

上賀茂の黒ボク土

齋藤 萬之助

1. はじめに

京都盆地北部の上賀茂、西賀茂には、段丘（隆起扇状地）地形が発達している（京都府 1980；滋賀県・京都府 1982；井本ら 1989）。標高は高位段丘面が130 m，中位段丘面が110 m，低位段丘面が100 m，賀茂川の河床が90 m 前後であり，沖積低地と低位段丘面，中位段丘面と低位段丘面は，ともに10 m ほどの厚さの段丘崖で区切られている。低位・中位段丘面ともほぼ平坦である。この平坦さには，原地形の平坦さに加えて，これまでの水田耕作のための均平化の影響があるものと思われる。井本ら（1989）によると，低位段丘は上賀茂では厚さ2～3 m で，大～巨礫を含む細～中礫層からなり，その下は頁岩である。西賀茂では堆積物はそれより厚く，中位段丘ではさらに厚いという。

この低位・中位段丘からなる台地のほとんどは，住宅地と生産緑地に指定された田畑で占められている。田畑は住宅地に囲まれるようなかたちで存在している。この台地には，腐植に富む暗色の土壤が分布しており，農家の人たちはこれを黒ボク土と称している。西賀茂，上賀茂の台地を踏査したところ，かなりの部分に，この黒ボク土が分布していると観察された。

黒ボク土は，この土壤の特徴である高い腐植含量に由来する黒い色と，孔隙に富むボクボクとした軽鬆な手触りを表した古くからある名称であり，通常，風積性火山灰を母材として生成した土壤である。最近では，黒ボク土の中には，非火山灰母材の黒ボク土が存在することも明らかにされている。日本の統一的土壤分類体系（日本ペドロジー学会 2003）では，火山灰母材のものをアロフェン黒ボク土，非火山灰母材のものを非アロフェン黒ボク土と区分している。両者は断面形態は類似しているが，理化学性，粘土鉱物組成など多くの性状が異なるからである。

京都盆地では，黒ボク土の存在はほとんど知られていない。しかし，石田（1995）によると，音羽川や白川扇状地には，表層に厚さ30～50 cm の黒ボク土が分布しており，母材は上半分は6,300年前に降灰した鬼界アカホヤ（K-Ah）火山灰，その下部は23,000年前に噴出した始良 AT 火山灰である。

そこで，上賀茂で黒ボク土といわれている土壤がどのような性質を持っているか，またアロフェン黒ボク土であるか，非アロフェン黒ボク土であるか，検討を試みた。

2. 調査地および調査分析方法

調査地は市道を挟んで柘野小学校の対面に位置し，平坦な低位段丘上にある上賀茂津ノ国町の池田徳治氏所有の施設栽培畑である。施設内で土壤断面調査と試料採取をおこなった。なお，新鮮土水分，容積重，三相分布，礫含量を測定するための試料は，断面調査をした地点の近傍で後日採取した。こ

こは減反政策以前は水田であったが、それ以降は畑として利用されている。現在、施設では賀茂ナスなどの夏野菜、その収穫後にはビニール覆いを取り、スグキナが栽培されている。

採取した土壌は風乾細土にして、以下の理化学性および粘土鉱物組成の分析に供した。粒径組成：ピペット法，全炭素 (T. C) ・全窒素 (T. N) : CN Analyzer, pH (H₂O) ・pH (KCl) : ガラス電極法 (土 : 液比 = 1 : 2.5), pH (NaF) : ガラス電極法 (土 : 液比 = 1 : 50), 電気伝導度 (EC) : 1 : 5 水浸出法, 陽イオン交換容量 (CEC) ・交換性塩基 : ピーチ法, リン酸吸収係数 : リン酸アンモニウム液法, 粘土鉱物組成 : 定方位 Mg 飽和粘土 ・ K 飽和粘土の X 線回折 (Mg 飽和粘土はエチレンジグリコール処理, K 飽和粘土は 105°C, 350°C, 550°C 加熱処理したものも計測)。

このほか、黒ボク土の生成と密接に係る火山ガラスが微量含まれていたため、砂画分での含量 (粒数) を半定量的に調べ、25粒の屈折率を測定した。

3. 結果と考察

3.1 土壌断面の性状

土壌断面の性状は表-1 のようである。

主要な母材は段丘礫であるが、礫に混じり黒褐色～黒色土層が発達しており、層厚は76 cm あった。その下部は黄褐色土層であった。下層ほど礫の量が多くなり、径も大きなものが多くなった。深さ40 cm 以下は礫層で、黒色土を採取するのもかなり困難であった。したがって、黄褐色土層の採取はできなかった。礫はほとんどチャート、砂岩、頁岩からなり、丹波山地から賀茂川によって運ばれてきた丹波帯由来のものである。Ap1 層 (作土)、Ap2 層 (耕盤層) では、下層より礫は少ないが、これは耕作の邪魔になるため、除去されたためと思われる。

Ap2 層は山中式硬度計による硬度が26あり、きわめて堅密であった。耕耘機械の踏圧によるものである。

表-1 土壌断面の性状

層位	深さ (cm)	土色	土性	礫 ^a	構造
Ap1	0-20	10YR2/2 (黒褐)	埴壤土 (CL)	堆積岩質半風化細～小亜円礫 含む (含量 0.25kg kg ⁻¹)	強度中粒状
Ap2	20-26	10YR3/2 (黒褐)	埴壤土 (CL)	同上 (0.24kg kg ⁻¹)	中度中粒状
A1	26-40	10YR2/1 (黒)	埴壤土 (CL)	堆積岩質半風化細～大亜円礫 すこぶる富む (0.66kg kg ⁻¹)	中度中粒状
A2	40-60	10YR2/1 (黒)	砂壤土 (SL)	堆積岩質半風化細～巨亜円礫 からなる礫層	中度中粒状

a 含量は新鮮土 800～900g を用いて測定。

表-2 物理性

層位	容積重 (Mg m ⁻³)	三相分布 (m ³ m ⁻³)			真比重	水分飽和度 (m ³ m ⁻³)
		固相	液相	気相		
Ap1	0.84	0.344	0.230	0.426	2.43	0.35
Ap2	0.95	0.388	0.331	0.281	2.46	0.54

3.2 物理性

礫が多いため、実容積は2層目までしか計測できなかった。その結果が表-2である。容積重は1 Mg m⁻³ 以下であるが、Ap1層は耕作の影響によるものである。Ap2層は耕盤層で硬度が高いにもかかわらず、1 Mg m⁻³ 弱となったのは腐植に富む(表-3参照)ためと思われる。腐植に富むため、真比重は2.5未満である。

3.3 理化学性

表-3, 4は一般理化学性分析結果である。

粘土含量は0.27~0.09 kg kg⁻¹ であり、Ap1, Ap2層では0.2 kg kg⁻¹ 以上あった。礫が多くなる下層では砂含量がふえ、粘土含量は少なくなった。

T. Cは有機態炭素とみなしてよいものであるが、30~54 g kg⁻¹ (腐植として5.2~9.3 g kg⁻¹) の範囲にあり、供試したすべての層が腐植に富んでいた。第2層目がもっとも少なく、下層に向かって漸増している。また、作土は最下層に次いで多く、堆肥施用の影響があるものと思われる。C/N比は下層ほど高い。A層のそれは多くの場合10~12、黒ボク土では15~25である(米林 1997)といわれている。これからすると、供試土壌の腐植は黒ボク土的性格が強いことをうかがわせる。

表-3 理化学性-1 (粒径組成、T. C、T. N、pHとEC)

層位	粒径組成 (kg kg ⁻¹)			土性	T. C (g kg ⁻¹)	T. N	C/N	pH			EC (mS cm ⁻¹)
	砂	シルト	粘土					(H ₂ O)	(KCl)	(NaF)	
Ap1	0.44	0.34	0.22	CL	50	3.9	13	7.0	6.3	9.6	0.14
Ap2	0.42	0.31	0.27	LiC	30	2.1	15	6.6	5.9	9.9	0.21
A1	0.58	0.25	0.17	CL	40	2.2	18	6.6	5.2	10.5	0.20
A2	0.68	0.23	0.09	SL	54	2.5	22	5.9	4.9	10.8	0.13

表-4 理化学性-2 (CEC、交換性塩基とリン酸吸収係数)

層位	CEC (cmol _c kg ⁻¹)	交換性塩基 (cmol _c kg ⁻¹)				塩基飽和度 (%)	リン酸吸収係数 (g P ₂ O ₅ kg ⁻¹)
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺		
Ap1	28.6	17.6	4.3	1.5	0.10	82	10.2
Ap2	27.9	17.6	4.4	1.2	0.09	84	10.6
A1	24.2	13.8	3.5	1.0	0.08	76	16.7
A2	23.4	8.4	2.2	0.7	0.07	49	17.0

湿潤多雨なわが国では、未耕地の黒ボク土は酸性が強いのが普通であるが、供試土壤では多肥栽培の影響で塩基類、とくに交換性 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 K^{+} が3層目まで著しく富化している。4層目も若干富化傾向にある。このため、3層目まで塩基飽和度が高く、pH (H_2O) もほぼ中性である。これらの塩基類は、作土に施肥されたものが、溶脱し下層に蓄積したものと考えられる。なお、CECは土性からすると多いが、腐植に富むことを反映したものであろう。

pH (NaF) は黒ボク土の識別基準の一つである (表-6 参照) が、いずれの層とも9.2以上あり、黒ボク土の基準を満たしている。

これらの塩基類、塩基飽和度や pH (H_2O) の値は、土壤診断基準 (京都府経済連 1990) の正常範囲をかなり超えている。しかし、ECはこの基準の「低い」～「正常」の範囲にあり、残留硝酸態窒素が少ないことを示唆している。

リン酸吸収係数は、黒ボク土識別に用いられる指標のひとつである。上2層は、有機物含量や pH (NaF) は表-6の黒ボク土の識別基準と整合するが、リン酸吸収係数は1,000強と黒ボク土的でない。下2層は1,500を超え黒ボク土的性格を備えている。

3.4 火山ガラスの性状と粘土鉱物組成 (表-5)

さきに断面の性状のところ述べてように、一次鉱物は堆積岩の岩片が主体であると観察されたが、黒ボク土の生成は火山灰と密接な関係があるので、砂画分に含まれる火山ガラスを半定量的にしらべた。火山ガラスは第3層を除き数% (粒数) にすぎなかった。第3層には10%程度含まれていた。1層目の火山ガラスは屈折率が1.50前後と1.51前後のものにわかれた。この値から、前者はAT火山灰、後者はK-Ah火山灰と推定された。2層以下は、屈折率からK-Ah火山灰と思われた。

粘土鉱物組成は全層ほとんど差異がなく、カオリナイトと2:1-2:1:1型中間種鉱物が主成分であるといえよう。

表-5 粘土鉱物組成

層位	カオリナイト	ハロイサイト (10Å)	雲母鉱物	2:1-2:1:1型中間種鉱物
Ap1	+++	±	+	+++
Ap2	+++	±	+	+++
A1	++	+	±	+++
A2	++	+	±	+++

4. 供試土壤の分類と成因

表-6に、黒ボク土のアロフェン質と非アロフェン質を区分する基準を抜粋した。これと供試土壤の性状を対比しつつ、供試土壤の成因や分類を考えてみたい。

まず、A層の厚さは20 cm以上あるが、Ap2層の明度が3で基準より1大きい、ほかの層の明度・彩度とも、基準を満たしている。T. Cとしていずれの層も30~54 g kg^{-1} あるから、有機物 (腐植) として5.2~9.3 g kg^{-1} となり、基準に合致している。リン酸吸収係数 ($\text{gP}_2\text{O}_5 \text{ kg}^{-1}$) は、上2

表-6 アロフェン黒ボク土と非アロフェン黒ボク土の分類基準
(ペドロジスト懇談会 1990 ; 日本ペドロロジー学会 2003より作成)

分類基準項目	アロフェン黒ボク土	非アロフェン黒ボク土
母 材	火山灰	火山灰、風成塵
A層の特徴	明度・彩度とも ≤ 2	同左
A層の厚さ (cm)	> 20	> 20
有機物 (g kg^{-1})	> 50	> 50
リン酸吸収係数 ($\text{gP}_2\text{O}_5 \text{ kg}^{-1}$)	> 15	> 15
pH(NaF)	> 9.2	> 9.2
主要な交換体	アロフェン, イモゴライト, Al(Fe)腐植複合体	Al(Fe)腐植複合体, 2:1型, 2:1-2:1:1型中間種

層では10程度であるが、下の2層は15以上ある。よって、下2層は典型的な黒ボク土層とみなされる。pH (NaF) はいずれも9.2以上で基準を満たしている。

粘土鉱物はおもに結晶質粘土からなり、非アロフェン質である、

以上から、供試土壌は非アロフェン黒ボク土とみなされる。ただし、Ap1, Ap2層は、とくにリン酸吸収係数が基準より低く、典型的な非アロフェン黒ボク土とはいいがたい。

ペドロジスト懇談会(1990)によると、非アロフェン黒ボク土は、非火山灰起源の母材を主体とした陸成腐植質土壌であるという。その多くは、広域風成塵や現地性の河床堆積物などの風成堆積物などの影響を強く受けている。したがって、火山灰と風成堆積物の両方の性質を持っている。供試土壌では、火山ガラスはA1層が10%程度であるほかは、数%にすぎない。ただし、第3層に若干多く含まれ、この層が生成された時期にK-Ah火山灰が降灰した可能性がある。火山灰は量的には少ないが、腐植の集積に重要な役割は果していると思われる。

風成塵は中国の乾燥地域から偏西風によって飛来したものであり、わが国の土壌への影響が強いことが明らかにされている。風成塵はほぼ $20 \mu\text{m}$ 以下の粒子からなり、微細石英に富み、粘土鉱物は雲母鉱物、カオリナイト、石英、斜長石を主とし、少量のス멕タイト、パーミキュライト、クロライト、カルサイトなどを伴う(井上 1981; Inoue and Naruse 1987; 井上・成瀬 1990)。そして、わが国のような温暖湿潤な気候下の土壌では、雲母鉱物は風化を受け、ス멕タイト、パーミキュライト、2:1-2:1:1型中間種鉱物になっている場合が多いという。供試土壌の主要粘土鉱物は、表-5に示したように、カオリナイトと2:1-2:1:1型中間種鉱物であり、飛来し土壌化した風成塵の粘土鉱物組成と矛盾しない。

一方、アロフェン黒ボク土と非アロフェン黒ボク土の生成は、年降水量やソーンズウェイトのP-E指数など気象条件と密接に関係しているといわれている。Shoji and Fujiwara (1984)は、年降水量が1100 mm以下の溶脱が相対的に弱い地域でアロフェン黒ボク土が、年降水量が1100 mm以上の溶脱が相対的に強い地域で非アロフェン黒ボク土が生成すると述べている。また、高橋・庄司(1991)によると、ソーンズウェイトのP-E指数が120以下の地域でアロフェン黒ボク土が、200以上の地域で

非アロフェン黒ボク土生成しやすい。

松山ら（1994）や松山・三枝（1994）は両黒ボク土の分布とこれらの気象条件を検討し、これらとともに完新世テフラの堆積状況が密接に関係していることを明らかにしている。そして、完新世テフラが厚く堆積したところでは、風化により供給されるアルミニウムが相対的に多く、アルミニウムは腐植と結合するほかに、ケイ素と結合しアロフェン黒ボク土を生成したものと考えている。さらに完新世テフラの堆積が少ない地域では、外来物質の混入が相対的に多く、風化により供給されるアルミニウムが少ないため、アルミニウムの大部分は腐植と結合し、非アロフェン黒ボク土が生成したものと考えている。

試料採取地に近い京都大学上賀茂試験地（1961～1990年：年降水量1628 mm 年平均気温14.6℃）の気象データ（齋藤 1995）から求めると、ソーンズウェイトのP-E指数は123であった。年降水量は1100 mm 以上あり、Shoji and Fujiwara（1984）による非アロフェン黒ボク土が生成しやすい地域である。P-E指数は120にきわめて近いが、120と200の中間にあり、アロフェン質と非アロフェン質の中間的な性質を持つ黒ボク土ができやすい地域となる。しかし、供試土壌は非アロフェン黒ボク土の範疇に入ることは先に述べたが、この生成は完新世テフラの堆積が少なく、外来物質の混入が相対的に多いため（松山ら 1994；松山・三枝 1994）と推定される。外来物質として、ペドロジスト懇談会（1990）は風成塵などの風成堆積物を想定したが、松山ら（1994）、松山・三枝（1994）は外来物質の種類までは言及していない。

鳥居ら（1996, 1998）は、近畿の黒ボク土の生成を研究し、そのなかで、黒ボク土の土層は風成などの堆積物としての要素が強く、下部から上方に向かって累積的に発達したものであると推定している。また、草原または疎林のような植生が継続し、有機物を供給したため、厚い黒色土層をもたらしたと考えている。

これらのことから、供試土壌の母材は風成塵や賀茂川が運んできた現地性の堆積物とごく少量の火山灰からなり、それが段丘上で堆積し、段丘礫のなかに移動再堆積しつつ、草原的植生のもとで黒ボク土化したものと思われる。

5. まとめ

上述したように、上賀茂に分布する黒ボク土は、火山灰の混入が認められるが、非火山灰を主材とする非アロフェン黒ボク土の範疇に入るものである。気象条件、母材などから、非アロフェン黒ボク土が生成する条件を備えているといえよう。

しかし、まだ次のような検討すべき問題が残されている。まず、風成塵が主要母材の一つであると推定したが、その黒ボク土生成への寄与の程度を確認する必要がある。また、非晶質物の含量、腐植の性状、腐植層の生成年代などについても検討しなければならない。

謝辞：池田徳治氏には、所有地の土壌調査を快く許可していただいた。土壌調査・分析には京都府立大学農学部米林甲陽教授・山田秀和助教授、火山ガラスの計測には大阪市立大学理学部吉川周作教

授のご協力をいただいた。記して謝意を表します。

参考文献

- 井本伸広・清水大吉郎・武蔵野実・石田志朗 1989 京都西北部の地質, pp. 84, 地質調査所.
- 井上克弘 1981 火山灰土壤中の14Å鉱物の起源—風成塵の意義—, ペドロジスト, 25, 97-118.
- Inoue, K. and Naruse, T., 1987 Physical, chemical, and mineralogical characteristics of modern eolian dust in Japan and rate of dust deposition, *Soil Sci. Plant Nutr.*, 33, 327-345.
- 井上克弘・成瀬敏郎 1990 日本海沿岸の土壤および古土壤中に堆積したアジア大陸起源の広域風成塵, 第四紀研究, 29, 209-222.
- 石田志朗 1995 自然をうまく利用した都市づくり—京都, 日本の自然5 近畿 (大場秀章ら編), p. 36-52, 岩波書店.
- 京都府 1980 土地分類基本調査 京都西北部5万分の1, pp. 65.
- 京都府経済農協同組合連合会農産部営農指導課土壤分析センター 1990 土壤診断基準.
- 松山信彦・三枝正彦・阿部篤郎 1994 関東および中部地方におけるアロフェン質黒ボク土と非アロフェン質黒ボク土の分布, 土肥誌, 65, 304-312.
- 松山信彦・三枝正彦 1994 西日本におけるアロフェン質黒ボク土と非アロフェン質黒ボク土の分布, ペドロジスト, 38, 2-9.
- 日本ペドロロジー学会 2003 日本の統一した土壤分類体系—第二次案(2002)—, pp. 90, 博友社.
- ペドロジスト懇談会 1990 1/100万 日本土壤図 解説書, pp. 47.
- 齋藤萬之助 1995 自然環境, 北稜に光を観る, p. 93-104, 玄武の会.
- Shoji, S. and Fujiwara, Y., 1984 Active aluminum and iron in the humus horizons of Andosols from Northern Japan: Their forms, properties and significance in clay weathering, *Soil Sci.*, 137, 216-225.
- 滋賀県・京都府 1982 土地分類基本調査 京都東北部・京都西南部・水口5万分の1, pp. 200.
- 高橋 正・庄司貞雄 1991 十和田火山灰土壤の活性アルミニウムと気候の関係, 土肥要旨集, 37, 153.
- 鳥居厚司・高原 光・清野嘉之 1996 兵庫県氷ノ山のササ植生土壤下にみられる土壤母材の累積性と生成環境, 第四紀研究, 35, 313-323.
- 鳥居厚司・金子真司・荒木 誠 1998 近畿地方の3地点の黒色土の生成, とくに母材と過去の植生について, 第四紀研究, 37, 13-24.
- 米林甲陽 1997 土壤有機物, 最新土壤学 (久馬一剛編), p. 45-46, 朝倉書店.