資 料

大雪山の湿原における泥炭層基底付近の ^{14}C 年代¹⁾

高橋 伸幸²⁾・中村 俊夫³⁾・曾根 敏雄²⁾・五十嵐 八枝子⁴⁾

^{14}C Dates around the Bottom of Peat Layer in the Bogs on the Daisetsuzan Mountains, Central Hokkaido, Japan¹⁾

Nobuyuki TAKAHASHI²⁾, Toshio NAKAMURA³⁾, Toshio SONE²⁾
and Yaeko IGARASHI⁴⁾

大雪山や八甲田山、飯豊山、北アルプス北部など、広い山稜部を有する山域には、多くの湿原が成立しており、泥炭が形成されている。これらの湿原の形成過程や、泥炭の堆積過程を明らかにすることは、その地域の環境変遷を解明する上で欠くべからざることである。そのためには、湿原堆積物の絶対年代資料の充実が必要条件である。しかし、現状ではこれらの湿原の形成時期や、泥炭の堆積時期を示す年代資料は、ごくわずかしき得られておらず、今後の年代資料の蓄積が望まれる。

本稿では、大雪山の2つの湿原において得られた ^{14}C 年代資料について報告する (図 1, 2)。

なお、年代測定には名古屋大学アイソトープ総合センターに設置してあるタンデトロン加速器質量分析計を使用した。また、年代値算出の際の半減期は 5,570 年を用いた。

試料 1

測定値 $4,060 \pm 140 \text{ y. B.P.}$

測定番号 NUTA-198

測定試料 泥炭

採取地点 北海道上川郡上川町沼ノ平,
標高 1,453 m, 北緯 $43^{\circ}41'34.2''$,
東経 $142^{\circ}49'11.4''$

沼ノ平湿原は、板状節理が発達したしそ輝石普通輝石安山岩から成る熔岩台地 (国府谷ほか, 1966) 上に形成

された湿原であり、標高 1,250~1,450 m 付近の凹地内に散在的に分布する湿原地帯の総称である。湿原は、標高 1,300~1,400 m にある森林限界より上に、その大部分が位置しており、チシマザサ群落やハイマツ群落により取り囲まれている。本湿原内には大沼、小沼をはじめとし、大小多くの池塘が分布している。また、傾斜地ではケルミー・ジュレンケ複合体が発達している。

試料採取地点では、植物遺体を含む粘土層上に厚さ 100 cm の泥炭層が堆積している。泥炭層中には深さ 11~13 cm と 14~14.5 cm に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) が報告した高根ヶ原 a, b (Tk-a, b) であり、Tk-a は 1739 年に降下した樽前火山灰 a 層に対比される (勝井ほか, 1979)。年代測定には深さ 95~100 cm の泥炭を試料とした。

試料 2

測定値 $4,520 \pm 130 \text{ y. B.P.}$

測定番号 NUTA-455

測定試料 泥炭

採取地点 北海道上川郡美瑛町平ヶ岳南方湿原,
標高 1,720 m, 北緯 $43^{\circ}36'54.2''$,
東経 $142^{\circ}54'5.9''$

平ヶ岳南方湿原は、含かんらん石普通輝石しそ輝石安山岩から成る熔岩台地 (国府谷ほか, 1968) 上に発達した高層湿原である。この付近は、白雲岳から忠別岳へ至

1) 1987 年 9 月 28 日受付。1988 年 3 月 3 日受理。

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

3) 名古屋大学アイソトープ総合センター Radioisotope Center, Nagoya University.

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

図1 試料採取地点 (×印)

A: 沼ノ平湿原 (国土地理院発行の2万5千分の1地形図「愛山溪」)

B: 平ヶ岳南方湿原 (同「白雲岳」)

数字は試料番号を示す。

る標高 1,700~2,200 m の南北方向の主稜部であり、全体的に西へ緩傾斜した広大な平坦面を呈している。本湿原は、その南寄りの標高 1,720 m の緩やかな鞍部に位置しており、中央部で東西2つの水系に分けられる。この周囲の森林限界は標高 1,500~1,600 m にある。

湿原は、ハイマツ群落によって取り囲まれているが、冬期には西寄りの卓越風に対して風衝地となるため、湿原内部の積雪は少なく、部分的に地表面が露出している。一方、夏期には雲の通路となりやすく、日射量は少ない。したがって、本湿原はもっぱら南北両側斜面からと、大気中からの水分供給によって涵養されているものと推定される。

湿原内には、砂礫質シルト層を覆って、厚さ 1 m 前

後の泥炭層が堆積している。また、湿原内にはケルミージュレンケ複合体が発達するほか、永久凍土の指示者であるパルサが形成されている (高橋・曽根, 1987)。ケルミージュレンケ複合体が発達する斜面では、しばしば泥炭層下に、シルトの薄層に覆われたソリフラクションロープと考えられる階段状の埋没地形が認められる (高橋, 1987)。この階段状地形は、斜面上で水が停滞し、湿原が発達するための好条件になっている。なお、永久凍土は、パルサの部分でのみ確認されるだけであり、現在、湿原全体に及ぶ不透水層になっているとは考えがたい。

試料採取地点は、サーモカルストとみられる凹地の周縁部であり、ここでは 1986 年 9 月 27 日に地表面下

図 2 試料採取地点の柱状図
地点は図 1 に表示。

60 cm で永久凍土面を確認している。永久凍土面も含め、それより上部には泥炭が堆積しており、深さ 16~18 cm と 19.5~20 cm に火山灰層 Tk-a, b が挟在している。試料 2 は永久凍土面直上、深さ 58~60 cm の泥炭である。ところで、本湿原内の永久凍土面は、泥炭層と砂礫質シルト層の境界部付近に深に位置している(高橋・曾根, 1987) ため、試料採取地点は泥炭層基底部付近と推定される。

これまでも、大雪山の湿原内において泥炭の ^{14}C 年代が得られている(五十嵐・高橋, 1985; 高橋・五十嵐, 1986)。そのうち、最も古い年代値は、深さ 220 cm に及ぶ泥炭層基底部の約 7,540 y.B.P. であり、それ以外

は 4,600 y.B.P. 以降の年代値を示している。これらの試料採取地点での泥炭層の厚さは、最大 180 cm に達するが、多くは 1 m 前後である。今回の 2 試料は、いずれも後者の年代範囲に含まれる。これらのことから、現在、大雪山に分布している湿原内での泥炭形成開始時期は、主として 4,600 y.B.P. 以降とみることができる。

今回、 ^{14}C 年代資料が得られた湿原については、今後、湿原の発達、植生変遷等に関して検討を加え、その環境条件を明らかにしていかなければならない。ことに、平ヶ岳南方湿原の場合には、わが国で唯一のバルサが確認されている所であり、その古環境復元および湿原の変遷には、おおいに興味がもたれる。

謝辞 年代測定では名古屋大学理学部の中井信之教授に便宜をはかっていただいた。また、北海道大学大学院環境科学研究科の山本憲志郎、武藤晴達両氏には、年代測定実施の際に労を折っていただいた。以上の方々に深く感謝いたします。

引用文献

- 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.
- 勝井義雄・横山 泉・伊藤太一 (1979) 旭岳, 火山地質・活動の現況および防災対策。北海道防災会議, **42** p.
- 国府谷盛明・小林武彦・金 祐祐・河内晋平 (1968) 5 万分の 1 地質図幅「旭岳」・同説明書。北海道開発庁, 52 p.
- 国府谷盛明・松井公平・河内晋平・小林武彦 (1966) 5 万分の 1 地質図幅「大雪山」・同説明書。北海道開発庁, 40 p.
- 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**, p. 161-169.
- 高橋伸幸・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**, p. 113-128.
- 高橋伸幸・曾根敏雄 (1987) 大雪山高根ヶ原南部のバルサ。日本地理学会予稿集, **31**, p. 4-5.