京都市近郊の水田土壌の鉱物学的研究

服　部　共　生

TOMOO HATTORI : Mineralogical Studies of Paddy Soils in and around Kyoto City

摘　要　京都市近郊の水田土壌の鉱物学的研究を行ないその結果より，土壌母材と鉱物組織との関係，土壌生成作用と鉱物の風化過程との関係，土壌の生産力と鉱物組成との関係について考察を加え，次のような結果をえた．

土壌の鉱物組成は母材との関係は認めうるが土壌型とは関係がなかった．すべての土壌がイライト，非膨張型14Å鉱物およびハロイサイトを含み，量的には母材によって変っていた．京都北部山間部の水田にはアロフェンやモンモリロナイトを含むものもある．非膨張型14Å鉱物は二八面体のバーミキュライトの層格子間にギブサイト様水酸化アルミニウム層をはさんだ鉱物であった．供試土壌では母材の不均一性のためまた水田化されて以来の経過年次が短かく明らかでないため，土壌断面における鉱物組成の変化がわずかで土壌生成作用と鉱物の風化過程を明確には推察しえなかった．しかしはげしい風化を受けている土壌にあっては粘土鉱物の退化，破壊が表層で起っていることを認めた．

1. は　し　が　き

従来の水田土壌の鉱物学的研究においてはおもに粘土鉱物を対照とし，純粘土鉱物学的な立場や粘土鉱物の分布を調べるという立場に立つものが多く，比較的小地域の水田について土壌中の１次，２次鉱物の組成より母材の推定を行うことや，土壌型との関係からの風化過程についての考察を行っている研究は少ない．京都市近郊の水田については川口らにより1953年より1956年度にわたり土壌調査が行なわれ，本地区の水田土壌を４つの土壌型に大別し，土壌生成過程の相違を土壌断面における遊離酸化物の移動という観点で明らかにしている．[1)2)3)]このような土壌を対照とし，１次２次鉱物の同定を行ない，その結果から水田土壌の生成過程における鉱物の風化過程や母材の推定を試み，水田土壌の生成論的な分類分布と鉱物組成からみた分布との関連や土壌の生産性と鉱物組成との関連を考察した．

2. 供　試　土　壌

京都市近郊の水田土壌は次のように分類される．

Ｉ型：酸性腐植の影響を受けた排水良好の土壌で京都市北部の山間部に分布する．

II型：比較的地下水位は高いが排水良好な水田で鉄，マンガンの移動集積が表層および地下水位下の層の両者から起っている土壌で，京都市南部および山科盆地の中央低地に分布する．

III型：地下水位の低い排水良好の水田で断面を通じて下層まで褐色を呈し鉄，マンガンの表層からの洗脱が顕著な土壌で場所によっては２段，３段に鉄，マンガンの集積層を認める．この土壌型は京都市街を中心とする沖積地の周辺部および山科盆地の周辺部に分布する．

IV型：高い地下水位をもち排水不良の湿田土壌で淀川，桂川，山科川流域の低地に分布する．

上に示した４つの土壌型は菅野[14)]の提案した水田土壌分類によればIII型は表面水型，IV型は地下水型，II型は中間型に相当するであろう．

また，一方京都市近郊の水田地帯の土壌母材の地質系はおよそ次の５つの部分に分けられる．

a群：花こう岩風化物の扇状沖積世堆積物：大文字山北面から比叡山南面にわたる花こう岩山塊の山麓に拡っがて分布する．

b群：古生層頁岩，チャート風化物の沖積世および洪積世堆積物：沖積世堆積物は古生層頁岩，チャート地帯を流域にもつ桂川，加茂川，山科川流域の低地に分布し洪積世堆積物は京都市北，西部の鷹ケ峰，西山および山科盆地周辺部に分布

京都府立大学農学部土壌及肥料学研究室
Laboratory of Soil and Manure Science, Faculty of Agriculture, Kyoto Prefectural University, Kyoto, Japan.

する．

c 群：花こう岩風化物を混入した古生層頁岩，ケャートの沖積世堆積物：流域に花こう岩地帯をもつ高野川，白川の混入を受けた加茂川により沖積された低地に分布する．

d 群：古生層頁岩，チャート風化物の崩積物：京都市北部の山間部の谷間に分布する．

e 群：花こう岩質風化物の崩積物：花こう岩山塊の山間部に分布する．

上記の区分に従って異った母材より生成した4つの土壌型に属する土壌を試料とした．土壌生成と鉱物の風化の過程を考察するための試料は土壌断面の各層位より採取し，母材の拡がりと粘土鉱物の分布との関連を調べるための試料は表層のみを採取した．更に粘土鉱物の組成と土壌の生産力との関連をみるために2，3の農業試験場の圃場の表層土も供試した．表1，図1に供試土壌の地点，採取位置および礫の種類などより推定される母材の地質系統および水稲の概略の収量を示し，表2にはそれぞれ供試試料の表層の1，2の性質を示した．土壌A, B, C, D, E, Fの土壌断断面形態および物理的性質は既報の報告[1)2)3)]を参照されたい．

供試土壌のうち土壌A，Bの土壌型はⅠ型に，母材の地質系統は土壌Aはd群に，土壌Bはe群に属する．これらの土壌は表層のみでなく下層まで腐植含量高く，鉄，マンガンのみでなくアルミニウムの移動集積が認められる．土壌C，D，Hは土壌型はⅡ型，母材の地質系統は土壌D，Hはb群に，土壌Cはc群に属し，腐植含量は一般に低く，鉄，マンガンのみの移動集積がみられる．土壌E，G，Ⅰ，JはⅢ型土壌に属し，母材の地質系統では土壌E，Gはb群に，土壌Ⅰ，Jはa群に属する．これらの土壌は表層のみやや腐植含量高く，前記土壌C，D，Hと同様に鉄，マンガンのみの移動集積を認める．土壌FはⅣ型土壌で母材の地質系統はb群に属する．

Table 1　Localities and parent materials of sample soils

Soil number	Locality	Parent material	Sampling site	Yield of rice Kg/10a
A	Nakabayashi, Shizuichi, Sakyo'ku	Colluvial deposit of Paleozoic shale or chert	profile	350～400
B	Bessho, Hanase, Sakyo-ku	Colluvial deposit of granitic rock with volcanic ashes	ibid	300
C	Negoya, Fushimi ku	Alluvial deposit transported by River Kamo, Takano and Shira	ibid	450
D	Chogondo, Fushimi ku	Alluvial deposit transported by River Kastura	idid	450
E	Rinri, Omiya, Kita ku	Dilluvial deposit	ibid	400～450
F	Enashi, Fushimi ku	Alluvial deposit transported by River Yamashina	ibid	300
G	Hanazono, Iwakura, Sakyo ku	Alluvial fan deposit of paleozoic shale or chert	surface	520
H	Hazukashi, Fushimi ku	Alluvial deposit transported by River Katsura	ibid	H-1 500 H-2 420
I	Ichijoji, Sakyo ku	Alluvial fan deposit of granite	ibid	400
J	Kitashirakawa, Sakyo ku	ibid	ibid	300
K	Nagano	Alluvial deposit	ibid	520
L	Ishikawa	ibid	ibid	520
M	Gifu	ibid	ibid	410
N	Tokushima	ibid	ibid	—
O	Kyoto	Dilluvial deposit	ibid	430
P	Tochigi	ibid (volcanic ashes)	ibid	—

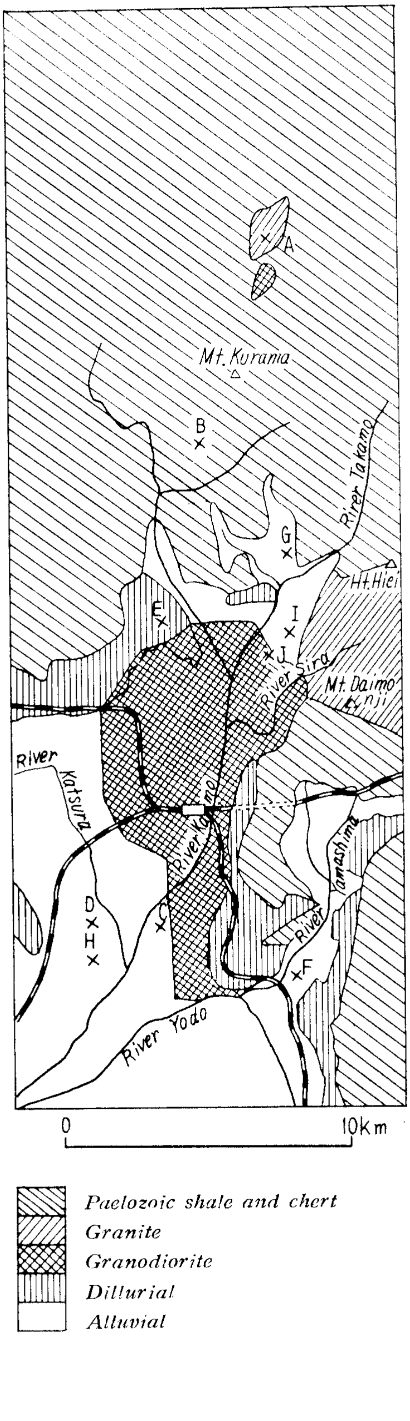

Table 2 Some properties of surface soils

Soil number	Texture	pH(H_2O) 1:2	Total carbon %
A	Loam	4.7	2.32
B	Loam	5.6	6.04
C	Clay loam	4.7	1.68
D	Clay loam	4.9	1.68
E	Sandy loam	4.9	2.14
F	Clay loam		2.09
G	Clay loam		3.31
H-1	Clay loam		2.29
H-2	Clay loam		2.16
I	Sandy loam		4.38
J	Sandy loam	5.7	1.30
K	Loam	4.8	1.03
L	Clay loam	4.8	1.30
M	Clay loam	4.7	1.16
N	Sandy loam	4.7	1.08
O	Sandy loam	4.5	2.03
P	Clay loam	5.1	5.73

3. 実験方法および結果

土壌の各粒径別のフラクションの分割，採取および同定のための各フラクションの整調および砂，シルト部分の定量，同定は大略既報の報告[5]のとおりである．粘土部分の鉱物の同定もほぼ既報のとおりであるが，X線回折には自記X線回折計（ノレルコ）を用い，Jackson[6]により提案されたグリセロール保持量も測定し，同定の補助手段とした．

X線回折計の使用条件は次のとおりである．使用X線CuKα 30kV 10mA，スリト系1°−0.0006″−1°，検出管 アルゴン封入ガイガー管，電圧1440V，ゴニオメーター半径 17cm，Scale Factor 4，Multiplier 1，Time Contant 4，走査速度 2°/min である．

細砂の鉱物組成の1例を表3および表4に示す．粘土部分のX線回折像，示差熱曲線，赤外線吸収スペクトルの代表例を図2，3，4に化学分析結果，カチオン置換容量，グリセロール保持量を表5，6に示す．

土壌断面における鉱物の分布
（土壌A，B，C，D，E，F）

1．細砂の鉱物組成：土壌断面を通じて土壌B以外の細砂はほとんど同じ鉱物種で構成されている．主要構成鉱物はチャートの破片および石英で長石類がわずかに含まれている．しかし土壌Aは少量の火山ガラスを含み，土壌Fでは頁岩の破片を少量含み，これらの点が土壌C，D，Eとやや異っている．土壌Bでは石英，長石，および少量の黒雲母から成り，このことが土壌Bは他の5つの土壌とは全く異った地質系統に属する物質を母材としていることを示している．そして土壌Bには少量の火山ガラスが認められる．

2．細砂の鉱物組成：表3に示されるようにすべての土壌の細砂の主要構成鉱物の種類にはほとんど差異を認めない．土壌B以外ではその鉱物組成はわずかの差しかないが土壌Bと他の5つの土壌の間には大きな

Table 3 Mineralogical compositions of fine sand fractions of paddy soils throughout profiles

<table>
<tr><th rowspan="2">Soil number</th><th rowspan="2">Depth cm</th><th rowspan="2">Quartz</th><th rowspan="2">Plagioclase</th><th rowspan="2">K-Feld-spar</th><th rowspan="2">Micas* and Chlorites</th><th colspan="2">Heavy minerals</th><th rowspan="2">Isotropic minerals****</th></tr>
<tr><th>trans-parence**</th><th>opaque***</th></tr>
<tr><td>A—1</td><td>0~15</td><td>63</td><td colspan="2">24</td><td>3</td><td colspan="2">1</td><td>9</td></tr>
<tr><td>2</td><td>15~25</td><td>48</td><td colspan="2">40</td><td>4</td><td colspan="2">3</td><td>5</td></tr>
<tr><td>3</td><td>25~30</td><td>42</td><td colspan="2">44</td><td>5</td><td colspan="2">4</td><td>5</td></tr>
<tr><td>6</td><td>55~</td><td>38</td><td colspan="2">45</td><td>6</td><td colspan="2">6</td><td>5</td></tr>
<tr><td>B—1</td><td>0~21</td><td>32</td><td>6</td><td>6</td><td>25</td><td colspan="2">10</td><td>14</td></tr>
<tr><td>2</td><td>21~30</td><td>35</td><td>8</td><td>6</td><td>30</td><td colspan="2">12</td><td>13</td></tr>
<tr><td>3</td><td>30~42</td><td>35</td><td>8</td><td>7</td><td>30</td><td colspan="2">13</td><td>13</td></tr>
<tr><td>4</td><td>42~70</td><td>30</td><td>12</td><td>5</td><td>20</td><td colspan="2">10</td><td>21</td></tr>
<tr><td>C—1</td><td>0~16</td><td>40</td><td>47</td><td>9</td><td>9</td><td colspan="2">1</td><td>3</td></tr>
<tr><td>3</td><td>30~48</td><td>39</td><td>47</td><td>10</td><td>10</td><td colspan="2">1</td><td>3</td></tr>
<tr><td>5</td><td>72~80</td><td>39</td><td>47</td><td>10</td><td>10</td><td colspan="2">2</td><td>3</td></tr>
<tr><td>D—1</td><td>0~15</td><td>43</td><td>43</td><td>4</td><td>3</td><td colspan="2">3</td><td>1</td></tr>
<tr><td>3</td><td>20~27</td><td>42</td><td>42</td><td>6</td><td>3</td><td colspan="2">3</td><td>2</td></tr>
<tr><td>4</td><td>27~35</td><td>41</td><td>41</td><td>6</td><td>3</td><td colspan="2">3</td><td>2</td></tr>
<tr><td>5</td><td>35~40</td><td>41</td><td>41</td><td>6</td><td>3</td><td colspan="2">3</td><td>2</td></tr>
<tr><td>7</td><td>50~65</td><td>41</td><td>41</td><td>6</td><td>3</td><td colspan="2">3</td><td>2</td></tr>
<tr><td>E—1</td><td>0~14</td><td>45</td><td>42</td><td>4</td><td>1</td><td>1</td><td>1</td><td>5</td></tr>
<tr><td>2</td><td>14~20</td><td>43</td><td>42</td><td>2</td><td>2</td><td>2</td><td>2</td><td>5</td></tr>
<tr><td>3</td><td>20~27</td><td>44</td><td>43</td><td>2</td><td>2</td><td>2</td><td>1</td><td>3</td></tr>
<tr><td>4</td><td>27~37</td><td>45</td><td>43</td><td>3</td><td>1</td><td>1</td><td>1</td><td>2</td></tr>
<tr><td>5</td><td>37~39</td><td>46</td><td>43</td><td>2</td><td>2</td><td>2</td><td>4</td><td>4</td></tr>
<tr><td>6</td><td>39~46</td><td>47</td><td>40</td><td>3</td><td>2</td><td>2</td><td>1</td><td>4</td></tr>
<tr><td>7</td><td>46~</td><td>47</td><td>40</td><td>2</td><td>2</td><td>2</td><td>1</td><td>1</td></tr>
<tr><td>F—1</td><td>0~15</td><td>49</td><td>38</td><td>11</td><td>3</td><td colspan="2">2</td><td>3</td></tr>
<tr><td>2</td><td>15~20</td><td>49</td><td>35</td><td>8</td><td>3</td><td colspan="2">2</td><td>2</td></tr>
<tr><td>3</td><td>20~42</td><td>49</td><td>35</td><td>8</td><td>3</td><td colspan="2">2</td><td>2</td></tr>
<tr><td>4</td><td>42~</td><td>43</td><td>43</td><td>8</td><td>2</td><td colspan="2">2</td><td>2</td></tr>
</table>

* contain biotite, muscovite, hydrous micas
** ampyboles, pyroxenes, sphene, zircon, rutile, apatite, tourmaline, epidotes and etc.
*** magnetite and ilumenite
**** volcanic glass and plant opal

Table 4 Mineralogical Compositions of heavy fraction in medium fine sand fraction (0.1~0.05mm) of some paddy soils throughout profiles

Soil number	Amphyboles	Pyroxenes	Sphene	Garnet	Tourmalin	Magnetite	Zircon Monazite Rutile	Others
B—1	84	9	3	0.5	0.5	2	1	1
2	83	9	3	0.5	1	2	1	0.5
3	84	9	3.5	0.5	1	1	1	1
4	80	13	2	1	1	1.5	0.5	0.5

Table 4　continued

Soil number	Amphyboles	Pyroxenes	Sphene	Garnet	Zircon	Rutile	Magnetite	Others
E—1	51	15	4	1	1	1	17	10
3	53	17	4	1	1.5	1.5	8	4
4	50	21	7	2	0.5	1	12.5	6
7	51	24	4	2	0.5	1	15	2.5

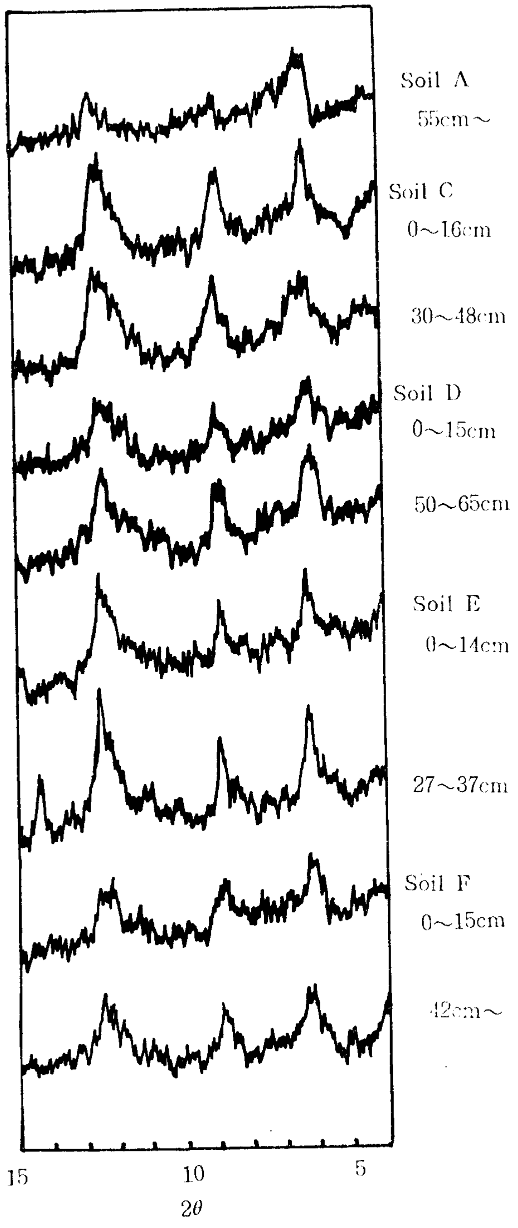

Fig. 2a X ray diffraction patlterns of defferated Ca-clays (air dried) of profile samples

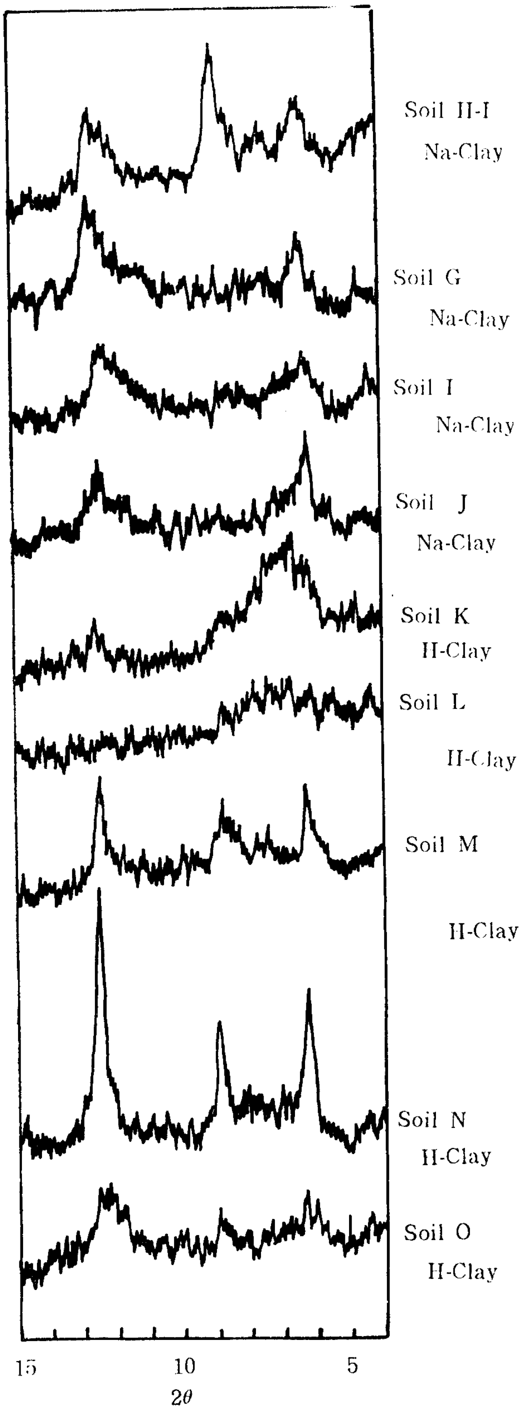

Fig 2b X-ray diffraction patterns of defferate clays of surface soils

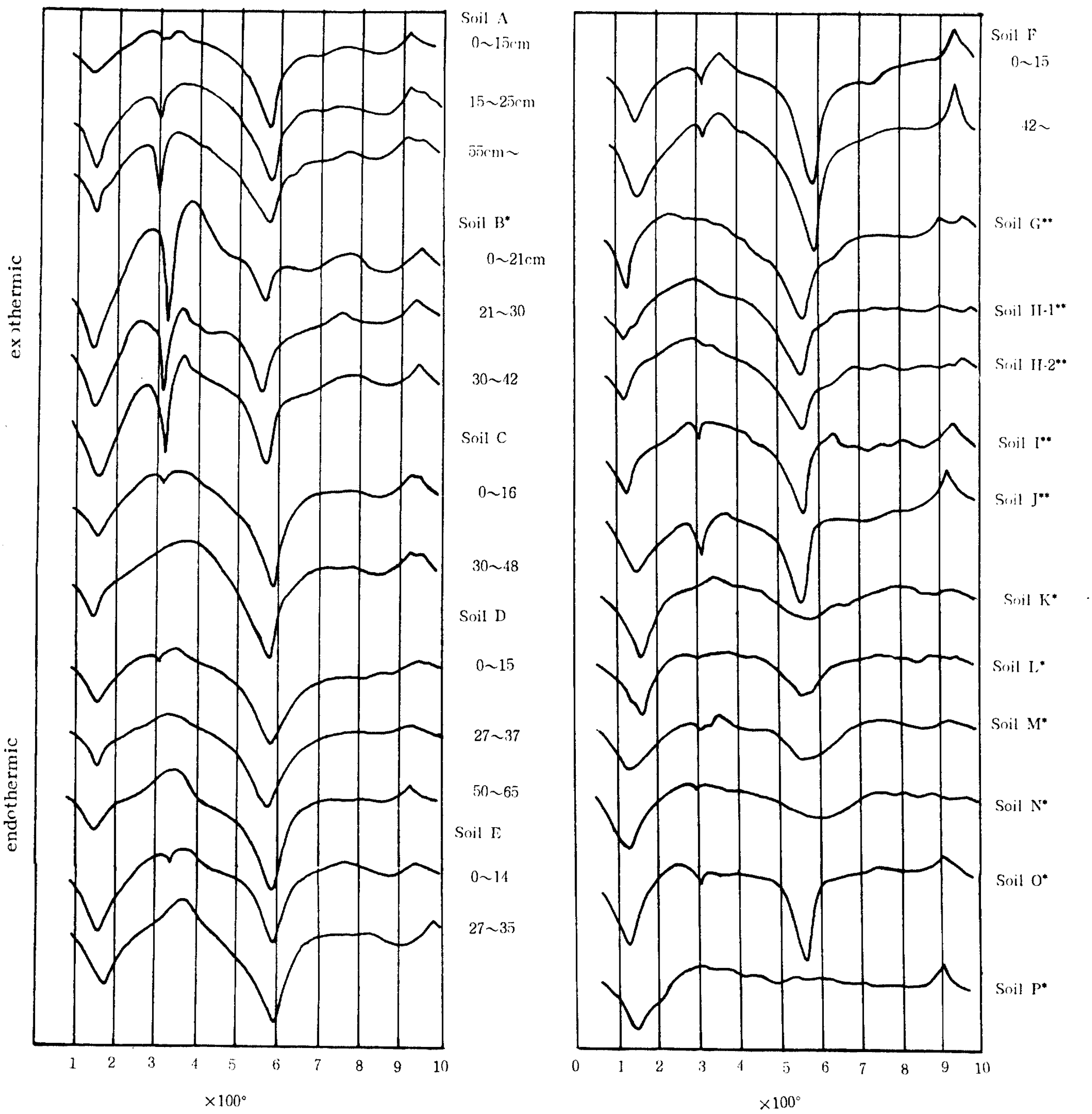

Fig. 3 Differential thermal curves of Ca-saturated clays of paddy soils
* Hydrogen saturated ** Sodium saturated

差があるこのことは粗砂の鉱物組成の場合と同様に土壌Bと他の土壌との間に母材の差のあることを示すものであろう．細砂の鉱物学的特性からすると土壌Bは花こう岩質風化物多分花こう閃緑岩風化堆積物を母材としており，他の土壌はおもに古生層系頁岩，チャートの風化堆積物を母材としているものと考えられる．しかし土壌AおよびBには火山ガラスが存在し母材への火山灰の影響が考えられる．土壌Cでは黒雲母含量が同じ地域内の土壌Dに比べて多いが，これは土壌Cの母材が流域に花こう岩地帯をもつ高野川，白川の流入を受けた加茂川の運積物であり，土壌Dの母材が花こう岩地帯を流域にもたない桂川の運積物であることを示し，土壌Cの母材が花こう岩風化物の混入を受けた古生系頁岩，チャートの堆積物であることを示すものであろう．

土壌断面における鉱物組成のわずかな変化がすべての土壌にみらるが，この変化が土壌生成の過程での鉱物の風化によって起ったものか，堆積物が始めからわずかの差をもっていたものか明らかでない．母材の均質性の度合の判定は Marshall[7] や Barshad[8] により指標鉱物含量の比や砂の粒径分布などにより行われている．指標鉱物として Marshall はジルコン，ざくろ石，金紅石，電気石などの難風化性鉱物をあげ，Barshad はそれらの含量の少ないときはカリ長石，石英などをあげている．氏らの方法を供試土壌の母材の均質性の判定に適応してみよう．土壌Aについては川口，松尾[1] は表層土壌の母材はそれより下層の土壌の母材とは異った時代に堆積したものであることを土

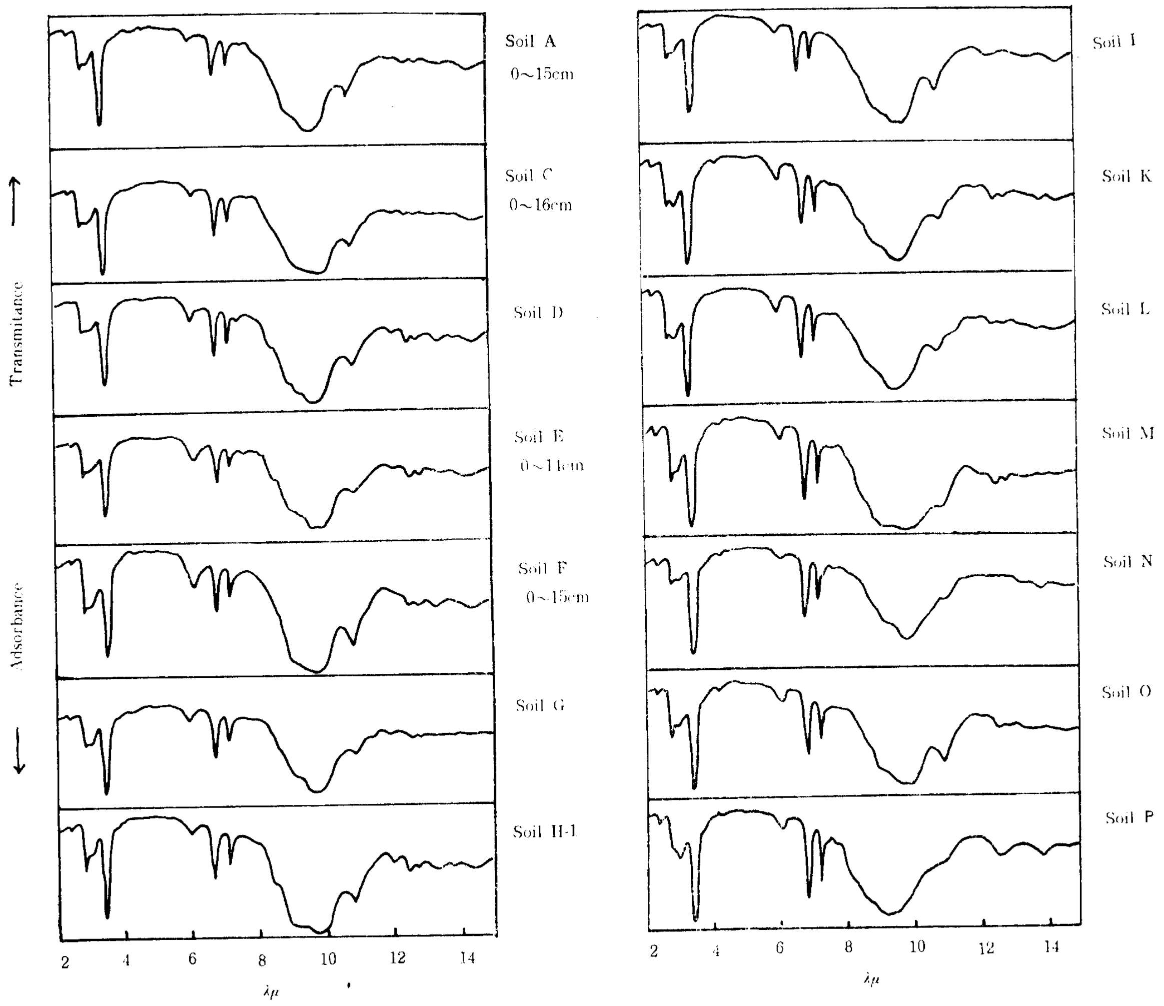

Fig. 4 Infrared adsption spectra of Ca-saturated clay of paddy soils

壌断面における不活性の酸化チタンの分布から推定している．この推察は下層土より表層土により多量の火山ガラスを含むことにより支持されようが，下層でもかなりな量の火山ガラスを含むことは礫中の頁岩の破片中に火山ガラスを認められることと共にこの土壌が凝灰岩質頁岩を母材としていることも考えられ，火山ガラス含量が表層で多いことが土壌生成の過程に火山灰の影響を受けたためか，堆積年代の差によるものか明らかではない．しかしながら例えば黒雲母，角閃石，輝石のような易風化性鉱物の表層での減少はこの土壌が土壌生成の過程において酸性粗腐植によるはげしい洗脱作用を受けている証拠であろう．土壌Bについては，その鉱物組成，指標鉱物比，腐植の分布，地点などを総合して考察すると次のような堆積様式が推定される．腐植および火山ガラス含量が土壌断面の最下層で最も多いことから，現在の最下層はかっては最上層であったと考えられ，そして最も多量の火山灰の降下を受けたと思われる．この水田の近傍の花こう閃緑岩を母材とする表層に多量の火山灰の降下を受けた森林土壌のかっての表層土壌が花こう岩の基盤の上に崩積し現在の最下層を形成し，その上に火山灰の影響を受けていない花こう閃緑岩風化物（かっての森林土壌の下層土）が森林土壌の表層土（火山灰の影響を受けている）と混合しながら崩積し現在の土壌断面の母材を形成したものと考えられる．それゆえ土壌断面の各層位の堆積物の組成は比較的類似しているようであるが，表層における易風化性鉱物のわずかな減少は土壌Aの場合と同様に土壌生成の過程に起った鉱物の風化の結果であろう．

土壌C，D，E，Fにおいては表層土と下層土との鉱物組成の変化が土壌生成の過程で起る風化によるものよりも土壌断面を通じての堆積物の違いによって起る変化よりも小さいことが砂の粒径分布やカリ長石—石英のような指標鉱物比から推定される．特に土壌Eは約80年前の付近の池のはんらんにより堆積した物質を母材として生成した土壌で上部3層と下部4層の間に堆積時代の相違が明らかに認められ，このことはジルコン—金紅石のような指標鉱物比から確認される．

Table 5 Chemical compositions and cation exchange capacities of Ca-clay fractions of some paddy soil throughout profiles

Soil number	Moisture	Ignition loss	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	K_2O	SiO_2/Al_2O_3	SiO_2/R_2O_3	Free Oxides % Al_2O_3	Free Oxides % Fe_2O_3	CEC meq/100g
		per cent of ignited basis								air dry basis		
B*—1		16.80	50.04	38.55	8.15	0.51	1.94	2.21	1.94			
2		16.37	44.28	39.32	11.87	0.56	2.44	1.91	1.61			
3		15.85	45.72	38.99	10.88	0.56	2.46	1.99	1.69			33.0
		per cent of oven dry basis										
D—1	5.35	8.66	45.21	28.41	9.04	0.46	3.52	2.70	2.25	3.04	4.14	16.9
3	4.76	9.02	46.21	28.35	8.97	0.78	3.86	2.73	2.28	3.88	4.34	20.7
4	4.53	9.00	45.73	28.56	8.49	0.76	3.81	2.63	2.23			
5	4.30	9.37	48.02	29.47	7.95	0.51	3.50	2.71	2.31			
7	3.88	9.02	44.52	31.93	6.79	0.50	3.58	2.37	2.09	1.32	2.46	20.5
E—1	4.02	9.89	44.27	27.64	6.92	0.66	3.42	2.73	2.35	1.22	3.20	13.6
2	4.52	9.71	42.80	28.77	10.12	0.68	4.04	2.53	2.06	3.00	6.14	
4	5.21	8.20	43.15	29.81	8.61	0.46	4.28	2.46	2.08			19.5
5	5.14	6.89	42.56	29.17	11.11	0.62	4.08	2.48	1.99			
7	5.45	8.06	42.15	30.42	9.76	0.47	4.00	2.36	1.95			
F—1	4.06	12.24	38.40	27.43	12.31	1.22	3.82	2.38	1.85	3.22	8.34	16.3
2	4.41	11.32	40.98	30.82	6.72	1.49	3.62	2.32	2.03			
4	5.51	13.83	38.23	28.23	8.54	0.63	3.48	2.31	1.94	2.76	3.76	18.9

* H-Clays are analysed

Table 5 Glycerol retentions of clay fractions of some paddy soils

Soil number	Glycerol retention % of oven dry basis
A—1	1.4
4	4.2
C—1	3.3
3	3.8
D—1	2.5
3	2.2
7	3.1
E—1	2.1
3	3.9
F—1	2.3
4	2.2
G	2.9
H—1	3.4
I	2.4
K	6.5
L	10.3
M	2.4
N	0.3
O	2.2
P	3.2

また土壌Eは土壌C，Dよりは鉄，マンガンの表層からの移動集積が明りょうで，この土壌が他の土壌C，Dよりより強い酸化還元による洗脱作用を受けているものと思われるが，このことが砂中の—非常に含量は少ないが—重鉱物含量の表層での減少や，重鉱物中の輝石，角閃石などの減少に示されているといえよう．

すべての土壌の細砂中に粘土鉱物が存在することは岩石顕微鏡下における細砂の観察において斜長石の表面が曇っていることや著者らの既報の報告[9]において細砂フラクションといえどもカチオン置換容量や吉田のいう i-charge をもつことからも予想される．そしてこれらの粘土鉱物はX線回折や示差熱分析の結果からハロイサイトとイライトであると思われる．なお細砂のカチオン置換容量が細砂中の黒雲母含量とも比例的関係にあることを確かめているので，供試した土壌のうち黒雲母含量の多い土壌Bの細砂中の黒雲母および黒雲母風化物を分離し，このもののX線回折を行ったところ，14 Å，10.5 Å，7.4 Å，7.1 Å に basal diffraction を示す．これらの回折線は土壌中の黒雲母よう粒子が真の黒雲母ではなくクロライト，バーミキュライト，加水黒雲母，ハロイサイトなどに変化していることを示している．この結果は増井[10]，菅野[11]，

加藤[12]により報告されている変化の方向と同じである．すべての土壌に少量のクロライトを同定することができ，それらは淡緑色板状のものと緑色の角閃石とよく似た形をとるものがある．前者は黒雲母より変化したものかあるいは母材中にすでに存在していたものであろうが後者は角閃石の風化の第1段階として生成されたものとも考えられる．なおすべての土壌に屈折率1.48以下の種々の形態を示す等方性鉱物が多少とも存在しているが，これは最近多くの研究者により報告されている植物起源のオパールであろう[13)14)]．

3. シルトの鉱物組成: 各土壌のシルト部分は石英，長石類を主成分とし少量の粘土鉱物を含む．各土壌間においてシルト部分を構成する鉱物種には差異を認めないが量的にはわずかに差異があるようである．しかし土壌断面においてはほとんど差異を認めない．シルト中の粘土鉱物はそのX線回折結果や示差熱曲線よりみておもにハロイサイトとイライトであるが，このことに関してはすでに報告した[9)]．これら細砂やシルト中に粘土鉱物がみられそれがイライトであることはここに供試した土壌においては長石の風化の第1段階がイライトの生成であるとこを示していよう．

4. 粘土の鉱物組成: a）X線回折結果: 図3からも明らかなように土壌A，B以外の土壌C，D，EのX線回折像は非常によく似ており各土壌共に強度はそれぞれ異なるが14Å, 10Å, 7Åに basal diffraction をもっている．土壌Aの下層の粘土では14Åの回折線が強く10Å，7Åの回折線は比較的弱い．一方表層では14Åの回折線が弱くなり，7Åの回折線の強度を増している．そして14Åの回折線はエチレングライコール処理により一部分は17Åに移行するが大部分は14Åにそのまま残る．また10Åの回折線は110°に加熱しても変化しない．14Åの回折線は高角度側に拡がっている．これらのことよりすれば土壌Aの粘土は表層ではモンモリロナイト，非膨脹型14Å鉱物，イライト，イライト―モンモリロナイ，トイライト―非膨脹型14Å鉱物の混層鉱物，ハロイサイトで構成されており，表層ではモンモリロナイト，非膨脹型14Å鉱物の減少が示されているといえる．

土壌Bの粘土のX線回折像は各回折線特に020の回折線が弱い．このことはこの粘土が非晶質物―アロフェンをかなり含んでいることを示唆していよう．その他の点では土壌Aの表層土壌の回折像に似ており，ハロイサイト，14Å鉱物，イライトを含むことがわかる．表層および下層の相異はX線回折像には明りょうに表われないようである．

上記以外の乾田土壌である土壌C，D，Eの粘土は断面における差異も土壌間の差異もX線回折像にはうかがえず14Å，10Å，7Åに basal diffraction をもつ粘土鉱物によって構成されていると思われる．14Åの回折線はエチレングライコール処理や置換性カチオンを変えても変化せず，非膨脹型14Å鉱物によるものであり，10Åの回折線はイライトに，7Åの回折線はハロイサイトによるものと思われる．

湿田である土壌Fでは乾田土壌C，D，Eと同様なX線回折像を示すが，全体的に強度が弱まり，回折線の鋭さを減じている．が，X線回折線からは非膨脹型14Å鉱物，イライト，ハロイサイトが主要構成鉱物であるといえる．そして下層でやや7Åの回折線が強化されており，下層でのハロイサイトの優勢がうかがえる．

なお各土壌共に4.21Å，と3.35Åおよび4.0～3.7Åと3.2～2.9Åに回折線をもつがそれはそれぞれ石英と長石類によるものである．各土壌間また土壌断面の各層位間にそれぞれ回折線の強度には差異がある．一般的に石英は表層で強度が強く，長石類は下層で強度がやや強化する傾向がある．なお土壌Aの下層および土壌Bの表層下層共に4.8Å付近に比較的鋭い強い回折線を示すがこれはギブサイトによるもので表層程その強度を増している．

b）示差熱分析結果: 土壌Aの粘土の示差熱曲線は150° 付近，300° 付近，570° 付近の吸熱ピークと900～920°の弱い発熱ピークを示し，表層では570°付近の吸熱ピークが下層に比べ鋭く非対称性が強く，900°付近の発熱ピークも鋭い．下層程570°付近の吸熱ピークが巾広くなり620°付近に弱い吸熱ピークを示し900°付近の発熱ピークの前に弱い吸熱ピークを示す．これらの結果は表層ではハロイサイドが優勢であり，下層ではモンモリロナイトが優勢なことを示すものであろう．300°付近の吸熱ピークはギブサイトによるもので下層ほどその面積を増していることはX線回折結果とよく一致して下層程ギブサイト含量の多いことを示している．

土壌Bの示差熱曲線においては150°付近の吸熱ピークが570°付近の吸熱ピークより大きく，570°の吸熱ピークは土壌Aの表層土のそれと似ている．これらのことはこの粘土がX線回折結果よりみてモンモリロナイトや加水ハロイサイトを含んでいないことからアロフェンとハロサイトを含むことを示唆しているものであろう．また300°付近の吸熱ピークは表層ほど大きく土壌Aと同様ギブサイトによるものであろう．そして表層土および最下層土でアロフェン，ギブサイトの含量の増加が推定される．

土壌C，E，Fの粘土の示差熱曲線は土壌間，土壌

Table 7 Mineralogical characteristics of some paddy soils

Soil number	primary minerals		Secondary minerals		
	Dominant	Medium	Dominant	Accesary	
A	Qu, Pl		Mt, Ha	14Å, Il	Decrease of Mt in surface soil
B	Qu, K-F, Bi	Am, VG	Ha, All, Gib	14Å	Increase of All and Gib in surface soil
C	Qu, Pl		Il, 14Å, Ha		Small amount of Gib are found in surface soil
D	ibid		ibid		
E	ibid		ibid		
F	ibid		ibid		
G	ibid		14A, Ha		
H—1	ibid		Il, 14Å Ha		
H—2	ibid		ibid		
H	Qu, K-F	Bi	Ha, 14Å	I, Gib	
J	ibid	ibid	ibid	ibid	
K	Qu, Pl	Am, Py	Mt	Ha	
L	ibid	ibid	ibid		
M			14Å, I, Ha		
N	Chl	Pl	Chl	Vr, Ha, Il	
O	Qu, Pl		Ha, 14Å, Il		
P	VG, PO	Pl, Py	All		

Qu : quartz, Pl : plagioclase, K-F : orthoclase and microcline, Bi: biotite, Am: amphyboles,
Py : pyroxenes, Chl : chlorite, VG : volcanic glass, PO : plant Opal
Mt : Montmorillonite, Vr : Vermiculite, Chl : Chlorite, Il : Illite, 14Å: 14Å mineral (Al-vermiculite)
Ha : Halloysite, All : Allophane, Gib gibbsite

断面の各層においてわずかの差はあるが，ほぼ同一の形状を取るとみなすことができる．すなわち150°付近の吸熱ピークと570°付近の幅広い対称性の強い吸熱ピークと920°付近の弱い発熱ピークから成立っている．この示差熱曲線の形状はイライトあるいはイライト—モンモリロナイトの混層鉱物のそれと似ているともいえるが最近多くの報告にみられる14Å 鉱物(A1—バーミキュライト)，イライト，ハロイサイトで構成されている粘土の示差熱曲線と非常によく似ている．[15) 16)]

土壌Fの粘土の示差熱曲線は最下層においては典型的なハロイサイトの示差熱曲線の形状を示し，表層では土壌E～Fのそれと同様な形状を示すが，なおハロイサイトの優勢を示すことが570°付近の吸熱ピークの鋭さや非対称性にうかがえる．

c）赤外線吸収スペクトル：赤外線吸収スペクトルは各土壌ともほぼ同一の形状をとり，それはイライトのそれと類似している．しかし土壌Fにおいては 11μ の吸光度が強化しており，ハロイサイトの赤外線吸収スペクトルに近い．ここにも土壌FがX線回折においては他の土壌とほぼ同じ結果をあたえてはいるがハロイサイトが優勢であることの証拠が示されていよう．

d）化学組成，カチオン置換容量，グリセロール保持量：表5，6からも明らかなように土壌Bの粘土の灼熱損失がやや大きく，カリ含量低く珪アルミナ比も低い．それにもかかわらず，常法で測定したカチオン置換容量が比較的高い値を示す．これらのこともこの土壌粘土がアロフェンを含むことを示すものであろう．

土壌D，Eはカリ含量が比較的多く珪アルミナ比も高い．そして表層において下層よりもカリ含量が減少し，珪アルミナ比が高くなり，カチオン置換容量やグリセロール保持量が表層で減少する現象は，X線回折や示差熱分析では明確にはつかめなかった風化過程を

示しているものであろう．すなわち，イライトの脱カリ反応，14Å 鉱物のハロイサイトへの変化，粘土鉱物の分解による石英の見掛け上の濃縮などである．

一方湿田である土壌Fでは化学組成においては土壌D，Eとほぼ同じような傾向を示すが，カリ含量が下層で減少していることなど風化による洗脱作用が最下層で最も強く起っていることを示すものであろう．

土壌Aにおいて粘土のグリセロール保持量が下層で大きく表層で減少するのは，今までの結果とよく一致するものであろう．

以上の結果を総括すると次のようであろう．

土壌A：下層はモンモリロナイト，非膨脹型14Å 鉱物を主成分としイライト，ハロイサイト，ギブサイトおよび少量の石英，長石類を含むが，表層ではモンモリロナイト，非膨脹型14Å鉱物の減少，ギブサイトの減少，ハロイサイト，石英の増加がみられる．このような表層での粘土鉱物の退化が酸性腐植のはげしい洗脱作用によるものと考えられるが，砂の鉱物組成において，推察したように表層と下層との推積母材の年代的な相違による点もあろうかと考えられる．

土壌B：全層を通じてアロフェン，ハロイサイト，ギブサイトを主成分に，イライト，14Å 鉱物，石英，長石類を副成分としているが，その各層位における組成変化は母材推積の様式が複雑なため土壌Aよりさらに複雑ではあるが，表層でのアロフェン，ギブサイトの増加ははげしい酸性腐植の洗脱による土壌生成の過程に起った風化作用の結果であろう．

土壌C～E：各土壌とも全断面を通じて14Å鉱物，イライト，ハロイサイトを主要成分とし少量の石英，長石類を含む．そして表層にのみごく少量のギブサイトを含む．この結果および化学分析結果の項で推定したように，土壌化作用に伴う風化作用は土壌A，Bにみられるほど強くはなくX線回折や示差熱曲線には明らかでないが，表層で粘土鉱物の退化，破壊が起っている．

土壌F：土壌C，D，Eとほぼ同一の鉱物組成をもつと推定されるが，各層位共特に最下層でハロイサイトが優勢のようである．この最下層でハロイサイトが特に優勢である原因が堆積母材の相違か，風化作用の結果か明らかでない．

2，3の水田表層土の鉱物組成
（土壌G，H，I，J，K，L，M，N，O，P）

1　砂の鉱物組成：土壌G，H—1，H—2の砂はこれら土壌の位置からも当然古生層頁岩，チャートの風化物の堆積物を母材とする土壌の砂の鉱物組成と同様である．一方土壌I，Jでは花こう岩風化物の扇状堆積物を母材としているので，黒雲母やカリ長石が今までの土壌にくらべ砂中の含量が多い．土壌K，Lの砂は角閃石類，輝石類などの易風化性重鉱物が多く，土壌Nではクロライト含量が高い．また土壌Pでは火山ガラスや植物起源オパール含量が高く，土壌M，Oでは土壌Cなど古生層頁岩チャート風化物を母材とする土壌の鉱物組成と類似している．これらの結果は砂の鉱物組成の特徴がそれぞれの地質系統を表わしていることを示している．

2．粘土の鉱物組成：a）X線回折結果：土壌C，Dと位置もほぼ同じ，母材も同一と思われる土壌H—1，H—2や，細砂の鉱物組成をほぼ同じくする土壌M，Oの粘土のX線回折結果は土壌C～Eと回折線の強度はやや異なる場合もあるがほとんど類似している．土壌H—1とH—2は相接する水稲収量のかなり違う水田であるがそのX線回折結果には相違がみとめられない．土壌Gは土壌H—1などと同じく古生層頁岩チャート風化物を母材とするが，X線回折結果はかなり異なり10Å の回折後はほとんど認められなくなり，7Å の回折線が強まっている．花こう岩を母材とする土壌I，Jの粘土は土壌Gと類似したX線回折結果をあたえている．土壌Nの粘土は回折線の位置は土壌Hなどとほぼ同じであるが各回折線とも鋭くなっている．以上の土壌の粘土はグリセロール処理や置換性カチオンを変えても回折線の位置を変えない．それゆえ14Åの回折線は非膨脹型14Å鉱物により，10Å，7Å の回折後はそれぞれイライトおよびハロイサイトによるものであろう．一方土壌K，Lの粘土は10～15Å に幅広い回折線のみを示し，グリセロール処理により17.7Åに回折線を大部分移行する．これらのことは粘土がモンモリロナイトを主成分としていることを示している．土壌Pの粘土は回折線をあたえない．

b）示差熱分析：土壌G，H，土壌I，J，O土壌K，L，M，Nの粘土はそれぞれの示差熱曲線が類似している．土壌G，Hでは土壌C，D，Eの示差熱曲線と比較的類似しているが620°付近に吸熱の肩をもつ点で相違し土壌Aの下層の粘土のそれと類似する．この事実は土壌G，Hが14Å 鉱物，イライト，ハロイサイトの他にモンモリロナイトの存在を示すものであろうか．土壌I，J，Oの示差熱曲線は土壌Fのそれに似ておりハロイサイトの示差熱曲線に近くハロイサイトの優勢が示されている．土壌K，L，M，Nは 100～200° の吸熱ピークが500～650° の吸熱ピークより強く，500～650° の吸熱ピークの幅が非常に広い．これはイライト－モンモリロナイト混層鉱物の示差熱曲線と類似している．土壌Pの示差熱曲線はアロフェンによるものと解釈される．

c）赤外線吸収スペクトル：土壌P，土壌Nの赤外線吸収スペクトル以外は 11μ 付近の吸収の強度をやや

異にするのみで大差がない．土壌Pの赤外吸収スペクトルはアロフェンのそれと全く一致し，土壌Nのそれは蛇紋岩風化土の粘土（クロライトとハロイサイトで構成される）のそれとよく似ている．土壌H，I，J，Oにおいてハロイサイトの優勢が認められる．土壌G，K，L，Mの赤外線吸収スペクトルはイライト，モンモリロナイトのそれと似ている．

以上の結果から各土壌の粘土の鉱物組成を推定すれば次のようであろう．

土壌G：非膨脹型14Å鉱物，ハロイサイトで構成され，14Å鉱物が優勢である．

土壌H：イライト，14Å鉱物，ハロイサイトで構成されイサイトが優勢である．

土壌I，J，O：ハロイサイト，14Å鉱物，イライトで構成されハロイサイトが優勢である．

土壌K，L：モンモリロナイト，イライト－モンモリロナイトの混層鉱物で構成されている．

土壌N：クロライト，バーミキュライト，イライトで構成されている．土壌P：アロフェンを主成分鉱物とする．

農試圃場の粘土の鉱物組成は原田らの報告[17]と一致している．

同一母材から生成された水田土壌と畑または森林土壌の粘土鉱物

今まで述べてきたように水田土壌の粘土鉱物はその生成過程における風化の差異により出現する粘土鉱物の相違より，母材の相違による粘土鉱物の分布の差異が大きいことが推定される．そこで土壌生成作用の全く異なる水田土壌と畑土壌または森林土壌において母材を同じくする場合の粘土の鉱物組成を比較してみる．

供試した土壌の1例は京都市伏見区の古生層頁岩，チャート風化物の洪積世唯積物を母材とする水田と相となれる樹令約100年の茶園土壌であり，1例は愛知県三河地方の花こう岩風化物を母材とする水田と森林土壌である．そのX線回折結果と示差熱曲線を図5，6にそれぞれを示す．

この結果からもわかるように，構成粘土鉱物は水田と畑あるいは森林土壌の間に差異はなく，伏見の土壌にあってはイライト，ハロイサイト，14Å鉱物であり，三河地方の土壌にあってはハロイサイト14Å鉱物および少量のイライトである．しかしその量的な変化をX線回折像における回折線の強度や示差熱曲線におけるピーク面積から推定すれば次のようにいえよう．伏見土壌の水田にあっては表層と下層に著しい差異は認められないが，示差熱曲線における550°付近の

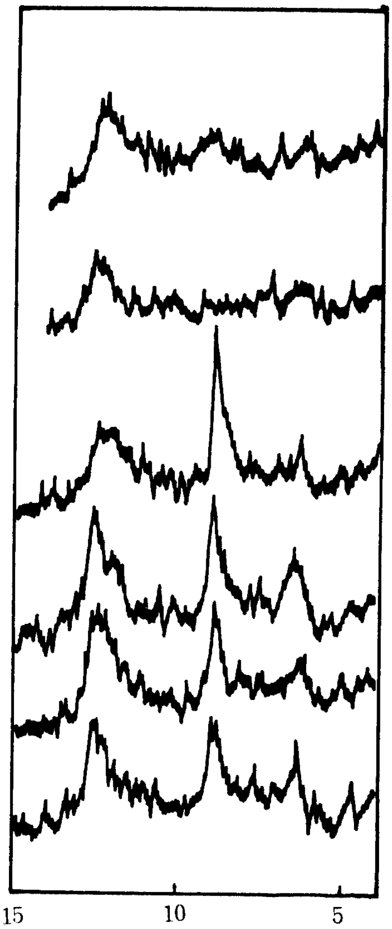

Fig 5 X ray diagrams of random oriented Ca-clays

吸熱ピークが表層で強く大きくなっていることから下層に比べて表層でのハロイサイトの優勢が，またX線回折における14Åの回折線が表層で鋭く強くなっていることから下層に比べて表層での14Å鉱物の優勢が認められる．一方茶園土壌にあっては水田土壌に比べイライト含量の高いことがX線回折の10Åの回折線が強いことからうかがえ，表層で14Å鉱物とハロイサイトの優勢が14Å，7Åの回折線の強度から推定される．三河地方の土壌にあっては，森林土壌が水田土壌に比べてギブサイトやハロイサイトが優勢であることが推定される．

14Å鉱物の検討

今まで述べてきたように14Å鉱物の存在は京都市近郊の水田土壌中には母材，土壌型の如何を問わず認められる．この14Å鉱物の basal difiraction はグリセロール処理をしてもまた置換性カチオンを変えても全く変化しないそれゆえこの14Å鉱物は多分クロライト様あるいはバーミキュライト様の構造をもつものと考えられる．そして一般に粘土中のマグネシウム含量は低

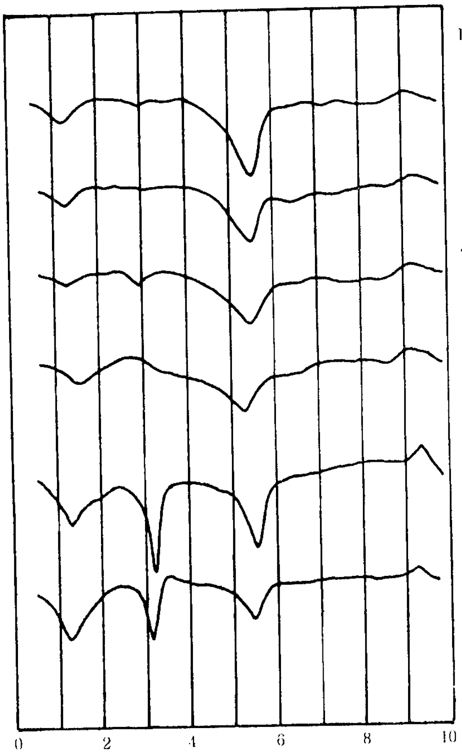

Fig. 6 Differential Thermal Curves of Ca-clays.

いのでクロライトやバーミキュライトを多くを含むとは考えられない．この14Å鉱物に関しての最近非常に多くの報告がありその検討がなされているがここでは最良の方法ではないが迅速に行える Rich[18]のN—塩化カリと 0.1N塩酸の混合溶液で処理する方法を採用し，その処理後にX線回折を行ったその結果の代表例図7のようである．すなわち塩化カリ-0.1N塩酸処理により多くの粘土は14Åの basal diffraction を一部10Åに収縮し10Åの回折線の強度を強め一部は14Åに回折線を残し14Åの回折線強度を弱めたX線回折図を示す．一方N塩化カリ処理の粘土のX線回折線はCa-粘土のそれとほとんど変化がない．また060の回折線は1.49Åに比較的強く表われる．これらの結果はこの14Å鉱物の主体が二八面体バーミキュライトで，層間にギブサイト様の水酸化アルミニウムの八面体層をはさんでいるものと考えられる．一方土壌Nの粘土ではN—塩化カリ処理とN—塩化カリ 0.1N塩酸処理で全く同様なX線回折像を示す．すなわちCa-粘土のそれに比べ処理粘土では10Åの回折線を強め14Å，7Åの回折線を弱めており，これはこの粘土がクロライトとバーミキュライトより成ることを示すものであろう．

論　議

ここに供試した試料は京都市近郊のすべての水田土壌を代表するものではないが，この地区に見られる基本的な土壌型はすべて含まれており，わが国における鉱質水田土壌のおもな土壌型を含んでいるといえよう．また母材の面からも古生層頁岩チャート風化物および花こう岩風化物を母材とするものを含み，この地区の母材を代表している．このことは母材として堆積岩および火成岩風化物を代表するものと云えよう．それゆえ土壌中の鉱物の分布から母材の地理的分布を求めること，土壌断面の各層位を試料とした場合に鉱物組成の変化から土壌生成に伴なう鉱物の風化過程を推定することはわが国の水田に対して普遍的な意味をもつものといえよう．

表7に砂および粘土の鉱物組成の特性を示す．砂の鉱物組成は各土壌とも断面を通じてほぼ同じであるが土壌間には母材の相違を反映して異っている場合もある．一般に火成岩を母材とする土壌の砂にあっては黒雲母，カリ長石，角閃石を堆積岩を母材とする土壌の砂より多く含み，両者を混合したような母材と思われる土壌にあっては黒雲母含量のみを増している．これらの結果は土壌の位置から推定される母材とよく一致しており，1地域内では土壌の母材は砂の鉱物組成の特徴によって推定しうることを示すものであろう．各土壌とも断面を通じて細砂の鉱物組成に大きな変化がみられないことは，水田土壌生成の過程においては特別の場合を除いてはげしい風化作用の起らないことを示すものであろう．しかし砂の粒径分布や，砂中の指標鉱物の含量比などを各層位について比較すると，全断面を通じて必ずしも同じではなく各層位が類似の鉱物組成はもっているが全く同一ではないことが推定される．この結果は沖積あるいは洪積層にある水田土壌にあってほぼ同じ鉱物組成をもった物質の数回にわたる堆積物を母材としていることが想定される．

土壌の粘土鉱物の組成が母材と密接な関係をもっていることは当然であるが，京都市近郊の水田土壌にあっても粘土の鉱物組成は母材と関係深い．古生層の堆積岩地帯を流域にもつ河川により運搬された堆積物はその地域の森林土壌中で生成された粘土を含む．それらの粘土が非膨張型，膨張型14Å鉱物，ハロイサイトおよびイライトであることはすでに報告した[5]．それゆえ土壌C，D，E，G，Hの主要な粘土鉱物も同種のものであるが，水田土壌においては森林土壌におけるよりもイライト含量が高い．しかし土壌Gにおいては森林土壌の鉱物組成に近く，その原因としてこの土壌が扇状堆積物を母材として地形的に排水良好で地下

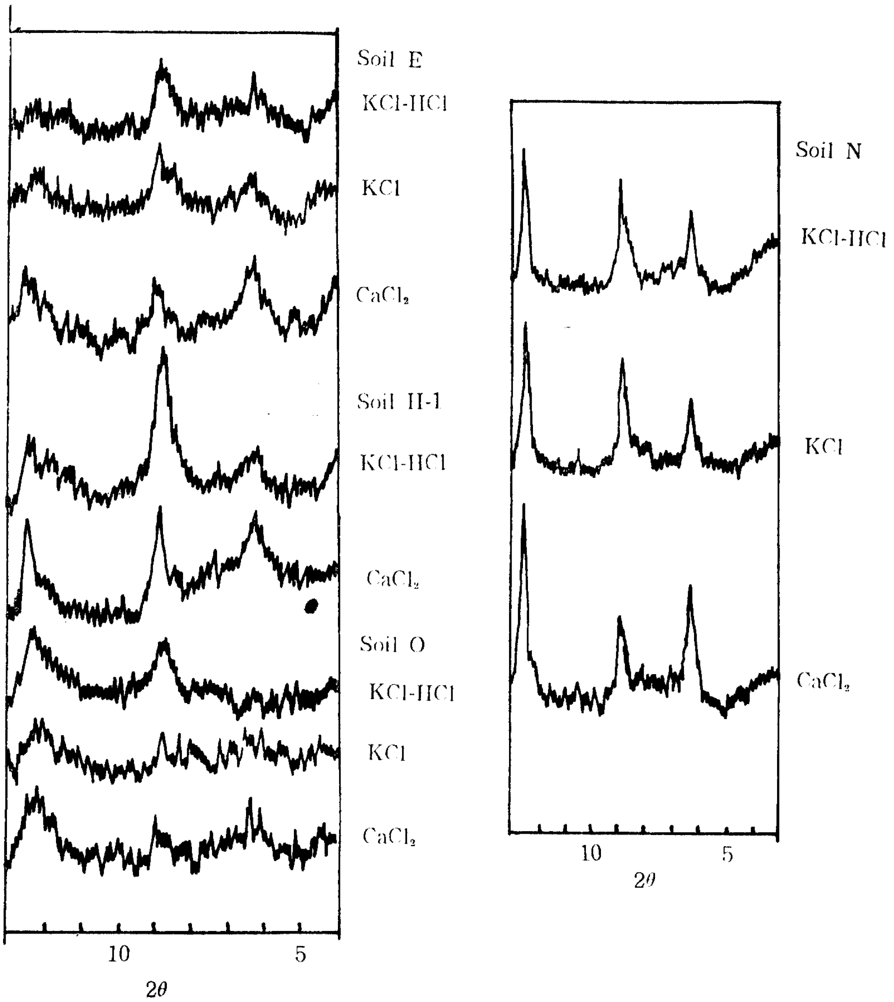

Fig. 7 X-ray diffraction patterns of defferated clays treated with various solution (Randamly oriented specimens)

水位が低いため，なお森林土壌的な性格が強いためではないかと思われる．それに反し土壌C，D，E，Hでは堆積時に湛水下にかなり長時間放置されその間にKの固定を行ってイライトの再生が行われたのではないかと考えられる．土壌Aではその付近の森林土壌と同様な鉱物組成を示しているが，それはこの土壌がはげしい酸性腐植による洗脱作用を受けていてそれが森林土壌におけると同様な風化作用を起している原因となっているためであろう．一方土壌I，Jはその粘土の主要成分はハロイサイドで，14Å 鉱物もかなり含む．花こう岩を母材とする赤黄色土の粘土はハロイサイトと少量の14Å 鉱物で構成されていることは菅野ら[11]，船引ら[19]，著者[2]らによって明らかにされているが，その結果として赤黄色土地帯の水田土壌の粘土も同様な鉱物組成をもつものであろう．土壌Bでは火山灰から生成されたと思われるアロフェンと花こう閃緑岩から生成されたと思われる14Å 鉱物，ハロイサイトとで粘土は構成されている．湿田である土壌Fでは，その母材は赤黄色土地帯の古生層頁岩風化物であってその中にはハロイサイトを主成分とし14Å，イライトを副成分とする粘土を含んでいるため，粘土はハロイサイトの優勢が認められるものであろう．

非膨脹型14Å 鉱物がどの粘土にも多少とも含まれており，それはバーミキュライト様構造をとる層格子間にギブサイト層をはさんだいわゆる Al— バーミキュライトである．この結果は2：1型粘土鉱物の層格子間における水酸化アルミニウムの放出や吸着が酸化還元系——水田状態と畑状態の繰り返し——において粘土鉱物の変化となって表われるという内山らの報告と対比すると興味ある問題を投げかけている．

一般に土壌生成の過程での鉱物の風化過程を考察することは土壌断面における母材の均一性が常に存在するとは限らずまた土壌生成作用が起ってからの経過年次が明らかでないことなどにより非常に困難である．特に水田においては母材の更新が河川のはんらんにより，比較的近年まで行われているため母材の均質性が

求めにくく，また水田化に伴なう環境の変化が著るしくないためその考察はなお困難であろう．しかし内山らの研究によれば[21) 22) 23) 24) 25) 26)]唯1回の酸化還元の繰り返しで粘土鉱物の質的変化がわずかではあるが起るとされている．しかしここに用いたような定性的，半定量的な鉱物組成の決定法では母材の不均一な，水田化されてからの年次の長くない，また風化作用のはげしくない水田にあっては鉱物の風化過程を推定しうるような鉱物組成の変化を認めえないであろう．しかし，児島湾干拓地のように海水下にあった土壌母材が水田化することによって淡水の影響化におかれるような環境のはげしい変化をもたらす場合には容易にその鉱物の風化過程を推察しえている[27)]．京都市近郊の水田土壌にあっても土壌A，Bのように酸性腐植によるはげしい洗脱作用を受けている土壌にあっては表層での易風化性重鉱物の減少や粘土鉱物の退化，破壊をX線回折や示差熱分析なども推定しうるが，土壌C，D—E，Fのような土壌にあっては化学分析結果や，粘土の物理化学的性質の変化にわずかに粘土の退化，破壊を推定しうるのみである．

しかし一例ではあるが隣接する水田と茶園土壌にあってはその鉱物組成にかなりの相違のあることをX線回折や示差分析においてみとめている．その結果は両者がほぼ同じ鉱物組成をもち，最もイライト含量の高いと思われる茶園下層土を母材の粘土鉱物を代表すると考えれば水田における変化は層全体（表層も下層）或る程度同じような変化を受けているのに反し茶園土壌にあっては表層においてのみはげしく変化しているものと思われる．変化の方向は水田，茶園土壌共にイライトから非膨脹型14Å鉱物に14Å鉱物からハロイサイトへの変化が起っていることが推定される．これらのことも水田土壌における鉱物の風化過程の推察を困難にしている原因であろう．

土壌の生産力に関する因子は非常に多い。土壌の鉱物組成が土壌の生産力を支配する直接的な因子でないことは多くの研究者により知られている．ここに得られた結果もこの事実と全く一致する．しかし京都市近郊の水田土壌の粘土がイライト，14Å鉱物，ハロイサイトで構成されている土壌ではハロイサイトを粘土の主成分としている土壌に比べ生産力の大きい傾向は認められる．このことは著者らが珪酸の土壌の供給力の判定に砂および粘土の鉱物組成を用いた結果[28)]からも類推することができる．

謝辞： 本研究を行うに当っては京都大学農学部川口桂三郎教授のご懇切なご指導をえ，また機器分析に当ってはご便宜をあたえられた．記して厚く感謝の意を表する．

文　献

1) 川口桂三郎・松尾嘉郎 (1955)：土肥誌，**25**：232.

2)—3) 同上　同上 (1955)：同上，**26**：29, 391.

4) Kanno, I. (1957) : Soil and Plant Food, **2** : 148.

5) 服部共生・川口桂三郎 (1959)：京大食研報告，**22**：40.

6) Jackson, M. L. (1956) : Soil Chemical Analysis, Advanced course, p. 331.

7) Hseung, Y., C.E. Marshall and H. H. Kruskorf (1949) : Soil Sci. Soc. Amer. Proc., **14** : 311.

8) Barshad, I. (1955) : Chemistry of Soils. p.l, Reinhold Pub.

9) 服部共生・川口桂三郎・古井憲良 (1959)：土肥誌，**40**：333.

10) 増井淳一 (1955)：土肥誌，**25**：268.

11) 菅野一郎 (1961)：九州農試彙報，**7**：187.

12) 加藤芳郎 (1962)：粘土科学の進歩，**4**：311.

13) Smithson, F. : J. Soil Sci., **7** ; 122.

14) 菅野一郎 (1961)：九州農試彙報，**7**：1,

15) 加藤芳郎 (1961)：土肥誌，**32**：328.

16) 江川友治・佐藤昭夫 (1962)：粘土科学の進歩，**4**：239.

17) 原田登五郎・橋本秀教・湯本利信 (1960)：農技研報，B**10**：81.

18) Rich, C.I. and S. S. Obenshain (1955) : Soil Sci. Soc. Amer. proc., **19** : 334.

19) Funabiki, S. and T. Sakamoto (1958) : Memories Ehime Univ. Section, **3** : 157.

20) 服部共生：未発表.

21) 内山修男・鬼鞍　豊 (1955)：土肥誌, **25**：291.

22)—26) 同上・　同上 (1956)：同上, **26**：318, 471, **27**：207, 275, 317.

27) Kawaguchi, K., T. Hattori and T. Waki (1957) : Soil and Plant Food, **4** : 7.

28) 川口桂三郎・服部共生(1957)：粘土科学の進歩，**1**：283.

Summary

The mineralogical studies of paddy soils near Kyoto City were made and the relationships between the mineral weathering and soil forming processes and also those between the soil productivity and mineralogical compositions of soils are discussed.

The results obtained indicate that the mineralogical compositions of soils are related to the parent materials and not to the soil types. All soils contain illite, non-expanding 14Å mineral and halloysite, but the quantities vary according to the origns of parent materials. And the clay contain dominantly montmorillonite and allophane respectively in Soil A and B taken from the mountainous area in the northern part of Kyoto. Non-expanding 14 Å mineral may be dioctahedral vermiculite which sandwiches gibbsite layer between the layer lattices and chlorite. The mineral weathering processes in sample soils cannot be inferred from variations in mineralogical composition of profile samples, because of the considerable differences of parent materials even in a profile as well as the ambiguity of the elapsed years after the land reclamation to the paddy fields.