

守門岳・田代平泥炭地の形成過程

山本 憲志郎

- 〈目次〉
1. はじめに
 2. 調査地域の概要
 3. 田代平泥炭地とその周辺の植生
 4. 田代平泥炭地の地学的試料
 5. 考 察
 6. まとめ

1. はじめに

地すべり地や崩壊地の地表面に涵養されている湿地は泥炭から構成されている。また、地すべり地や崩壊地の地質断面にはしばしば埋没泥炭が観察される。これらの泥炭は地すべり・崩壊の発生時期を特定する C-14年代試料として重要であるとともに、花粉分析などに基づく古環境復元のための試料としても重要である。しかし、これらの泥炭および埋没泥炭がどのようにして形成されたのか、十分に検討されてこなかった。

そこで本研究では、崩壊地内に形成された守門岳・田代平泥炭地において、ボーリング調査や C-14年代資料などから、その形成過程を明らかにしようとした。

なお、本研究では層厚に関係なく泥炭が堆積している場所を泥炭地と呼称する。また泥炭地の中で、湿原植生が生育している場所を湿原と定義する。これとは逆に、泥炭地の中で湿原植生が生育していない場所を湿地と定義する。すなわち、本研究では泥炭地を湿原植生の有無によって湿原と湿地とに区分して用語を用いる。

2. 調査地域の概要

2-1. 地質概要

守門火山は上部グリーンタフを基盤として噴出した溶岩が形成した成層火山である。標高1537.6 m の守門岳（袴岳）を主峰とし、山体は著しく侵食が進んでいる。その開析度および噴出物と河成段丘地形との関係から、本火山は更新世初期に形成されたものと考えられている（茅原⁽¹⁾, 1972）。

守門火山東半部は西半部に比べて特に侵食が進んでいる。すなわち、平石川本流およびその支流の侵食によって、溶岩の堆積した斜面はほとんど消失

している。特に、烏帽子山の両側は急崖となっている。しかし、平石川の中流部の山腹あるいは稜線には、溶岩が堆積した緩斜面が一部に保存されている。

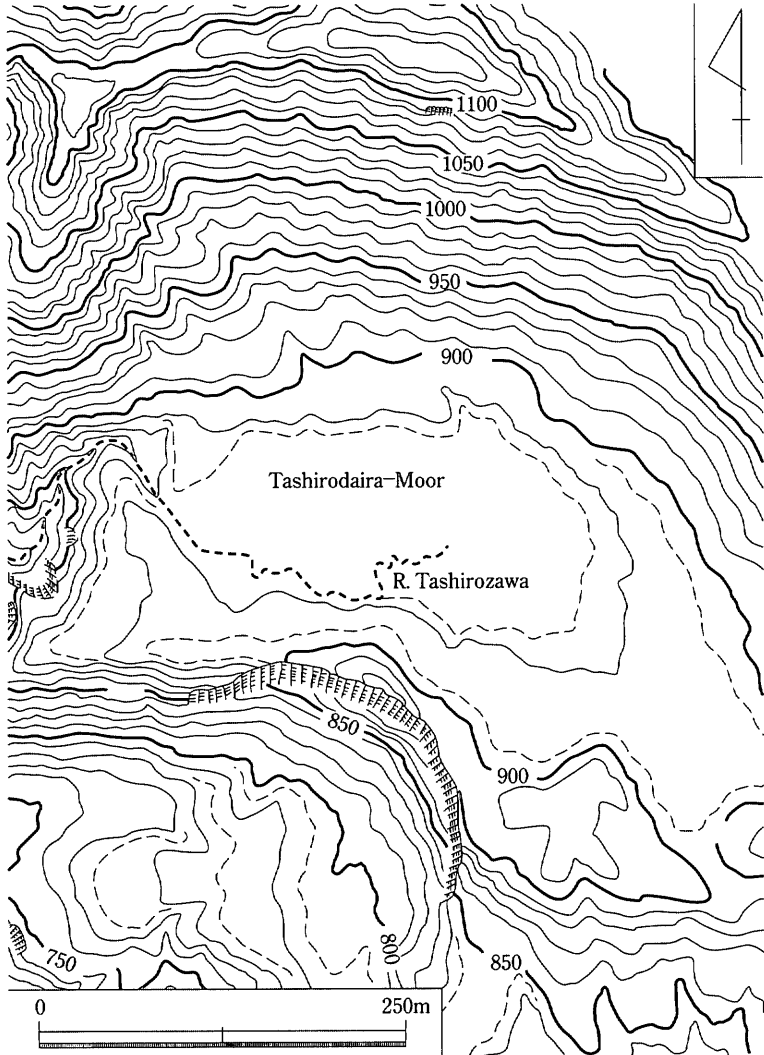
平石川左岸に調査地の田代平泥炭地が位置する。田代平泥炭地の成因について茅原⁽¹⁾(前出)は、更新世初期の溶岩が侵食によって取り去られ、基盤である緑色凝灰岩が露出していると考えている。しかし、筆者は後述するように緑色凝灰岩および溶岩が滑動して造られた崩壊地であると考えている。

2-2. 地形概要

第1図に田代平泥炭地の地形図を示す。田代平泥炭地には明瞭な崩壊地の地形的特徴が認められる。第1に、周囲の山腹に比較して著しく緩傾斜な急崖を伴った斜面(標高885 m～900 m)であること、第2に舌端部(標高900 m～920 mの高まり)が認められ、その先端部は2次的な滑落によると思われる明瞭な滑落崖を伴っていることである。

露頭観察による結果も、田代平泥炭地が崩壊地であることを支持する第2図に本泥炭地周辺の横断面図(第3図のA-B測線)を示す。Loc. 25(第2図参照)では、ガリーの側面に滑動した土砂が観察される(写真1)。最大礫の大きさは210×140 cmで、観察される礫は全て単斜輝石—角閃石—安山岩であった。礫は著しく風化しており、亜角～亜円形を呈す。また、風化火山灰がマトリックスとして認められた。Loc. 28(第2図参照)でも層相の似た堆積物が認められた。これらの事実は、基盤の緑色凝灰岩とそれを被う溶岩が、ある時に崩壊したことを示している。崩壊時期を特定する試料は得られていないが、地形が全体に新鮮であることから、きわめて最近のことと推定される。

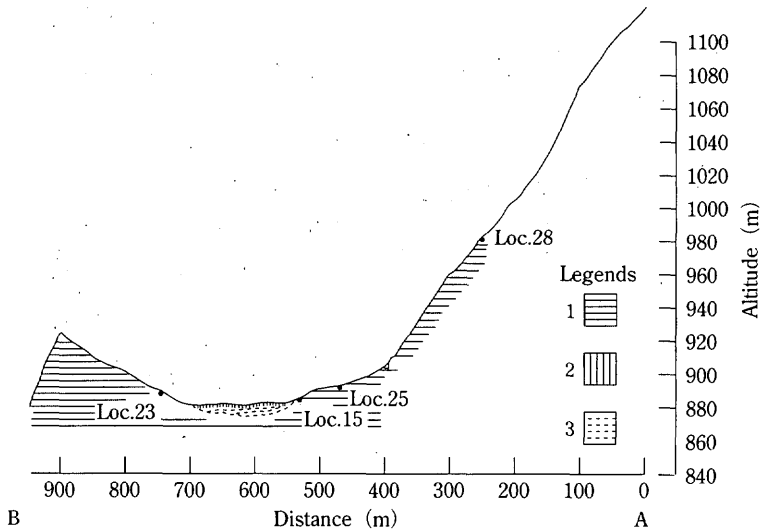
田代平泥炭地は崩壊地に形成された。崩壊土砂の堆積によって造られた広い平坦面の中央部に浅い凹地が形成され、そこに降水や融雪水、あるいは流水によって湖が形成された。その湖が陸化していく過程で現在の田代平泥炭地が生成したものと考えられる。



第1図 田代平泥炭地周辺の地形図

等高線間隔は 10 m.

Fig.1 Topographic map around Tashirodaira-Moor. Contour interval is 10 m.



第2図 田代平泥炭地の横断面図

ロケーション番号は第3図に同じ。

1：崩壊土砂 2：泥炭 3：シルト

Fig.2 Geologic section of Tashirodaira-Moor. Locality numbers are accordance with Fig.3.

1: deposits of landslide 2: peat 3: silt

3. 田代平泥炭地とその周辺の植生

第3図に田代平泥炭地付近の植生およびボーリング地点・露頭観察地点を示す。湿原内には典型的な湿原植生が認められる。主な優先種はヤチガワスゲやヌマガヤであり、典型的なスゲーヌマガヤ群落(阪口, 1974)⁽²⁾が発達している。

湿地内は3~5 mの低木帯となっており、チシマザサ、タムシバ、ヤマウルシ、マルバマンサク、シモツクソウなどが生育している。泥炭地以外の崩壊地には、ブナーマルバマンサク群落(沼田・岩瀬, 1975⁽³⁾; 山中, 1979)⁽⁴⁾的

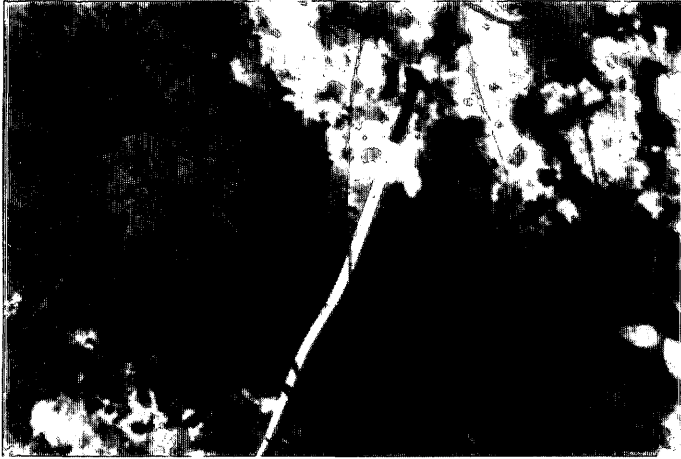
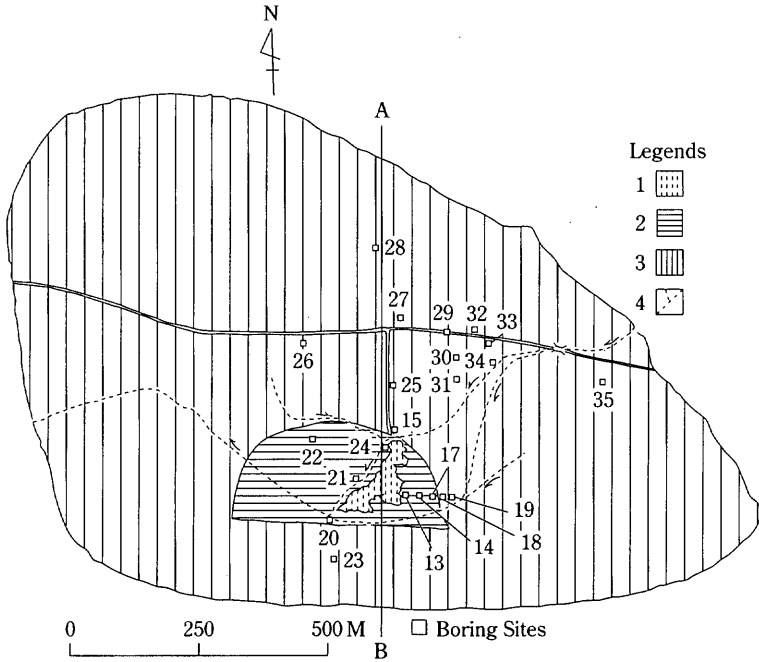


写真1 Loc.25における崩壊土砂

Photo. 1 Landslide debris composed of large angular gravels.
Measure is 1m long.

植生が認められる。高木としてブナ、ミズナラ、スギ、ダケカンバ、ホウノキ、イタヤカエデなどが生育し、低木としてマルバマンサク、ミネカエデ、トチノキ、ハンノキ（低木型）、ムシカリ、オオバクロモチ、クロツルなどが確認される。このように、泥炭地の中央部から周辺部に向かって、湿原植生→湿地性植生→ブナ・マルバマンサク群落的植生へと変化する。この変化には泥炭地中央部は植生が侵入してからの時間が短いこと、また泥炭地が十分に陸化していないことが影響していると考えられる。もっとも、湿地はこれ以前には湿原植生によって被われていたと考えるのが適切であり、その意味では本泥炭地は次第に陸化していると考えられる。



第3図 田代平泥炭地周辺の地形分類図

1：湿原植生 2：湿地植生 3：ブナ-マルバマンサク群落

Fig.3 Geomorphological map of study area.

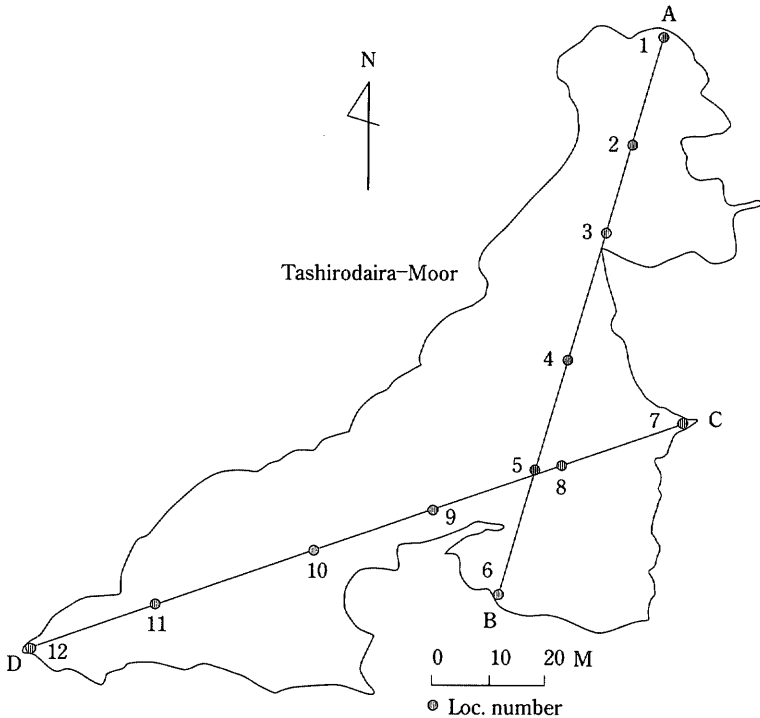
1：vegetation with moor 2：vegetation with swamp 3：plant community with Buna-Marubamansaku

4. 田代平泥炭地の地学的試料

4-1. 田代平泥炭地から得られたボーリング試料

第4図に平板測量によって作成した田代平湿原の輪郭とボーリング地点を示す。この地域内にもみ明瞭な湿原植生が認められる。

第5図に第3・4図におけるボーリング地点の地質柱状図を示す。Locs.

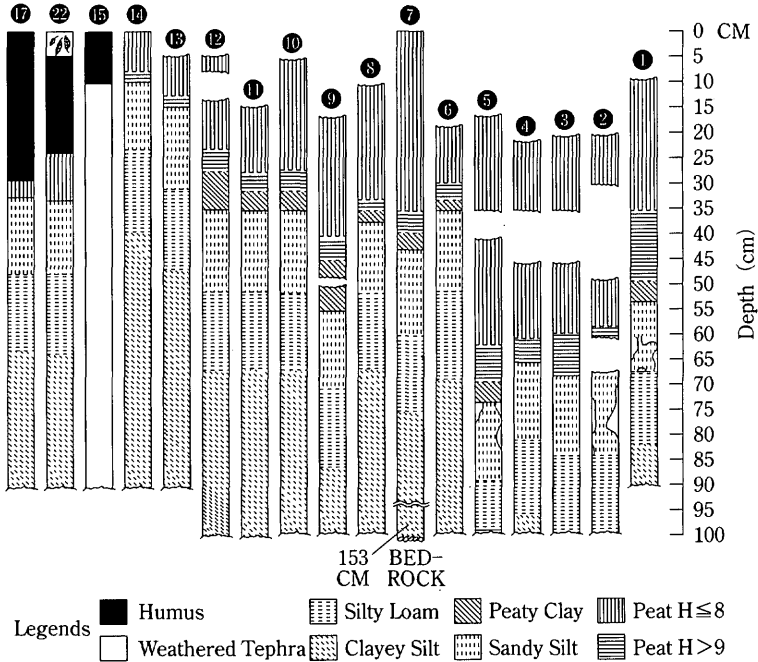


第4図 田代平湿原の測量図

Fig.4 Surveying map of Tashirodaira-Moor.

1～6はおおよそ湿原のN-S方向，Locs. 7～12はE-W方向の試料である。湿原内における泥炭の厚さはおおよそ35 cm～70 cmである。ボーリングが行われたいずれの地点でも，泥炭の下部の方が分解が進んでいる。この泥炭層の下位には泥炭質シルトが，さらにその下位にはシルトが堆積している。このシルト層の存在は静水状況下における埋積，すなわち湖水の埋積が行われたことを示すと考えられる。

Loc. 7においてハンドウォーガーを用いて基盤（崩壊土砂）までの堆積物を採取・分析したが，シルト層（砂質シルト，シルト質ローム，粘土質シルト）は薄い（約110 cm）。また，粒径分析のために基盤岩まで達するボーリング



第5図 田代平湿原の地質柱状図

ロケーション (Loc.) 番号は第3図に同じ。

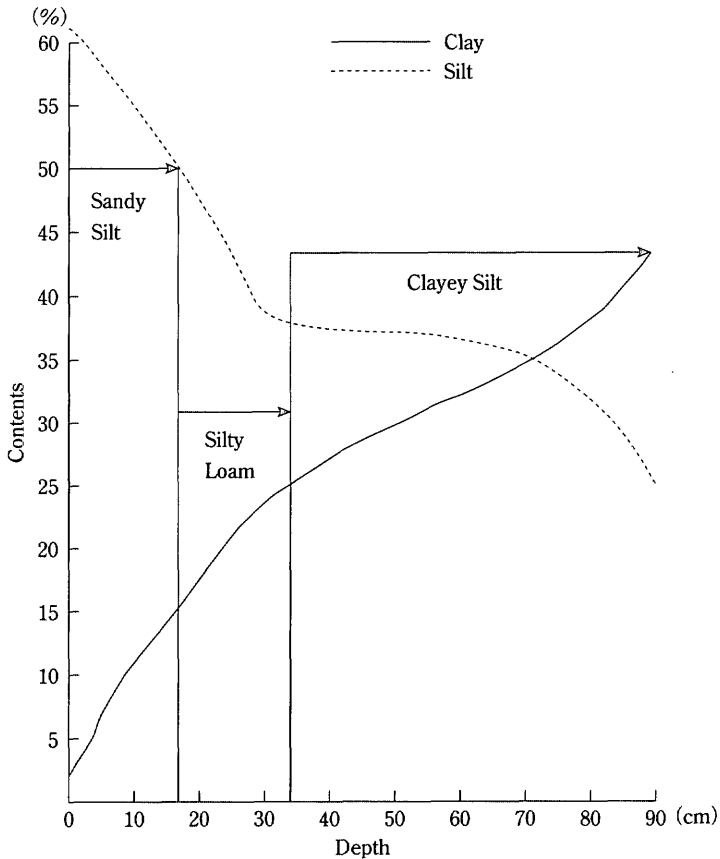
Fig.5 Columnar sections of deposits in the study area. Locality numbers are accordance with Fig.3.

を行い、シルト層を採取した地点 (Loc. 8, 第4図参照) におけるシルト層の厚さも約 100 cm と類似した値を示した。これらのシルト層の厚さから、崩壊地内に形成された初期の湖の水深は約 100 cm 程度であったと推定される。

第6図に Loc. 8 におけるシルト層の粒度分析結果を示す。シルト層の下部から上部に向かって次第に粒形が大きくなっている。この事実は次第に湖に流入する砂礫の粒径が大きくなった可能性を指唆している。しかし、山地斜面から供給される砂礫の粒径が、短期間に大きく変化したと考えるのは妥当ではない。おそらく、湖の埋積の進行による水深の低下に伴って (流入す

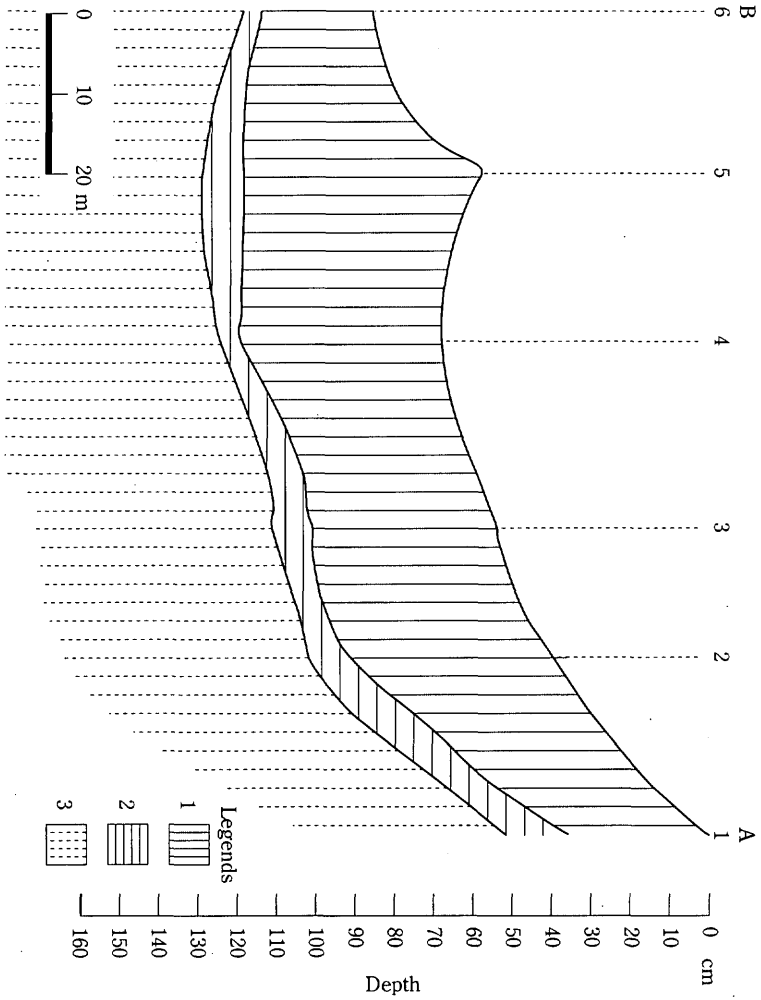
る河川水量がほぼ一定だとした場合)、湖水の流速が大きくなり、それに対応してせん断応力(=掃流力)が増大したために、より粒径の大きい物質が運搬・堆積するようになったものと考えられる。

第7図、第8図はそれぞれ、第4図のA-B断面、C-D断面を表している。測量の結果に基づいて、両断面における各地点の高度はそれぞれLoc. 1(第7図・A-B断面)、Loc. 7(第8図・C-D断面)を基準とした相対的
高度である。両図から以下の事実を読み取ることができる。(1)泥炭層の



第6図 Loc. 8におけるシルト層の粒度分析

Fig.6 Grain size distribution of silt at Loc. 8.

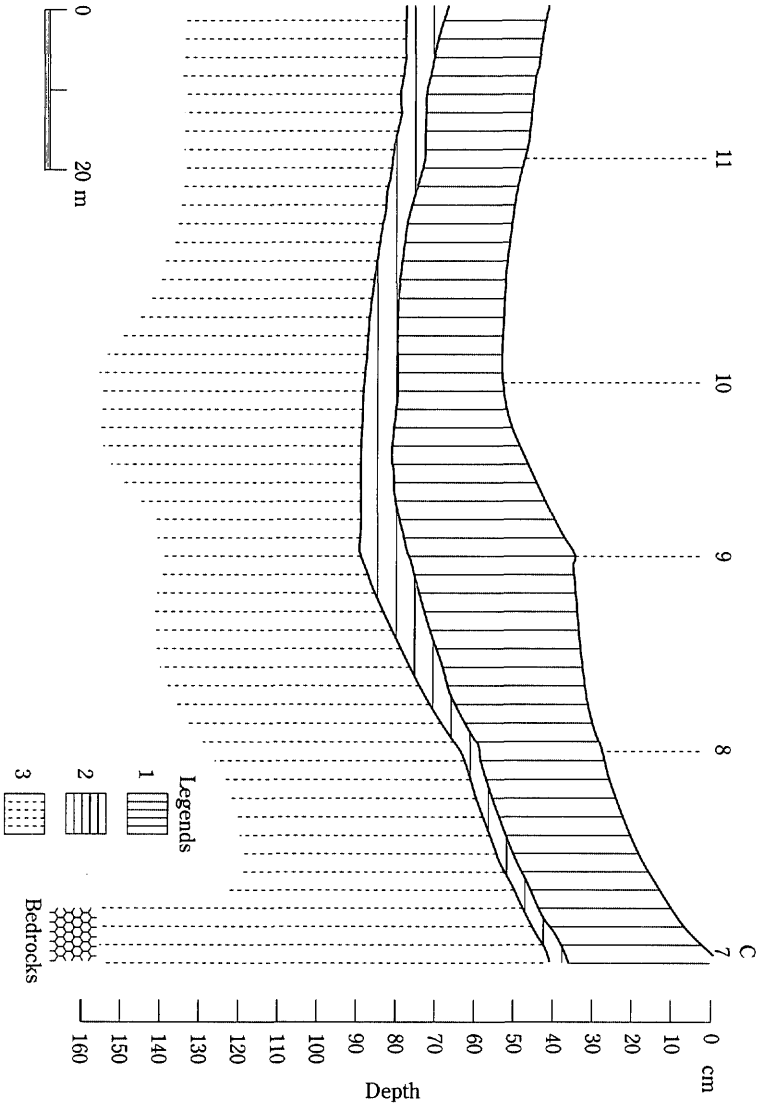


第7図 A—B地質断面図

1 : 泥炭 2 : 泥炭質シルト 3 : シルト

Fig.7 Geologic section along the line A-B. The line A-B is shown in Fig.4.

1 : peat 2 : peaty silt 3 : silt



第 8 図 C—D地質断面図

1 : 泥炭 2 : 泥炭質シルト 3 : シルト

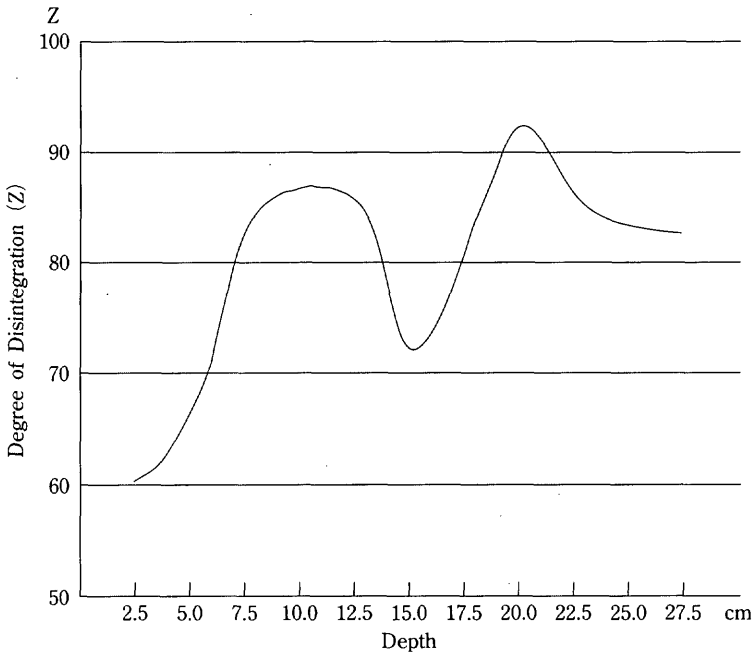
Fig.8 Geologic section along the line C-D. The line A-B is shown in Fig.4.

1 : peat 2 : peaty silt 3 : silt

厚さは地点によって約 25 cm～75 cm と変化すること、また、(2) 高位泥炭に特有な中央部分の盛り上がり(堀, 1961)⁽⁵⁾ が認められないこと、および(3) 泥炭層の表面高度は、およそシルト層の最上部の高さに従っていること、さらにシルト層の最上部高度は泥炭地の中央部に向かって低くなる傾向が認められる、などである。

4-2. 泥炭層の分解度と C-14 年代

分解度の測定には種々の方法がある。その中で、比較的客観的な結果を示し、再現性が高いことが知られている洗泥法⁽¹⁾を用いて計測を行った。使用した泥炭は C-D 直線上の Loc.10 と Loc.11 の中間点より採取した。泥炭の厚



第9図 分解度曲線 (Z)

Fig.9 Degree of disintegration (Z) curve. Analyzed sample is obtained at midpoint between Loc.10 and Loc.11.

さは 27.5 cm であった。第 9 図に分解度の計測結果を示す。全体にきわめて高い分解度を示している。また、深さ 15.0 cm に分解度の逆転が認められる。

なお、本試料の深さ 10 cm～15 cm（平均深：12.5 cm）の泥炭から 215±75y. B. P. (KL-424) という C-14 年代が得られた。

5. 考 察

5-1. ボーリング試料からみた田代平泥炭地の形成過程

泥炭層の厚さが地点によって約 25 cm～75 cm と変化する事実は、湿原内における植物生産量の違いによって説明されるかもしれない。先述したように、本湿原の植生は場所によって異なっている。一般に、同一環境下における泥炭の堆積速度は植生によって異なることが知られている（阪口、⁽²⁾前出）。こうした植生の違いによる堆積速度の差異が、泥炭層の厚さに差異をもたらした可能性が指摘される。なお、流水の侵食が泥炭層の厚さに差異をもたらした可能性も考えられるが、強雨時に本調査地域内を溢流する流水に、ほとんど混濁が認められないことから否定されよう。

高位泥炭に特有な中央部の盛り上がり認められないのは、本泥炭地が低位泥炭（＝低層湿原）であることを示している。したがって、本湿原植生は流水によって涵養されていると考えられる。

先述したように、本泥炭層の表面高度はおおよそシルト層の最上部の高さに従っており、またシルト層の最上部高度は泥炭地の中央部に向かって低くなる傾向が認められた。こうした特徴は水深の小さい湖の存在と、その湖が河川からの土砂流入により周囲から次第に埋積されていくと同時に、湖水位も低下していった可能性を指唆している。シルト層の粒度分析結果（第 6 図）から推定された湖水の流速の増大をもたらす要因として、水深の減少が指摘された。このように、シルト層の最上部の高度変化とその粒度分析結果

から、互いに矛盾なく整合性をもって導き出される結論は、湖水位の漸減である。また、泥炭の地表面高度はシルト層の最上部高度の変化と調和的であったが、この事実は泥炭の形成がかつての湖の周囲から始まった可能性を示唆している。先述したように、本泥炭地の植生は中心から周囲に向かって湿原植生から湿地性植生へと変化しており、周辺から陸化(=乾燥化)が進んでいると考えられる。こうしたかつての湖の周囲からの泥炭の堆積や植生の相違は、湖水位の低下に伴う周囲からの陸化によって説明されよう。Locs. 13, 14, 17, 18, 19 (第3図, 第5図参照)は湿地内から順次東に向かってボーリングを行った地点である。泥炭はLoc.13から14にかけて次第に薄くなり、Loc.17では泥炭層はその上部を腐植土に被われ、Loc.19では泥炭層が存在しない。この結果は泥炭地の周囲から次第に陸化が進んだことを示しており、上述の結果ときわめて整合的である。なお、本泥炭地堆積物は一種の閉塞凹地堆積物と考えられるが、従来の研究(宮城ほか, 1979⁽⁶⁾; 中山・宮城, 1984⁽⁷⁾)で認められたような斜面堆積物との指交関係は認められなかった。

5-2. 分解度と湿原植生の変遷

分解度調査のために泥炭を採取した地点は、ヌマガヤヤチガワスゲが生育している(写真2)。分解度は植生を反映することが明らかにされており、各種の分解度と植生との関係式⁽²⁾が示されている(阪口, 前出)。この関係式を用いて、本泥炭の洗泥法による分解度(第9図)をスゲ泥炭やスゲーヌマガヤ泥炭の場合の握り法による分解度⁽³⁾に換算した結果を第10図に示す。現在生育しているスゲーヌマガヤ泥炭の破線は、実際には取りえないH(握り法による分解度) >10 のレンジに広く分布する。これに対し、現在は生育していないスゲ泥炭の換算した実線は、全て $H < 10$ のレンジに分布している。この結果は調査地点における過去の植生が現在の植生と異なることを示していると考えられる。先述したように、本泥炭地はかつての湖の周囲から、次第に陸化している。この陸化の進行に伴って、本湿原の植生もスゲからスゲー

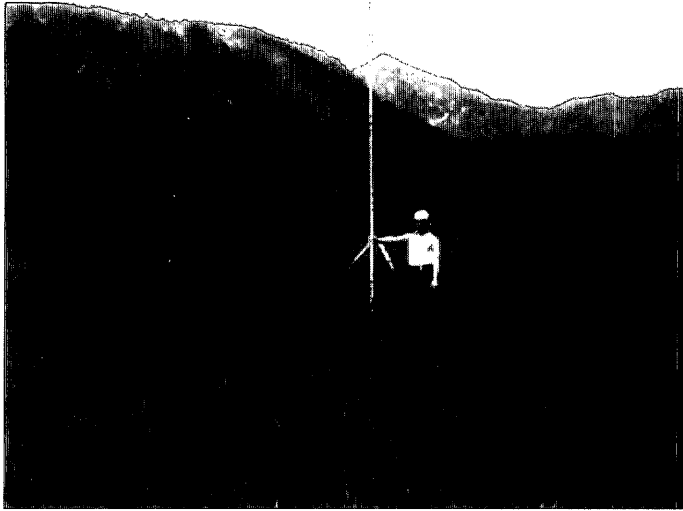


写真2 ヌマガヤ-ヤチガワスゲが生育する湿原

Photo. 2 Tashirodaira-Moor covered both with Numagaya and Yachigawasuge.

ヌマガヤの混成へと遷移してきたものと考えられる。

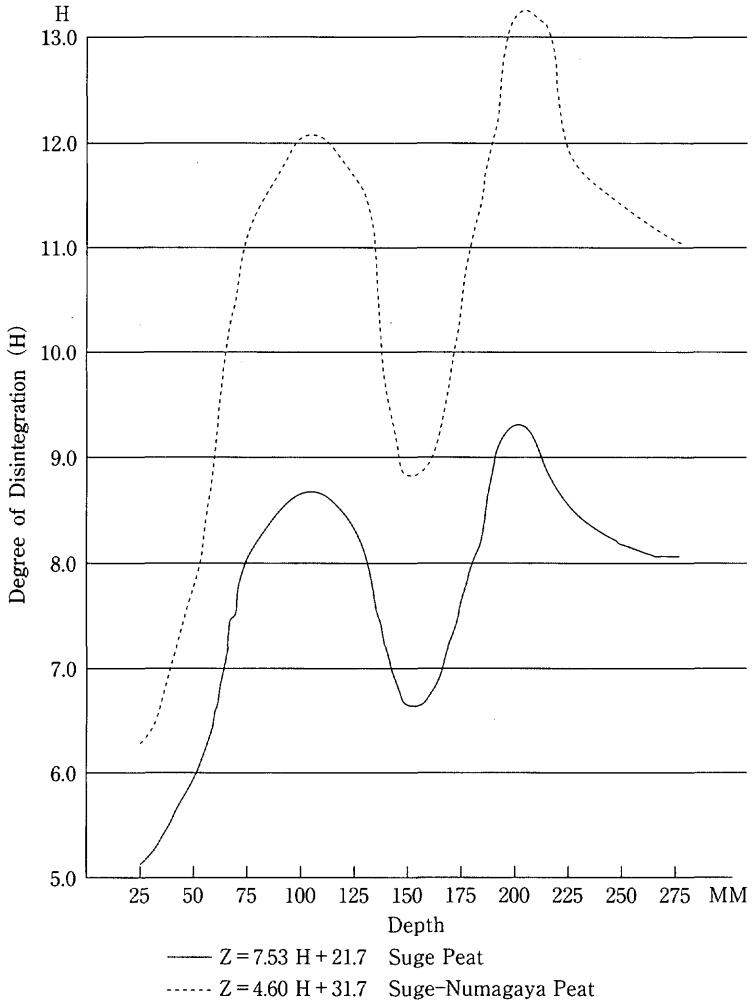
5-3. 泥炭の推定堆積年代

本泥炭の堆積年代を示す絶対年代は1地点の1層準でしか得られていない。そこで、泥炭の堆積開始時期と堆積速度を推定するために、泥炭の深さと分解度を用いた推定堆積年代を検討した。

泥炭の自重による圧縮を考慮しない場合、一般に次式が成立する(阪口,⁽²⁾前出)。

$$T = M / A \cdot Z \quad (T: \text{時間}, A: \text{植物生産量}, Z: \text{平均分解度}, M: \text{泥炭の深さ})$$

ここで尾瀬ヶ原における各種植物群落の植物生産量の計測値(阪口, 前出)⁽²⁾のうち、ヌマガヤ($A=0.055$)およびスゲ($A=0.038$)の値を本泥炭地の植物生産量であると仮定して、上式を利用して泥炭の深さ27.5 cm(泥炭層の基底)と12.5 cm(C-14年代: $215 \pm 75y. B. P.$)のT(=推定堆積年代)を求



第 10 図 分解度変換曲線 (H)

Fig.10 Converted curve of degree of disintegration (Z) into H.

めた。スゲおよびヌマガヤは調査地域の湿原を構成する主要な植物である。なお、27.5 cm および 12.5 cm の平均分解度はそれぞれ 0.803 および 0.8000 である (第 9 図参照)。

計算の結果は以下の通りである。ヌマガヤが生育していたと仮定した場合、27.5 cm 深の堆積年代は約 625 年前、12.5 cm 深の堆積年代は約 208 年前、またスゲが生育していたと仮定した場合の 27.5 cm 深の堆積年代は約 901 年前、12.5 cm 深の堆積年代は約 284 年前となった。すなわちヌマガヤおよびスゲが生育していたと仮定した場合の 12.5 cm 深の堆積年代は約 208 年前から 284 年前となり、12.5 cm 深の C-14 年代と整合する。したがって、上式を用いた推定堆積年代はおおよそ妥当であると判断される。以上の議論から、本地点の泥炭の堆積開始年代は、先述の 27.5 cm 深の堆積年代からおおよそ 600 年前～900 年前頃と推定される。この値に基づいて、本地点における泥炭の平均堆積速度を求めると、 $0.29 \text{ mm} \sim 0.44 \text{ mm/y}$ となる。この値は尾瀬ヶ原の $0.7 \text{ mm} \sim 0.8 \text{ mm/y}$ (阪口, 前出)⁽²⁾ と比較すると、約半分程度の値であるが、本調査地点の泥炭の高い分解度を考慮すると妥当な値と考える。

ところで、先述したように本地点の泥炭深 15.0 cm に分解度の逆転 (第 9 図) が認められる。分解度の低下は栄養塩の減少、涵養水中の酸素の減少、地下水位の上昇などによって引き起こされる (阪口, 前出)⁽²⁾。しかし、本泥炭地は地表水涵養泥炭であるため、上記項目の変動は大きくないと思われる。15.0 cm 深の分解度の低下は気温・地温の低下 (阪口, 前出)⁽²⁾ によって生じたのではなからうか。前述の式を用いた 15.0 cm 深の泥炭の推定堆積年代は約 360 年前 (A : 0.055, Z : 0.757) から約 517 年前 (A : 0.038, Z : 0.757) であり、数百年前の地球規模での寒冷化 (高橋, 1973)⁽⁸⁾; 土屋, 1975⁽⁹⁾; 河村, 1980⁽¹⁰⁾; 酒井, 1981⁽¹¹⁾) と重なる可能性が指摘されよう。

6. まとめ

田代平泥炭地は標高 885 m から 900 m に位置し、東西約 500 m、南北約 250 m にわたって広がる平坦地である。本泥炭地は比高約 200 m の急崖下に位置しており、前方には比高約 20 m の高まりが認められる。こうした地形の特徴に加え、滑動した溶岩塊の存在から、本泥炭地は崩壊地内の浅い凹地に形成されたと考えられる。

泥炭地周辺の測量やボーリング調査によれば、泥炭地の中央部が凹型であり、このことは本泥炭が地表水涵養泥炭であることを示している。泥炭地の地層は下位から厚さ約 1 m のシルト層、その上位に厚さ約 25 cm から 75 cm の泥炭層から構成されている。泥炭の表面高度はシルト層の最上部の高度の変化と調和的であり、またシルト層の最上部高度は泥炭地の中央部に向かって低下している。この事実は、当初水深の小さい湖が存在していたこと、その湖は水位の低下を伴いながら、河川からの土砂流入によって周辺から次第に埋積されていったことを示している。

泥炭地の植生は、中心から湿原植生（ヌマガヤ、ヤチガワスゲ、クサソテツ、アイバソウなど）から、湿地性植生（チシマザサ、タムシバ、ヤマウルシ、マルバマンサク、シモツケソウなど）へと変化しており、周辺から乾燥化が進んでいるものと考えられる。

層厚 27.5 cm の泥炭を採取して洗泥法による分解度を求めたところ、全層準において分解度が高い傾向が認められた。また、深さ約 15 cm において、分解度の逆転が認められた。この逆転は気候の寒冷化によるものかもしれない。なお、この試料の深さ 12.5 cm から 215 ± 75 y. B.P. (KL-424) という C-14 年代が得られた。この値を利用して、泥炭の堆積開始期を推定するため、 $T = M / A \cdot Z$ (T: 時間, A: 植物生産量, Z: 平均分解度, M: 深さ) の式に、ヌマガヤおよびスゲの植物生産量を代入して検討した結果、12.5 cm 深の泥炭の推定堆積年代は C-14 年代値とよい調和を示した。上式によ

る推定泥炭堆積開始期（泥炭深 27.5 cm）は約 600 年から 900 年前であった。この値に基づいた本地点における泥炭の平均堆積速度は、0.29~0.44 mm/y となり、他地域の値と比較するとやや小さい。なお、崩壊時期を特定する試料は得られていないが、少なくとも 600 年~900 年前より古いことは確実である。

本泥炭地の地形および堆積物の特徴から、その形成過程および形成開始期について若干の考察を試みた。今後、さらに同種の事例研究がなされ、泥炭地や湿原、あるいは地すべり・崩壊地研究の一助となることが待たれる。

〔注〕

(1) 採取試料を 2.5 cm 間隔の柱状薄片に切り、それぞれを均質な試料に 2 等分する。一方を 0.25 mm の篩にかけ、もみほぐしながら水洗する。この操作を篩から滴る水が無色透明になるまで継続する。篩に残った未分解有機物と、もう一方の未処理泥炭を恒温器で絶乾した時、分解度は以下の式で与えられる。

$$Z = (A - B) / A \times 100$$

(Z: 分解度, A: 未処理泥炭絶乾重量, B: 篩に残った植物遺体の絶乾重量)

(2) 生育する植生に対応して、Z (洗泥法による分解度) と H (握り法による分解度) との間に、

$$Z = 7.53 H + 21.7 \text{ (スゲ泥炭の場合)}$$

$$Z = 4.60 H + 31.7 \text{ (スゲ・ヌマガヤ泥炭の場合)}$$

などの関係がある。

(3) 握り法による分解度は、測定試料である泥炭を手で握り、指の間からの試料のはみ出し具合などによって、0 (未分解) から 10 (完全に分解) までの整数値で示される。観測者によって、結果に多少の差異が生じる可能性がある。

〔引用・参考文献〕

- (1) 茅原一也 (1972): 浅草および守門火山の地形および地質、『新潟の自然第 2 集』206-210.
- (2) 阪口 豊 (1974): 『泥炭地の地学』東京大学出版会, 東京, 329p.
- (3) 沼田 貢・岩瀬 徹 (1975): 『図説 日本の植生』朝倉書店, 東京, 178

p.

- (4) 山中二男 (1979) : 『日本の森林植生』 大明堂, 175p.
- (5) 堀 正一 (1961) : 湿原の形成過程について. 地球科学, 55, 17-22.
- (6) 宮城豊彦・日比野紘一郎・川村智子 (1979) : 仙台周辺の丘陵斜面の削剝過程と完新世の環境変化. 第四紀研究, 18, 143-154.
- (7) 中山智子・宮城豊彦 (1984) : 閉鎖系堆積物からみた最終氷期中葉以降の環境変化と斜面発達過程—山形県川樋低地—. 東北地理, 36, 25-38.
- (8) 高橋浩一郎 (1973) : 『世界の気象』 毎日新聞社.
- (9) 土屋 巖 (1975) : 『地球は寒くなるか』 講談社, 206p.
- (10) 河村 武 (1980) : 『気候変動の実態』 古今書院, 289p.
- (11) 酒井潤一 (1981) : 中部地方における後期更新世の気候変化. 第四紀研究, 20-3, 165-173.

Formation Processes of the Tashirodaira-Moor in Mt. Sumondake

Kenshiro YAMAMOTO

Abstract

Tashirodaira-Moor is the flat place which is located at the high from 885 m to 900 m a. s. l. in Mt. Sumondake and spreads over about 500 m of east and west, about 250 m of north and south. The moor is also located under the steep cliff with ratio high of about 200 m, the rise with ratio high of about 20 m is admitted in front of them. These characteristics indicate that Tashirodaira-Moor was formed by shallow hollow on the landslide place.

The center in the moor is concaved-shaped according to the surveying and boring investigations. The moor is composed of peat layer with about 25 cm to 75 cm thick overlies silt layer with about 1 m thick. The surface altitude of peat layer is the advanced change of the finial in the silt layer, and also the finial altitude of the silt layer declines for the center in the moor. These facts support the idea that the lake has been gradually buried from the circumference by debris inflow from the river while it was accompanied with the decline of the water level.

A tendency with high degree of the disintegration was recognized about all peat layers with 27.5 cm thick, and also the reverse of them was admitted about the 15 cm depth. This reverse may be one by the cold climate, that is, the Little Ice Age.

C-14 age is given from the 12.5 cm depth of this peat (215 ± 75 y. B. P.: KL-424). The average peat accumulation speed in the study area based on this value is rather small when it becomes $0.29 \sim 0.44$ mm/y. and compares with the values of the other areas. And it is estimated that peat accumulation have begun before 600 years to 900 years.

Key Words : Tashirodaira-Moor, landslide, degree of disintegration, average peat accumulation speed.