

南西諸島の土壌に関する研究 : 6. 奄美群島の古生層の諸岩石, 火成岩および国頭礫層に由来する土壌の粘土鉱物について

著者	小林 嵩, 品川 昭夫, 宮内 信文
雑誌名	鹿児島大学農学部學術報告=Bulletin of the Faculty of Agriculture, Kagoshima University
巻	19
ページ	121-133
別言語のタイトル	Studies on the Soils of the Nansei Islands in the Subtropical Region of Japan : 6. Clay Minerals of the Soils derived from the Rocks of Paleozoic Formation, Igneous Rocks and the Kunigami Gravel
URL	http://hdl.handle.net/10232/2293

南西諸島の土壌に関する研究

6. 奄美群島の古生層の諸岩石、火成岩および国頭礫層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

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

6. Clay Minerals of the Soils derived from the Rocks of Paleozoic Formation, Igneous Rocks and the Kunigami Gravel

Takashi KOBAYASHI, Akio SHINAGAWA
and Nobufumi MIYAUCHI

(Laboratory of Soil Science)

I. 緒 言

奄美群島の主要な五島の地質は、前報迄に記している^{1)~5)}ので詳細は省略するが、本報の対象である古生層、火成岩および国頭礫層について、関係文献^{6)~8)}から略記すると以下の通りである。

奄美群島では、喜界島を除く諸島には古生層と考えられる地層が発達し島の基盤をなしている。地層群は岩層により 1) 大勝頁岩層、2) 名瀬凝灰岩粘板岩層、3) 新村粘板岩層、4) 大榎砂岩層、5) 名音珪岩層に区分されているが、各群は単一の岩石層から構成されているのではなく、砂岩、粘板岩、頁岩、珪岩、輝緑凝灰岩などの数種の岩石よりなる。古生層は奄美大島に広く分布し、徳之島では分布面積は奄美大島より少なく、沖永良部島、与論島では小面積存在する。

国頭礫層は、末固結の砂礫層あるいは赤色粘土層よりなり、更新世の河成、海成堆積物と考えられており、古期岩石あるいは琉球石灰岩をおおって発達している。礫はよく円磨されており、至近の古期岩石類や各種火成岩からなる。奄美大島、徳之島および沖永良部島にかなり広く分布する。

火成岩類の地質年代は、従来古生代末期乃至中生代初期とされていたが、最近では古第三紀始新世と考えられている。輝緑岩は徳之島にのみ分布し、角閃石黒雲母閃緑岩あるいは細粒輝緑岩よりなる。花崗岩類は奄美大島、徳之島、沖永良部島に分布し、一部に角閃石を有する花崗閃緑石が主体である。

古生層の諸岩石、国頭礫層および火成岩に由来する土壌は奄美大島、徳之島、沖永良部島に広く分布している。一般に重粘質で塩基飽和度の低い酸性土壌である。国頭礫層に由来する土壌には粗粒質なものも稀に認められる。酸性土壌であるために、好石灰植物である甘蔗の適地ではないが、土壌反応を矯正した後甘蔗を栽培する地区が最近増加している。山地では、リュウキュウマツ、椎、ブナ、イジュ等が植林されあるいは自生している。

著者らは、第1報¹⁾で述べた如く、琉球列島の母材を異にする土壌は、現在の土壌反応、*Base status*、粘土鉱物組成などの観点から以下の三群に分けるのが適当であると考えている。すなわち、第1群は、島尻層泥灰岩を母材とする土壌で、モンモリロナイト族鉱物を多く含み、土壌反応は一般的に中性で置換性 *Ca* のみならず置換性 *Mg* も多く含む土壌。第2群は、琉球石灰岩および古生層石灰岩に由来する土壌で、土壌反応は中性で、塩基飽和度が高く、置換性 *Ca* が特に多く、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、ギブサイト、ゲータイトを主体とする土壌。第3群は、古生層、第3紀の諸岩石、国頭礫層より生成した土壌で、粘土鉱物組成は第2群と同じであるが、塩基が溶脱され強酸性反応を示す土壌である。

奄美群島の母材を異にする土壌にも前記の三群に分ける考察が適用され得るであろうと考え、多数の土壌の理化学的性質と代表的な土壌の粘土鉱物を調べて報告してきた^{2)~5)}。本報告では、前記の第3群に相当すると思われる奄美群島の土壌の粘土鉱物について報告する。

* 前鹿児島大学教授 現在南九州大学教授

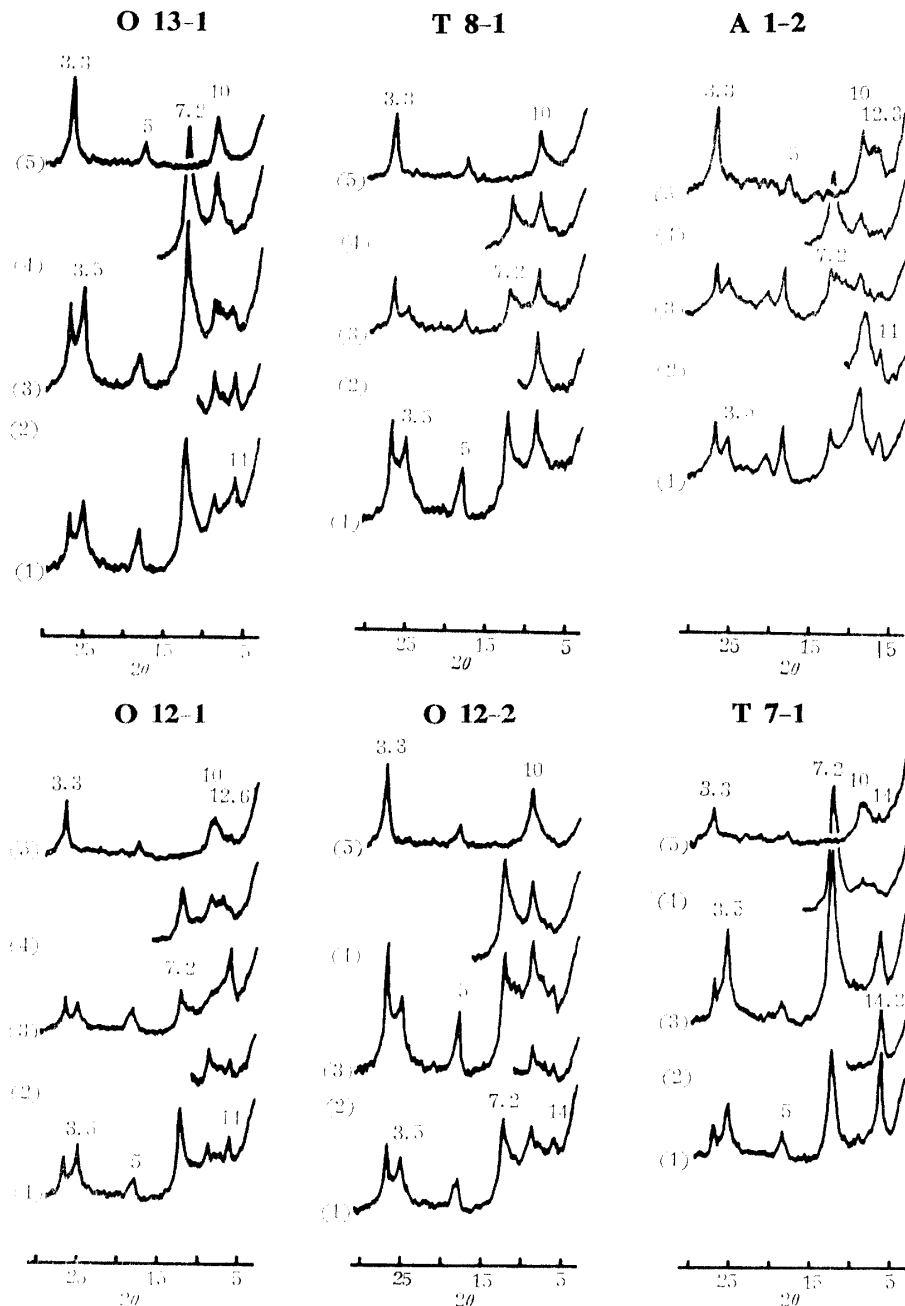
第 1 表 供 試 土 壤
Table 1. Soil samples used

地 層	母 材	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)
國 頭 礫 層 (更新世) Kunigami gravel (Pleistocene epoch)	古生層の諸岩石, 火成岩より生成した粘土, 礫の堆積物 Deposits of clays and gravels originated from Paleozoic and igneous rocks	O 13-1	0~10	丘陵地 Hilly	草地 Grass land	和泊町, 永嶺(沖永良部島) Nagamine, Wadomari-cho (Okierabujima)	39.5	LiC	3.7
		T 8-1	0~30	山地 Mountain	林地 Forest	徳之島町, 白井(徳之島) Sirai, Tokunoshima-cho (Tokunoshima)	31.9	"	3.7
		A 1-2	20~40	"	"	竜郷村, 白浜(奄美大島) Shirahama, Tatsugo-mura (Amamioshima)	37.3	"	3.7
火 成 岩 類 (古生代二疊紀~中世代?) Igneous rocks (Permian period~ Mesozoic Era)	花 崗 岩 Granite	O 12-1	0~20	丘陵地	草地	和泊町, 内嶽(沖永良部島) Uchishiro, Wadomari-cho (Okierabujima)	56.7	HC	3.9
		O 12-2	20~75	丘陵地	草地	徳之島町, 井ノ川(徳之島) Inokawa, Tokunoshima-cho (Tokunoshima)	90.5	"	3.8
		T 7-1	0~20	"	林地 Forest	竜郷村, 竜郷(奄美大島) Tatsugo, Tatsugo-mura (Amamioshima)	60.3	"	3.8
古 生 紀 層 (二 疊 紀 ?) Paleozoic formation (Permian period ?)	砂 岩, 頁 岩 Sand stone, Shale	A 15-1	0~20	"	"	龍戸内町, 篠川(奄美大島) Shinokawa, Setouchi-cho (Amamioshimn)	38.3	CL	4.2
		A 22-3	30~	"	"	龍戸内町, 篠川(奄美大島) Shinokawa, Setouchi-cho (Amamioshimn)	12.0	SiL	3.8
		A 36-1	0~10	山地 Mountain	草地 Grass land	六和村, 大棚(奄美大島) Otana, Yamato-mura (Amamioshima)	53.1	HC	3.8
粘 土 質 頁 岩 Slate	粘 土 質 頁 岩 Slate	O 15-1	0~20	"	林地	知名町, 大山(沖永良部島) Oyama, China-cho (Okierabujima)	58.5	"	3.8
		O 15-2	20~55	"	林地 Forest	徳之島町, 白井(徳之島) Sirai, Tokunoshima-cho (Tokunoshima)	71.8	"	3.8
"	"	T 9-1	0~30	丘陵地 Hilly	草地 Grass land	徳之島町, 白井(徳之島) Sirai, Tokunoshima-cho (Tokunoshima)	38.5	SiC	3.5

II. 供試土壤

国頭礫層に由来する土壤として、沖永良部島、徳之島、奄美大島より各1カ所計3点を供試した。火成岩より生成した土壤には、沖永良部島の花崗岩を母材とする土壤の表層土と下層土を、徳之島から輝緑岩に由来する土壤を一点計3点を選んだ。古生層の諸岩石に

由来する土壤として、粘板岩を母材とする土壤を奄美大島から1カ所1点、沖永良部島より1カ所2点、徳之島から1カ所1点を選び、砂岩頁岩互層を母材とする土壤には奄美大島から1カ所1点、粘板岩砂岩互層を母材とする土壤は奄美大島より1点計6点を供試した。供試土壤の理化学的性質は第2報²⁾、第3報³⁾に記したが、性質の概要を再び第1表に示した。



第1図 国頭礫層及び火成岩に由来する土壤の粘土 ($<2\mu$) のX線スペクトル (脱鉄定方位試料)

Fig. 1. Oriented X-ray diffractograms of deferrated clays ($<2\mu$)

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

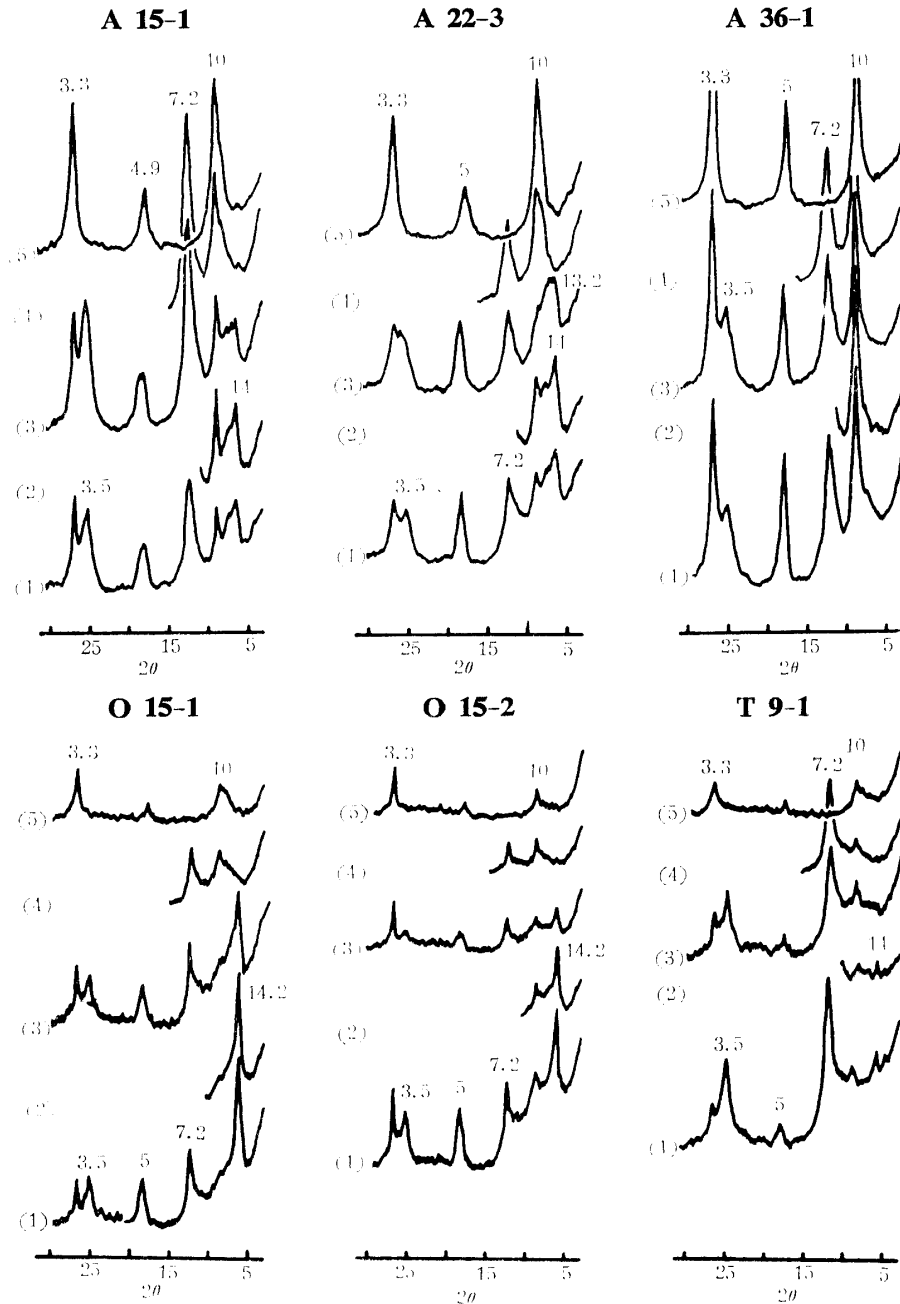
III. 実験方法

供試粘土の調製，化学分析，X線分析，示差熱分析，土壤からMg-還元法により溶解する部分の検討はすべて第1報¹⁾，第4報⁴⁾，第5報⁵⁾と同じである．母材の粉末試料のX線スペクトルの測定は，管球電圧：40KV，管球電流：15mAとし，その他は第1報と同

じ測定条件下で行なった．

IV. 実験結果および考察

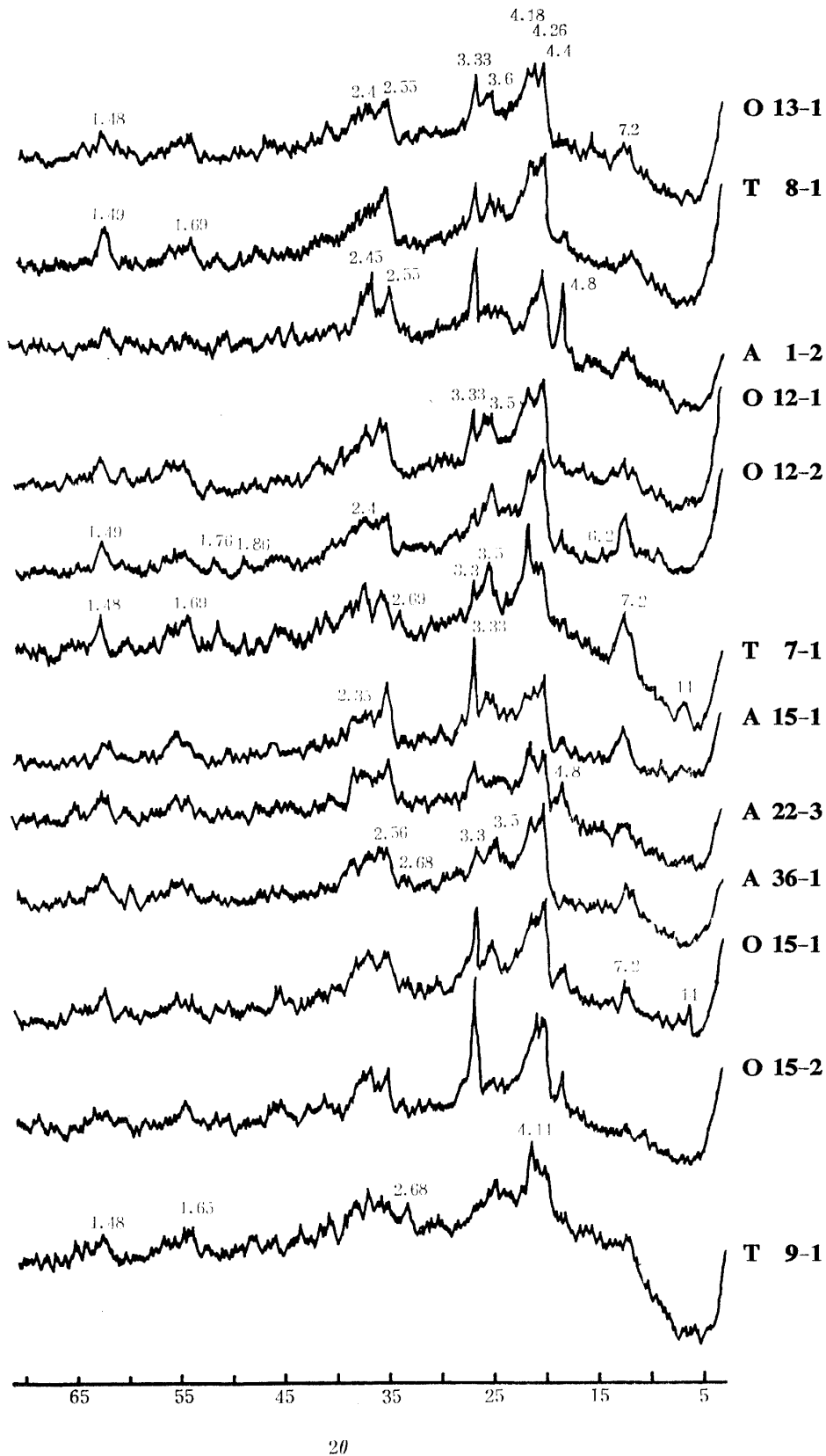
第2表に脱鉄粘土試料の化学的性質を，第3表には土壤からMg-還元法により溶解する部分の量と珩鉄ばん比を示した．第1，2図に，脱鉄処理した粘土の定方位試料のX線スペクトル図(XRD図)を，第3図



第2図 古生層に由来する土壤の粘土 ($<2\mu$) のX線スペクトル
(脱鉄定方位試料)

Fig. 2. Oriented X-ray diffractograms of deferrated clays ($<2\mu$)

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



第 3 図 古生層、火成岩、国頭礫層に由来する土壤の Na-粘土 (<2 μ) の X線スペクトル

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

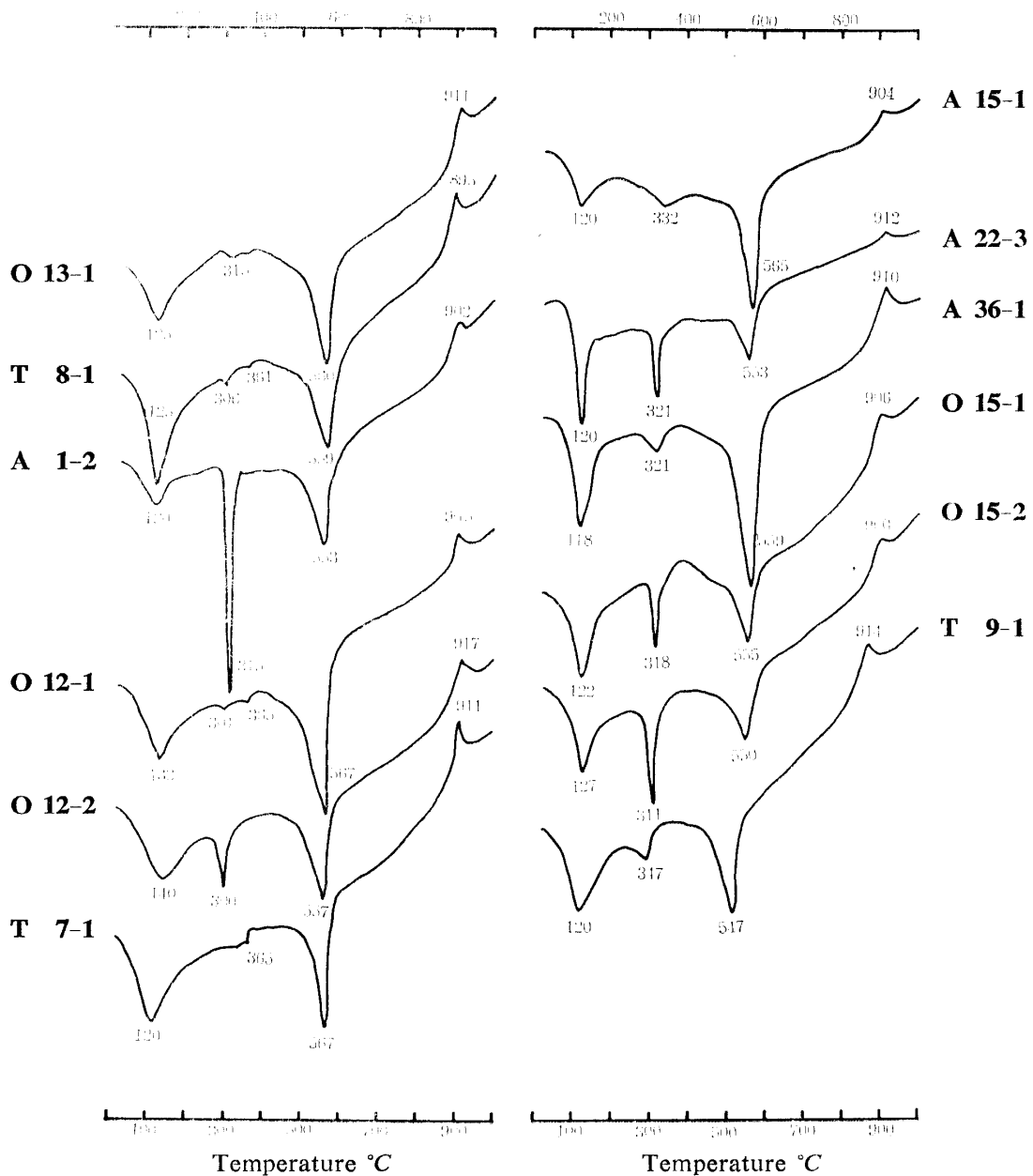
に、脱鉄しない粘土の粉末試料の XRD 図を、第 4 図には、脱鉄処理していない粘土の示差熱曲線 (DTA 曲線) を、第 5, 6 図に母材の粉末試料の XRD 図を夫々示した。

1. 供試土壌の粘土鉱物

Mg-clay の定方位試料の XRD 図 (第 1, 2 図) には、14, 10, 7.2, 5, 3.5, 3.3 Å のピークが現われている。7.2, 5, 3.5, 3.3 Å のピークは全試料に判然と認められるが、14, 10 Å の両ピークは認め得ぬ試料もあり、その強度もまた多様である。

Mg-clay を Glycerol solvation しても 17.7 Å に膨張する試料は全くないので、供試全試料にモンモリロナイト族鉱物は存在しないことがわかる。

Mg-clay の 14 Å は、K-clay 350°C 処理により 10 Å に収縮するものが多いので大部分がパーミキュライトと思われる。K-clay 550°C 処理によっても 10~14 Å に小さなピークが残っている試料 (A 1—2, O 12—1, O 12—2, O 15—1, T 9—1) もあるが、Citrate 処理により層間 Al を除去すると、K-clay 350°C 処理で 10 Å に収縮するので、これらの試料に



第 4 図 古生層, 火成岩, 国頭礫層に由来する土壌の粘土 (<2μ) の示差熱曲線

Fig. 4. D. T. A. thermograms of Na-clays

は Al-パーミキュライトの存在が考えられよう。

Mg-clay の 10 Å は、K-clay 550°C 処理でも 10 Å にピークが残っているのでイライトに起因するものが多いと考えたい。しかし、A 1—2, T 8—1, O 12—1, O 12—2, T 9—1 などでは、K-clay を 350°C に加熱すると 7.2 Å の 10 Å に対する相対的強度が僅かに強くなるので、これらの試料には少量のハロイサイトが存在するかもしれない。

7 Å 鉱物は、第 4 報⁴⁾、第 5 報⁵⁾と同様に、粉末試料の XRD 図 (第 3 図) にカオリナイトの (hkl) 反射を認め難いこと、DTA 曲線の 550°C の吸熱ピークが非対称であること、定方位試料の XRD 図で (001) 反射が 7.2 Å に現われることなどからメタハロイサイトと考えたい。

粉末試料の XRD 図 (第 3 図) には、上記の粘土鉱物の外に、石英 (3.34, 4.26, 1.82, 1.54, 2.45, 2.28), ギブサイト (4.85, 4.37, 2.38, 4.21), ゲータイト (4.18, 2.69, 2.45, 2.19), 長石類 (3.18 付近, 3.67 付近, 6.4 付近) に起因すると思われるピークが認められる。O 12—1, O 12—2, A 15—1 には、6.2, 3.29, 2.47, 1.93 Å に恐らくレピドクロサイトによると思われるピークがある。また、T 7—1, A 22—3, O 15—1, O 15—2, T 9—1 はヘマタイトと判断される 2.69, 2.51, 1.69, 3.67, 1.83 Å 等の

ピークも存在する。

第 4 図の DTA 曲線には、前記のメタハロイサイトに基づくと思われる 550°C 付近の吸熱ピークと 900°C 付近の小発熱ピークが全試料に認められる。300~320°C のギブサイトの吸熱ピークは、A 1—2, O 12—2, A 22—3, O 15—2 等の下層土には極めて強く現われている。表層土の粘土にはギブサイトのピークを認め難いものもあり、ピークが存在しても下層土のそれよりも弱い。

第 2 表に見る如く、供試粘土の珪ばん比は 2.0~2.5, CEC : 25~40 で、第 4 報⁴⁾の泥灰岩質土壤の粘土よりも珪ばん比、CEC いづれも小さい。粘土の非晶質部分は A 1—2 を除外すると、10~27% であるが、供試粘土の中でも非晶質部分が多い A 1—2 (42%), A 22—3 (23%), O 15—2 (27%) は、DTA 曲線でギブサイトのピークが強く現われている。

以上の結果から、供試粘土はメタハロイサイトを主構成鉱物とし、イライト、パーミキュライトもかなり多く含み、随伴鉱物に Al-パーミキュライト、ギブサイト、ゲータイト、レピドクロサイト、ヘマタイトなどを挙げ得るであろう。すなわち、第 5 報⁵⁾ならびに第 4 報⁴⁾で述べた琉球石灰岩に由来する土壤、徳之島の“ジャガレ”と相似た粘土鉱物組成を供試土壤は有する。

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

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 %
O 13—1	5.80	9.70	44.62	29.55	4.07	0.57	1.01	1.53	0.83	2.56	2.36	37.64	7.4
T 8—1	5.78	10.57	43.24	27.18	6.63	0.38	0.95	1.91	1.05	2.70	2.34	36.52	19.0
A 1—2	3.50	16.00	39.31	32.76	1.84	tr.	1.50	2.86	0.74	2.04	1.97	32.68	41.2
O 12—1	6.85	10.85	40.44	32.33	4.17	0.59	1.21	1.57	0.67	2.13	1.97	42.66	11.3
O 12—2	7.30	11.70	39.78	30.33	3.70	0.67	1.25	1.78	0.69	2.13	1.97	40.35	21.0
T 7—1	6.10	11.85	35.70	35.41	5.23	0.75	1.06	0.64	0.67	1.71	1.56	38.56	12.5
A 15—1	3.10	9.90	46.10	33.19	3.12	tr.	1.32	1.39	0.74	2.36	2.22	30.09	10.5
A 22—3	3.90	10.35	42.92	33.60	1.52	tr.	1.16	2.69	1.16	2.17	2.12	29.22	23.5
A 36—1	3.65	10.85	43.60	30.18	2.42	0.19	1.19	4.10	0.89	2.06	1.98	27.21	11.8
O 15—1	6.58	10.67	41.76	32.12	2.63	0.76	1.45	1.55	1.04	2.21	2.10	39.88	21.7
O 15—2	6.16	9.94	43.66	30.18	2.73	0.70	1.15	2.25	1.66	2.45	2.32	36.25	27.0
T 9—1	6.44	12.11	39.55	30.20	5.88	0.65	0.75	1.26	0.66	2.22	1.97	30.53	15.4

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

2. 国頭礫層に由来する土壤の粘土鉱物

緒言で述べた如く、母材である国頭礫層そのものが古期諸岩石、火成岩類の再積物であるから、鉱物的、化学的性質は極めて不均一であると考えられる。母材の粉末試料の XRD 図（第 5 図）によれば、O 13 は 3.33, 4.26, 1.82 Å 等に石英のピークを示すのみで他の鉱物は殆んど認め得ない。T 8 は 10 Å その他の雲母様鉱物、7.2 Å その他のメタハロイサイト、石英の強いピークの外に 3.18, 3.66, 6.39, 4.02, 3.77 Å …の長石類恐らくは曹長石の強いピークと普通角閃石に起因すると思われる 8.4, 3.14, 2.27 Å のピークがある。A 1 は雲母様鉱物、メタハロイサイトの外は、石英の強いピークがあり、長石類のピークは殆んど認められないが、2.69, 2.51, 3.67 Å に弱い、ヘマタイトに基づくピークが判然と認められる。三試料ともに石英のピークが強いことは共通しているが、T 8 は角閃石と長石類のピークが強く、A 1 ではヘマタイトが認められる点が異なる。

これらの母材から生成した土壤である O 13—1, T 8—1, A 1—2 はいずれも土壤反応が強酸性で粘土含量は 30~40%（第 2²⁾, 3³⁾ 報）であり、定方位試料の XRD 図には、10 Å と 7.2 Å のピークが判然と現われている。しかし、O 13—1, A 1—2 にはパーミキュライトの 14 Å が存在し、T 8—1 には見出されない。また A 1—2 には Al-パーミキュライトも存在する。母材の粉末試料の XRD 図に見出される或種の一次鉱物の存否と、粘土の定方位試料の XRD 図の 14 Å ピークの有無との間に密接な相関関係は見出されないようである。

表層土の O 13—1 と T 8—1 の両者を比較すると、粘土の珪ばん比は T 8—1 の方が大であり、定方位試料の XRD 図では、T 8—1 の 10 Å の相対的強度が強く、K₂O 含量も多い。母材の XRD 図でも O 13 は石英のピークのみしか認められぬが、T 8 には石英の外に長石類と角閃石が現われている。従って、一般的には、粘土鉱物組成も T 8—1 → O 13—1 の方向に変化すると考えたいが、粘土の非晶質部分の量は T 8—1 の方が明らかに多い。よって、著者らは、国頭礫層に由来する土壤は成帯性土壤の性格を有するので、巨視的には同様な粘土鉱物組成を持つに至るであろうが、微視的には、母材の相違により粘土鉱物組成変化の様相はかなり異なると考えたい。

下層土である A 1—2 は、粘土の珪ばん比が O 13—1, T 8—1 よりも小であり、また、第 3 表に示した如く、土壤から Mg-還元法により溶出する部分と粘土

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
O 13—1	6.41	18.2	0.46	0.18	0.13
T 8—1	5.43	18.4	0.37	0.23	0.14
A 1—2	8.46	23.8	0.29	0.26	0.14
O 12—1	7.68	15.2	0.27	0.19	0.11
O 12—2	8.14	10.1	0.25	0.21	0.11
T 7—1	3.14	5.8	0.39	0.64	0.24
A 15—1	4.84	13.3	0.85	0.89	0.44
A 22—3	7.50	66.1	0.19	0.17	0.09
A—136	6.81	14.3	0.33	0.25	0.14
O 15—1	8.34	23.8	0.18	0.19	0.10
O 15—2	8.63	13.2	0.16	0.15	0.08
T 9—1	6.43	18.3	0.37	0.24	0.15

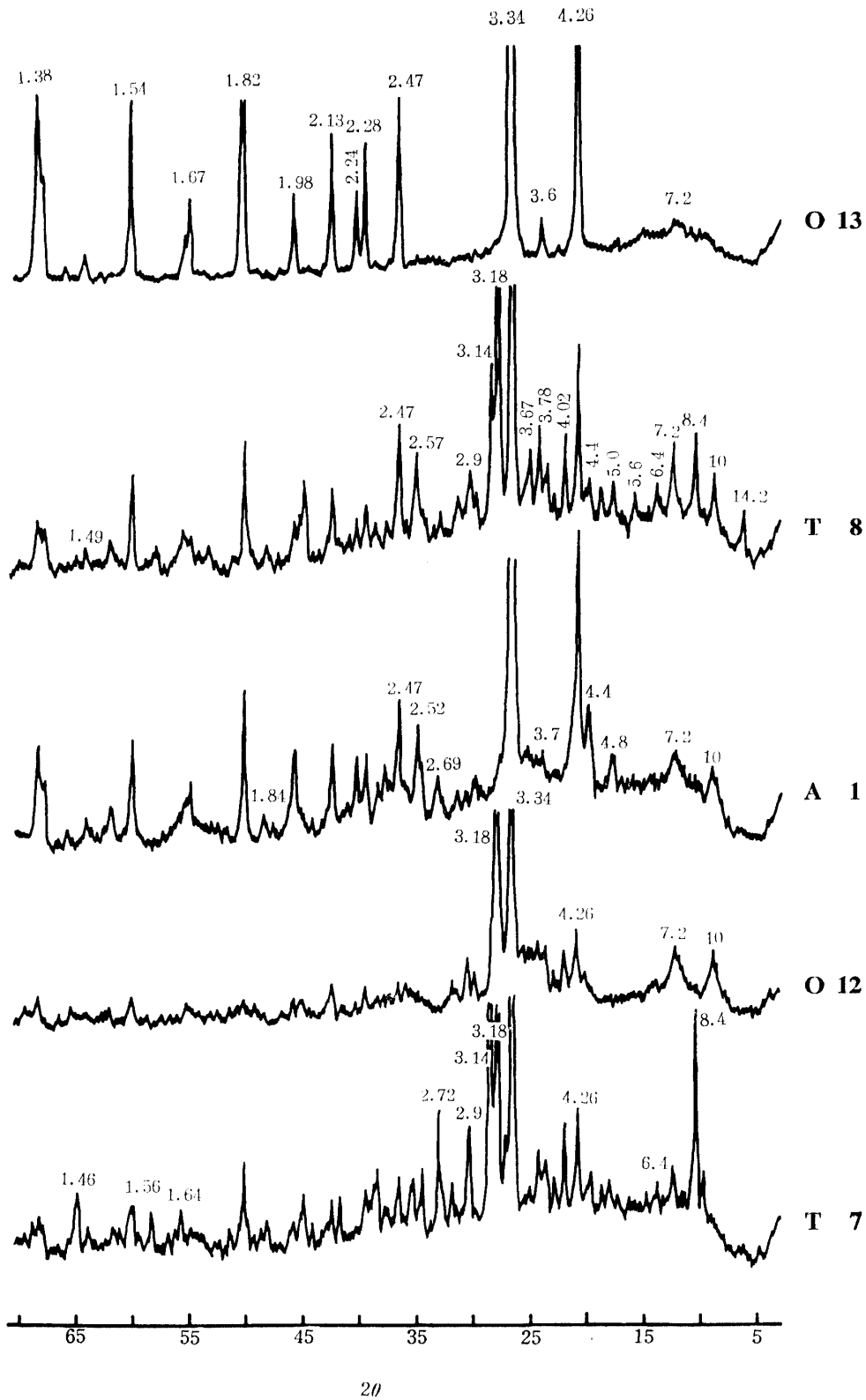
の非晶質部分の量が多く（第 2 表）、XRD 図、DTA 曲線でのギブサイトのピークが極めて強い。また K₂O 含量も多く、XRD 図で 10 Å のピークが強い。よって、下層土の粘土の方が非晶質部、イライト、ギブサイトに富むことがうかがえるが、此の点については次の火成岩質土壤の項で述べる。

3. 火成岩に由来する土壤の粘土鉱物

花崗岩、輝緑岩を母材とする土壤の粘土鉱物も、メタハロイサイト、パーミキュライト、イライトが主要鉱物である。

O 12 の表層土と下層土を比較すると、表層土である O 12—1 は下層の O 12—2 よりも、Mg-clay の定方位試料の XRD 図で 7 Å の 10, 14 Å に対する相対的強度は大である。14 Å の 10 Å に対する相対的強度は表層土の方が強い。しかし、下層土の方が粘土の非晶質部分が多く、粉末試料の XRD 図と DTA 曲線のギブサイトのピークが強い。従って、表層土の方が下層土よりも粘土中のメタハロイサイト、パーミキュライト含量が多く、下層土の方がイライト、ギブサイト、非晶質部分が多いと考え得るであろう。

花崗岩より生成した O 12 と、より塩基性である輝緑岩より生成した T 7 の母材の XRD 図（第 5 図）



第 5 図 国頭礫層及び火成岩に由来する土壤の母材の X 線スペクトル (粉末試料)

Fig. 5. Random powder X-ray diffractograms of parent materials

をみると、O 12 は、石英と長石類のピークの外には、雲母様鉱物、メタハロイサイトの 10, 7.2Å が認められる。T 7 は、石英、長石類、メタハロイサイトの外に、8.4, 3.14, 2.72Å…等に普通角閃石に基づく強いピークが現われているが、雲母様鉱物に起因する 10Å ピークは殆んど認め得ない。

粘土の粉末試料の XRD 図 (第 3 図) では、O 12—1, O 12—2, T 7—1 いずれにも 4.18, 2.45, 2.19Å のゲータイトに基づくピークは強く現われている。O 12—1, O 12—2 には、6.27, 3.29, 2.47Å の恐らくはレピドロサイトによるピークが存在し、T 7—1 では、2.69, 2.5, 1.69, 3.67Å のヘマタイトに起因するピークが O 12—1, O 12—2 よりも強いようである。

Mg-clay の定方位試料の XRD 図では、T 7—1 には 14Å が強く、10Å は殆んど認められない。T 7—1 の K₂O 含量も供試粘土中最も少ない 0.64% である。このように、T 7—1 の粘土にイライト含量が非常に少ないことは、母材に雲母様鉱物が少ないことに起因するのであろう。また T 7—1 の Mg-clay の 14Å ピークは、K-clay 550°C 処理によっても、14Å に僅かにピークが残っており (第 1 図)、Al-クロライトの存在がうかがえる。

本報告で供試した二種類の火成岩質土壌の比較では、輝緑岩より生成した母材には雲母様鉱物が存在せず、普通角閃石が判然と認められ、輝緑岩に由来する土壌の粘土にはイライトが殆んど含まれず、パーミキュライトが多く含まれ、Al-クロライトも存在する可能性があり、鉄鉱物は、ヘマタイトが花崗岩質土壌よりも多いと考えられよう。これらの相違が奄美群島の火成岩質土壌で一般的に成立するか否かについては、さらに多数の試料を用いて検討する必要がある。

4. 古生層の諸岩石に由来する土壌の粘土鉱物

古生層の諸岩石に由来する土壌の粘土鉱物も、火成岩、国頭礫層に由来する土壌と同じく、メタハロイサイト、イライト、パーミキュライトを主要鉱物とし、ギブサイト、ゲータイト、ヘマタイトなどが随伴鉱物である。

同一地点の表層土と下層土である O 15—1 と O 15—2 を比較すると、前記の火成岩質土壌と同様に、表層土の粘土の方がメタハロイサイト、パーミキュライト含量が多く、下層土の粘土の方がイライト、ギブサイト、非晶質部分に富むことがわかる。

母材の XRD 図 (第 6 図) では、全試料に石英のピークと 7.2Å のメタハロイサイトのピークが認めら

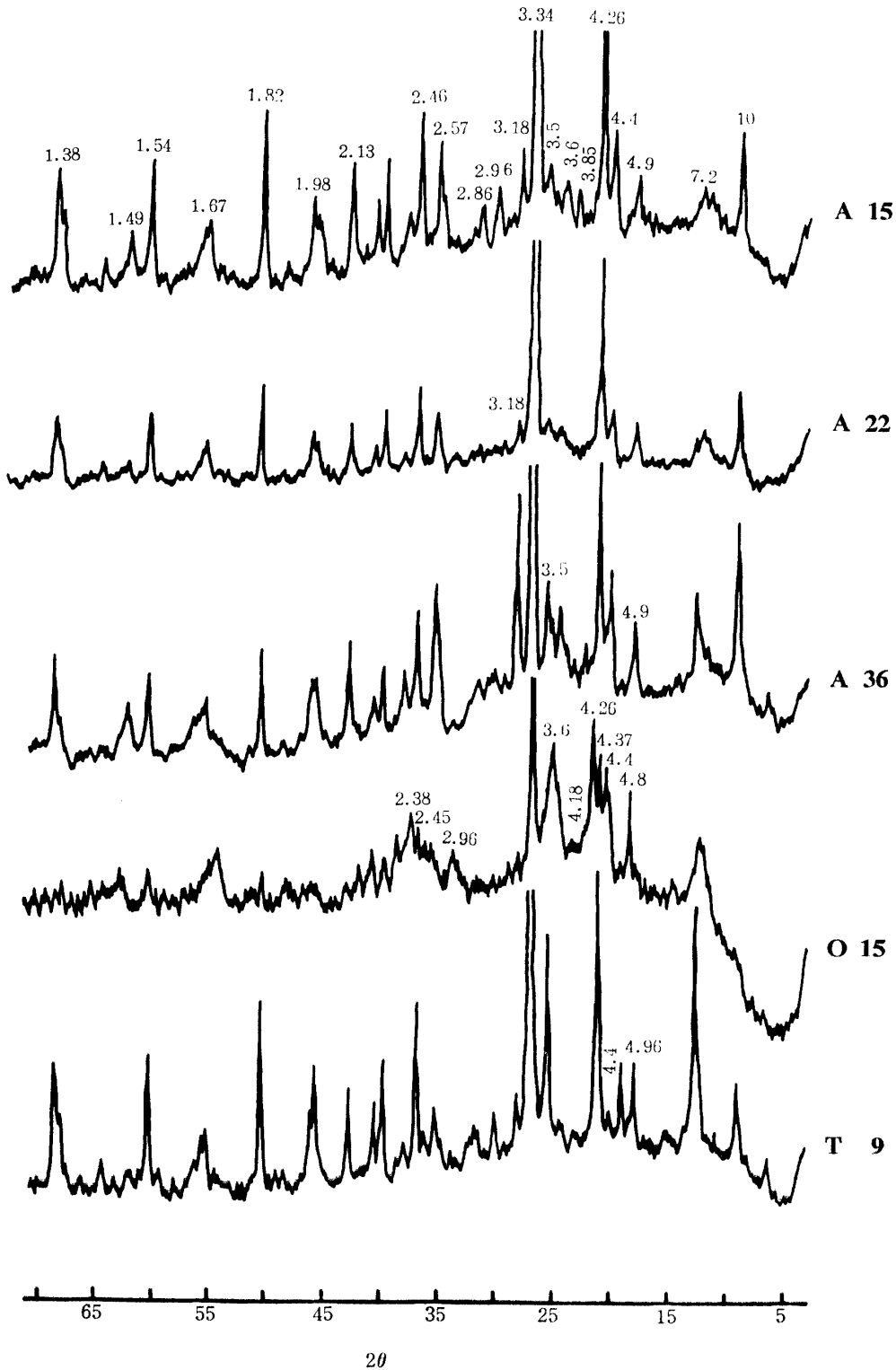
れ、A 15, A 22, T 9 には僅かに長石類のピークが現われ、A 36 は長石類のピークが前三者よりも僅かに強い。O 15 以外の試料には 10Å 等の雲母様鉱物のかなり強いピークが現われている。O 15 は、10Å ピークは殆んど認め得ないが、ギブサイト、ゲータイトの強いピークと恐らくはヘマタイトの弱いピークが認められる。O 15—1, O 15—2 は供試粘土の中でも Mg-clay の XRD 図で 14Å の相対強度が最も強く、10Å の相対強度が最も弱い。粘土中のイライト含量が少ないことは、輝緑岩質土壌と同様に、母材の雲母様鉱物含量が少ないことに起因すると考えたい。

表層土のみを比較すると、A 15—1, A 36—1, T 9—1, O 15—1 の順で、土壌から Mg-還元法により溶解する部分の粘土に対する%は大になり、溶解部分の比鉄ぼん比は小になり (第 3 表)、粘土の非晶質部分も多くなり (第 2 表)、ギブサイトのピーク (XRD 図と DTA 曲線) も強くなる。しかし、定方位試料の XRD 図では、この順でイライトの相対的減少と、メタハロイサイト、パーミキュライトの相対的増加は認められない。従って、著者らは、古生層の諸岩石に由来する土壌も、土壌生成過程の進行に伴ない、結晶性粘土鉱物が減少し、非晶質部分が増加するが、粘土中の構成鉱物組成変化の様相と、平衡状態における鉱物組成は、夫々の母岩によりかなり様相が異なるであろうと考える。

V. 論 議

緒言でも述べたが、著者らは琉球列島、奄美群島の土壌は、モンモリロナイト族鉱物を含む泥灰岩質土壌を除外すれば、異なる母材から生成した土壌でも、巨視的には略同様な粘土鉱物組成を有するであろうと考えて研究を行なった。第 4 報⁴⁾ の“ジャガレ”、第 5 報⁵⁾ の琉球石灰岩質土壌並びに本報の国頭礫層、火成岩および古生層の粘板岩、砂岩、頁岩等に由来する土壌は、いずれにもモンモリロナイト族鉱物は存在せず、メタハロイサイト、イライト、パーミキュライトを主要粘土鉱物とし、Al-パーミキュライト、ギブサイト、ゲータイト、ヘマタイト、レピドロサイト等を随伴鉱物とする。従って、前記の土壌群は類似した粘土鉱物組成を持つということが出来、当初の推定が立証されたことになる。

粘土鉱物の生成変化の様相は、Grim⁹⁾ が述べている如く、土壌の母材である鉱物自体と、それから生じた粘土鉱物と環境条件に支配される。熱帯土壌では、粘土の風化生成に対して、母材の性格よりも風化環



第 6 図 古生層に由来する土壌の母材の X 線スペクトル (粉末試料)
 Fig. 6. Random powder X-ray diffractograms of parent materials

境特にカチオンの量と pH が強く影響することを Mohr¹⁰⁾ は強調している。Jackson¹¹⁾ は、第 4 紀における熱帯、亜熱帯地域でのモンモリロナイト族鉱物の生成は、水によって Si, Fe, Al, Mg, Ca, K 等が

集中する場所で起る。すなわち、特殊な粘土鉱物の生成は、母材因子よりも地形因子に支配されることが多いと述べた。

琉球列島、奄美群島において、母材、地形が多様な

地点より採取した土壌の粘土鉱物は、泥灰岩質土壌を除くれば類似した組成を有する。このことは各土壌が巨視的には同様な風化条件下で生成され相似た性格を持つに至った、すなわち、成帯性土壌の性質を有すると考えたい。泥灰岩質土壌以外の母材を異にする土壌は、粘土の珪ばん比：2~2.5、粘土の非晶質 40%以下で、メタハロイサイトを主要鉱物とし、イライト、パーミキュライトをかなり含む状態で平衡に達すると考えられよう。珪ばん比：2~2.5範囲内でのイライトおよびパーミキュライト含量の多少、非晶質部、ばん土および鉄化合物の量の変動は、恐らく母材の化学的、鉱物学的性質の相違と地形条件の差異に基づくのであろう。

供試土壌採取地域では、泥灰岩以外の母材より生成した土壌の中で、表面流出水が集中する場所でもモンモリロナイト族鉱物が全く見出されなかった。よって、著者らは泥灰岩質土壌にモンモリロナイト族鉱物が存在する事実は、地形よりも母材の影響が強く現われていると考えたい。

VI. 要 約

奄美群島の古生層の諸岩石、火成岩および国頭礫層に由来する土壌の粘土鉱物を検討し、以下の結果を得た。

1. モンモリロナイト族鉱物は存在せず、結晶性粘土鉱物はメタハロイサイトを主とし、イライト、パーミキュライトもかなり多く、随伴鉱物は Al-パーミキュライト、ギブサイト、ゲータイト、ヘマタイト、レピドクロサイトなどである。よって、琉球石灰岩より生成した土壌および徳之島の“ジャガレ”土壌と類似した粘土鉱物組成を持つ。

2. 表層土は粘土中のメタハロイサイト、パーミキュライト含量が下層土よりも多く、下層土の粘土には、イライト、ギブサイト、非晶質部分が多い傾向がある。

3. メタハロイサイトはすべての試料に含まれているが、その他の粘土鉱物は存在を認め得ぬ試料もある。

雲母様鉱物が少ない母材から生成した土壌の粘土には、イライトの含量が少ない。

4. 土壌生成過程の進行に伴ない、結晶性鉱物が減少し、非晶質部分が増加すると考えられるが、母材の相違により、粘土鉱物組成変化の様相はかなり異なると思われる。

本研究の遂行に協力された大山光子、村上康則、市来征勝、城戸一吉、岩本保典、中野篤浩、森田学の諸氏並びに現地調査に御助力を賜った鹿児島県庁大島支庁、鹿児島農試大島支場友野育造氏、鹿児島農試大島支場徳之島試験地(現在徳之島糖業支場)中村弘氏(現在鹿児島県農試)、南西糖業株式会社、南栄糖業株式会社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。記して謝意を表する。

引用文献

- 1) 小林 嵩・品川昭夫：鹿児島農学術報告，**16**，11~55 (1966)
- 2) *idem* : *ibid.*，**17**，43~72 (1966)
- 3) 小林 嵩・品川昭夫・市来征勝：*ibid.*，**18**，93~131 (1968)
- 4) 小林 嵩・品川昭夫・宮内信文・市来征勝：*ibid.*，**19**，99~110 (1969)
- 5) 小林 嵩・品川昭夫・宮内信文・中野篤浩：*ibid.*，**19**，111~119 (1969)
- 6) HANZAWA, S.: *Topography and geology of the Riukiu islands, Science report of the Tohoku Imperial Univ. 2nd series (Geology)*，**17**，1~61 (1935)
- 7) 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
- 8) 鹿児島地学調査研究会：鹿児島県 (1967) 1~25pp
- 9) GRIM, R. E.: *Clay mineralogy, McGraw-Hill book company Inc., New York* (1953) 330~347pp
- 10) MOHR, E. C. J. and VAN BAREN, F. A.: *Tropical soils, Interscience publishers, Inc. New York* (1954) 179~186pp
- 11) Jackson, M. L.: *Soil Sci.*，**99**，15~22 (1965)

Résumé

Most of the foundation rocks of Amami Islands besides Kikai are Paleozoic formation, which consists of slates, sandstone, shales, schalsteins and the other rocks. Igneous rocks often intrude into Paleozoic formation. Granite (granodiorite) are found in Amamiōshima, Tokunoshima and Okierabu and diabase is distributed only in Tokunoshima.

Kunigami gravel-beds had deposited in Pleistocene epoch. In Amami Islands, these gravel-beds unconformably cover the surface of high successive coastal terraces. They are usually a few meters thick and consist of reddish clays and round pebbles of Paleozoic and igneous rocks.

The soils derived from the Paleozoic and igneous rocks and Kunigami gravel beds (hereafter these soils are designated as PS, IS and KS, respectively) are widely distributed over the Amami Islands. These soils are usually fine textured, considerably acidic and are red, reddish brown or reddish yellow in color.

Generally speaking, as the composition and texture of the parent rocks are important in the initial stage of weathering, so the igneous rocks, shales and slates can yield a variety of weathering products, but their importance decreases gradually, therefore, similar type of soil with a characteristic clay mineral composition may develop, after a relatively long period of time, from the rocks of widely different composition and texture.

In this paper, the authors made the studies on the clay minerals of PS, IS, and KS, expecting that the clay mineral composition of these three soils is closely connected with each other and with that of the soil derived from Ryukyu limestone.

The results obtained and the discussion may be summarized as in the following:

1. Montmorillonite was not detected through the whole samples. Meta-halloysite, illite and vermiculite (including Al-vermiculite) were the essential mineralogical constituents in the clays of the samples, including small amounts of gibbsite, goethite, lepidocrocite and hematite. Of these minerals, meta-halloysite was prevailing through most of the samples.

As shown in the random X-ray diffractograms, main primary minerals of weathered rocks, from which PS, IS and KS may be originated, were quartz and feldspar (perhaps albite), and hornblend was found in the weathered diabase.

But it is problematic to assume that the abundance of certain clay minerals was directly related to the nature of the parent rocks, since the detailed data of primary minerals were scanty in this paper.

2. Al-interlayering chlorite was perceptible in the soils derived from diabase in Tokunoshima.

3. For the clay fractions of the subsoils, relative enrichment of gibbsite and amorphous matter was indicated.

It is concluded that the clay mineral composition of the PS, IS, KS, JS⁽⁴⁾ and that of the soils derived from Ryukyu limestone resemble each other from the viewpoint of the absence of montmorillonite groups and the abundance of meta-halloysite, vermiculite, illite and oxides of iron and aluminum. As the duration of the weathering increases, the clay mineral composition of the above mentioned five soils will preserve itself in a certain equilibrium ($\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ ratio; about 2) under the present-day humid subtropical environment.