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

鳥居 厚志*・金子 真司*・荒木 誠*

兵庫県の兎和野、滋賀県の饗庭野、和歌山県の潮岬の3ヵ所の黒色土壌について、母材の種類と堆積状態、生成に関わる過去の植生要因を調べた。一次鉱物組成と粘土鉱物組成を調べた結果、母材としては、3断面とも全層位で火山ガラスなどのテフラ起源粒子と岩片などの基岩風化物が混在していた。また兎和野土壌では、風成塵など外来の石英も混在していた。ゆえに黒色土の土層は、風成などの堆積物としての要素が強く、下部層位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された。一方、どの断面でも植物珪酸体の風化指数は表層に近づくほど小さく、この点からも土壌層の累積的な発達過程が裏づけられた。植物珪酸体分析と花粉分析の結果から、いずれの断面でも草原または疎林のような植生の継続が示唆された。また、炭化植物片の含量と腐植含量は、必ずしも相関が高くなかった。

キーワード：土壌生成、黒色土、土壌母材、テフラ、古植生

I. 研究の背景と目的

筆者らの1人は、これまでわが国の黒色土¹⁾やその類縁土壌の成因的特徴の解析を試みてきた(河室・鳥居, 1986; Kawamuro and Torii, 1986; 鳥居ほか, 1987; 吉永ほか, 1988など)。ほかにも多くの研究者がさまざまな側面から、その生成に関わる要因を明らかにしようと意図した研究を行っている(加藤, 1964; 井上, 1981; 井上・溝田, 1988; 佐瀬ほか, 1990, 1993; 山野井, 1996)。これらの研究を通じて黒色土とその類縁土壌の生成に有利な条件として、①草原植生の継続による多量の有機物の供給、②テフラ物質など有機物を集積しやすい母材の存在、③土壌が侵食されにくく、むしろ土壌物質が累積しやすい地形的安定性、④有機物の分解が適度に進み、かつ分解が早過ぎない気候、などが推定されてきた。

これまでの研究は、一般に黒色土とその類縁土壌の分布の広い東北地方や関東甲信越地方をフィールドとして行われてきた。一方、近畿地方には東北日本などと比べて、黒色土など厚層多腐植質A層をもつ土壌の分布が少ない(関西林試協立地部会, 1981)。これは完新世に活動した火山が少ないため、上記の②の要因が満たされていないことが一因であると一般的に考えられるが、それと

関連して溶岩台地のような平坦な地形面も少ない、広い面積をもつ段丘や丘陵地も少なく、近畿地方では③の要因にも恵まれていないといえよう。そのような中で、加藤(1970)は、東海地方の段丘上に多く分布する黒ボク土壌の母材について調べ、腐植含量や黒色A層の厚さはテフラ物質の多寡とはあまり関係がないことを見出した。また松山・三枝(1994)は、西日本におけるクロボク土をアロフェン質・非アロフェン質に分け、その分布の規則性が完新世テフラの堆積状況と整合性をもっているとしている。

筆者らの1人は既報において、近畿地方において厚層多腐植質A層をもつ土壌の分布は、①準平原面や山麓緩斜面、段丘面、②中～北部の大起伏山地の幅の広い台地状の尾根に限られているとし、②の土壌の生成過程について報告した(鳥居ほか, 1996)。そして、それらの土壌のA層は、ササ草原下でテフラ物質や基岩風化物、風成塵など諸種の無機母材と有機物が平衡して供給され続け、累積的に上方へ発達してきた土壌であると結論づけている。本研究では①の地形面の土壌を取り上げ、母材の種類とその起源、母材の構成状態と堆積様式、過去の植生について検討し、既報の結果と比較し、黒色土の生成過程や生成条件を考察した。

1997年7月1日受付。1997年11月8日受理。

* 森林総合研究所関西支所土壌研究室 〒612 京都市伏見区桃山町。

1) 「黒色土」は、『林野土壌の分類(1975)』(土壌部, 1976)における名称であり、農地土壌分類の「クロボク土」にほぼ相当する。

II. 調査地の概況と分析方法

調査地は兵庫県村岡町の^{とわの}兎和野、滋賀県新旭町の^{あいば}饗庭野、和歌山県串本町の潮岬の3カ所である(図1)。表1に調査地の概況を示した。調査地の3カ所は、いずれも傾斜がほとんどない台地状の地形で、凹凸もほとんどない。兎和野周辺には黒色土が5,000 ha以上の広がりをもって分布しており、近畿地方では最も分布面積が大きい箇所である(関西林試協立地部会, 1981)。潮岬の黒色土の分布は50 ha程度であり、近畿地方の太平洋側では唯一といってよい分布である。饗庭野では200~300 ha程度の分布で、標高が前二者の中間に位置している。植生帯としては、潮岬と饗庭野が暖温帯常緑広葉樹林帯に属し、兎和野は常緑広葉樹林帯~落葉広葉樹林帯の中間域に位置する。この3カ所で黒色土の分布範囲を踏査し、A層の

厚い地点を選んで代表断面を設けた。表層地質は安山岩(兎和野)、段丘堆積物(饗庭野)、花崗(石英)斑岩(潮岬)と3カ所でそれぞれ異なっている。調査地周辺の地質に関しては、日本の地質「近畿地方」編集委員会(1987)を参考にした。現在の植生もススキ草原、アカマツ疎林、常緑広葉樹二次林とおおの異なっている。地元での聞き取り調査によると、兎和野は畑地として使われた履歴をもつので、最表層の作土層(IAp層, 表2)は分析対象から除外した。ただし饗庭野と潮岬でも、過去に耕作が行われた可能性はある。

現地での土壌調査や、試料の採取方法、試料の調整方法および粒径組成分析と細土の容積重(仮比重)は河田・小島(1979)に準じた。土壌分類は『林野土壌の分類(1975)』(土じょう部, 1976)によった。pH(H₂O)は、風乾細土20.0gを用いて1:2.5懸濁液をガラス電極法で測定した。炭素・窒素は、粉砕機で細かく粉砕した風乾細土0.05g~0.2g程度を乾式燃焼法で測定した。

一次鉱物組成は、粗砂(0.2~2mm)および細砂のうちの一定画分(105~210 μ m)を木立(1971)の方法に準じて処理し、検鏡した。粗砂は実体顕微鏡で検鏡し、石英、長石、有色鉱物、火山ガラス、岩片、植物炭化片に分類した。細砂は偏光顕微鏡で検鏡し、まず火山ガラス、軽鉱物、重鉱物、岩片、風化粒子に大別した。その後、軽鉱物・重鉱物はそれぞれ鉱物種ごとの比率を調べた。火山ガラスは、吉川(1976)の方法で形態分類を行い、温度変化型屈折率測定装置で屈折率を測定した(測定は京都フィッション・トラックK.K.に委託)。軽鉱物・重鉱物の一部も屈折率を測定した。

粘土およびシルト画分は、Mg飽和定方位試料を作成し、X線回折装置を用いて鉱物種を同定した。その際、必要に応じてグリセロール処理試料、K飽和加熱処理試料も用いた。また土壌断面中から採取した基岩礫や粗砂を粉砕した粉末試料も同様の分析を行い、粘土鉱物の起源を推定する参考にした。

図1 調査地の位置

Fig. 1 Location of study areas

表1 調査地の概況

Study site	Topography*	Altitude	Surface geology**	Vegetation
Towano	Small relief hill land	520m	Pliocene andesite	Grassland of <i>Miscanthus sinensis</i>
Aibano	Upper gravel terrace	215m	Upper Pleistocene older terrace deposits	Sparse forest of <i>Pinus deisiflora</i> (17m)
Shio-no-misaki	Middle gravel terrace	45m	Miocene granophyre or Quartz-porphry	Secondary forest of evergreen broad-leaved trees (10m)

*Quoted from Land classification maps (Economic Planning Agency, 1974; National Land Agency, 1975)

**Quoted from geological maps (Hyogo Pref., 1961; Geological Survey of Japan, 1982; Shiga Pref., 1979)

表 2 土壌断面の特徴と理化学的性質

Table 2 Soil profiles, physical and chemical properties

Study site (Soil type)	Horizon	Thickness (cm)	Soil Color	Soil Texture*	pH (H ₂ O)	C(%)	N(%)	C/N	Bulk density (g/cm ³)
Towano (B/D)	IAp**	37	7.5YR 1.7/1						
	IIA	5	10YR 2/1	CL	4.92	9.7	0.52	18.6	
	IIIA	28	7.5YR 1.7/1	hC	5.02	21.9	0.75	29.2	
	IVA	10	10YR 2/1	CL	5.17	9.5	0.47	20.1	
	VA	15	10YR 1.7-2/1	/C	5.12	16.8	0.47	35.8	
	VIA	45	2.5Y 3/2	CL	5.47	4.4	0.23	19.0	
	VIIA	35	10YR 1.7/1	hC	5.68	22.3	0.69	32.3	
	VIIIA	25	2.5Y 3/2	/C	5.64	4.9	0.27	18.3	
	IXA	10	2.5Y 2/1	SiC	5.66	15.4	0.47	32.8	
Aibano (B/b(d))	XC	20+	5Y 8/2	SiC	5.79	0.57	0.06	8.9	
	A ₁	6	7.5YR 2/1.5	SiC	4.80	12.2	0.56	21.7	0.50
	A ₂	13	7.5YR 2/1.5	SiC	4.84	12.7	0.66	19.3	0.51
	A ₃	20	7.5YR 2/1	SiC	4.78	10.3	0.40	25.5	0.54
	AB	12	7.5YR 3/4	SiC	4.67	2.3	0.14	16.2	0.80
	B ₁	25	7.5YR 5/6	SiC	4.64	0.60	0.07	8.5	0.82
Shio-no-misaki (B/c)	B ₂	25+	7.5YR 5/6	SiC	4.78	0.38	0.07	5.5	
	A ₁	10	5YR 2/2	/C	4.97	16.3	1.1	15.4	0.33
	A ₂	8	5YR 2/1	/C	4.78	8.7	0.45	19.5	0.48
	IIA	17	2.5YR 2/1	/C	4.63	7.3	0.24	30.6	0.62
	IIAB	20	5YR 2/3	/C	4.69	2.8	0.10	27.1	0.87
	IIB	25+	7.5YR 3/4	/C	4.34	1.2	0.06	18.2	0.87

*hC : heavy clay, /C : light clay, CL : clay loam, SiC : silty clay

**This horizon was plowed horizon, and it was excluded from analysis.

植物珪酸体分析は河室・鳥居(1986)の方法に準じて試料を処理し、佐瀬ほか(1993)の方法に準じて形態分類を行った。また、珪酸体の表面の腐蝕程度を観察して風化指数(河室・鳥居, 1986)を求めた。花粉分析には未風乾の試料を用い、Kawamuro and Torii(1986)の方法に加えて、ZnBr₂水溶液(比重≒1.70)による重液分離を行って花粉を濃縮した。花粉・胞子の同定は、高木花粉の総数が350粒子を超えるまで行い、同定した分類群の出現率は高木花粉総数を基数として百分率で算出した。検鏡は、3断面のすべての層位につき2~4枚のプレパラートを作成して行ったが、高木花粉総数が350粒子に満たない層位はデータとして採用しなかった。

一定粒径以上の炭化植物片の定量を、以下の順序で行った。下記の化学処理は、必要に応じて2~3度繰り返す。各プロセス間では2~3度水洗を行った。液を捨てる際に10μmの篩を通し、それ以上のサイズの粒子は回収した。

1. 細土試料20g程度を10% KOHで処理して腐植を溶解し、溶液を捨てる。
2. H₂O₂で加熱分解処理し、残った腐植と未分解の植物片等を分解する。
3. アンモニアまたはカルゴンで粘土を分散させ、沈降法により粘土を捨てる。

4. ZnBr₂水溶液(比重≒1.70)による重液分離を行い、浮遊部分を回収・秤量する。

5. 4で秤量した試料の一部をスライドグラスに取り、プレパラートを作成する。顕微鏡下(反射光)で、黒色で植物組織の観察された粒子を炭化植物片とする。プレパラート上での面積比率を計数し、4の秤量値に乗じて重量を算出する。

III. 調査・分析結果

1. 土壌断面と一般理化学性の特徴

表2に、3断面の層位構成とおもな理化学性を示す。兎和野土壌は、厚さが2m以上にも及ぶ黒色土で、非常に黒味の強い層位と、いくぶん淡色の層位が交互にみられ、風成または水成の堆積物が累積したものであることが現場で判断できる。XC層もシルト混じりの粘土の堆積物で、基岩層ではない。どの層位にも礫はほとんど含まない。土色に対応して、炭素含量や土性も1層位ごとに交互に変動している。pHはおおむね5~6の値であるが、下層ほどpHが高い。

饗庭野と潮岬は30~40cmのA層をもち(AB層を含めると50cm以上)、A層の炭素含量は多い。両断面とも断面内での土性の変動が小さく、A層~AB(IIAB)層にはほとんど礫を含まない。

図2 砂画分の鉱物組成の概略 (粒数%)

Fig. 2 General component of mineralogy of sand fraction (grains%)

2. 一次鉱物組成、とくに火山ガラスの存在状態

砂画分の鉱物組成の概要をみると、粗砂と細砂では、基本的な傾向が似ている(図2)。すなわち、兎和野では火山ガラス、軽鉱物、重鉱物、岩片のうち、とくにどれかが際立って多いとはいえないが、VIIA層では火山ガラスが極端に多い。饗庭野では火山ガラスが卓越しているが、B₂層では少ない。潮岬ではすべての層位で軽鉱物が卓越している。ただし、どの断面のどの層位でも、多少とも火山ガラスは含まれている(潮岬のIIB層では1%未満だったので、図2ではゼロにみえる)。

細砂中の火山ガラスの内訳をみると(図3)、形態と屈折率からみて、どの断面でも複数のテフラ起源の粒子が混在していることがわかる。潮岬と饗庭野では、ほとんどをH型、C型のガラスが占め、潮岬では屈折率の高いグループが多く、饗庭野ではAB層以下で屈折率の低いグループが多い。兎和野ではその両者が半々程度で混在し、さらにT型ガラスもかなり含まれている。ただし、VIIA層やXC層はほとんど1つのグループで占められている。これらの火山ガラスの形態と屈折率レンジを既

存の資料(町田・新井, 1992)と照合すると、H型、C型の屈折率の高いグループはアカホヤに、屈折率の低いグループはATに相当する可能性が高い。土壌断面中や調査地周辺の露頭に、明確なテフラ層がみられないので断定はできないが、兎和野XC層や饗庭野B層のように、より深い位置で優占しているグループが、より降灰年代の古いATであると考ええると、一応矛盾はない。

軽鉱物の組成は、兎和野では斜長石と雲母様層状鉱物が多いが、VIIA層とIXA層ではアルカリ長石も多い。またXC層では、アルカリ長石のほかに石英にも含まれている。饗庭野では石英と長石類が多く、潮岬ではほとんど石英ばかりである。3断面から検出された軽鉱物の多くは、それぞれの地域の基岩に含まれているが、兎和野土壌にみられたアルカリ長石、雲母様層状鉱物、石英は、この地域の基岩(複輝石安山岩)に含まれていないので、テフラや風成塵に起源をもつと考えられる。

重鉱物の組成は、兎和野では斜方輝石が多いが、特定の層位では角閃石が多い。輝石類や不透明鉄鉱物は基岩にも含まれるが、テフラ起源のものも混入している可能

図 3 細砂画分の一次鉱物組成 (粒数%)

Fig. 3 Primary mineral composition of fine sand fraction (grains%)

性がある。角閃石は基岩には含まれていないので、テフラ起源である可能性が高く、角閃石が多い層位ではアルカリ長石や火山ガラスの比率も高いという傾向がみられ、興味深い。ただし、断面から数 km 離れた場所には、角閃石安山岩も分布する。饗庭野では角閃石が卓越し、潮岬では角閃石と不透明鉄鉱物が半々程度みられる。饗庭野の表層地質は段丘堆積物であり、重鉱物の起源を推定するのは困難である。潮岬の輝石類や角閃石も、基岩である花崗斑岩中には含まれないが、潮岬周辺には角閃石粗粒玄武岩や紫蘇輝石流紋岩も分布するので、それらの風化物またはテフラ起源の両方の可能性がある。

以上述べてきた砂画分の一次鉱物組成を総合的にみると、どの断面のどの層位でも火山ガラスが含まれ、しかもほとんどの層位では複数テフラ起源のものが混在している。また、それらは基岩起源の鉱物や岩片などと混在しており、基岩風化物層の上にテフラ物質が載っているというような単純な構成ではない。複数の起源の粒子が下層から表層まで完全に混じり合った状態で存在してい

ることから、下層から表層に向かって累積的に無機母材が供給されたものと判断される。

3. 粘土鉱物、とくに石英の起源

粘土鉱物の X 線回折分析結果の例を図 4 に示す。粘土画分の X 線回折図 (図 4-a) をみると、兎和野では石英の 0.335 nm のピークが最も高く、カオリン鉱物の 0.74 nm、雲母様層状鉱物の 1.0 nm、1.4 nm にピークをもつ 2:1 型粘土鉱物 (以後 1.4 nm 鉱物と称す) がみられる。饗庭野と潮岬でもおおむね同じ鉱物のピークがみられるが、兎和野と比べてカオリン鉱物と 1.4 nm 鉱物のピークが高く、石英と同レベルである。なお、グリセロール処理や K 飽和加熱処理から、1.4 nm 鉱物はアルミニウムパーミキュライトが主体で若干のクロライトを伴うものとみられた。おのおのの断面の中では層位による違いはほとんどなかったが、兎和野のカオリン鉱物や 1.4 nm 鉱物は、表層ではピークが低く、下層ほどピークが高かった。

シルト画分の X 線回折図 (図 4-b) では、兎和野のみ石

図4 Mg飽和試料のX線回折図
Fig. 4 X-ray diffractograms of Mg-saturated samples

英に次いで α -クリストバライトの0.405 nmのピークが高く、3断面とも長石の0.32 nmのピークもみられる。カオリン鉱物、1.0 nm 雲母様層状鉱物、1.4 nm 鉱物は概して低いか、ほとんどみられない。シルト画分でも、おのおのの断面において層位間の違いはほとんどなかった。

兎和野と饗庭野の粗砂(岩片)を粉砕したものと、潮岬の断面中の礫を粉砕したものをX線回折分析した結果が図4-cである。兎和野では長石の0.32 nmのピークと α -クリストバライトの0.405 nmのピークおよびカオリン鉱物の0.74 nmのピークがみられる。饗庭野と潮岬では、石英の0.335 nmのピークと長石のピークが顕著であり、それ以外のピークはごく低い。ここで注目されるのは、兎和野では基岩礫中に石英が含まれていない点である。鳥居ほか(1996)によれば、アカホヤやATなどのテフラ中にも石英はほとんど含まれていないので、兎和野の粘土・シルト画分中で最も卓越していた石英は、風成塵などの外来物質が土壌に取り込まれたものと考えられる。兎和野の粘土・シルト中の α -クリストバライトと長石は基岩に由来し、カオリン鉱物、雲母様層状鉱物、1.4 nm 鉱物は基岩の風化変質物である可能性が高

いが、外来物質として混入した可能性もある。饗庭野と潮岬については、粘土・シルト中と同じ鉱物が粗砂・礫中からも検出されているので、おもな鉱物はおおむね基岩に由来すると考えられる。しかし、これらの鉱物の起源が基岩由来であるか、風成塵由来であるかを問わず、砂画分中の火山ガラスなどと完全に混合したかたちで存在していることから、やはり累積的な無機母材の供給が示唆されているといえよう。

4. 植物珪酸体からみたイネ科植物群落の履歴

表3は、各土壌断面中の植物珪酸体含有率とその風化程度を示したものである。含有率は、兎和野では1層位ごとに増減を繰り返す、饗庭野と潮岬ではおおむね表層から下層に向かって減少しており、基本的に炭素含有率と比例関係にあり、ただし潮岬のA₂層は特異的に多い。珪酸体の風化指数をみると、どの断面でも表層ほど新鮮な粒子が多く、下層ほど風化指数が大きい。この数字からみれば、どの断面でも下層ほど珪酸体の供給年代が古いと考えられ、すなわち下層ほど土壌の生成開始年代が古い、つまり下層から表層へ累積的に土壌が生成したとみることができる。

珪酸体の形態分類結果(図5)をみると、最も特徴的な

表 3 植物珪酸体の含有率とその風化程度

Table 3 Plant opal contents and their weathering grades

Study site	Horizon	PO%*	PO (kg/m ²)	Weathering grade (grains)				WI**
				0	1	2	3	
Towano	IIA	1.29		12	33	45	40	1.87
	IIIA	3.46		3	11	44	78	2.45
	IVA	0.95		0	4	58	86	2.55
	VA	1.99		0	5	51	86	2.57
	VIA	0.32		0	5	48	89	2.59
	VIIIA	2.40		0	6	42	86	2.60
	VIIIA	0.42		0	9	38	92	2.60
	IXA	1.89		0	7	26	82	2.65
	XC	0.13		0	0	19	98	2.84
Aibano	A1	4.86	1.46	0	15	64	77	2.40
	A2	4.64	3.08	0	8	65	86	2.49
	A3	2.83	3.05	0	4	54	80	2.55
	AB	0.49	0.47	0	0	32	96	2.75
	B1	0.14	0.28	0	0	32	104	2.76
	Total	-	8.35					
Shio-no-misaki	A1	8.65	2.85	2	17	84	59	2.23
	A2	10.47	3.98	0	14	63	79	2.42
	IIA	7.34	7.74	0	4	63	85	2.53
	IIAB	1.91	3.32	0	2	42	86	2.65
	IIB	0.45	0.99	0	0	47	107	2.69
	Total		18.88					

*Plant opal contents ratio in oven-dried samples

**Weathering index ; Weighted average value of weathering grades

*Fan I : Bambusoideae type, Fan II : non-Bambusoideae type, Bambusoid I : Sasa type, Bambusoid II : non-Sasa type

**Each percentage shows grains percent based on the total count of large grains

***Each percentage shows grains percent based on the total count of small grains

図 5 植物珪酸体の形態分類 (粒数%)

Fig. 5 Morphological component of plant opal (grains%)

ことは、3断面のほとんどの層位で大型珪酸体で Fan I < Fan II, 小型珪酸体で Bambusoid I < Bambusoid II という傾向がみられる点である。すなわち、大型珪酸体中のファン型においては、タケ亜科起源 (Fan I) よりも非タケ亜科起源 (Fan II) が多いことから、タケ・ササ類の群落よりは、そのほかのイネ科草本が珪酸体の供給源として主体をなす。また小型珪酸体中のタケ型の中ではササ型 (Bambusoid I) よりも非ササ型 (Bambusoid II) が多いことから、タケ・ササ類の中ではササ類よりはタケ・ネザサなどの類が主体であったと推定される。この傾向は、兎和野において最も顕著であり、Fan I 型の比率が低く、Bambusoid < Panicoid であることから、この地域の植生としてはススキ・チガヤ等の草原が推定される。現在の植生はススキ草原であり、珪酸体の分析結果と調和的であるといえる。ただし、下層ほど Panicoid, Fan II 型の比率が小さくなり、最下層では Fan I 型の比率が高いので、タケ・ネザサ類の群落から次第にススキ・チガヤなどの群落に置き換わってきたものとみられる。樹木起源珪酸体はほとんど検出されなかったため、森林が発達していた可能性は低い。

饗庭野と潮岬の場合には、やや Fan I 型や Bambusoid I の比率が高いこと、Panicoid の比率も低いことなどから、兎和野に比べると単一種が大面積にわたって優占し続けていた可能性はやや低い。現在両地域には、多量に珪酸体を生産・供給するイネ科植物の大きな群落が見られないので推定が難しいが、たとえばススキ草原内にモザイク状にササやネザサ類などの群落が分布しているといったような植生が想定される。兎和野と同様に、樹木起源珪酸体がほとんど検出されなかったことから、やはり閉鎖した森林が成立していた可能性は高くない。

5. 花粉分析からみた過去の植生

花粉分析の結果を図 6, 図 7 に示す。兎和野の土壌の全層位と饗庭野の AB 層以下、潮岬の IIAB 層以下の層位からは、分析・解析に十分な花粉が検出されなかった。図 6 は、土壌から検出された花粉・孢子類を高木花粉、非高木花粉、孢子の 3 グループに分け、その比率を示したものである。図 6 をみると、饗庭野でも潮岬でも高木花粉の比率は 40~20% の範囲にあり、おおむね非高木花粉または孢子の方が比率が高い。また表層に近づくほど、つまり時代が新しいほど高木花粉の比率は低下している。

図 7 には、主要な分類群の花粉と孢子の出現比率を示した。高木花粉の中で特徴的なことは、饗庭野でも潮岬でも A₁ 層、A₂ 層ではマツ属 *Pinus* が最も多い点である。ただし A₃ 層 (または IIA 層) では、*Pinus* はほとんど検出されず、饗庭野ではクリ属 *Castanea* とコナラ属 *Quercus* 亜

図 6 高木花粉, 非高木花粉, 孢子の含有比 (粒数%)
Fig. 6 Contents ratio of arboreal pollen, non-arboreal pollen and spore (grains%)

属 *Quercus* subgen. *Lepidobalanus* が、潮岬ではシイ属 *Castanopsis* と *Lepidobalanus* が多い。つまり、かつてはクリやシイなどが比較的優占していたが、ある時期からマツ類が優勢になったとみることができる。また、コナラ属アカガシ亜属 *Quercus* subgen. *Cyclobalanopsis* や、ヤマモモ属 *Myrica* などの照葉樹林を構成する分類群が、出現率は高くないが随伴する。

ただし、両地域とも一貫して高木花粉の比率は高くなく、イネ科 Gramineae, 単条溝型孢子 monolete spore, 三条溝型孢子 trilete spore が高率で出現し、そのほかにも饗庭野ではアリノトウグサ属 *Haloragis* やヨモギ属 *Artemisia*, サトイモ科 Araceae が、潮岬ではモチノキ属 *Ilex* が高率で出現する。ゆえに、どちらの地域のどの層位 (時代) でも、付近一帯に大面積の閉鎖した森林が成立していたとは考えにくい。

饗庭野の土壌断面はアカマツ疎林内に設けたが、アカマツの林齢は数十年程度とみられ、また森林の規模は小さく、荒地地内のところどころに点々とアカマツ等の疎林が成立している状況である。潮岬の場合も、土壌断面周辺はクスノキ科を中心とする照葉樹林であるが、小径木のみで (<10 cm), ヤマザクラやアカメガシワ、ハゼノキなどの陽樹が多く混交している点から、閉鎖した森林が継続していたとは考えられない。また周囲には荒地や畑が広がっており、この地域の森林面積率は低い。

現在、イネ科植物の大規模な群落は付近に見当たらないので、イネ科花粉を供給した親植物について具体的な推定は難しい。しかし、花粉分析結果と現在の植生の状況を総合的にみると、草原または疎林の状態が継続しており、高木花粉の多くは周囲から飛来したものと考えるのが妥当であろう。これら花粉分析結果から推定される過去の植生は、植物珪酸体分析の結果と矛盾しない。

図 7 主要な分類群の花粉ダイアグラム

Fig. 7 Pollen diagram of major taxa (grains%)

表 4 炭化植物片の含有率 (重量%)

Table 4 Contents ratio of carbonized plant fragments (weight%)

Study site	Horizon	Contents %*	Study site	Horizon	Contents %*
Towano	IIA	0.04	Aibano	A1	0.28
	IIIA	0.11		A2	0.18
	IVA	0.15		A3	0.33
	VA	0.01		AB	0.04
	VIA	-		B1	-
	VIIA	-		B2	-
	VIIIA	-	Shio-no-misaki	A1	0.03
	IXA	-		A2	0.004
	XC	-		IIA	-
				IIAB	-
				IIB	-

*Contents ratio of carbonized plant fragments ($>10\mu\text{m}$) in oven-dried samples

6. 炭化植物片

炭化植物片の定量結果を表 4 に示す。山野井(1996)はクロボク土の生成に関して、多量の腐植の集積には微粒炭が必要条件である旨を論じている。そこで本研究の調査地においても、同様の傾向がみられるかどうかを検討した。表をみると、炭化植物片($>10\mu\text{m}$)の含有率は、おおむね饗庭野>兎和野>>潮岬の順に多い。また、どの断面でも概して表層に多く、下層に少ないとみることができる。これは、饗庭野と潮岬に関してはおおむね A 層>B 層であると解釈できるが、兎和野については説明

できない。この点は、下層ほど年代が古いために時間経過とともに細粒化してしまい、本研究の定量方法では回収できなかった可能性がある。

もう少し細かくみると、兎和野では $\text{IVA} > \text{IIIA} > \text{IIA} > \text{VA}$ であり、饗庭野でも $\text{A}_3 > \text{A}_1 > \text{A}_2$ であり、腐植含量(炭素含量)の多寡と合致していない。3 断面を総合的にみても、炭化植物片と炭素の含量はあまり相関がない($r=0.27$, $n=20$)。サンプル数が少なく、山野井(1996)の方法とは定量方法も異なるので、詳細な議論はできないが、「腐植の集積のための微粒炭の必要性」に肯定的な結果とはならなかった。

IV. 黒色土の生成過程に関する考察

これまで述べてきた分析結果を要約すると、以下のようになるとめられる。

1. 土壌の母材としては、3 断面の全層位で、火山ガラスなどのテフラ起源粒子と岩片などの基岩風化物が混在している。また、火山ガラスはおおむねどの断面のどの層位でも複数テフラに由来している。また兎和野土壌では、風成塵など外来の石英も全層位にわたって混入している。ゆえに黒色土の土層は、風成・水成・崩積性などの堆積物としての要素が強く、下部層位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される。

2. 火山ガラスの多寡と腐植含量(炭素含量)の間にはあまり相関がない($r=0.21$, $n=20$)。すなわち、黒色土は必ずしも、いわゆる“火山灰土壌”とはいえない。

3. どの断面でも、植物珪酸体の風化指数は表層に近

づくほど小さかった。すなわち、下位の層位ほど珪酸体の供給年代は古く、この点からも土層の累積的な発達過程は裏づけられる。

4. 植物珪酸体分析と花粉分析の結果から、いずれの断面でも草原または疎林のような植生の継続が示唆された。

5. 炭化植物片の含量と腐植含量(炭素含量)は必ずしも相関が高くない($r=0.27$, $n=20$)。

細野・佐瀬(1997)は黒色土(彼らは「黒ボク土」という名称を用いている)の生成に関して、①テフラ物質を中心とした母材の累積性、②適当な気候条件、③草原植生の継続、④草原を維持するためのヒューマン・インパクト、⑤腐植の集積のための活性アルミニウム、⑥土壤物質が堆積しやすい地形条件などを必要条件(または有利な条件)としてあげ、さらに⑦炭化粒子の存在もそれらに加わる可能性を示唆している。

本研究では、②の気候条件と⑥の地形条件は満たしていることを前提としたフィールドで、①の母材の累積性と③の植生要因が検証されたといえる。これらに関しては、従来から河室・鳥居(1986)、Kawamuro and Torii(1986)、鳥居ほか(1987)、吉永ほか(1988)、佐瀬ほか(1990, 1993)などが、おもに東北地方をフィールドとして検証してきた点が、近畿地方の黒色土についても確認できた。ただし①に関しては、必ずしもテフラ物質を中心としておらず、とくに潮岬の土壤は加藤(1970)の東海地方の段丘上のクロボク土の例と同様の位置づけができればよい。また、AB層～B層にかけても複数母材が混在しており、ある程度の植物珪酸体の集積がみられることから、佐瀬ほか(1990, 1993)が述べているように、黒色のA層のみならずB層も累積的な土層発達過程を経てきたものとみられる。このようにみえてくると、近畿地方に黒色土の分布が少ない理由は、①の母材要因だけに規定されるわけではなく、⑥の地形要因なども大きく影響していると考えられる。また③については、草原植生は有機物の供給源として重要であるだけでなく、植物珪酸体というかたちでの無機母材の供給、密生した地上部と地下部による風成物質の捕獲、侵食の抑止などの点も累積的な土層の生成に有利に働いていると推察される。④の人為要因については、今後考古学や歴史・社会学的なデータを交えて検証の必要があろう。⑤の腐植の集積物質については別途報告の予定である。⑦の炭化粒子については、細野・佐瀬(1997)が述べているように、A型腐植酸の生成に深く関わって黒色土層の特徴を促進する点はともかく、腐植の吸着・集積という点に関しては未知数であろう。

最後に、本研究の3土層の生成開始年代について、考

察を加える。すでに述べたように、本研究の調査地では明確なテフラ層準が見当たらないので、テフラの降灰年代を基準に土層の生成年代を考察することは難しい。しかし、兎和野のXC層や饗庭野のB層では、アカホヤ起源と考えられる火山ガラスがまったく検出されていないことから、これらの層位の生成はアカホヤ(約6,300年前)以前にさかのぼる可能性が示唆される。また兎和野のVIIA層は、砂画分の90%以上が火山ガラスであり、その90%以上がアカホヤ起源と考えられる。VIII A層、IX A層にも同グループの火山ガラスは混入しているので、VIIA層はアカホヤの降灰層準そのものではないが、アカホヤ降灰後の比較的早い時期に形成された可能性をうかがわせる。

次に、饗庭野と潮岬の植物珪酸体蓄積量をみると(表3)、 8.25 kg/m^2 および 18.88 kg/m^2 である。兎和野については、円筒試料の採取が困難であったために容積重を算出していないが、仮に全層位とも容積重 $=0.50$ として計算すると珪酸体の集積量は 13.65 kg/m^2 である。これらの数値は、加藤ほか(1986)が示した全国7ヵ所のクロボク土中の植物珪酸体蓄積量の範囲内($4.07 \sim 33.35 \text{ kg/m}^2$)におさまっている。加藤ほか(1986)はこれらの数値から、年平均植物珪酸体供給量を $0.36 \sim 0.47 \text{ mg/cm}^2/\text{yr}$.と試算している。この数値を本研究の3土壤に当てはめると、土壤の生成開始年代は饗庭野で2,292～1,755年前、潮岬で5,244～4,017年前、兎和野では3,792～2,904年前となり、土壤の年齢はテフラから推察されたよりもやや若い。もちろん、珪酸体の供給量は場所によってかなりばらつきが大きいであろうし、溶解や流亡なども考慮すると、オーダーとしておおむね妥当であるといえるだろう。

饗庭野と潮岬の土壤の花粉分析結果をみると、いずれもA₂層で*Pinus*が急増している。高原(1994)によれば、人類の活動によるアカマツ二次林の拡大開始年代は、京都・大阪・奈良周辺では1,500～1,200年前、周辺の山地では1,000～700年前としている。また松下ほか(1988)は和歌山県新宮市で、 $1,590 \pm 240 \text{ yrs BP}$ と測定された層準の上位にマツ属の増加開始時期を見出している。これらのことから、饗庭野および潮岬土壤のA₂層の形成開始時期は、おおむね千～千数百年前であると推定できる。この数値は、前述したテフラおよび植物珪酸体蓄積量からの推定年代に矛盾しない。

以上のように、明確なテフラ層をもたない近畿地方の黒色土の場合には、高精度で生成開始年代に関する情報を引き出すことは容易ではない。生成開始年代以外にも、腐植の吸着・集積物質の問題や炭化植物片の機能など未解明の点に関して、今後とも多方面からのアプローチが

必要であろう。

謝辞 本研究の現地調査に際し、元兵庫県森林・林業技術センター森林資源部長の古池末之氏、滋賀県農林水産部森林保全課(当時、今津県事務所)の和田信雄専門員、和歌山県林業センターの白川 正所長および同センター研究員の宮本健治主査研究員には絶大なる御協力をいただいた。粘土分析に関しては京都府立大学農学部土壌学研究室の舟川晋也助手に、花粉分析に関しては同大学農学部付属演習林助教授の高原 光氏に御指導いただいた。また、植物珪酸体分析に関しては岩手県文化振興事業団埋蔵文化財センターの佐瀬 隆氏に御指導いただいた。この場を借りて、深く感謝の意を表する。

引 用 文 献

- 土じょう部 (1976) 林野土壌の分類 (1975). 28p, 林業試験場研究報告書, 280
- 細野 衛・佐瀬 隆 (1997) 黒ボク土生成試論. 第四紀, 29: 1-9
- 兵庫県 (1961) 兵庫県地質鉱山図.
- 井上克弘 (1981) 火山灰土壌中の 14 Å 鉱物の起源. ペドロジスト, 25: 97-118
- 井上克弘・溝田智俊 (1988) 黒ボク土および石灰岩・玄武岩台地上の赤黄色土の 2: 1 型鉱物と微細石英の風成塵起源. 粘土科学, 28: 30-47
- 加藤芳朗 (1964) 腐植にとむ土壌 (「黒ボク土壌」) の生成に関する問題点. 第四紀研究, 3: 212-222
- 加藤芳朗 (1970) 東海地方の「黒ボク」土壌の分布, 断面形態, 母材についての考察. 土肥誌, 41: 89-94
- 加藤芳朗・佐瀬 隆・堺井茂雄・金澤信夫 (1986) 累積火山灰断面腐植層中の植物珪酸体による年代推定法 (I) 蓄積年率からの推定. 第四紀研究, 25: 99-104
- 関西林試協立地部会 (1981) 立地区分 (北陸・近畿, 中国・四国). 林野土壌図
- 河田 弘・小島俊郎 (1979) 環境測定法 IV (新訂版). 190p, 共立出版
- 河室公康・鳥居厚志 (1986) 長野県黒姫山に分布する火山灰由来の黒色土と褐色森林土の成因的特徴. 第四紀研究, 25: 81-98
- Kawamuro, K. and Torii, A. (1986) Past vegetation on volcanic ash forest soil I - Pollen analysis of the Black soils, Brown forest soils and Podzolic soil in Hakkoda mountain. *Bulletin of the Forestry & Forest Products Research Institute*, 337: 69-89
- 経済企画庁総合開発局 (1974) 土地分類図 28, 兵庫県.
- 経済企画庁総合開発局 (1974) 土地分類図 30, 和歌山県.
- 木立正嗣 (1971) 一次鉱物のサンプリング. 浅見輝男・北岸確三・木立正嗣・渡辺 裕「土壌成分のサンプリング」: 1-31, 講談社
- 国土庁土地局 (1975) 土地分類図 25, 滋賀県.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 276p, 東京大学出版会
- 松下まり子・前田保夫・松本英二・松島義章 (1988) 新宮 (紀伊半島) および室戸岬の完新世植生史一とくにシイ林の成立について. 日生態会誌, 38: 1-8
- 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
- 日本の地質「近畿地方」編集委員会編 (1987) 日本の地質 6 近畿地方. 297p, 共立出版
- 佐瀬 隆・近藤練三・井上克弘 (1990) 岩手山麓における最近 13,000 年間の火山灰土壌の植生環境. ペドロジスト, 34: 15-30
- 佐瀬 隆・細野 衛・青木潔行・木村 準 (1993) 指標テフラによる黒ボク土の生成開始時期の推定と火山灰土壌生成に関する一考察. 地球科学, 14: 391-408
- 滋賀県 (1979) 滋賀県地質図.
- 高原 光 (1994) 近畿地方および中国地方東部における最終氷期以降の植生変遷. 京都府大演習林報, 38: 89-112
- 鳥居厚志・河室公康・吉永秀一郎 (1987) 八甲田山の火山灰土壌にみられる A 層の発達様式について. ペドロジスト, 31: 26-38
- 鳥居厚志・高原 光・清野嘉之 (1996) 兵庫県氷ノ山のササ植生土壌下にみられる土壌の母材の累積性と生成環境. 第四紀研究, 35: 313-323
- 通商産業省工業技術院地質調査所 (1982) 地質図, 田辺.
- 山野井 徹 (1996) 黒土の成因に関する地質学的検討. 地質学雑誌, 102: 526-544
- 吉川周作 (1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, 82: 497-515
- 吉永秀一郎・鳥居厚志・河室公康 (1988) 粘土鉱物からみた八甲田山周辺に分布する火山灰土壌の母材の起源. ペドロジスト, 32: 2-15

Genesis of Ando-soils of Three Sites in the Kinki District, Japan, with Special Reference to Parent Materials and Past Vegetation

Atsushi Torii*, Shinji Kaneko* and Makoto Araki*

Ando-soils with a humic and thick A horizon are widely distributed in Japan. These soils are mostly derived from tephra materials, and recent studies make it clear that these humic and thick A horizons have developed upward cumulatively. Several factors, such as continuation of grassland vegetation, topographic stability, and a suitable climate, are considered to be necessary for the genesis of Ando-soils. However, Ando-soils are only sparsely distributed in the Kinki district of central Japan. To elucidate the pedogenetic processes of Ando-soils in the Kinki district, with special reference to the origin of parent materials and their deposition mode, and the vegetational environment in the past, we researched three soils, Towano soil (Hyogo Prefecture), Aibano soil (Shiga Prefecture), and Shio-no-misaki soil (Wakayama Prefecture). These soils have black or dark-brown colored A horizons over 40 cm thick. That of Towano soil is over 2 m thick and has alternating deep black and slightly light black sub-horizons. Judging from these stratified component of sub-horizons, it is presumed that the Towano soil has a cumulative development process. Microscopic mineral analysis for the sand fraction and X-ray diffraction analysis for silt and clay fractions were carried out to investigate the origin of parent materials of

these soils and their deposition mode. Plant opal and pollen were analyzed to reveal the past vegetational history.

Primary mineral composition of the sand fraction showed a mixture of tephra-origin particles (volcanic glass, etc.) and bedrock-origin particles (groundmass fragment of bedrock, etc.). All the horizons of each soil contained volcanic glasses which were mostly derived from at least two kinds of tephra, but volcanic glass contents had no correlation with carbon contents. Silt and clay fractions were dominated by quartz in all horizons of each soil. Among them, the quartz grains in Towano soil were thought to be derived from foreign materials like eolian dust. A large number of plant opal grains have accumulated in most horizons of each soil; they are more strongly weathered in the deeper horizons. From these results, it is concluded that the studied Ando-soils have developed upward cumulatively under the balanced accumulation of organic matter and mineral materials. The results of plant opal analysis and pollen analysis suggested that open site vegetation like a grassland or sparse forest was maintained on the Ando-soils. The results mentioned above were generally in accordance with previous research in north-eastern Japan.

* Forest Soil Laboratory, Kansai Research Center, Forestry & Forest Products Research Institute, Momoyama, Fushimi-ku, Kyoto, 612.