japan

Toshio SONE *

Abstract

Palsas and peat plateaus in different stages of development, occur in the bog on the south of Mt. Hiragatake, the Daisetsu Mountains, Japan (43°37'N). The internal structure of a palsa was investigated by drilling. The palsa consisted of a peat cover about 1 m thick and permafrost core of sand and silt. The permafrost base was at a depth of 523 cm. The analysis of the drilling cores revealed that a frost-susceptible silt layer, which contains many layers of ice-lenses, lies about 3 m deep below the ground surface. The silt layer was rich in ice and had volumetric and weight ice contents of 70-90% and 100-400%, respectively. Because the palsas in the bog cannot begin to heave until the frost penetrates to the silt layer at a depth of 3 m, they do not readily to grow in their early developmental stage.

Key words : palsa, ice content, ice lenses, drilling

キーワード : パルサ, 含氷率, アイスレンズ, 掘削

1. はじめに

北海道中央部，大雪山には風衝地を中心に山岳永久凍土が分布しており，凍結割れ目多角形土など各種の周氷河地形が観察できる（Sone, 1992）。永久凍土分布の下限高度付近には，永久凍土の指標地形であるバルサが分布する（高橋・曽根，1988）。一般にバルサは高さ数 m ~ 10 m の泥炭質の永久凍土丘であり，内部に永久凍土の核を持つ（Washburn, 1983）とされている。しかし大雪山ではバルサの高さは最大約 1 m であり，また凍結核の構造も良くわかっていない。世界的にはバルサの内部構造については，Svensson（1964），

Forsgren（1968），hman（1976），Seppälä（1980, 1982, 1986, 1988）などにより述べられているが，凍結核全体に渡っての含氷率やアイスレンズの分布の記載は Zolta（1972），Lagerbäck and Rodhe（1986）などいくつかの例に限られていた。そこで今回，大雪山のバルサの凍土ボーリングコア解析から，バルサの内部構造（構成物質・アイスレンズの分布）を明らかにした。またアイスレンズの発達と層序・粒度組成との関係，凍土試料の含氷率とアイスレンズとの関係について考察した。これらの結果に基づいて，この湿原のバルサの高さが制限されている理由と形成発達について述べる。

* 北海道大学低温科学研究所

* Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University

II. 平ヶ岳南方湿原のバルサ

平ヶ岳南方湿原（標高 1720 m）は、大雪山中央部の南北に伸びる稜線上の平ヶ岳（1752 m）とその南側の小ピーク（1833 m）との鞍部に位置する（図 1）。本湿原は、東西約 650 m、南北約 350 m で面積は約 10.3 ha であり、周囲はハイマツに覆われている。

バルサの存在が現在日本で唯一知られているこの湿原には、十数個のバルサが分布している。これらのバルサの大きさは、径 4 ~ 80 m、高さ 0.2 ~ 1 m であり、平面形は円形から楕円形である。本湿原におけるバルサの多くは形態的に peat plateau に分類される。今回ボーリングコアが得られたバルサ B は、高さ 80 cm、長径 15 m で南北に延びた楕円形である（写真 1）。本湿原内にはいくつかの異なる発達段階にあるバルサが分布している。バルサ B は、サーモカルストによると考えられる池を南に伴い、成熟期から衰退期に移行した段階にあると考えられている（高橋・曽根，1988）。バルサ B の表面には、風食により泥炭が露出した部分や、幅数 cm のクラックが数本みられる。湿原内の植生は、バルサの部分を除きミズゴケ属やスゲ属、ヒメシャクナゲからなり、一部にミツガシワ、ワタスゲなども分布する。一方乾燥したバルサ上では、イワウメやチシマツグザクラ、チングルマ、ハイマツや地衣類の侵入がみられる。本湿原では、バルサのある部分にのみ永久凍土が存在する。

本湿原での年平均気温は、ほぼ同じ標高を持つ平ヶ岳北方の高根ヶ原の風衝砂礫地（1710 m）での観測値から（高橋，1998），約 - 2 と考えられる。

III. バルサの内部構造

今回はコア A とコア B の 2 本のボーリング試料を扱った。コア A は、バルサ B の頂部で 1988 年 6 月に掘削された深度 423 cm までの凍土ボーリング試料である。コア B は、同じくバルサ B の頂部でコア A の採取地点の約 1.5 m 西よりの地点で 1989 年 6 月に採取され、凍結核を貫いた深度

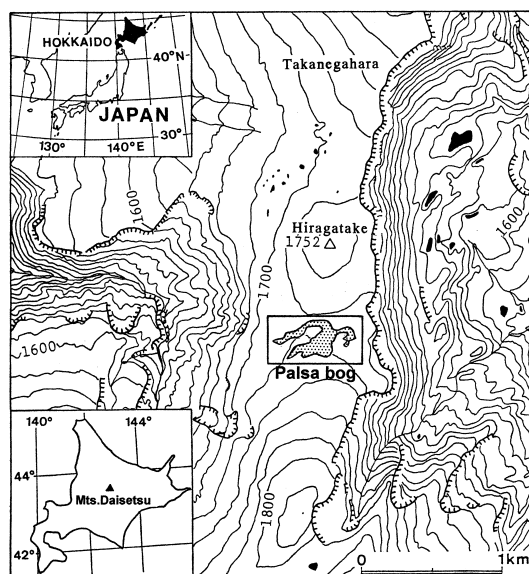


図 1 平ヶ岳南方湿原の位置。

Fig. 1 Location map of the palsa bog on the south of Mt. Hiragatake.



写真 1 平ヶ岳南方湿原のバルサ B。

Photo 1 Palsa B in the bog to the south of Mt. Hiragatake.

621 cm までのコアである。コア採取地点は、両地点ともに地表面に植生はみられず、泥炭が露出していた。試料採取時には、コア A、B とともに深度約 20 cm 程度まで融解していたが、全ての試料は凍結状態で持ち帰った。コア解析は北海道大学低温科学研究所の低温実験室において、直径約 5 cm

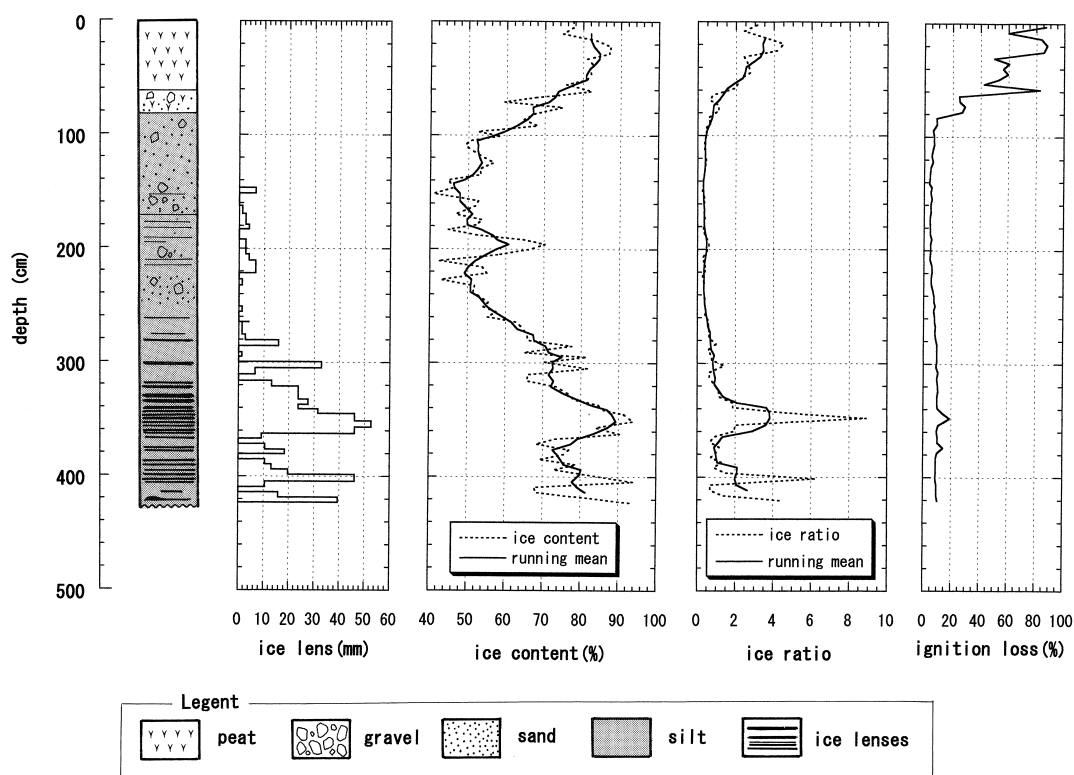


図 2 コア A によるパルサ B の柱状図，アイスレンズの析出量，体積含氷率，含氷比，強熱減量．柱状図と強熱減量は Sone and Takahashi (1993) による．

Fig. 2 Columnar section, total thickness of ice lenses, volumetric ice content, ice ratio, and ignition loss of core A from Palsa B.

の凍土コアサンプルを 3 ~ 7 cm の厚さに切断して行なった。コア A については，粒度組成およびアイスレンズの析出量について分析した。また既出の重量含氷率の値 (Sone and Takahashi, 1993) を一部訂正するとともに，新たに体積含氷率を算出した¹⁾。コア B については，体積含氷率とアイスレンズの析出量について分析した。

1) 層序・粒度組成

コア A によると，地表から約 80 cm 深までは泥炭であり，以下 423 cm 深までは無機質の堆積物である (図 2)。泥炭層の下部約 20 cm には，砂礫が混入している。泥炭層の下位には，シルトのマトリックスを持つ砂礫層がある (80 ~ 175 cm)。この砂礫層は，南側の池に面して泥炭が削剥された

部分にも露出している。この層の下位には砂礫混じりのシルト層があり (175 ~ 220 cm)，薄いアイスレンズを挟む。このシルト層の下位は砂質シルト層となり (220 ~ 250 cm)，最下層はシルト層である (250 ~ 423 cm)。この下部シルト層中には，シルトとアイスレンズが互層している部分が認められる。アイスレンズの厚さは 1 ~ 5 cm である。これらのアイスレンズは特に地表下 320 cm 以下で顕著にみられた。コア B では，地表の泥炭層厚が約 70 cm とコア A よりも 10 cm 薄い，層序はコア A とほぼ同じである。深度 70 ~ 250 cm はシルト質砂礫から砂質シルトで，以下深度 621 cm までシルトであった。永久凍土の基底面は深度 523 cm であった。

図3にコアAの粒度分析の結果を示す。礫を含んだ深度208 cmの部分で特に粗くなっているが、84 cm深から268 cm深に至るまで、深度とともに粒度が細粒に変化している。深度200 cm付近までは、シルト-粘土の割合が40%以下である。しかし268 cm以深では、シルトの割合が70~80%に達していた。パルサの凍結核をつくる堆積物の粒度は、ノルウェイでは、粘土5~30%、シルト40~60% (hman, 1976)、カナダでは、粘土23~66%、シルト32~62% (Zoltai, 1972)、フィンランドでシルト78% (Seppälä, 1980) といった報告がある。本湿原では、特に300 cm以下でシルトが多いのが特徴である。

2) アイスレンズの分布と析出量

凍土中のアイスレンズの形態は複雑で計測が困難な部分もあるが、厚さが3~7 cmに切断されたひとつのコア中において凍上に寄与したアイスレンズの厚さを概算で積算した値を図2, 4に示す。コアAでは、深さ150 cm付近から薄いアイスレンズが形成されているが、300 cm付近までは厚いアイスレンズはない。しかし、300 cm以深には厚いアイスレンズが集中する。コアBにおいても、アイスレンズの析出が多い部分は深度300 cmから凍土の基底面までであった。アイスレンズの集中部は、5~20 cm間隔の非集中部分によって隔られている。

アイスレンズは、主として地表に平行に発達している。しかし鉛直方向の成分を持って脈状に貫入したような部分もあり、土混じりの部分や、気泡・空隙が観察できる部分もある(写真2)。10 cmを超える厚いアイスレンズも1 cm程度の厚さの氷の集積したもので、気泡や土混じりの部分が境界部となっている。

パルサの高さは析出したアイスレンズの量の総和によるといわれている (Spolanskaya and Evseyev, 1973)。コアBにおいては、アイスレンズの厚さの総和は1010 mmとなった。パルサBの高さは約80 cmなので、コアB採取地点においてパルサBは本来約100 cmの高さに成長したが、約20 cm程度の泥炭が侵食されたものと考えられる。

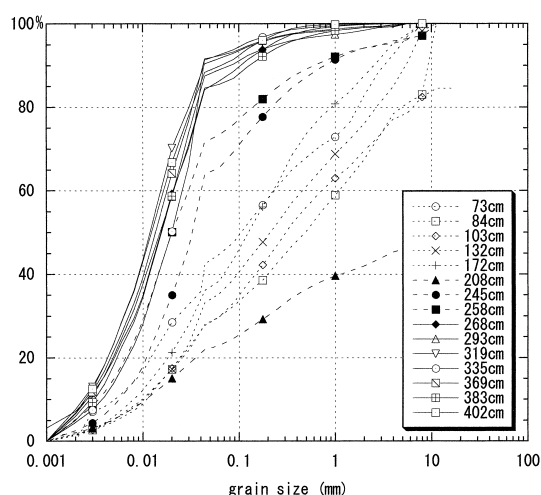


図3 コアAの粒度分布。

Fig. 3 Grain size distributions of core A.

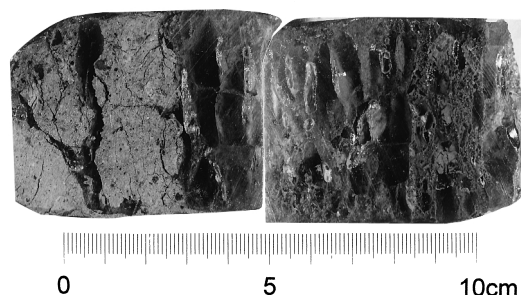


写真2 パルサBのコア(427.5-439.5 cm深)。

Photo 2 Core sections of Palsa B (427.5 - 439.5 cm deep).

3) 体積含水率と含水比

図2によると、コアAの泥炭質の部分では、体積含水率、(重量)含水比ともに大である。しかし強熱減量の値 (Sone and Takahashi, 1993) が大であり、強熱減量を腐植含量と読みかえると、泥炭の比重は小さいため、試料中に含まれる氷が多いことを必ずしも意味しない。これに対して無機質の堆積物においては、含水率が大であることは、試料中に含まれる氷の量が多いことを意味する。実際、泥炭層中ではアイスレンズは確認されな

かったが、無機質で含水率の高い深さ 300 cm 以深で多数のアイスレンズがシルト層と互層していた。含水率は、300 cm 以深で 70% を超えて高くなり、特に 340 ~ 360 cm 深にかけて高い。含氷比でも 350 cm 付近で移動平均でも約 4.0 と特に高く、ついで 400 cm 付近でも 2.0 と高くなっている。コア B においても厚さ 10 mm を超えるアイスレンズの析出がみられるのは、体積含水率が 70% を超えている部分である（図 4）。

凍土試料の体積含水率とアイスレンズの析出量を比較すると、凍土試料の含水率が高いほどアイスレンズの析出量（凍上量）が多い傾向があり、特に体積含水率が 70% を超える部分でアイスレンズの析出量が多いことがわかる。凍土中の氷には、土壌間隙氷と析出氷がある。アイスレンズの析出量と含水率とが必ずしも 1 対 1 で対応しない理由としては、土壌間隙氷の量が一定でないことと、凍上に寄与している地表に平行な方向に伸びるアイスレンズ以外の析出氷を無視したこと、またアイスレンズの中にも気泡が存在することなどがあげられる。

4) 粒度組成と体積含水率

アイスレンズの析出は土質と関係が深いとされ、特に凍上性の良い土質はシルトである。礫以上を除いた堆積物中の、シルト、シルト-粘土の割合と体積含水率の移動平均との関係を図 5 に示した。シルトの割合は 300 cm 以深で特に高くなっている。シルト、シルト-粘土の割合が高いほど、含水率が高い傾向がみられる。

5) パルサの内部構造と形成条件

パルサ B において析出氷の発達の著しい部分が約 3 m 以深にあったことは、永久凍土の基底面が約 3 m 以深に達しないとパルサの成長が効果的に始まらないことを示す。1987 年に成長初期にあったパルサ A（高橋・曽根，1988）は、凍結核が泥炭層の下位の鉱物質堆積物に達していたにもかかわらず、その後成長せずに消滅してしまった。これに対してフィンランドでは、表層の泥炭層直下のシルト層まで凍結が進行すると、パルサの成長が良くなると報告されている（Seppälä, 1982）。本湿原では、寡雪など初期のパルサの形成に適し

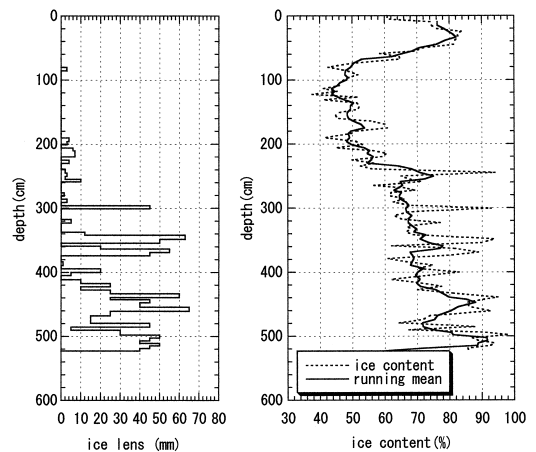


図 4 コア B のアイスレンズの析出量と体積含水率。

Fig. 4 Total thickness of ice lenses, and volumetric ice content of core B.

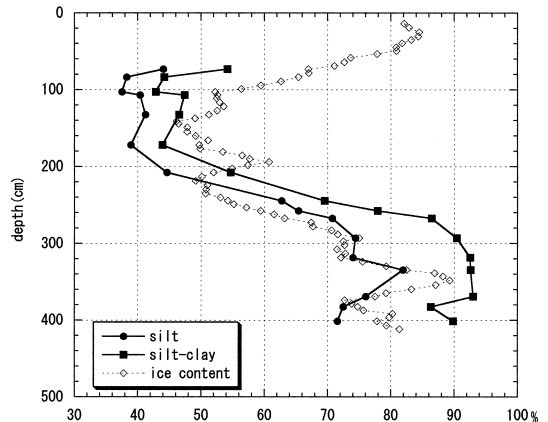


図 5 コア A のシルト、シルト-粘土の割合と体積含水率（移動平均）。

Fig. 5 Silt, silt-clay contents and volumetric ice content (running mean) of core A.

た条件が継続しないと、永久凍土は 3 m 深まで到達できない。したがって表層を被覆する泥炭のすぐ下位にシルト層が存在する地域と比べて、本湿原はパルサが形成されにくい条件にあるといえる。また凍上性の良いシルト層が深部にあることが、本湿原のパルサの高さ（上限約 1 m）を制限する要因のひとつになっていると考えられる。

スウェーデン最北地域には、本湿原と同様に表層の泥炭層直下に凍上性の良くない堆積物があり、深度 4 m 以深に凍上性の良いシルトからなるパルサがあるが、凍結核の基底の深さが約 8 m と推定され、パルサの高さは 1.7 m に達している(Lagerback and Rodhe, 1986)。土質的には少なくとも約 6 m 深まではシルト層が存在し 50 ~ 60% の含水率を示すことから、熱的に深さ約 5 m 程度までにしか永久凍土が発達できないことが、本湿原のパルサの高さを制限していると考えられる。

ところでパルサの凍結核の側方への広がり、地形を反映した形になっていると考えられている(Seppälä, 1986)。このことは電気探査の結果によりパルサ B においても確かめられている(原田ほか, 1991)。

IV. パルサ形成のための環境条件

本湿原ではパルサが初期段階で形成されにくい構造になっていることが明らかになった。それではどのような環境条件のもとでパルサ、すなわち永久凍土が形成されるのか、地温の支配要因となる積雪と表層の泥炭層について考察する。またパルサの形成年代についても述べる。

1) 積雪

本湿原は不連続永久凍土の分布限界付近にあるため、断熱材として作用する積雪は地温の支配要因として重要である。冬期の積雪は西からの卓越風の影響により吹き払われるため、本湿原内での積雪深は概ね 1 m 以下である。1986 年 12 月 29 日の観察によると、雪面には波長が数十 m の波状の起伏が観察され、波の凸部がパルサの頂部に一致していた。パルサの頂部には風食を受けて泥炭が露出している部分がみられた。パルサ B については、東西両側の積雪深は 40 ~ 60 cm であったが、パルサ上部では 40 cm 以下であり部分的には泥炭が露出していた(高橋・曾根, 1988)。冬期に積雪が吹き払われる部分では、現在の気候環境下で永久凍土が形成可能であることが、パルサ B の地温観測結果から裏付けられている(Sone and Takahashi, 1993)。

Seppälä, (1982) は、湿原で冬期に積雪を定期

的に除雪することで、土壤凍結を促進させ、パルサを人工的につくることに成功した。自然条件下で新たなパルサが形成されるには、ある場所の積雪がある期間に渡って少なくなることが必要である。この条件が満たされると土壤凍結が促進され、永久凍土が地下深部へ発達する。いったん地表が盛りあがると周囲よりも高くなることにより、積雪が薄くなり凍結しやすくなる。しかし本湿原では土質構造から、約 3 m 以深までに凍結核の成長が達しないと、パルサが上方へ効果的に成長しないことが明らかとなった。したがって、形成初期に局所的な寡雪状態が長期間連続しなければならないという厳しい条件が必要であると考えられる。

2) 泥炭の層厚とパルサの形成

パルサを被覆する泥炭は、特殊な熱特性を持っている。すなわち、未凍結で乾燥した泥炭の熱伝導率は、未凍結で飽和した泥炭の約 1/5 であり、氷の値に近い熱伝導率を持つ凍結した泥炭の約 1/25 である(Washburn, 1979)。つまり、寒さが伝わりやすい冬には凍結しやすいが、夏には温まりにくく融解しにくい。本湿原の北約 3.5 km にある高根ヶ原の、泥炭を含まない風衝砂礫地(標高 1875 m 地点)では、地温観測により永久凍土の存在が確認されている(曾根, 2000)。そこよりも標高が低い本湿原では気温がより高いと考えられ、また積雪の影響も風衝砂礫地よりも強いと考えられるので、泥炭の存在はパルサの形成の必須条件であろう。

Seppälä(1988) は、パルサの形成に必要な泥炭層の厚さと、その泥炭地における年平均気温との関係を見いだした。ここで標高 1720 m にある本湿原における年平均気温は約 - 2.0 と推定される(高橋, 1998)。Seppälä(1988)によると、パルサの形成に必要な泥炭の最低層厚は、年平均気温が - 2.0 の地点においては 40 cm である。しかし本湿原での観察によると、泥炭の層厚が 60 cm 以下のパルサは衰退傾向にあり、現在パルサが発達するには約 60 cm 以上の泥炭層が必要と考えられている(高橋・曾根, 1988)。本湿原では冬期に積雪の影響を強く受けるために、Seppälä(1988)の示した最低必要層厚を上回る泥炭層が必要であ

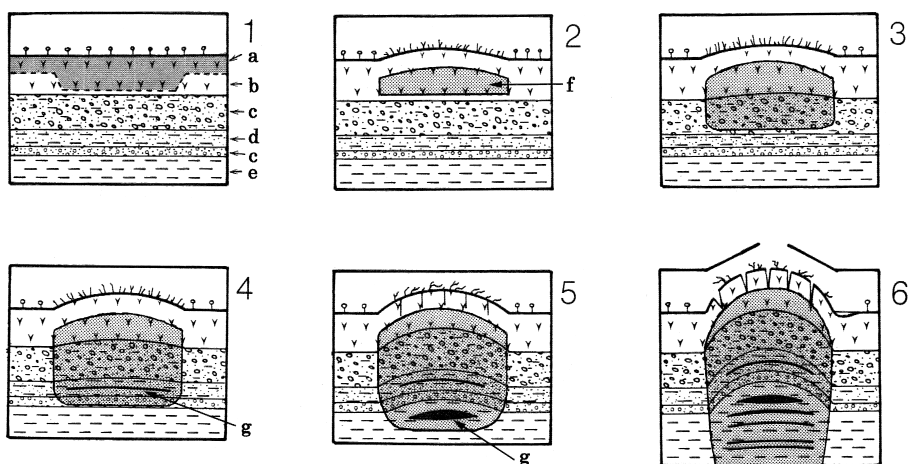


図 6 平ヶ岳南方湿原におけるパルサの発達。

a : 凍結した泥炭 ; b : 泥炭 ; c : 砂礫 ; d : 砂質シルト ; e : シルト ; f : 凍結核 ; g : アイスレンズ

Fig. 6 Palsa development in the bog to the south of Mt. Hiragatake.

a : frozen peat ; b : peat ; c : sand and gravel ; d : sandy silt ; e : silt ; f : frozen core ; g : ice lens

ると考えられる。

3) パルサの形成年代

本湿原の泥炭層の基底部分から得られた ^{14}C 年代値は $4,520 \pm 130$ 年 B.P. である (高橋ほか, 1988)。また大雪山における泥炭の平均堆積速度は $0.2 \sim 0.4 \text{ mm/year}$ と考えられている (高橋, 1987)。したがって、泥炭がパルサの形成可能な厚さになるためには、堆積開始後さらに $1,500 \sim 3,000$ 年必要である。本湿原においてはパルサの形成は約 $3,000 \sim 1,500$ 年 B.P. 以降であると考えられる。ところでパルサの地表面は、成長に伴い湿地性の嫌気性の泥炭から乾燥した好気性の泥炭へと泥炭の質が変化する (Vorren, 1972)。パルサ B の表層部の泥炭層の変化と挟在する 2 枚のテフラ層から、パルサ B は約 AD1850 年頃に盛りあがったと考えられている (Sone and Takahashi, 1993)。

V. パルサの発達過程

いくつかの発達段階の異なるパルサがひとつの湿原に存在することから、パルサの周期的な発達過程が提唱されている (Washburn, 1979; Seppälä, 1982, 1986)。ボーリングコアの解析に基づ

いて、形成開始から成熟期までのパルサの発達過程は、本湿原ではつぎのように考えられる (図 6)。

1. 局所的な凍結の進行: 局所的に積雪の薄い場所で、冬期により深い凍結が生じる。不均質な積雪分布は、地表面付近の風の乱流によると考えられる (Seppälä, 1986)。

2. 永久凍土の形成: 断熱性の良い泥炭の下で、融解期末期でも凍土が残存し、永久凍土の凍結核ができる。地表はわずかに盛りあがる。

3 と 4. 成長初期: さらに凍結が進行する。泥炭層直下は凍上性が比較的低い土質のため、地表はわずかつ盛りあがる。地表の上昇に伴い、植生が乾燥地に適した植生へと変化する。この段階で凍結が進行しなくなると、成長が止まり、やがて衰退する。高橋・曽根 (1988) のパルサ A はこの例である。

5. 成長期: パルサの凍結核が、下部シルト層に達すると、凍結の進行につれてアイスレンズが形成され、パルサは急速に盛りあがる。成長に伴い周囲よりも高くなるので、積雪が少なくなり、より効果的に凍結が進行する。また地表の泥炭層に張力による割れ目が形成される。

6. 成熟期: パルサの凍結核は深度 5m 程度に達し, 下部シルト層に多数のアイスレンズが形成される。周囲の湿原から最大約 1m 程度まで高まる。

V. ま と め

ボーリング試料の解析により大雪山平ヶ岳南方湿原におけるパルサの内部構造が明らかにされた。このパルサは高さ 80 cm で, 永久凍土の基底面の深さは 523 cm であった。このパルサの泥炭層の下位は砂礫層でアイスレンズが少なく, 3 m 以深のシルト層中でアイスレンズが多数析出していた。重量含氷比で 1.0, 体積含氷率で 70% を超えた部分で数 cm の厚さのアイスレンズが析出していた。凍上性の良いシルト層が約 3 m 以深にあり永久凍土の発達する深さが約 5 m にとどまることが, 本湿原のパルサの高さを約 1 m に制限している理由と考えられた。

形成の初期段階では, 永久凍土の下方への進行に対してパルサの成長はほとんど進まず, 永久凍土が 3 m 以深に達してから効果的な成長が始まると考えられる。本湿原で成熟したパルサが形成されるためには, 形成初期の局所的な寡雪条件が連続するという厳しい条件が必要である。したがって本湿原のパルサは, 微妙な熱バランスのもとで形成された貴重なものであるといえる。

本湿原は国立公園特別保護地域内にあり, 無許可での立ち入りは現在禁止されている。しかし視界が良ければ本湿原の南側の小ピークから平ヶ岳へ至る登山道からパルサを観察することができる。

謝 辞

凍土ボーリングに際しては, 高橋伸幸教授 (北海学園大学), 福田正己教授 (北海道大学低温科学研究所), 下川和夫教授 (札幌大学) 並びに当時北海道大学大学院院生であった吉川謙二, 武藤晴達, 石丸 聡, 小澤昭男, 小川大介, 長岡大輔の各氏にお世話になった。粒度分析に際しては, 遠藤邦彦教授 (日本大学), 隅田まり博士 (キール大学) にお世話になった。また本研究を行なうにあたり, 文部省科学研究費補助金 (05780140) の一部を用いた。

注

1) 凍土コアの含水率試験においては, 室温 - 10 °C 下で, 凍土試料の重量 (W_a) およびケロシン中における重量 (W_k) を測定した後, 恒温槽で温度 110 °C, 24 時間乾燥後の重量 (W_d) を測定した。ケロシン, 氷の比重を ρ_k , ρ_i とすると, 重量含氷比 R_w , 体積含氷率 C_v は

$$R_w = (W_a - W_d) / W_d \quad (1)$$

$$C_v = 100 \times \rho_k \cdot W_a \cdot R_w / \{ \rho_i \cdot (W_a - W_k) \cdot (1 + R_w) \} \quad (2)$$

となる (日本雪氷学会北海道支部, 1991)。また個々の試料の切断個所の違いより, 含氷率 (C_n) に差が出るので, 凍土試料の厚さ (d_n) を考慮した 5 深度の移動平均値 (Cm_n) を, つぎのように求めた。

$$Cm_n = (C_{n-2} \times d_{n-2} + C_{n-1} \times d_{n-1} + \dots + C_{n+2} \times d_{n+2}) / (d_{n-2} + d_{n-1} + \dots + d_{n+2}) \quad (3)$$

含氷比についても同様である。

文 献

- hman, R. (1976) The structure and morphology of minerogenic palsas in northern Norway. *Biuletyn Peryglacjalny*, **26**, 25-31.
- Forsgren (1968) Studies of palsas in Finland, Norway and Sweden, 1964-1966. *Biuletyn Peryglacjalny*, **17**, 117-123.
- 原田毓一郎・福田正己・石崎武志・曾根敏雄 (1991) 大雪山および周辺低山地における永久凍土の分布. 北海道の雪氷, **10**, 26-27.
- Lagerbäck, R. and Rodhe, L. (1986) Pingos and palsas in northernmost Sweden. *Geogr. Ann.*, **68A**, 149-154.
- 日本雪氷学会北海道支部 (1991) 雪氷調査法. 北海道大学図書刊行会.
- Seppälä, M. (1980) Stratigraphy of a silt-cored palsa, Atlin region, British Columbia, Canada. *Arctic*, **33**, 357-365.
- Seppälä, M. (1982) An experimental study of the formation of palsas. *Proceedings 4th Canadian Permafrost Conference*. National Research Council of Canada, Ottawa, 36-42.
- Seppälä, M. (1986) The origin of palsas. *Geogr. Ann.*, **68A**, 141-147.
- Seppälä, M. (1988) Palsas and related forms. In Clark, M.J. ed.: *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley, 247-277.
- Sone, T. (1992) Permafrost environment of the Daisetsu Mountains. *Permafrost Periglac. Process.*, **3**, 235-240.
- 曾根敏雄 (2000) 北海道大雪山, 高根ヶ原の永久凍土の地温状況. 日本地理学会講演要旨集, **57**, 442-443.

- Sone, T. and Takahashi, N.(1993) Palsa formation in the Daisetsu Mountains, Japan. *Proceedings of 6th International Conference on Permafrost*, 2. South China University of Technology Press, Wushan,1231-1234.
- Spolanskaya, N.A. and Evseyev, V.P.(1973) Domed-hummocky peatbogs of the northern taiga in western Siberia. *Biuletyn Peryglacjalny*, **22**, 271 – 283.
- Svensson, H.(1964) Structural observations in the minerogenic core of a pals. *Svensk, Geogr. rsbok*, **40**, 138-140.
- 高橋伸幸 (1987) 大雪山の高地湿原における微地形形成について . 東北地理 , **39** , 161-168 .
- 高橋伸幸 (1998) 大雪山北部東斜面の森林限界高度における気温状況 . 地理学評論 , **71A** , 588-599 .
- 高橋伸幸・曾根敏雄 (1988) 北海道中央高地 , 大雪山平ヶ岳南方湿原のバルサ . 地理学評論 , **61A** , 665-684 .
- 高橋伸幸・中村俊夫・曾根敏雄・五十嵐八枝子 (1988) 大雪山の湿原における泥炭層基底付近の ^{14}C 年代 . 第四紀研究 , **27** , 39-41 .
- Vorren, K.D. (1972) Stratigraphical investigations of a palsa bog in northern Norway. *Astarte*, **5**, 39-71.
- Washburn, A.L(1979) *Geocryology*. Edward Arnold.
- Washburn, A.L. (1983) What is a palsa ? *Akad. Wiss. Göttingen Abh., Math.-Phys. Kl. Folge 3*, **35**, 34-47.
- Zoltai, S.C. (1972) Palsas and peat plateaus in Central Manitoba and Saskatchewan. *Canadian J. Forest Research*, **2**, 291-302.
- (2002 年 4 月 26 日受付 , 2002 年 6 月 17 日受理)