

近畿地方のくろぼく土壌に関する研究 第3報

近畿地方のくろぼく土壌の母材について

服部 共生・森田 修二

TOMOO HATTORI and SHUJI MORITA : Studies on
Kuroboko soils in Kinki district. Part 3. On the parent
materials of Kuroboku soils in Kinki district.

要旨：近畿地方におけるくろぼく土壌の分布を調べ、つぎの三種に区分されることを認めた。

1. 段丘面上にあるもの
2. 玄武岩質風化物上にあるもの
3. 安山岩質風化物上にあるもの

そして、それぞれの土壌の代表例として、長田野、夜久野、神鍋、鉢伏土壌をえらび、断面における理化学的性質、鉱物学的性質を比較検討し、つぎのような結果をえた。

腐植層はバン土性強く、強酸性を呈し、粘土は Al-interlayer 鉱物が主成分となりアロフェンはほとんど含まず、火山性くろぼく土壌とはやや性格を異にするが、火山ガラスをかなり含む。下層はバン土性が弱まり、土壌の位置によりその地形を構成する物質の性質を反映していると考えられ、腐植層とは粘土、砂の鉱物組成が異なる。しかし両層ともに共通した性質もある。これらのことを考慮して、近畿地方のくろぼく土壌の各層位を火山灰と土壌の位置する地形を構成する物質の種々の混合物を母材として生成されたものと推定した。

はしがき

腐植に富む黒色ないし黒褐色の厚い表層土をもつ土壌が近畿地方にもかなり広く分布しており、これをくろぼく土壌と名づけ、この腐植層の特性を鉱物学的に、また化学的に火山性くろぼく土壌の腐植層や非火山性の赤黄色土のそれと比較検討し、この腐植層が加藤¹⁾の提案する非火山性くろぼく土壌に近い段丘面上のもの、火山性くろぼく土壌に近い火山岩風化物上のものの二つの群に分けられることを前報²⁾³⁾までに明らかにした。段丘面上に位置するくろぼく土壌の生成については、黒島ら⁴⁾による主として非火山性の物質を母材として沼沢性植物遺体の集積とする意見や、加藤⁵⁾による陸上のやや湿った環境で、草本植物の強い影響下で、非火山源物質を主とする堆積と歩調を合わせて、火山源物質の多少とは関係なく、洪積世以降に生成されたとする意見がある。

本報告では近畿地方のくろぼく土壌の生成因子とし

ての母材について考察を加えるため、近畿地方のくろぼく土壌の分布を地質学的、地形学的に再検討し、その代表的な断面について理化学的、鉱物学的特性を明らかにしたので報告する。

くろぼく土壌の分布

近畿地方のくろぼく土壌は、一般に北部に分布が広く南部にはほとんど分布しない。しかし和歌山県下で標高約 800m の生石高原にくろぼく土壌が存在するといわれているが未確認である。北部の分布はおもに大阪府能勢を通る東西の線以北であり、兵庫県、京都府、滋賀県に広く分布する。著者らが調査したくろぼく土壌の分布位置を第1図に示した。そして分布位置の地質学的、地形学的特徴は第1表のようにまとめられる。第1表に示したものは著者の一人によって確認されたもののみであり、近畿北部の山間部におけるくろぼく土壌の分布は広く、兵庫県については門野の報告がある⁶⁾。この表からも明らかなように、段丘面上

のものと、山地のものに二大別され、段丘面上のものについては加藤¹⁾が東海地方のくろぼく土壌について明らかにしたと同様に低位および中位の段丘面上にのみ認められる。一方山地のくろぼく土壌は山塊の中腹および山ろくのゆるやかな傾斜地に存在する。そしてその地質系統には種々あるようである。すなわち、夜久野、神鍋、玄武洞は最新世のかんらん石玄武岩台地上に、生野栃原は白亜紀後期—古第三系火山岩体の流紋岩山塊の山腹に、鉢伏は最新世の複輝石安山岩の碎屑物上に、宮津は白亜紀後期—古第三系火成岩体である花こう岩山塊の山ろくに、網野は第三紀層凝灰岩山塊の山腹である。

また、この分布を地域別にみると、近畿地方の西部——兵庫県、京都府北部では山地に分布するものが多く、東部——京都府中～南部および滋賀県下では段丘面上のものが多い。このことは西部は大山火山帯に属する火山群に近く位置し、東部は東海地方のくろぼく土壌地帯の延長域にあるためと考えられよう。

くろぼく土壌の断面形態と供試土壌

くろぼく土壌の断面形態は加藤¹⁾によればつぎのようにまとめられている。近畿地方のくろぼく土壌においては断面形態は位置により二群に大別され、それぞれは下層の状態によりさらに二群づつに区別される。

	非火山性くろぼく土壌	火山性くろぼく土壌
腐植層	黒褐色、表層がより淡色のことあり。粗しよう、碎易、屑粒状～粒状構造、厚い	同 左
下層土	黄～黄褐色 (7.5～10 YR) ちみつ、弱い構造、しばしば斑紋あり	褐色 (5～10 YR), 軽しよう、弱い構造、乾くと柱状構造

腐植層は両群ともに上に述べた特徴をもち、下層へ漸変している。しかし段丘面上のものは細～中礫をわづかながら含む場合が多いが、山地のものはほとんど含まない。

一方下層土は段丘面上のものにあっては、その土色により二群に分けられる。広大な平坦面の中央部あるいはわづかに起伏する地表の凹部に分布するもの下層は粘土質の灰褐色の粘土質の層でしばしば斑紋をもつ。しかしこの斑紋は礫の風化によると思われるあざやかな赤褐色を呈するものが多く、不明瞭な黄褐色の斑紋はわづかに認められる程度である。この下層はわづかに礫を混じり構造の発達が悪く、その下層は同質の粘土を混じた礫層または柱状構造をもつ粘土層に連続している。また段丘面上の凸部や周辺部では下層は黄

褐色 (10 YR～7.5 YR) のわづかに礫を混じり弱発達の中～大塊状構造をもつ粘土層があり、その下層は礫層ないしは粘土層に連らなっている。この場合も黄褐色層の下層は漸次灰褐色に変化している場合が多い。

山地のくろぼく土壌は下層に風化浮石層またはスコリア層をもつものと、土壌の位置する基岩風化物をもつものの二群に分かれ、腐植層の下部は安山岩質山塊に位置するものにあつては明黄褐色～赤褐色 (7.5 YR～2.5 YR) の無構造ないし弱塊状構造の粘土層をなし、玄武岩質山塊に位置するものでは赤褐色 (2.5 YR～10 YR) の強粘土層となり、花こう岩のところでは淡黄褐色 (7.5 YR～10 YR) の砂質壤土層となっている。この群のくろぼく土壌では腐植層にそれぞれの位置を反映した岩石片を含み、数回の崩積性の堆積を受けたと考えられる断面形態を示すものもあつた。

本実験に供試した土壌を上記の区分に従つて分類するとつぎのようである。なお各土壌の断面形態の概要を示す。

供試土壌の位置および下層土の特徴

- | | |
|------|------------------------------------|
| A | 段丘面上に位置するもの |
| A I | 下層が黄褐色——長田野 |
| A II | 下層が灰～灰褐色 |
| B | 山地に位置するもの |
| B I | 下層にスコリア層または浮石層をもつもの——神鍋 |
| B II | 下層が基岩風化物と思われるもの——夜久野 I, II, 鉢伏, 網野 |

供試土壌の断面形態

- | | |
|------|---|
| 断面 I | 長田野土壌 (京都府福知山市長田野) |
| 地形 | わずかに起伏のある洪積台地 |
| 標高 | 約 80 m |
| 植生 | 松の疎林, 下草とししササ |
| 第一層 | 0～8 cm 腐植に富む極暗褐色 (10 YR 2/2) 壇壤土細粒状構造, 碎易, 層界不明瞭 |
| 第二層 | 8～18 cm 腐植に富む黒色 (10 YR 2/1) 壇壤土, 弱発達粒状構造, 碎易, 層界不明瞭 |
| 第三層 | 18～52 cm 腐植に富む黒色 (7.5 YR 2/0) 壇壤土, 弱発達塊状構造, 碎易, 層界不明瞭 |
| 第四層 | 52～80 cm 腐植に富む黒色 (10 YR 2/1) 壇壤層, 塊状構造, ややち密, 層界不明瞭 |
| 第五層 | 80～135 cm 褐色～暗褐色 (10 YR 4/3) 壇壤土, 弱発達塊状構造, 堅密, 層界不明瞭 |
| 第六層 | 135～200 cm 黄褐色 (10 YR 5/6) 壇土, カベ状構造, 堅密, 粘性強, 層界明瞭 |

- 第七層 200cm～ 褐黄色 (10YR6/6) 埴土, 柱状構造, 堅密, 粘性強
- 断面II 夜久野 I 土壌 (京都府夜久野町)
 地形 わずかに起伏のある玄武岩台地
 標高 約 200m
 植生 松の疎林, 下草はササ
- 第一層 0～10cm 腐植に富む黒色 (5YR2/1) 埴土, 細粒状構造, 碎易, 層界不明瞭
- 第二層 10～45cm 腐植に頗る富む黒色 (5YR2/0) 埴土, 塊状構造 (乾燥時粉状を呈す), 碎易, 層界不明瞭, 直径 10～20cm のフローターが並ぶ
- 第三層 45～50cm 富植に富む極暗褐色 (10YR2/2) 埴土, 漸変層
- 第四層 50～60cm 暗褐～褐色 (7.5 YR4/4) 埴土, 塊状構造, ややち密
- 第五層 60～75cm 暗黄褐色 (10YR4/4) 埴土, 塊状構造, ち密, 粘性強
- 第六層 75～80cm 暗黄褐色 (10YR4/4) 埴土, 弱発達塊状構造, ち密, 粘性強
- 第七層 80cm～ 極暗黄褐色 (10YR2/2) 埴土, 塊状構造, やや碎易, 旧表層か?
- 断面III 夜久野 II 土壌 (京都府夜久野町)
 地形 わずかに起伏のある玄武岩台地
 標高 約 200m
 植生 松の疎林, 下草ササ
- 第一層 0～14cm 腐植に富む極暗赤色 (2.5YR2/2) 埴土, 粉状～粒状構造, 碎易
- 第二層 14～27cm 漸変層
- 第三層 27～73cm 暗赤色 (2.5YR3/6) 埴土, 大塊状構造, 粘性強
- 第四層 73～130cm 赤褐色 (5YR4/8) 埴土, カベ状構造, 粘性強
- 第五層 130～150cm 黄褐色 (10YR5/4) 埴土, カベ状構造
- 第六層 150cm～ 暗赤褐色 (5YR3/4) 埴土, カベ状構造
- 断面IV 神鍋土壌 (兵庫縣城崎郡神鍋スキー場)
 地形 南向き約3°の緩傾斜山ろく
 標高 約350m
 植生 ササ, ススキの原野
- 第一層 0～9cm 腐植に頗る富む黒色 (5YR2/1) 埴土, 粒状構造, 碎易
- 第二層 9～24cm 腐植に頗る富む黒色 (7.5YR2/0) 埴土, 粒状構造, 碎易
- 第三層 24～35cm 腐植に富む黒色 (10YR2/1) 埴土, 弱発達小塊状構造, やや碎易
- 第四層 35～43cm 極暗灰褐色 (10YR3/3) 埴土, 塊状構造, スコリア風化層
- 第五層 43～50cm 極褐赤色 (2.5YR2/4) 砂質埴土, 弱発達塊状構造, スコリアを含む
- 第六層 50～120cm スコリア層 (むしく層)
- 第七層 120～150cm 暗褐色 (7.5 YR4/4) 埴土, 弱発達塊状構造
- 第八層 150cm 暗褐色 (7.5 YR4/4) 埴土, カベ状構造
- 断面V 鉢伏土壌 (兵庫縣八鹿町)
 地形 南東約3°の山ろく緩斜面の中央部
 標高 約 850m
 植生 ススキ, ササの原野
- 第一層 0～10cm 腐植に頗る富む黒色 (7.5YR2/0) 埴土, 粒状構造, 碎易
- 第二層 10～26cm 腐植に富む極暗褐色 (10YR2/2) 埴土, 塊状構造, 亀甲状キレット (乾燥時垂直面において)
- 第三層 26～36cm 暗褐色 (7.5 YR3/2) 埴土, 塊状構造, 亀甲状キレット (乾燥時, 垂直面において)
- 第四層 36cm 褐色～暗褐色 (10YR4/3) 埴土, カベ状構造
- 断面VI 網野土壌 (京都府網野町磯)
 地形 第三紀層凝灰岩 (安山岩質) 風化物の斜面 (約5°)
 標高 約30m
 植生 ササ, 松林
- 第一層 0～25cm 腐植に富む黒色 (10YR2/1) 埴土, 粒状構造
- 第二層 25～60cm 極暗灰色 (5YR 3/1) 埴土, 塊状構造
- 第三層 60cm～ 黄褐色 (5YR4/6) 埴土, 塊状構造
- 以上の断面形態よりみても, これらの土壌は厚い (40～60cm) 腐植に富む粒状～粉状構造の碎易な表層土をもち, くろぼく土壌の特徴を具備している。しかし下層土は各土壌の位置を反映しているようであり, 表層の腐植層が各土壌での共通性をもつのに反し, 下層土では異なることから腐植層と下層の母材に相違があることが推定される。

供試土壌の理化学，鉱物学的性質

1. 分析法

- a. pH：風乾細土の1:2.5の水およびN塩化カリウム分散液についてガラス電極を用いて測定した。
- b. 全炭素：チューリンの簡易滴定法⁷⁾
- c. カチオン交換能および置換性塩置：カチオン交換容量(CEC)はA.O.A.C.法⁸⁾によった。その際N酢酸アンモニウム浸出液中のカルシウムとマグネシウムをキレート滴定法によって定量し、カリウムとナトリウムをフレームフォトメトリーで定量し、これらの含量のCECに対する比(%)をもって塩基飽和度とした。なお置換性アルミニウムは土壌をN塩化カリウムで浸出、洗滌して、その合液についてフッ化カリウム塩酸滴定法⁹⁾またはアルミノン比色法により定量した。

- d. 遊離酸化物：Jackson¹⁰⁾法によった。抽出液中の珪酸、アルミニウム、鉄は浸出液を白金蒸発皿で蒸発乾固後灼熱してクエン酸を分解後、炭酸ナトリウムまたは塩酸に溶解し、珪酸はモリブデン青法、アルミニウムはアルミノン法、鉄は0-フェナンスローリン法で比色定量した。
- e. バン土性の判定：フッ化カリウム-酒石酸カリウム・ナトリウム法¹¹⁾によった。
- f. リン酸吸収係数：農学会法¹²⁾に順じた。ただしP₂O₅ 8400 mgを100gの風乾細土に加えた。
- g. 機械的組成：土壌10gを過酸化水素で処理後、Jackson法¹⁰⁾で遊離酸化物を除き、2%炭酸ナトリウムで5分間煮沸後、ろ過し、500mlの分散液となし、国際法に順じて沈降法および篩別法により粒度分布を測定した。
- h. 鉱物分析：機械分析を行った分散液について、篩別法および沈降法により0.05~0.2mmの砂と

第2表 機械的組成

	試料番号	深 さ cm	風乾土当り (%)			機械的組成 (%)				土性名
			水 分	有機物	遊 離 酸化物	粗 砂	細 砂	シルト	粘 土	
長 田 野	A-1	0~ 8	6.2	11.3	4.39	10.4	24.8	38.0	26.8	LiC
	2	8~ 18	6.4	7.3	4.83	12.5	27.4	33.0	27.1	LiC
	3	18~ 32	11.0	9.8	4.12	11.2	33.6	31.6	23.6	LiC
	4	32~ 80	6.1	4.1	5.58	13.2	26.2	35.4	25.2	LiC
	5	80~136	4.6	0.7	3.57	11.4	24.2	34.7	29.2	LiC
	6	135~200	3.5	0.7	3.24	10.1	32.2	31.1	26.6	LiC
	7	200~	5.6	0.6	3.43	6.0	20.1	47.6	26.3	LiC
夜 久 野 I	B-1	0~ 10	7.8	9.8	8.17	17.1	25.8	23.6	33.5	LiC
	2	10~ 45	14.7	16.4	10.79	3.4	20.4	25.5	50.7	HC
	3	45~ 50	9.5	6.3	7.51	4.0	23.4	23.4	49.2	HC
	4	50~ 60	11.5	3.2	7.41	2.5	6.8	24.2	61.5	HC
	5	60~ 75	13.5	2.4	5.94	2.6	9.8	19.5	68.1	HC
	6	75~ 80	11.8	1.8	6.30	1.6	13.4	19.0	62.0	HC
	7	80~	12.6	2.1	6.82	12.9	22.7	31.4	33.0	LiC
夜 久 野 II	C-1	0~ 14	8.9	10.0	9.61	2.2	10.1	32.8	54.9	HC
	2	27~ 73	11.3	1.5	8.79	3.8	10.4	18.0	67.8	HC
	3	73~130	11.7	0.8	13.29	4.0	7.9	25.5	62.6	HC
	4	130~150	13.7	0.8	17.13	2.1	17.4	33.8	46.7	HC
	5	150~	12.1	0.6	5.29	0.8	28.4	35.7	35.0	LiC
神 鍋	D-1	0~ 9	16.6	24.8	14.20	2.3	32.5	28.4	36.8	LiC
	2	9~ 24	21.0	26.4	14.66	1.7	24.9	34.8	38.6	LiC
	3	24~ 35	18.1	14.1	14.44	0.9	15.0	36.2	47.9	HC
	4	35~ 40	14.1	3.9	13.45	0.6	16.6	29.9	52.9	HC
	5	40~ 50	16.2	2.8	18.75	22.8	43.0	16.8	17.4	SCL
	6	120~150	10.8	2.0	5.68	3.6	22.8	30.4	43.2	LiC
	7	150~	8.7	1.1	6.20	2.5	13.1	28.8	55.6	HC
鉢 伏	E-1	0~ 10	14.7	24.2	7.94	9.8	29.8	24.6	35.8	LiC
	2	10~ 26	13.5	9.3	10.19	16.7	16.6	28.6	38.1	LiC
	3	26~ 36	13.2	4.1	11.33	21.2	27.4	18.3	33.1	LiC
	4	36~	14.7	1.2	6.86	32.6	28.6	23.7	15.1	CL
網 野	F-1	0~ 25	9.9	8.8	6.60	8.2	15.1	30.1	46.6	HC
	2	25~ 60	15.2	3.1	6.54	26.6	23.8	27.4	21.2	LiC
	3	60~	15.6	1.3	7.32	29.4	27.6	19.0	24.0	LiC

第3表 化学的性質

	試料 番号	深さ cm	pH(1:2.5)		CEC meq/ 100g	置換性塩基 meq/100g				塩基飽和度 (%)	置換性Al meq/ 100g	遊離酸化物 (%)		パン 土性	リン酸 吸収係 数
			H ₂ O	N-KCl		Ca	Mg	K	Na			Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃		
長 田 野	A-1	0~8	4.6	3.9	24.2	1.2	1.5	0.3	1.0	14.7	13.8	1.29	1.60	+	2860
	2	8~18	4.7	4.3	17.7	0.4	0.2	0.1	0.5	6.8	10.8	0.96	1.55	+++	2770
	3	18~32	4.6	4.2	24.0	0.5	0.4	0.2	1.2	9.6	10.3	1.29	1.80	++++	4030
	4	32~80	4.7	4.4	15.2	0.5	0.4	0.1	0.9	12.5	12.6	1.07	3.03	++++	2860
	5	80~135	4.9	4.3	7.8	0.4	0.5	0.05	0.3	15.7	8.1	1.40	1.03	+	1280
	6	135~200	5.1	4.2	7.3	0.2	0.7	0.05	0.4	19.2	9.7	1.46	0.75	±	710
	7	200~	5.3	3.8	15.2	1.2	3.2	0.1	0.5	32.9	20.2	1.40	0.68	-	710
夜 久 野 I	B-1	0~10	4.8	3.7	25.4	1.5	2.3	0.2	0.5	19.5	11.9	2.94	2.03	+	2560
	2	10~45	4.7	3.9	36.2	0.6	1.2	0.1	0.5	25.0	16.4	3.44	4.65	++++	5070
	3	45~50	4.6	4.0	20.4	0.4	1.7	0.1	0.5	10.3	2.13	2.70	2.70	++++	3480
	4	50~60	5.0	3.9	16.9	0.9	1.1	0.1	0.6	26.0	9.7	3.03	2.15	+	2430
	5	60~75	5.1	3.9	15.3	0.6	1.9	0.1	0.7	20.3	10.0	2.36	1.95	+	2560
	6	75~80	4.4	3.8	15.5	0.7	1.7	0.1	0.8	8.5	11.1	3.05	1.90	++	2150
	7	80~	4.8	4.0	16.0	0.8	1.4	0.1	0.9	5.0	6.5	2.46	1.75	++	2700
夜 久 野 II	C-1	0~14	4.7	3.9	28.4	0.4	4.7	0.2	0.4	20.1	13.8	3.11	3.25	++++	3360
	2	27~73	4.8	3.8	15.2	0.7	1.1	0.1	0.7	17.1	11.1	3.64	1.95	+	2290
	3	73~130	4.8	3.7	17.9	0.2	3.7	0.1	0.7	26.2	13.6	6.26	2.13	±	2430
	4	130~150	4.7	3.6	20.7	0.4	3.6	0.1	1.3	26.0	14.7	5.76	2.00	±	2430
	5	150~	4.9	3.5	27.2	0.4	5.7	0.1	1.0	26.4	24.3	1.81	1.30	++	3230
神 鍋	D-1	0~9	5.0	4.1	47.6	0.7	1.0	0.1	0.7	3.4	9.5	4.45	5.80	++++	3230
	2	9~24	5.1	4.1	54.6	0.4	0.5	0.1	0.5	2.8	14.7	5.08	6.88	++++	6340
	3	24~35	5.5	4.5	40.0	0.3	0.3	0.1	0.5	3.0	4.9	4.90	6.09	++++	5790
	4	35~40	5.1	4.8	26.2	0.2	0.8	0.1	0.4	5.7	1.3	6.21	4.64	++	4580
	5	40~50	5.2	5.3	19.5	0.3	0.9	0.1	0.4	8.7	0.2	10.16	4.64	+++	5430
	7	120~150	5.9	4.2	17.4	3.1	4.9	0.1	1.8	51.9	1.9	2.28	0.95	+	1990
	8	150~	6.0	4.0	21.7	6.1	9.4	0.1	1.3	77.9	2.5	3.00	0.90	±	1850
	鉢 伏	E-1	0~10	4.6	3.6	51.5	1.5	3.0	0.1	0.5	9.9	32.5	1.77	2.57	++
2		10~26	4.9	3.9	41.0	0.4	0.8	0.1	0.4	4.2	18.9	2.44	2.90	++++	4420
3		26~36	5.2	3.9	37.1	0.5	1.9	0.2	0.5	8.4	15.5	2.57	3.51	++++	4030
4		36~	5.1	3.7	38.1	2.2	2.4	0.1	0.8	16.5	47.5	2.60	1.76	+++	3140
網 野	F-1	0~25	5.4	3.9	35.6	4.9	7.1	0.1	0.9	36.5	12.6	2.22	1.35	+	1560
	2	25~60	5.1	3.7	53.7	9.9	32.0	0.3	2.4	81.7	13.7	1.19	1.25	±	3000
	3	60~	5.5	3.8	56.3	11.3	29.4	0.1	2.4	78.3	6.4	1.74	1.08	-	3140

2 μ 以下の粘土を採取した。砂は比重2.95のブロムフォルムを用いて重液分離を行ない、各部分の約300粒について岩石顕微鏡下で一次鉱物の同定を行ない、鉱物組成を粒数パーセントで表わした。粘土はカルシウムおよびカリウム飽和粘土となし、各処理（カルシウム飽和風乾、カルシウム飽和グリセロール、カリウム飽和風乾、カリウム飽和300°Cあるいは500°C加熱処理）をした配行試料についてX線回折を行なった。また、カルシウム飽和粘土について示差熱分析、化学分析、Hashimoto and Jacksonの示差溶解分析¹³⁾、青峰らの4-価¹⁴⁾を測定した。これらの結果を総合して半定量的な鉱物組成の推定を行なった。

2. 理化学的性質

機械的組成と有機物含量を第2表に、二、三の化学的性質を第3表に示した。

くろぼく土壌の腐植層の特徴として第2、第3表および前報^{2), 3)}までの結果から次の諸点が指摘できる。

1. 土性は比較的粘土質でアルカリ側で分散する。
2. 腐植含量は一般に10%前後以上とかなり高く、苛性ソーダで抽出される腐植はフルボ酸が少なく、腐植酸の腐植化度は大である。
3. 反応は強酸性を呈し、塩基飽和度は未耕土にあつては30%以下と考えられ、置換性アルミニウムが多い。
4. 置換基は強酸基も弱酸基もともに共存している。
5. パン土性が強く、リン酸吸収力が極めて大きい。
6. 遊離酸化物中アルミニウムの占める割合が比較的大きく、その形態はJackson法で抽出される部分が多い。

これらの諸性質は火山性くろぼく土壌の腐植層とは異なり、加藤¹⁾が示した非火山性くろぼく土壌の腐植層の性質と酷似している。

しかし、網野土壌は反応、塩基飽和度もやや高く、

バン土性，リン酸吸収力も弱く，くろぼく土壌の腐植層の諸性質を完全に具備しているとはいえない。

一方下層土においても，段丘面上の長田野土壌は非火山性くろぼく土壌の下層土の諸性質と同様な傾向であり，この土壌が加藤のいう非火山性くろぼく土壌のカテゴリーにはいると考えられる。しかし山地に分布する土壌にあっては，その下層土はそれぞれの土壌の位置の母材，母岩に対応した性質を示すようである。例えば夜久野Ⅱ土壌では強粘土質の遊離酸化鉄の多いバン土性の弱い赤色土層となっている。

断面における諸性質の変化は，この地方の気候よりみて土壌が常に強い洗脱作用を受けていると考えられるにもかかわらず，不連続性を示す場合が多い。例えば長田野土壌，夜久野Ⅰ，神鍋土壌の遊離酸化鉄，夜久野Ⅰ土壌の遊離アルミナの断面における変化などである。しかし鉢伏土壌はその化学的性質の断面における変化からは同質の母材から各層位が形成されたことを予想しうるが，第二，第三層でバン土性が強く，遊離酸化物が多く，この土壌の母材と思われる第四層でバン土性が弱くなり，遊離酸化物が減少することは，

第一層とそれ以下の層に性質の相異が推定される。

以上の結果は，供試土壌の腐植層は段丘面上のものも母岩を異にする山地に分布するものもともに共通して非火山性くろぼく土壌の腐植層の諸性質を強く示しているが，下層では，土壌の位置する母岩，母材に対応した特徴ある土層を形成していることを示し，断面形態からも推定したように腐植層と下層が同質の母材から形成されたものでないことを予想せしめる。なぜならば同じ土壌生成作用を受けるとき，異なった母材からでも同じ性質の表層土と下層土ができるからである。

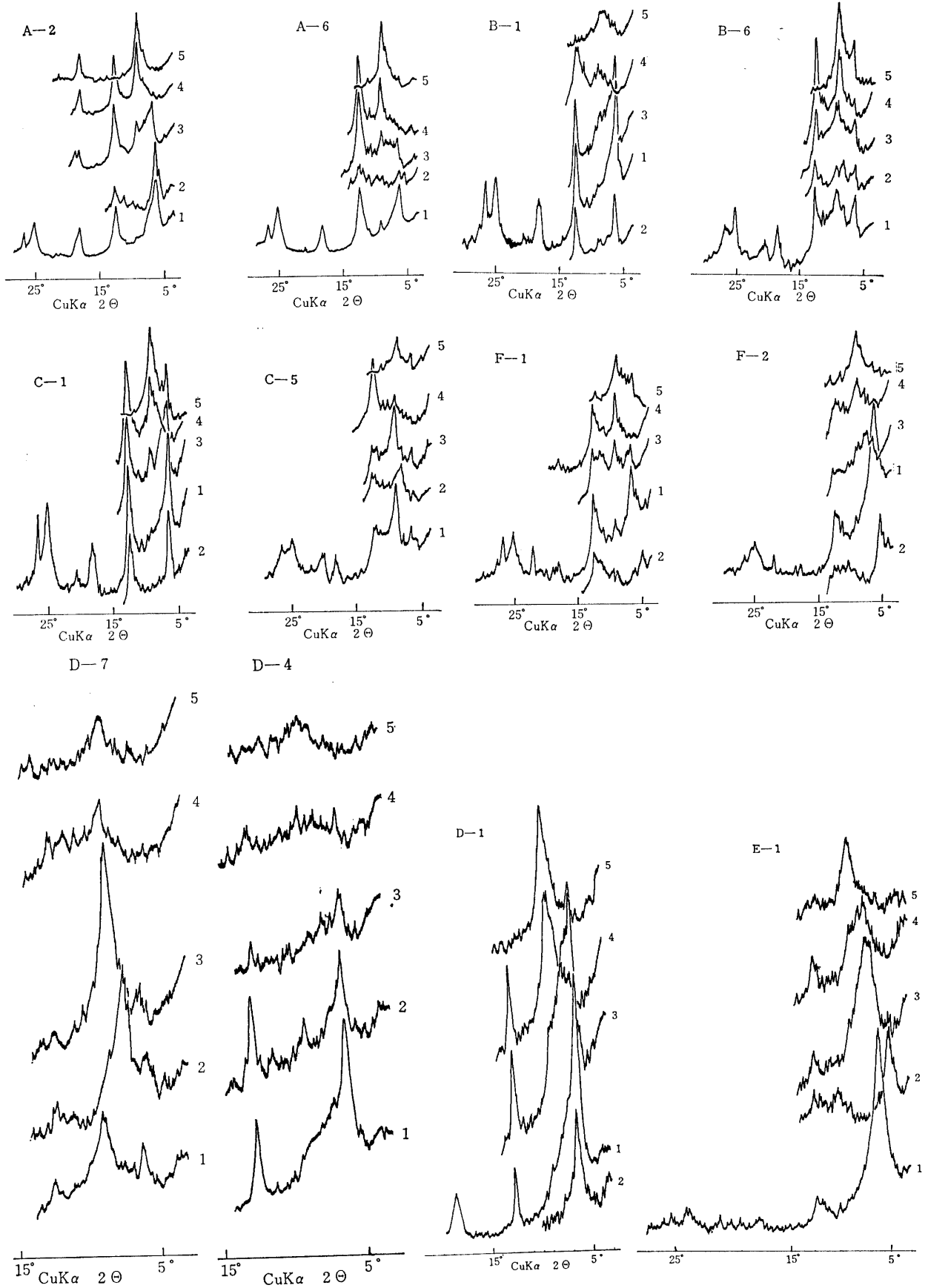
3. 鉱物組成

第4表に0.2~0.05mmの砂の鉱物組成を示した。粘土については，第2図にX線回折結果，第3図に示差熱曲線の代表例を，第5表に化学的組成，Δ-価を示し，これらの結果から推定した粘土鉱物組成を第5表に併記した。砂の鉱物組成において植物起源オパールが少ないのは，検鏡した部分が0.05mm以上で，当粒子は0.05mm以下のものが多いためであろう。

一般に土壌の鉱物組成は土壌の母材の性質と風化過

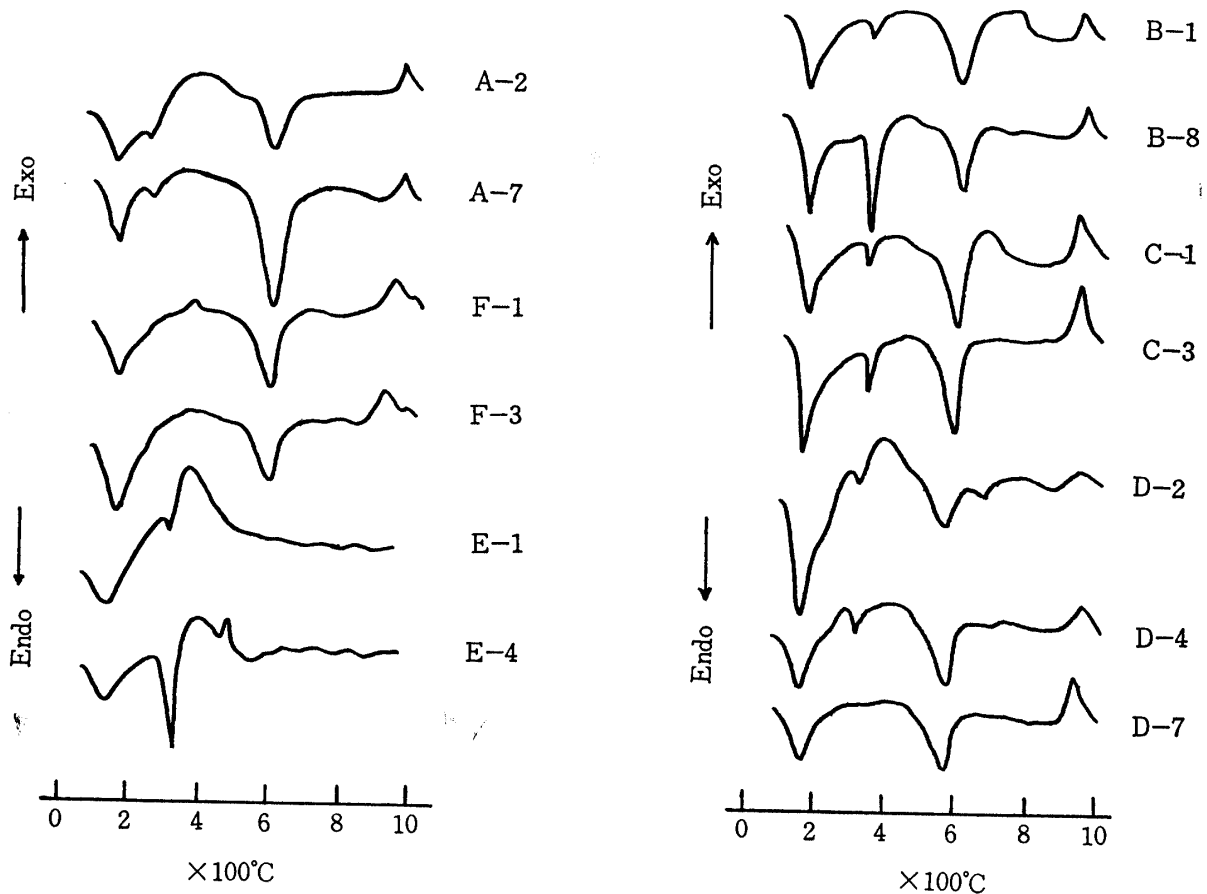
第4表 砂(0.2~0.05mm)の鉱物組成の特徴

	試料 番号	深さ cm	重鉱物 含量 (%)	重鉱物中の粒数 %			風化同定 不能粒子	軽鉱物 含量 (%)	軽鉱物中の粒数 %			風化同定 不能粒子
				角閃石類	輝石類	かんらん石			火山 ガラス	植物 蛋白石	黒雲母	
長 田 野	A-1	0~8	1.0	++	+	-	+	99.0	5	7	+	12
	2	8~18	2.0	++	+	-	+	98.0	9	2	+	3
	3	18~32	1.0	++	+	-	+	99.0	29	5	+	7
	4	32~80	2.0	++	+	-	+	98.0	9	2	+	6
	5	80~135	3.0	++	+	-	+	97.0	8	0	+	5
	6	135~200	2.0	++	+	-	+	98.0	5	0	+	12
夜 久 野 Ⅰ	B-1	0~10	19.5	47	19	7		80.0	29	4	3	29
	2	10~45	25.0					74.0	15	2	2	56
	4	50~60	26.0	46	12	5		72.5	7	+	9	45
	5	60~75	20.3	48	17	9		80.0	1	0	7	50
	6	75~80	8.5	45	12	5		90.5	0	0	4	69
	7	80~	5.0	+	+		99	94.0	0	0	4	71
	夜 久 野 Ⅱ	C-1	0~14	18.0	48	20	3	14	80.4	33	3	1
2		27~73	1.5	39	12	2	5	97.3				
3		73~130	2.3	15	6	+	19	96.8				
4		130~150	0.8					99.0				
神 鍋	D-1	0~9	20.0	15	8	66	2	79.1	23	1	4	37
	2	9~24	10.2	35	34	8	3	88.5	54	3	2	17
	3	24~35	16.0	37	20	32	3	82.8	24	+	2	37
	4	35~40	11.0	0	2	96	1	87.7	+		1	92
	5	40~50	20.5	0	1	96	2	78.6	+			95
	7	120~150	7.6	48	29	1	1	91.5	70		2	9
	8	150~	40.5	68	22	1	1	57.8	3		3	36
	鉢 伏	E-1	0~10	14.4	11	59	-	1	84.3	7	2	5
3		26~36	14.6	7	67	-	10	83.9	4	-	7	64
4		36~	13.4	12	69	-	7	85.0	+	-	10	84
網 野	F-1	0~25	3.9	14	13	-	8	95.2	3	7	-	74
	2	25~60	0.4					99.0	-	+	-	79
	3	60~	0.2					99.1	-	+	-	84



第2図 粘土の X 線回折図

- 1. Ca-飽和風乾 2. Ca-飽和グリセロール処理 3. K-飽和風乾
- 4. K-飽和 300°C 加熱 5. K-飽和 500°C 加熱
- A:長田野 B:夜久野 I C:夜久野 II D:神鍋 E:鉢伏 F:網野



第3図 Ca-粘土の示差熱曲線

A:長野県 B:夜久野Ⅰ C:夜久野Ⅱ D:神鍋 E:鉢伏 F:網野

程を最もよく反映するといわれているので、各土壌ごとに断面を通じて鉱物組成の変化について検討を加えてみよう。

長野野土壌：この土壌の砂は角閃石類、輝石類を主成分とする重鉱物をごく少量含み、大部分は他形の丸味を帯びた斜長石と石英であり、全層を通じてその構成割合に著しい差異はなかった。しかし腐植層のうち第三層では軽鉱物群中の約30%にも達する火山ガラスを含み、第一層および下層へ向ってその含量を減ずるが、全層に火山ガラスを認める。また植物蛋白石も腐植をかなり含む第四層までは存在する。このように火山起源と考えられる鉱物粒子は多くなく、非火山起源粒子の多いことは、この土壌の母材が火山灰を主としたものでないことの一証拠であり、非火山性くろぼく土壌の特徴と一致する。しかし火山ガラスの断面における分布は、この土壌の各層位がほぼ同質の堆積物を母材とするが、各層位ごとに火山ガラス—火山灰の供給量を異にすることを示しているものであろう。

一方粘土の鉱物組成をみると、腐植層のアロフェン含量は4-価から判断すればほとんど存在せず、主成分

はAl-interlayer 鉱物であり、その他にカオリン鉱物、イライト、パーミキュライト、モンモリロナイトおよびイライトと14~15Åに basal spacing をもつ鉱物との混層鉱物が含まれている。下層ではAl-interlayer 鉱物が減少し、カオリン鉱物、混層鉱物、イライトが相対的に増加している。そして、カオリン鉱物やイライトが腐植層と下層との間で不連続的に変化することは、この間の土壌母材に質的な差異があるものか、同質の母材から両層が生成したものとすれば風化の程度に差があるものと思われる。またAl-interlayer 鉱物が腐植層で多く、下層でイライトや混層鉱物が多いことは、イライト→混層鉱物→Al-interlayer 鉱物という風化過程を考えると、腐植層形成の過程でAl-interlayer 鉱物は生成されることができよう。このAl-interlayer 鉱物の層間のギブサイト層はTamura¹⁵⁾のクエン酸処理でもほとんど除去できず非常に強固に固定されていると思われた。

夜久野土壌：この土壌の砂の重鉱物含量は、断面形態よりみて玄武岩風化物と考えられるⅠ土壌の第五層以下およびⅡ土壌の第二層以下の層位とその上への

第5表 粘土の化学的、物理化学的、鉱物学的特性

試料番号	深さ cm	化学的組成(乾物当り%)				100°C 乾燥粘土の 0.5-N NaOH可溶		X-線回折図における 回折線の相対的強度			粘土の鉱物学的特徴*											
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	SiO ₂ + Al ₂ O ₃ %	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	14Å	10Å	7Å	Qu	Cry	Ill	Chl	Mixed layer	Ver	Mt	Al- inter	H.H	Kaol	Gib	
		△一価 meq/100g																				
A-1 長 田 野	0~8	47.5	27.7	2.83	1.19	8.28	2.10	64	5	37	+	+	+	+	+	+	+++				+	
	8~18	47.8	29.1	2.63	1.25	8.14	1.74	63	5	32	+	+	+	+	+	+	+++				+	
	18~52	48.0	29.6	3.18	1.84	9.11	1.86	60	8	32	+	+	+	+	+	+	++				+	
	52~80	47.7	30.2	3.02	2.18	9.00	2.06	32	18	50	+	+	+	+	+	+	+				++	
	80~135	47.5	30.4	3.00	3.00	12.52	1.60	40	15	45	+	+	+	+	+	+	+				++	
	135~200	49.5	28.9	2.87	1.75	11.88	1.74	42	14	44	+	+	+	+	+	+	+				++	
	200~	49.5	30.5	2.89	1.65	15.16	1.27	40	19	51	+	+	+	+	+	+	+				++	
B-1 夜 久 野 I	0~10	41.3	32.3	3.91	1.08	7.74	1.82	48	14	38	+	+	+	+	+	+	++				+	
	10~45	40.4	28.6	3.67	1.14	16.78	1.42	41	23	36	+	+	+	+	+	+	++				+	
	50~60	39.8	30.1	3.92	0.92	13.54	1.15	32	24	44	+	+	+	+	+	+	++				+	
	60~75	38.6	32.8	3.66	0.82	18.50	0.82	26	31	43	+	+	+	+	+	+	++				+	
	75~80	39.4	34.7	3.34	1.00	18.87	1.22	26	34	40	+	+	+	+	+	+	++				+	
	80~	35.4	34.1	3.07	0.74	22.36	0.89	21	42	37	+	+	+	+	+	+	+				++	
	73~130	44.5	31.4	3.79	1.34	14.60	1.38	40	12	47	+	+	+	+	+	+	++				+	
C-1 夜 久 野 II	0~14	44.5	31.4	3.79	1.34	14.60	1.38	40	12	47	+	+	+	+	+	+	++				+	
	27~73	40.8	32.4	5.47	0.82	21.46	1.20	19	43	37	+	+	+	+	+	+	+				+	
	73~130	40.8	32.4	5.47	0.82	21.46	1.20	18	52	30	+	+	+	+	+	+	+				+	
D-1 神 鍋	0~9	48.6	23.4	5.36	0.60	10.26	2.58	72	9	19	+	+	+	+	+	+	+++				+	
	9~24	45.6	24.6	5.33	0.52	9.68	1.95	68	12	20	+	+	+	+	+	+	+++				+	
	24~35	45.6	24.2	5.36	0.95	12.00	1.84	59	16	25	+	+	+	+	+	+	+++				+	
	35~40	46.3	27.7	4.99	0.43	25.90	0.71	54	13	33	+	+	+	+	+	+	++				+	
	40~50	27.3	35.0	4.33	0.90	22.20	1.92	52	19	29	+	+	+	+	+	+	+				++	
	120~150	45.4	29.4	2.91	0.88	19.34	1.86	27	53	20	+	+	+	+	+	+	+				+	
	150~	49.1	26.3	4.52	1.78	11.46	1.76	27	21.9													+
	73~130	44.5	31.4	3.79	1.34	14.60	1.38	40	12	47	+	+	+	+	+	+	++				+	
E-1 鉢 伏	0~10	42.8	28.0	4.42	1.41	15.12	1.66	80	6	14	+	+	+	+	+	+	+++				+	
	10~26	45.6	28.2	4.67	1.69	12.98	1.34	83	6	11	+	+	+	+	+	+	+++				+	
	26~36	38.8	28.0	4.37	1.54	16.92	1.00	87	5	8	+	+	+	+	+	+	++				+	
	36~	33.1	38.1	4.26	1.41	9.59	2.13	72	14	14	+	+	+	+	+	+	++				++	
F-1 網 野	0~25	49.0	25.0	5.45	1.02	9.59	1.82	40	15	45	+	+	+	+	+	+	++				++	
	25~60	48.4	23.1	7.45	0.54	8.30	2.18	50	10	30	+	+	+	+	+	+	+++				+	
	60~	48.0	21.5	6.85	0.47	9.59	2.13	64	6	30	+	+	+	+	+	+++				+		

* Qu:石英, Cry:クリストバライト, Ill:イライイト, Chl:クロライト, Mixed layer:混層鉱物, Ver:バーミキュライト, Mt:モンモリロナイト, Al-inter: Al-interlayer 鉱物, H.H:加水ハロイサイト, Kaol:カオリン鉱物(7Åに回折線を示すもの) Gib:ギブサイト

腐植層とで著しく異なる。すなわち重鉱物含量が前者では10%以下に過ぎないが、後者では20%前後に達する。そしてその鉱物種は角閃石類、輝石類、かんらん石であり、I、II土壌の最下層では風化を受けて同定不能の粒子が大部分であるが、これは多分かんらん石の風化物と思われる。軽鉱物群は腐植層では火山ガラスが30%近く存在するが、下層の玄武岩風化層では認められず、自形の斜長石およびその風化物と思われる粒子が極めて多い。これらのことはこの土壌の砂が火山起源粒子のみで構成されていると予想させるが、夜久野玄武岩は角閃石をほとんど含まないとされていることを考慮すると、夜久野土壌の土壌体を構成する材料は玄武岩風化物と思われるI、II土壌の最下層とそれ以外の層とでは質的に異なるものと考えられ、さらに腐植層および中間層は玄武岩風化物と火山ガラス、両輝石、角閃石、黒雲母を含む火山灰との種々の割合の混合物を母材として生成されたものと推定され、腐植層および土壌Iの中間層では火山灰の優勢が、土壌IIの下層では玄武岩風化物の優勢が推察される。

粘土はI、II土壌とも、腐植層においては長田野土壌とよく似てアロフェンをほとんど含まず、Al-interlayer 鉱物とカオリン鉱物で構成されており、カオリン鉱物がやや多いようであり、加水ハロイサイトの存在を認める。玄武岩風化物と思われる最下層では加水ハロイサイトが主成分となっている。その他にモンモリロナイトが全く認められないこと、ギブサイトが明らかに存在すること、カリウム飽和500°C加熱処理のX線回折において14Aに回折線を残すクロライトが存在することなどが特徴的である。腐植層——中間層——下層での粘土鉱物組成の相異は、一次鉱物組成から推定した火山灰と玄武岩風化物の混合比が各土壌の各層位で異なるという考え方で説明しうるように思われる。すなわち腐植層は母材の大部分が火山灰であるため Al-interlayer 鉱物とカオリン 鉱物が優勢であるが、I土壌の中間層では母材に玄武岩風化物の混入が増しているため、加水ハロイサイが下層程多くなり、II土壌の中間層の母材は大部分が玄武岩風化物でわずかに火山灰が混入していると思われるため、加水ハロイサイトを主成分として、Al-interlayer 鉱物をわずかに含むものと考えられる。そして最下層の母材は両土壌とも玄武岩風化物のみで構成されているので加水ハロイサイトが主成分として存在しているのではないだろうか。

神鍋土壌：この土壌の砂は腐植層の各層位においても、スコリア層の上の第四、第五層（これはスコリア

の風化層と思われる）およびスコリア層下の二つの層においてもそれぞれ特異な性格を示す。例えば火山ガラスは腐植層——とくに第二層に多く、第四、第五層ではほとんど認められず、スコリア層下の第七層では極めて多く、第八層ではまた非常に少なくなっている。これに反し、重鉱物中のかんらん石は、第一層で多く第二層で減少し、第三層で多くなり、第四、第五層では重鉱物群はほとんどこの鉱物で構成され、スコリア層下の第七、第八層ではほとんど認められない。このような砂の鉱物組成の変化は、この土壌が中間にスコリア層をもつことで明らかに二つの異なった母材から生成したことは明白であるが、その上層および下層の各層位も、それぞれの母材が質的に異なっていることを示すものであろう。ここに例として取り上げた火山ガラスは火山灰の、かんらん石は玄武岩風化物の指標鉱物といえよう。これらの結果からこの土壌の各層位の母材の堆積の様相を推定すれば次のようにいえよう。スコリア層の下層は土壌の位置と地質図から中生層豊岡累層に属する凝灰岩、輝緑凝灰岩の風化物と推定され、これを基盤としてその上に神鍋火山の噴出物としてのスコリアを堆積し、その上部が風化しつつある所へ、大山系の含黒雲母、角閃石安山岩質の火山灰の堆積を受けたものと思われる。そして火山灰層の下部ではスコリア風化物との混合が起り、表層では神鍋火山体（玄武岩）の風化物の崩積物の混入を受けて各層の母材となっているものと考えた。

一方粘土の鉱物組成は夜久野I土壌とよく似ており、腐植層ではそれより Al-interlayer 鉱物が優勢である。スコリア層と腐植層の中間層では層間に著しい差はなく、下層（第五層）でややカオリン鉱物が多いようである。そして腐植層と中間層との著しい差異は0.5N水酸化ナトリウム溶出する珪酸とアルミナ量で後者は前者の二倍にも達し、中間層の粘土に非晶質物が多いことを示している。一方スコリア層は加水ハロイサイトが主成分となっている。これらの結果は、この土壌の各層位の母材がそれぞれ、火山灰、スコリア風化物、玄武岩風化物の混合比を異にする物質を母材としていると考えることにより説明しうる。

鉢伏土壌：この土壌の砂の鉱物組成は断面を通じてかなりよく似ており、両輝石と風化された長石類が多く、黒雲母も他土壌にくらべれば多く、火山ガラスは第一層から第三層まで徐々に減じ、最下層ではほとんど認められない。火山起源と考えられる粒子は多いが、この土壌の地質図上の位置が最新世鉢伏安山岩およびその碎屑物上にあることを考えると、この土壌の

母材が火山灰であるとするよりは、安山岩風化物を母材とし、わずかに火山灰の影響を受けた母材に生成した土壌であると考えの方がより妥当であろう。

粘土の A-価より判断して下層でアロフェンが多く、表層に向って減じている。そしてモンモリロナイトが表層では主成分となっている。またギブサイトが第一層を除き明瞭に確認でき、他の土壌と異なり腐植層に Al-interlayer 鉱物の存在を認めたい。これらの特徴はこの土壌の生成環境が他の土壌の分布域にくらべて標高が高いため、気温が低く、降水量も多い結果として土壌生成過程がやや異なるためと思われる。そしてこの土壌の母材が全層を通じて大差ないことを考えると、この土壌がくろぼく土壌の性質を示すにもかかわらず、粘土鉱物組成の断面での変化から推定されるように、安山岩の風化がまずアロフェンの生成をもたらす、土壌化の過程でモンモリロナイトを生成するという特異な土壌生成過程を推察させる。

網野土壌：この土壌の断面形態はくろぼく土壌と酷似するが、化学的性質はパン土性弱く、塩基飽和度も高いなど、近畿地方のくろぼく土壌とは異った特徴を示す。砂の鉱物組成も重鉱物含量、火山ガラス共に少なく、後者は下層ではほとんど認めえない。これらのことはこの土壌の母材が火山灰であるとは断定しがたい。そして試料採取地点の地質図上の位置が安山岩質凝灰岩地帯にあることと砂の鉱物組成から、表層にわずかに火山灰の影響を受けた、安山岩質凝灰岩風化物を母材とした土壌と判定できよう。

粘土は全層を通じてモンモリロナイトをかなり優勢

に含み、表層では Al-interlayer 鉱物、カオリン鉱物もかなり存在する。この Al-interlayer 鉱物の腐植層での存在は、近畿地方のくろぼく土壌の特徴といえるが、丹後地方の森林土壌においては、母材により Al-interlayer 鉱物を含む場合もあり¹⁶⁾、くろぼく土壌としての粘土の鉱物組成の特徴を示していると判断しがたい。裏日本のグリーンタフの安山岩質土壌および風化物がモンモリロナイトを主成分とすること¹⁷⁾から考えると、この土壌はくろぼく土壌のカテゴリーにははいるらないと思われる。

以上各土壌の鉱物組成を通覧すると、くろぼく土壌の腐植層および下層の特徴として次の諸点を指摘できる。1) 腐植層の砂には両輝石、角閃石の重鉱物群を必ず含み、火山ガラスをかなり少量含む。2) 腐植層の粘土は鉢伏土壌のモンモリロナイトを主成分とする場合を除き、Al-interlayer 鉱物とカオリン鉱物を主成分とする。3) 下層の砂および粘土はそれぞれの土壌の位置する地形の構成物の影響のあることをその鉱物組成に示している。

くろぼく土壌の母材およびその生成過程に関する二、三の考察

網野土壌は化学的、鉱物学的性質よりみてくろぼく土壌のカテゴリーにははいるらないと判断したので考察より除外した。くろぼく土壌に対して腐植の生成と集積、パン土性の発現を土壌生成作用の特徴としてとらえることができよう。筆者らは腐植に関しては前報¹⁾に発表した簡単な実験を行なったのみであるので、こ

第6表 くろぼく土壌の砂、粘土の鉱物組成の特徴

くろぼく土壌の分布する地形、地質の区分	分布地域	腐植層		下層	
		砂 (0.2~0.05mm)	粘土 (0.002mm以下)	砂 (0.2~0.05mm)	粘土 (0.002mm以下)
段丘面上	長田野 蒲生野 胡麻日 油秦寺 愛東町	火山ガラス、植物オパールは比較的多いが、角閃石、輝石などは少ない。	Al-interlayer 鉱物が主成分をなし、カオリン鉱物がやや多く、イライトは少ない。遊離酸化物はやや少ない。	腐植層と大きな差異はないが、火山ガラスが急激に減少している。	腐植層と構成鉱物は同じであるが、Al-interlayer 鉱物が減少し、イライト、カオリン鉱物が多い。
玄武岩風化物上	夜久野 神鍋	火山ガラス、輝石、角閃石は多いが、植物オパールは必ずしも多くない。	は少ない。遊離酸化物はやや少ない。	火山ガラスはほとんどなく、重鉱物中にかんらん石およびその風化物が多い。	カオリン鉱物とくに加水ハロイサイトを主成分とするが Al-interlayer 鉱物も認める。
安山岩質風化物上	鉢伏 生野 栃原 寺前	火山ガラスは比較的少ないが、角閃石、輝石は多い。植物オパールは必ずしも多くない。	Al-interlayer 鉱物が主成分であるが、モンモリロナイトを含む。イライトは少なく、遊離酸化物はやや多い。(鉢伏土壌はモンモリロナイトを主成分とする)	腐植層とはほぼ同じであるか、火山ガラスが減少する。	モンモリロナイトが主成分となり遊離酸化物も多い。Al-interlayer 鉱物は減少する。(鉢伏土壌はアロフェンが多い)

ここではおもにくろぼく土壌の生成過程における鉱物の風化過程と母材との関係について考察したい。

土壌生成因子である気候条件はこれらくろぼく土壌の分布地域では高標高の鉢伏土壌を除き各土壌とも大差なく、年平均気温約 15°C、年平均降水量約 1500 mm 程度である。地形的にも段丘面上に位置する土壌の一部を除けば一般に内部、外部排水ともに比較的良好な条件にあるといえよう。すなわち土壌生成作用はほぼ同一の方向を向いているといえよう。しかし、風化産物である粘土の鉱物組成は各土壌の腐植層は共通して Al-interlayer 鉱物が多く、下層では各土壌ごとに異なる。いまこのことをくろぼく土壌の腐植層と下層について、砂と粘土の鉱物組成の特徴を土壌の位置の地質学的、地形学的特徴によって区分すると第 6 表のように示される。このような粘土鉱物組成の腐植層における共通性と下層における相異は、くろぼく土壌の各層の母材の差異に起因すると考えざるをえない。このことは砂の鉱物組成からも推定されるところである。すなわち腐植層は火山灰の多い母材から、下層は火山灰の影響の少ない地形を形成している物質を母材として生成されたと考える。この腐植層への下層の構成物質の混入、下層への腐植層を構成する物質（火山灰）の混入は、加藤⁵⁾の推定のように、地表特有のじょう乱（動物、氷霜の作用など）とともに、非火山性母材のゆるやかな堆積も原因となっているであろう。そしてその混入の程度が各層位ごとに異なることが、鉱物組成に差異をあたえ、断面における遊離酸化物の分布や粘土の 0.5 N 水酸化ナトリウム可溶成分の分布に変化をあたえているものであろう。

東海地方のくろぼく土壌の腐植層に関して、その形成期は洪積世末以降であり、それより古い地形面を舞台とした火山灰の存在を必しも必要としない独自の地表面現象の産物とみなすとす加藤⁵⁾の見解は、近畿地方のくろぼく土壌にも当てはまるであろうが、これらの土壌では火山源粒子がかなりな量混入しており、火山灰の影響を否定しえないと考える。この一証拠として著者は長田野の中位面、下位面において火山灰層をもった土壌断面を観察しており、その風化層の粘土はアロフェンであることをみている。これに関しては地形学的解析とともに別に報告したい。

腐植層の粘土の特徴が Al-interlayer 鉱物であることはすでに指摘したが、その母材は火山灰と考えてよいであろう。何故ならば玄武岩台地上のくろぼく土壌では下層の玄武岩風化物が加水ハロイサイトを主成分としており、腐植層の粘土と全く異っていることから推定される。火山灰を母材としながらアロフェンを主成分としない理由としては、大山系の火山灰が、大山

山ろくや三瓶山山ろくの火山性くろぼくににおいてもかなり結晶性粘土鉱物を含むこと²⁾と玄武岩風化物の混入により火山灰が稀釈されていることがあげられよう。そしてこの火山灰が腐植形成に火山性くろぼくと同様に大きな役割を果しているものと推定しうる。

火山灰の影響を強く受けていると考えにくい鉢伏土壌において、下層でアロフェン、表層でモンモリロナイトが優勢であることは興味深い現象である。このことは安山岩の風化が鉢伏のような寒冷、湿潤な気候条件下では、まずアロフェンを生成することを示すもので、ついで腐植の集積とともに酸性条件下でアロフェンからモンモリロナイトが生成したことを示している。この点に関しては更にくわしい検討を要しよう。

以上近畿地方のくろぼく土壌について、段丘面上のものも、山地に分布すのものも、ともに各層位がそれぞれ母材を異にしていることを推定し、それは火山灰の混入の程度に差異のあることを明らかにしてきた。そして火山灰を腐植層形成のための一つの因子と考えた。しかし腐植の給源としての植生の問題、生成時期の問題等まだ明らかでない点も多い。これらを明らかにするためにはさらに多くの知識の集積を必要としよう。

謝 辞

土壌採取に当って、京都府農業試験場古井憲良技師、蚕糸試験場関西支場東野正三技官、兵庫県農業試験場宗野重徳、門野行男技師にお世話していただいた。これら各位に厚く御礼申し上げる。

文 献

- 1) 加藤芳朗(1964)：第四紀研究 3 212-222.
- 2) 服部共生・森田修二(1964)：土肥誌 35 199-202.
- 3) 服部共生・森田修二(1966)：土肥誌 37 190-193.
- 4) 黒鳥忠・大政正隆(1963)：林野土壌調査報告 No. 13.
- 5) 加藤芳郎(1970)：土肥誌 41 89~94.
- 6) 門野行男(1955)：兵庫農試研究報告 No.2 65-68.
- 7) 京大農化編(1957)：新改版農芸化学実験書 第 1 巻 p 236.
- 8) 京大農化編(1957)：新改版農芸化学実験書 第 1 巻 p 244.
- 9) 京大農化編(1957)：新改版農芸化学実験書 第 1 巻 p 117.
- 10) Jackson, M. L. (1956) : Soil Chemical Analysis, Advanced Course, p 47-59.
- 11) 京大農化編(1957)：新改版農芸化学実験書 第 3 巻 p 996.

- 12) 京大農化編(1957) : 新改版農芸化学実験書 第1卷 p 244.
- 13) Hashimoto, I. and M.L. Jackson (1960) : *Clays and Clay Minerals* 7 102—113.
- 14) Aomine, S. and M.L. Jackson (1959) : *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 23 210—214.
- 15) Tamura, T. (1958) : *Jour Soil Sci* 9 141—
- 16) 服部共生(1963) : 京府大学報・農 No. 15 83-88.
- 17) Higashi, T. (1961) : *Soil Sci. and Plant Nutrition* 7 94-103.

Summary

The distribution of Kuroboku soils in Kinki district was surveyed and the following three patterns of distribution were confirmed.

- a) Kuroboku soils on terrace deposits
- b) Kuroboku soils on weathered basaltic materials
- c) Kuroboku soils on weathered andesitic materials

And then, for example of each pattern, Osadano, Yakuno and Kannabe, and Hachibuse soils were selected respectively and their physical, chemical and mineralogical characteristics were compared with each other and discussed about the parent materials of soils. The results obtained as follows.

Generally, the humic horizons of Kuroboku soils were very acidic and showed strongly allitic properties and their clay fractions were composed of Al-interlayer mineral dominantly and contained

small amounts of allophane. The clay mineral compositions of Kuroboku soils in Kinki district were different from the ones of volcanic ash soils—Ando soils, but their fine sand fractions contained considerable amounts of volcanic glasses. The properties of lower horizons of Kuroboku soils reflected the characteristics of materials which built up the configurations where the soils were placed, therefore their mineralogical compositions of sand and clay fractions differed from those of humic horizons. However, the common properties throughout the profiles were also observed. Judging from these observations, it was thought that the each horizon of Kuroboku soils were formed on the mixtures having the various ratios of volcanic ashes and the materials, which built up the configuration where the soils were placed, and did not be formed on similar parent materials.