

火山灰土壌の生成と物理性

松 井 健*

はじめに

土壌の生成・分類・調査を専門とするわれわれペドロジストにとって、土壌の物理性にかんする知識はきわめて重要だが、不勉強のため、生成と物理性との関係についてつっこんだお話しはできないので、ここでは主として火山灰土壌にはどんな種類があり、その生成や特性について日本のペドロジストたちによってどんな成果があげられ、何が当面の課題になっているかといったことについて、スライドを中心にご紹介し、さいごに「生成と物理性」の関係について多少の私見をのべ、責を果すこととお許し願いたい。

I 土壌調査と物理性

火山灰土壌にかぎらず、一般に土壌研究の出発点である野外の断面調査では、物理性に関連した調査項目が少くない。まず第一に、土壌をA、B、C層等に層位区分する場合の識別規準として重要なものは、色、粒径組成(土性)、ちみつ度など、土壌の物理的組成や挙動に関連した諸性質である。また、火山灰土壌を野外で他の土壌と識別する特徴も、腐植層(A層)の、きわめて粗しょうで細かい団粒の発達した soft and mellow な感触や、下層土の多孔質で軽く、乾くと柱状の割れ目ができやすい特有の外観が、その産状や鉱物組成とともに重要なキメ手となるが、これらの物理性の調査法はベテランの勘に頼った定性的なもので、さいきん急速に進歩した土壌物理や工学のレベルからみれば、きわめてプリミティブな状態にある。もちろん土壌調査に一定期間の経験が必要なことはいうまでもないが、上記のような職人的技術に頼っているかぎり、ペドロロジーは近代科学の発展からとり残されてしまうであろう。

II 火山灰土壌には種類が多い

いっぽう、土壌物理や土質工学からの火山灰土壌へのアプローチは、卒直にいて自然体としての土壌の不均

一性を実体的に把握する面が弱く、均質な力学的素材として扱う傾きが強かったのではなからうか。これはある土壌個体のサンプリングのさいにも、A、B、Cなどの層位ごとに採取するというごく初歩的なことすら、ともすれば忘れられがちだし、もっと重要なことは、一口に火山灰土といっても、いろいろ種類が多いのに、その区別にあまり気をつかっていない点によく表われている。降灰後数百年しかたっていないごく未熟なものも、1万年以上も地表風化をうけ、50%以上の粘土をふくむものも、同じ火山灰土壌として一律な扱いをうけているのではなからうか。

1) 新期火山灰土の特性

ここでは、現在から約1万年前まで(沖積世)に降灰した火山灰に由来するものを、かりに「新期火山灰土」とよんでおく。その分布は北海道の南・東部、南九州に多く、それ以外の地域でも活火山の周辺にかなり分布している。

北海道のものは山田、瀬尾ら、北海道のペドロジストたちによって創始された調査方法によって類別され、それぞれの分布、起原、年代が明らかにされていることはいうまでもない。南九州でも演者らにより同じ方法が適用され、新期火山灰土の分布状況が明らかになった。

新期火山灰降灰年代と、それに由来する土壌断面の成熟度との間には、山田(1964)により指摘されたような規則的な関係がある。北海道の駒ヶ岳a、b、c、d、有珠a、b、樽前a、b、十勝a、b、摩周aの各火山灰層や、富士山の宝永スコリア層、榛名山二ツ岳から噴出した伊香保浮石層、南九州の桜島a(大正ボラ)、b(安永ボラ)、霧島a(享保スコリア)、開聞aなど、降灰後500年未満のごく新しい火山噴出物に由来した土壌では、断面の層位分化はきわめて未発達で、(A)/CまたはA/Cの断面構成をもち、あるていどの腐植の蓄積をのぞけば、砂丘や海浜の砂土と大差なく、粘土含量も数%にすぎず、成熟した火山灰土のもつ後述するような物理・化学的特性をほとんどもっていない。したがってこのような火山灰土は、成熟したものとは土壌型の段階で区別さ

* 資源科学研究所

れ、レゴゾル（非固結岩屑土）にふくめられる。その管理・改良方法も当然成熟したものは本質的に異なっている。

これより古い火山噴出物、たとえば北海道の駒ヶ岳 e、樽前 c, d、有珠 c、十勝 c、摩周 c, d, e、…… i の各火山灰層や、南九州のコラ（さいきんの ^{14}C 年代測定によれば通説のように貞観年間ではなく、2000年より古い）や、霧島 c（黄ボラ）、開聞 c など、500～3000年前に噴出した火山灰に由来する土壤では、あるていど風化がすすみ、A層よりの遊離酸化鉄の移動・集積も加わって、B層の生成が認められ、A/B/Cの断面構成をもっている。

ところが、さいきん ^{14}C 年代測定により、約5000年前の噴出と判明した南九州のアカホヤ（人吉盆地ではイモゴ、四国では赤オンジとよばれるが、いずれも同一の火山灰層）では、風化が全層におよび、火山ガラスのアロフェン化が進んで、B層とC層の区別がつかなくなり、断面構成の上では後述の古期火山灰土と類似してくる。その物理・化学的特性も、古期火山灰土と同様に、アロフェンの構造化学的特性に左右されるようになる。

つまり、レゴゾルと区別される独立の土壤型としての「火山灰土」の生成には、母材が本来細粒質のアカホヤで少なくとも5000年の年代を必要としている。本来粗粒質の軽石層やスコリア層では、これ以上の年代を必要としよう。

2) 古期火山灰土の特性

これより古い火山灰土、つまり地質学上洪積世とよばれる1万年以上前に降灰した火山噴出物に由来する土壤では、全層にわたって風化による粘土化と水酸化鉄の遊離がすすみ、いわゆる“ローム”になっている。粘土 ($<2\ \mu$) 含量は、分散法が適切であれば下層土で一般に50%以上に達する。母材としてのC層とB層の区別は困難である。表層には重縮合の進んだ黒色の腐植が厚く蓄積し、しかも腐植の浸透により、A、B両層間に漸移層ができる。したがって断面構成は一般に $A_1/A_3/B_1/B_2/B_3C$ となる。

この腐植の給源はイネ科草本を主とする草原植生とみられる。その証拠としてA層から分離した細砂分には、イネ科草本の珪化組織に由来する植物珪酸体（プラントオパール）がきわめて多く、 A_1 層ではしばしば50%以上、 $0.05\sim 0.02\text{mm}$ の部分では大半を占め、しかも腐植含量と正の相関が認められる（菅野, 1961；加藤, 1962）。この腐植含量はときに30%にもおよび、大陸のチエルノジョーム土やプレイリー土より高く、世界に例がない。しかし日本の地理的位置からみて、ステップやプレイリ

ーのような極盛相としての草原の存在を許す気候条件は、少なくとも洪積世以降にはとうてい考えられないので、火山灰土の腐植の給源であるイネ科草本植生は、極盛相としての森林を二次的に交代したササ、ススキ原野とみられる。そのような交代の主な原因は、自然的遷移というよりはむしろ、縄文時代以降の火入れ、伐採などによる人為的遷移ではなからうか。

古期火山灰土のもう一つの特性は、粘土鉱物が2、3の例外を別として、アロフェンと総称される非晶質ゲルを主としていることである。これは古期火山灰土の母材である洪積世末期～沖積期初期に降灰した火山灰（南関東の立川ローム層に対比されるもの）について一般的な傾向である（もっとも、さいきんアロフェンよりも2：1型粘土鉱物のほうが優勢な例が、同定方法の進歩により報告されつつあるが）。現段階では、上述のような著しい量の腐植と結合し、これを強く保持する性質や、腐植の蓄積によって累加される著しい保水能、大きな透水性と間ゲキ率、小さな容積重と固相容積、非可逆的な脱水特性やそれともなう力学的性質の非可逆的变化、機械分析の場合の特異な分散特性（アルカリで凝固し酸で解膠する）や、強固なマイクロアグリゲート（二次粒子）形成能等々、この土壤に特有の物理的性質の大半は、アロフェンの構造化学的特性とその巨視的表現である粗しょうな組織に起因しているようである。陽イオン、とくに K^+ 、 NH_4^+ のような1価陽イオンの吸着保持力が弱く塩基が溶脱され易いことや、逆にリン酸イオンのような陰イオンの吸収力が異常に大きいといった火山灰土独特の化学的特異性も、アロフェンに起因していることはいうまでもない。

このように、アロフェンが風化物の主成分となるのは、細粒で透水性が大きく、火山ガラスのような易風化鉱物にとんだ火山灰という母材と、温暖湿潤な日本の気候とが決定的な要因となっている。同じ鉱物組成でも、固結した安山岩や玄武岩からはアロフェンはできない。また湿潤熱帯のハワイでは、珪酸の流亡が著しく、アロフェンはできずに R_2O_3 が火山灰土の主成分となり、火山灰を母材とするラトゾル（ラテライト性赤色土）を形成している。この土壤にはラテライト性土壤特有の著しい易砕性 friability, miry なコンシステンシー、乾くと非可逆的に形成される果核状構造などが認められ、容積重が小さく、含水量が大きい点で母材の火山灰の特性が残ってはいるものの、上記のような日本の古期火山灰土の物理・化学的、形態的特性とは明らかに異っている。

このように日本の古期火山灰土およびそれに類似のアカホヤなど、沖積世前～中期に降灰した火山灰に由来し

た土壌は、著しい腐植の蓄積とアロフェンの生成で特徴づけられる特異な生成過程と、それに対応した独特の形態的、物理・化学的特性をそなえている。このような土壌は世界の既存の土壌に類例がないので、独立した土壌型とみなすべきである。それは大陸東岸の温帯～暖帯湿潤気候下で、火山灰という特殊な母材の上で、二次植生としての草原下に発達した成帯内性土壌である。これに対して、草野褐色土(関, 1934)、(草原様)褐色森林土(Kamoshita, 1958)、アンド土(Thorp et al, 1949)火山性黒色土(内山, 1954)、黒色土壌群(林試, 1958)腐植質アロフェン土(菅野, 1961; 宮沢, 1962)など、種々の土壌型名が提案されている。この中では上記のような火山灰土の生成的特性を端的に表現した腐植質アロフェン土と、アメリカのペドロジストに命名されたアンド土とが国際的にも知られているが、後者は語源的に問題があり、前者も土壌型名としては異質なためか、必ずしも日本のペドロジストの支持を得ていない。演者も、必ずしもアロフェンを主体としない火山灰土や、それと類縁の非火山灰質黒色土壌が存在することからみて、この名称には賛成でなく、これらをつくめた、より高次の分類単位名として、日本の農民に多年親しまれてきた「黒ボク土」という名称を採用することをはじめて提案し(松井ほか, 1961)、その中で火山灰に由来するものに、後に火山性黒ボク土という土壌型名を与えた。

なお、火山灰土にも気候帯による性質の差があり、それに応じて亜型区分すべきだという意見もあるが、そのためには同じ年代、類似の岩石学的組成をもったものを比較しないと大きな誤りを犯す危険があらう。

III 腐植層(“黒土”)の母材は“ローム” か否かという問題

ペドロジストの多くは、火山灰の表層にある腐植層は、下層の“ローム”(古期火山灰風化物)を母材とし、上述のような過程で腐植が蓄積したもの、つまり腐植層は立川ローム相当層の上に発達した土壌のA層とみていた。ところが関東ローム層を研究している地質学者たちの多くには、この腐植層をその下位の“ローム”とは時期を異にする別の堆積物だとする観念が根強く、両者の境界を沖積・洪積世の境界とみるのが常識ようになってきている(関東ローム研究グループ, 1965)。さいきん一部の地質学者は、考古学的遺物のうち、旧石器は“ローム”から出土し、“黒土”と“ローム”の境界部(土壌層位でA₃ないしB₁層に当る部分)は主に縄文早期の遺物をふくみ、黒土中には縄文前期以後の上器が、新しいものほど順次上位から出土するという一般的データに

もとづいて、“黒土”は層位学の基本である「累重の法則」に支配されて、下位の“ローム”とは別な時代に順次堆積したものであると主張した(町田, 1964; 井尻, 1966; 小林, 1967)。

つまり腐植層は立川ローム相当層に腐植が蓄積したものではなく、それ以後におだやかに降灰した火山灰やレス状の dust, mass-wasting や solifluction のような陸上の再堆積の産物を材料とし、その堆積速度がおそいために植生の繁茂をゆるし、母材の堆積と腐植の生成とが平衡を保って進行したために、厚い黒土が生成したという見解である。

この見解は十分検討に値する問題と思われる。“ローム”, つまり古期火山灰層の上位に、明瞭にC層を識別できる新时期火山灰層が何枚も、それぞれ腐植層をもって累積している場合には、北海道や南九州で行われたように、これらを1枚1枚類別し、それぞれの分布や起源を追跡できる。これらの分布限界ふきんにゆくと、C層はほとんど識別できず、一見一つづきの厚い黒土層のようにみえるが、ベテランの土壌調査マンは、色、土性、構造、コンシステンシー等の微妙な差で、これらを数枚の単層に識別してきた。しかし、さらに噴出源から遠ざかると、黒土層は全体として薄くなるので、植物根・地中動物・耕作などにより混合され、個々の単層の識別は不可能になるだろう。われわれの経験でも、茨城、千葉県など、活火山から遠い地域では、肉眼的には新时期火山灰層をほとんど識別できない場合が多いが、粒径組成を比較すると、腐植層は“ローム”にくらべ砂分がやや多く、新时期火山灰の混入の影響を認めることができる。

これらの事実はすでにペドロジストによって確認されてきたことである。それにもかかわらず、上記のような地質学者たちの指摘は、ともすれば厚い腐植層全体を、その下位の“ローム層”と同一母材からなるA層とみがちな、土壌調査の経験の少ない土壌学者にとってはきわめて重要な教訓といえよう。

しかし、地質学者が説くように、“黒土層”の下限は果して沖積・洪積世の境界であろうか。また、「火山灰の降灰と腐植の生成の平衡関係」はごく一般的に、どこでも観察できるだろうか。

演者はさいきん関東ローム層の分布する台地上の縄文時代の遺跡の発掘に立会う機会を何回か得た。そのさい、前記のような、北海道のベテラン・ペドロジストのセンスで詳細に観察すると、一見、一つづきのように見える厚い腐植層は、ほとんど例外なく何層かの Soil stratigraphic unit に区分されることを再確認した。つまり“黒土層”は、IA/II Ab/II AbB/III Ab/III AbB/

IV A₁b/IV A₃b/IV B₁b/IV B₂Cb…… というぐあいに区分される。多くの場合、IVは立川ローム層最上部、IIIは町田(1964)の「富士黒土層」、IIは町田の Younger Fuji tephra ないしは同時期の再堆積物、Iはごくさいぎんの再堆積物であって、土器の多くはこれら各 unit の(埋没) A層から出土することがわかった。つまり「黒土層」は、たしかに地質学者の説くように、その大半は「ローム層」とは時期を異にする累積土壌である。しかし、この累積は、まず母材が堆積し、つぎに腐植化によって、各 unit の母材からA層が分化しており、母材の堆積と腐植の生成とが平衡を保つ場合は、理論的には可能であるが、現実にはそれほど普遍的ではないことが分かった。また、新时期堆積層と「ローム層」との境界は、上記の断面構成の例では、地質学者のいうように、「黒土層」の下限、つまり IV A₃ と IV B₁ との境ではなく、III ABb と IV A₁b との境であることも明らかになった。この境界を見分けられぬベドログストは少いだろう。IV A₁層からIV A₃層の下限、つまり「黒土層」の下限までの厚さは、根の分布、地中動物の混和作用、腐植の垂直移動等の相互作用によってきまるもので、原則的に不定であるが、イネ科草本の根系の平均的な深さ(20~30 cm)は一応の目安となろう。腐植の給源としては草本の場合、地表に還元される地上部遺体よりも、地中で腐植化する地下部遺体のほうが優勢なことは生態学者により証明されているからである(翠川, 1962)。

したがって、これよりも腐植層が厚い場合には、前記の地質学者の指摘にしたがって、再堆積や新时期火山灰の降灰等による母材の累積を疑ったほうがいい。

以上の事実から明らかのように、みかけ上の黒土層の基底そのものが、沖積世と洪積世との境界というように、地質学的不整合を指示するものではなく、新时期火山灰層ないし再堆積物層の基底は、みかけ上一つづきのように見える腐植層の中間にあることを強調しておきたい。ただし、物質の添加した時期というより腐植の蓄積した時期そのものには、明らかに歴史的制約があり、包含される考古学的遺物との関係から、少なくとも縄文早期以降とみられ、それ以前には、黒色の腐植層の著しい蓄積が常時おこったという積極的証拠はない。このことは、後水期に入って気団配置がほぼ現状に近くなり、モンスーン的気候に変ったという推定や、縄文時代に入って人類の生産活動が飛躍的に発展したという考古学的定説と関連が深いように思われる(加藤, 1964)。

IV 地表下 1.5m から数 m へ、土壌学の領域の拡大について

関東ロームの団体研究の成果として、かつては一つづきのように思われた台地上の厚い火山灰層は、主に段丘との関係と、相互の不整合関係を手がかりに、立川、武蔵野、下末吉、多摩の各ローム層という地質学的累層に区分されるようになった。そして各累層の年代、噴出源や、鉱物組成、粘土鉱物などの特徴も明らかにされ、同じ方法が全国的に洪積世火山灰層に適用され、火山灰層を鍵に、第四紀の地層や地形面を対比、編年するテフロクロノロジー(火山灰編年学)の方法が確立され、日本の第四紀の地史を、世界の氷期、間氷期と対比することがはじめて可能となった。これはまことに画期的な成果である。

ところでこれらのローム層には、何枚かの暗色帯、キレツ帯が存在し、浮石層などとともに層位学的鍵層として役立つことが分かったが、これらはC、N値の極大を示すことから、欧米のレス中の化石土壌と類似の埋没古土壌に他ならない(戸谷・貝塚, 1956)。黒部(1936)によれば、立川ローム層中の暗色帯から抽出された腐植酸は、地表の現土壌のそれと類似しており、その生成環境が現土壌のそれに近かったことを推察させる。演者はさいぎん、この立川ローム層中の2枚の暗色帯から抽出した腐植酸の¹⁴Cによる年代測定を、学習院大学木越研究室に依頼したところ、上位のものは17,000±400y. B.P., 下位のものは25,900±700y. B.P. という値を得た。この中少くとも下位のものの年代は、ヨーロッパのPaudorf 亜間氷期、USAのFarmdale 亜間氷期と一致する。加藤(1962)は、北関東のローム層中の暗色帯の腐植含量が、植物珪酸体と正の相関を示すことを見出し、これらが降灰中止期に生成した古土壌のA層であることを証明した。すなわち洪積世の降灰休止期には、現在と類似した土壌生成期が存在したことが暗示される。

このように、暗色帯、キレツ帯とよばれる古土壌は、土壌学の方法によってはじめてその生成環境を復元できる対象であり、それによってローム層の細分や、その生成史の解明に貴重な資料を提供できる。古土壌に限らず、その中間のローム層に対しても、土壌学の知識の適用はきわめて有効である。たとえば露頭で立川ローム層と武蔵野ローム層を識別する場合、一般に前者は乾いて黄色を呈し、比較的粘りが少ないが、後者はやや湿っていて褐色を呈し、しばしばコケが付着し粘りが強いことで容易に区別できる。この差は主として両者の粘土鉱物組成の差(前者はアロフェン、後者はハロイサイト)に起因することは明らかである。現地での簡単なコンシステンシーのテストや、KF-フェノールフタレン・テストは両者の識別上さらに有効である。

このように、土壌学の対象を地下1.5m以内に限定せず、地下数まで拡大すること（土層学と仮称）は、第四紀層序学に寄与するだけでなく、それを媒介として基盤整備、大規模な農地造成、農道、一般道路、宅地造成、建築物の基礎工事など、農業工学や土木工学の側からの要請にも答えることになる。従来の地質学の精度と方法だけでは不十分なことは証明済みで、土壌学の精度と多様な方法が要求されている。

そのためには、ペドロロジーと火山灰層序学の方法を結合するだけでなく、従来の調査項目のほかにも、各土層の圧縮比、ねりかえし強度、先行荷重など、各種の工学的性質を簡便に現地で測定する必要がある。この方向は従来施肥学だけに眼を向けていた土壌学の市場拡大に有効なだけでなく、ともすれば化学偏重だった日本の土壌学のヒズミの是正のためにも必要と思われる。

むすびにかえて

紙面のつごうで、要約の代りに、ペドロジストとして土壌物理学者への注文を列挙させていただくことにする。

- 1) 現地で簡単に定量化できる物理性測定方法の確立
- 2) 火山灰土壌に適した機械分析方法の標準化
- 3) 土壌型のような高次の分類だけでなく、低次の土壌分類上の差を十分に考慮したデータの比較や整理、そのためのペドロジストとの対話や共同研究の促進
- 4) 前述の土層学の方法確立のための、ペドロジスト、第四紀層位学者、粘土鉱物学者と土壌物理学者、農業工学者の広汎な共同研究体制の確立

【討論】

(佐々木清一・北大農) 火山灰土壌の定義をどのように考えるか。

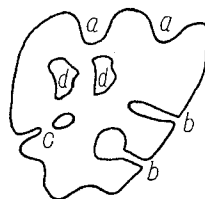
(松井健) ここでは Pyroclastic fall に由来した土壌を総称した。flow に由来したものは含めていない。

(鎌田嘉考・長野農試) スコリアと軽石の生成論および構造的な相異点は何か。

(松井健) マグマに由来する火山レキの中で塩基性で気泡の少ないのがスコリアであって、気泡の多いのが軽石である。軽石の Pore と水の関係については北大佐々木研究室で研究している。

(前田隆・北大農) 軽石とスコリアとの物理性から見た違いについて補足すると、軽石は粒子そのものに孔隙が多く、モデル的に図示すると次のようになる。

したがって軽石は真比重が軽く、粒子自体が或程度の



- a: 活性孔げき
(木の浸入が容易)
- b: 半活性孔げき
(一部しか脱水出来ない)
- c: 二次活性孔隙
(わづかな圧加圧 減圧で半活性孔げきと閉塞孔げきとの間に連絡通路が通じて Q または b になりうる孔げき)
- d: 閉塞孔げき (閉ぢ込められ水が入らない孔げき)

水を持っている。これに比べてスコリアは孔隙が比較的少なく、軽石のように閉塞孔隙は持たないために真比重が重い。また粒子自体あまり水を持っていない。

(木下彰・北農試) 火山灰土壌の特徴である腐植層の生成について、とくに厚い腐植層の生成は植物根の腐朽と母材的な性質すなわちアロフェンによる腐植の固定であるとされている説に対して、降雨による水の滲透によっては厚い腐植層の生成は考えにくいのか、どう考えるか。

(松井健) 厚い腐植層の集積の原因としては過去に湿地的環境があった場合と、何回かのうすい降灰がくり返され、その後のできた腐植と混合して見掛上、ひとつづきの厚い腐植層をつくる場合がある。表層の腐植が下層に移行する程度はそれ程ではない。移動するのは主として淡色のフルボ酸であって、黒味の強い腐植酸やアルカリ不溶分はあまり動かない。

(佐々木清一) 腐植の集積と腐植の土壌物理性におよぼす影響はどうか。

(松井健) 腐植の蓄積には材料(草木)の豊富なこと、環境が湿潤なこと、アロフェンのような結合の相手があることなどの要因がある。それ以外には厚い腐植層は見かけはひとつづきであっても噴出時期の異なる何層かに区分される場合が多い。

(多田敦・農土木試) 生成論の立場から土壌物理性のどのような性質をどんな目的でとらえることが必要になってくるか。

(松井健) たとえばコンシステンシーの表現にしてもチーズ状、グリース状など感覚的なものが多く、Compactness にしても loose, compact だけで割り切れぬ場合もある。測定方法だけでなく表現法も検討してほしい。また圧密過程は土壌生成過程の重要な側面だが土壌生成学的にはほとんど検討されていない。先行荷重その他の力学的性質も調査項目にとり入れる必要がある。

(寺沢四郎・農技研) 新しい火山灰土壌の固相率が小さいのは何故か。脱珪酸作用の影響はどうか。

(松井健) 新しい火山灰土の固相率が小さいのは、脱珪

酸作用の結果よりもむしろ本来の組織の特性（火山ガラスの寄木細工状の組織）によるものと思う。ハワイのラトゾルでは脱珪酸の結果できたマイクログリゲートの間の孔隙が多い。日本の古い火山灰土では両方の因子が効いてくる。火山灰はアロフェン → ハロイサイト → R_2O_3 鉱物という風化系列をたどる。

(横井肇・農技研) 物理性測定の目的はおのおの違うので、土壌調査などで目的に応じた分析法を検討してゆく必要があるのではないか。

(佐々木清一) 「火山灰土壌」という術語について。これを演者もまた聴衆もどう受取られていたかということです。演者の述べる所を借りますと「腐植層(A層)のきわめて粗しょうで細かい団粒の発達した Soft and mellow な感触を持ち、下層は多孔質で軽く、乾くと柱状の割れ目ができやすい特有の外観をもつ」たものというのが火山灰土壌を他の土壌と区別する野外での決め手の一つとされています。この記載は関東ロームのような土を想像させますが北海道の火山灰土または火山性土はとも想像できない表現です。これは火山灰即ち灰という言葉をそのまま受とって灰の堆積物と考えるべきなのでしょう。しかし演者のお話をまとめますと。

新期火山灰土：一万年以内に降灰したもの			
五〇〇〇年以内	北海道	駒ヶ岳 a, b, c, d, 有珠 a, b, 樽前 a, b, 十勝 a, b, 摩周 a	(A)/C または A/C
	府県	富士スコリア, 榛名浮石 桜島 a, b, 霧島スコリア, 開聞 a	
五〇〇〇年以上	北海道	駒ヶ岳 e, 樽前 c, d, 有珠 c 十勝 c, 摩周 c, d, e……i	A/B/C
	府県	九州コラ, 霧島 c(黄ボラ), 開聞 c	
古期火山灰土：一万年以上に降灰			
各地のローム			$A_1/A_3/B_1/B_2/B_3C$

表ようになります。ここで5000年以内のものを非固結岩屑土(レゴソル)とし1万年以上を経たと思われるローム質のものを関、鴨下……其他の人々の使用された命名を紹介され、火山性クロボク土が適当な名称であると述べられております。そうすると火山性クロボク土はローム質の古期火山灰土に対して与えられた名称で、火山灰土全体の名称ではなく、新期のものの一部はレゴソルであり、約5000—10000年のものでA/B/Cの層位を持ったものは何と呼ぶべきなのでしょう。新期火山灰土も火山性クロボクに入るのでしょうか。また新期、古期というのはクロボク上の亜型なのでしょう。

第二には年代と風化の問題です。確かに古いもの程風化が進んでいることは通念としてはわかります。しかし火山の噴火の際常に Pumice と Scoria だけが噴出されるわけではなく、先年の十勝岳爆発の際にもセメントのような火山灰の抛出があったことは記憶に新しい所です。演者のお話の中にあつた摩周 g, h, i は 6460 ± 130 Y. B. P. と算出されておりますが新鮮な軽石です。それと同じ頃の噴出と思われる樽前 d はかなり粘土化が進んでいます。もしこれがそれぞれの軽石がおかれている環境のせいだとするなら、樽前と同じ場所にある支笏の Spfl (31900 ± 1700 Y. B. P.) や Spfa₁ および a₂ ($32200 + 4700(-3100)$ Y. B. P.) は可なり新鮮なのはどう解釈したらよいのでしょうか。むしろ風化に対して抵抗力の様々な色々な物質の存在を考えるほうがよいのではないのでしょうか。

第三にローム質火山灰土における腐植の集積の問題ですが、腐植の給源をササ、ススキと考えることには私の現在の知識では何ともいいかねますが、縄文時代以降の火入、伐採による人為的遷移による自然の改革により、森林から草原への変遷の説は賛意を表しかねるようです。

第四には火山灰土の粒径組成の問題ですが、これは何も火山灰土に限ったことではありませんが、何故土壌を粒子のみからできていると考えねばならないのでしょうか。粒度試験を土壌の本質に合致するよう改良されることが望まれます。粒度ばかりでなく土壌全般にわたり、適切な物理量の測定方法の出現を期待するのは演者も私も同様であります。

(松野正・北海道開発局土木試) 松井健氏は火山灰の降灰(堆積)年代の相違が、化学的、物理的、鉱物学的にかなりの異質性があることを指摘しているが、比較的新しい火山灰を常にみている北海道の土壌研究者にとっては、その降灰年代の異つただけではなく、同一噴出源で同一時期に降灰した火山噴出物についても、かなりの問題が考えられる。

具体的な例として、樽前 a 火山灰層の分布をみると、噴出源より遠距離になるにしたがい、その層厚は薄くなり、粒径は粗粒質から細粒質に変るのは累重の法則の示すとおりである。また、それに伴って、鉱物組成、化学組成も異つている(北大、佐々木清一教授の論文(1957))。

しかし、現在までの土壌研究者は、同一噴出源、同一時期の火山噴出物については、同一母材の火山灰土壌として単純に取扱ってきたきらいがある。確かに質的にみて同一火山噴出物であるが、土壌の母材としてみると、同一母材としてよいであろうか? 物理的にみて、粒径の異質性は、その各地点の降灰した堆積環境、すな

わち、そこに加わる圧密、孔隙量、三相比、比重etc.を異にし、土壌母材として同一物理的性質を有しているとは考えられない。また、化学的性質もそれに伴って異っていることは前述のとおりである。

このような異質性は土壌風化過程に大きな影響をもたらすことは当然である。また、このような異質性は同一火山噴出源の火山灰に依るが、異った火山噴出源から抛出された火山灰に、かえって、類似の物理性、化学性を有している場合がある。このような場合には当然、土壌母材として同一視することが必要である。それゆえ、土壌母材の物理的性質を精しく知ることが、その土壌の風化過程を知る上に、きわめて重要な鍵をにぎることになる。(最近、北農試佐々木龍男氏により、一部、研究されつつあることはきわめて喜ばしいことである。)

つぎに、松井健氏は火山灰土壌の土壌型名について論じ、高次の土壌型の物理性は比較的多く研究されていることを指摘しているが、筆者は高次の土壌型の段階における物理性の共通性はきわめて少ないのではないかと考えている。

すなわち火山灰土壌は成帯内性土壌の範疇に入り、その母材の異質性は、松井健氏のあげられるように、アロフェンの構造化学的特性がその物理的特性を規制していることになる。

しかし、成帯性土壌においては、土壌型の段階ではその土壌の物理性はかなり同一性を示していない。(このことは筆者らの調査した範囲の成帯性土壌の土壌型の段階ではかなりバラツキの数値がみられた。)

それゆえ、火山灰土壌の物理的性質は特殊であることを認識しなければならない。

土 粒 子

約2年まえ、九州より北海道に転勤して、どのような仕事をしようかと考えたすえ、北海道の畑地を有効水分量によって区分することを思い立った。

当初は簡単に考えて作業順序として、① 既存の気象データから、この目的に応じた項目(降水量、蒸発量もしくは蒸発散量によって気象区分をする、② 気象区分内より土壌を種類別に採土して、その有効水分容量(pF 1.6~3.8)を測定する。③ ①と②を組合わせてそれぞれの畑地の有効水分の量(mm)を算定し、それに基づいて区分図を作る、ことを考えた。ところが、これが実に困難な仕事であることを思い知らされた。

まず、降水量であるが、北海道での播種は融雪をまっす5月初旬に始められるが、雪の融水が有効水分としてのくらい利用されるか分からないので、降水量をいつか

(松井健)

1. 佐々木氏の意見に対して 拙稿の表現が不十分なためと思いますが、5,000~10,000年 B.P. の火山灰でA/B/Cの層位をもつものは火山性クロボク土に入れています。年代そのものより、断面構成を重視しています。新时期、古期は土壌分類学上の区分ではなく、母材の年代による便宜上の区分で、クロボク土の亜型の区分基準には、現在はしていません。

風化と年代との関係は、一般的な傾向をのべているわけで、母材による抵抗力の差はもちろん否定できないと思います。

腐植の給源を二次的なイネ科草本植生と考えた根拠についてはくりかえす必要はないでしょう。人為的遷移は想像にすぎません。生成環境の復元にはあるていどの夢が必要ではないでしょうか。

粒径組成の件は文意を判断しかねますが、たとえば団粒の集合率を測定するには、完全分散による粒土含量の値が必要なことは今さらいうまでもないと思います。

2. 松野氏の意見に対して 同一時期に降灰した火山噴出物が、場所により粒径や鉱物組成が異なり、したがって物理性も異にしていることは事実で、北海道の土壌学者によりこの問題が詳細に研究されていることに大いに期待しております。

第二の点、つまり一般に成帯性土壌は、土壌型の段階では物理性はかなりバラつくもので、火山性クロボク土が土壌型の段階でかなり共通した物理性をもっているのはむしろ例外的で、これは火山灰という母材の特性に基因しているという御指摘には全面的に賛成です。

らいつまでの期間をとってよいか、疑問となった。また蒸発量にしても、水面蒸発量のデータしかない現状では適正な土壌面蒸発量が求められない。蒸発散量にしても農業気象学分野で検討しているが、気象データからの推定方法であるために、実際との適合性ははなはだ疑わしい。

土壌の有効水分容量にしても、重粘土のような排水不良地土壌に対しては、意味のうすい数値となり、有効水分容量などという概念は排水良好地に限るものともよく気付く始末である。北海道の有効水分による区分図は、前途遠しの感じであるが、大鉦をふるって曲りなりにも完成させなければならない。

北海道の土壌の特性(排水不良)と地形的特性(波状)からみて、小面積に適用できる蒸発散量を基礎とした有効水分量の算定よりも、大面積を対象としてみる地区消費水量(Project consumptive use)の考え方が必要であると考えられる。(北海道農試 木下 彰)