

南西諸島の土壌に関する研究

5. 奄美群島の琉球石灰岩に由来する土壌の粘土鉱物について

小林 嵩*・品川 昭夫
宮内 信文・中野 篤浩

Studies on the Soils of the Nansei Islands in the Subtropical Region of Japan

5. Clay Minerals of the Soils derived from Ryukyu Limestone of the Amami Islands.

Takashi KOBAYASHI, Akio SHINAGAWA, Nobufumi MIYAUCHI
and Atsuhiko NAKANO

(Laboratory of Soil Science)

1. 緒 言

前報¹⁾に続き、奄美群島に広く分布する琉球石灰岩に由来する土壌（以下本文では石灰岩質土壌と記す）の粘土鉱物についての研究成績を報告する。

琉球石灰岩についての知見²⁾³⁾⁴⁾を要約すると次のようになる。「琉球石灰岩は、琉球列島、奄美群島に広く分布し、珊瑚石灰岩とも称され、鮮新世後期から更新世初期の造礁珊瑚類を主体とした白色～淡黄色の堅硬緻密な石灰岩よりなっている。時には孔隙に富んだ粗しような部分、有孔虫殻のみよりなる砂層の部分、又非石灰質の砂層の部分もある。一般に、石灰岩は古期のもの程固結し、最古期のものは各島とも再結晶化が進んでおり、固結度や再結晶の程度は南方の島程著しい。」

石灰岩質土壌は奄美群島の喜界島、徳之島、沖永良部島、与論島に広く分布し、奄美大島では小面積しか存在しない。石灰岩質土壌の分布と理化学的性質については既に報告した⁵⁾⁶⁾。一般に、土壌反応は中性付近で、塩基飽和度が高く、遊離炭酸石灰を多少とも含む。しかし標高の高い場所あるいは台地頂上部の石灰岩質土壌には、塩基の溶脱が著しく、酸性反応を示すものもある。

徳之島では、地質図では琉球石灰岩地域と示されていても土壌は酸性反応を示すことが多い。これは石灰岩質土壌の酸性ではなく、石灰岩質土壌を被覆している国頭礫層から生成した土壌の酸性による場合が多い。

石灰岩質土壌の粘土鉱物組成を知ることは、石灰岩

質土壌の生成過程を調べる上に重要である。又、石灰岩質土壌地帯は奄美群島の主要な甘蔗生産地であるから、構成粘土鉱物の解明は、甘蔗畑管理の基礎資料を得ることにもなる。これら両目的から研究を行ない一応の結果を得たので報告する。

II. 供 試 土 壤

喜界島より4カ所6点、沖永良部島より1カ所2点、与論島より2カ所3点、徳之島から1カ所1点計12点の土壌を供試した。土壌採取地は、古生層、国頭礫層に由来する土壌の混入および被覆が認められない場所を選んだ。従って、徳之島33—1 (T 33—1) は、地質図で琉球石灰岩地帯となっている地域の代表的試料ではなく、徳之島で他の地層の諸岩石の影響を受けていない石灰岩より生成した土壌を意味する。T 33—1以外の土壌の理化学的性質は既報⁶⁾に述べたが、概略を再記すると第1表の通りである。

III. 実 験 方 法

供試粘土の調製、化学分析、X線分析、示差熱分析は第1報⁷⁾、第4報¹⁾と同じである。

Mg-還元法により土壌から溶出する部分は、過酸化水素処理により有機物を分解した土壌を、JEFFRIES⁸⁾が記したMg-還元法で処理し、溶出した部分に過塩素酸を添加して沸とうさせ砒酸塩を分解すると共に珪酸分離⁹⁾、SiO₂は重量法で定量し、濾液は冷却して過塩素酸カリを濾別した後Fe₂O₃とAl₂O₃を定量した。

* 前鹿児島大学教授 現在南九州大学教授

第 1 表 供 試 土 壤
Table 1. Soil samples used

試料番号 Sample No.	深 さ Depth cm	地 形 Topography	地 目 Land classification	採 取 地 Sampling locality	粘土含量 Clay content %	土 性 Texture	pH (KCl)
K 5—1	0~10	段 丘 Terrace	甘 蔗 畑 Sugar cane field	喜界町, 志戸桶 (喜界島) Shidooke, Kikai-cho (Kikaijima)	30.6	LiC	7.4
K 9—1 K 9—3	0~20 50~90	"	草 地 Grass land	喜界町, 羽 里 (喜界島) Hazato, Kikai-cho (Kikaijima)	30.4 45.2	" HC	7.2 6.8
K 2—1	0~40	"	林 地 Forest	喜界町, 長 嶺 (喜界島) Nagamine, Kikai-cho (Kikaijima)	43.7	LiC	4.1
K 13—1 K 13—3	0~20 35~70	"	草 地 Grass land	喜界町, 百ノ台 (喜界島) Hyakunodai, Kikai-cho (Kikaijima)	54.5 62.9	HC "	4.1 4.0
O 16—1 O 16—3	0~13 60~90	山 地 Mountain	"	知名町, 大山(沖永良部島) Oyama, China-cho (Okierabujima)	84.9 94.6	" "	7.1 6.2
Y 12—1 Y 12—3	0~25 55~80	段 丘 Terrace	水 田 Paddy field	与論町, 茶 花 (与論島) Chabana, Yoron-cho (Yoronjima)	55.1 57.4	" "	6.8 6.9
Y 3—1	0~25	"	甘 蔗 畑 Sugar cane field	与論町, 城 (与論島) Gusuku, Yoron-cho (Yoronjima)	42.1	SiC	6.4
T 33—1	0~10	丘 陵 地 Hilly	林 地 Forest	伊仙町, 東犬田布(徳之島) Higashiimutabu, Isen-cho (Tokunoshima)	20.5	CL	6.8

第 2 表 粘土 (<2 μ) の化学的性質 (脱鉄試料)
Table 2. Chemical characteristics of the deferrated clays (<2 μ)

Sample No.	-H ₂ O %	+H ₂ O %	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	CaO %	MgO %	K ₂ O %	Na ₂ O %	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / R ₂ O ₃	CEC me/100g	Amor-* phous matter %
K 5—1	4.99	11.12	39.87	27.48	3.98	0.95	5.98	2.38	0.88	2.46	2.55	51.43	16.2
K 9—1 K 9—3	6.06 6.04	9.48 11.96	41.94 39.53	30.44 32.27	3.92 3.13	0.14 0.16	0.38 0.32	2.16 1.85	2.27 1.84	2.33 2.05	2.16 1.93	51.22 55.24	28.2 36.8
K 2—1	6.08	10.98	38.87	32.77	2.94	0.25	2.51	1.14	1.71	2.01	1.91	41.18	27.0
K 13—1 K 13—3	5.45 7.28	10.94 10.03	38.05 38.60	33.73 33.03	5.30 5.05	0.12 0.11	0.21 0.34	1.67 1.34	2.56 2.33	1.92 1.98	1.75 1.80	47.51 43.01	30.6 41.2
O 16—1 O 16—3	7.40 6.85	9.35 10.65	43.18 41.50	32.48 30.96	2.87 5.63	0.62 0.63	1.08 1.17	1.92 1.81	0.84 0.75	2.36 2.28	2.14 2.04	43.27 47.08	12.9 13.1
Y 12—1 Y 12—3	3.98 5.64	11.32 11.64	41.45 40.92	31.97 31.28	3.30 3.03	0.37 0.40	1.55 1.68	1.93 1.90	2.47 1.92	2.20 2.20	2.06 2.07	51.10 42.37	14.9 18.5
Y 3—1	6.53	9.34	42.78	28.70	3.05	0.71	1.27	2.39	2.40	2.53	2.34	48.32	16.1
T 33—1	5.52	11.87	36.30	35.52	3.18	0.30	1.16	1.18	2.61	1.73	1.64	47.25	33.9

* Content of the dissolved matter with 0.5 N NaOH in the clay. oven dry basis

IV. 実験結果および考察

第 2 表に, 脱鉄処理した粘土試料の化学的性質を, 第 3 表には Mg-還元法により土壌から溶出する部分を, 第 1, 2 図には脱鉄した粘土の定方位試料の X 線

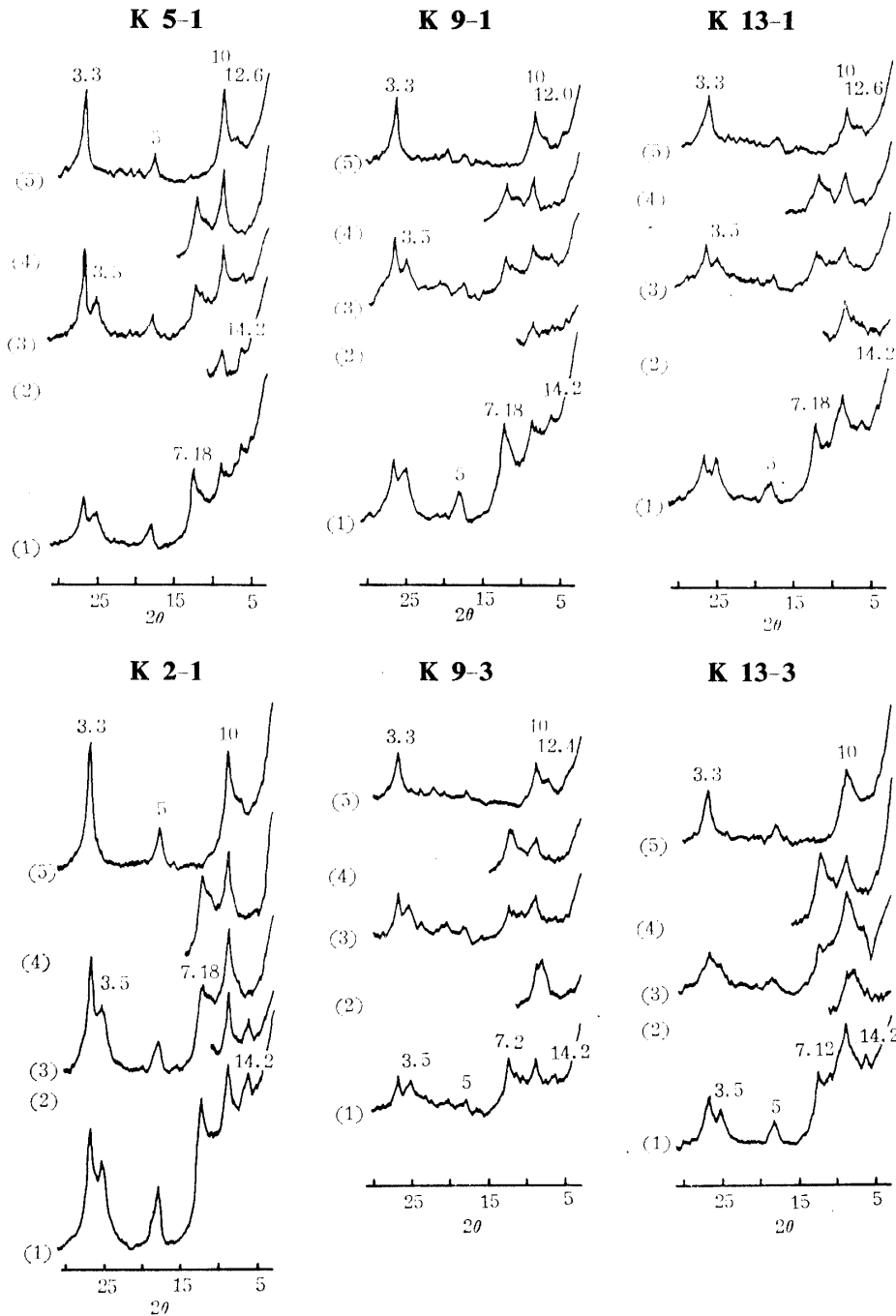
スペクトル図 (XRD 図) を, 第 3 図には脱鉄処理しない粉末粘土試料の XRD 図を, 第 4 図に脱鉄しない粘土試料の示差熱曲線 (DTA 曲線) を, 第 5 図には沖永良部 16 (O 16) の母材の粉末試料の XRD 図をそれぞれ示した。

1. 石灰岩質土壤の粘土鉱物

第2表の成績に見る如く、供試粘土の珪ばん比は1.7~2.5で、陽イオン置換容量(CEC): 45~55 me/100 g であり、前報¹⁾の泥灰岩質土壤の粘土よりも2:1型鉱物が少ないと推定し得る。

第1図、第2図の Mg-clay の定方位試料の XRD

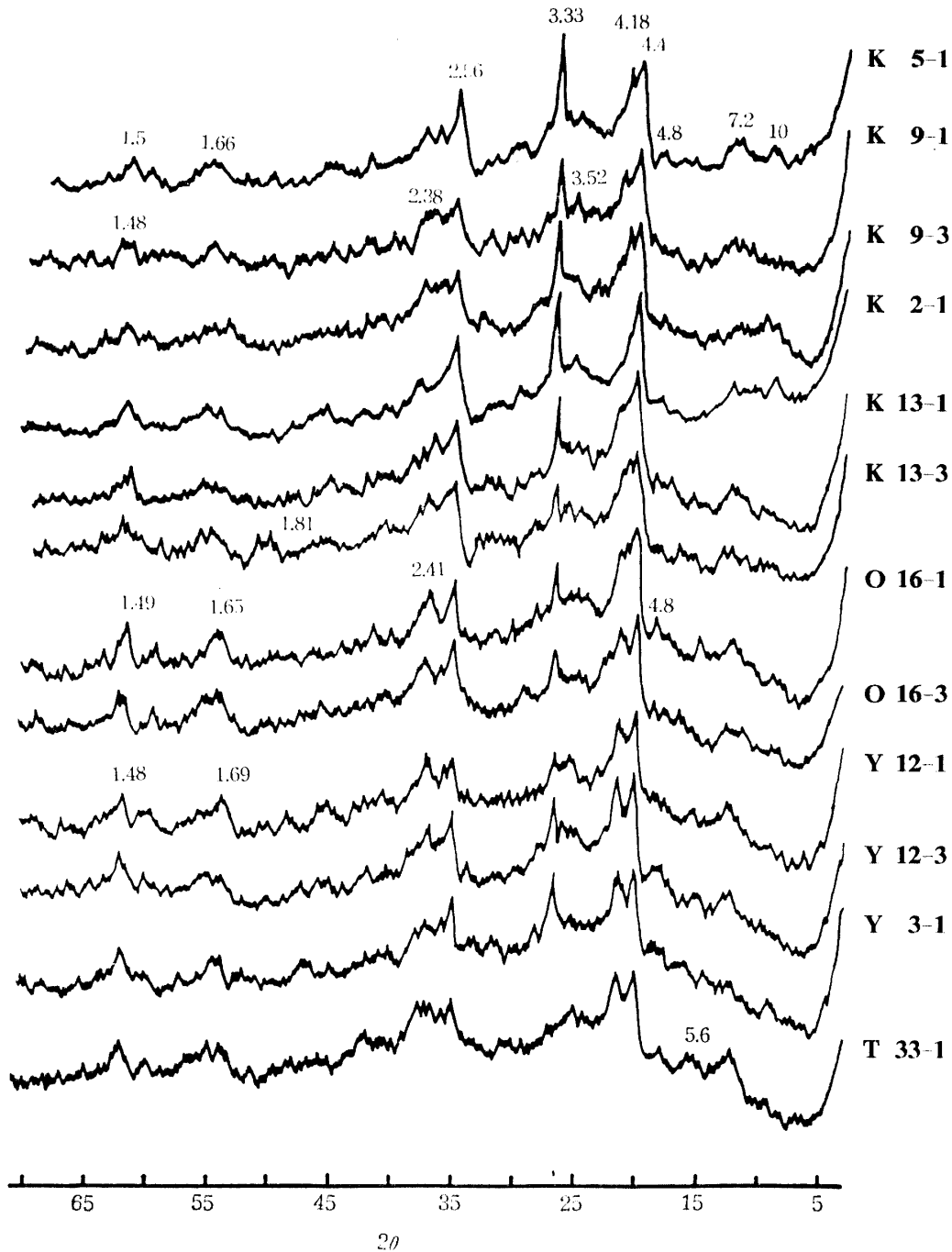
図には、14, 10, 7.2, 5, 3.33Åのピークが現われている。前報¹⁾と同様に、鉱物種間の K イオン効果、(第1, 2図の(3)), Glycerol による複合体生成能の差異、(第1, 2図の(2)), 加熱による層間水の脱離および構造破壊の差異(第1, 2図の(4)(5))等に基づく d (00l) 値の変動から、各ピークの帰属を



第1図 喜界島の琉球石灰岩に由来する土壤の粘土 (<2μ) の X線スペクトル (脱鉄定方位試料)

Fig. 1. Oriented X-ray diffractograms of deferrated clays (<2μ)

(1) : Mg-clay (2) : Mg-glycerol-clay (3) : K-clay 350°C
(5) : K-clay 550°C



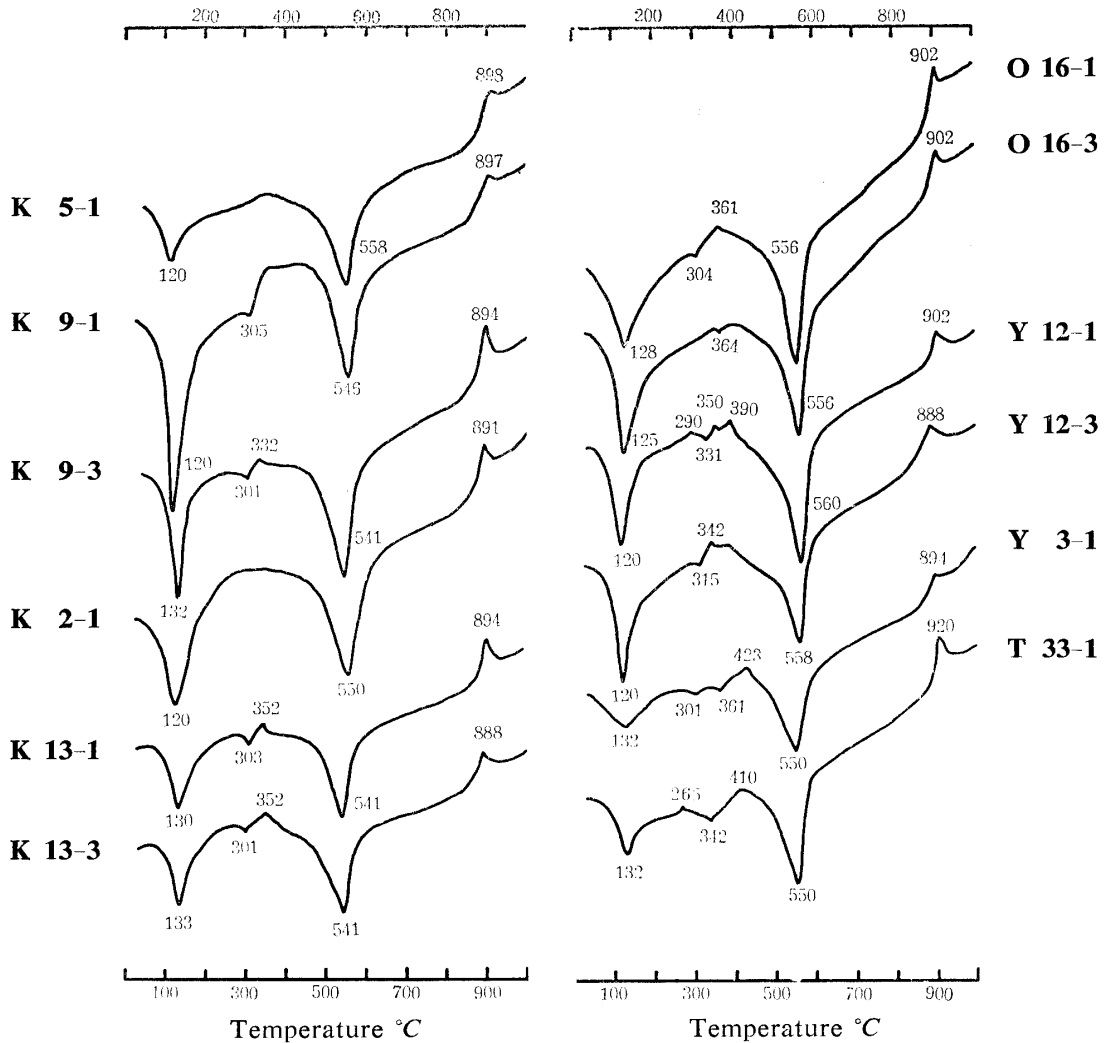
第 3 図 硫球石灰岩に由来する土壤のNa-粘土 ($<2\mu$) のX線スペクトル (粉末試料)

Fig. 3. Random powder X-ray diffractograms of Na-clays ($<2\mu$)

第4図の DTA 曲線の 550°C 付近の吸熱ピークの形は中広く、且つ非対称であり、 900°C 付近にも明らかに発熱ピークが認められる。両ピークはいずれもメタハロイサイトに基づくものである。 550°C 付近の吸熱ピークは、前報の喜界島の泥灰岩質土壤の粘土よりも強度が大である故に、粘土中のメタハロイサイトの含量は泥灰岩質土壤よりも多いと思われる。 300°C 付

近のギブサイトに起因する吸熱ピーク、 $300\sim 350^{\circ}\text{C}$ に現れる恐らくは鉄化合物に基づく発熱ピークも強くはない。

以上から、奄美群島の硫球石灰岩より生成した土壤の主要結晶性粘土鉱物は、メタハロイサイト、イライト、パーミキュライトで、Al-パーミキュライト、ゲータイト、ギブサイトが随伴することもあると考え



第 4 図 琉球石灰岩に由来する土壤の粘土 (<2μ) の示差熱曲線
 Fig. 4. D. T. A. thermograms of Na-clays (<2μ)

得る。

2. 表層土と下層土の相違

K 9-1 と K 9-3, K 13-1 と K 13-3, O 16-1 と O 16-3, Y 12-1 と Y 12-3 の如くそれぞれの採取地点の表層土と下層土を比較すると、土壤の粘土含量は明らかに下層土が多く (第 1 表), 粘土の珪藻比は表層土がやや大きいと同程度である。しかし粘土の非晶質部分は下層土の方が明らかに多い (第 2 表)。

本報では細砂の鉱物組成を示さなかったが、琉球列島の土壤では、表層土の細砂部分中の石英含量は下層土よりも多い⁷⁾。従って、著者らは、南西諸島の土壤で、下層土の粘土含量が表層土よりも多いことは、日本内地の赤黄色土についての菅野¹¹⁾の見解…下層土の方が表層土よりも風化が進行しているのではなく、表層土から下層土へ粘土の Illimerization に基づく…

第 3 表 土壤から Mg-還元法により溶解する量と溶解部の化学組成

Table 3. Amount of dissolved fraction with Mg - reduction method and its chemical composition

	Dissolved fraction				
	percent on air dry soil	percent on clay fraction	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / Fe ₂ O ₃	SiO ₂ / R ₂ O ₃
K 9-1	3.73	13.0	0.73	0.73	0.37
K 9-3	5.37	15.4	0.20	0.19	0.09
K 13-1	7.75	16.3	0.99	1.50	0.59
K 13-3	8.82	16.0	0.60	0.64	0.31
O 16-1	7.92	10.5	0.26	0.20	0.11
O 16-3	7.89	9.3	0.22	0.14	0.09
Y 12-1	3.68	7.2	0.36	0.47	0.21
Y 12-3	3.09	6.1	0.37	0.37	0.19

が適用できると考えている。

供試粘土の非晶質部分が表層土よりも下層土に多いのは、下層土の方が風化が進んでいるのではなく、粘土の構成成分のうち非晶質部分は結晶性鉱物よりも速かに下層へ移動すると考えたい。又、K 9, K 13, O 16, Y 12 のいずれの地点も、Mg-還元法により土壌から溶出する部分の珪ばん比、珪鉄比、珪鉄ばん比は粘土のそれよりも小さく、且つ、下層土の方が常に表層土よりも小である (第3表)。

よって、下層土の粘土の珪ばん比が表層土よりも小さいことは Illimerization に際して Al に富む非晶質部分が、結晶性鉱物よりも多い割合で下層に移行したことがその原因であると考えたい。

定方位試料の XRD 図 (第1, 2図) では、下層土の K 9-3, Y 12-3 は表層土の K 9-1, Y 12-1 よりも、10 Å ピークの 14 Å ピークに対する相対強度が強い。第3表の粘土の化学組成では、表層土の粘土の K_2O 含量が下層土よりも僅かに多いが、非晶質部分には K_2O は含まれないと仮定し、非晶質部分を除去した部分の K_2O 含量を見れば表層、下層はほぼ同じ K_2O 含量となる。よって、供試粘土中の 2 : 1 型鉱物のみを考えるとパーミキュナイトが表層にイライトが下層に多いと考え得る。

3. 石灰岩質土壌生成過程における問題点

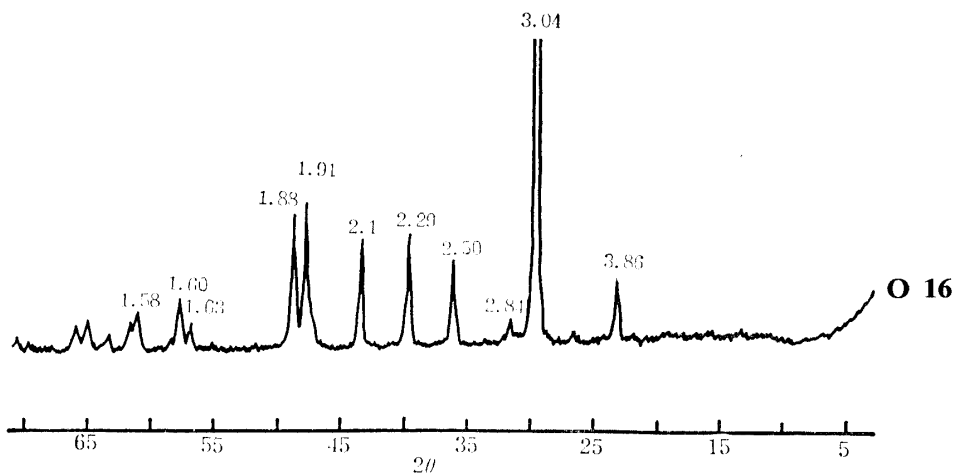
風化作用、土壌生成作用の進行に伴う粘土鉱物組成の変化を考察するために喜界島の表層土のみを比較する。K 5-1, K 9-1, K 2-1, K 13-1 は記載の順で粘土含量が増加し、土壌反応が酸性になり (第1表)、脱鉄粘土の珪ばん比、CEC が小になり、 K_2O と非晶質部分の含量が多くなっている (第2表)。さ

らに、土壌から Mg-還元法により溶出する量は、K 13の方が K 9 よりも多い (第3表)、よって、K 5, K 9, K 2, K 13 の順で風化作用、土壌生成作用が進行していると考えられよう。

しかるに、定方位試料の XRD 図の 14, 10, 7 Å の相対強度は K 5, K 9, K 2, K 13 の四者間に判然とした差異は認められない。粉末試料の XRD 図でも、K 2-1, K 13-1 は K 5-1, K 9-1 よりも 4.18 Å のおそらくゲータイトに基づくピークが非常に弱いことがわかるにすぎぬ。

次に、供試土壌を、酸性反応を示す K 13-1, K 13-3, K 2-1 の3点を中性反応を呈する他の9点との二群に分け、各群内で粘土含量、粘土の珪ばん比、CEC、非晶質物の含量、XRD 図に現われる主要鉄物のピークの強度などを比較しても、各群内での性質の共通点と両群間での性質の変化傾向は判然と見出し得ない。さらに又、Y 12-1, Y 12-3, T 33-1 は定方位試料の XRD 図で 7 Å ピークが他の試料に比し著しく強いので、粘土のメタハロイサイト含量が多いと考えられる。しかるに Y 12-1 と T 33-1 は、粘土含量 (Y 12-1 : 55%, T 33-1 : 20%) 粘土の非晶質部の含量 (15%, 30%)、粘土の珪ばん比 (2.2, 1.7) は著しく異なる。第5図の O 16 の母材の粉末試料の XRD 図には、3.04, 1.91, 1.81, 2.20, 2.1, 2.5, 3.86, 1.6 Å のカルサイトのピークのみが判然と現われ、他の鉱物のピークはほとんど認め得ない (O 16 以外の供試土壌の母材の XRD 図も O 16 と同様なピークを示すので省略した)。

奄美群島では、国頭礫層、琉球石灰岩層、島尻層、古生層、火成岩類の五母材から生成している土壌が多



第5図 土壌母材 (O 16) のX線スペクトル (粉末試料)

Fig. 5. Random powder X-ray diffractograms of parent material (O 16)

い。五者の中で琉球石灰岩は母材的には最も単純であるかの如く見えるが、石灰岩質土壌の風化物でも前記の引用例の如く、粘土含量、土壌反応、粘土の化学的性質等の一項目を指標としても土壌生成の進行程度あるいは二次鉱物組成変化を微細には察知し得ないことが多い。

粘土鉱物組成変化の様相に影響する因子は種々挙げられようが、奄美群島の琉球石灰岩質土壌の場合には、著者らは母材と地形を取りあげたい。

緒言でも述べたが、母材である琉球石灰岩にも堅硬緻密なものもあれば、孔隙に富むものもある。又、石灰岩層中には非石灰質物が挟まれていることも多い。従って、供試土壌の母材として採取した石灰岩が化学組成、鉱物組成、硬度等が全く同一であるとしても、その母材の上部にある土壌が採取した母材から生成したとは結論し得ない。何故ならば、すでに母材としての形を残していない部分に非石灰物質がどの程度含まれていたかは知り得ないからである。MOHR¹²⁾も述べているように、 CaCO_3 のみよりなる純粋な石灰岩が湿潤熱帯で風化すると、 CaCO_3 は徐々に分解溶脱してしまい土壌は全く生成されぬはずである。著者らも供試石灰岩質土壌は、所謂石灰岩と称される岩石中に混入している他の鉱物（石英、長石、重鉱物等）から主に生成されたものであり、石灰そのものは生成環境をアルカリ性に保つ媒体にすぎないと考える。従って南西諸島の石灰岩質土壌の理化学的性質、粘土鉱物組成の微細な相違に対しては、現在のC層、D層の母材、母岩の相違を明らかにすることによっては充分解明し得ず、A層、B層の真の母材中に含まれていた珪酸塩鉱物の量と質がかなり長期間にわたり、粘土鉱物組成変化に影響を与えていると考えたい。

母材と同様に、石灰岩質土壌生成過程に影響すると思われる因子に地形がある。第3報⁹⁾に述べたが、喜界島では琉球石灰岩よりなる数ヶの段丘がある。標高の高い場所特に段丘頂上部より採取した石灰岩質土壌は強酸性であり、土壌中に遊離 CaCO_3 は存在しない。標高の低い場所あるいは表面流去水が集中する場所の石灰岩質土壌の反応は中性に近く、土壌中に遊離 CaCO_3 が含まれ、塩基飽和度も高い。よって台地頂上部あるいは高位置では、石灰岩が分解し、遊離 CaCO_3 が消失し、さらにCa-コロイドからCaが溶脱されるまでは、土壌溶液中にCaが多い環境下で風化が進むが、Ca溶脱後は珪酸塩鉱物の風化過程と同じ経路をたどるのである。低位置あるいは凹地では母材である石灰岩が分解した後も、高い場所からCaを

多く含む水が供給されて土壌溶液にCaが多い環境下で土壌生成作用が進むと思われる。

石灰岩質土壌の風化物組成変化は、巨視的には粘土中の結晶性鉱物割合の減少と非晶質物の増加であるが、上述の如く、地形、母材等々の因子により変化の様相はかなり異なることが推定される。しかし、石灰岩質土壌の風化物はモンモリロナイト族鉱物が存在しない点で泥灰岩質土壌とは異なり、主要粘土鉱物がメタハロイサイト、イライト、パーミキュライトである点は、泥灰岩以外の母材より生成した南西諸島の土壌と同じである。又、供試粘土の珪ばん比は1.7以下のものはなかったため、著者らは奄美群島の石灰岩由来する土壌は、現在の気候条件下でも粘土の珪ばん比1.5以上、非晶質部分50%以下で、主要結晶性粘土鉱物は上記の三者である酸性土壌に変化して平衡に達すると考えたい。

V. 要 約

奄美群島の琉球石灰岩由来する土壌の粘土鉱物を検討し、以下の結果を得た。

1. 主要粘土鉱物は、メタハロイサイト、イライト、パーミキュライトであり、Al-パーミキュライト、ゲータイト、ギブサイト等も随伴する。モンモリロナイト族鉱物は存在しない。土壌生成作用が進むと共に、粘土中の結晶性鉱物の割合が減少し、非晶質部分が増加する。
2. 下層土では、粘土中の非晶質部分が表層土よりも多く、2:1型鉱物中でイライトの占める割合が表層土よりも大である。
3. 粘土鉱物組成変化の様相は、母材である石灰岩の中に含まれていた珪酸塩鉱物の量と質あるいは地形などにより影響されるのではないかと推定される。

本研究の遂行に協力された大山光子、村上康則、池田輝和、城戸一吉、岩本保典、小川裕幸の諸氏並びに現地調査と土壌の採取に助力して頂いた生和糖業株式会社（喜界島）、南西糖業株式会社（徳之島）、南栄糖業株式会社（沖永良部島）、与論町役場の各位に厚く感謝する。

なお、本研究の経費の一部は昭和38, 39および40年度の文部省科学研究助成金によった。記して謝意を表す。

引用文献

- 1) 小林 嵩・品川昭夫・宮内信文・市来征勝：鹿大農学術報告 **19**, 99~110 (1969)
- 2) HANZAWA, S.: *Science Report of the Tohoku*

- Imperial Univ. 2nd Series (Geology)*, **17**, 1~61 (1935)
- 3) 松本達郎・野田光雄・宮久三千年：日本地方地質誌九州地方，朝倉書店（1958）320~339pp
- 4) 鹿児島地学調査研究会：鹿児島島の地質，鹿児島県（1967），1~25pp
- 5) 小林 嵩・品川昭夫：鹿大農学術報告，**17**，43~72（1966）
- 6) 小林 嵩・品川昭夫・市来征勝：ibid., **18**，93~131（1968）
- 7) 小林 嵩・品川昭夫：ibid., **16**，11~55（1966）
- 8) JEFFRIES, C. D. and JACKSON, M. L. : *Soil Sci.*, **68**, 57~73 (1949)
- 9) JACKSON, M. L. : *Soil Chemical Analysis*, Prentice Hall INC. Englewood Cliffs, N. J. (1962) 294p
- 10) TAMURA, T. : *Amer. Min.*, **42**, 107~110 (1957)
- 11) 菅野一郎：九農試彙報，**7**，187~306（1961）
- 12) MOHR, E. C. J. and VAN BAREN, F. A. : *Tropical Soils*, Interscience Publishers, INC, New York (1954), 329~331pp

Résumé

Ryukyu limestone is extensively developed in Ryukyu Islands and Amami Islands. This limestone, most of which is generally hard and cavernous, is often loose and incoherent, and is white or light yellow in color. It contains a great number of coral reef organisms. But, incoherent non calcareous sand and gravel are often present in the limestone. The geological age of Ryukyu limestone (limestone formation) may be either Upper Pliocene or Lower Pleistocene. In Tokunoshima, the Kunigami gravel covers the Ryukyu limestone unconformably.

The soils derived from Ryukyu limestone (hereafter these soils are designated as LS) are widely distributed over Amami Islands, especially over Tokunoshima, Kikai, Okierabu and Yoron. The previous papers⁽⁵⁾⁽⁶⁾ reported the mechanical compositions and chemical properties of LS.

The present study dealt with the clay minerals of LS. The results obtained and discussion may be summarized as follows:

Main clay minerals of LS were meta-halloysite, illite, vermiculite, the accessory minerals being aluminium interlayering vermiculite, gibbsite and goethite. Accordingly, it may be generally realized that the clay minerals of LS are similar in composition to those of the soils derived from the other geological formations in Amami and Ryukyu Islands, with a few exceptions (marl-soil in Okinawa and Kikai).

In general, as the duration of weathering increases, (1) the amount of crystalline clay minerals decreases, (2) amorphous fraction of the clays (dissolved fraction with 0.5 N NaOH) increases, (3) $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ ratio of the clay fraction becomes narrower, (4) CEC of the clay fractions becomes smaller, (5) clay content of the soils comes to be enriched, (6) soil acidity comes to be developed. Certain mutual relationships were perceived to be existing among these changes.

The clay mineral compositions of LS in each island, however, are considerably various. The variances may be attributed to those of the present materials and topography of each locality.

As above mentioned, non calcareous minerals often present in Ryukyu limestone. During the process of weathering and soil genesis, carbonate in limestone is readily dissolved and carried away, following by the weathering of silicate minerals in the limestone. Therefore, the differences in chemical and mineralogical properties of the respective LS may be related to the nature and abundance of the minerals in the limestone. It may be difficult to deduce the true parent materials of LS from the mineral compositions of the limestone below the sample soil.

In Kikai, LS acidity of the higher place develops more rapidly than that of the lower place. After the carbonate of original limestone is carried away, Ca leached from the high place may accumulate on the lower area. For the soils of the lower place, LS formation may proceed in the Ca-rich environment.