

## 第4章 発達段階を異にする土壌の遊離酸化物の形態および粘土鉱物組成

### 4-1 はじめに

土壌中の遊離酸化物は、結晶質および非晶質の二つの異なった形態で存在している。土壌断面におけるこれら二つの形態の遊離酸化物の存在量と相対的分布は、土壌の物理的・化学的性質、土壌生成過程の解明と土壌分類、風化強度や風化条件の研究などに対して、極めて重要な役割を果たしている。特に FAO/Unesco の世界土壌図凡例のための土壌単位(1990)では、Nitisol の定義のために Nitic properties という識別特徴を設け、遊離酸化鉄の形態別存在量を土壌分類に採用している。遊離酸化物の存在量とその形態は、土壌の発達段階と密接に関係していると考えられ、また、分類上極めて重要であることから、本章では、まず、遊離酸化鉄およびアルミニウムについて選択的溶解法を用いて定量し、その形態について調べた。土壌中の遊離酸化鉄の形態分析法としては、この他に、X線回折、示差熱重量分析などが挙げられるが、Schulze (1981) による示差 X 線回折分析 (Differential X-ray Diffraction Analysis, 以下、DXRD と略す) も行った。

ところで、一般に B 層（下層）の色を規定するのは、主として遊離の鉄化合物であり、赤色はヘマタイト ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ )、黄色はゲータイト ( $\alpha\text{-FeOOH}$ )、褐色は両者の混合やレピドクロサイト ( $\gamma\text{-FeOOH}$ ) あるいはマグヘマイト ( $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) を主体とすると考えられている。日本の赤黄色土においては、ゲータイト (Gt) とヘマタイト (Hm) を含有することが認められ、黄色土ほど Gt を主とし、赤色土ほど Hm を主とする傾向にあり、レピドクロサイトやマグヘマイトは見出されない（小島・藤井、1967）。

本研究では、特に、南大東島の幕上（はぐうえ）の赤色土 (No.7) と黄色土 (No.8)、および喜界島のテラロッサと赤黄色土の中間型 (No.6) の遊離酸化鉄の形態をさらに詳しく調べるために示差 X 線回折分析を行ない、喜界島と南大東島の土壌の遊離酸化鉄・アルミニウムの同定と両島での変化を検討することを目的とした。この際、比較対象として、日本の従来の赤黄色土（愛知県豊田市、典型的赤色土）、ラテライト性赤色土（中国雲南、赤紅壤）、さらに沖縄本島の弱乾性黄色土も併せて分析し、隆起サンゴ礁段丘上の土壌と比較・検討することも目的とした。

一方、喜界島の土壤粘土鉱物組成については、イライト、バーミキュライト、カオリナイト、メタハロイサイトを主要鉱物とすることが報告されている（小林ら、1969）。なお、喜界島の土壤試料に含まれる微細石英粒子（1~10μm）を、その酸素同位体比の測定から大陸起源の風成塵の寄与とする説があり（井上・成瀬、1993）、土壤粘土画分中のイライト、バーミキュライト、カオリナイトの一部も風成塵に由来する可能性がある根拠となっている。また、南大東島の土壤粘土鉱物組成については、阿部・福士（1973）の研究があり、主としてカオリン鉱物およびイライトからなり、針鉄鉱、加水酸化鉄ゲル、ギブサイト、燐灰石（？）および石英を副成分として含有することが報告されている。本章では、上述のことを背景として、喜界島および南大東島の離水年代を異にする一連の発達段階の異なる土壤についてその粘土鉱物組成を明らかにすることを目的とした。

## 4-2 供試土壤および分析方法

### 1) 選択的溶解法および示差 X 線回折分析による遊離酸化物の形態

選択的溶解法の供試土壤は、第 2 章で述べた喜界島の隆起サンゴ礁段丘の礁縁部から 6 地点、南大東島の幕上（はぐうえ）から 2 地点、合計 8 地点の発達段階を異なる土壤断面（図 2-5 参照）より各層位ごとに採取した合計 33 点である。

示差 X 線回折分析の供試土壤は、南大東島の幕上の赤色土（No.7）と黄色土（No.8），および喜界島のテラロッサと赤黄色土の中間型（No.6），比較対象として、日本の従来の赤黄色土（愛知県豊田市，典型的赤色土），ラテライト性赤色土（中国雲南，赤紅壤），さらに沖縄本島の弱乾性黄色土も併せて分析した（表 4-1）。

#### ① 酸性シウ酸塩可溶鉄・アルミニウム量 (Feo, Alo)

Blakemore et al. (1987) の方法に従った。風乾細微土 (<0.5mm) 0.5g に 0.2mol L<sup>-1</sup> 酸性シウ酸アンモニウム溶液 (pH3.0) を加え、暗所で 4 時間振とうし、凝集剤 (0.1%Accofloc 溶液) 1mL を加えて遠心分離 (10,000g, 10 分) および口過(アドバンテック #5C)を行い、得られた抽出液中の鉄・アルミニウム量を原子吸光光度法により測定した。結果は Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> および Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> として乾土当たりの%で表した。

#### ② ジチオナイトークエン酸塩可溶鉄・アルミニウム量 (Fed, Ald)

①と同様、Blakemore et al. (1987) の方法に従った。風乾細微土 (<0.5mm)

1gに22%クエン酸ナトリウム溶液50mLとジチオナイト1gを加え、16時間振とうし、凝集剤(0.2%Accofloc溶液)0.2mLを加えて遠心分離(10,000g, 10分)および口過(アドバンテック0.20μm)を行い、得られた抽出液中の鉄・アルミニウム量を原子吸光光度法により測定した。結果はFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>およびAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>として乾土当たりの%で表した。

### ③ 全鉄(Fet)

第四紀試料分析法(永塚, 1994)に従った。フッ化水素-硫・硝酸分解を行った後、分解液をオルソフェナスロリン法で比色定量した。結果はFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>として乾土当たりの%で表した。

### ④ 示差X線回折分析による遊離酸化鉄の形態

沈定法により粘土画分(<2μm)を採取し、未処理Na-粘土とDCB処理(脱鉄処理)をしたNa-粘土を風乾後、それぞれ、めのう乳鉢を用いて100メッシュのふるいを通過させ、粉末X線回折試料とした。

分析方法はBryant et al (1983)に従い、粉末試料0.3gに内標準物質として1μmα-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>を10%加え、良く混合した後、くぼみのある(縦16mm横20mm深さ0.5mm)ガラス板に詰め、X線回折を行った。X線回折は、日本電子製(JDX-3530)を用いて、以下の条件で行った。対陰極Cu、管球電圧30kV、管球電流10mA、スリットシステム1°-1°-0.1mm、ステップ角度0.02°、計数時間65sec。示差X線回折は、α-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>のピーク(0.208nm, 43.46°)を基準に2θ角度を補正し、スケールファクターを算出し、

未処理XRD-SF\* × (DCB処理XRD) = 示差X線回折図(DXRD)を得た。

$$*SF = \text{scale factor} = (Pu - Bu) / (Pt - Bt)$$

Pu=ピーク強度(未処理), Bu=ベースライン強度(未処理)

Pt=ピーク強度(DCB処理), Bt=ベースライン強度(DCB処理)

## 2) X線回折および示差熱重量分析による粘土鉱物組成

供試土壤は、喜界島の初生レンジナ様土(No.1)のAh1, Ah2層、レンジナ様土(No.2)のAh1, Ah2, A3層、褐色レンジナ様土(No.3)のAh1, Bw層、テラフスカ様土(No.4)のA, Bt2, BC層、テラフスカ様土(No.5)のA, Bt2,

BC2 層, テラロッサ様土と赤黄色土の中間型 (No.6) の A, AB, Bt1, Bt2 層までの 6 断面から計 18 点, 南大東島の赤色土 (No.7) の A, Bt2, Bt3 層および黄色土 (No.8) の A, Bt2, 断面最下部層, 合計 24 点である。

#### ① 粘土フラクションの採取と分析試料の調製

風乾細土 (<2mm) 5g を 500mL 容トールレビーカーにとり, 10%過酸化水素水を加え, ホットプレート上で約 80°C に保ち, 有機物を分解した後, 遠沈管 (100mL) に移した。飽和食塩水 (約 10mL) で塩析させ, 遠心分離し上澄み液を捨て, さらに 0.01M HCl を 50mL 加え炭酸塩の分解を 2 回行った。遠心分離により, 蒸留水で 2 回洗浄した後, 超音波処理を行い, 沈定瓶 (1L) に移した。

1M NaOH で pH9.0~10.0 に調整した後, 1 時間振とうし, 粘土を分散させた。粘土フラクション (<2μm) は沈定法により, 粘土がもはや分散しなくなるまで繰り返し, 分離採取した。採取した粘土懸濁液に飽和食塩水を加えて塩析した後, サイフォンによって上澄み液を捨て Na-粘土懸濁液として保存した。

Na-粘土懸濁液の一定量 (粘土 500mg 相当) は, Mehra and Jackson (1960) の方法で脱鉄処理し, 懸濁液として保存し, X 線回折分析の定方位標本に使用した (脱鉄 Na-粘土懸濁液)。

また, 脱鉄 Na-粘土懸濁液の一部は, 過剰な塩類を除去するため, 蒸留水とメタノール混液 (1 : 1), メタノールとアセトン混液 (1 : 1) およびアセトンによって順次洗浄し, 室温で風乾した。このようにして得られた粉末の脱鉄 Na-粘土をメノウ乳鉢で粉碎し, 100 メッシュの篩を全通させた (脱鉄処理・Na-粘土粉末試料)。

残りの Na-粘土懸濁液は, 同様に過剰な塩類を除去し, メノウ乳鉢で粉碎して 100 メッシュの篩を全通させた。得られた粉末の Na-粘土は, 50%RH の硫酸デシケーターの中に保存した (Na-粘土粉末試料)。

#### ② X 線回折分析

Mg-粘土, K-粘土の定方位試料は, 脱鉄処理・Na-粘土懸濁液の一定量 (粘土 30mg 相当) を用い, 和田 (1966) の方法に従って調製した。グリセロール処理・加熱処理 (300°C, 500°C, 各 1 時間) は, 上記の定方位試料に対して行った。

以上の X 線回折分析は, 理学電機社製ガイガーフレックス装置 (2012 型) によ

り、対陰極 Cu, Ni フィルター、管球電圧 30kV、管球電流 10mA、スリットシステム  $1^\circ -1^\circ -0.15\text{mm}$ 、走査速度  $2^\circ \text{ min}^{-1}$ 、チャート速度  $20\text{mm min}^{-1}$ 、時定数 1sec の条件で行った。

### ③示差熱重量分析

Na・粘土粉末試料を 20mg 採取し、示差熱重量分析 (TG-DTA) を行った。示差熱重量分析は真空理工社製の示差熱重量分析装置 (TGD-300, TA-1500) を使用し、常温常圧のもと、昇温速度  $10^\circ\text{C min}^{-1}$  で室温から  $1000^\circ\text{C}$  まで温度を上げて測定した。

## 4-3 結果および考察

### 4-3-1 遊離酸化物の形態

#### 1) 選択的溶解法による遊離酸化物の形態

遊離酸化鉄および全鉄の土壤断面内の分布を各断面ごとに図 4-1 に示した。酸性ショウ酸塩可溶鉄 (Feo) は、いずれの土壤においても 0.07~1.33% できわめて低く、土壤断面を通じてほぼ一定であった (図 4-1)。ジチオナイトークエン酸塩可溶鉄 (Fed) は、初生レンジナ様土 (No.1) が 1.28~0.94%，レンジナ様土 (No.2) が 3.48~4.34%，褐色レンジナ様土 (No.3) が 5.01~6.36%，テラフスカ様土 (No.4) が 4.18~7.02%，テラロッサ様土 (No.5) が 5.18~6.55%，テラロッサ様土と赤黄色土の中間型 (No.6) が 5.55~8.73%，赤色土 (No.7) が 6.43~9.90%，黄色土 (No.8) が 8.34~11.47% を示し、土壤の発達とともに増加する傾向が認められた。断面内では表層で低く、下層で高くなり、第 2 層以深では、ほぼ一定の値を示した (図 4-1)。全鉄 (Fet) は、ジチオナイトークエン酸塩可溶鉄 (Fed) と同様の傾向を示した。初生レンジナ様土 (No.1) が 2.11~2.46%，レンジナ様土 (No.2) が 6.04~7.26%，褐色レンジナ様土 (No.3) が 8.28~9.60%，テラフスカ様土 (No.4) が 6.75~10.16%，テラロッサ様土 (No.5) が 8.08~9.69%，テラロッサ様土と赤黄色土の中間型 (No.6) が 8.36~12.38%，赤色土 (No.7) が 7.68~12.17%，黄色土 (No.8) が 10.15~13.35% を示し、やはり、土壤の発達とともに増加する傾向が認められた。断面内でも全鉄 (Fet) は、ジチオナイトークエン酸塩可溶鉄 (Fed) と同様、表層で低く、下層で高くなり、第 2 層以深では、ほぼ

一定の値を示した（図 4-1）。ジチオナイトークエン酸塩可溶鉄（Fed）と粘土含量との間に高い正の相関 ( $r=0.915$ ) が認められた（図 4-2）。これは、物理的性質（3-3-2）で述べた“粘土の機械的移動（illimerization）”を特徴づける事象であり、鉄が粘土鉱物と結合して移動していることを示している（Schlichting and Blume, 1962）。

ところで Parfitt and Childs (1988) の総説にもあるように、酸性シュウ酸塩（pH3.0, 0.2M）では、非晶質および準晶質アルミノケイ酸塩（アロフェン・イモゴライト），Al/Fe-腐植複合体および非晶質鉄鉱物（フェリハイドライト）を選択的に溶解・抽出する。また、2:1～2:1:1型中間種鉱物の層間のヒドロキシアルミニウム、ギブサイト、レピドクロサイト、マグネタイトの一部も溶解する。一方、ジチオナイトークエン酸塩では、粗粒な結晶質鉄鉱物を除いて遊離の非晶質および結晶質鉄鉱物が全量溶解される。また、クエン酸によって Al-腐植複合体のほぼ全量、アロフェン様成分、アロフェン・イモゴライトの一部、2:1～2:1:1型中間種鉱物の層間のヒドロキシアルミニウムの一部が溶出される。したがって、土壤に多く含まれるゲータイト（ $\alpha\text{-FeOOH}$ ）およびヘマタイト（ $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ）含量は、ジチオナイトークエン酸塩可溶鉄（Fed）から酸性シュウ酸塩可溶鉄（Feo）を差し引いて評価することができる。図 4-3 中の Feo/Fed, (Fed-Feo)/Fet は、それぞれ遊離鉄の活性度 (Blume and Schwertmann, 1969) および結晶化指数 (永塚, 1975) を表し、冷温帯地域の褐色森林土、暖温帯地域の黄褐色森林土、亜熱帯降雨林地域の赤黄色土を分類する基準として、永塚 (1975) によって提案されたものであり、以下のように示される。

	Feo/Fed	(Fed-Feo)/Fet
褐色森林土 (B)	$\geq 0.4$	$\leq 0.5$
黄褐色森林土 (YB)	$\leq 0.4$	$\leq 0.5$
赤黄色土 (R)	$\leq 0.4$	$\geq 0.5$

ここで活性度は、遊離鉄の熟成度または結晶化度を表す相対的尺度として有効であり (Schwertmann, 1964)，一方、結晶化指数は遊離鉄の熟成ないし結晶化を伴った風化あるいは土壤生成過程の発達程度を表す尺度として有効である (永塚,

1975) とされている。

図 4-3 に各土壤の遊離酸化鉄の活性度と結晶化指数を示した。

初生レンジナ様土 (No.1) は活性度が 0.32~0.36, 結晶化指数が 0.35~0.29 となり, 黄褐色森林土 (YB) の領域に区分された。レンジナ様土 (No.2) も活性度が 0.18~0.19, 結晶化指数が 0.47~0.49 となり, 黄褐色森林土 (YB) の領域に区分された。褐色レンジナ様土 (No.3) は活性度が 0.15~0.16, 結晶化指数が 0.51~0.56, テラフスカ様土 (No.4) は活性度が 0.10~0.17, 結晶化指数が 0.52~0.59, テラロッサ様土 (No.5) は活性度が 0.08~0.26, 結晶化指数が 0.48~0.60, テラロッサ様土と赤黄色土の中間型 (No.6) が活性度が 0.09~0.18, 結晶化指数が 0.54~0.64 となり, いずれも赤黄色土 (R) の領域に区分された。赤色土 (No.7) が活性度が 0.01~0.07, 結晶化指数が 0.77~0.81 となり, 全層位にわたって赤黄色土 (R) の領域に区分された。黄色土 (No.8) も活性度が 0.01~0.05, 結晶化指数が 0.78~0.85 で全層位にわたって赤黄色土 (R) の領域に区分された。中国南部の赤紅壤 (ラテライト性赤色土) では結晶化指数 0.70~0.85, 同じく中国南部のラトルでは 0.85 以上になる傾向が認められ (Nagatsuka and Urushibara-Yoshino, 1988), 南大東島の赤色土 (No.7) および黄色土 (No.8) は, 中国南部の赤紅壤に遊離酸化鉄の形態においては相似していることが示唆される。

喜界島の更新世段丘面の土壤については, 試料数は本研究よりはるかに少ないが, 地形面の推定年代とともに遊離酸化鉄の結晶化指数が高くなり, 活性度が低くなることが Urushibara-Yoshino (1992) によって指摘されたが, 本研究においても, よりその傾向が明確に認められ, 図 4-4 に示すように, 喜界島および南大東島の土壤は, その発達に伴って遊離酸化鉄の結晶化指数が徐々に高くなり, 活性度が低くなる。

酸性シウ酸塩可溶アルミニウム (Alo) およびジチオナイト可溶アルミニウム (Ald) は, 初生レンジナ様土 (No.1) の Alo (1.29~1.66%) の方が Ald (0.29~0.36%) よりはるかに多くなった。レンジナ様土 (No.2) および褐色レンジナ様土 (No.3) では Alo (0.49~1.52%) と Ald (0.66~1.61%) は, ほぼ等量であった。テラフスカ様土 (No.4), テラロッサ様土 (No.5) およびテラロッサ様土と赤

黄色土の中間型（No.6）では、いずれも Ald（0.85～2.04%）の方が Alo（0.68～1.65%）より多くなった。赤色土（No.7）および黄色土（No.8）では、Ald（1.16～3.03%）の方が Alo（0.25～0.68%）よりはるかに多くなった（付表）。永塚（1975）によると、酸性 シュウ酸塩可溶アルミニウム（Alo）およびジチオナイト可溶アルミニウム（Ald）は、褐色森林土では両者はほぼ等量で、その間に比較的高い正の相関が認められるが、黄褐色森林土や赤色土では、Aldの方が Alo より多く、両者の間にあまり相関が認められないことが明らかにされている。一方、金子（1984）によると、石垣島の土壤においては、Alo と Ald の間に比較的高い正の相関があり、両者の比は 1 : 3 であるとされている。これに対して、喜界島の初生レンジナ様土（No.1）を除く喜界島の土壤では、ほぼ等量、もしくは Ald の方が Alo より多くなり、さらに南大東島の土壤では、Ald の方が Alo よりはるかに上回り、両者の間にあまり相関が認められなかった。したがって、喜界島のテラフスカ様土（No.4）、テラロッサ様土（No.5）およびテラロッサ様土と赤黄色土の中間型（No.6）、南大東島の赤色土（No.7）と黄色土（No.8）の遊離  $\text{Al}_2\text{O}_3$  は、ジチオナイトークエン酸塩には溶けるが、酸性 シュウ酸塩には溶けない形態のものがかなり含まれていることを示している（図 4-5）。これは、ジチオナイトークエン酸塩で溶解するゲータイトやヘマタイトの結晶格子中の Fe の一部が Al 置換されていることを示唆している（Fitzpatrick and Schwertmann, 1982）。

## 2) 示差 X 線回折分析による遊離酸化鉄の形態

示差 X 線回折分析の結果は、図 4-6, 4-7 に示したとおりである。南大東島の赤色土（No.7）の示差 X 線回折図（DXRD）では、0.417, 0.367, 0.269, 0.252, 0.245 および 0.220 (0.219) nm に明瞭なピークが認められた。0.417, 0.269 の一部、0.245 および 0.219 nm は、ゲータイト（Gt）による、また、0.367, 0.269 の一部、0.252 および 0.220 nm は、ヘマタイト（Hm）によるものと判断した。南大東島の黄色土（No.8）の DXRD では、Gt の存在による強い、明瞭なピーク（0.417, 0.269 および 0.245 nm）が認められた。0.367, 0.252 および 0.220 nm にピークが認められないことから、Hm は存在しないことが明らかとなった。

喜界島の最高位面のテラロッサ様土と赤黄色土の中間型（No.6）では、Gt の存

在による 0.417, 0.269 および 0.245nm に明瞭なピークが認められた。0.367 および 0.252nm に弱い、明瞭なピークが認められ、極わずかであるが、Hm の存在を示唆している。しかし、南大東島の赤色土 (No.7) と比較すると、ピークはすべて弱く、幅広であることから、Gt や Hm の結晶度が低いと判断できる。これは、遊離酸化鉄の結晶化指数と良い相関がある（表 4-1, 図 4-7）。

比較のために用いた愛知県豊田市の高位段丘に分布する典型的赤色土では、0.417, 0.269, 0.252 および 0.245nm に明瞭なピークが認められ、0.417, 0.269 の一部および 0.245nm は、Gt の存在、0.269 の一部と 0.252nm は、Hm の存在を示唆している。喜界島のテラロッサ様土と赤黄色土の中間型 (No.6) より、各ピークは強く、鋭いが、南大東島の赤色土 (No.7) ほど Gt や Hm の結晶度は高くないことがわかった。また、中国南部（雲南省）のラテライト性赤色土（赤紅壤）は、南大東島の赤色土 (No.7) と基本的に同じ回折図を示した。0.417 および 0.245nm のピークがやや弱く、0.269, 0.252 および 0.220nm に強い明瞭なピークが存在した。すなわち、Gt はやや少なく、Hm がかなり含まれる。そして、沖縄県名護市、南明治山の弱乾性黄色土では、南大東島の黄色土 (No.8) と基本的に同じ回折図を示した。0.417 および 0.245nm のピークが強く、明瞭で、Gt の結晶度は、南大東島の黄色土 (No.8) と同程度に高いことがわかった。また、0.269, 0.252 および 0.220nm に全くピークが存在しないことから、Hm がやはり含まれないことも確認できた。

以上の示差 X 線回折分析の結果に基づいて、各ピーク面積をピーク高と半価幅より算出したのが、表 4-2 である。Gt(110)のピーク面積は、南大東島の黄色土 (No.8) と弱乾性黄色土（沖縄）がほぼ同程度、喜界島のテラロッサ様土と赤黄色土の中間型 (No.6) が次いで、南大東島の赤色土 (No.7) と典型的赤色土（豊田）が同程度、ラテライト性赤色土（雲南）が最も小さかった。Hm(110)のピーク面積は、南大東島の赤色土 (No.7) とラテライト性赤色土（雲南）がほぼ同程度、典型的赤色土（豊田）、喜界島のテラロッサ様土と赤黄色土の中間型 (No.6) の順に小さくなり、南大東島の黄色土 (No.8) と弱乾性黄色土（沖縄）では存在しなかった。これは、赤色味が増すほど、Hm 含量が増加するという Torrent et al (1983) の結果を支持す

る結果となった。

$Hm(110)/Gt(110)$  のピーク面積比を比較したところ、ラテライト性赤色土（雲南）が最も大きく、南大東島の赤色土（No.7）、典型的赤色土（豊田）、喜界島のテラロッサ様土と赤黄色土の中間型（No.6）の順に小さくなり（図 4-8），遊離酸化鉄の結晶化指数の低下とほぼ対応し（表 4-1），すなわち、結晶度の高い  $Hm$  が多いほど、ピーク面積比が大きくなることを示唆している。 $Gt(111)/Gt(130)+Hm(104)$  のピーク面積比を比較したところ、ラテライト性赤色土（雲南）が最小、南大東島の赤色土（No.7）、典型的赤色土（豊田）、喜界島のテラロッサ様土と赤黄色土の中間型（No.6）の順に大きくなり、南大東島の黄色土（No.8）と弱乾性黄色土（沖縄）で最大となった（図 4-8）。これは、土壤の赤さの指数（Torrent et al., 1980）と良い相関関係が認められており（荒木, 1986），すなわち、 $Gt$  含量が多いほど黄色味が強く、赤色味の強い土壤の多くは、 $Gt$  と  $Hm$  の混合物からなることを示している。

このように土壤の赤色味は主に  $Hm$ ,  $Gt$  の相対含量に規定されることが明らかにされている（Torrent et al., 1983；荒木, 1986 および 1988）。したがって、赤色土の生成は、 $Hm$  の生成条件と大きく関係していると考えられる。 $Hm$  の生成を規定する条件は、1) 土壌温度および水分、2) 土壌有機物、3) 土壌 pH、4) Al の存在、5) 一次鉱物の風化速度（母材の影響）があげられる（Schwertmann, 1985）。同一地形面上（幕上、45~50m.a.s.l.）である赤色土（No.7）と黄色土（No.8）を比較してみると、

- 1) 微地形に支配される水分環境の違いが推定され、透水係数には明らかに差が認められている。
- 2) 土壌有機物は A 層で 40~50g kg<sup>-1</sup>、Bt 層以下で 10 g kg<sup>-1</sup> を示し、同程度である。
- 3) pH(H<sub>2</sub>O)は赤色土（No.7）の方が黄色土（No.8）よりやや高く、赤色土（No.7）の方が、 $Hm$  が生成されやすい中性付近の pH を呈している。
- 4) 実験的に Al の存在が  $Gt$ ,  $Hm$  の生成に影響を及ぼすことが確かめられており、Al は  $Gt$  の生成を強く阻害する（Lewis and Schwertmann, 1979）。赤

色土（No.7）のジチオナイトークエン酸塩可溶アルミニウム（Ald）は、黄色土（No.8）のそれより少ないとから、赤色土（No.7）の方がAlの存在によるHmの生成に及ぼす影響は少ないことが推定される。

5) 図4-9に示すように、南大東島の赤色土と黄色土の母材が異なると仮定した場合、すなわち、赤色土がサンゴ石灰岩から、黄色土がサンゴ石灰岩以外の堆積岩、もしくは海底堆積物から別々に生成したとするとき、一次鉱物の風化速度に差が生じ、ゆえに遊離酸化鉄の結晶化過程に違いが現れたと考えることもできる。

以上から、南大東島の赤色土と黄色土の生成に影響を及ぼす大きな要因は現段階では、透水性の差に見られる局部的な内部排水の良否によるところと考えた。しかし、黄色土の1M酢酸アンモニウム可溶Mg<sup>2+</sup>はCa<sup>2+</sup>よりも多く、黄色土が苦灰岩、サンゴ石灰岩以外の堆積岩、もしくは海底堆積物から生成した可能性も示唆されるが明らかではない。いずれにせよ、南大東島の赤色土（No.7）と黄色土（No.8）は、そのHmやGtの結晶度の高さから、どちらも喜界島の最高位面の土壤（No.6）よりもはるかに長い土壤生成期間を経た土壤であり、日本に従来みられる赤黄色土よりもさらに発達段階の進んだ中国南部の赤紅壤（ラテライト性赤黄色土）に近縁な段階にあると結論される。

#### 4-3-2 粘土鉱物組成

各種処理による脱鉄定方位試料のX線回折図を図4-10～図4-13に示した。

初生レンジナ様土（No.1）の無処理Mg-粘土では1.47, 1.01, 0.73, 0.51, 0.36, 0.34nmに主なピークが認められる。1.26nm付近にも弱いピークが認められた。レンジナ様土（No.2）、褐色レンジナ様土（No.3）、テラフスカ様土（No.4）、テラロッサ様土（No.5）、テラロッサ様土と赤黄色土の中間型（No.6）でも認められたピークは同じであった。しかし、テラロッサ様土と赤黄色土の中間型（No.6）で1.47, 1.01, 0.73nmのピークの高さがほぼ同じであるのに対し、それ以外の土壤では、1.47nmのピークが1.01, 0.73nmのピークより高くなっていた。1.47nmの反射は、グリセーロール処理で変化せず、スマクタイトは存在しない。また、K処理で弱まり、300℃加熱処理によって1.01nmの反射が強まるところからバーミキ

ュライトが存在すると判断した。500℃加熱処理でもピークが認められることからクロライトもわずかに存在していた。1.26nm 付近のピークは K-粘土試料の加熱処理によって 1.01nm に収縮することからバーミキュライトとイライトの不規則混層鉱物が存在すると判断した。1.01nm と 0.51 nm は、グリセロール処理で不变なことからハロイサイト (1.0nm) は存在しない。したがって、このピークは雲母型粘土鉱物（主としてイライト）によるものである。0.73nm と 0.36nm は K-粘土試料の 500℃加熱処理で消失することからカオリナイトと同定される。0.34nm は石英と同定される。

南大東島の赤色土 (No.7) の無処理 Mg-粘土では 1.01, 0.73, 0.51, 0.485, 0.36, 0.34nm に主なピークが認められる。1.01nm と 0.51 nm は、グリセロール処理で不变なことから雲母型粘土鉱物（主としてイライト）によるものである。0.73nm と 0.36nm は K-粘土試料の加熱処理の変化からカオリナイト、0.34nm は石英と同定される。0.485nm は、ギブサイトによるものと考えられる。南大東島の赤色土 (No.7) では、1.40nm の回折線は、認められない。南大東島の黄色土 (No.8) の X 線回折図は、各層位とも赤色土 (No.7) のそれと類似していた。黄色土 (No.8)においても、赤色土 (No.7) と同様、1.40nm の回折線は、認められなかった。

Na-粘土粉末試料の示差熱分析曲線は図 4-14 に示したとおりである。喜界島のテラロッサ様土と赤黄色土との中間型 (No.6), 南大東島の赤色土 (No.7) および黄色土 (No.8) で 275℃に明瞭な吸熱ピークを示した。これは X 線回折図における 0.485nm のピークの存在と合わせて、いずれもギブサイトの存在を示している。また、黄色土 (No.8) の全層位には、340℃に弱い吸熱ピークを示し、ゲータイトの存在を示している。さらに、喜界島のテラロッサ様土と赤黄色土との中間型 (No.6), 赤色土 (No.7) および黄色土 (No.8) のいずれにおいても 500℃付近に明瞭な吸熱ピークを示した。これは X 線回折図における 0.73nm のピークの存在と合わせて考えると、カオリナイトの存在を示している。ピークの形が、左右対称であることより、結晶度の高いカオリナイトであると判断した。

以上の X 線回折分析の結果にもとづいて、隆起サンゴ礁段丘上の土壤発達過程に伴う粘土鉱物組成の変化を見るために、各層位の各粘土鉱物のピーク面積の総和を

100%とした場合の各粘土鉱物の割合を示したのが表 4-3 である。層状ケイ酸塩鉱物については、X線回折図のピーク高と半価幅より算出したピーク面積から半定量的に示した。示差熱重量分析の結果は、ギブサイト、ゲータイト含量として示差熱重量曲線の 275°C, 340°C の重量の減少から計算し、重量%で表した。

また、表 4-4 は表 4-3 をもとに半定量的に粘土鉱物組成を表したものである。表 4-3 および表 4-4 に示したように、最も隆起年代の若い初生レンジナ様土 (No.1) は、他の土壤と比べてクロライトの割合が非常に高い。レンジナ様土 (No.2) からテラロッサ様土と赤黄色土の中間型 (No.6) に至るまで、次第にバーミキュライトとイライト/バーミキュライト不規則混層鉱物が減少し、代わりにカオリナイトが増加した。また、イライトとクロライトには、一定の関係が見られなかった。イライトの起源をどこに求めるかは残された問題であり、その風化生成物としてのバーミキュライトやそれらの混層鉱物の土壤の発達段階に伴う量的な消長多くの疑問が残る結果となった。しかし、カオリナイトの優勢化と土壤発達段階との間には、良い相関が認められた。また、示差熱重量分析からギブサイトは、喜界島のテラロッサ様土と赤黄色土の中間型 (No.6) の Bt1 層で 4% であり、一方、南大東島の赤色土 (No.7) および黄色土 (No.8) の Bt2 層のギブサイト含量は 8% であり、さらに黄色土 (No.8) の Bt2 層ではゲータイトも 15% 含むことから、南大東島の赤色土 (No.7) および黄色土 (No.8) の方が喜界島のテラロッサ様土と赤黄色土の中間型 (No.6) より明らかに発達段階が進んでいることを示唆している。

一般に赤黄色土の粘土鉱物組成は、Al-バーミキュライト、カオリナイト、ギブサイトが主とされている。喜界島のテラロッサ様土と赤黄色土の中間型 (No.6) では、カオリナイトの増加は明らかに認められたが、Al-バーミキュライトは存在せず、代わりに Al-バーミキュライトの風化前の鉱物であるイライト/バーミキュライト不規則混層鉱物がなお存在しており、発達段階としては赤黄色土に至っていないことを表している。したがって、第 3 章で述べたとおり、本土壤 (No.6) の塩基飽和度が高い (66~80%) こととイライト/バーミキュライト不規則混層鉱物がなお存在していることを合わせて考えると、テラロッサ様土から赤黄色土へ向かう移行型とみなすことができる。一方、南大東島の赤色土 (No.7) と黄色土 (No.8) の A

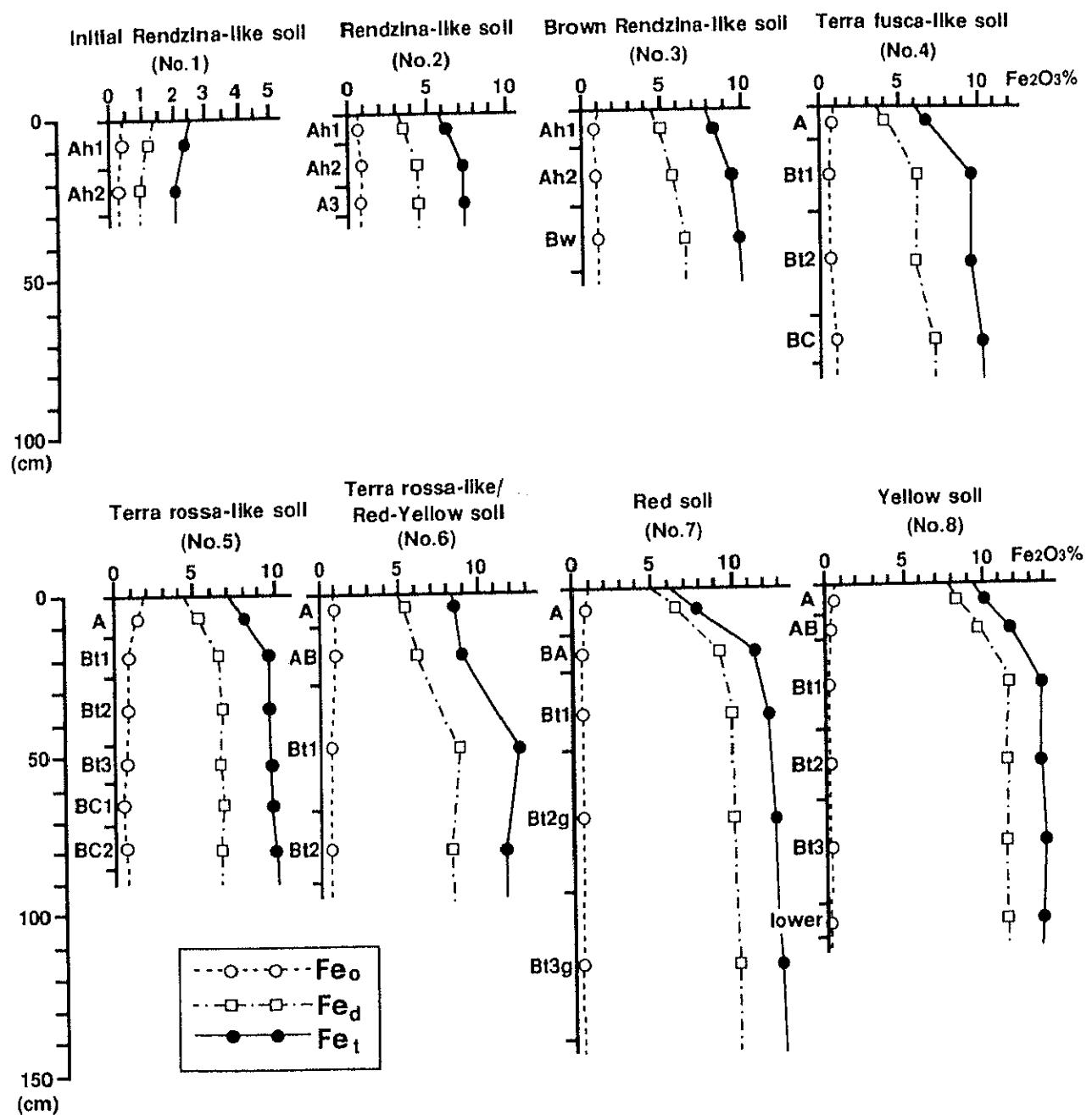
層には 1.40nm にピークを持つ鉱物が同定されなかった。また、全層位にわたってクロライトやイライト/バーミキュライト不規則混層鉱物は認められなかつたのは喜界島の土壤と異なる点である。赤色土 (No.7) および黄色土 (No.8) は、同様な粘土鉱物組成を示したが、黄色土 (No.8) の方が赤色土 (No.7) よりカオリナイトを多く含んでいることがわかつた。阿部・福士 (1973) は、南大東島土壤の粘土は、主としてカオリン鉱物およびイライトからなり、針鉄鉱、加水酸化鉄ゲル、ギブサイト、燐灰石(?)および石英を副成分として含有すると報告している。また、南大東島の粘土が 1.40nm 鉱物をほとんど含まないことに関して、その理由は明らかではないが、南西諸島の他の島々の粘土と最も異なる点であると指摘した。カオリン鉱物が粘土の中で占める割合の大きいことが南大東島の土壤の一つの特徴とみなされた。南大東島の赤色土 (No.7) および黄色土 (No.8) の土壤粘土鉱物組成は、阿部・福士 (1973) の結果を支持するものとなつた。

喜界島の最高位面に生成しているテラロッサ様土と赤黄色土の中間型 (No.6) と南大東島の幕上の赤色土 (No.7) および黄色土 (No.8) と比較した場合、喜界島の中間型 (No.6) の粘土鉱物組成は、カオリナイトがやや優勢であるが、イライト、イライト/バーミキュライト不規則混層鉱物、バーミキュライトも同程度に含み、さらに少量のクロライトを伴う。また、ギブサイト含量は 4% であり、南大東島の幕上の赤色土 (No.7) および黄色土 (No.8) と比べるとはるかに少ない。喜界島の土壤では、クロライト/バーミキュライト中間体が形成される前段階の鉱物であると考えられるイライト/バーミキュライト不規則混層鉱物の存在が、一般的な赤黄色土ほど風化が進んでおらず、テラロッサ様土から赤黄色土に向かう移行型とみなす根拠の一つになっている。これに対し、南大東島の赤色土 (No.7) および黄色土 (No.8) は、カオリナイトに富み、ギブサイトもかなり含まれることより、一般的な赤黄色土よりも発達段階の進んだ土壤であると判断できる。赤色土 (No.7) および黄色土 (No.8) の粘土が 1.40nm 鉱物をほとんど含まず、イライトを主とする雲母型粘土鉱物が存在する理由は明らかではない。イライトを主とする雲母型粘土鉱物は、中国大陆からの風成塵（レス）（井上ら、1993），過去の氷河期における海退にともなう本島付近の浅海底の陸化によるローカルな風成塵などに由來した可

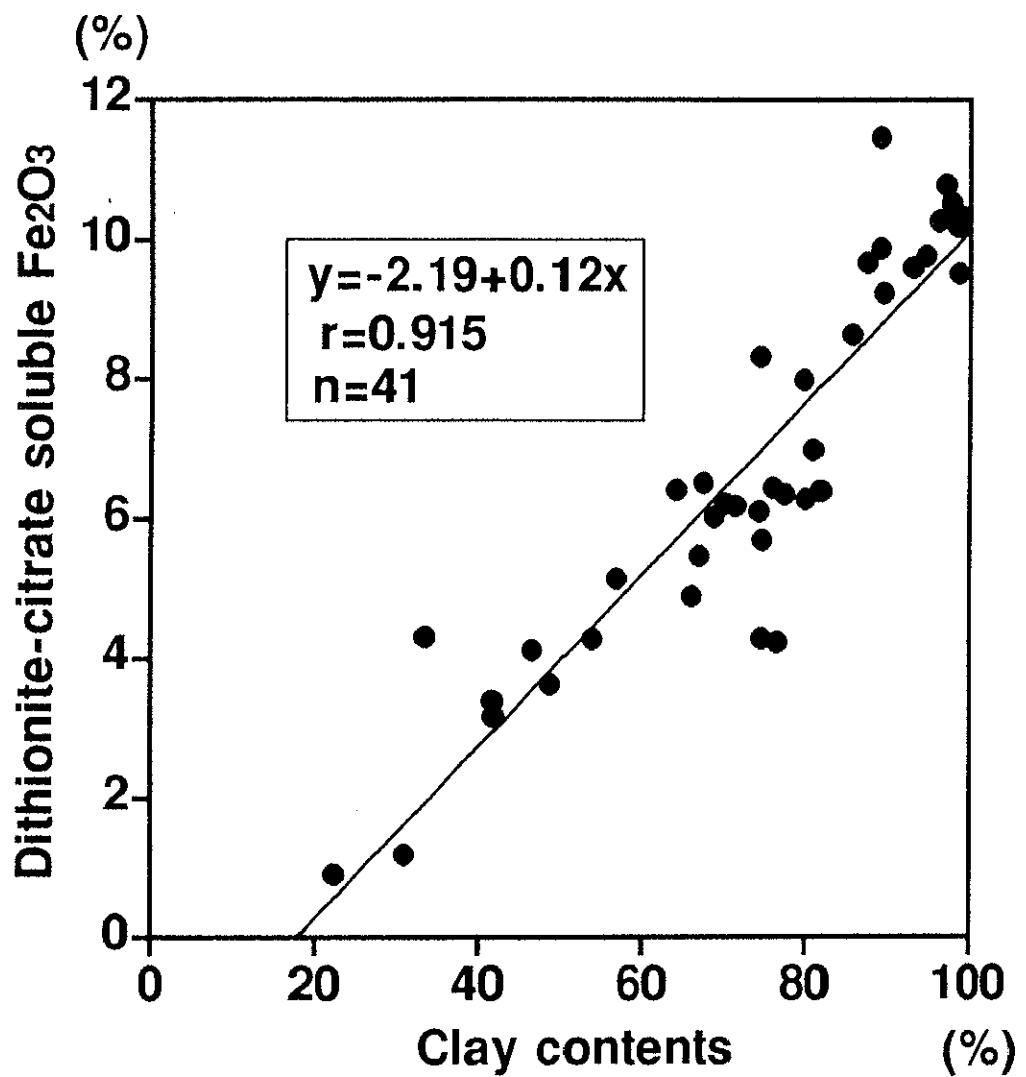
能性も否定できない。しかし、Nagatsuka and Urushibara (1988) は、中国雲南南部、西双版納の段丘堆積物からなる Dystric Nitosol (Typic Paleudult) および砂質岩由来の Orthic Acrisol (Typic Tropudult)において、その土壤粘土鉱物組成は、1.4nm 鉱物がほとんどなく、イライトとカオリナイトからなることを報告している。これは、亜熱帶南部の風化の進んだ土壤においては、1.4nm 鉱物の分解により、カオリナイトを生じ、イライトは相対的に安定して存在する場合があることを示唆するものと考えられる。

以上の粘土鉱物組成の結果より、南大東島の幕上に生成している赤色土 (No.7) および黄色土 (No.8) は、先に述べた (4-3-1) 遊離酸化鉄の結晶化指数の高さ (0.77 ~ 0.85) と粘土鉱物組成の結果からも判断して、南西諸島の隆起サンゴ礁段丘上の土壤の中で最も長期の土壤生成作用と風化を受けた土壤といえる。

従って、南大東島の幕上の赤色土 (No.7) と黄色土 (No.8) は、日本に従来みられる赤黄色土よりもさらに発達段階の進んだ、中国雲南南部にみられるようなラテライト性赤色土 (Nagatsuka and Urushibara, 1988) に類似した土壤であるとみなすことができる。



**Fig.4-1 Profile distribution of total and free iron oxides.**



**Fig.4-2 Relationship between clay contents and dithionite-citrate soluble  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  of Kikai and Minami-Daito Islands.**

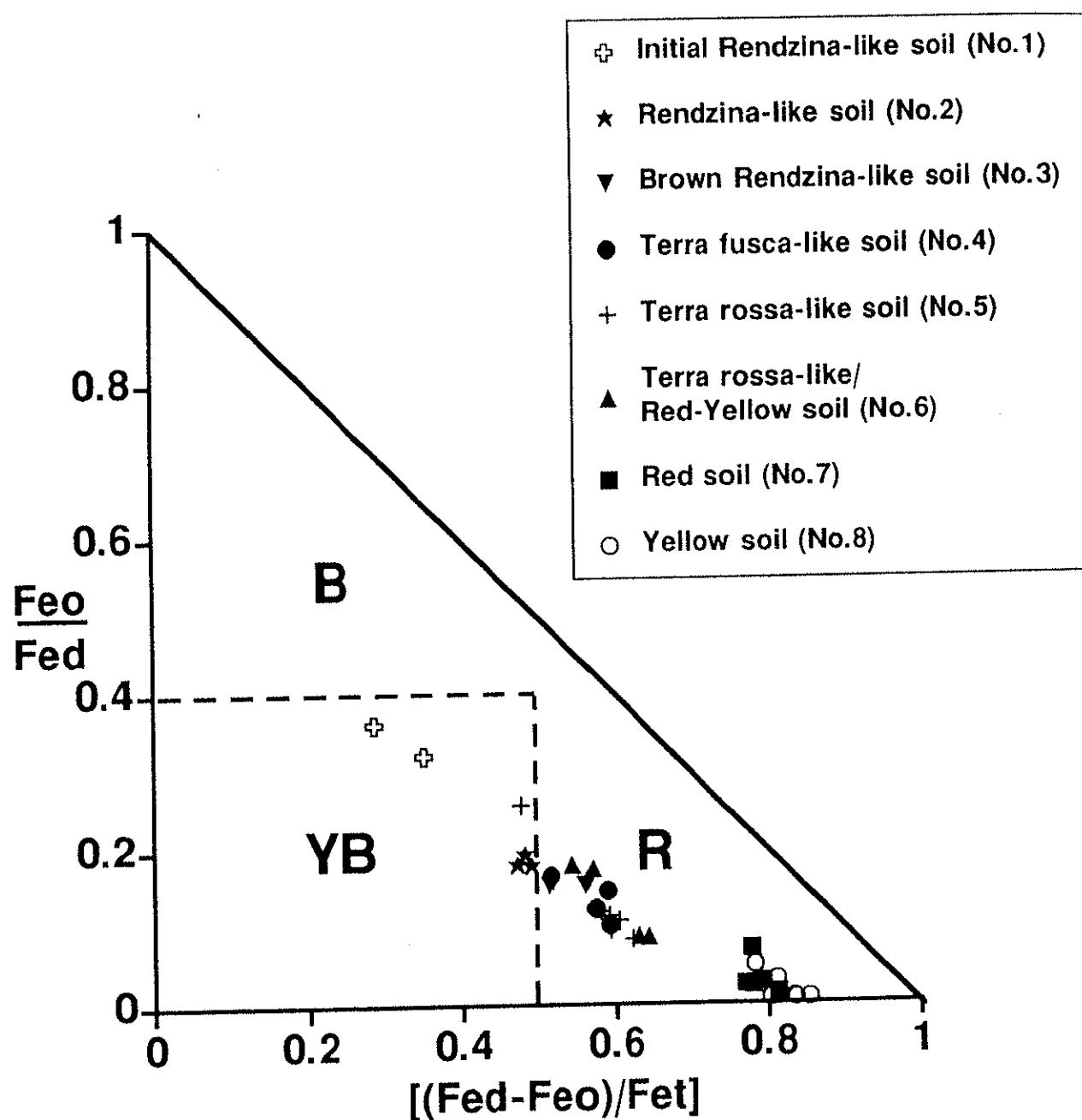


Fig.4-3 Activity and crystallinity ratios of free iron oxide of soils of Kikai and Minami-Daito Islands.

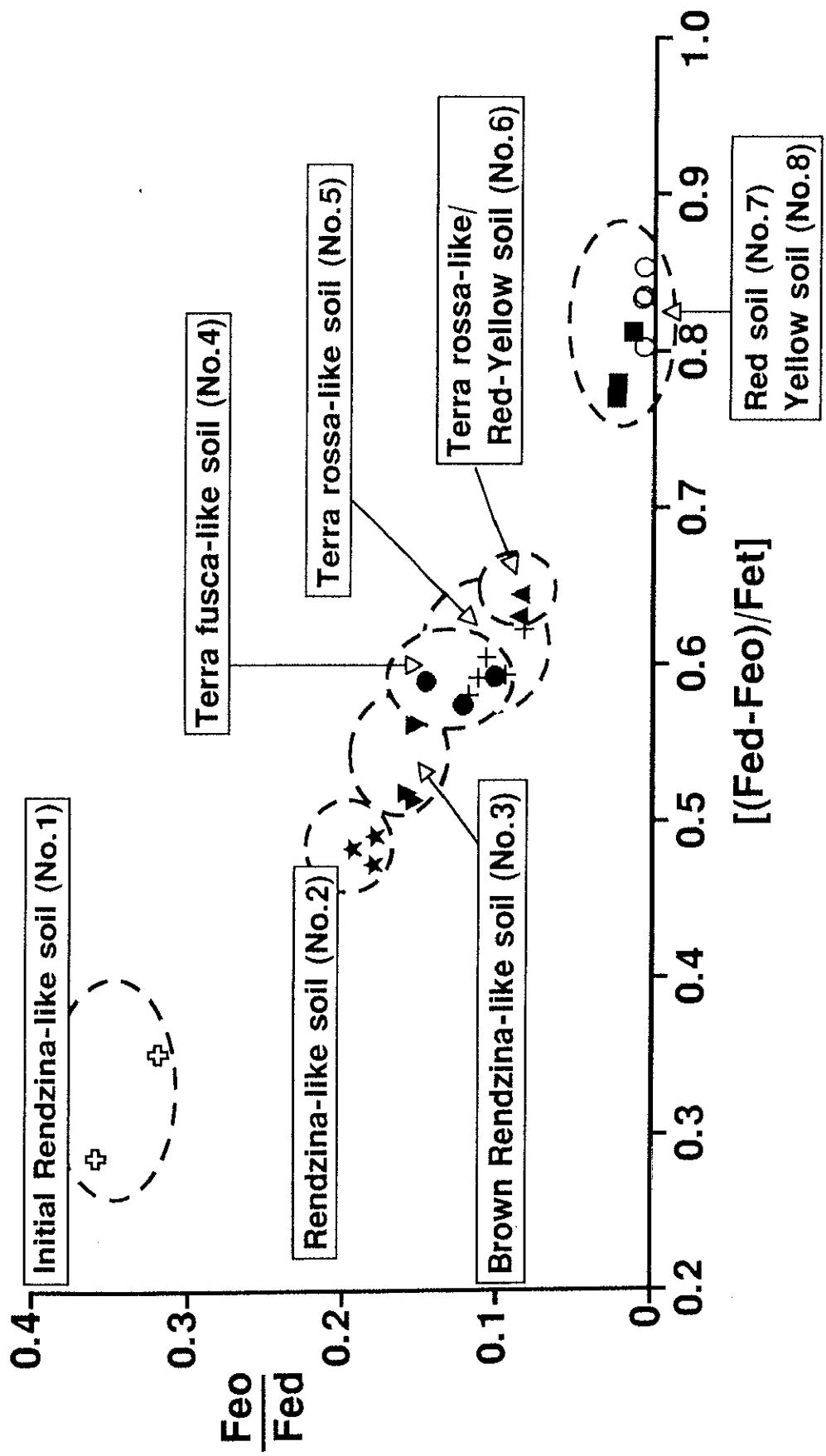
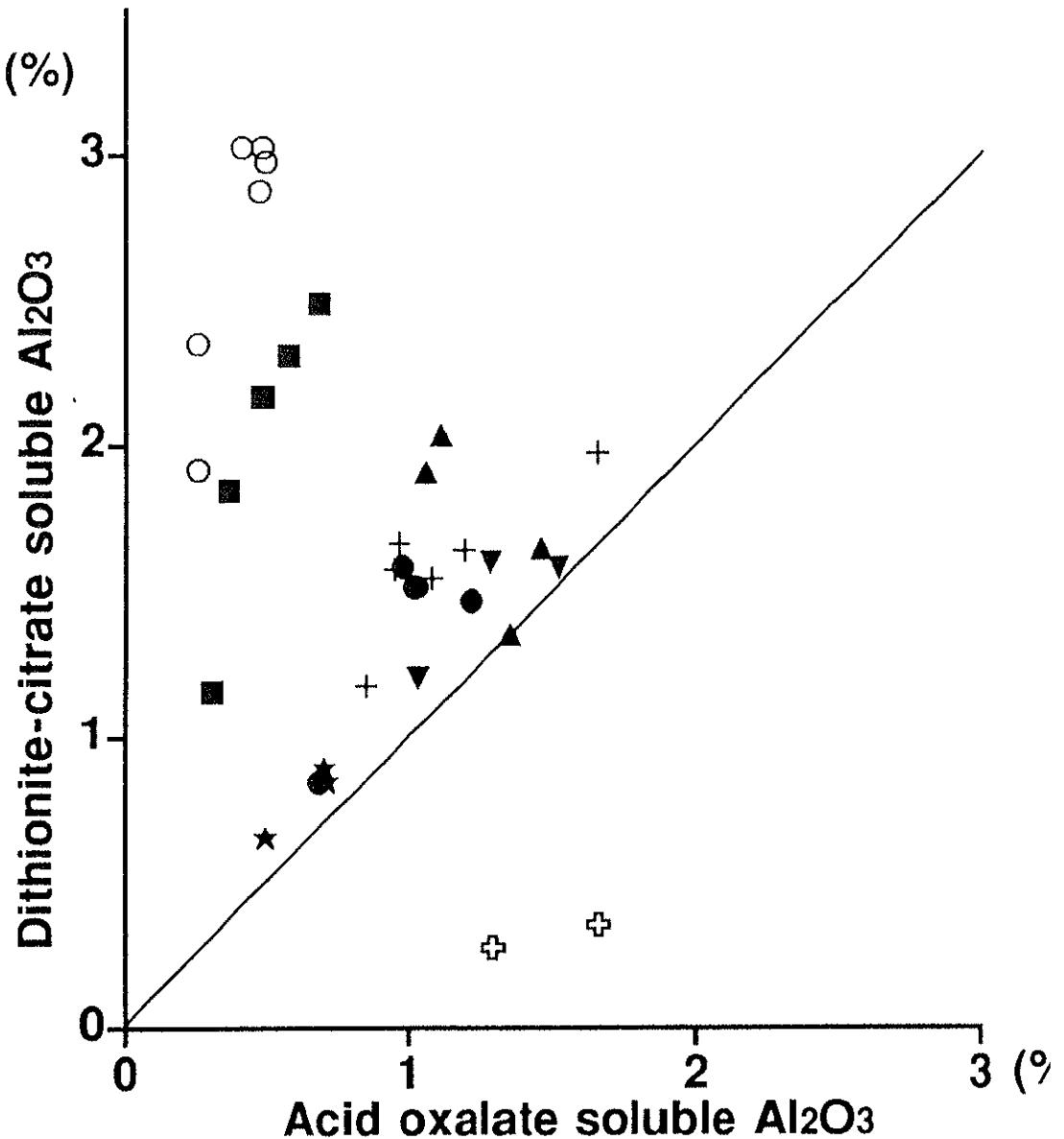


Fig.4-4 Activity and crystallinity ratios of free iron oxides of soils of Kikai and Minami-Daito Islands.



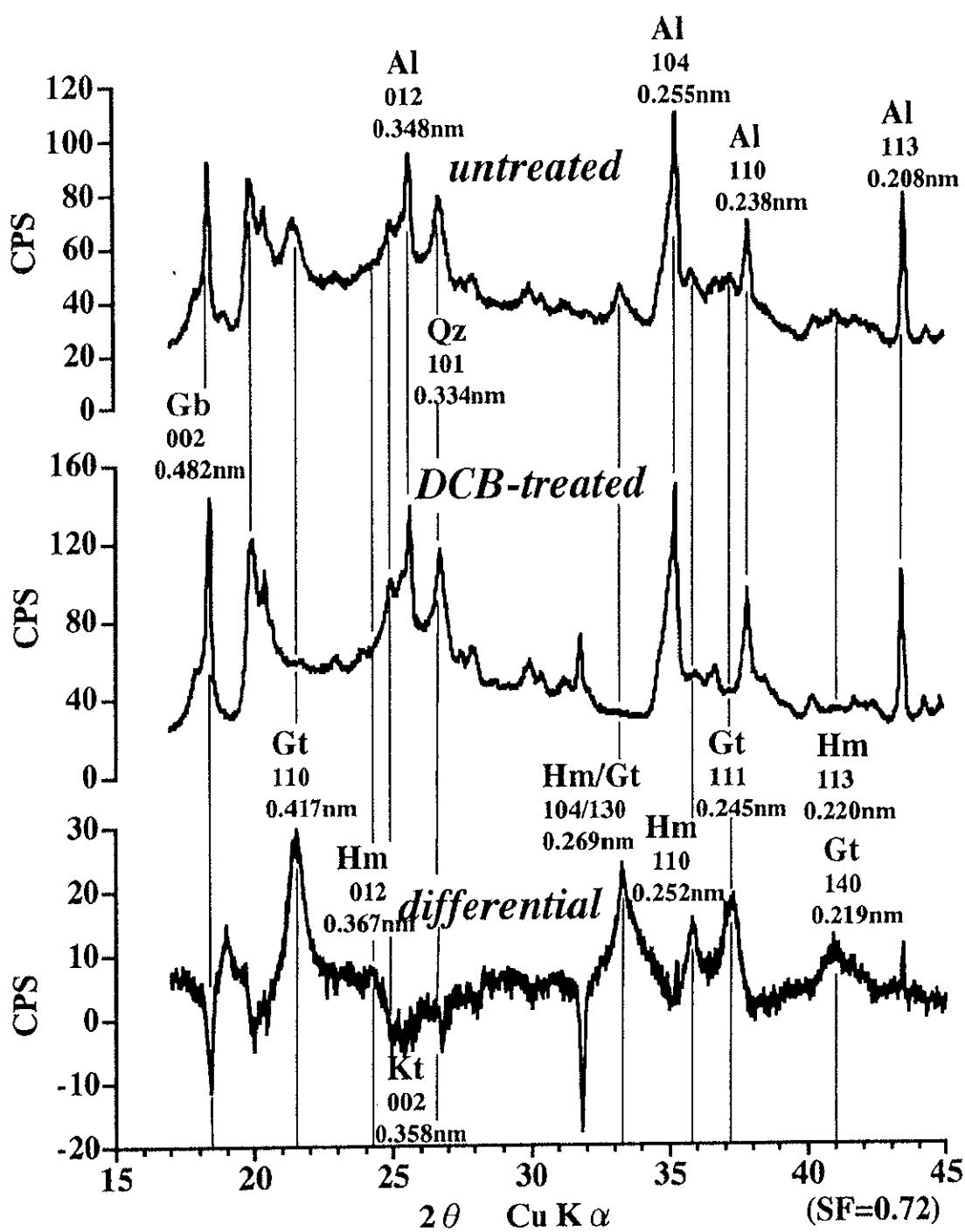
**Fig.4-5 Relationship between acid oxalate and dithionite-citrate soluble Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.**

- ⊕ Initial Rendzina-like soil (No.1)
- ★ Rendzina-like soil (No.2)
- ▼ Brown Rendzina-like soil (No.3)
- Terra fusca-like soil (No.4)
- ✚ Terra rossa-like soil (No.5)
- ▲ Terra rossa-like/Red-Yellow soil (No.6)
- Red soil (No.7)
- Yellow soil (No.8)

**Table 4-1** Moist soil color, oxalate- and DCB-extractable iron, total iron, activity and crystallinity ratios of free iron oxides and redness rating of soil samples.

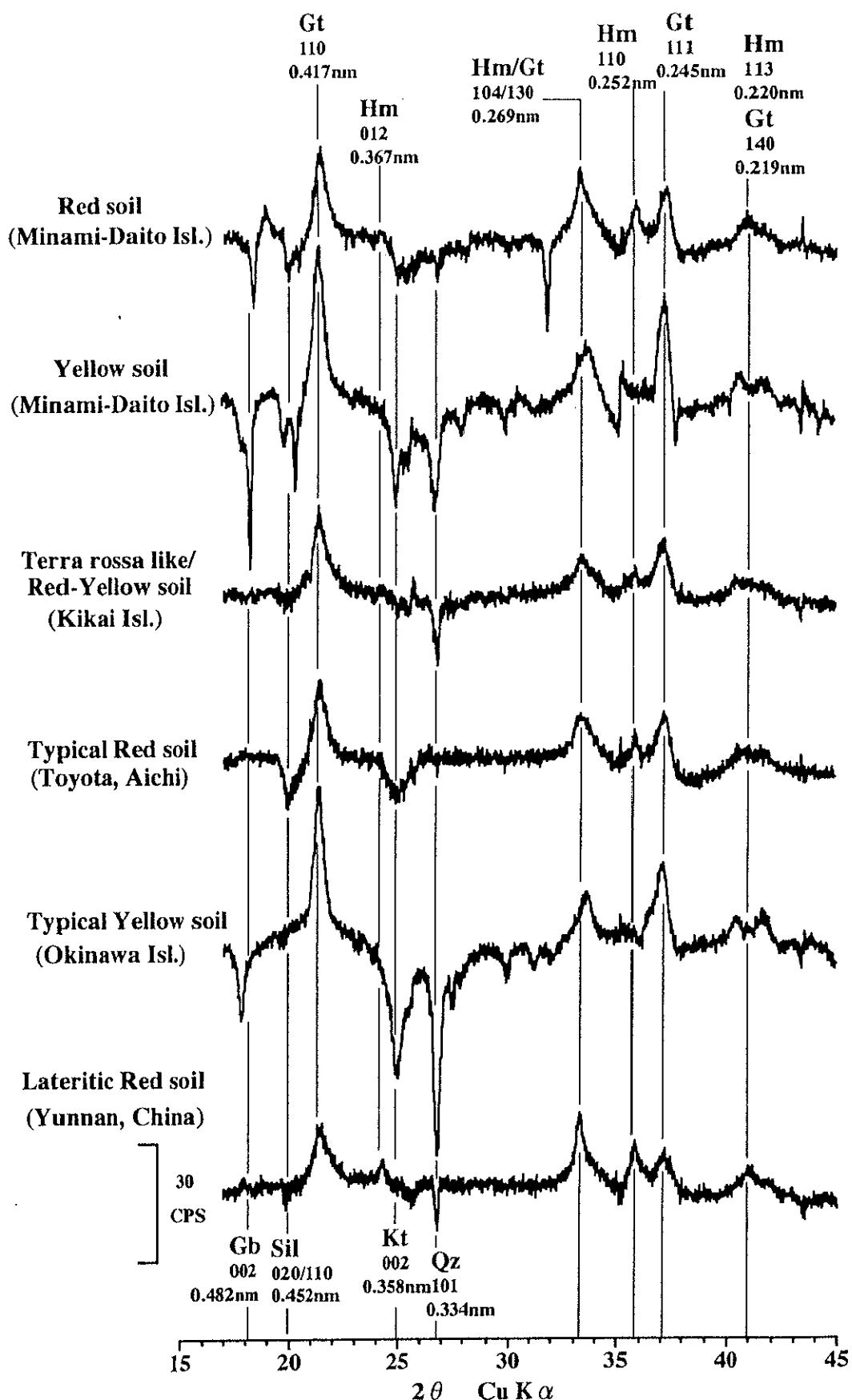
Sample	Hor.	Depth	Moist color	Feo	Fed	Fet	Activity ratio	Crystallinity ratio	RR*
									% $\text{Fe}_2\text{O}_3$
<b>Minami-Daito Island (<i>Hagueue</i>, 45~50m.a.s.l.)</b>									
Red soil (No.7)	Bt2	50-95	10R4/8~2.5YR4/8	0.2	9.6	12.2	0.02	0.77	17.5
Yellow soil (No.8)	Bt2	45-67	7.5YR4.5/7	0.1	10.8	12.9	0.01	0.83	3.9
<b>Kikai Island (Pleistocene terrace I, 200m.a.s.l.)</b>									
Terra rossa like/	Bt2	68-90	7.5YR5/8	0.7	8.7	12.2	0.09	0.60	4.0
<b>Red-Yellow soil (No.6)</b>									
<b>Toyota-City, Aichi (Higher terrace, 20m.a.s.l.)</b>									
Typical Red soil	Bt2	35-65	2.5YR4/8	0.2	5.1	7.3	0.04	0.68	15.0
<b>Nago-City, Okinawa-Island (Higher terrace, 77m.a.s.l.)</b>									
Typical Yellow soil	Bt2	30-60	10YR5/8	0.1	3.5	4.9	0.04	0.69	0.0
<b>Clinton, Yunnan, South China (Higher terrace, 1290m.a.s.l.)</b>									
Lateritic Red soil	Bt2	82-116	2.5YR5/8	0.2	3.1	3.9	0.05	0.80	12.0

\*: RR=redness rating (Torrent et al., 1980)



**Fig.4-6** XRD patterns for the untreated clay fractions with 10% added  $\alpha$ -alumina, DCB-treated sample, and differential pattern from Minami-Daito Island soil (Red soil, Bt2).

Al =  $\alpha$ -alumina, Gb = gibbsite, Gt = goethite,  
Hm = hematite, Kt = Kaolinite, Qz = quartz.



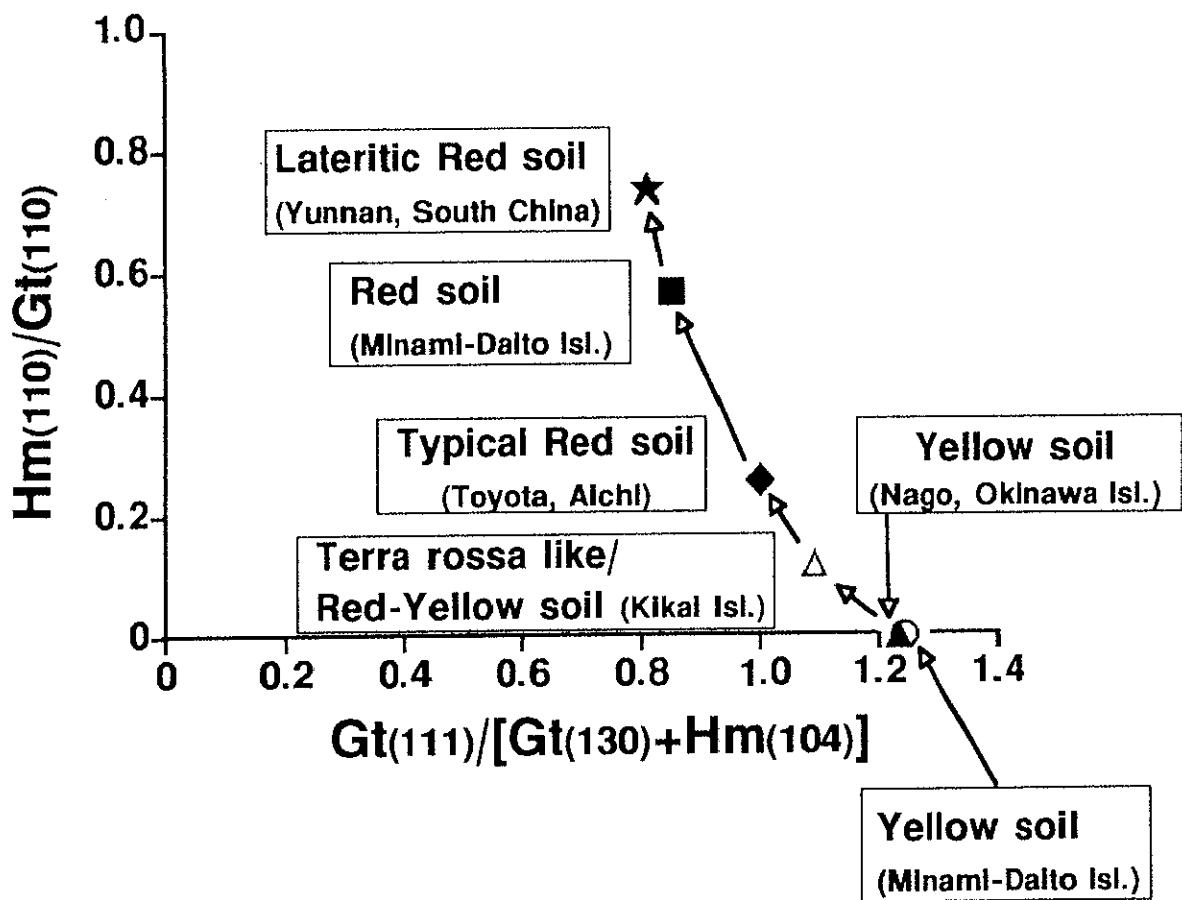
**Fig.4-7 DXRD patterns for clay fractions from the soils.**  
**Gb=gibbsite, Sil=silicate, Kt=kaolinite,**  
**Gt=goethite, Hm=hematite, Qz=quartz.**

**Table 4-2 Data derived from DXRD measurements.**

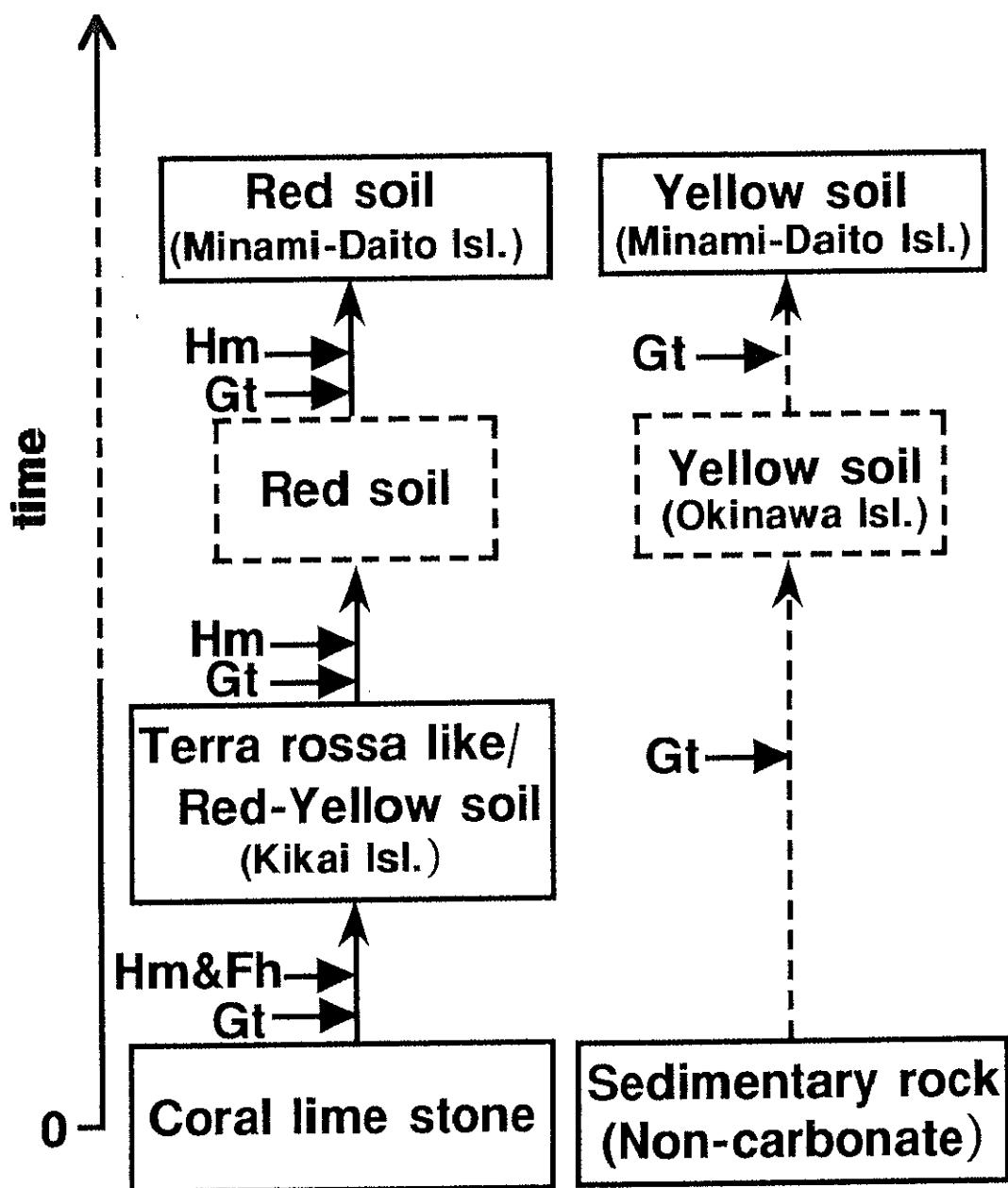
Sample	Hor.	Depth (cm)	Gt*	Hm*	Gt (130)+ (110)	Total Hm (104)	Hm (110) Gt (110)	Gt (111) Gt (130)+Hm (104)
			(110)	(111)	(110) (012)	Gt (110)	Gt (110)	Gt (110)
<b>Minami-Daito Island (<i>Hagueue</i>, 45~50m.a.s.l.)</b>								
Red soil (No.7)	Bt2	50-95	188	188	108	0	221	705
Yellow soil (No.8)	Bt2	45-67	338	277	0	0	224	839
<b>Kikai Island (Pleistocene terrace I, 200m.a.s.l.)</b>								
Terra rossa like/	Bt2	68-90	216	136	26	0	125	503
Red-Yellow soil (No.6)							0.12	1.09
<b>Toyota-City, Aichi (Higher terrace, 20m.a.s.l.)</b>								
Typical Red soil	Bt2	35-65	176	156	45	0	155	532
<b>Nago-City, Okinawa-Island (Higher terrace, 77m.a.s.l.)</b>								
Typical Yellow soil	Bt2	30-60	350	232	0	0	188	770
<b>Clinton, Yunnan, South China (Higher terrace, 1290m.a.s.l.)</b>								
Lateritic Red soil	Bt2	82-116	126	119	93	33	148	519
							0.74	0.81

\*; Hm=hematite; Gt=goethite.

\*\*, Peak height (mm) × width at half-height (mm)



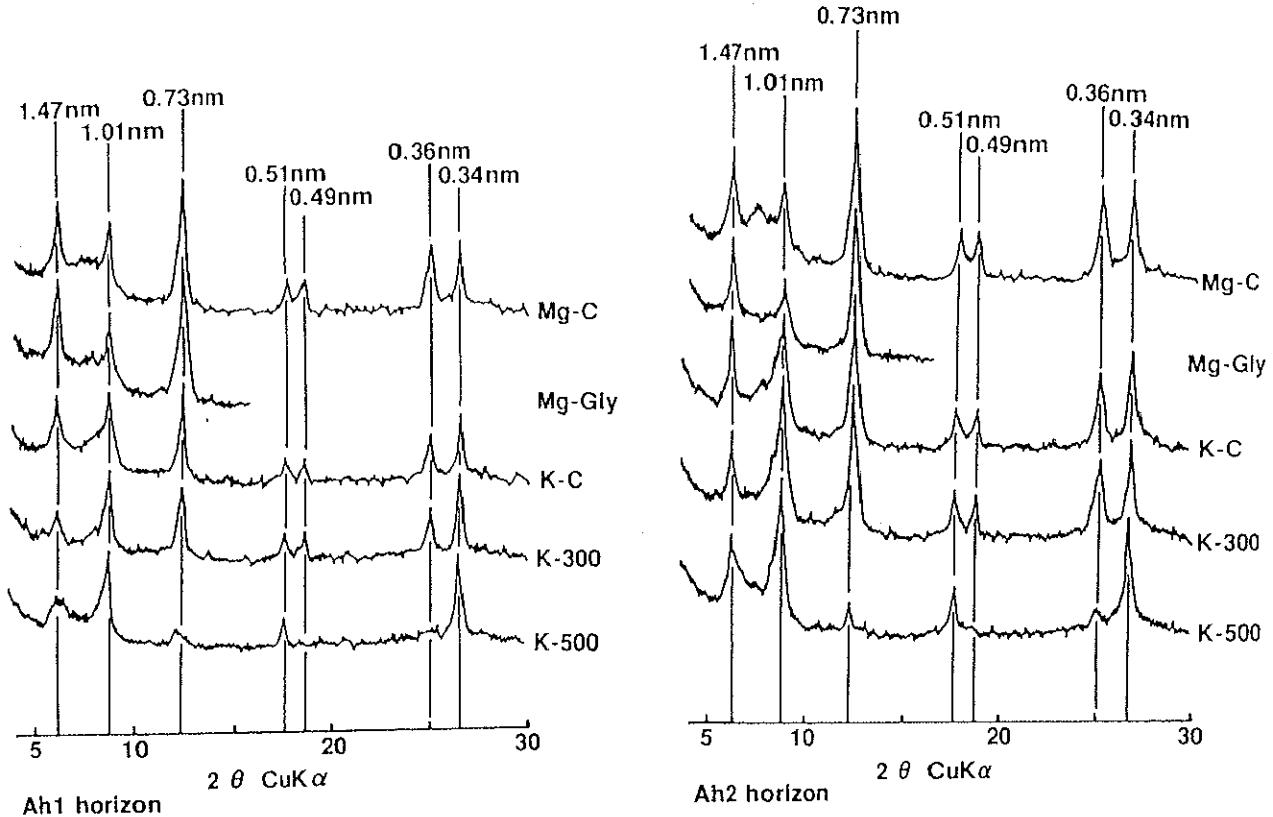
**Fig.4-8 Relationship between the ratios of peak area of  $Gt(111)/[Gt(130)+Hm(104)]$  and  $Hm(110)/Gt(110)$ .**



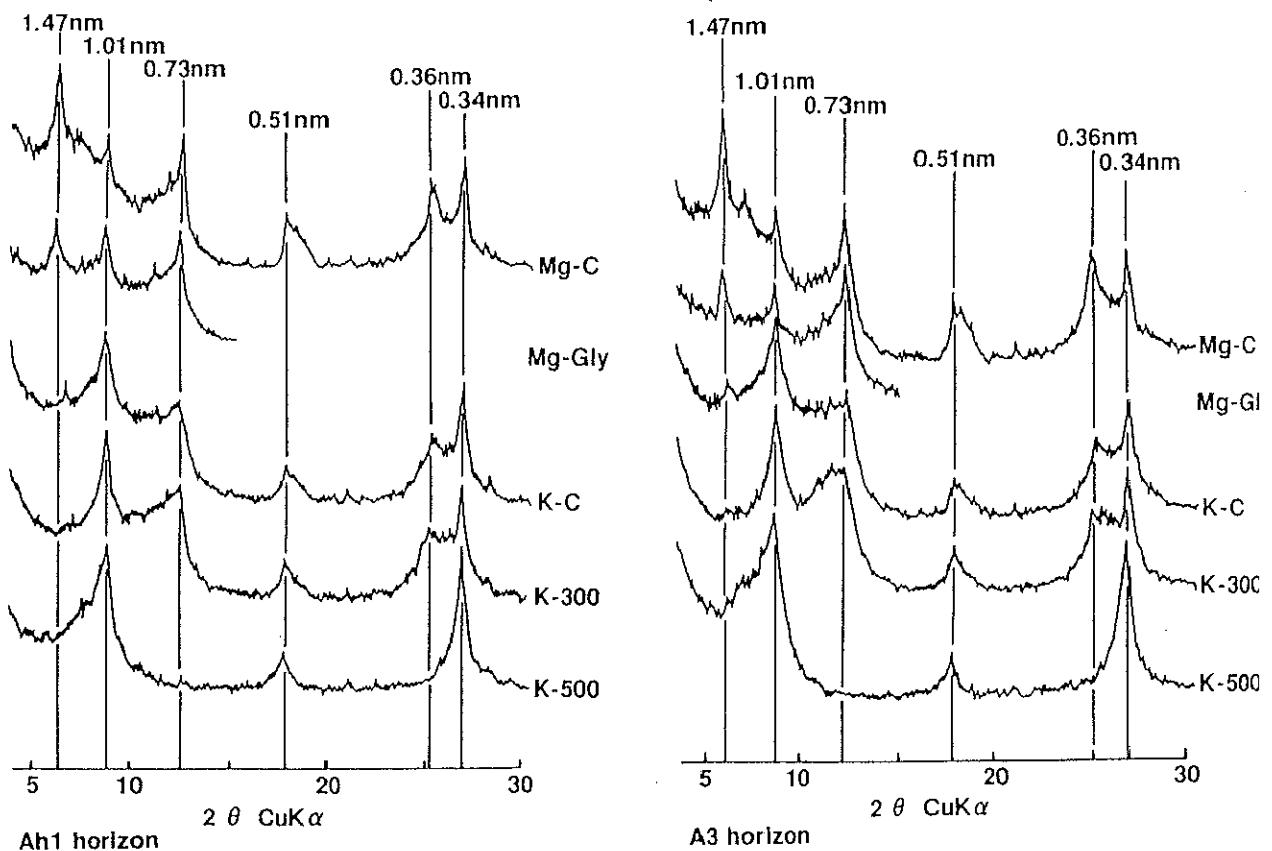
Fh : Ferrihydrite  
 Gt : Goethite  
 Hm : Hematite

**Fig.4-9 Schematic of soil development on the raised coral reef terraces and the forms of free iron oxides.**

### Initial Rendzina-like soil (No.1)

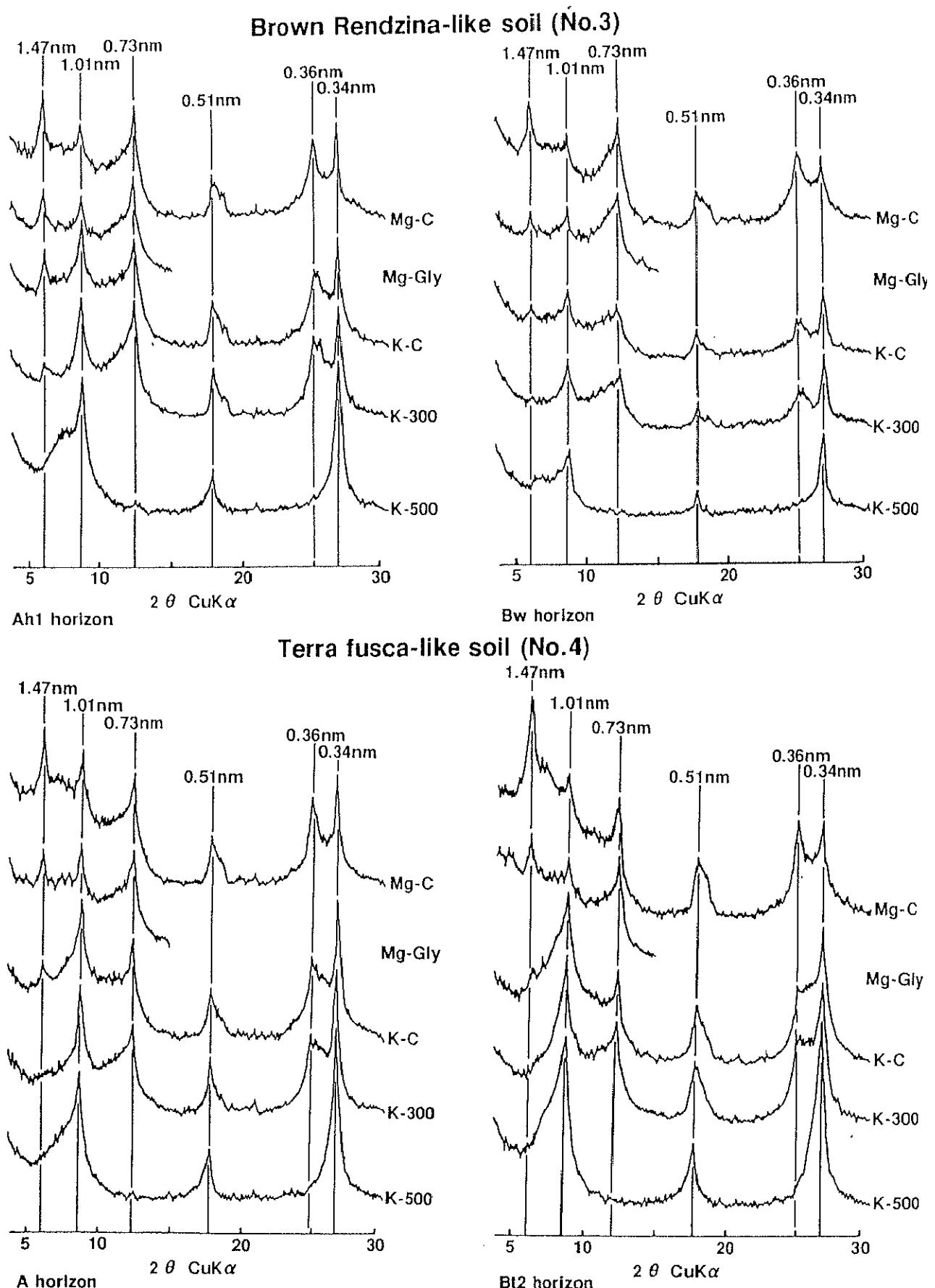


### Rendzina-like soil (No.2)



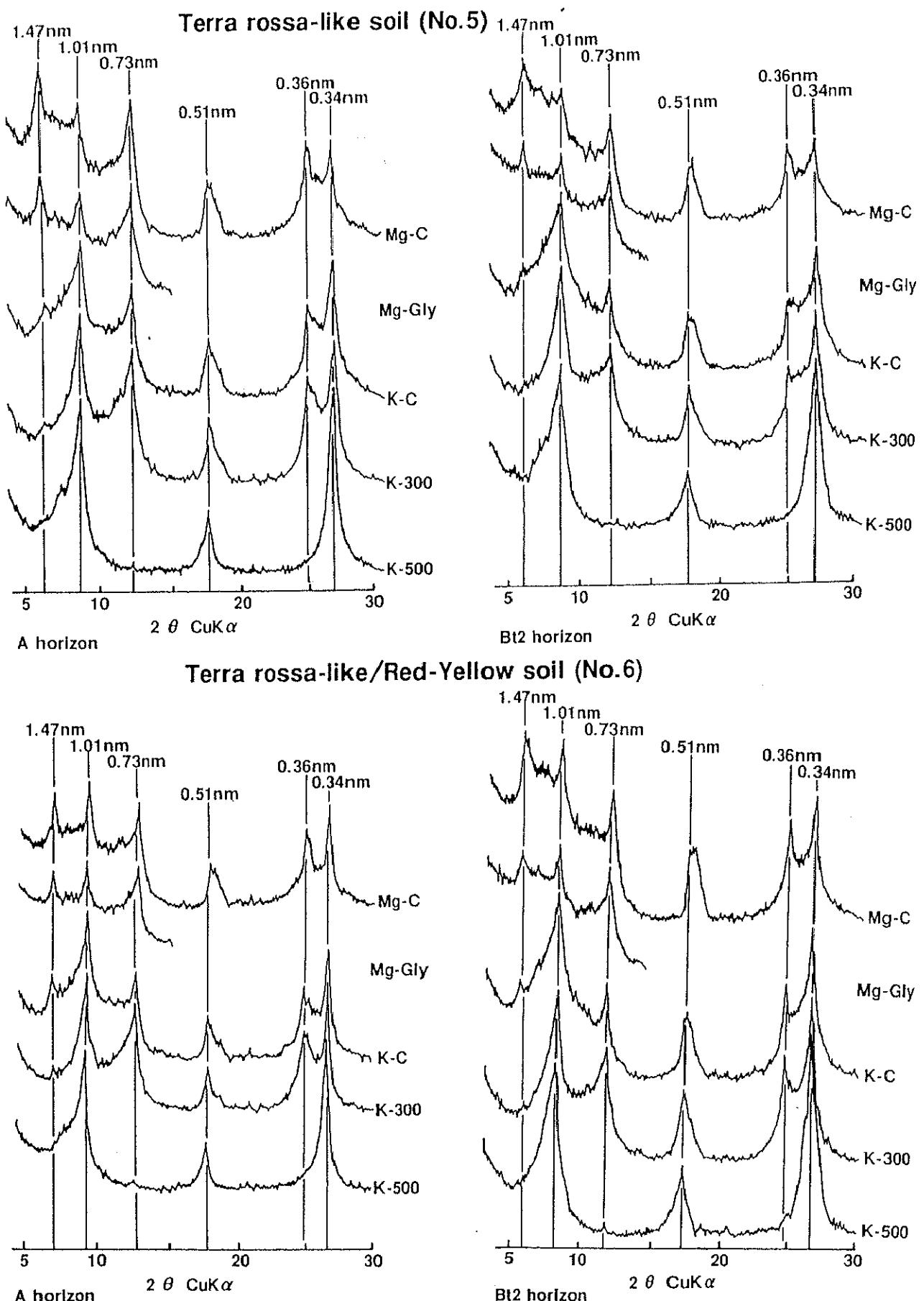
**Fig.4-10 X-ray diffraction traces of representative oriented clay specimens from Initial Rendzina-like soil (No.1) and Rendzina-like soil (No.2).**

Mg-C : Mg-air dry, Mg-Gly : Mg-glycerol, K-C : K-air dry, K-300 : K-heated at 300°C, K-500 : K-heated at 500°C.



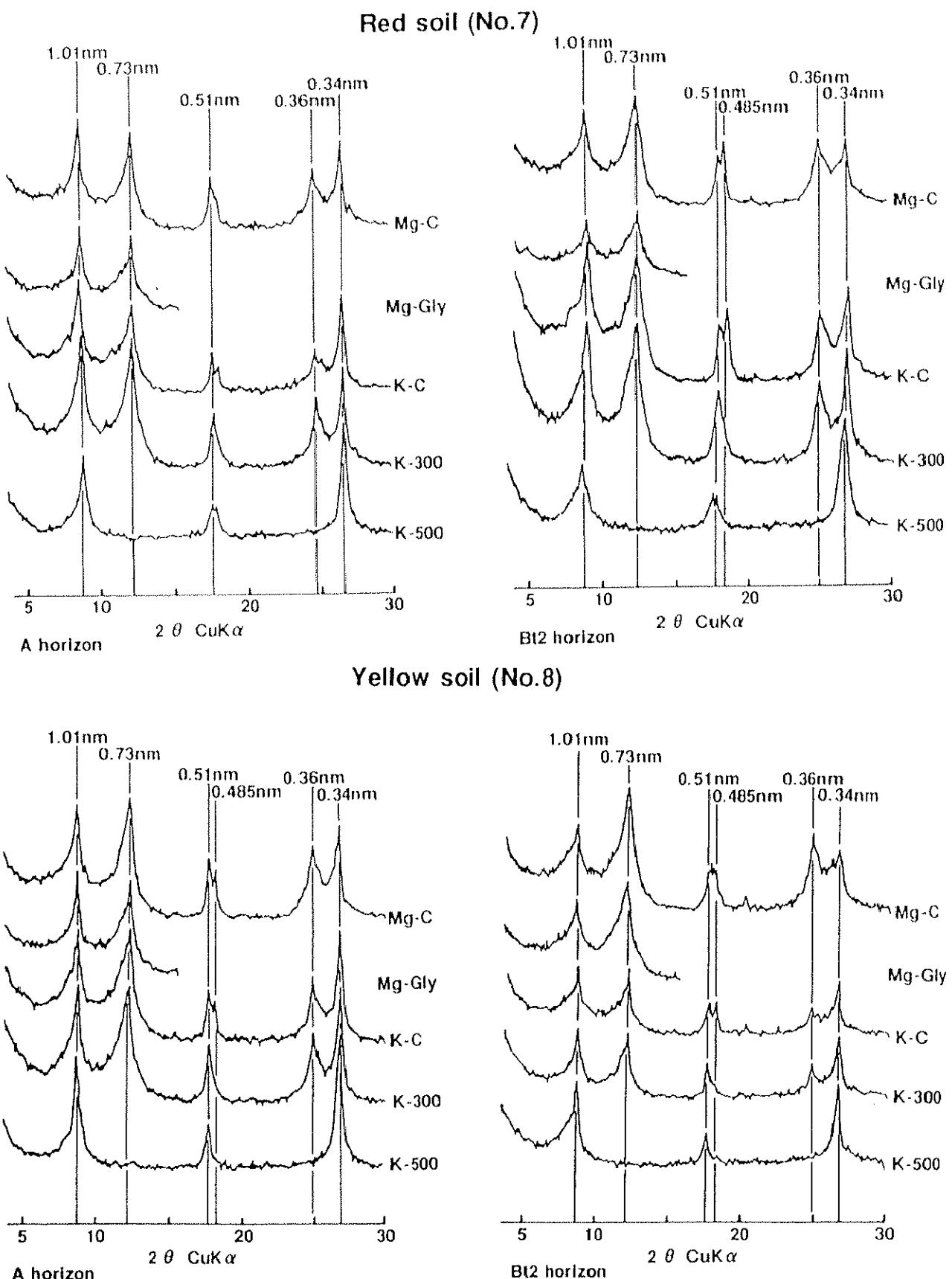
**Fig. 4-11 X-ray diffraction traces of representative oriented clay specimens from Brown Rendzina-like soil (No.3) and Terra fusca-like soil (No.4).**

Mg-C : Mg-air dry, Mg-Gly : Mg-glycerol, K-C : K-air dry, K-300 : K-heated at 300°C, K-500 : K-heated at 500°C.



**Fig.4-12 X-ray diffraction traces of representative oriented clay specimens from Terra rossa-like soil (No.5) and intermediate between Terra rossa-like and Red-Yellow soil (No.6).**

Mg-C : Mg-air dry, Mg-Gly : Mg-glycerol, K-C : K-air dry, K-300 : K-heated at 300°C, K-500 : K-heated at 500°C.



**Fig. 4-13 X-ray diffraction traces of representative oriented clay specimens from Red soil (No.7) and Yellow soil (No.8).**

Mg-C : Mg-air dry, Mg-Gly : Mg-glycerol, K-C : K-air dry, K-300 : K-heated at 300°C,  
K-500 : K-heated at 500°C.

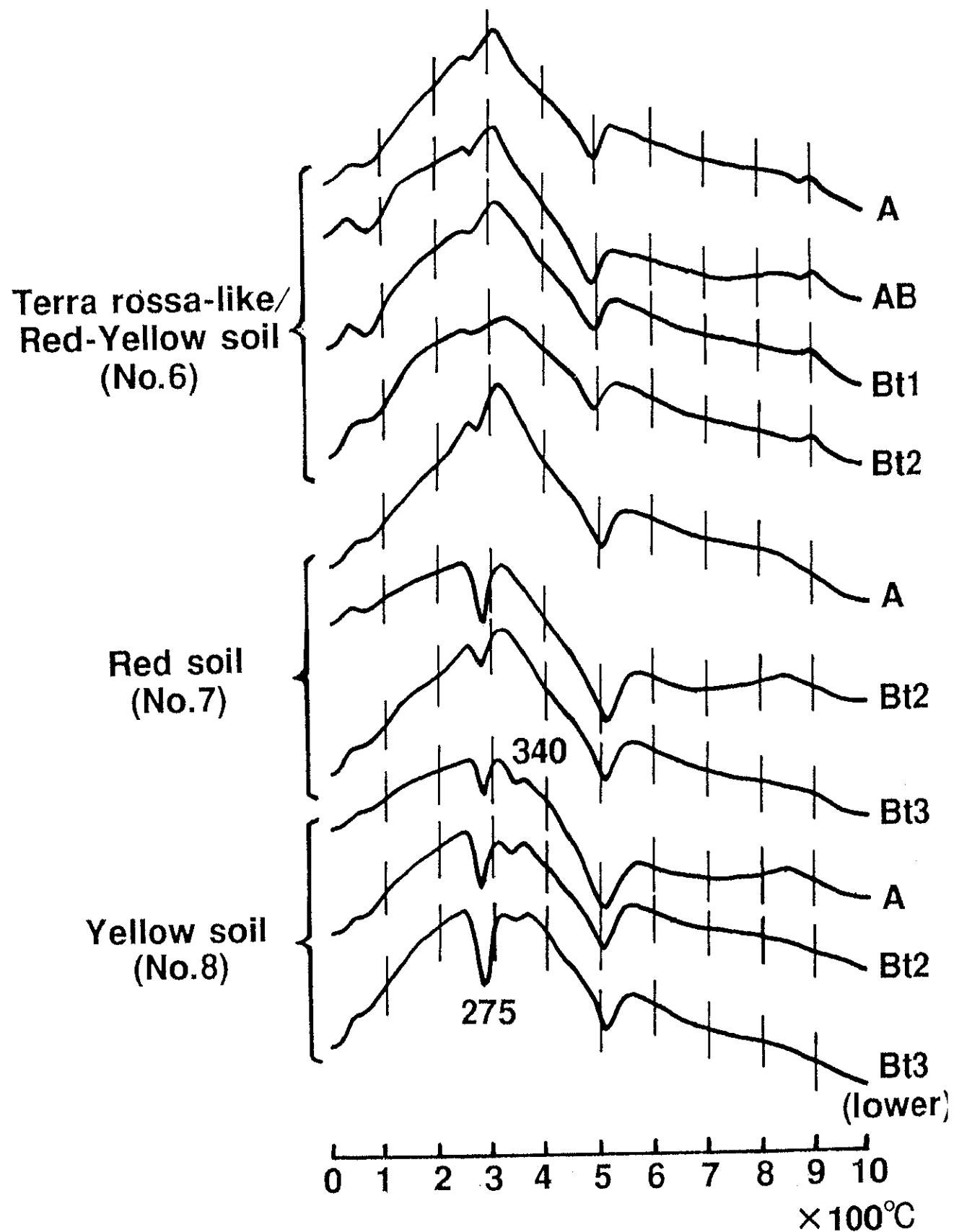


Fig. 4-14 DTA curves of non-deferrated clay specimens  
(Na-clay)

**Table 4-3 Semi-quantitative clay mineralogical composition of soil samples from Kikai and Minami-Daito Islands.**

Sample name (terrace surface, altitude)								
Horizon	Depth (cm)	Ch	Vt	It / Vt	It	Kt	Gb	Ge
<b>Kikai Island</b>								
<b>No.1 Initial Rendzina-like soil (Holocene II , 10m.a.s.l.)</b>								
Ah1	0-15	23.5	10.3	8.1	27.4	30.7	nd*	nd
Ah2	15-30	30.9	1.9	8.6	23.8	34.8	nd	nd
<b>No.2 Rendzina-like soil (Pleistocene V , 27m.a.s.l.)</b>								
Ah1	0-9	1.6	21.6	24.0	19.7	33.1	nd	nd
Ah2	9-23	0.9	27.8	21.2	20.5	29.7	nd	nd
A3	23-32	2.6	22.6	25.3	15.9	33.5	nd	nd
<b>No.3 Brown Rendzina-like soil (Pleistocene V , 35m.a.s.l.)</b>								
Ah1	0-12	1.4	13.2	15.2	17.0	53.2	nd	nd
Bw	30-50	2.5	17.2	19.3	14.8	46.2	nd	nd
<b>No.4 Terra fusaca-like soil (Pleistocene III , 85m.a.s.l.)</b>								
A	0-10	3.0	20.9	21.5	27.0	27.5	nd	nd
Bt2	33-65	2.5	28.8	29.0	15.0	24.8	nd	nd
BC	65-80	2.3	23.1	22.1	15.6	36.9	nd	nd
<b>No.5 Terra rossa-like soil (Pleistocene II , 186m.a.s.l.)</b>								
A	0-12	2.0	19.5	21.7	22.9	33.8	nd	nd
Bt2	25-46	1.2	23.8	23.8	23.2	28.1	nd	nd
BC2	72-85	1.9	22.2	19.3	24.5	32.2	nd	nd
<b>No.6 Terra rossa-like/Red-Yellow soil (Pleistocene I , 200m.a.s.l.)</b>								
A	0-10	0.0	11.6	13.8	20.1	54.5	3	Tr.
AB	10-28	1.7	13.3	15.1	21.7	48.2	3	Tr.
Bt1	28-68	1.5	14.3	18.0	22.7	43.4	4	Tr.
Bt2	68-90	0.7	17.0	18.4	26.9	37.0	0	Tr.
<b>Minami-Daito Island</b>								
<b>No.7 Red soil (<i>Hagueue</i> , 45m.a.s.l.)</b>								
A	0-14	0.0	0.0	0.0	44.0	56.0	6	Tr.*
Bt2	50-95	0.0	0.0	0.0	35.7	64.3	8	Tr.
Bt3	95-140+	0.0	3.0	0.0	32.4	64.7	6	Tr.
<b>No.8 Yellow soil (<i>Hagueue</i> , 45~50m.a.s.l.)</b>								
A	0-10	0.0	0.0	0.0	33.1	66.9	7	16
Bt2	45-67	0.0	3.3	0.0	24.5	72.2	8	15
lower	100-110+	0.0	1.8	0.0	24.1	74.1	10	18

\*: Tr.=trace amount, \*\*: nd=not determined

Figures denote the percentage of the peak area of each clay mineral against the sum of those from all minerals present in clay samples, except quartz.

Ch: chrolite, Vt: vermiculite, It/Vt: illite/vermiculite mixed layer, It: illite, Kt: kaolinite,

Gb: gibbsite, Ge: goethite.

**Table 4-4 Semi-quantitative clay mineralogical composition of soil samples from Kikai and Minami-Daito Islands.**

Sample name (terrace surface, altitude)		Ch	Vt	It / Vt	It	Kt	Gb	Ge
Horizon	Depth (cm)							-----wt.%-----
<b>Kikai Island</b>								
<b>No.1 Initial Rendzina-like soil (Holocene II , 10m.a.s.l.)</b>								
Ah1	0-15	++	++	+	+++	+++	nd*	nd
Ah2	15-30	+++	+	+	++	+++	nd	nd
<b>No.2 Rendzina-like soil (Pleistocene V , 27m.a.s.l.)</b>								
Ah1	0-9	+	++	++	++	+++	nd	nd
Ah2	9-23	±	+++	++	++	+++	nd	nd
A3	23-32	+	++	+++	++	+++	nd	nd
<b>No.3 Brown Rendzina-like soil (Pleistocene IV , 35m.a.s.l.)</b>								
Ah1	0-12	+	++	++	++	++++	nd	nd
Bw	30-50	+	++	++	++	+++	nd	nd
<b>No.4 Terra fusaca-like soil (Pleistocene III , 85m.a.s.l.)</b>								
A	0-10	+	++	++	+++	+++	nd	nd
Bt2	33-65	+	+++	+++	++	++	nd	nd
BC	65-80	+	++	++	++	+++	nd	nd
<b>No.5 Terra rossa-like soil (Pleistocene II , 186m.a.s.l.)</b>								
A	0-12	+	++	++	++	+++	nd	nd
Bt2	25-46	+	++	++	++	+++	nd	nd
BC2	72-85	+	++	++	++	+++	nd	nd
<b>No.6 Terra rossa-like/Red-Yellow soil (Pleistocene I , 200m.a.s.l.)</b>								
A	0-10	-	++	++	++	++++	3	Tr.
AB	10-28	+	++	++	++	+++	3	Tr.
Bt1	28-68	+	++	++	++	+++	4	Tr.
Bt2	68-90	±	++	++	+++	+++	0	Tr.
<b>Minami-Daito Island</b>								
<b>No.7 Red soil (<i>Hagueue</i> , 45m.a.s.l.)</b>								
A	0-14	-	-	-	+++	++++	6	Tr.*
Bt2	50-95	-	-	-	+++	++++	8	Tr.
Bt3	95-140+	-	+	-	+++	++++	6	Tr.
<b>No.8 Yellow soil (<i>Hagueue</i> , 45~50m.a.s.l.)</b>								
A	0-10	-	-	-	+++	++++	7	16
Bt2	45-67	-	+	-	++	++++	8	15
lower	100-110+	-	+	-	++	++++	10	18

\*; Tr.=trace amount, \*\*; nd=not determined

-: none, ±: few, +: scarce, ++: common, +++: abundant, ++++: predominant

Ch: chrolite, Vt: vermiculite, It/Vt: illite/vermiculite mixed layer, It: illite,

Kt: kaolinite, Gb: gibbsite, Ge: goethite.

#### 4-4 要約

本章では、喜界島と南大東島の離水年代を異にする一連の発達段階の異なる土壤の遊離酸化物の形態および粘土鉱物組成を分析し、次のことが明らかとなった。

- ① ジチオナイトークエン酸塩可溶鉄 (Fed) と粘土含量との間に高い正の相関 ( $r=0.915$ ) が認められた。これは、“粘土の機械的移動 (illimerization)” を特徴づける事象であり、鉄が粘土鉱物と結合して移動していることを示している。
- ② 喜界島の土壤については、発達段階に伴って遊離酸化鉄の結晶化指数が徐々に高くなり、活性度が低くなることがわかった。
- ③ 南大東島の赤色土 (No.7) および黄色土 (No.8) は、遊離酸化鉄の結晶化指数が 0.77~0.85 を示し、喜界島の最高位面の土壤のそれよりはるかに高く、中国南部の赤紅壤 (ラテライト性赤色土) に遊離酸化鉄の形態においては類似していることが示唆された。
- ④ 喜界島のテラフスカ様土 (No.4)、テラロッサ様土 (No.5) およびテラロッサ様土と赤黄色土の中間型 (No.6)、南大東島の赤色土 (No.7) と黄色土 (No.8) の遊離  $\text{Al}_2\text{O}_3$  は、ジチオナイトークエン酸塩には溶けるが、酸性シュウ酸塩には溶けない形態のものがかなり含まれることから、これらの土壤に含まれるゲータイトやヘマタイトの結晶格子中の Fe の一部が Al 置換されていると考えた。
- ⑤ 南大東島の赤色土 (No.7) の示差 X 線回折図には、ヘマタイト (Hm) とゲータイト (Gt) の存在を示唆する強い、明瞭なピークが認められた。一方、黄色土 (No.8) の回折図には Gt の存在による強い、明瞭なピークは認められたが、Hm の存在を示唆するピークは認められなかった。
- ⑥ 南大東島の赤色土 (No.7) と比較して、喜界島土壤 (No.6) の各回折ピークは、すべて弱く、幅広であることから、Gt や Hm の結晶度が低いと考えられる。豊田の典型的赤色土の各ピークは、喜界島土壤のそれよりは強く、明瞭だが、南大東島の赤色土ほど Gt や Hm の結晶度は高くない。中国雲南の赤紅壤中には、南大東島の赤色土とほぼ同程度に結晶度の高い Hm を含むことがわかった。
- ⑦ 南大東島の赤色土 (No.7) および黄色土 (No.8) は、Hm や Gt の結晶度の高さから、どちらも喜界島の最高位面の土壤 (No.6) より、はるかに長い土壤生成期

間を経た土壌であり、日本に従来みられる赤黄色土よりもさらに発達段階の進んだ中国南部の赤紅壤（ラテライト性赤黄色土）に近縁な段階にあることがわかった。

⑧ 喜界島と南大東島に分布する土壌粘土鉱物組成を検討した結果、最も隆起年代の若い初生レンジナ様土（No.1）は、他の土壌と比べてクロライトの割合が非常に高い。レンジナ様土（No.2）からテラロッサ様土と赤黄色土の中間型（No.6）に至るまで、次第にバーミキュライトとイライト/バーミキュライト不規則混層鉱物が減少し、代わりにカオリナイトが増加した。また、イライトとクロライトには、一定の関係が見られなかった。

⑨ 喜界島のテラロッサ様土と赤黄色土の中間型（No.6）の粘土鉱物組成は、カオリナイトがやや優勢であるが、イライト、イライト/バーミキュライト不規則混層鉱物、バーミキュライトも同程度に含み、さらに少量のクロライトを伴う。また、ギブサイト含量は4%であり、南大東島の幕上の赤色土（No.7）および黄色土（No.8）と比べるとはるかに少ない。喜界島の土壌（No.6）では、クロライト/バーミキュライト中間体が形成される前段階の鉱物であると考えられるイライト/バーミキュライト不規則混層鉱物の存在が、一般的な赤黄色土ほど風化が進んでおらず、テラロッサ様土から赤黄色土に向かう移行型とみなすことができる。

⑩ 南大東島の赤色土（No.7）は、主としてカオリナイトおよびイライトからなり、ギブサイト、ゲータイト、石英を副成分として含有していた。黄色土（No.8）は、赤色土（No.7）と同様な粘土鉱物組成を示したが、カオリナイトを多く含む点で赤色土（No.7）と異なる。