仙台周辺の丘陵斜面の削剥過程と完新世の環境変化¹⁾

宮城 豊彦²⁾・日比野紘一郎³⁾・川村 智子⁴⁾

Processes of Hillslope Denudation and Environmental Changes During the Holocene Around Sendai, Northeast Japan¹⁾

Toyohiko MIYAGI²⁾, Koichiro HIBINO³⁾ and Tomoko KAWAMURA⁴⁾

In this paper we discuss processes of slope denudation during the Holocene in the hilly area near Sendai.

We gave it our general consideration of the history of local geomorphic environments and hillslope development based on the analyses of sediments located in isolated depressions, including pollen analyses, radiocarbon datings and plant communitical data. The main results are as follows.

1. Three periods of hillslope instability are identified: 1) before 9,000 y. B. P., 2) between 6,000 and 2,500 y. B. P., with a prominent period between 6,000 and 5,000 y. B. P., and 3) after 1,000 y. B. P. The unstable period between 6,000 and 5,000 y. B. P. is contemporaneous with the Hypsithermal epoch (Fig. 4).

2. It is not yet certain that the unstable period after 1,000 y. B. P. can be wholly attributed to soil erosion caused by human impacts on natural vegetation.

3. Palynological analysis is useful for the clarification of slope conditions at various in time, for increases and decreases of pollen grains of certain plants which reflect geomorphological conditions, (especially *Zelkova*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Fraxinus* and *Fagus*), enable one to determine micro-topographical changes on hillslopes.

4. Different kind of denudation process on hillslope, i. e. soil creep on crest slope in the stable period (Fig. 7a) and small surface failure of slump type on side slope in the unstable period (Fig. 7b), has characterized present hillslope morphology.

I はじめに

温帯湿潤地域の、植被におおわれた斜面上で営まれる、主な削剥過程は、次に述べる二つの様式に大別されるであろう。つまり、短期間では計測不可能な、極めて緩慢で微細な物質移動（例えば土壌匍行）と、長い時間間隔において発生する崩壊など、破壊的な物質移動である。これら両様式ともに、数千年来の長時間における、発生の変化過程をとらえることはむずかしく、これまでの研究例も少ない。それは、斜面上の生成物は、削剥に

よって斜面から除去されるという、浸食地形の持つ基本的な性格に基いている。従って、斜面の物質移動が、どのような時期に、どのようなプロセスで行なわれてきたかという、斜面の安定度の変化を時系列に組み込んだ地形発達史の研究は見当らない。しかし、いわゆる斜面の不安定期の存在については、いくつかの報告がある。例えば、田村・三浦（1968, 1971）、磯（1974）などは、斜面をおおう数枚の火山灰層の不整合関係に注目し、過去において、斜面が相対的に不安定だった時期のあることを推定した⁵⁾。しかし、この推定された不安定期が、火

- 1) 1979年4月10日受付。1978年10月2日 日本地理学会秋季大会にて発表したものに加筆
- 2) 東北大学理学部地理学教室大学院 Graduate Student, Inst. of Geogr. Faculty of Science, Tohoku University.
- 3) 宮城県農業短期大学 Miyagi Agricultural College.
- 4) シネ・サイエンス Cine-Science Co. Ltd.
- 5) これらの研究は、斜面の研究にテフクロノロジーによる発達史的な観点を導入した点では評価できるが、対象が火山灰であることから、厳密には火山灰が動いたことを意味するものでしかない。つまり、ある層準に限って不安定なのは、不整合を作る火山灰自体の不安定性を示している可能性を持つにとどまる。

山灰層をのせない斜面にも適用されるかどうかは、今後検討されねばならない。また、RIESEBOS and SLOTBOON (1974) は、丘陵斜面の土壌分析と、土壌層位中の花粉分析とを行ない、これらを隣接する沖積地から得られた花粉ダイアグラムと比較して、花粉層序の乱れを見出した。彼らは、この乱れから、現在の丘陵斜面の相対的な安定性を検討している。しかし、この方法は、土壌層位の形成過程における花粉粒子の集積過程が明らかにされていないので、その運用には注意を要する。また、土壌層自体は、現在形成中のものだから、この方法を過去に遡って適用することは困難であろう。それにもかかわらず、彼らの方法は、斜面の物質移動の推定に花粉分析を用いたこと、花粉の土壌中の動きを議論している点で注目される。

従来、植生や気候変化の復元に、花粉分析を用いた研究は多い。また最近、地形変化を含めた環境変遷の復元に、花粉分析を用いた研究も行われている(安田, 1978)。しかし、それらは、限られた地点の花粉ダイアグラムと地質柱状図から、1つの平野・山地など広い地域の環境変遷を復元したもの⁶⁾で、そこには大きな仮定があった。例えば、いわゆる寒冷期を示す植生の花粉の出現イコール岩屑生産期(Periglaciation)といった、単純な図式が想定されている(塚田, 1967)。地形学の立場からいえば、花粉ダイアグラムによって復元される植生変遷の多くは、植生の立地条件を支配する地形変化によるものであって、地形変化をひきおこす原因の1つとして、気候変化が想定されるにすぎないと考える。つまり、花粉ダイアグラムにより復元される植生変遷と、環境変化との間をつなぐためには、地形変化のプロセスの解明と、植物群落学的な観点に立った議論が必要であり、これまでの研究の多くには、これが欠落していたように思える。ある特定地域の地形発達史や環境変遷史を編むためには、その地域における、現在の土地条件・地形変化プロセスと植物群落との対応関係を明らかにし、

これに基づいて花粉ダイアグラムや堆積物の解釈を行うべきであろう。更に、花粉分析によって、地形発達までも議論する際には、その資料の代表性について十分な検討を加えなければならない。

本報告では、周囲を完全に斜面で囲まれた凹地の堆積物の分析によって、完新世以降の斜面の削剝過程と環境変遷とを推定する。

いわゆる閉塞凹地は、浸食のネットワークである水系からは孤立しており、環境としては、いわば閉鎖系といえる。従って浸食基準面の低下は生じない。また、凹地周囲の斜面から生産された土砂は、溶存物質として地下水とともに流失するものを除いて、全て凹地底に集積する。

一部の閉塞凹地の底には、泥炭が発達しており、ここでは泥炭層と斜面に由来する岩屑との指交関係が見い出される。このような堆積物の断面からは、岩屑の堆積状態・花粉分析用試料・¹⁴C年代測定用資料が、ひとまとまりで得られることになり、環境変化と斜面の削剝過程を推定する有力な材料となる。一般に閉塞した環境では、基準面の低下は生じないので、これに基く、斜面を一挙に破壊するような大規模崩壊⁷⁾など、大量・急激な斜面の物質移動は生じにくく、このスケールでの斜面発達の議論はできない。しかし、仙台周辺の丘陵地ではWürm氷期の最大海退期以降、顕著な基準面の低下はなかったもので、今回行う1万年以降の微地形スケールの斜面発達の議論では、基準面低下に対する閉塞凹地の特殊性を吟味する必要はないと考える。また今回述べる閉塞凹地は、谷頭部⁸⁾が閉塞されたもの(後述)で、個々の微地形スケールの地形変化プロセスには、基準面変化以前に、斜面形や土壌条件、風化などの条件が大きく関与する。従って、気候変化などに対応した斜面の不安定期があったとすれば、それは削剝量の変化⁹⁾として凹地底の堆積物中に記録されたはずである。丘陵地など浸食域の大部分の地表は、谷頭あるいは、谷頭を構成する斜

- 6) 安田(1978)は、大阪府河内平野の植生変遷と古地理変遷を対応させているが、このような研究には、植物相が示している土地条件(地形条件)の吟味が必要であろう。例えば氏の「常緑広葉樹林帯の中でエノキ・ムクノキは、丘陵を開析する小支谷の沢ぞいの低湿な土壌条件の良い所に生育する。」といった記載を証明する必要があるのではないか。
- 7) この規模は、MACHIDA(1966)寺戸(1977)などの定義があるが、ここでは、1つの崩壊が、1個の谷頭部を作る程度($10^4 \sim 5 \text{ m}^3$)以上の崩壊(宮城, 1979)をいう。
- 8) 谷頭部とは、水系の最上流部において、マス・ムーブメントの卓越する領域から、水流の卓越する領域までの区間をいう。田村(1974a)は、谷頭部を構成する微地形要素を、5~6要素に分類し、それぞれを定義している。本研究においても、微地形の名称と定義は、田村に従っている。
- 9) 宮城(1979)によれば、谷頭部の斜面上では、規模が数 m^2 ~ 数 10 m^2 の風化土層剝離の微小崩壊が発生することが多い。田中・森(1976)によれば最近の山地斜面の浸食の主力は微小崩壊だという。つまり、斜面の削剝量の変化は、このような微小崩壊の増減に起因する可能性がある。

表 1 今回の報告のために測定した ^{14}C 年代資料

Field, Sample No.	Locality, Geomorphology	Code No.	Below surface(m)	Radiocarbon age y.B.P.(1950)	Material
Sendai 15	Moniwa-takada	TH-249	0.7	1,410 $\pm$ 90	Peat
16	Moor land	TH-250	1.7	2,050 $\pm$ 95	Peat
17	"	TH-251	2.0	2,200 $\pm$ 95	Peat
18	"	TH-252	3.2	6,030 $\pm$ 130	Peat
19	"	TH-253	4.2	7,810 $\pm$ 155	Peat
20	"	TH-254	5.4	8,860 $\pm$ 175	Peaty clay
23	Moniwa, Nashino Lacustrine terrace	TH-364	3.5	8,120 $\pm$ 170	Organic clay
Izumi 1	Nishitanaka Landslide	TH-258	1.5	Modern	Wood
2	Nenoshiroishi Landslide	TH-289	10.0	Older than 33,000	Wood
3	"	TH-290	18.0	23,850 $\pm$ 930	Wood
4	Moor land	TH-291	1.1	920 $\pm$ 100	Peat
5	"	TH-292	2.0	2,420 $\pm$ 105	Peat
6	"	TH-293	3.0	4,290 $\pm$ 130	Peat
7	"	TH-294	4.0	6,070 $\pm$ 150	Wood
8	"	TH-295	5.1	7,600 $\pm$ 160	Peat
9	"	TH-296	6.1	7,160 $\pm$ 155	Peat & Wood
10	"	TH-297	7.0	6,330 $\pm$ 145	Wood
Onikobe 10	Kawatabi, Iwanazawa Floodplain Lower (Upper gravel bed)	TH-255	2.0	500 $\pm$ 85	Wood
12	"	TH-257	1.3	210 $\pm$ 85	Wood
11	(black humus)	TH-256	2.6	1,530 $\pm$ 90	Wood
13	"	TH-394	1.4	1,560 $\pm$ 100	Wood

面の一部の組み合わせで占められていることから、谷頭部が閉塞されて生じた凹地底の堆積物から得られる情報は、丘陵斜面全体を代表するものと考えてさしつかえない。

地形・地質の条件変化がほとんどない、また表流水などによる泥炭層の攪乱が生じない閉塞凹地で、長時間連続した堆積物から採集された花粉分析の資料は、丘陵地の植生変遷をしめす指標として極めて有効なものと考えられる。

そこで、仙台周辺の丘陵地に多く分布する閉塞凹地の中で、斜面の削剝過程を推定するのに十分な条件¹⁰⁾を備えた、茂庭・高田湿原、根白石湿原の両凹地(図1)について、地形・地質断面の作成、花粉分析、 ^{14}C 年代の測定を行った。更に、東北地方における先学の花粉分析

図 1 調査地域位置図

10) 凹地の集水面積が、凹地底に水路を作らない程度に小さく、且つ斜面からは、ある程度の削剝物の供給があるという。適切な規模の凹地でなければならない。両凹地は、仙台周辺丘陵地にある 28 ケ所の凹地の中から選ばれた。

図2 凹地地形図

結果と、これらとを比較検討することによって、斜面の削剝過程を推定し、これに対応する局地的・微地形スケールの斜面環境の復元を試みた。

II 各凹地の成因と周辺の地形概観

1 茂庭・高田

仙台市南西部の茂庭周辺には、標高 300~200m の丘陵が広がっている。丘陵を構成する岩石は、半固結の中新統・綱木凝灰岩、未固結の鮮新統・梨野凝灰岩であるが、丘陵背面自体は、更新世以降の浸食小起伏面と考えられる。調査地周辺には、小規模（数 ha~数 10 ha）の閉塞凹地や孤立丘が多数みられ、孤立丘の多くは、直径数 m~数 10 m に達する凝灰岩や安山岩のブロックで構成されている。最大の凹地である梨野付近には、南向きの急崖（最大比高約 100 m、延長 1 km）があり、凹地底の一部には、幅 2~3 m の破碎帯も確認されている。これらのことから、茂庭地区は、梨野の急崖を主滑落崖とする巨大な地すべり地と考えられる。

茂庭・高田の調査対象凹地は、この地すべりブロック

の西に隣接している。したがって、凹地の形成は、地すべりブロックが南方へ滑動した際に、西方から延びていた開析谷の谷頭部直下を切断し、地すべりブロックの一部が谷頭部の一部を堰止めた（図 2）ことに起因すると思われる。

2 根白石

根白石湿原の北部には、本砂金面に対比される、標高 470~500 m の菖蒲沼面（西村・宮城、1976）が分布している。この面は、中新統・白沢層（半固結凝灰岩）を基盤岩とする最大層厚数 10 m に達する風化円礫層で構成されている。根白石湿原のある凹地は、この面の南端を切って、比高 60 m 程度の滑落崖を持ち、南々東に流下する、面積約 4 km² の地すべり地にある。この地すべり地の形成は、図 2 地点 E の、地すべり土砂と基盤岩との境界から採集された木片の ¹⁴C 年代（33,000 y. B. P. 以前、TH-289）から、3 万年より古いと考えられる。しかし、調査対象凹地の西部斜面（図 2 C 地点）において、層厚 18 m に達する地すべり堆積物に埋積されていた泥炭の ¹⁴C 年代が、23,850±930 y. B. P.（TH-

図 3 茂庭・高田凹地斜面の実測断面

1. 表土, 2. シルト～粘土, 3. 泥炭, 4. 砂質ローム, 5. 崩壊土砂, 6. 基盤岩,
7. 植林. *: 注 16 参照

290) であることから, この凹地の形成は, 24,000 年前に遡るものと考えられる。

茂庭・高田・根白石ともに, 地すべり地全域にわたる滑動は, かなり以前から休止していたと考えられ, 地すべりにもなう特徴的な微地形は残っていない。

III-a 湿原周囲の斜面形態

茂庭・高田

茂庭・高田凹地は, 集水面積 0.07 km^2 , 湿原部地表面積 0.01 km^2 の完全に閉塞した凹地である。凹地は, ほぼ東西に長軸をもつ谷を堰き止めたものであり, TAMURA (1969), 田村 (1974 a, b) の定義した谷頭部に相当し, その形態は, 杓子型谷頭部 (宮城, 1979) に分類される。湿原部両側斜面上には, 小規模な杓子型谷頭部に発達しそうな溪岸崩壊跡が 2ヶ所みられる。杓子型谷頭部の形成に重要な役割を持つ, 基盤岩をも切り込む, 「Slide」型の崩壊は観察されない。

斜面から湿原部にいたる地形断面と, 微地形に対応した立地を示す植生の例を図 3 に示した。これによると, 谷壁斜面 (Side slope) は, 31.5° の平均傾斜を持つ, 凹型斜面 (Concave segment) であるが, 所々に植生

でおおわれた微小崩壊地が散在する。谷頭凹地 (Head hollow) の上端には, 表面積が 20 m^2 足らずの, 表層滑落型の古い崩壊跡が見られる。杓子型谷頭部における谷壁斜面は, 表層滑落型の微小崩壊が多発する場所である (宮城, 1979) が, 茂庭・高田の谷頭部においても, 同じことがいえ, これによる崩壊土砂が凹地の縁辺を埋めている。谷頭凹地の下端には, 数段の傾斜変換線を持つ, 舌状の土砂堆がはり出している。この土砂堆の構成物質は, 周囲斜面が半固結の凝灰質砂岩よりなるため, 砂・シルト分に富む。湿原部にみられるシルトは, この土砂堆から微量ずつ供給されたものと思われる。湿原部は, 数年間水田となったが, 10 年程前から休耕田となっている。湿原部には, 定常流のある水路は形成されていない。

斜面上の植生は, 一部植林地として, スギ・マツがあり, 他はケヤキ・シデ・カエデを含むクリ・コナラの二次林で構成されている。湿原部では, 休耕田以外の場所にハンノキが生育している。

根白石¹¹⁾

根白石凹地は, 集水面積 0.29 km^2 , 湿原部表面積 0.09 km^2 の完全に閉塞した凹地で, 杓子型谷頭部を持

11) 本凹地は, ダム工事の土捨て場として利用され, 現在は, 完全に埋立てられている。

つ樹枝状谷を堰き止めた形態をしている。湿原の地表には、水路はないが、凹地最低所には池がある。周囲斜面には微小崩壊が数個あるだけで、顕著な崩壊地は認められない。従って、この斜面も、茂庭・高田の場合と同様に、かなり長期間にわたって、大規模な変形はなかったと思われる。

斜面の植生は、全て、クリ・コナラの二次林で、マツ・モミがわずかに点在する。また湿原部にはヨシが広く繁茂している。

III-b 湿原部の構造

両地域の湿原部分について、ヒューラー式花粉サンプラー、中田式大型ボウラー（仮称）、試溝などを用いて、湿原の長軸方向に、15~20m 間隔にボウリングを行ない、コアを採集し、土性・泥炭の分解度などを検討し、これに基づいて詳細な地質断面図を作成した。

大局的には、凹地周囲斜面の表面積は、凹地形成後現在まで大きな変化はなかったと見てよく、そこから生産された土砂量も大きな変化はなかったと思われる。従って、凹地底の埋積にともなう、湿原部が拡大するとともに、泥炭地の面積が拡大していったのは当然である。しかし、凹地の埋積過程で、本来泥炭層が形成される領域に、土砂が進出する現象が見られるとすれば、それは斜面における土砂生産量の増加を示すことになる。これは、泥炭層中に、砂層や無機質層の指交関係で記録されることになり、この砂等が著しく進出した時期をもって、相対的に斜面が不安定だった時期と考えることができる。

茂庭・高田湿原（図 4 a）においては、地表面下 7 m 以深は、凹地底全体に砂質ロームが広がっていたと思われる。-6m 前後からは、凹地底最低所に泥炭地が形成され始める。-6.0m における泥炭地の面積は、0.002 km² 程度であった。-6~-4.3m の間は、比較的安定した泥炭層の形成が続いたが、-4.3~-2.5m の間は、その上下の層準と比較して、泥炭地部への土砂の進出が著しい。-2.5~-0.8m では、泥炭の形成が顕著であり、-0.8m における泥炭地の面積は、約 0.01 km² で、現在の湿原部全域を占めるに到っている。更に、-0.8m 以浅も、土砂の進出が著しい。

泥炭の分解度を、北海道農業試験場による分類（松実, 1956）に従って観察すると、-1.2~-0.8m に分解不良の泥炭、-2.7~-2.0m・-4.2~-3.0m に分解良好の泥炭が分布し、その他の層準は、分解稍良の泥炭土に区分できる。

図 4 a 茂庭・高田湿原地質断面図（位置は図 2 参照）

図 4 b 根白石湿原地質断面図

根白石湿原では、凹地最底所（図 2 D 地点）において、層厚 20m の泥炭層が確認されているが、筆者らの作成した断面（図 4 b）からは、茂庭・高田湿原の構造

と極めて類似した断面構造が確認された。すなわち、 -6.0 m 以深では、砂質ロームの土砂が卓越し、 -3.8 m 前後と -0.5 m 以浅とに粘土～シルトの無機物が泥炭地に進出している。泥炭層の形成が最も盛んなのは、 $-2\sim-1\text{ m}$ 付近である。泥炭の分解度は、 -1.2 m 以浅は分解不良、 $-1.2\sim-1.8\text{ m}$ は分解稍良、 -2.1 m 以深は分解良好となっている。断面図には示さないが、断面中部の粘土～シルト層の直上部には、 $15\sim40\text{ cm}$ の厚さで、木材や種子が多量に出現する。

IV 花粉分析¹²⁾による植生変遷の復元

完新世の植生の変遷史については、森林を構成する主要な木本花粉の消長を基にして、全国的には中村・塚田・安田により、東北地方については、相馬・山中・日比野・川村等によって多くの成果が出されている。本論では、茂庭・高田、根白石両湿原の花粉分析結果と従来の成果との対応関係を明らかにする。さらに、一定の地形的・土壌の条件に特有の立地をしめす木本の花粉、地表状態をより鋭敏に反映すると思われる草本の花粉やシダ類の孢子などに基いて、より微細なスケールの植生変遷を検討する。

このような、微細なスケールの変遷を解明するのに必要十分な数の ^{14}C 年代の測定を行った。なお、本研究のための ^{14}C 年代測定は、すべて東北大学理学部地理学教室の ^{14}C 年代測定装置によった¹³⁾。

分析結果

1. 茂庭・高田湿原

分析結果、AP 22 種類、NAP 12 種類を検出した。主な花粉の消長は、図 5 a に示した。

M—I *Quercus—Fagus* 帯 ($-380\sim-150\text{ cm}$)

M—II *Fagus—Quercus* 帯 ($-140\sim-40\text{ cm}$)

M—III *Pinus—Abies—Cryptomeria* 帯 ($-30\sim0\text{ cm}$)

M—I 帯は、NAKAMURA (1952) および塚田 (1967) の R II に、M—II 帯は R III a に、M—III 帯は R III b に対比される。

R II と R III b との境界は、安田 (1973 a・b)、日比野・加藤 (1975)、YAMANAKA (1978) などによれば、 $3,500\sim2,000\text{ y.B.P.}$ に設定されているが、本分析の結果でも $2,000\text{ y.B.P.}$ 前後に設定される。

主要樹木花粉以外から、微細な植生変遷を復元する

と、 $-290\sim-170\text{ cm}$ で、*Zelkova* and *Ulmus*, *Carpinus* などの増加があり、 $-220\sim-150\text{ cm}$ では、*Castanea*, が *Quercus* の増加とともに増加する。またこの時期には *Cyperaceae*, *Fern Spore* も著しく増加する。この上下では、*Fern Spore* の極端な増加がみられる。*Alnus* は、全体として低率であるが、M—I にいたってわずかに増加する。

2. 根白石湿原

分析の結果、AP 27 種類、NAP 14 種類を検出した。主な花粉の消長は、図 5 b に示した。本湿原の泥炭層は、主要樹木花粉の消長を基に、5つの花粉帯に区分できる。

N—I *Fagus—Quercus—Carpinus* 帯 ($-570\sim-470\text{ cm}$)

N—II *Fagus—Quercus—Zelkova* 帯 ($-460\sim-280\text{ cm}$)

N—III *Quercus—Fagus—Zelkova* 帯 ($-270\sim-150\text{ cm}$)

N—IV *Fagus—Quercus—Alnus* 帯 ($-140\sim-50\text{ cm}$)

N—V *Pinus—Quercus—Cryptomeria* 帯 ($-40\sim0\text{ cm}$)

N—I～III は、R II に、N—IV は R III a に、N—V は R III b にそれぞれ対比される。

R II と R III との境界の年代は、 $2,000\text{ y.B.P.}$ 前後、R III a と R III d の境界は、 $1,000\text{ y.B.P.}$ 前後であり、茂庭・高田湿原とはほぼ一致する。主要樹木花粉以外から、微細な植生変遷を復元すると、 $-450\sim-300\text{ cm}$ で、*Zelkova* & *Ulmus*, *Carpinus*, *Fraxinus* など、岩礫地や土壌被のうすい場所に生育する木本の花粉が増大し、 -370 cm では、全花粉量の 60% 余を占めるまでになる。また、この期間には、*Celtis* も最大の出現を示すようになる。この層位の上下、 $-470\sim-440\text{ cm}$ と $-290\sim-210\text{ cm}$ では、*Fern Spore* の極端な増加がみられる。

Alnus は、 $-150\sim-50\text{ cm}$ に若干の増加がみられる。*Gramineae*, *Cyperaceae*, *Artemisia*, *Fern Spore* などとは $-70\sim0\text{ cm}$ にかけて急激な増加がみられる。

更に、湿原自体が冠水していたことを示すと思われる *Typha*, *Trapa* などの出現は、 $-570\sim-470\text{ cm}$, -200

12) ヒーラー式ボウラーで採取した試料について分析を行った。分析方法は、各試料を、 10 cm ごとに 1 g とり、処理は、 $\text{KOH—Acetolysis—ZnCl}_2$ 法を用いた。また、花粉百分率の算出には、各深度ごとに、*Alnus* を除いた樹木花粉 (AP) を 200 個以上読みとり、これを基本数とした。

13) 図中の TH- は資料のコード番号を示す。

図 5a 茂庭・高田湿原の花粉ダイアグラム (試料採取地点は ^{14}C サンプル採集地点に同じ)

図 5b 根白石湿原の花粉ダイアグラム

cm 前後, $-150 \sim -50$ cm, $-40 \sim 0$ cm の各層位にみられる。

V 完新世の斜面削剝過程と環境変遷についての考察

斜面の削剝過程が、気候変化の影響下にあるとしても、我々が目にする斜面の変化過程は、突発的な営力によることが多いように見える。YOUNG (1974), YOSHI-

KAWA (1974), 田中・森 (1976), 宮城 (1979) などによれば、温帯湿潤地域における、崩壊による削剝量は、他の営力による削剝量を、はるかにしのいでいる。

一般に崩壊の発生は、個々の崩壊が偶発的なものか、環境変化によるものかを区別できない。今回報告するような地質断面には、それら両者が全て記録される。この両者を地質断面のみから区別することは困難である。しかし、本研究では、第 I 章で述べたように、斜面の発達

過程を、花粉ダイアグラム(Ⅳ)と堆積物の層相変化の記録(Ⅲb)との照合によって解決し、この際両者の中間項を埋める作業として、地形形成プロセスと微地形に対応した植生の立地についての考察を行った。これらの作業を踏まえることによって、斜面の剝蝕過程と気候変化との間に有効な対応関係を見出すことができた。

堆積物・花粉の分析結果は、茂庭・高田、根白石湿原ともに、全体として極めて類似した変化を示している。このことは、両湿原から得られたデータが、Ⅱ章・Ⅲ章aで述べたことも含めて、仙台周辺の丘陵地域の植生変遷を代表するものとして採用できることを示唆していると考えられる。

両湿原の堆積構造の分析により、泥炭層の「基底」、「中間」、「表層」の3つの無機物進出層準と、それらの間に2層の泥炭卓越層を検出した。

「基底」は、顕著で最も大規模な砂質ローム層として認められる。この基底の上限は、茂庭・高田湿原の泥炭層最下部付近の ^{14}C 年代が $8,860 \pm 175$ y. B. P.を示し、また根白石湿原の泥炭層最下部も $9,000$ y. B. P.前後を示すと推定される¹⁴⁾ことから、 $9,000$ y. B. P.前後であろう。この時期は、花粉帯区分によれば、RⅠとRⅡの境界に相当し、山中(1972)、川村(1978)なども、地質柱状図において粗粒物質の挟在、花粉の欠如などを指摘している。東北地方について、これまでに作成された花粉ダイアグラムから、地質柱状図に記載された基底と顕著な粗粒物質の出現位置を、花粉帯区分ごとに集計した結果¹⁵⁾でも、RⅠとRⅡとの境界には粗粒物質が存在する場合が多い(図6)。

現在の茂庭・高田凹地におそる砂質ロームの分布状態は、図3に示したように、微小崩壊によって生産された土砂堆近くに、小規模に分布するのみである。

本研究では、両地域ともRⅡの下限からRⅠにかけての花粉試料が採集できなかったため、当時の植生環境について述べることは、差し控えるとしても、当時の斜面が、他の層準に比較して著しく不安定だったことは、ほぼ確実であろう。

「中間」の無機物の進出は、 $-4 \sim -2.5$ mの範囲にみられる。両地域ともにシルト～粘土の泥炭地へのはり出しが特徴的である。茂庭・高田湿原の -2.0 mにお

図6 東北地方で花粉分析された泥炭層の基底および粗粒砂の出現位置

る ^{14}C 年代が、 $2,200 \pm 95$ y. B. P.、 -3.2 mの ^{14}C 年代が、 $6,030 \pm 130$ y. B. P.、根白石湿原の -2.0 mにおける ^{14}C 年代が、 $2,420 \pm 105$ y. B. P.、 -4.0 mの ^{14}C 年代が、 $6,070 \pm 150$ y. B. P.であることから、中間の無機物進出は、 $6,000 \sim 2,500$ y. B. P.の間に行なわれた。この時期は、花粉帯ではRⅡに含まれる。中でも $6,000 \sim 5,000$ y. B. P.頃における粗粒物質の進出は顕著で、いわゆるヒプシサーマルに相当する時期に剝蝕量の増大したことを示している。

この粗粒物質の断面形態は、図4に示したように、表層の粗粒物質と類似しており、図3、Ⅲ-aでしめたような、現在とはほぼ同じ様式で、土砂の生産・配分が行なわれていたものと推定される。つまり、当時の谷頭部における谷壁斜面や谷頭凹地では、土壌層を剝離する、いわゆる表層滑落型の微小崩壊が時折発生していた。この崩壊土砂は、湿原部まで一挙に運搬される程の規模にはならなかったとみられ、一度は湿原縁辺に土砂堆として静止し、そこから微量ずつ湿原部に供給されたと考えられる。

この時期における花粉ダイアグラムの構成種は、現在の丘陵地の自然植生とはほぼ同じと考えて差しつかえない。従って現在の丘陵地谷頭部の微地形に対応した植物の立地を基準にして、図5の花粉組成から当時の斜面状態を推定できる。

三浦・菊池(1978)の佐保山(茂庭・高田湿原の東方約1 kmに位置し、地形・地質条件とも同一と見なしてよい。)の谷頭部における、植物群落と微地形との対応調査によれば、頂部斜面には*Abies*・*Fagus*・*Carpinus*¹⁶⁾の

14) TH-295 と、TH-296、297 の年代が逆転した原因は、TH-296、297 のボーリングコアの中に、TH-294 の木片が混入したことによると思われる。

15) たて軸に粗粒物質の出現度数をとってある。22 地点のダイアグラムに基いている。東北地方で分析された結果は数多いが、堆積物や基底の記載に不十分なものが多い。

16) 頂部斜面には、イヌシデ(*Carpinus tschonoskii* MAXIM.)、谷壁斜面にはアカシデ(*Carpinus laxiflora* BL.)が成育するが、イヌシデは、頂部斜面でも谷壁斜面に接して成育することが多い(菊池多賀夫氏談)。

大径木が成立し、谷壁斜面・谷頭凹地など不安定な斜面に対応して、*Zelkova*・*Carpinus*・*Acer* などが成立する。また、牧田ほか(1976)、宮城(1976)によれば、丘陵地内における崩壊土砂などの斜面堆積物の上には、*Ulmus* が、湿原には *Alnus* (ハンノキ) が立地する。茂庭・高田凹地の斜面(図3)でも同じことがいえる。

この時期における花粉組成の大きな特徴として、その上下で優勢な *Fagus*, *Quercus* をしのいで、*Zelkova* & *Ulmus*, *Carpinus*, *Fraxinus*, *Castanea* が増加していることを挙げることができる。また、これら木本花粉の増加の前後には、*Fern Spore* の極端な増加が認められる。このように、谷壁斜面～谷頭凹地の、相対的に不安定な斜面に成育する植物の花粉が増加する事実は、地質断面(図4)から得られた推定を裏づけるものとして注目される。

さて、この時期はヒブシサーマルに相当し、当時は、年平均気温で、現在よりも約 2°C 程、高温だったといわれている(漆原, 1973)。本研究においても、根白石湿原の花粉分析結果で、この時期に *Celtis* の出現が最大になることから、支持できる。乾湿の状態については、塚田(1958)、漆原(1973)、YAMANAKA(1978)などは、本州の湿潤状態を推定し、阪口(1961)は、北海道の乾燥を推定している。本研究の分析結果からは、この時期に相当する層準以外からは出現する、*Alnus* (ハンノキ)、*Trapa*, *Typha* など、地表が湿原～冠水状態になったことを示す花粉が検出されない。この事実は、ヒブシサーマルにおける仙台周辺の丘陵地は、その上下の層準よりも、乾燥していたことを示している。また泥炭の分解度がここで良好なことからも、当時の乾燥が首肯される。しかし、谷壁斜面における微小崩壊の多発には、降水量の増加が不可欠の条件である。降水量の増加と、凹地表面の乾燥という、一見矛盾した条件を満たすような気候環境は、一応次のように考えることができる。つまり夏季には、いわゆる小乾燥期の状態となり、地表面を乾燥させたと考えられ、多量の降水は、この小乾燥期の前後に集中豪雨の形でもたらされたと推定される。このような気候環境は、現在の西南日本とほぼ同様の気候を想定すれば、十分考えられるものである¹⁷⁾。ちなみに、現在の仙台よりも 2°C 程高温の地域の可降水量は 4 mm 多く(二宮, 1977)、降水強度はかなり大きかったと考え

られる。

「表層」の無機物進出は、茂庭・高田湿原で 1,000 y. B. P., 根白石湿原では 1,000～5,00 y. B. P. 以降行なわれている。この時期は花粉区分の R III b に相当する。一般に、この時期の花粉ダイアグラムは、植生に対する人類の影響が大きくなり、自然植生の破壊が進んだことを示しているとされている。安田(1973 b.c)は、この時期の無機物の進出を、古代人による森林破壊で、斜面の土壌浸食が引き起こされた結果であるとしている。今回の分析でも、これらの推定と矛盾する結果は出ていない。

筆者のうち一人は、脊梁山脈に近接する陸前丘陵最奥地で、しかも最近まで自然植生の保存が良かった川渡地区の小河川で、崩壊による土砂供給の時期を ¹⁴C年代測定によって推定した¹⁸⁾。ここでは、顕著な暗色帯をはさんで、2層の砂礫層があり、暗色帯と上位の砂礫層の年代は、それぞれ 1,500 y. B. P. 前後、1,000 y. B. P. 以降と推定された。この暗色帯は、茂庭・高田、根白石湿原の地質断面で、上位の泥炭層卓越期に、上位の砂礫層は、「表層」の無機物進出期に、年代的に対比される。川渡地区の 1,000 y. B. P. 以降の土砂供給が、人類の植生破壊によって引き起こされた土壌浸食の結果であると断定することは、ここの自然植生の保存が良かっただけに、躊躇される。従って、両湿原を始めとする、この時期の無機物進出の原因を、一概に、人類の森林破壊に帰することには、疑問を持たざるを得ない。

3層の無機物進出層準の間では、未分解の泥炭が卓越しており、相対的な斜面の安定状態が考えられる。泥炭卓越層準に対応する花粉組成は、谷壁斜面の微小崩壊に対応して増加した *Zelkova*, *Carpinus*, *Fraxinus* が減少し、頂部斜面に成育する *Fagus* の出現率が高くなり、*Quercus* をしのぐ。

泥炭卓越層準のうち、上位のものは、花粉帯の R III a に相当し、年代的には 2,000～1,000 y. B. P. に位置する。阪口(1961)、安田(1973 a) ほかによれば、この時期は、冷涼・湿潤であったとされているが、本研究でも、*Alnus*, *Trapa*, *Typha* の増加がみられ、上記の推定が支持される。

以上のように、完新世の斜面削剥過程について、斜面の安定期と不安定期の存在が指摘され、それぞれの時期

17) 境田清隆、田坂郁夫両氏の御教示による。

18) いわな沢には、崩壊の多発地域があり、ここから生産された土砂は、氾濫原堆積物として沢沿いに分布している。崩壊源と氾濫原とは、0～500m しか離れておらず、崩壊土砂の生産は直ちに氾濫原堆積物の供給に結びつくと考えた。従って、氾濫原堆積物の年代を崩壊の多発期と結びつけても時代的に大きなズレは生じないと考えている。尚、崩壊の再現期間は、10 数年(宮城, 1976)～数 10 年と考える。

図 7 谷頭部斜面の発達過程模式図

a : 斜面の安定期, b : 斜面の不安定期

に、特徴的な斜面の発達様式があったと推定された。

安定期とは、谷壁斜面上の微小崩壊が発生しにくい時期であり、結果として土壌匍行が卓越する。これによって厚い土壌層が形成され、*Fagus* の林が優先するようになる。従って、谷壁斜面の形態的特徴は不明瞭になり、谷壁斜面と頂部斜面は、明瞭な傾斜変換線をもたない一連の斜面になったことが予想される(図 7a)。

斜面の不安定期には、谷壁斜面で微小崩壊が頻発し、*Fagus* に代表される安定斜面に立地する植生の後退をまねき、*Zelkova*, *Carpinus*, *Fraxinus* など、崩壊跡地や岩礫地に立地する植生の進出をまねいた。斜面の不安定期とは、谷壁斜面の動きが活発化した時期であり、谷壁斜面と頂部斜面とは、明瞭な傾斜変換線を持つようになる(図 7b)。

尚、図 7 に示した斜面発達の模式図は、地史的には完新世の斜面削剝過程の微細な変化について適用され、地域的には温帯湿潤地域の丘陵地について適用されるものとする。

VI ま と め

仙台周辺の丘陵地で、完新世における斜面の削剝過程と環境変化を、植生の立地条件の検討と閉塞凹地の堆積物から、花粉分析、 ^{14}C 年代測定などを併用して考察した結果、次のような知見を得た。

1) 完新世における斜面削剝量の増大期、すなわち斜面の不安定期として、9,000 y. B. P. 以前、6,000~2,500 y. B. P.、1,000 y. B. P. 以降の3つの時期を検出した。このうち 6,000~5,000 y. B. P. は顕著な削剝量の増大期であり、この時期はヒブシサーマルに相当する。

2) 1,000 y. B. P. 以降の斜面不安定期の原因を人類の植生破壊による土壌浸食のみと断定することはできない。

3) 花粉分析は、斜面の状態を推定する根拠として有力なものであり、特に *Zelkova*, *Carpinus*, *Fraxinus*, *Fagus* など、群落学的に、地形とよい対応を示す木本の花粉の増減によって、微地形スケールの斜面形の変化まで推定できた。

4) 斜面の安定期と不安定期とは、それぞれ異った様式の斜面発達過程が卓越していたと思われる。斜面の安定期には、頂部斜面の土壌匍行が卓越し、逆に不安定期には谷壁斜面上の表層滑落型の微小崩壊が卓越した。

5) 地形学的な研究に、花粉分析の手法を用いることは植物群落学の知識を活用することにより極めて有効となる。今後ともこのような研究をつみ重ねて自然環境の歴史を解明してゆきたい。

謝 辞

本研究をすすめるにあたり、東北大学教授西村嘉助先生には、終始御指導・御助言をいただき、深く感謝申し上げます。

日頃、御指導いただいている東京都立大学田村俊和先生、東北大学中田高先生・菊池多賀夫先生、 ^{14}C 年代測定で御世話いただいた小元久仁夫先生に対し感謝申し上げます。

阿南高専寺戸恒夫先生、江川良武氏、小野寺 攻氏には、地すべり地の調査その他で御討論、便宜を計っていただいた。

韓国慶北大学校曹華龍氏、東北大学地理学教室の松垣大助・豊島正幸・山中英二・中神恭治・板垣直俊・故 徳永賢一、同植物生態学教室の守田益宗、平塚 明、原慶

太郎の各氏には、試料採取に御協力いただいた。英文校閲はロンドン大学 Mr. Richard WILTSHIRE にお願した。感謝申し上げます。

本論文を 1980 年 3 月に東北大学を退官なさる西村嘉助先生に献呈いたします。

引用文献

- 日比野紘一郎・加藤君雄 (1975) 秋田県女潟および横手盆地の花粉分析。秋田県立博物館調査報告書, p. 1—15.
- 磯 望 (1974) 北上山地西北部における斜面物質移動。地理学, no. 6, p. 110—111.
- 川村智子 (1977) スギ (*Cryptomeria japonica*) の分布に関する花粉分析学的研究 (I, 秋田県)。花粉, no. 11, p. 8—20.
- MACHIDA, H. (1966) Rapid Erosional Development of Mountain Slopes and Valley Caused by Large Landslide in Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metr. Univ.* no. 1, p. 55—78.
- 牧田 肇・菊池多賀夫・三浦 修・菅原 啓 (1976) 丘陵地河辺のハンノキ林・ハルニレ林とその立地にかかわる地形。東北地理, 28, p. 83—93.
- 松実成忠 (1956) 泥炭土壌の熟圃化に関する研究 第 2 報。未開墾高位泥炭土壌の腐植の形態。北農試験報, no. 69, p. 1—7.
- 三浦 修・菊池多賀夫 (1978) 植生に対する立地としての地形—丘陵地谷頭を例とする予察的研究—。吉岡邦二博士追悼植物生態論集, p. 466—477.
- 宮城豊彦 (1976) 丘陵地内の崩壊地形。東北地理, 28, p. 59.
- 宮城豊彦・日比野紘一郎 (1978) 凹地堆積物からみた最近 1 万年間の丘陵斜面の削剝過程と環境変遷—仙台周辺について—。地理学, no. 15, p. 76—77.
- 宮城豊彦 (1979) 仙台周辺の丘陵地における崩壊による谷の発達過程。地理学, 52, p. 219—232.
- NAKAMURA, J. (1952) A comparative study of Japanese pollen records. *Res. Rep. Kochi. Univ.*, no. 1, p. 1—20.
- 二宮洗三 (1977) 豪雨の時間スケールからみた降水強度極値の地理的分布。天気, 24, p. 63—70.
- 西村嘉助・宮城豊彦 (1976) 県立自然公園船形連峰の地形および地質。県立自然公園 船形連峰 学術調査報告書, 98p., p. 2—24.
- RIEZBOS, P.A. and SLOTBOOM, R.T. (1976) Palynology in the Study of Present-day Hillslope Development. *Geologie en Mijnbouw*, 53, p. 436—448.
- 阪口 豊 (1961) 北日本の完新世の気候変化。地理学, 34, p. 259—268.
- 鈴木秀夫 (1974) ヒブシサーマルにおける世界の気候。第四紀研究, 13, p. 99—105.
- 田村俊和・三浦 修 (1968) 八戸・九戸地方の火山灰層中にみられる斜面の不安定期。東北地理, 20, p. 69—73.
- TAMURA, T. (1969) A Series of Micro-landform Units Composing Valley-heads in the Hills near Sendai. *Sci. Repts. Tohoku Univ. 7th Ser., (Geogr.)*, vol. 19, p. 111—127.
- 田村俊和・三浦 修 (1971) 北上山地北縁地域の斜面堆積物。第四紀研究, 10, p. 21—30.
- 田村俊和 (1974a) 谷頭部の微地形構成。東北地理, 26, p. 189—199.
- 田村俊和 (1974b) 講座 最近の地形学 5. 地形と土壌。土と基礎, 22, p. 89—94.
- 田中正央・森 正樹 (1976) 丹沢山地東北部における最近の山崩れに起因する浸食量の推定。地理学, 49, p. 236—248.
- 寺戸恒夫 (1977) 大規模崩壊による山地地形の変化—山地崩壊の地形学的研究—。地理科学, no. 28, p. 17—27.
- 塚田松雄 (1958) 花粉分析からみた後氷期の気候変遷。第四紀研究, 1, p. 48—58.
- 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.
- 漆原和子 (1973) 西南日本の後氷期における気候変化。吉野正敏編, モンスーンアジアの水資源. 259 p., 古今書院, p. 213—223.
- 山中三男 (1972) 岩手県低地湿原の花粉分析的研究 (II) 春子谷地湿原。日本生態学会誌, 22, p. 170—179.
- YAMANAKA, M. (1978) Vegetational history since the late Pleistocene in Northeast Japan. I. Comparative studies of the pollen diagrams in the Hakkoda Mountains. *Ecol. Rev.*, 19, p. 1—36.
- 安田喜憲 (1973a) 阿武隈川下流域における縄文時代の自然環境の変遷と人類。東北地理, 25, p. 51—63.
- 安田喜憲 (1973b) 東北地方における後氷期後半の気候変化。地理学, 46, p. 107—115.
- 安田喜憲 (1973c) 宮城県多賀城址の泥炭の花粉学的研究—特に古代人の森林破壊について—。第四紀研究, 12, p. 49—59.
- 安田喜憲 (1978) 大阪府河内平野における過去一万三千年間の植生変遷と古地理。第四紀研究, 16, p. 211—229.
- YOSHIKAWA, T. (1974) Denudation and tectonic movement in contemporary Japan. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, no. 6, p. 1—14.