北八甲田山における更新世末期以降の火山灰層序と植生変遷¹⁾

辻 誠一郎²⁾・宮地 直道³⁾・吉川 昌伸⁴⁾

Tephrostratigraphy and Vegetational Changes Since Latest Pleistocene time in the North Hakkoda Mountains, Northern Japan

Sei'ichiro TSUJI, Naomichi MIYAJI and Masanobu YOSHIKAWA

Ten characteristic tephra since Latest Pleistocene time were recognized in the North Hakkoda Mountains. Tephra HK-a, -b, -f, -i and -j of them were correlated to the previous reported Tomakomai ash (Tm), the upper fall unit of Towada-a ash fall (To-a), Chuseri pumice (Cu), Hachinohe pumice (HP) respectively. Tephra HK-i was correlated to the pumice-flow tuff (HPf) of the upper part of HP. The local pollen assemblage zones in four sites, Yachi, Tashiro and Kenashitai moors and Jigokunuma, were identified and correlated based on their stratigraphy and chronology. In ca. 12,000–8,500 years B.P., two transitional forest stages from the Latest Pleistocene subarctic coniferous to the Holocene cool-temperate *Fagus* forests, i.e., the *Betula* or *Alnus* forest stage and the deciduous broad-leaved forest one mainly characterized by plentiful *Quercus* (*Lepidobalanus*) in ascending order. In the latter half of the *Betula* or *Alnus* forest stage, a temporary expansion of the subarctic conifers was recognized. *Fagus* spread out rapidly since ca. 8,500 years B.P. In the altitudes over ca. 1,100 m, subarctic *Abies mariesii* began to expand in ca. 5,000 years B.P.

八甲田山における更新世末期以降の植生変遷については多くの研究があり (YAMANAKA, 1965; 1978 など), 特に完新世における植生変遷はおおむね明らかになってきた。しかし, 田高 (1976) などの一部の研究を除いては, 層序の検討がほとんどなされていないので, 化石群集の層位的変化や植生史の編年に関しては根拠が明確でなく, 植物群の分布拡大や衰退の様式, 時間的空間的な植生変遷様式について不明の点が多く残されている。また, 各地の地層を時間的に対比する上で有効な火山灰層についての知見も乏しく, 特に対比上有意義な岩石記載的性質については町田ほか (1981) の若干の検討があるにすぎない。

筆者らは, 植物化石層序を編む基礎として, 八甲田山における更新世末期以降の火山灰層序と火山灰の岩石記載的性質を検討した。この知見をもとに, 北八甲田山に

分布する谷地湿原, 田代湿原, 毛無平湿原および地獄沼の主要な4地点の堆積物を花粉分析し, 更新世末期から完新世初期にかけての植生とその変遷様式, ブナ林の成立とその後の亜寒帯 (亜高山帯) 針葉樹の分布拡大の諸点について再検討した。この研究は, 東北地方北部における後期更新世以降の植物群と植生に関する研究の一部である。

I. 火山灰層序と各地の記載

A. 火山灰層序

北八甲田山に分布する更新世末期以降の火山灰層は10層認められた (Fig. 2)。これらの火山灰層を便宜的に, 上位から HK-a~HK-j と呼ぶ。HK-f 以上の火山灰層は, 現湿原面を直接構成する泥炭層にふつうに挟在し, いずれも特に著しい層相の変化は認められない。

1) 1982年4月20日受付。日本第四紀学会1980年度一般研究発表会で一部を発表した。

2) 大阪市立大学理学部生物学教室。Department of Biology, Faculty of Science, Osaka City University.

3) 日本大学大学院。Graduate School, Nihon University.

4) バリノ・サーヴェイ株式会社。Palynosurvey Co.

Fig. 1 Locality map.

Table 1 Characteristics of Latest Pleistocene and Holocene tephra in North Hakoda Mountains.
Refractive index of major mineral was measured by Dr. F. Arai, Gunma University.

Tephra	Thickness (cm)	Lithology of tephra	Color of tephra	Characteristic mineral composition	Volcanic glass		Refractive index [ ] = mode	Source	Remarks
					Shape	Color			
HK-a	1-2	va-vs	wgr	af	pm.bw	cl.pbr	gl:1.509-1.518 af:1.521-1.524 [1.523]	Baegdusen (白頭山)	Tm (Machida et al, 1981)
HK-b	5-8	vs.pm	wgr	opx ≥ mt > cpx	pm.bw	cl.gre.br	gl:1.492-1.502	Towada	To-a (Machida et al, 1981)
HK-c	0,5	va-vs	pgr	opx > cpx = mt	pm	cl.br	gl:1.498-1.505		
HK-d	0,5-1	(vs).pm	wgr	opx > cpx = mt			opx:1.712-1.716		
HK-e	0,5-3	vs.pm	wgr.wbr	opx > cpx = mt	pm	cl.w	gl:1.505-1.511 opx:1.713-1.715		
HK-f	upper	vs	wgr.gr	opx > cpx = mt	pm	w	gl:1.507-1.515 opx:1.705-1.709 [1.707]	Towada	Cu (Oike et al, 1966)
	lower	vs.pm	wgr	opx > cpx = mt	pm	cl	gl:1.507-1.515 opx:1.706-1.708 [1.707]		
HK-g	3-8	vs.pm	wgr	opx > cpx = mt			opx:1.713-1.717		
HK-h	9	va-vs.pm	wgr.gr	opx > cpx = mt	pm	cl.w	gl:1.507-1.513 opx:1.705-1.708	Towada	
HK-i	ca.500	vs.pm	wgr	opx = mt > cpx > ho	pm	cl.w	gl:1.506-1.510 opx:1.705-1.708 ho:1.668-1.678	Towada	HPf (Tohoku Region Quaternary Res. Group, 1969)
HK-j	2-5	va.pm	wgr	opx = mt > cpx > ho	pm bw	cl	gl:1.505-1.510 opx:1.705-1.708 ho:1.668-1.673	Towada	HP (Tohoku Region Quaternary Res. Group, 1969)

Notes

- 1) va, volcanic ash; vs, volcanic sand; pm, pumice.
- 2) wgr, white grey; pgr, purple grey; wbr, white brown; gr, grey.
- 3) af, alkali feldspar; opx, orthopyroxene; cpx, clinopyroxene; mt, magnetite; ho, hornblende.
- 4) pm, pumice type; bw, bubble wall type; cl, colorless; pbr, pale brown; gre, green; br, brown; w, white.
- 5) gl, volcanic glass n; af, alkali feldspar n1; opx, orthopyroxene n2; ho, hornblende n2.

Notes of ^{14}C ages

- 1) $1,280 \pm 90$ y.BP (Isshiki et al, 1965), $1,450 \pm 100$ y.BP (Tataka, 1970);
- 2) $1,140$ y.BP (Kusama, 1965), $2,140 \pm 90$ y.BP (Matsui et al, 1969), $1,440 \pm 90$ y.BP (Tataka, 1976), $1,470 \pm 90$ y.BP (Yamanaka, 1978);
- 3) $2,840 \pm 110$ y.BP (GaK-9500);
- 4) $3,680 \pm 130$ y.BP (Watanabe, 1966), $3,920 \pm 140$ y.BP (Matsui et al, 1969), $2,930 \pm 90$ y.BP (Tataka, 1970);
- 5) $6,550 \pm 170$ y.BP (Matsui et al, 1969), $4,200 \pm 110$ y.BP (Tataka, 1970), $5,250 \pm 120$ y.BP (Tataka, 1976), $4,680 \pm 120$ y.BP (GaK-6524);
- 6) $8,470 \pm 180$ y.BP (GaK-9499);
- 7) $12,700 \pm 260$ y.BP (Ōike, 1964);
- 8) $13,770 \pm 510$ y.BP (Ōike et al, 1977), $13,960 \pm 510$ y.BP (Ōike and Shoji, 1977).

Fig. 2 Latest Pleistocene and Holocene tephrostratigraphy and stratigraphy of each site in North Hakkoda Mountains.

10層の火山灰層の層相ならびに岩石記載の性質を Table 1 に示し、直接関連する年代資料を Fig. 2 に示した。岩石記載の性質のうち、火山ガラスの形態は、町田・新井 (1978) の分類に従った。

これらの火山灰層のうち、HK-j と HK-i は、層相・鉱物組成がよく似ること、主要組成鉱物の屈折率が町田ほか (1981) の記載とほぼ一致すること、および年代がほぼ一致することから、十和田火山を給源とする八戸火山灰層 (Ha: 東北地方第四紀研究グループ, 1969) に対比され、前者は八戸浮石層 (HP) の降下浮石相部、後者は浮石流凝灰岩相部 (HPf) に対応する。谷地湿原および地獄沼では、ともに厚さ2ないし5cmのHK-jを、厚い軽石流堆積物HK-iが直接おおう。HK-iの最下部約30ないし50cmは、淘汰のよい軽石からなり、より上位とは層相が異なる。HK-iは、猿倉温泉裏

その他でも確認される。地獄沼 (JG-B) におけるHK-j直下の ^{14}C 年代は、 $13,200 \pm 225$ y. B. P. と報告されており (MIURA & YAMANAKA, 1980)、これは、十和田火山東麓での年代 (Fig. 2) とほぼ一致する。

HK-fも同様の根拠にもとづいて、十和田火山を給源とする中振浮石 (Cu: 大池ほか, 1966) に対比される。八甲田山ではつねに、下部の灰白色ないし白色軽石と上部の灰白色火山砂の二つのユニットからなる。北から南へ層厚が増し、八甲田山田代湿原では8cmであるのに、東南麓の鳶温泉付近では約50cmに及ぶ。この直下の泥炭の ^{14}C 年代が、田代湿原北西部の空川西岸 (TS-6) で新たに得られ、 $4,680 \pm 120$ y. B. P. (GaK-6524) であった。従来の中振浮石の ^{14}C 年代にはばらつきがある (Fig. 2) が、泥炭についての測定結果はばらつきが少なく、その平均はおよそ5,000年前である。

Fig. 3 Columnar sections of study sites and their stratigraphic relations since Latest Pleistocene in North Hakkoda Mountains.

HK-b および HK-a は、すでに町田ほか (1981) によって、それぞれ、十和田 a テフラ (To-a) の上部降下ユニット、苫小牧火山灰 (Tm) とされたものである。新たな主要組成鉱物の屈折率の測定結果も、町田ほか (1981) の記載と一致する。これらが泥炭層に挟在する場合には、両層間に厚さ 1cm 前後の泥炭層が挟在することが多く (Fig. 3)、明瞭な時間間隙が認められる。

他の 5 層の火山灰層の編年・対比や給源火山に関しては今後の検討を要するが、次の諸点を指摘しうる。それぞれの給源は、岩石記載の性質から、HK-h が十和田火山、その他が十和田火山以外の火山であると予想される⁵⁾。HK-g 直下の ^{14}C 年代は、7,820 ± 300 y.B.P. (GaK-9501) と 8,470 ± 180 y. B. P. (GaK-9499) である。前者はヒラー式サンプラーによって数度にわたり得られた試料の総量についての、また後者はトレンチより直接採取した試料についての値である。このことから、後者がより信頼性が高いと判断されるので、HK-g 降下年代を約 8,500 年前と考える。HK-h は、その火山ガラスの屈折率が十和田火山を給源とする南部浮石 (中川, 1963)

の火山ガラスの屈折率 (町田ほか, 1981) に近似すること、その層位が田代湿原では HK-g の約 10cm 下位であり、HK-g の年代が大池・高橋 (1971) の報告した南部浮石の ^{14}C 年代 8,600 ± 250 y. B. P. に近似することから、南部浮石に対比される可能性が高い。HK-c の降下年代は、田代湿原では 8cm 上位の泥炭の ^{14}C 年代が 2,840 ± 110 y.B.P. (GaK-9500) であることから、約 3,000 年前と推定される。

B. 各地の記載

対象とした各地の更新世末期以降の層序、示標火山灰層と ^{14}C 年代にもとづく層位関係を Fig. 2 に総括して示し、各地の主要地点の柱状図と層位関係を Fig. 3 に示した。 ^{14}C 年代のうち本研究で新たに得られたものは測定番号を併記してある。

a. 谷地湿原

本湿原は、高田大岳の東南麓、標高約 770~790m に位置する。二つの小河川にはさまる谷地形の中に位置し、湿原面はおおむね東南に傾斜する。ブナ林に包囲されるが、湿原周辺にはアオモリトドマツも散在する。

5) 新井房夫氏の私信による。

Fig. 4 Pollen diagrams of the Gravel-I, -II and Yachi Peat in Yachi Moor (ca. 780 m in altitude).

谷地湿原とその縁辺に分布する第四紀層は、下位より、礫層-I、泥層、八戸火山灰層、礫層-II、谷地泥炭層の5層に区分される。泥層と八戸火山灰層は整合的であるが、他はそれぞれ斜交関係にある。

礫層-Iと泥層は、ともに湿原南側の河岸(Yc-1, -2)一帯に露出する。前者は1m層厚以上で、主に流紋岩、玄武岩、緑色岩の中礫ないし大礫よりなり、基質は灰色泥よりなる。礫の淘汰はよい。有機質泥のレンズをはさむことがある。後者は、確認した限りでは、層厚3~5cmで、黒色の植物片を混じえる。Yc-1の植物片を多く含む泥の ^{14}C 年代は、 $17,330 \pm 840 \text{ y.B.P.}$ (GaK-8720)と測定された。

八戸火山灰層は、主に湿原の南側と北側の河岸に露出する。南側では、軽石流堆積物 HK-i (HPf) が厚く堆積し、約5mに達する。

礫層-IIは、北側の河岸に連続して露出する。層厚は1m以上で、安山岩、玄武岩の中礫からなり、礫の淘汰はよい。基質は温泉堆積物を多く含む。下流部で、八戸火山灰層との斜交関係が認められ、礫層中には、軽石流堆積物の軽石と同質の再堆積軽石礫ないし砂を多く混じえる。上部は、やや有機質な泥に層相変化する(Yc-6)。この有機質泥の ^{14}C 年代は、 $9,920 \pm 320 \text{ y.B.P.}$ (GaK-9502)であった。

谷地泥炭層は、現湿原面を直接構成する泥炭層をいう。湿原中央部では泥炭からなるが、縁辺部(たとえばYc-7)では、泥、砂あるいは礫に層相変化する。湿原中央部でもっとも厚く、最大層厚は340cmである。この泥炭層には、HK-g以上の7層の火山灰層が挟在する。

b. 田代湿原

本湿原は、空川と湯ノ川の間に発達し、東西・南北とも径約1,500mの規模をもつ。標高560~575mに位置する。湿原周囲は、ミズナラ、ダケカンパの多い落葉広葉樹林におおわれるが、山地斜面ではブナ林となる。

現湿原面を直接構成する泥炭層を田代泥炭層と呼ぶ。これは、空川河岸に露出する泥流堆積物を不整合におおふ。一般に下部は泥あるいは温泉堆積物が卓越し、石コウの沈殿が著しい。泥炭層にはHK-h以上の8層の火山灰層が挟在する。湿原北部のTS-2では、深さ約1.5mのトレンチが掘られたままになっており、ここでHK-f (Cu) 以上をすべて見ることができる。田代泥炭層の ^{14}C 年代はFig. 3に示したとおりである。最下部の年代は、 $12,200 \pm 300 \text{ y.B.P.}$ と報告されている(田高, 1976)。

c. 毛無平湿原

標高約1,000~1,200mに位置し、東西に約2kmにわたって広がる。西部のみがブナ林に接し、大半がアオモリドマツ林に囲まれる。

現湿原面を直接構成する泥炭層を毛無平泥炭層と呼ぶ。本湿原ではいずれの地点でも、下部は泥あるいは砂礫質堆積物からなり、上部は泥炭あるいは腐植土からなる。泥炭にはHK-f (Cu) 以上の6火山灰層が挟在する。

標高約1,065mの毛無平湿原のほぼ中央部に位置するKNS-8を研究対象とした。この付近には池塘が多く、泥炭の層厚も最大150cmある。

d. 地獄沼

露頭は地獄沼の約100m西方、ふかし湯の手前の道沿いに位置する。標高は約890mである。

この露頭の堆積物は、下位より、礫層、地獄沼上部泥炭層、八戸火山灰層の3層に区分できる。地獄沼上部泥炭層は礫層を不整合におおひ、八戸火山灰層に整合におおわれる。礫層は淘汰のよい中礫ないし大礫よりなり、中・粗粒砂を基質とする。地獄沼上部泥炭層は、泥炭と砂の互層で、層相変化が著しい。MIURA & YAMANAKA (1980)の報告した ^{14}C 年代によれば、最下部は約17,000年前、最上部は約13,000年前である。八戸火山灰層上部の軽石流堆積物には礫が多く含まれ、上部へいくにつれ礫の量も増大する。

中部の泥炭層を地獄沼上部泥炭層と呼んだのは、地獄沼西岸に約36,000~約26,000年前の古い泥炭層が報告されている(MIURA & YAMANAKA, 1975)ので、それを便宜的に地獄沼下部泥炭層と呼んで区別するためである。

II. 花粉化石群集と分帯

A. 試料と方法

谷地湿原では、礫層-I、礫層-IIおよび谷地泥炭層から60試料を、田代湿原では、田代泥炭層から70試料を、毛無平湿原では、毛無平泥炭層から14試料を、そして地獄沼の地獄沼上部泥炭層から11試料をそれぞれ採取した。各試料の層準を、各地の花粉分析図の左端の柱状図に示した。これらの試料は、主に泥炭、泥炭質砂あるいは泥である。

これらの試料を、10% KOH 処理(80°C, 10分間湯煎)、50% HF 処理(5~10分間)、アセトリシス処理(80°C, 1分間湯煎)の順に化学処理し、花粉化石を抽出した。抽出した花粉化石をグリセリンに封じ検鏡した。

樹木花粉の出現率は、樹木花粉総数を基数とし、草本花粉とシダ植物胞子のそれは、樹木・草本花粉とシダ植物胞子の総数を基数として算出した。毛無平泥炭層から産した *Sphagnum* 胞子の出現率は、樹木・草本花粉とシダ植物胞子・*Sphagnum* 胞子の総数を基数として算出した。

B. 各地の花粉化石群集と分帯

各地の花粉化石群集とその層位的変化を、Fig. 4, 5, 6, 7 に示す。複数の分類群をハイフンで結んで表記したものは、いずれかに明確に同定しえなかったものである。また、T.-C. としたものは、Taxaceae, Cupressaceae, Cephalotaxaceae のいずれかに同定しえなかった花粉化石群を示す。

検出した花粉化石のうち、森林の重要な構成要素である、*Picea*, *Abies*, *Larix-Pseudotsuga*, *Pinus*, *Cryptomeria* の針葉樹、*Fagus*, *Quercus*, *Betula* などの落葉広葉樹の層位的産出状況にもとづいて、局地花粉化石群集帯 (local pollen assemblage zone) を設定した。それらは、花粉分析図右端に示した。また地質層序にもとづく各帯の層位関係を Fig. 8 に示す。

a. 谷地湿原

下位より、YC-I, -II, -III, -IV, -V の 5 局地花粉化石群集帯を設定する。

YC-I は礫層-I に挟在する泥の薄層より得た一試料の花粉化石群集にもとづくが、*Pinus*, *Picea* が優占し、*Betula*, *Alnus*, *Corylus* をともない特徴的であるので設定した。この帯は、礫層-I を斜交関係でおおう泥層の ^{14}C 年代から、遅くとも約 17,000 年前より古い。

YC-II は *Alnus* の優勢と、これに次ぐ *Corylus*, *Ulmus-Zelkova*, *Quercus* (*Lepidobalanus*) の産出で特徴づけられる。ほとんど落葉広葉樹で占められるが、*Fagus* を産しない。分類群の種類数は乏しい。草本の Gramineae とシダ植物胞子が多産する。 ^{14}C 年代から、9,900 年前前後である。

谷地泥炭層は、YC-III, -IV, -V の 3 帯に区分できる。YC-III は、*Tilia*, *Quercus* (*Lepidobalanus*) の優勢と、これに次ぐ *Acer*, *Corylus*, *Betula*, *Fagus* の産出で特徴づけられる。またシダ植物胞子が多産する。地点 YC-3 の下部 (試料 6~9) では、*Betula*, *Pinus*, *Picea* の優占する花粉化石群集が認められたが、堆積物が真黒色のよく分解した泥炭であること、花粉化石の多くが破損していること、より下位の堆積物は再び未分解質となり、*Fagus* が優占することのいくつかの理由により、それらは再堆積に起因する可能性がある。YC-III と YC-IV の

境界は、火山灰層 HK-g より下位である。前述したように、HK-g の年代は約 8,500 年前と考えられたので、この境界の年代は遅くともこれより古い。YC-IV と YC-V は、いずれも *Fagus* の優勢と *Quercus* (*Lepidobalanus*) がこれに次ぐことで特徴づけられるが、後者では、*Cryptomeria*, *Abies* を特徴的に多産することで区別される。両帯の境界は、火山灰層 HK-c の ^{14}C 年代から、約 2,800 年前である。

b. 田代湿原

下位より TS-I, -II, -III, -IV, -V, -VI, -VII の 7 局地花粉化石群集帯を設定する。

TS-I, -II, -III, -IV は、ともに *Betula* が高率で出現するが、随伴する花粉化石の産状は異なる。TS-I では、*Betula*, *Picea*, *Abies* が高率で出現し、*Pinus*, *Larix-Pseudotsuga*, Ericaceae をともなう。TS-II では、*Betula* が優占し、*Picea*, *Abies* 等の針葉樹花粉の出現率が低下する。TS-III では、針葉樹花粉が急減し、*Quercus* (*Lepidobalanus*), *Carpinus-Ostrya*, *Ulmus-Zelkova* のような落葉広葉樹花粉が増加する。TS-IV では、*Quercus* (*Lepidobalanus*) は特に変化しないが、針葉樹花粉の増加がある。TS-I と TS-II の境界年代は、田高 (1976) と YAMANAKA (1978) の報告した ^{14}C 年代から、約 12,000 年前である。

TS-V は、*Quercus* (*Lepidobalanus*) の優勢と *Carpinus-Ostrya*, *Juglans*, *Fraxinus* の産出で特徴づけられる。下位の TS-IV とは、*Abies*, *Picea* 等の針葉樹花粉の衰退と *Quercus* (*Lepidobalanus*) の急増で明瞭に区別される。その境界年代は、田高 (1976) の報告した若干上位の ^{14}C 年代から、9,500 ないし 10,000 年前と推定される。

TS-VI は *Fagus* の優勢と *Quercus* (*Lepidobalanus*) のこれに次ぐ産出で特徴づけられる。また、変動が著しいが、*Ilex* の出現率も高い。まれであるが *Symplocos* が産する。TS-V との境界は、火山灰層 HK-g 直下の ^{14}C 年代から、約 8,500 年前と推定される。

TS-VII は、TS-VI と同様に *Fagus* が優占するが、*Cryptomeria* を 5% 前後産することで区別される。TS-VI との境界層準の ^{14}C 年代は $2,840 \pm 110$ y. B. P. である。

c. 毛無平湿原

下位より KN-I, -II の 2 局地花粉化石群集帯を設定する。

両帯ではともに *Fagus* が優占し、次いで *Quercus* (*Lepidobalanus*) が多産するが、KN-I では、*Pterocarya*, *Carpinus-Ostrya*, *Ilex* の産出が著しく、KN-II では、

Abies, *Pinus*, *Cryptomeria*, *Betula* の産出が目立つ。両帯の境界は、火山灰層 HK-c, b (To-a) の ^{14}C 年代から、約 2,800 年前より新しく、約 1,500 年前より古い。

d. 地獄沼

地獄沼上部泥炭層を通じて, *Pinus*, *Picea*, *Betula*, *Alnus* が高率で出現し, Gramineae, Cyperaceae を主と

する草本花粉も一般に多産する。細かくみると、下部で *Picea* が、上部で *Pinus* が最優占する傾向がある。最上部では *Betula*, *Selaginella* の産出が目立ち、まれではあるが *Carpinus-Ostrya*, *Quercus* (*Lepidobalanus*) といった落葉広葉樹の産出もある。このように花粉化石の層位的産出状況には著しい変化がみられない。このような花粉化石群集で特徴づけられる局地花粉化石群集帯を便宜的

Fig. 8 Characteristics of local pollen assemblage zones and their stratigraphic relations in North Hakkoda Mountains. A; a dominance of *Fagus* and common occurrences of *Cryptomeria*, *Abies* and *Pinus*. B; a dominance of *Fagus*. C; a dominance of *Quercus* (*Lepidobalanus*) or common occurrences of *Quercus* (*Lepidobalanus*), *Tilia* and *Acer*. D; a mix of *Betula*, *Quercus* (*Lepidobalanus*), and such conifers as *Picea*, *Pinus* and *Abies*. E; a dominance of *Betula* or *Alnus*. F; a dominance of *Betula* and common occurrences of such conifers as *Picea*, *Pinus* and *Abies*. G; a dominance of such conifers as *Picea*, *Pinus* and *Abies*, and a common occurrence of *Betula*.

に JG-I と呼ぶ。

III. 植 生 変 遷

A. 更新世末期の植生

地獄沼上部泥炭層ならびに田代泥炭層最下部の TS-I 帯の花粉化石群集は、約 12,000 年前以前の更新世末期の森林植生を示す。それらは主に針葉樹からなるが、両者の花粉化石群集には明瞭な相違点があり、前者では *Pinus* (*Haploxylon*), *Picea*, *Betula* が優占するのに対し、後者では *Picea*, *Betula* が優占し、*Pinus* (*Haploxylon*) の出現率は低い。このような相違点は、南八甲田山を含む多くの資料にもとづいてすでに YAMANAKA (1978) が指摘した。彼はこの相違が、標高約 900 m を境に確認されることから、それ以上には当時、*Pinus pumila* を主とし *Betula ermanii* をともなう高山帯が位置したと考えた。標高約 890 m に位置する地獄沼では、*Picea* も高率を占めるものの、*Pinus* (*Haploxylon*) が最優占し、*Betula* も高率出現するので、*Pinus* (*Haploxylon*) の対応

種については未解決であるが、彼の見解と矛盾するものではない。

地獄沼上部泥炭層の花粉化石群集については、MIURA & YAMANAKA (1980) の記載・見解と異なる点がある。彼らは、*Abies* の最優占と中・上部での *Quercus* (*Lepidobalanus*) の優占を認め、4つの時期に区分した。これにもとづいて、地獄沼上部泥炭層の堆積期では、針葉樹優占の寒冷期から *Quercus* の優占する温暖期を経て、再び針葉樹優占の寒冷期に移行するとした。しかし、筆者らはすでに記載したとおり、これを支持する花粉化石の層位的産状を認めなかった。JG-I 帯の花粉化石群集は、泥炭層の堆積期を通じて、高山帯の要素と亜寒帯要素が混在し、両帯の境界付近の植生を示すと考ええる。ただ、上部で温帯の落葉広葉樹の種類が増すので、気候のわずかな温暖化を指摘しうる。したがって彼らの見解をも支持しない。

八甲田山地域では、針葉樹の種が明らかにされていないが、周辺地域ではいくつか報告がある。すなわち、上

北地方大平の約 27,000 年前の泥炭層から、主に亜寒帯林を構成する *Picea glehni*, *Larix dahurica* var. *japonica*, *Abies sachalinensis*, *Pinus Koraiensis* 等の産出報告があり (SOHMA, 1959; 竹内, 1971), それらが八戸浮石層直下まで存続したことが、花粉化石の検討 (SOHMA, 1958) と層序の検討 (竹内, 1971) から確認されている。また、津軽地方西部の約 20,000 年前の泥炭層からも *Picea glehni* が多数産し、それらが約 10,000 年前まで存続したことが報告された (辻, 1980)。これら化石群集は、現在北海道に分布する亜寒帯針葉樹林を構成する種が大半を占めるという共通点があり、両地域には含まれた八甲田山地域でも、確認された主要針葉樹の多くがそれらの種に対応する可能性が高い。また、当時の亜寒帯林の垂直分布についてみると、少なくとも現在の平野から標高約 900 m までの標高差 900 m の間に帯をなしていたことが指摘される。

B. 亜寒帯林の衰退過程

更新世末期から完新世初期にかけての植生の変化は、田代湿原と谷地湿原で認められる。また、南八甲田山櫛ヶ峯湿原 (標高約 1,200 m) や大谷地湿原 (標高約 900 m) でも認められた (YAMANAKA, 1978)。いずれの地点でも、針葉樹の優占する花粉化石群集から、*Betula* または *Alnus* の優占する群集およびこれに続く主に *Quercus* (*Lepidobalanus*) の優占する群集を経て、*Fagus* の優占する花粉化石群集へ変化した。これは、高山帯・亜寒帯針葉樹林から *Fagus* を主とする冷温帯落葉広葉樹林へと変遷したことを示す。この変化は、高山帯・亜寒帯林の衰退と冷温帯林の分布拡大、すなわち冷温帯林の上限の上昇を意味し、気候の温暖化を示す。上述の *Betula* または *Alnus* の優占する森林期と主に *Quercus* の優占する森林期は、短期間に急速に移り変わり、しかもいずれも陽樹の優占によって特徴づけられることから、亜寒帯針葉樹林からブナ林への移行期と判断される。

Betula または *Alnus* の優占する化石群集は、田代湿原では TS-II, -III, -IV, また谷地湿原では YC-III の群集がそれにあたる。YC-II は年代層位的に TS-IV にほぼ対応する。針葉樹の衰退に対応する *Betula* の増加は、南八甲田山櫛ヶ峯湿原や大谷地湿原でも報告された (YAMANAKA, 1978)。この時期では、*Betula* または *Alnus* が著しく高率化する傾向があり、それらが単調な森林植生をなしていたことを示す。このような移行的植生の形成は、気温の上昇にともなって亜寒帯針葉樹林の更新が絶たれ、それらより適応範囲が広い *Betula* や *Alnus* の陽樹が大繁殖したためと考えることができるが、一方で、当時の

地表面の不安定による土地条件の悪化をも形成要因として無視することはできない。すなわち、八甲田山とその周辺地域をみても、八戸火山灰層堆積後に著しい斜交関係が認められる。たとえば、谷地湿原では、前述したように八戸火山灰層と遅くとも約 9,900 年前に堆積した礫層-II とが明瞭な斜交関係にある。また、十和田火山東麓では、八戸火山灰層と約 10,000 年前の二ノ倉火山灰が著しい斜交関係を示すことが知られる (大池, 1972)。

田代湿原の TS-IV の時期に、衰退の傾向にあった針葉樹が一時的に増加する。これは、*Carpinus-Ostrya* や *Juglans* のような落葉広葉樹の減少と明瞭に対応するので、一時的な気候の寒冷化を示すものと考えられる。これと同様の現象は、塚田 (1967) が中部地方の山岳地帯においても認めており、比較的広域にわたる現象であることが示唆される。

Betula または *Alnus* の衰退後、主として *Quercus* (*Lepidobalanus*) が優占するようになる。田代湿原では *Quercus* (*Lepidobalanus*) の優占する TS-V へ移行し、また谷地湿原では *Quercus* (*Lepidobalanus*) のほか *Tilia*, *Acer* も優占する YC-III へ移行する。TS-V および YC-III は火山灰・年代層位的にほぼ対応する (Fig. 8)。南八甲田山大谷地湿原でも、*Betula* の衰退後に *Quercus* の優占する時期が認められた (YAMANAKA, 1978)。TS-V では、すでに *Fagus* が 5~10% 前後産する層準が認められる。したがって、すでにこの時期には八甲田山地域には *Fagus* が分布していたにもかかわらず、安定したブナ林がまだ形成されなかったと考えられる。これは、ブナ林が成立するのに十分な土地条件、たとえば降水の増大によってもたらされる湿潤な土壌条件が充分でなかったために、土地的に乾燥した環境を好む *Quercus* が優占した可能性が高い。YAMANAKA (1978) が報告した南八甲田山櫛ヶ峯湿原の花粉分析結果では、*Quercus* の優占する時期が認められないが、このような田代湿原等における変遷との差異が、局地的なものであるのか、あるいは標高差を反映したものであるのかについては、もう少し具体例を得る必要があると考える。

田代湿原では、約 8,500 年前から *Fagus* が急速に分布拡大を開始した。この年代は、火山灰層 HK-g 直下の ^{14}C 年代にもとづく。これは、田高 (1976) や YAMANAKA (1978) が推定した約 7,000 年前より約 1,500 年も古い。

C. 完新世後半の針葉樹の分布拡大

八甲田山では、完新世後半に *Abies*, *Pinus*, *Cryptomeria* の針葉樹や *Betula* が分布拡大することが、田高 (1976)

や YAMANAKA (1978) などによって指摘された。その開始年代を、前者は約 2,000 年前と推定し、後者は 1,500 ないし 1,000 年前と推定した。

しかし、これらの植物群のうちすくなくとも *Abies* の分布拡大は、標高約 1,100 m より高所からはじまり、その開始の年代は、火山灰層 HK-f 前後のおよそ 5,000 年前であると考えられる。すなわち、谷地・毛無平各湿原では、HK-c または HK-b (To-a) の降下以降にその産出が目立つようになるが、YAMANAKA (1978) による櫛ヶ峯湿原 (標高約 1,200 m) や田高 (1978) による黄瀬沼湿原 (標高約 1,120 m) では、ともに泥炭層中部の軽石質火山灰層前後から増加が明瞭に記録されている。この軽石質火山灰層は、層相の一致から、HK-f (Cu) に対比される。

中部地方の山岳地帯における亜高山性針葉樹花粉の増加開始の年代を塚田 (1967) は約 4,500 から 4,000 年前であるとした。したがって、八甲田山における亜高山性針葉樹 *Abies* の対応種 *A. mariesii* の分布拡大も、中部日本におけるそれと年代的にはほぼ対応するといえる。

一方、*Cryptomeria* の産出状況は *Abies* のそれと異なり、田代湿原のような低所でその産出が目立つ傾向がある。すなわち、田代湿原では HK-c 以降にその産出が著しくなり、その後も産出状況は変化しないが、谷地・毛無平各湿原では、HK-b (To-a) 降下後に、*Abies* の増加に対応して減少する。より高所の櫛ヶ峯・大谷地各湿原についての報告 (YAMANAKA, 1978) では、*Cryptomeria* の産出はまれにしか記録されていない。これらのことは、*Cryptomeria* の分布拡大が低所を中心に起こったことを示唆し、東北地方北部における *Cryptomeria* の分布拡大が、約 2,700~2,000 年前に低地から低山地を中心に起こったとする辻 (1981) の見解と矛盾しない。

D. ソバ属花粉について

田代湿原における TS-V 帯、谷地湿原における YC-V 帯、および毛無平湿原における KN-II 帯から *Fagopyrum* (ソバ属) 花粉が検出された。後 2 者はいずれも約 2,800 年前よりは新しいが、田代湿原における検出層準は、 ^{14}C 年代から約 8,500 年前より古く、約 9,300 年前より新しい。八甲田山周辺では、低地の青森市月見野湿原において遅くとも約 3,200 年前よりその産出が確認されている (YAMANAKA, 1979)。他地域でもこの属の花粉の産出記録は多いが、大半は縄文後・晩期以降のもので (たとえば田原・中村, 1977)、焼畑作物と考えられている (塚田, 1981)。谷地・毛無平各湿原における検出層準は低地のそれとはほぼ対応し、作物であったのかあ

るいは逃げ出したものなのかは明らかでないが、人間の生業活動とかかわりを持つ可能性は高い。一方、田代湿原において検出された *Fagopyrum* 花粉は、検出層準の年代が古いうえ、谷地・毛無平湿原における検出層準との間に大きな産出の不連続があり、縄文後・晩期の *Fagopyrum* と同様の意義を持つとは考えにくい。日本では他に、縄文後・晩期とかけはなれた時代の記録としては、長野県野尻湖地方の中部野尻湖層 (約 23,000~28,000 年前の ^{14}C 年代が得られている) からの産出報告がある (野尻湖花粉グループ・野尻湖植物グループ, 1980)。このことをも考慮すると、完新世初期・更新世の古い時期の *Fagopyrum* は、かつて日本に自生した種である可能性がある。更新世における産出例が増せば論議されるであろう。

IV. 摘 要

北八甲田山における更新世末期以降の火山灰層序を検討し、これにもとづいて、谷地・田代・毛無平各湿原および地獄沼における花粉化石群集とその層位的変化を調べた結果；

1) 上位より HK-a~j と呼ぶ 10 層の示標火山灰層を認めた。このうち、HK-a, -b, -f, -i, -j は、既報の苫小牧火山灰 (Tm)、十和田 a テフラ (To-a) の上部降下ユニット、中振浮石 (Cu)、八戸浮石層 (HP) の浮石流凝灰岩相部 (HPf)、八戸浮石層の降下浮石相部にそれぞれ対比された。

2) 約 12,000~約 8,500 年前に、亜寒帯針葉樹林から *Fagus* を主とする冷温帯落葉広葉樹林への移行期が認められた。この移行期は、下位の *Betula* または *Alnus* 林期と上位の主に *Quercus* (*Lepidobalanus*) からなる落葉広葉樹林期に 2 分される。この一連の変遷は気候の温暖化に起因する。

3) *Betula* または *Alnus* 林期の後半に、一時的な亜寒帯針葉樹の拡大が認められた。

4) *Fagus* の分布拡大は、約 8,500 年前から急速に起こった。

5) 約 5,000 年前以降に、約 1,100 m 以上の高所を中心に、*Abies mariesii* が分布拡大したと考えられた。*Cryptomeria* の分布拡大はより低所を中心に起こり、*Abies* のそれと拡大域が異なることが指摘された。

謝辞 この研究を進める上で、大阪市立大学理学部粉川昭平教授、日本大学文理学部遠藤邦彦教授から多くの御助言を頂いた。群馬大学教育学部新井房夫教授には、火山灰の組成鉱物の屈折率の測定をして頂き、火山灰層

の性質について多くの御指摘を頂いた。学習院大学理学部木越邦彦教授には、 ^{14}C 年代の測定をして頂いた。また、日本大学文理学部八甲田・十和田調査グループの方々や法政大学大学院橋屋光孝・高野繁昭両氏には、野外調査でお世話になった。これらの方々に感謝申し上げます。

引用文献

- 一色直記・小野晃司・平山次郎・太田良平 (1965) 放射性炭素 ^{14}C による年代測定。地質ニュース, no. 133, p. 20—27.
- 草間俊一 (1965) 岩手県福岡町掘野遺跡。岩手県福岡町教育委員会, 61 p.
- 町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラアカホヤ火山灰。第四紀研究, 17, p. 143—163.
- 町田 洋・新井房夫・森脇 広 (1981) 日本海を渡ってきたテフラ。科学, 51, p. 562—569.
- 松井 健・高橋 一・中馬教允・足利圭一 (1969) 青森県三本木原ふきの現世火山灰層の噴出年代。地球科学, 23, p. 264—266.
- MIURA, O. and YAMANAKA, M. (1975) Palynological study of Late Pleistocene deposits on the Hakkoda Mountains. *Ecol. Rev.*, 18, p. 127—132.
- MIURA, O. and YAMANAKA, M. (1980) Palynological study of the Latest Pleistocene deposits on Hakkoda Mountains. *Ecol. Rev.*, 19, p. 167—174.
- 中川久夫 (1963) 青森県の第四系。青森県地質説明書, 青森県, p. 65—92.
- 野尻湖花粉グループ・野尻湖植物グループ (1980) 野尻湖層の花粉化石と植物遺体。地質学論集, no. 19, p. 101—130.
- 大池昭二 (1964) 八戸浮石層の絶対年代。地球科学, no. 70, p. 38—39.
- 大池昭二・中川久夫・七崎 修・松山 力・米倉伸之 (1966) 馬淵川中・下流沿岸の段丘と火山灰。第四紀研究, 5, p. 29—35.
- 大池昭二 (1972) 十和田火山東麓における完新世テフラの編年。第四紀研究, 11, p. 228—235.
- 大池昭二・松山 力・竹内貞子 (1977) 八戸浮石層直下の埋没化石林の ^{14}C 年代。地球科学, 31, p. 136—137.
- 大池昭二・庄子貞雄 (1977) 八戸浮石層直下の埋没土の ^{14}C 年代。地球科学, 31, p. 90.
- 佐藤博之・山田敬一 (1975) 青森市酸ヶ湯地域地獄沼西方の湖沼堆積物の ^{14}C 年代。地質調査所月報, 26, p. 681—682.
- SOHMA, K. (1958) Palynological studies on Pleistocene peaty lignites and a Pliocene lignite from Aomori Prefecture. *Ecol. Rev.*, 14, p. 291—300.
- SOHMA, K. (1959) On woody remains from a Pleistocene peaty lignite at Otai, Aomori Prefecture. *Ecol. Rev.*, 15, p. 67—70.
- 田高昭二 (1966) 花粉分析からみた八甲田山植物相の変遷について。青森県生物学会誌, 8, p. 8—14.
- 田高昭二 (1970) 湿原泥炭の ^{14}C -測定値からみた八甲田山における植生変遷について。青森県生物学会誌, 12, p. 13—14.
- 田高昭二 (1976) 八甲田山における晩氷期以降の林相の垂直分布とその地史的遷移について。青森県生物学会誌, 15, p. 14—19.
- 竹内貞子 (1971) 青森県大平における三本木層の ^{14}C 年代。地球科学, 25, p. 186—187.
- 田原 豊・中村 純 (1977) 千葉県における稲作の起源に関する花粉分析学的研究。昭和51年度特定研究「稲作の起源と伝播」年次報告, p. 44—51.
- 東北地方第四紀研究グループ (1969) 東北地方における第四紀海水準変化。日本の第四紀 (地団研専報, no. 14), p. 37—83.
- 辻 誠一郎 (1980) 東北地方北部の最終氷期最盛期以降の植物相に関する資料。日本第四紀学会講演要旨集, no. 10, p. 22—23.
- 辻 誠一郎 (1981) 秋田県の低地における完新世後半の花粉群集。東北地理, 33, p. 81—88.
- 塚田松雄 (1967) 過去一万二千年間：日本の植生変遷史 I。植物学雑誌, 80, p. 323—336.
- 塚田松雄 (1981) 過去一万二千年間—日本の植生変遷史 II, 新しい花粉帯。日本生態学会誌, 31, p. 201—215.
- 渡辺直経 (1966) 縄文および弥生時代の ^{14}C 年代。第四紀研究, 5, p. 157—168.
- YAMANAKA, M. (1965) Pollen profiles of recent sediments from the Tashiro moor, Hakkoda Mountains. *Ecol. Rev.*, 16, p. 195—199.
- YAMANAKA, M. (1978) Vegetational history since the Late Pleistocene in Northern Japan. I. Comparative studies of the pollen diagrams in the Hakkoda Mountains. *Ecol. Rev.*, 19, p. 1—36.
- YAMANAKA, M. (1979) Palynological studies of Quaternary sediments in Northeast Japan. IV. Tsukimino moor in Aomori Prefecture, with special reference to the history of rice crop. *Ecol. Rev.*, 19, p. 113—121.