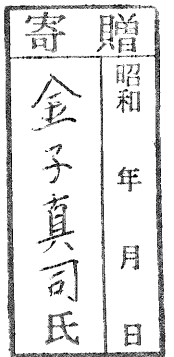


DA
292
1984

Ⓜ



琉球列島における離水サンゴ礁上の
土壌の生成と分類
—石垣島，宮古島，沖縄本島南部—

(昭和59年度 農学博士論文)

筑波大学 大学院
農学研究科
応用生物化学専攻
金子真司

87002684

目 次

第1章 序論	1
第2章 研究対象地域の土壌生成因子の概要	3
第1節 気候	3
第2節 植生	5
第3節 母岩（母材）	6
第4節 地形（離水サンゴ礁の地形）	6
第3章 石垣島の土壌とその一般理化学性	9
第1節 調査地域の概要	9
第2節 サンゴ礁段丘地形と土壌分布様式	9
第3節 供試土壌の断面形態	13
第4節 一般理化学性	28
第5節 離水サンゴ礁上の土壌型	39
第6節 要約	40
第4章 遊離酸化物の形態的特徴	41
第1節 供試土壌と分析方法	41
第2節 結果および考察	42
第3節 要約	53
第5章 粘土鉱物組成の地形系列的变化	54
第1節 供試土壌と分析方法	54
第2節 粘土の移動集積	55
第3節 粘土鉱物組成の変化	58
第4節 要約	66
第6章 腐植形態の地形系列的变化	67
第1節 供試土壌と分析方法	67
第2節 有機態炭素および全窒素量	68
第3節 腐植の形態分析（弘法・大羽法）	70

第4節 腐植の形態分析（熊田らの方法）	81
第5節 中城城趾の土壌および石巻山の土壌の腐植の形態	88
第6節 要約	95
第7章 宮古島の土壌とその一般理化学性	97
第1節 調査地域の概要	97
第2節 地形面と土壌分布様式	97
第3節 供試土壌の断面形態	100
第4節 一般理化学性	107
第5節 石垣島の土壌との比較	114
第6節 要約	118
第8章 離水サンゴ礁上の土壌の生成と分類上の位置づけ	119
第1節 成因的特徴	119
第2節 分類上の位置づけ	122
第3節 結論	124
第9章 要約	127
謝辞	132
引用文献	133

第1章 序論

琉球列島は九州と台湾の間に位置し、小笠原諸島とともにほぼ全域が湿潤亜熱帯海洋性気候に属する地域である。これらの島嶼の周囲には、現在でもサンゴ礁が発達するのみならず、島の周囲には離水したかつてのサンゴ礁からなる台地が段丘状に発達している。これらの離水サンゴ礁を構成しているサンゴ石灰岩（琉球石灰岩）から生成した土壌は、古くから沖縄地方の方言で「島尻マーヅ」とよばれ¹⁾、サトウキビ栽培にとって重要な土壌である。

この「島尻マーヅ」について戦前の鴨下、横井ら²⁾の調査や川島³⁻⁵⁾および平野^{1), 6)}の研究を始めとして多くの調査や研究がなされてきた¹⁻¹⁹⁾。その結果、琉球列島に分布する他の土壌が一般に強酸性を示すのに対して、「島尻マーヅ」は弱酸性からアルカリ性の反応を示す土壌である³⁾ことや、標高の高い所に位置する「島尻マーヅ」ほど酸性化している¹¹⁾ことが明らかになっている。また「島尻マーヅ」にはマンガンの結核を産することが多く^{14), 20)}、土壌中の全マンガン量も高い²¹⁾ことも明らかになっている。さらに粘土鉱物組成、腐植の形態、一次鉱物組成についても、多くの報告がなされている。

しかし生成分類学的には、「島尻マーヅ」に対して多くの名称が提案され混乱をきたしている。まず前述の鴨下、横井ら²⁾によって岩石土壌型としてテラロッサ様土に分類されたが、戦後の松坂ら¹⁴⁾の沖縄本島、久米島の調査では赤褐色土に分類された。ここで赤褐色土と命名した理由として、その後石垣島などを調査した山田ら¹⁵⁾によれば1)母材がサンゴ石灰岩ではなくその上に堆積した非固結堆積物であること、2)気象条件がテラロッサの分布する地中海とは異なることをあげている。その後、「島尻マーヅ」は林野土壌分類²²⁾や地力保全基本調査の分類²³⁾において、超塩基性岩を母材とした土壌や火山活動にともなう熱水作用により生成した土壌とともに、暗赤色土に分類された。また小島は²⁴⁾この

暗赤色土に分類された「島尻マーヅ」のうち、B層を欠くものや黄褐色のB層またはB-C層を有する土壌をレンジナ様土として区分した。そして松井²⁵⁾の新しい分類体系では Red Rendzina-like soil に分類された。

以上の「島尻マーヅ」に対する土壌分類学上の混乱の原因は、この土壌の生成過程に関する研究がきわめて不足している点にあるといえる。

近年、地質学や地形学の研究分野で琉球列島の離水サンゴ礁段丘の生成年代がかなり解明されてきている。琉球石灰岩は「互層型石灰岩」と「段丘石灰岩」の2つのグループに大別され、前者は沖縄本島南部や宮古島の石灰岩台地(更新世前期)を構成し、後者は高位段丘群(更新世中期)・中位段丘群(更新世中期-後期)・低位段丘群(更新世後期)を構成することが明らかにされている²⁶⁾。また木庭²⁷⁾は琉球列島中部・南部の各島の石灰岩台地や段丘面の対比を広範におこなっている。したがって、典型的な地域においてこれらの地形面とその上に生成している土壌の対応関係の規則性が明らかになれば、琉球列島全域にわたるサンゴ石灰岩起源のいろいろな土壌の分布の実態を容易に把握することが可能になる。しかしながら、このような地形面と土壌の関係については、従来、ほとんど研究されてこなかった。そこで本研究では、琉球列島の中でも中位段丘群以下の離水サンゴ礁段丘の発達が見えかつ規模も大きい石垣島、および石灰岩台地が広く分布する沖縄本島南部ならびに背後に非石灰質の地質からなる山岳をもたず、ほとんど石灰岩台地からなる宮古島を代表地域として選定し、離水年代の異なる琉球石灰岩台地および段丘上に生成発達している「島尻マーヅ」を、地形系列ならびに時間系列的に研究し、その生成発達過程を解明し、さらに世界的な土壌分類体系の中に正しく位置づけることを目的とした。

第2章 研究対象地域の土壌生成因子の概要

第1節 気候

沖縄の代表地点として、那覇市、石垣市における気候ダイアグラムを東京、浜松のそれと比較してFig.2-1に示した^{28, 29)}。

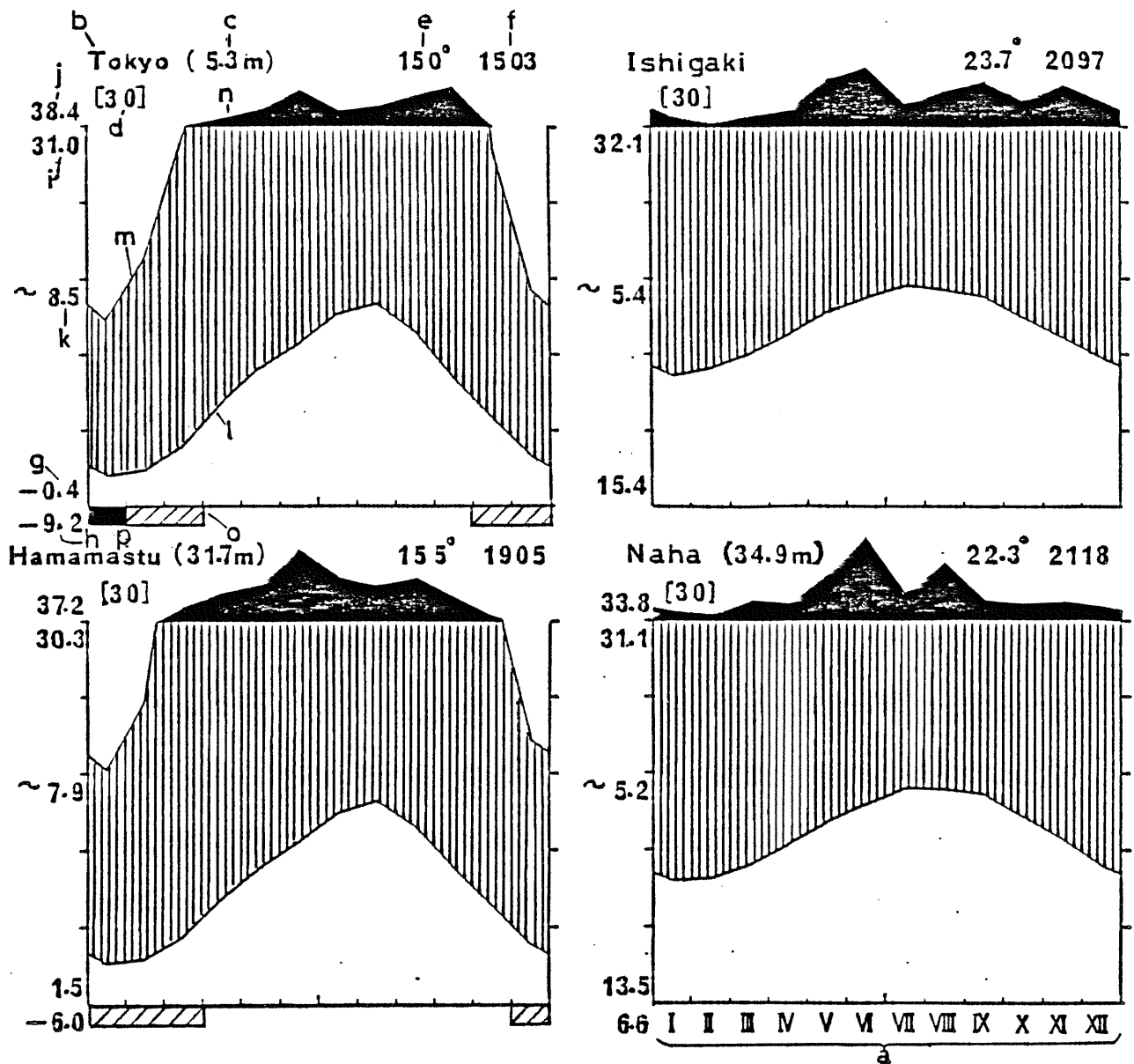
那覇、石垣の年平均気温は22.3-23.5℃で湿潤暖温帯に属する東京、浜松に比べて約7℃高い。また月別平均気温の年較差は東京、浜松の約半分で小さい。

年降水量も東京(1503mm)、浜松(1905mm)に比べて2000mmを越すやや多い値を示している。このように沖縄の気候は、湿潤亜熱帯海洋性の気候を示している。

一方8月、9月にみられる降水量のピークは主に台風によるものである。このため台風の襲来ひん度、種類(風台風か雨台風か)などによって年による変動がきわめて大きい。たとえば、1963年の石垣島では754mmと平年のわずか36%の降水量にも達しなかった³⁰⁾。さらに月別降水量分布にも大きなかたよりがみられ、1971年の宮古島では3月から180日間雨らしい雨が降らなかった³⁰⁾。このような日照りつづきはまれにみられるものであるが、日照りつづきと干ばつによる被害は記録に残されているものだけでも数年に一回の割合で発生している³⁰⁾。

年間日照時間は東京の1972時間に対して那覇は2061時間とあまり変わらないが、東京では月別の日照時間は最長の1月(5月)と最短の9月とで55時間しか違わないのに那覇では最長の7月(282時間)は最短の2月(107時間)の3倍近くある²⁸⁾。すなわち冬は曇天が多く夏は晴天が多い。このように沖縄では夏期に降雨が多いにもかかわらず日照量が多いという事は、この期間の降水量が集中豪雨的であることを物語っている。

以上のように沖縄の降雨は、東京、浜松よりやや多く、集中豪雨的性格が強く、一定していない。このため、土壌の侵食は激しいといえる。また島嶼のため雨水はすぐに海に流出し、年蒸発量(石垣で1628mm)²⁸⁾が多いことも重なって土壌が



Key to the climate diagram (one division = 10°C or 20mm rain)

a=months, b=station, c=height above sealevel, d=duration of observations in years, e=mean annual temperature, f=mean annual precipitation, g=mean daily minimum of the coldest month, h=lowest temperature recorded, i=mean daily maximum of the warmest month, j=highest temperature recorded, k=mean daily temperature variations, l=curve of mean monthly temperature, m=curve of mean monthly precipitation, n=mean monthly rain 100mm (black scale reduced to 1/10, o=months with absolute minimum below 0°C, p=late or early frost occur

Fig. 2-1 Comparison of climatic data in humid sub-tropical region (Naha, Ishigaki) and humid warm-temperate region (Tokyo, Hamamatsu)

乾燥しやすいことが考えられる。

第2節 植生

植生分布と気温要因との関係をあらわす暖かさの指数は、 $180^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ 付近が暖温帯と亜熱帯の境界とされている³¹⁾。屋久島、奄美大島、沖縄本島、石垣島における暖かさの指数はそれぞれ、170, 190, 200, $220^{\circ}\text{C}\cdot\text{月}$ となり、奄美大島以南が亜熱帯に含まれるといえる。またこの地域の年降水量は2000~3000mmで年間を通じて多雨であり、いわゆる亜熱帯降雨林地域にはいる。そして植物区系区分の上から、この地域は旧熱帯区の東南アジア区に属する³²⁾。

森林の極相は、スタジイ、タブ、イスノキなどを主とする亜熱帯照葉樹林であるが、古くから火入れ、伐採、開墾がおこなわれ、西表島中央部や沖縄本島北部の国頭山地を除いて、自然植生はほとんど見られない。このように人為が加わった結果、平坦地の植生はほとんど破壊され、代償植生におきかえられてしまっている³²⁾。

石垣島の植生³³⁾については、山地はイタジイを主とする亜熱帯照葉樹林におおわれておりアデク、アカハダノキ、シバニッケイ、コバンモチ、フカノキなどの低木をともない、山頂部にはリュウキュウチク群落が見られる。山地に隣接する高位段丘の赤色土地帯はほとんどパインナップル畑として利用されている。琉球石灰岩からなる中位段丘以下の段丘地帯には、谷部にナガミボチョウジ-リュウキュウガキ群落、コニシイヌビワ-リュウキュウガキ群落、リッジ状地形部にガジュマル-ギンネム群落が残っている以外は、ほとんどがサトウキビ畑として利用されている。海岸では海浜砂丘部のハスノハギリ-アカギモドキ群落、アダン-オオハマボウ群落に続き、宮良川、名蔵川、吹通川の河口部ではマングローブ林が見られる。

第3節 母岩（母材）

琉球石灰岩はトカラ海峡以南に分布しており³⁴⁾、沖縄本島南部、石垣島、宮古島などほとんどの島で台地を形成している。この琉球石灰岩は大きく二分され、そのうちの下部は大部分が碎屑性の石灰岩類であって、サンゴ礁本体からなる礁性石灰岩の発達は極めて貧弱であるのに対して、上部は段丘形成に関与した石灰岩であり薄層として局部的に分布する。前者は琉球層群、後者はその後の段丘石灰岩として区別される³⁴⁾。

琉球石灰岩の時代認定について、更新世の前期あるいは中期からの堆積物とみなし、その大部分は段丘形成前の地層であるとする見方と、更新世後期あるいは中期の段丘性の堆積物とみなす考え方がある。そして放射性同位元素(^{230}Th , ^{232}Pa)による年代測定では、更新世後期に集中している³⁴⁾。また離水サンゴ礁からなる段丘について、放射性同位元素(^{14}C , ^{230}Th)による資料を使った年代と高度の関係では、古いものほど高位置にある。また8000年B.P.以降についてみると、離水サンゴ礁段丘は島ごとに多少の差はあってもいずれも現海水準より高い³⁵⁾。以上のことから琉球層群を含めた離水サンゴ礁は古くとも更新世前期以降の堆積物であり、琉球列島は全体として隆起していると考えられる。

第4節 地形（離水サンゴ礁の地形）

調査地域は序論で述べたように、かつてのサンゴ礁であり、現在の土壌もその微地形を反映して発達している。

現在、琉球列島に発達するサンゴ礁のタイプは裾礁またはそれより発達した準保礁であり、石垣島の離水サンゴ礁も同様のものと考えられる。

日本のサンゴ礁の微地形とその用語法にふれた研究成果を踏まえた高橋の論文³⁶⁾によれば、裾礁の地形構成は、Fig.2-2に示したように、外洋から、礁斜面、前方礁原（外側礁原と内側礁原）、礁池（礁池底）、後方礁原、遡上帯斜面からなる。

これらの中で、前方礁原から礁池を含めて後方礁原までを礁原という。

礁斜面(外側斜面)は礁の前面の斜面で、外側礁原の縁から懸崖をなして落ち込んでいる。

前方礁原は礁池(リーフプール)より外側にある礁原で、外側礁原と内側礁原に細分される。内側礁原は、中潮位付近の礁面で、干潮時には離水し、礁嶺(リーフレスト)とも呼ばれる。

礁池(リーフプール)は干潮時に前方礁原の背後に出現する浅いプールで、礁池底までの深さはせいぜい1-2mしかない。

後方礁原は礁池の後方にあつて、干潮時には離水する礁原である。

遡上帯斜面は満潮時に砕け波が遡上する斜面を総括したものである。

礁原の幅は場所によってかなり異なり、海況、波浪条件、陸上および海底の地形などと大きく関連するようである。沖縄本島の礁原の幅は平均472mであるが、琉球諸島では礁原をまったく欠くものから、最大4kmに近いものまで変化は大きい。

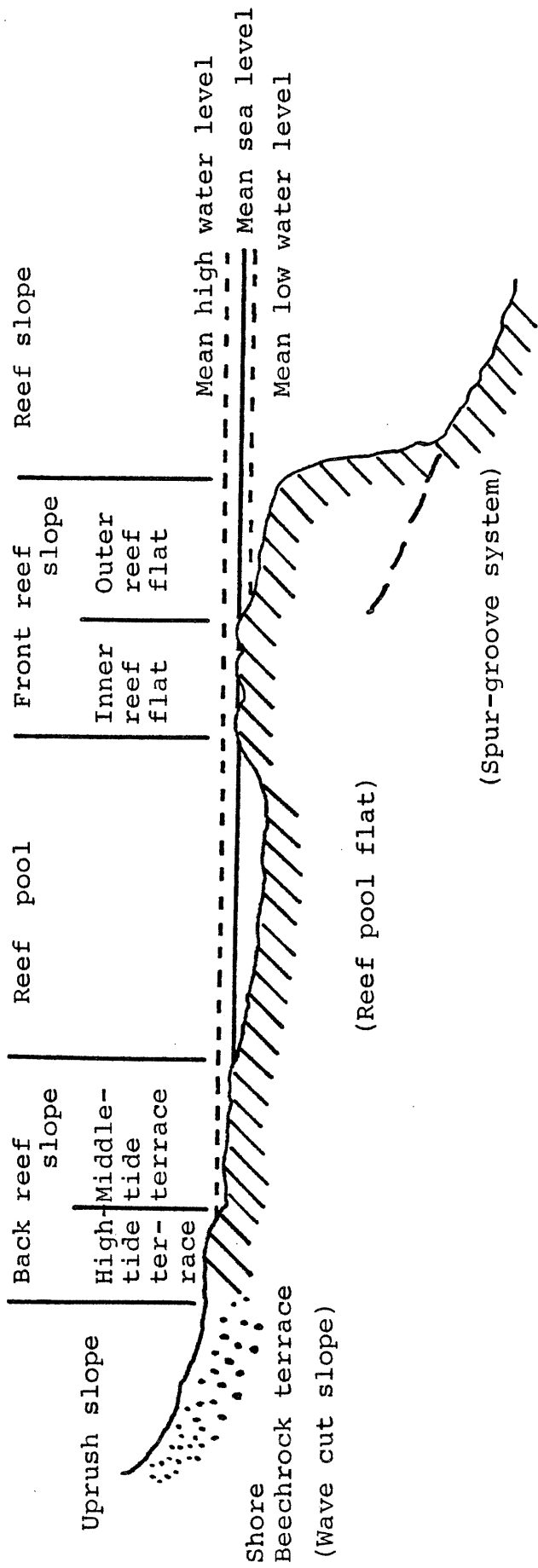


Fig.2-2 Topography of fringing reef

第3章 石垣島の土壌とその一般理化学性

第1節 調査地域の概要

石垣島は琉球列島の最南西端部を占める八重山群島の東端，北緯 $24^{\circ}1' \sim 37'$ ，東経 $124^{\circ}4' \sim 20'$ の間に位置している。面積 258.34km^2 で八重山群島では西表島につぐ大きな島である。地形は石垣累帯に属する北部が於茂登山(525.8m)を最高峰とする山岳地域で，南部はバナナ岳(230.4m)を取り囲む離水サンゴ礁段丘の発達した大浜台地が西に，東に同じく離水サンゴ礁段丘よりなる円形の宮良台地がある。

調査地点は，Fig.3-1に示したように，バナナ岳と石垣空港を結ぶ線上の3点，宮良台地の段丘面上の3点，宮良川と磯辺川にはさまれた農林水産省熱帯農業研究センター-沖縄支所内1点と，その南の石灰岩採石場1点の計8地点である。

第2節 サンゴ礁段丘地形と土壌分布様式

石垣島南部には，本章の第1節で述べたように離水サンゴ礁からなる海岸段丘が発達している。これらの段丘群は下位のものから，最低位段丘面，低位段丘面，中位段丘下位面，中位段丘上位面に分けられる²⁷⁾が，高位段丘面は背後の山麓からの崩積物でおおわれている。

このなかで最低位段丘は完新世の段丘であるが，現在の海岸砂とは，(1)Acropora等のサンゴ破片を含むこと，(2)軽石を含まないこと，(3)高位置に分布することで異なる。低位段丘，中位段丘はすべて大浜層からなり，この大浜層の最下層の粘土から産するナンノプランクトンの種類から更新統上部に含まれるものと考えられる³⁷⁾。

またそれぞれの段丘はサンゴ礁の地形をとどめており，リッジ状にもりあがったかつてのリーフ部分と，平坦なラグーン部分からなる。Fig.3-2は，宮良台地を北西から南東にきった縦断面で，地形と土壌および植生の分布関係を模式的に示

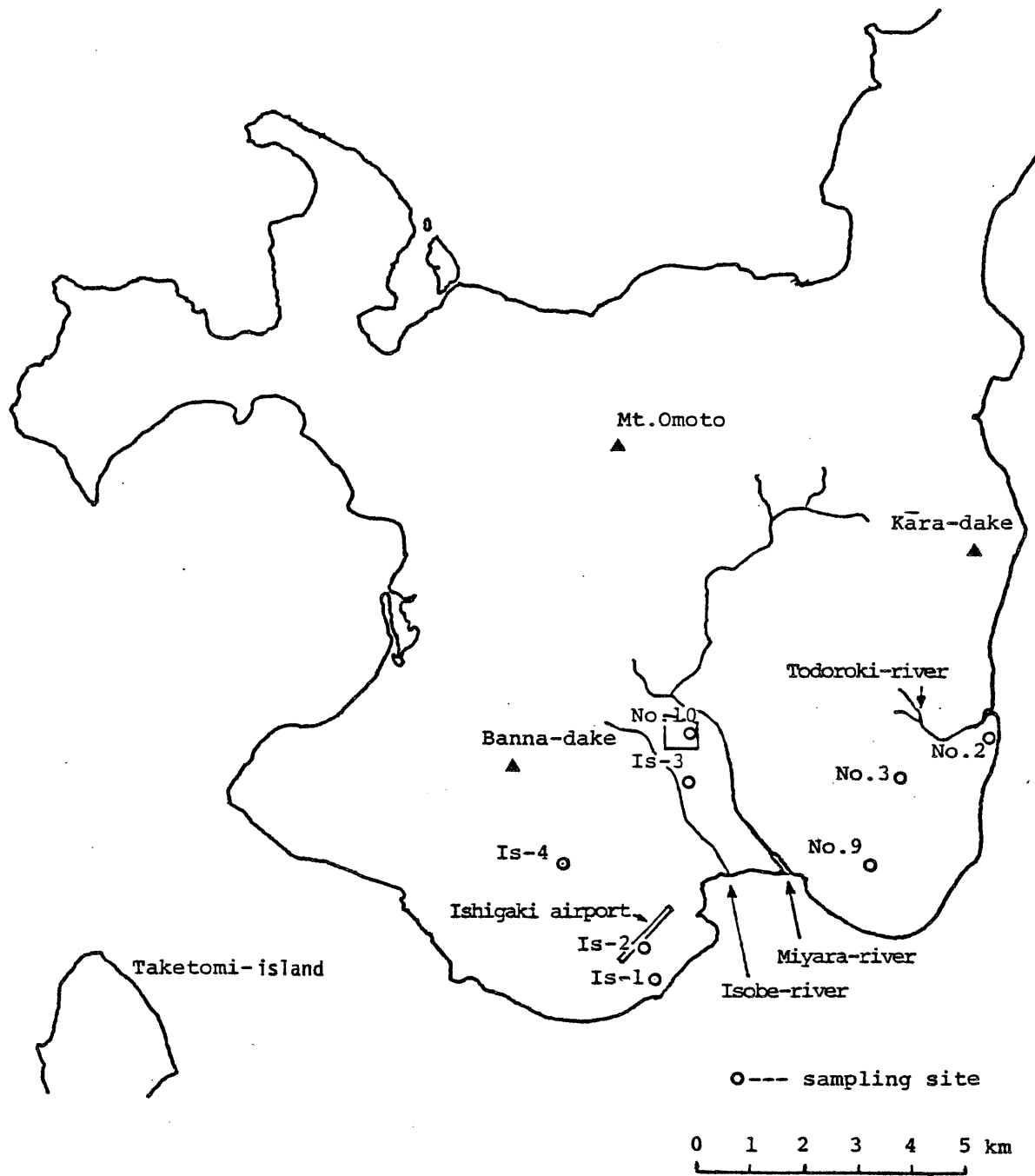


Fig. 3-1 Sampling site in Ishigaki-island

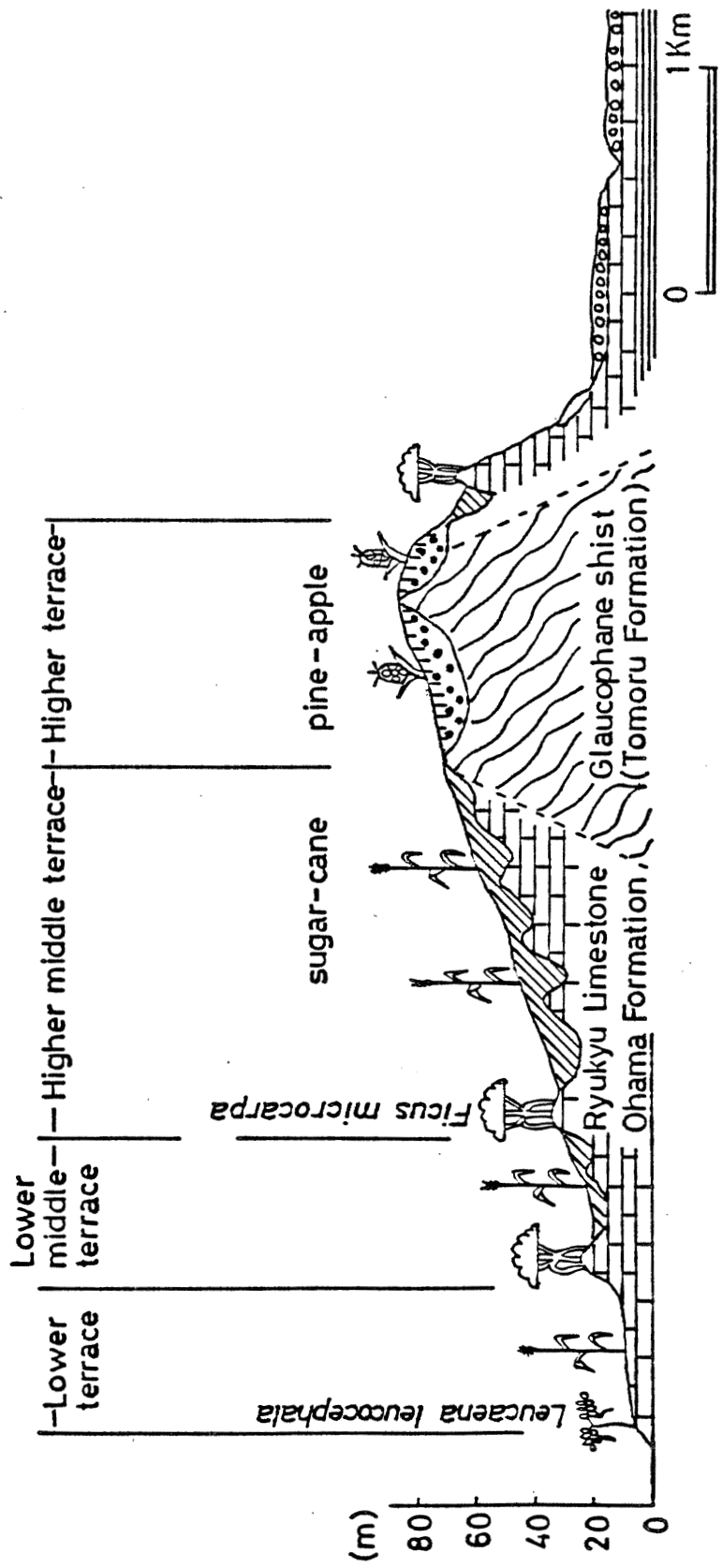


Fig. 3-2 Topo-sequence of soils on the Miyara Plateau

Table.3-1 Relationship between soils and terrace surfaces in Ishigaki-island

Geological epoch	Soil		Terrace surface
	shallow soils	deep soils	
Middle Pleistocene	Sm (Gushikami)		Limestone plateau
Late Pleistocene	Is-4 (Nakauehara)	No.3 (Shiraho)	Higher middle terrace
		No.10* ¹ (Nekkenhozyo)	Lower middle terrace
		No.9 (Miyarasho)	
	Is-2 (Maezato)	Is-3 (Nekkenminami)	
Holocene	No.2 (Todorokigawa)	Is-1 (Oama)	Lower terrace
			Lowest terrace

*¹;on the gravel bed

したものである。低位段丘のリッジ状地形部にはギンネムが繁茂し、中位段丘のリッジ状地形部にはガジュマルを主とする自然植生が残されている。しかし、それ以外の離水サンゴ礁段丘面はほとんどがサトウキビ畑になっている。

供試土壌と地形面との関係を、土層の薄い土壌と土層の厚い土壌とに区分して Table 3-1に示した。この表の S_m(具志頭)の断面は、沖縄本島南部のサンゴ石灰岩台地上の土壌であり、石垣島には前述のように高位段丘面には離水サンゴ礁段丘が発達していないので、この断面を加えた。なお、No.10(熱研圃場)の断面は、その後の空中写真による詳細な地形面区分により更新世の礫層上に位置することが、明らかになった。

第3節 供試土壌の断面形態

——石垣島の土壌——

1. 低位段丘リッジ部の土壌

断面記号： No.2

位置： 石垣市白保轟川南岸

植生： オオハマボウ，ガジュマル，ゲットウ，クサトベラ，ゲッキツ，ギンネム，
グンバイヒルガオ，ヨモギ，チヂミザサ

母岩： サンゴ片を多くふくむ有孔虫よりなる海砂

地形： 平坦

調査年月日： 昭和55年7月30日

(土壌断面記載)

A₁₁層： 0-5cm，黒褐色(10YR3/2，湿)，灰黄褐色(10YR4/2，乾)，腐植富む，細根ふくむ，SC，小角塊状構造発達強度，ち密度16，粘着性中，可塑性強，乾，透水性きわめて良，層界平坦判然

A₁₂層： 5-13cm，にぶい黄褐色(10YR4/4，湿)，褐色(10YR4/4，乾)，腐植ふくむ，

細根ふくむ，SC(A₁₁層より砂が多い)，サンゴ石灰岩の中ないし大礫
(5ないし10cm)富む，小ないし中角塊状構造発達強度，ち密度20，粘着
性中，可塑性中，乾，透水性きわめて良，層界平坦漸変

A₃層：13~26cm，にぶい黄褐色(10YR4/3，湿)，褐色(10YR4/4，乾)，腐植ふく
む，細根ふくむ，SCL，中小サンゴ破片富む，細粒状構造発達中度，ち
密度20，粘着性弱，可塑性弱，乾，透水性きわめて良，層界不規則判然

C₁層：26~55cm，褐色×暗赤褐色(7.5YR4/6×5/6，湿)，にぶい黄褐色(10YR6/4，
乾)，腐植あり，細根あり，LS，サンゴ破片すこぶる富む，単粒状構
造，粘着性弱，可塑性弱，乾，透水性きわめて良，層界平坦漸変

C₂層：55cm+，にぶい黄褐色(10YR7/4，湿)，にぶい黄褐色(10YR7/3，乾)，S，
単粒状構造，粘着性きわめて弱，可塑性きわめて弱，乾

備考：C₁，C₂層はサンゴ破片が多く，ち密度は測定できなかった。

2. 低位段丘ラグーン上の土壌

断面記号：I s -1

位置：石垣市大浜はまよ

標高：10m

植生：ガジュマル，

母岩：サンゴ礁内の堆積物

地形：平坦

調査年月日：昭和55年12月9日

(土壌断面記載)

A₁₁層：0~10cm，黒褐色(10YR3/1.5)，腐植富む，中根細根富む，SC，サンゴ石
灰岩の中小半角礫富む，細粒状および小垂角塊状構造発達中度，ち密度
10，粘着性弱，可塑性中，やや湿，層界平坦漸変

A₁₂層：10~20cm，黒褐色(10YR3/2)，腐植富む，中根細根富む，SC，サンゴ石

灰岩の中小半角礫富む，小亜角塊状構造発達弱度，ち密度14，粘着性弱，可塑性中，やや湿，層界やや波状判然

A&B層： 20~40cm，褐色(7.5YR4/4×7.5YR4/3)，腐植ふくむ，中根富む細根ふくむ，SC，サンゴ石灰岩の小角礫あり，小亜角塊状構造発達中度，孔隙(5mmないし1mm)ふくむ，ち密度15，粘着性中，可塑性強，湿，層界平坦漸変

B₂層： 40~65cm，褐色(7.5YR4/6)，腐植あり，細根ふくむ，HC，チャート質細円礫富む，小ないし中亜角塊状構造発達中度(構造面に粘土皮膜らしきものあり)，孔隙(5mmないし1mm)ふくむ，ち密度23，粘着性中，可塑性強，湿，層界平坦漸変

B₃層： 65~85cm，暗褐色(7.5YR3/4)×暗赤褐色(5YR3/4)，腐植あり，細根あり，HC，チャート質細円礫富む，中ないし小亜角塊状構造発達弱度，膜状斑鉄富む，細孔隙(1mm)あり，ち密度18，粘着性中，可塑性強，やや湿，界平不規則明瞭

C層： 85~95cm+，褐色(7.5YR4/4)，壁状構造，サンゴ石灰岩の大礫富む

備考： 腐植がA&B層は舌状にB₂層は大孔隙にそってはいっている。A₁₁，A₁₂層の礫は明和の大津波の影響と考えられる。

3. 中位段丘下位面リッジ部の土壤

断面記号： I s-2

位置： 石垣市真栄里石垣飛行場東

標高： 20m

植生： ギンネム，チガヤ，グアバ，セタリヤ

母岩： サンゴ石灰岩

地形： 平坦

調査年月日： 昭和55年12月10日

(土壌断面記載)

L-F層： 0→1cm, 薄い落葉層

A₁₁層： 0~8cm, 黒褐色(10YR3/2), 腐植富む, 中根細根富む, LiC, サンゴ石灰岩の中礫(5cm)ふくむ, 細粒状(3~5mm)および小亜角塊状構造発達中度, ち密度15, 粘着性中, 可塑性強, やや湿, 層界平坦漸変

A₁₂層： 8~15cm, 暗褐色(10YR3/3), 腐植ふくむ, 中根細根ふくむ, LiC, サンゴ石灰岩の中礫(5cm)ふくむ, 中ないし小亜角塊状構造発達中度, ち密度15, 粘着性弱, 可塑性中, やや湿, 層界やや波状判然

(B)₁層： 15~28cm, 褐色(7.5YR4/6), 腐植あり, 細根あり, HC, 中ないし小亜角塊状および角塊状構造発達中度, 構造面にそって粘土の皮膜あり, 小マンガン結核わずかにあり, ち密度20, 粘着性弱, 可塑性強, やや湿, 層界平坦漸変

(B)₂層： 28~40cm, 赤褐ないし褐色(5YRないし7.5YR4/6), 細根あり, HC, サンゴ石灰岩の中ないし大礫ふくむ, 小角塊状構造発達中度, 構造面にそって粘土皮膜あり, 褐色の雲状斑ふくむ, ち密度20, 粘着性弱, 可塑性強, やや湿, 層界不規則明瞭

R 層： 40~70cm+, サンゴ石灰岩

備考：全層とも乾くとかたくなりやすい。A₁₁層に3cmぐらいのミミズ, 昆虫の幼虫(カブトムシの幼虫様)が多い。

4. 中位段丘下位面下部ラグーン上の土壌

断面記号： I s-3

位置： 石垣市農林水産省熱帯農業研究センター-沖縄支所南石灰岩採石場

標高： 30m

植生： カンナ, ススキ, ノカラムシ, ヨモギ, ソウシジュ

母岩： サンゴ礁内の堆積物

地形： ほぼ平坦

調査年月日： 昭和55年12月14日

(土壌断面記載)

- A₁ 層： 0~10cm, 黒褐色(7.5YR3/2), 腐植富む, 中根細根ふくむ, L, チャート質小亜円礫(1~2cm)およびチャート質細亜円礫(0.5cm)ふくむ, 細粒状(3~5mm)ないし小亜角塊状(1cm)構造発達強度, 細孔隙富む, ち密度20, 粘着性弱, 可塑性弱, 乾, 層界やや波状判然
- B₁ 層： 10~32cm, 明赤褐色ないし明褐色(5YRないし7.5YR5/8), 腐植ふくむ, 中根細根ふくむ, LiC, チャート質小亜円礫および砂岩小円礫ふくむ, チャート質細亜円礫すこぶる富む, 小さいし中堅果状(1~3cm)構造発達強度, 細孔隙ふくむ, 構造面にそって腐植と粘土の暗赤褐色(5YR3/4)の皮膜あり, ち密度25, 粘着性中, 可塑性強, やや湿, 層界平坦漸変
- B₂ 層： 32~75cm, 明赤褐色ないし明褐色(5YRないし7.5YR5/8), 腐植あり, 細根あり, HC, チャート質の細亜円礫および結晶片岩の細角礫すこぶる富む, 小さいし中堅果状(1~3cm)構造発達中度, 中孔隙(4mm)ふくむ, 構造面にそって粘土皮膜あり, 根の周囲にマンガン斑あり, 点状マンガン斑ふくむ, ち密度25, 粘着性中, 可塑性極強, やや湿, 層界平坦漸変
- B₃ 層： 75~120cm, 明赤褐色ないし明褐色(5YRないし7.5YR5/8), 腐植あり, 細根あり, HC, 結晶片岩の小角礫ふくむ, 結晶片岩の細亜角礫すこぶる富む, 小堅果状(1cm)構造発達中度, 細孔隙ふくむ, 構造面にそって粘土皮膜あり, 根にそって点状マンガン斑あり, ち密度24, 粘着性中, 可塑性強, 湿, 層界不規則漸変
- C 層： 120~140cm+, 褐色(7.5YR4/6), 腐植あり, 砂岩, 結晶片岩, チャートの大中亜円礫富む, 壁状構造, 細孔隙あり, 点状マンガン斑あり, ち密度23, 粘着性中, 可塑性強, 湿

備考 : B₃層の下部はチャートの小垂円礫および中垂円礫ふくむおよび結晶片岩の細垂円礫富む。140cm以下は厚さ80cmの円礫層で、サンゴ(エダサンゴなど)の破片とチャート、結晶片岩、砂岩の垂円礫(3-10cm)からなる。サンゴ破片と垂円礫の割合は2:1である。この円礫層の下に有孔虫の砂層がある。

5. 中位段丘下位面上部ラグーン上の土壌

断面記号 : No.9

位置 : 石垣市宮良田原宮良小学校裏の石灰岩採石場

標高 : 30m

母岩 : サンゴ礁内の堆積物

地形 : ほぼ平坦

調査年月日 : 昭和55年8月1日

(土壌断面記載)

A₁₁層 : 0-10cm, 黒褐色(7.5YR3/2,湿), 褐色(10YR4/4,乾), 腐植富む, 中根細根ふくむ, サンゴ石灰岩の中角礫あり, HC, 小粒状および小角塊状構造発達強度, ち密度19, 粘着性中, 可塑性中, 乾, 層界平坦漸変

A₁₂層 : 10-26cm, 黒褐色(7.5YR3/2,湿), 褐色(10YR4/4,乾), 腐植富む, 中根細根ふくむ, サンゴ石灰岩の中角礫あり, HC, 小粒状および小角塊状構造発達強度, ち密度22, 粘着性中, 可塑性中, 乾, 層界やや波状判然

B₁層 : 26-35cm, にぶい赤褐色(5YR4/4,湿), 褐色(7.5YR4/6,乾), 腐植ふくむ, 細根ふくむ, サンゴ石灰岩の破片富む(A₁₂層より粘土増加), HC, 小角塊状構造発達強度, ち密度18, 粘着性強, 可塑性強, 乾, 層界平坦漸変

B₂₁層 : 35-67cm, 褐色(5YR4/6,湿), 赤褐色(5YR4/4,乾), 腐植あり, 細根ふくむ, HC, 小角塊状構造発達強度, ち密度22, 粘着性強, 可塑性強, やや湿, 層界平坦漸変

B₂₂層： 67~100cm, 明赤褐色ないし赤褐色(5YR4.5/8), HC, 中角塊状構造発達中
度, ち密度25, やや湿, 層界平坦漸変

C 層： 100~130cm+, 明赤褐色ないし赤褐色(5YR4.5/8), シルト岩の風化した中
亜円礫あり, HC, 壁状構造, ち密度26, やや湿

備考： B₁層は礫のみ塩酸で発泡

6. 宮良川河岸段丘の土壤

断面記号： No.10

位置： 石垣市真栄里農林水産省熱帯農業研究センター-沖縄支所8号圃場

標高： 30m

植生： パイン畑

母岩： 細礫層

地形： 平坦

調査年月日： 昭和55年8月3日

(土壤断面記載)

Ap₁層： 0~18cm, 褐色(7.5YR4/4,湿), 褐色(10YR4/5,乾), 腐植ふくむ, 中根細
根富む, SCL, チャート質細礫富む, 小粒状および小亜角塊状構造発達中
度, ち密度25, 粘着性弱, 可塑性弱, 乾, 層界平坦漸変

Ap₂層： 18~30cm, 褐色(7.5YR4/4,湿), 褐色(7.5ないし10YR4/6,乾), 腐植ふく
む, 細根ふくむ, SCL, チャート質細礫富む, 壁状構造, ち密度26, 粘着
性弱, 可塑性弱, 乾, 層界平坦明瞭

B₁層： 30~56cm, 赤褐色(5YR4/6), 腐植あり, SC, チャート質の細礫富む, 小亜
角塊状構造発達弱度, ち密度20, 粘着性弱, 可塑性弱, やや湿, 層界平
坦漸変

B₂層： 56~80cm, 明赤褐色ないし明褐色(5YRないし7.5YR5/8), SC, チャート質
の細礫富む, 小亜角塊状構造発達弱度, ち密度24, 粘着性中, 可塑性中,

湿

備考：B₁層はB₂層より黒みを帯びている。研究センターの平常の観察ではB₁層にミミズが多いとあるが、今回の調査ではB₂層にフトミミズが1匹確認されたのみである。しかし、B₁層にミミズの通り穴があった。120cmの深さの土色は明褐色(7.5YR5/8)である。145cmから風化礫がでてくる。

7. 中位段丘上位面リッジ部の土壌

断面記号： I s-4

位置： 石垣市中上原

標高： 50m

植生： ギンネム、トウガラシ、アレチノギク

母岩： サンゴ石灰岩

地形： ゆるやかな斜面

調査年月日： 昭和55年12月10日

(土壌断面記載)

A₁層： 0~6cm, 黒褐色(10YR3/2), 腐植富む, 細根中根ふくむ, LiC, 小団粒状(0.5cm)および小亜角塊状構造発達中度, ち密度15, 粘着性弱, 可塑性強, やや湿, 層界やや波状判然

A₃層： 6~20cm, 暗褐色(10YR3/4), 腐植ふくむ, 細根中根ふくむ, LiC, 中ないし小亜角塊状構造発達中度, 点状マンガン斑あり, ち密度22, 粘着性弱, 可塑性強, やや湿, 層界波状判然

Bt_{1g}層： 20~35cm, 褐色(7.5YR4/6), 腐植あり, 細根中根あり, HC, サンゴ石灰岩の風化した中礫あり, 小亜角塊状(1cmぐらい)構造発達中度, 点状マンガン斑(1mm)および雲状斑鉄(褐色)富む, 構造面に有機物の皮膜あり, ち密度22, 粘着性中, 可塑性極強, やや湿, 層界平坦漸変

Bt_{2g}層： 35~50cm, 赤褐色ないし褐色(5YRないし7.5YR4/6), 腐植あり, 中根大根

あり，HC，中角塊状(2cm)構造発達中度，膜状斑鉄富む，粘土皮膜あり，ち密度24，粘着性強，可塑性極強，やや湿，層界不規則明瞭

Cg 層： 50~60cm，褐色(7.5YR4/4)，腐植あり，中根あり，黄色の風化した礫富む，壁状構造，膜状斑鉄富む，粘土皮膜あり，ち密度20，粘着性強，可塑性極，やや湿，層界不規則漸変

R 層： 60~70cm+，サンゴ石灰岩

8. 中位段丘上位面ラグーンの土壤

断面記号： No.3

位置： 石垣市白保

標高： 40m

植生： イネ科草本

母岩： サンゴ礁内の堆積物

地形： 東むきの緩斜面

調査年月日： 昭和55年7月30日

(土壤断面記載)

A₁₁層： 0~15cm，暗褐色(10YR3/3,湿)，褐色(10YR4/4,乾)，腐植富む，中根および細根ふくむ，サンゴ石灰岩の中礫ふくむ，HC，小角塊状構造発達強度，ち密度22，粘着性強，可塑性強，乾，層界平坦漸変

A₁₂層： 15~28cm，暗褐色(10YR3/3,湿)，褐色(10YR4/4,乾)，腐植富む，中根細根ふくむ，HC，サンゴ石灰岩の礫ふくむ，小角塊状構造発達強度，ち密度28，粘着性強，可塑性強，乾，層界やや波状判然

B 層： 28~45cm，赤褐色(5YR4/6)，腐植あり，細根あり，HC，チャート質小角礫富むおよびチャート質小円礫あり，小亜角塊状構造発達中度，ち密度28，粘着性強，可塑性強，やや湿，層界平坦漸変

II B_{21g}(mn)層： 45~70cm，赤褐色(5YR4/6)，腐植あり，細根あり，HC，チャート質

小角礫富むおよびチャート質小円礫あり，点状マンガン斑ふくむ，壁状構造，ち密度25，粘着性強，可塑性強，湿，層界平坦漸変

II B₂mn層：70~95cm，褐色(7.5YR4/6)，HC，チャート質小角礫富むおよびチャート質小円礫あり，点状マンガン斑富む，壁状構造，ち密度22，粘着性強，可塑性強，湿，層界平坦漸変

II B₃mnir層：95~123cm，明赤褐色(7.5YR5/6)，HC，チャート質小角礫富むおよびチャート質小円礫あり，点状マンガン斑すこぶる富む，鉄の雲状斑(マンガン斑のまわりに)あり，壁状構造，ち密度20，粘着性強，可塑性強，湿

II Cmnir層：123~150cm，黄褐色(10YR4/6)，SC，チャート質細小亜角礫すこぶる富む，鉄の斑紋あり，点状マンガン斑すこぶる富む(やわらかい結核の様)，壁状構造，ち密度28，粘着性中，可塑性強，湿

備考：A₁₂，B層間にクラックがはいっている。B層に粘土の皮膜はない。II B₂mn層のマンガン斑は指でつぶれるがややかたい。II B₃mnir層のマンガン斑は上層よりややかたい。

———沖縄本島の土壌———

1. 高位段丘相当面上サンゴ石灰岩台地の土壌

断面記号：S_m

位置：島尻郡具志頭村安里イトナン原

標高：110m

植生：記載なし

母岩：サンゴ石灰岩

地形：S3-5°

調査年月日：昭和53年11月24日

(土壌断面記載)



1. 断面記号 No.2
(Profile No.2)

低位段丘リッジ部の土壌
Soil on the ridge of
the lower terrace



2. 断面記号 Is-1
(Profile Is-1)

低位段丘ラグーン上の土壌
Soil on the lower terrace
(former lagoon)



3. 断面記号 I s-2
(Profile I s-2)

中位段丘下位面リッジ部の土壤
Soil on the ridge of
the lower middle terrace



4. 断面記号 I s-3
(Profile I s-3)

中位段丘下位面下部ラグーン上の土壤
Soil on the down part of
the lower middle terrace
(former lagoon)



5. 断面記号 No.9
(Profile No.9)

中位段丘下位面上部ラグーン上の土壌
Soil on the upper part of
the lower middle terrace
(former lagoon)

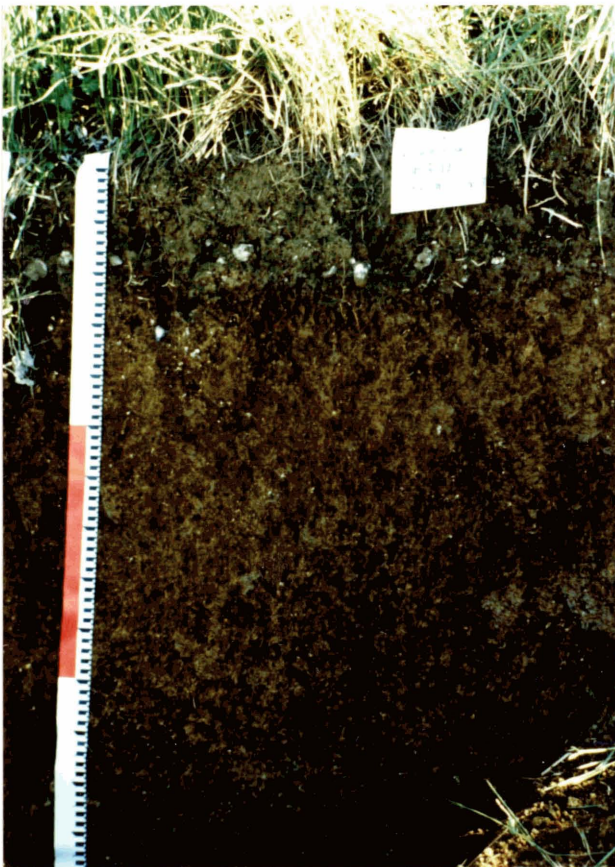


6. 断面記号 No.10
(Profile No.10)

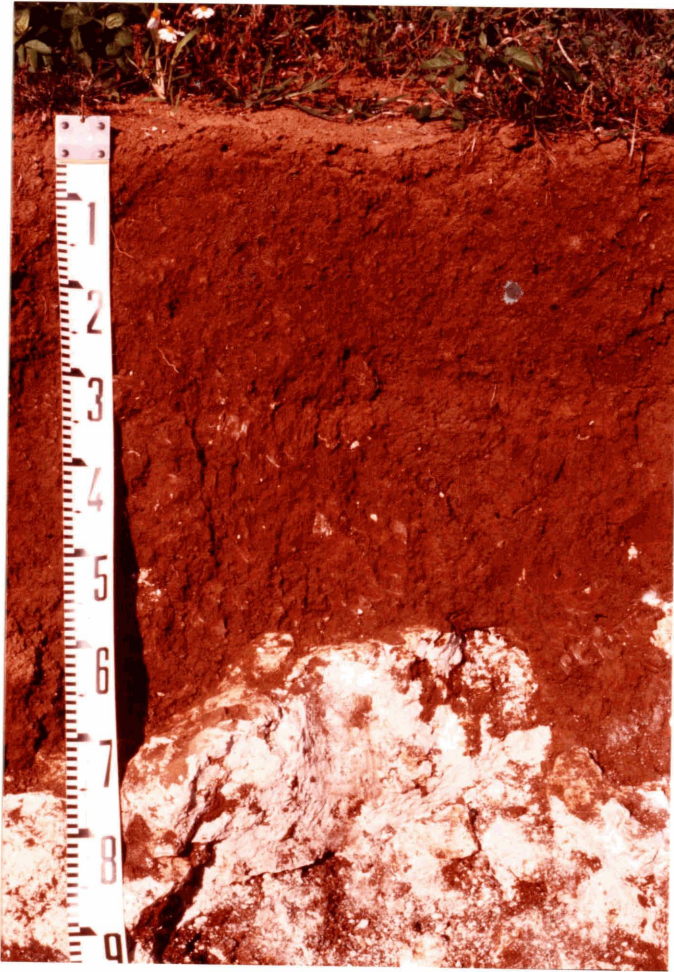
宮良川河岸段丘の土壌
Soil on the terrace
of the Miyara



7. 断面記号 Is-4
(Profile Is-4)
中位段丘上位面リッジ部の土壌
Soil on the ridge of
the higher middle terrace



8. 断面記号 No.3
(Profile No.3)
中位段丘上位面ラグーンの土壌
Soil on the higher middle terrace
(former lagoon)



1. 断面記号 S_m
(Profile S_m)

高位段丘相当面上の石灰岩台地の土壌
Soil on the limestone plateau
corresponding to
the higher terrace

- Apc層： 0~25cm, 褐~暗褐色(7.5YR3.5/4), 腐植ふくむ, 細根あり, HC, 球状マンガン結核(3~5mm)あり, 中粒状構造発達強度および小亜角塊状(1cm)構造発達弱度, ち密度10, 粘着性中, 可塑性強, 乾, 層界平坦漸変
- Bt 層： 25~50cm, 褐色(10YR3/6), 構造面は褐~暗褐色(7.5YR3.5/4), 腐植あり, 細根あり, HC, 石灰岩の中小角礫ふくむ, 構造面に有機物のような皮膜あり, 大柱状(7×20cm)発達中度, ち密度22, 粘着性中, 可塑性強, 半乾, 層界平坦漸変
- B₃ 層： 50~60cm, 褐色(7.5YR4/4), 腐植あり, HC, 石灰岩の小角礫ふくむ, 中亜角塊状(2cm)構造発達中度, ち密度22, 粘着性中, 可塑性中, 半乾, 層界不規則画然
- R 層： 60cm+サンゴ石灰岩

第4節 一般理化学性

1. 分析方法

pH(H₂O): 供試土壌20gに蒸留水50mlを加え, かくはん後30分間以上放置し上澄液のpHを測定した。

pH(KCl): 供試土壌40gに対して1N KCl 100mlを加え, 1時間振とうの後, ろ過して得られた浸出液のpHを測定した。

交換酸度: pH(KCl)の浸出液20mlを煮沸(脱炭酸)した後, 0.1N NaOHで滴定し, この滴定値を6.25倍して, 浸出液125ml当りの滴定値(Y₁)をもとめた。

交換性アルミニウム: pH(KCl)の浸出液20mlを煮沸(脱炭酸)した後, 3.5% NaF溶液1.5mlを加え, 0.1N NaOHで滴定し, この滴定値とY₁の滴定値(浸出液20ml当り)の差を交換性アルミニウム量とした。結果は乾土100g当りのミリグラム当量であらわした。

陽イオン交換容量(CEC): Schollenberger法を改良したセミマイクロ法にした

がった³⁸⁾。10%KCl溶液に置換浸出したNH₄はセミマイクロ蒸留法により定量した。結果は乾土100g当りのミリグラム当量であらわした。

交換性塩基:上記のCECの測定の際に、1N酢酸アンモニウム溶液に溶出した塩基のうちCa, Mgは原子吸光光度法により、Na, Kは炎光光度法により定量した。結果は乾土100g当りのミリグラム当量であらわした。

遊離の炭酸カルシウム:小坂, 本田, 井碓法³⁹⁾の無機炭素の定量に準じて、硫酸, 硫酸第一鉄溶液(5%H₂SO₄・5%FeSO₄) 8mlを供試土壌に加え、発生するCO₂を直接ソーダライムに吸収させ重量変化から炭素量を定量した。結果は乾土当り%であらわした。

2. 結果および考察

Table 3-2は供試土壌の中で土層の薄い断面の礫含量, pH(H₂O), pH(KCl), Y₁, 交換性アルミニウム, 無機態の炭素の分析結果であり, 土層の厚い断面はTable 3-3にあらわした。またCEC, 交換性塩基, 塩基飽和度は, 土層の薄い断面をTable 3-4に, 土層の厚い断面はTable 3-5にあらわした。ただし交換性塩基はCECの測定時にNH₄と置換したカチオンおよび酢酸アンモニウム溶液に溶出した水溶性カチオンの両方を含む。また塩基飽和度はこの交換性塩基をCECで除した値を100倍した値である。

以上の分析結果のうちpH(H₂O), pH(KCl), Y₁, 交換性アルミニウム, CECについてはそれぞれFig.3-3, 3-4, 3-5, に示した。この時, 土層の薄い土壌と土層の厚い土壌とを上下にまとめてあらわした。

pH(H₂O): Fig.3-3に示すように, 土層の薄い土壌の系列では, No.2, Is-2, Is-4の順にpHが低下しており, S_mのApc層になるとpHが5.5と酸性が強くなる。すなわち低位段丘面→中位段丘下位面→中位段丘上位面→高位段丘相当面の石灰岩台地と地形面が古くなるにつれてその上に発達する土壌のpHは低下している。次に土層の厚い土壌の系列でも, Is-1→No.9→Is-3→No.3と地形面

に対応してpHは低下している。そして更新世の礫層上のNo.10は最もpHが低い。

pH(KCl) : Fig.3-4に示すように、pH(H₂O)と同様にpH(KCl)の値も地形面が古くなるにつれて低下しているが、pH(H₂O)とpH(KCl)の差は、Is-4やNo.9のB層やNo.2で大きく1.0を越える。

交換酸度(Y₁)、交換性アルミニウム : Table 3-2, 3-3に示すようにY₁はNo.3, No.10では10を越える層もあるが、他の土壌では1以下であるか零である。交換性アルミニウムもY₁の値に対応してNo.3, No.10以外の土壌にはほとんど存在しない。無機態炭素含量 : Table 3-2, 3-3に示したように低位段丘面上のNo.2では3-8%存在するが他の土壌ではIs-4のC_g層以外はほとんど存在しないので、遊離の炭酸塩は土壌生成の比較的初期に溶脱されることがわかる。

陽イオン交換容量(CEC) : Fig.3-5に示すように、土層の薄い土壌の系列では、地形面が古くなるにともない、No.2, Is-2, Is-4の順に大きくなるが、S_mでは低下する。土層の厚い土壌の系列では、No.9で16-19meとやや大きく、礫層上のNo.10で7me以下と低い以外8-17meの間にある。また断面内の変化はS_m以外の土層の薄い土壌で大きく、表層のCECが高く下層で低くなっている。

交換性塩基 : Table 3-4, 3-5によれば測定した交換性塩基の中ではCaが圧倒的に多く、ついでMgであるが、No.3ではA₃層以外の層でMgがCaよりも多くなっている。またKはNo.10を除き表層で多くなっている。

塩基飽和度 : 塩基飽和度とは水素イオンやアルミニウムイオン以外の交換性塩基が陽イオン交換複合体に占める割合のことであり、この数値が100%を越えることはありえないが、先に述べたように本実験では、1N酢酸アンモニウム溶液に交換および溶出した塩基をCECで除した値を100倍したものを塩基飽和度としたので100%を越えてもそのまま表示した。

Table 3-3に示すように、土層の薄い土壌の系列では、No.2の塩基飽和度はすべて100%を越えているが、Is-2, Is-4と地形面が古くなるにつれてpHは低下

Table 3-2 Gravel content, pH, Y1 and Exch.Al of shallow soils in Ishigaki-island

Horizon	Depth (cm)	Gravel (%)	pH		Y ₁	Exch.Al* ¹ (me/100g)	Inorganic-C* ¹ (%)
			H ₂ O	KCl			
No.2 Todorokigawa							
A ₁₁	0- 5	13.2	8.7	7.4	0.0	0.0	3.6
A ₁₂	5-13	25.9	9.1	7.6	0.0	0.0	3.4
A ₃	13-26	21.3	9.1	7.7	0.0	0.0	4.5
C ₁	26-55	50.1	9.3	8.1	0.0	0.0	7.6
C ₂	55-70	53.1	9.4	---	---	---	---
Is-2 Maezato							
A ₁₁	0- 8	2.3	7.1	6.9	0.3	0.0	trace
A ₁₂	8-15	3.0	7.7	7.2	0.0	0.0	0.0
(B) ₁	15-28	0.7	7.4	6.7	0.1	0.0	0.0
(B) ₂	28-40	0.8	7.6	7.1	0.0	0.0	0.0
Is-4 Nakauehara							
A ₁	0- 6	1.9	7.4	7.3	0.0	0.0	0.0
A ₃	6-15	0.8	7.3	6.5	0.3	0.0	0.0
Bt _{1g}	15-28	0.0	6.8	5.7	0.2	0.0	0.0
Bt _{2g}	28-40	0.0	6.7	5.6	0.1	0.0	0.0
C _g	40-75+	15.2	8.1	7.7	0.0	0.0	1.2
Sm Gushikami							
A _{pc}	0-25	2.8	5.5	5.0	0.7	0.1	0.0
B _{2t}	25-50	3.5	7.4	7.4	0.5	trace	0.0
B ₃	50-60	2.0	7.6	7.6	0.4	0.0	0.0

*¹; oven dry basis

Table 3-3 Gravel content, pH, Y₁ and Exch.Al of deep soils in Ishigaki-island

Horizon	Depth (cm)	Gravel (%)	pH		Y ₁	Exch.Al* ¹ (me/100g)	Inorganic-C* ¹ (%)
			H ₂ O	KCl			
Is-1 Ohama							
A ₁₁	0- 10	7.9	8.5	7.5	0.0	0.0	0.1
A ₁₂	10- 20	9.8	8.6	7.8	0.0	0.0	0.2
A&B	20- 40	3.1	8.3	7.3	0.0	0.0	0.0
B ₂	40- 65	1.8	7.9	7.1	0.0	0.0	0.0
B ₃	65- 85	7.4	7.8	7.1	0.0	0.0	0.0
C	85- 95+	8.5	7.9	7.1	0.0	0.0	0.0
No.9 Miyarasho							
A ₁₁	0- 10	1.1	7.8	7.1	0.0	0.0	0.0
A ₁₂	10- 26	0.6	7.8	7.1	0.0	0.0	0.0
B ₁	26- 35	13.3	8.3	7.8	0.0	0.0	0.1
B ₂₁	35- 67	1.0	8.0	7.3	0.0	0.0	0.0
B ₂₂	67-100	0.6	7.6	7.0	0.0	0.0	0.0
C ₁	100-130+	2.1	7.5	6.9	0.0	0.0	0.0
Is-3 Nekkenminami							
A ₁	0- 10	9.0	7.4	7.0	0.0	0.0	0.0
B ₁	10- 32	11.8	7.0	6.4	0.0	0.2	0.0
B ₂	32- 75	6.2	6.7	6.1	trace	0.2	0.0
B ₃	75-120	21.8	6.6	6.2	0.0	0.2	0.0
C	120-140+	18.7	7.0	6.4	0.0	0.1	trace
No.10 Nekkenhozyo							
AP ₁	0- 18	2.7	4.9	4.1	3.0	0.5	0.0
AP ₂	18- 30	3.2	5.1	4.2	3.9	0.5	0.0
B ₁	30- 56	26.8	5.1	4.1	7.5	0.7	0.0
B ₂	56- 80	25.7	5.0	4.0	12.4	2.4	0.0
No.3 Shiraho							
A ₁₁	0- 15	16.0	6.0	5.5	0.7	trace	0.0
A ₁₂	15- 28	9.0	5.7	4.2	5.9	1.0	0.0
B	28- 45	9.4	5.5	4.1	11.7	2.2	0.0
II B ₂₁	45- 70	12.0	5.5	4.1	10.2	2.0	0.0
II B ₂₂ mn	70- 95	12.7	5.6	4.2	7.5	1.4	0.0
II B ₂₃ mnir	95-123	14.6	5.9	4.3	4.3	0.8	0.0
II C ₁	123-150+	37.0	5.9	4.5	2.1	0.4	0.0

*¹; oven dry basis

Table 3-4 CEC, 1N-NH₄OAc soluble cations and degree of base saturation
of shallow soils in Ishigaki-island

Horizon	Depth (cm)	CEC* ¹ (me/100g)	1N-NH ₄ OAc soluble cations* ¹					Degree of* ² base satur.
			Ca	Mg	K	Na	total	
No.2 Todorokigawa								
A ₁₁	5-13	18.5	33.72	4.68	0.79	0.33	39.52	213.6
A ₁₂	13-26	13.7	31.64	3.75	0.54	0.28	36.21	33.85
A ₃	26-55	9.3	31.17	3.07	0.36	0.25	33.85	364.0
C ₁	55-70	3.1	24.84	2.22	0.14	0.21	27.41	884.2
Is-2 Maezato								
A ₁₁	0- 8	26.1	21.75	4.76	0.93	0.41	27.85	106.7
A ₁₂	8-15	21.2	20.57	2.80	0.92	0.38	24.67	116.4
(B) ₁	15-28	16.5	13.47	2.00	0.41	0.40	16.28	98.9
(B) ₂	28-40	18.2	16.98	1.41	0.51	0.53	19.43	106.8
Is-4 Nakauehara								
A ₁	0- 6	31.6	32.13	3.82	1.27	0.27	37.49	118.6
A ₃	6-15	18.2	13.02	4.45	0.68	0.32	18.47	101.5
Bt _{1g}	15-28	20.2	10.71	4.53	0.4	0.48	16.66	82.5
Bt _{2g}	28-40	22.7	14.50	3.24	0.97	0.71	19.42	85.6
Cg	40-75+	21.3	44.90	2.71	0.81	0.63	47.05	220.9
S _m Gushikami								
Apc	0-25	18.4	10.08	0.89	0.81	0.32	12.10	20.95
B ₂ t	25-50	16.8	18.40	1.62	0.58	0.35	20.95	124.7
B ₃	50-60	16.9	20.34	1.52	0.40	0.44	22.70	134.3

*¹; oven dry basis, *²; (1N-NH₄OAc soluble cations) ÷ CEC

Table 3-5 CEC, 1N-NH₄OAc soluble cations and degree of base saturation of deep soils in Ishigaki-island

Horizon	Depth (cm)	CEC* ¹ (me/100g)	1N-NH ₄ OAc soluble cations* ¹					Degree of* ² base satur.
			Ca	Mg	K	Na	total (me/100g)	
Is-1 Ohama								
A ₁₁	0- 10	13.9	17.71	2.41	0.83	0.33	21.88	153.1
A ₁₂	10- 20	14.3	27.63	2.20	0.41	0.45	30.69	214.6
A&B	20- 40	11.0	12.39	2.19	0.31	0.45	15.34	139.5
B ₂	40- 65	12.0	10.93	2.47	0.35	0.46	14.21	118.4
B ₃	65- 85	14.4	9.72	3.64	0.36	0.50	14.22	98.8
C	85- 95+	16.2	16.15	3.03	0.35	0.58	20.11	124.1
No.9 Miyarasho								
A ₁₁	0- 10	18.5	18.34	2.55	0.54	0.30	21.73	117.5
A ₁₂	10- 26	16.3	16.05	2.42	0.46	0.32	19.25	118.1
B ₁	26- 35	17.6	39.04	2.43	0.46	0.52	42.45	241.2
B ₂₁	35- 67	16.9	18.41	2.12	0.47	0.50	21.50	127.2
B ₂₂	67-100	18.3	18.02	2.05	0.45	0.63	21.15	115.6
C ₁	100-130+	18.1	16.71	1.88	0.41	0.57	19.57	108.1
Is-3 Nekkenminami								
A ₁	0- 10	15.2	14.39	1.79	0.63	0.18	16.99	111.8
B ₁	10- 32	11.2	8.58	1.84	0.59	0.26	11.27	100.6
B ₂	32- 75	11.1	8.34	1.65	0.21	0.35	10.55	95.0
B ₃	75-120	10.7	7.78	1.87	0.17	0.40	10.22	95.5
C	120-140+	10.3	9.67	1.74	0.25	0.42	12.08	117.3
No.10 Nekkenhozyo								
Ap ₁	0- 18	5.7	1.15	0.48	0.10	0.06	1.79	31.4
Ap ₂	18- 30	4.2	0.61	0.19	0.07	0.06	0.93	22.1
B ₁	30- 56	5.0	0.63	0.29	0.19	0.06	1.17	23.4
B ₂	56- 80	7.0	0.52	0.29	0.35	0.07	1.23	17.6
No.3 Shiraho								
A ₁₁	0- 15	16.7	4.58	3.78	0.93	0.27	9.56	57.2
A ₁₂	15- 28	13.9	1.83	2.19	0.21	0.27	4.50	32.4
B	28- 45	11.7	1.29	1.98	0.23	0.37	3.87	33.1
II B ₂₁	45- 70	10.4	1.93	2.22	0.32	0.35	4.82	46.3
II B ₂₂ mn	70- 95	9.8	1.19	2.63	0.31	0.46	4.59	46.8
II B ₂₂ mnir	95-123	10.5	1.61	3.64	0.28	0.57	6.10	58.1
II C ₁	123-150+	8.3	1.83	3.38	0.22	0.45	5.88	70.8

*¹; oven dry basis, *²; (1N-NH₄OAc soluble cations) ÷ CEC

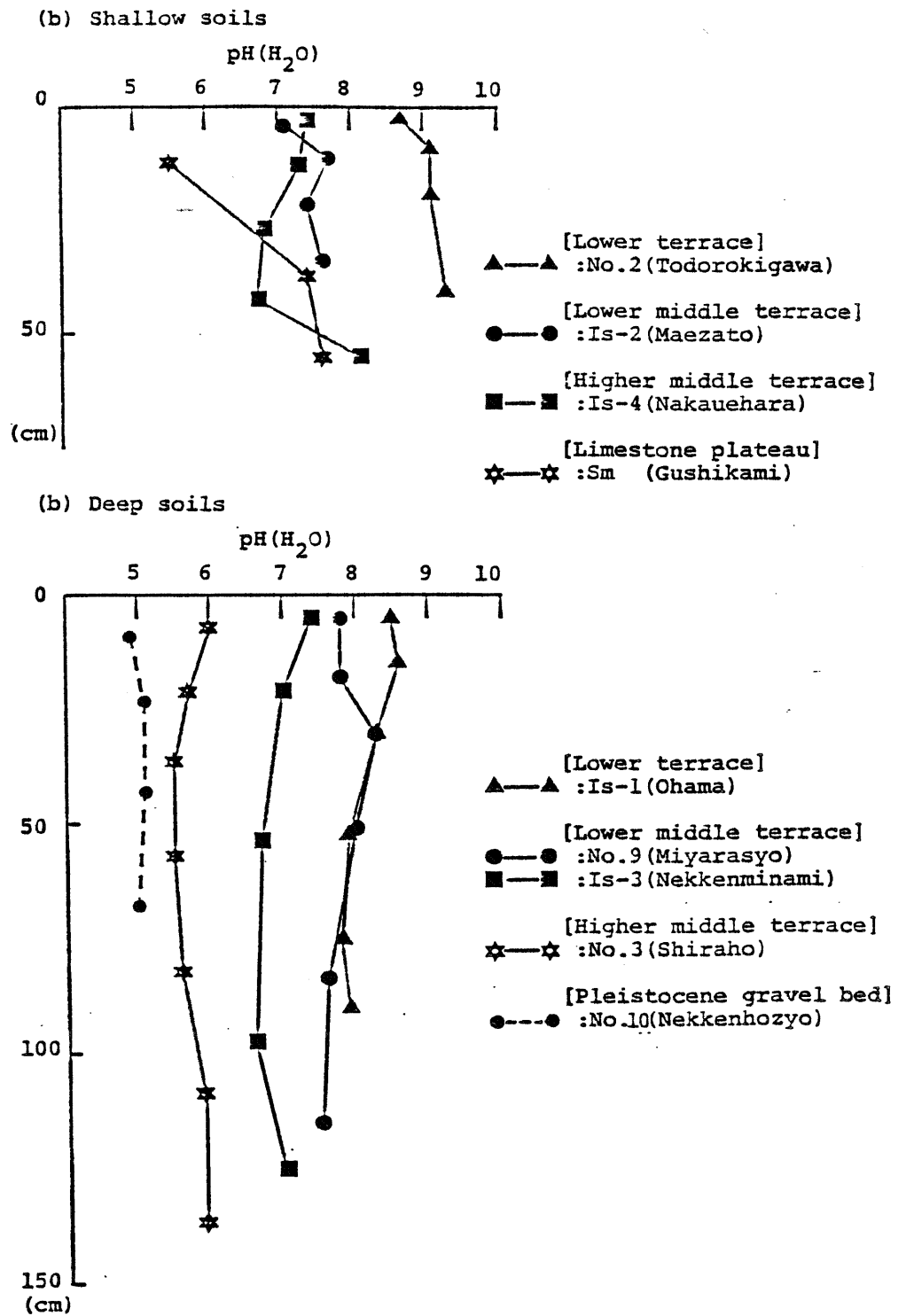


Fig. 3-3 PH(H₂O) values with depth in Ishigaki-island soils

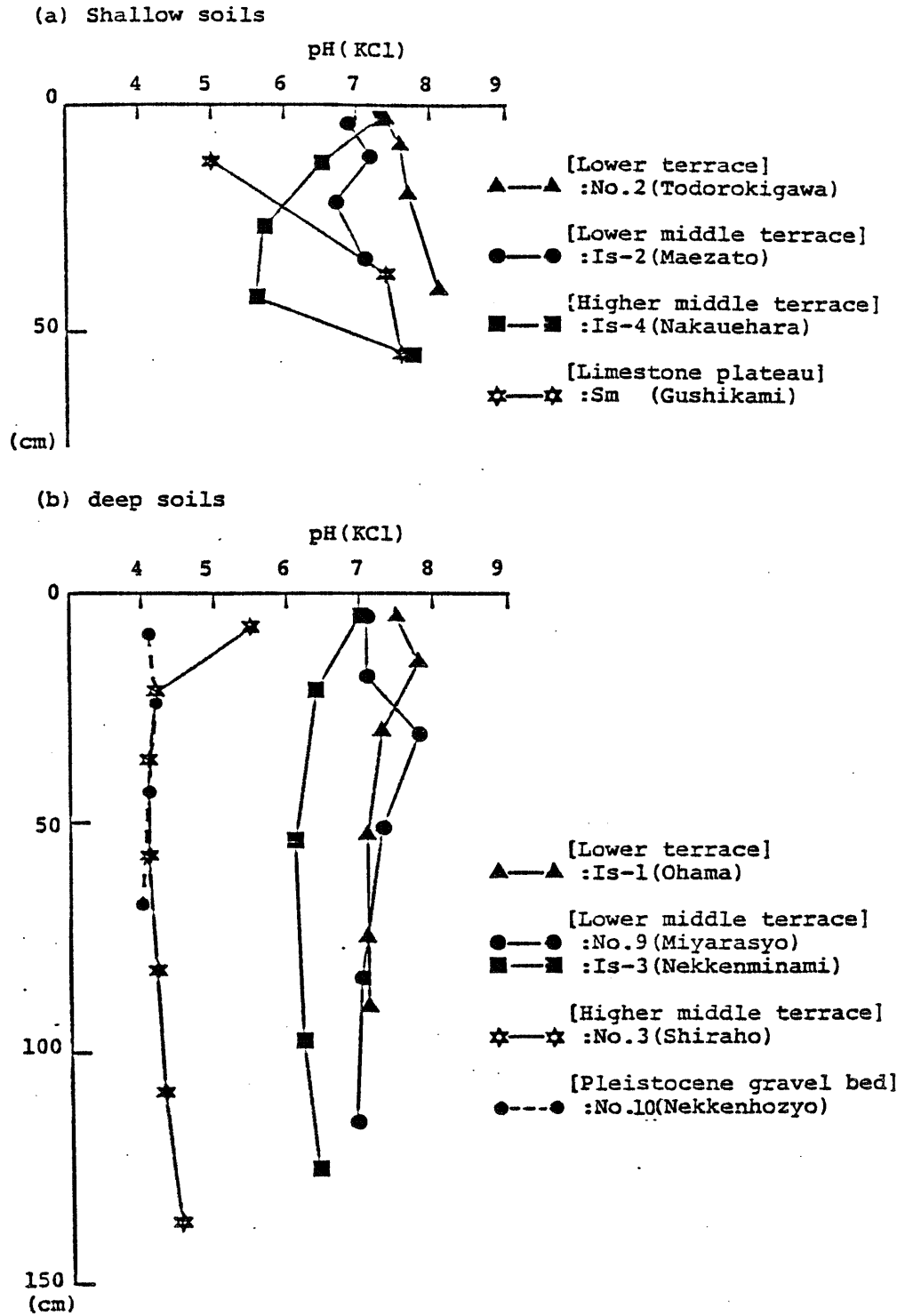


Fig. 3-4 PH(KCl) values with depth in Ishigaki-island soils

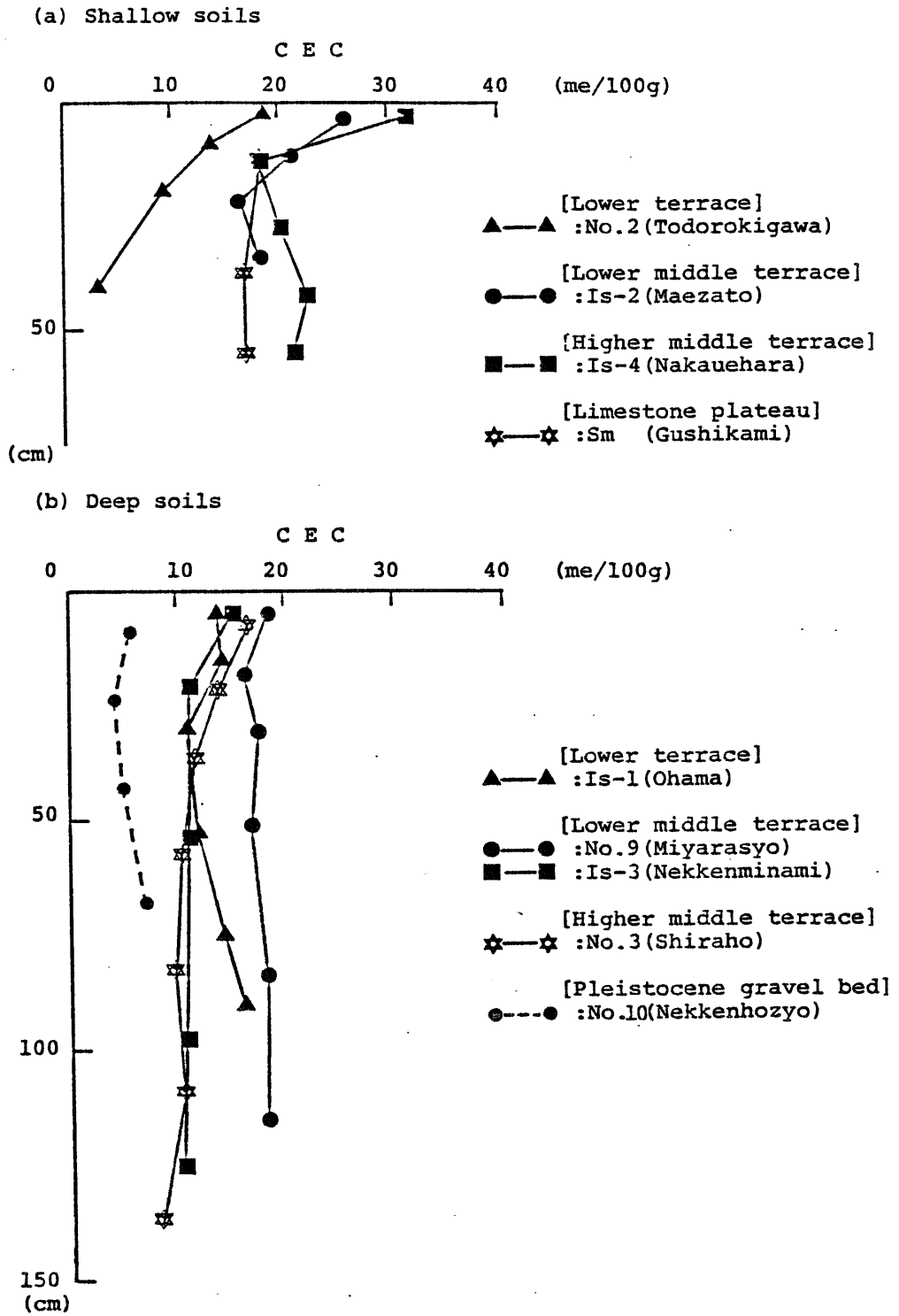


Fig. 3-5 CEC values with depth in Ishigaki-island soils

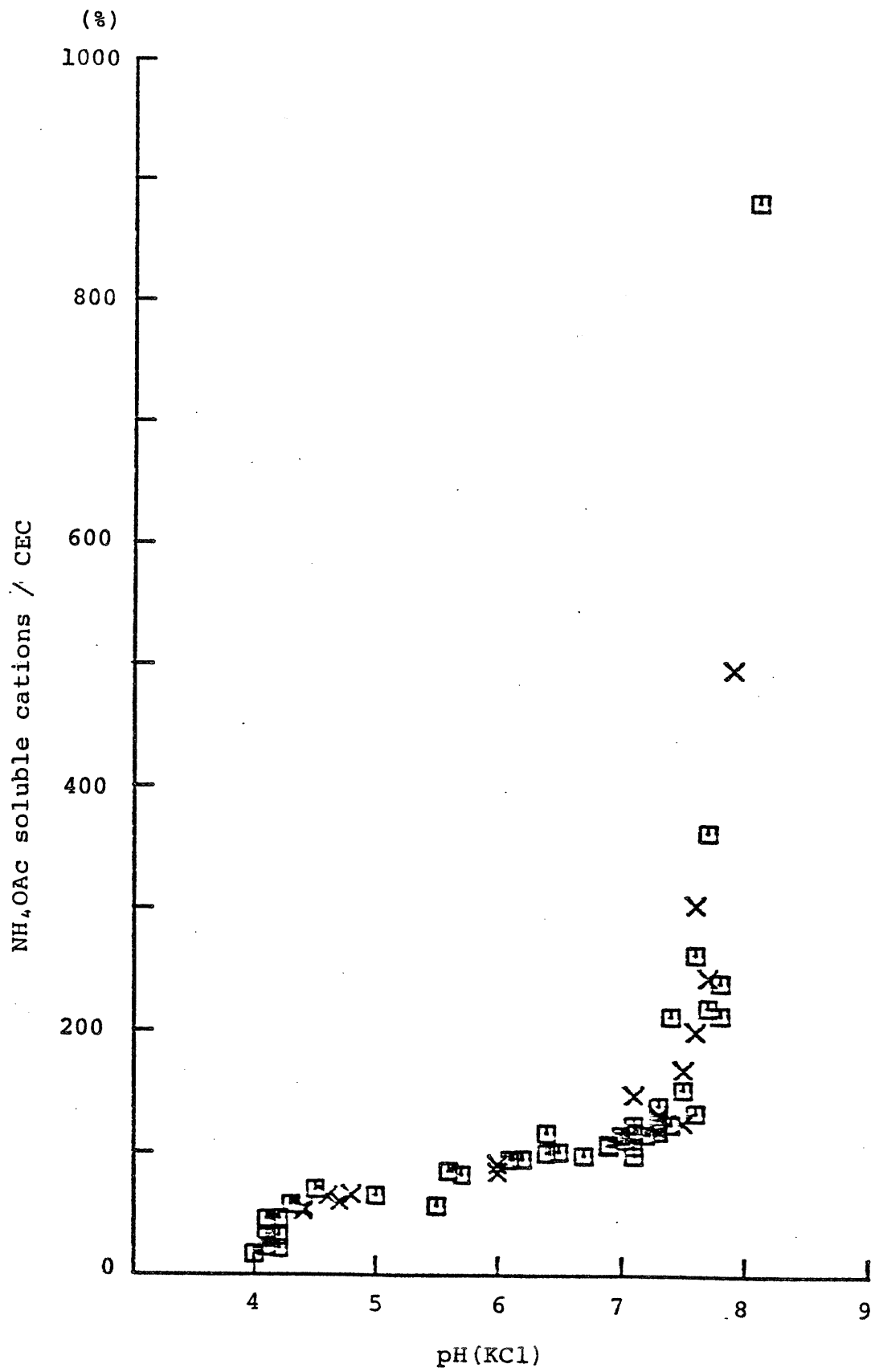


Fig. 3-6 Relationship of pH(KCl) and degree of base saturation

し、S_mのA_{pc}層では70%以下となる。またTable 3-4に示すように、土層の厚い土壌の系列でも、地形面が古くなるにつれてpHは低下する。

Fig.3-4に示すように、このpH(KCl)の低下と塩基飽和度は密接な関係にある。塩基飽和度が40%以上120%以下では $r=0.961$ の高い相関がみとめられるが、塩基飽和度が40%以下でpHがおよそ4.3以下の場合と塩基飽和度が120%以上でpHがおよそ7.2以上の場合では両者の間に直線関係は成り立たない。この原因として、pHが4.3以下ではアルミニウムイオンが影響し、またpHが7.3以上では炭酸カルシウムからカルシウムイオンが溶解するためと考えられる。

第5節 離水サンゴ礁上の土壌型

低位段丘面上にはNo.2(轟川土壌)に代表される腐植の集積した黒色のA層と石灰質の海砂やサンゴ破片を主体とした白色のC層からなるA/C断面をもつ土壌が発達している。この土壌は、断面内全層にわたり遊離の炭酸塩が存在し、アルカリ性を示し陽イオン交換複合体は十分に飽和している。このように断面形態、一般理化学性は、湿潤温帯地域のレンジナによく似ているが、湿潤亜熱帯気候条件の違いを考慮してレンジナ様土と呼ぶことにする。中位段丘面上の土壌は遊離の炭酸塩は溶脱してなくなるが、なお陽イオン交換複合体は飽和しており中性の反応を示す。また断面内には褐色のB層が生成しており、ヨーロッパに分布するテラフスカに似ているが、レンジナ様土の場合と同様に湿潤亜熱帯気候条件の違いを考慮してテラフスカ様土と呼ぶことにする。また高位段丘相当面の石灰岩台地上にある反応が酸性を示す土壌は、鴨下ら²⁾の命名にしたがってテラロッサ様土と呼ぶことにする。なお中位段丘上位面上の下層に斑紋のある土壌をテラフスカ様土の亜型として斑紋のあるテラフスカ様土として区別する。

以上のことからこれまで土層の薄い土壌の系列として扱ったNo.2(轟川土壌)をレンジナ様土、I_s-2(真栄里土壌)をテラフスカ様土、I_s-4(中上原土壌)を斑

紋のあるテラフスカ様土， S_m (具志頭土壤)をテラロッサ様土のそれぞれ典型として、以後の詳細な分析を行うことにした。

第6節 要約

石垣島および沖縄本島南部の離水サンゴ礁上に分布する土壤の調査および一般理化学性の分析を行った結果は以下のように要約され、土壤は地形面に対応して発達していることが明らかになった。

1. 低位段丘面上の土層の薄い所では遊離の炭酸カルシウムに富むA/C断面をもつ土壤が発達しており、土層の厚い所では炭酸カルシウムがかなり溶脱した褐色のB層をもつ土壤が生成している。これらの土壤のpHは高く、陽イオン交換複合体は飽和している。

2. 中位段丘下位面では、炭酸カルシウムは溶脱してなくなりpHは中性となるが、交換複合体はほぼ塩基で満たされている褐色のB層を示す土壤が生成している。

3. 中位段丘上位面になると塩基の溶脱がさらに進行し交換複合体はやや未飽和となるがpHはほぼ中性の下層に斑紋の多くみられる土壤が生成している。

4. 高位段丘相当面の石灰岩台地上には塩基の溶脱がかなり進行し、酸性を示す土壤が生成する。

5. 以上の段丘面上に発達する土壤型の名称として、低位段丘面上の遊離の炭酸カルシウムに富むA/C断面をもつ土壤をレンジナ様土、中位段丘面上の褐色のB層をもつ土壤をテラフスカ様土、高位段丘面上の反応が酸性を示す土壤を鴨下らの命名にしたがってテラロッサ様土と呼ぶことにした。なお中位段丘上位面上の下層に斑紋のある土壤をテラフスカ様土の亜型として斑紋のあるテラフスカ様土として区別した。

第4章 遊離酸化物の形態的特徴

第1節 供試土壌と分析方法

供試土壌はNo.2(轟川土壌), Is-2(真栄里土壌), Is-4(中上原土壌), Sm(具志頭土壌), Is-1(大浜土壌), M-2(宮国土壌)の6断面をもちいた。このうちNo.2, Is-2, Is-4, Smは, それぞれレンジナ様土, テラフスカ様土, 斑紋のあるテラフスカ様土, テラロッサ様土であり, Is-1はレンジナ様土とテラフスカ様土の中間のタイプである。M-2は宮古島の土壌であり, その断面記載および一般理化学性は第7章で説明する。ただし易還元性および全マンガン量の分析はNo.2, Is-2, Is-4, Smの4断面についてのみ行った。

1. 遊離の鉄およびアルミニウム酸化物

遊離の鉄およびアルミニウム酸化物の分析は永塚の方法³⁹⁾にしたがった。

- (1)酸性シュウ酸塩可溶の鉄・アルミニウム：酸性シュウ酸アンモニウム溶液(pH3.2)で抽出した鉄・アルミニウムをフェロン法によって同時に比色定量した。
- (2)ジチオナイト可溶の鉄・アルミニウム：ジチオナイト-クエン酸塩-重炭酸塩系を用いて抽出した鉄・アルミニウムをフェロン法によって同時に比色定量した。
- (3)全鉄：フッ化水素-硫硝酸分解後, 分解液中の鉄をO-フェナンスロリン法によって比色定量した。

結果はいずれも Fe_2O_3 , Al_2O_3 量として乾土当りの%で表示した。

2. 易還元性および全マンガン量

易還元性マンガンは土壌養分分析法³⁹⁾にしたがい, 0.2%ヒドロキノン含有中性酢酸アンモニウム溶液に還元溶出したマンガンを原子吸光光度法によって定量した。全マンガン量は前記(3)の全鉄の分解溶液中のマンガンを原子吸光光度法によって定量した。結果は両者とも乾土当りのppmで表示した。

第2節 結果および考察

1. 遊離の鉄およびアルミニウム酸化物

Table 4-1に酸性シュウ酸塩可溶の鉄(Feo), アルミニウム(Al_o), ジチオナイト可溶の鉄(Fed), アルミニウム(Al_d), 全鉄(Fet)の量を示した。この表中のFeo/Fed, (Fed-Feo)/Fetは, それぞれ遊離鉄の活性度および結晶化指数を表わし, 冷温帯地域の褐色森林土, 暖温帯地域の黄褐色森林土, 湿潤亜熱帯気候下で生成した古赤色土を分類する基準として, 永塚³⁹⁾が提案したものである。すなわち,

	Feo/Fed,	(Fed-Feo)/Fet
褐色森林土	≥0.4	≤0.5
黄褐色森林土	≤0.4	≤0.5
赤色土	≤0.4	≥0.5

である。Fig.4-1に石灰岩に由来した, 褐色森林土, ムル様レンジナ, 黄褐色森林土, 赤色土の活性度および結晶化指数を示した⁴⁰⁾。この図から石灰岩に由来した土壤においても, 遊離鉄の活性度および結晶化指数によって気候帯に対応した土壤の区分が可能であることが理解できる。Fig.4-2に示した供試土壤の場合, 土壤断面形態や一般理化学性の点では冷温帯から暖温帯にかけて分布するレンジナやテラフスカやテラロッサなどに似ているが, 遊離鉄の状態は赤色土のそれと同じであることが明らかになった。すなわち離水サンゴ礁上の土壤は生成の初期の段階から湿潤亜熱帯の気候条件の影響をうけていることを示している。

一般に亜熱帯~熱帯では生成年代の経過にともなって, 土壤中に鉄やアルミニウムが富化していくことが知られている(鉄アルミナ富化作用)が, 供試土壤においても土壤生成が進展するにつれて全鉄量が高くなることが認められた。Fig.4-3はこのことを示したもので, 低位段丘面上のレンジナ様土, 中位段丘面上のテラフスカ様土, 高位段丘相当面の石灰岩台地上のテラロッサ様土と生成年代の経過につれて土壤中の全鉄量が高くなることがわかる。また宮古島の宮国土壤は全

鉄量が高いことから土壤生成のかなり進んだ土壤であると推定される。

酸性シュウ酸塩可溶およびジチオナイト可溶のアルミニウムは、永塚¹⁹⁾の研究によれば、褐色森林土では両者はほぼ等量で、その間に比較的高い相関が認められるが、黄褐色森林土や赤色土では、ジチオナイト可溶のアルミニウムの方が酸性シュウ酸塩可溶のアルミニウムより多く、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。これに対して、Fig.4-4に示すように、供試土壤では酸性シュウ酸塩可溶のアルミニウムとジチオナイト可溶のアルミニウムの間には、相関係数0.92の相関が認められ、両者の比は1 : 3である。またこの酸性シュウ酸塩可溶およびジチオナイト可溶のアルミニウムは、土壤生成が進むにつれて、レンジナ様土、テラフスカ様土、テラロッサ様土と増加している。しかしTable 4-1に示すように、ジチオナイト可溶の鉄に対するジチオナイト可溶のアルミニウムの値(Ald/Fed)はテラロッサ様土で低下しており、テラロッサ様土では遊離のアルミニウムが遊離の鉄に比べて相対的に低下することを示している。

2. 遊離のマンガンの状態

サンゴ石灰岩上に分布する土壤にしばしば多量のマンガン結核が存在し、時には直径が1cm以上あるものが見いだされることが知られている^{19), 20)}。今回調査を行った石垣島および第7章で述べる宮古島のサンゴ石灰岩上の土壤にも、マンガン斑や結核が存在する例が多くあった。Fig.4-5に示すように、これらマンガン斑や結核はそのほとんどがpH(H₂O)が7以下で40cmよりも深い所に出現することがわかった。そこで供試土壤中の代表的な4断面の易還元性マンガンおよび全マンガン量の定量を行った。その結果、Fig.4-6に示すように、全マンガン(Mnt)および易還元性マンガン(Mnh)は、レンジナ様土、テラフスカ様土、テラロッサ様土と生成年代の経過につれて増加する傾向がみられる。しかし易還元性マンガンおよび全マンガン量の比(Mnh/Mnt)は、レンジナ様土で高くテラフスカ

様土で低くなり、テラロッサ様土でまた高くなる傾向がみられる。

土壌中のマンガン結核の発達にはバクテリアが関与していることが明らかにされており⁴²⁾、本研究対象地域が湿潤亜熱帯気候下にあることやテラフスカ様土およびテラロッサ様土の反応が中性~弱酸性であることから、マンガン斑や結核の生成に関与するバクテリアの活動は活発であると予想される。このバクテリアの活動が活発なことが、離水サンゴ礁上の土壌中のマンガン斑や結核の生成に深く関係しているものと考えられる。

さらにサンゴ石灰岩上に分布する土壌中のマンガン斑や結核の生成および全マンガン量の増加は、pHによってマンガン酸化物の還元されやすさが変化することから説明できる。Fig.4-7はpHの変化に対するマンガンや鉄酸化物などの酸化還元安定度図である⁴³⁾。この図に示すように、マンガン酸化物はアルカリ側ではかなりの還元状態でも不溶態が安定なので、レンジナ様土中のマンガンは安定である。テラフスカ様土では反応が中性となり、一時的な還元状態が生じやすい下層においてマンガンはやや還元をうけて可動化するがすぐに酸化されマンガン斑がわずかに形成される。斑紋のあるテラフスカ様土ではさらにpHが低下し、マンガンは還元され可動化しやすくなるため多量のマンガン斑が生成する。この生成したマンガン斑はさらに酸化・還元を繰り返すことによって発達を続けていき、テラロッサ様土の段階になると、マンガン結核になるものと考えられる。

以上のようにマンガン斑紋・結核の生成を考えることができるが、土壌中の全マンガン量に関しては、土壌生成の過程を通じて反応がアルカリ性~弱酸性と比較的高く維持されるため、還元され可動化してもすぐに酸化され沈積するので、溶脱による流亡が少ないと判断される。また生成したマンガン斑紋・結核は溶脱に対して抵抗性をもっているとみられる。このように溶脱を受けにくいために土壌中の全マンガン量は富化していくものと考えられる。

Table 4-1 Iron, aluminum and manganese contents of the representative soils#1

Horizon	Depth (cm)	Iron		Activity ratio Feo/Fed	Cristallinity ratio (Fed-Feo)/Fet	Aluminium		Alo/Ald	Ald/Fed	Alo/Feo	Manganese	
		Feo (%Fe ₂ O ₃)	Fet			Alo (%Al ₂ O ₃)	Ald				Mnh (ppm MnO)	Mnt
Rendzina-like(No.2; Todorokigawa) soil on the lower terrace												
A ₁₁	0-15	0.13	2.26	3.42	0.62	0.25	0.69	0.36	0.31	1.92	193	840
A ₁₂	5-13	0.14	2.74	4.00	0.65	0.28	0.71	0.39	0.26	2.00	263	914
A ₃	13-26	0.12	1.80	2.24	0.75	0.25	0.58	0.43	0.32	2.08	239	677
C ₁	26-55	0.05	0.75	1.05	0.67	0.13	0.20	0.65	0.27	2.60	125	424
Terra fusca-like soil(Is-2 Maezato) on the lower middle terrace												
A ₁₁	0-8	0.43	4.08	6.48	0.56	0.63	1.4	0.44	0.35	1.47	422	1811
A ₁₂	8-15	0.38	5.01	6.74	0.69	0.68	1.80	0.38	0.36	1.79	463	1835
(B) ₁	15-28	0.36	5.93	8.87	0.63	0.89	2.32	0.38	0.39	2.47	264	1599
(B) ₂	28-40	0.34	6.49	9.58	0.64	0.71	2.43	0.29	0.37	2.09	266	1583
Mottled Terra fusca-like soil(Is-4 Nakauehara) on the higher middle terrace												
A ₁	0-6	0.50	3.65	5.95	0.53	0.35	1.25	0.28	0.34	0.70	290	2587
A ₃	6-20	0.48	4.24	6.90	0.54	0.43	1.49	0.29	0.35	0.90	275	2587
Btg ₁	20-35	0.62	5.66	8.90	0.57	0.66	1.97	0.34	0.35	1.06	341	2105
Btg ₂	35-50	0.58	6.16	9.67	0.58	0.74	2.08	0.36	0.34	1.28	330	1918
C _{1g}	50-60	0.57	5.15	8.29	0.55	0.68	1.79	0.38	0.35	1.19	320	1656
Terra rossa-like(Sm Gushikami) soil on the limestone plateau												
Apc	0-25	0.68	8.28	10.10	0.75	0.66	2.29	0.29	0.28	0.97	787	3068
Bt	25-50	0.68	8.33	10.29	0.74	0.71	2.06	0.34	0.25	1.04	703	3076
B ₃	50-60	0.68	8.54	10.58	0.74	0.71	2.35	0.30	0.28	1.04	499	3035
Is-1 (Ohama) on the lower terrace												
A ₁₁	0-10	0.16	3.16	4.50	0.67	0.28	0.97	0.29	0.31	1.75	---	---
A ₁₂	10-20	0.17	3.46	4.95	0.66	0.34	1.05	0.32	0.30	2.00	---	---
A&B	20-40	0.16	3.67	5.32	0.66	0.29	1.17	0.25	0.32	1.81	---	---
B ₂	40-65	0.18	3.56	6.00	0.56	0.34	1.09	0.31	0.31	1.89	---	---
B ₃	65-85	0.20	4.52	6.75	0.64	0.37	1.55	0.24	0.34	1.85	---	---
C	85-95+	0.20	5.22	6.79	0.74	0.48	1.78	0.27	0.34	2.40	---	---
M-2 (Miyaguni) in Miyako-island												
A ₁₁	0-6	0.46	6.89	9.27	0.69	0.80	2.28	0.35	0.33	1.74	---	---
A ₁₂	6-20	0.48	8.20	11.00	0.70	0.72	2.36	0.31	0.29	1.50	---	---
B ₂	20-50	0.44	9.50	12.40	0.73	0.80	3.02	0.26	0.32	1.82	---	---

#1 oven dry basis, #2 not analyzed

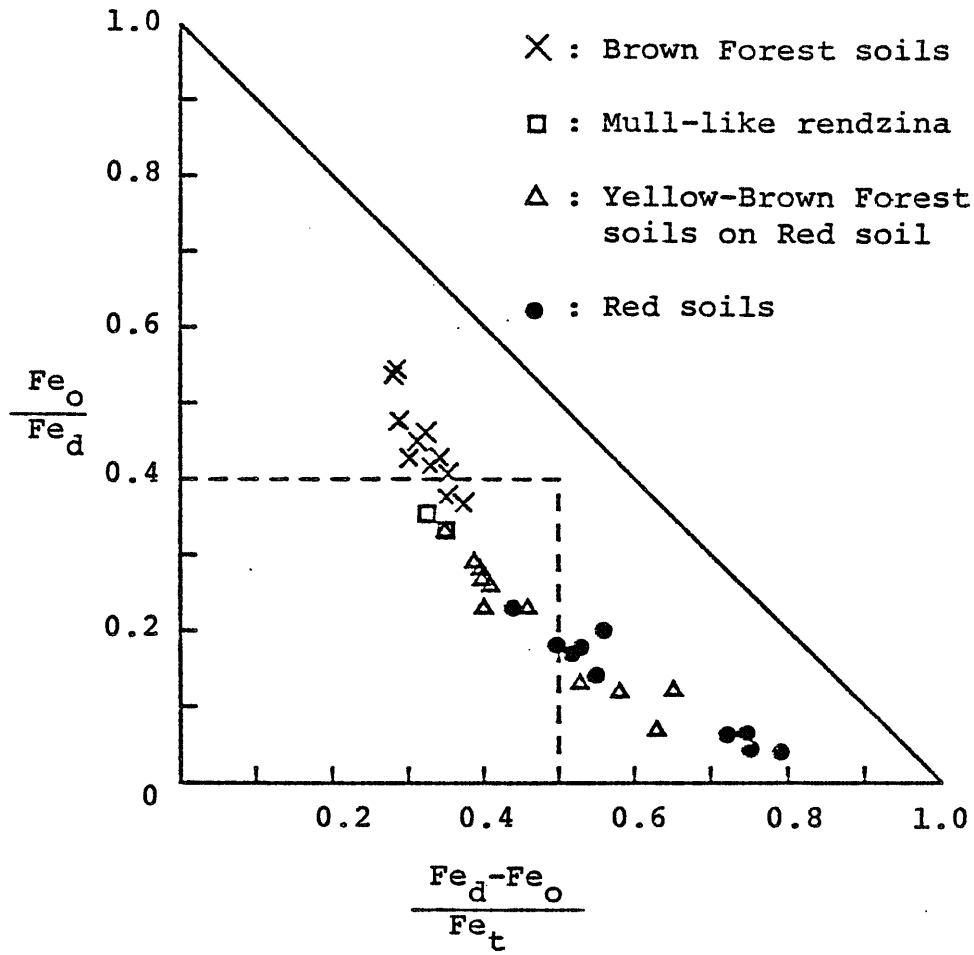


Fig. 4-1 Activity and crystallinity ratios of free iron oxides of the soils derived from limestone in the warm-temperate climate region. 40)

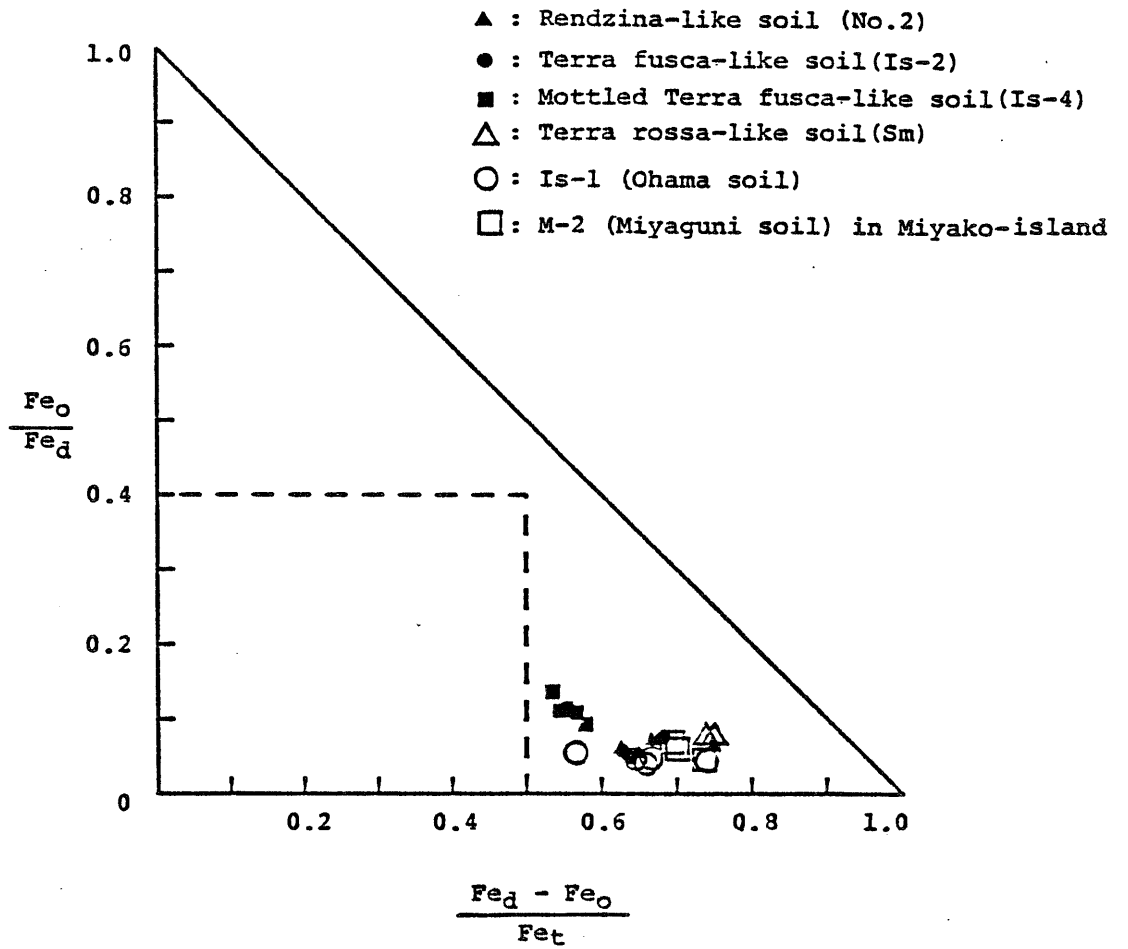


Fig. 4-2 Activity and crystallinity ratios of free iron oxides of the soils derived from coral limestone.

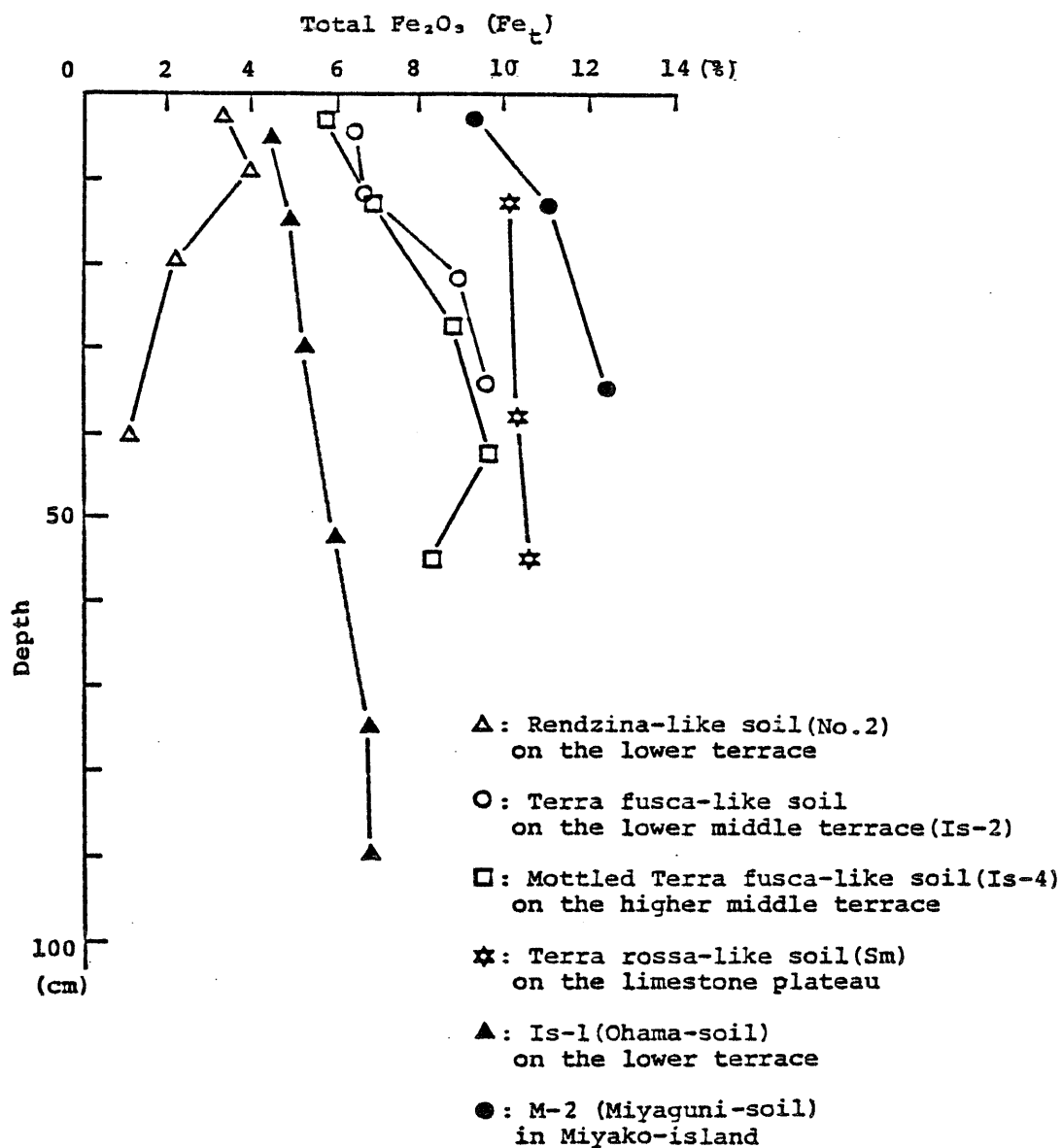


Fig. 4-3 Total iron contents with depth in the representative soils

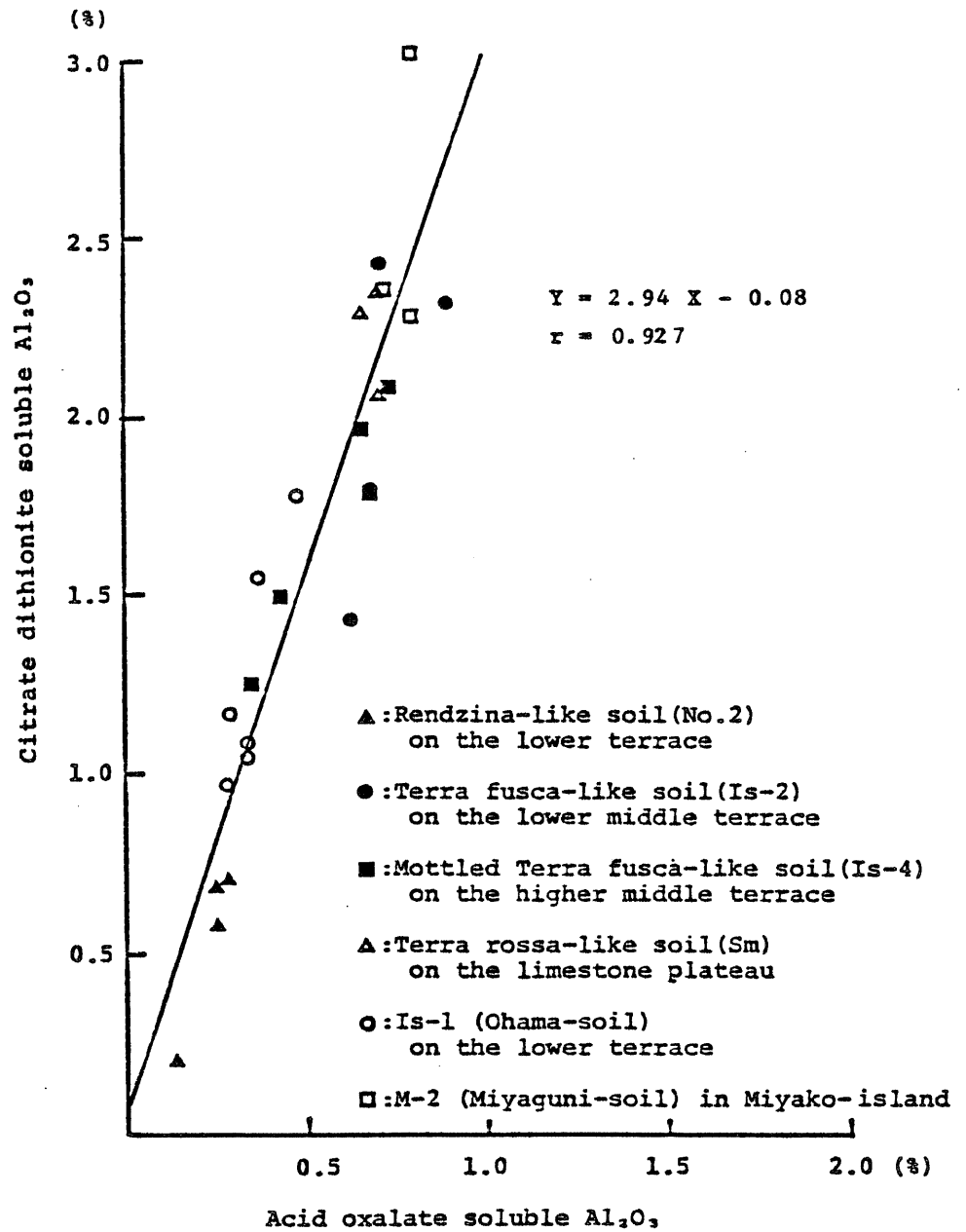
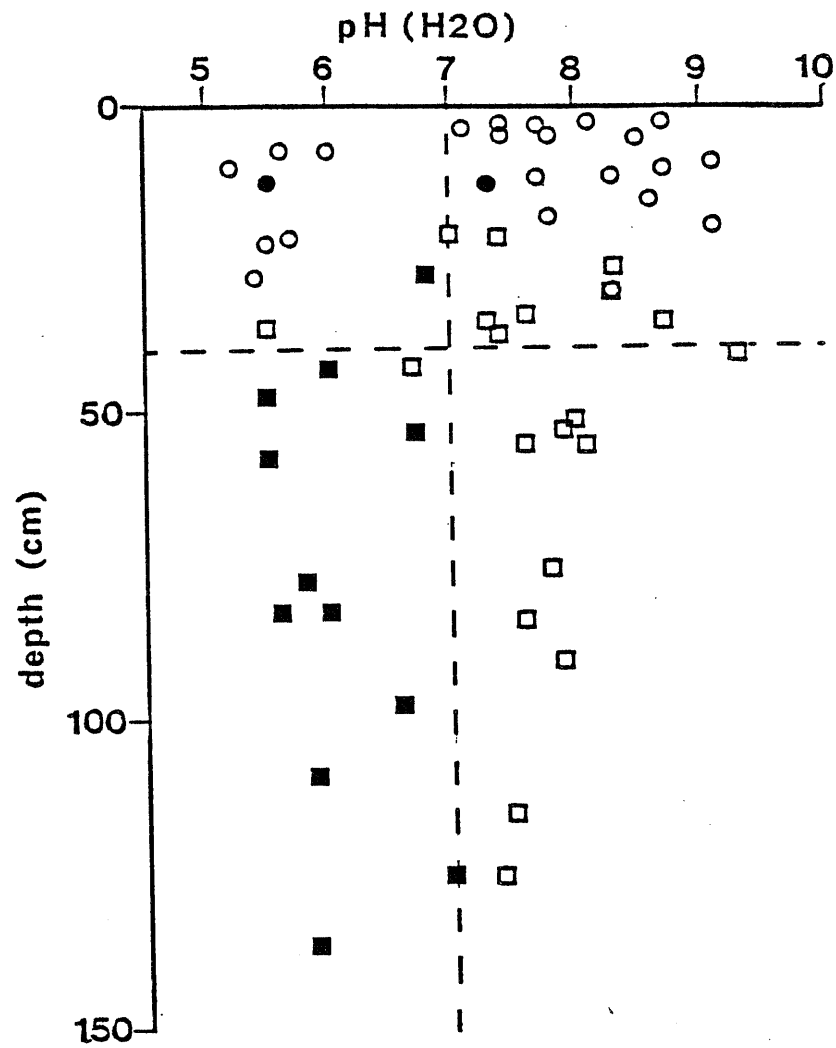


Fig. 4-4 Relation between acid oxalate and citrate-dithionite soluble Al₂O₃



A horizon: ● ; observed, ○ ; not observed

B horizon: ■ ; observed, □ ; not observed

Fig. 4-5 Manganese mottles and concretions of soils derived from coral limestone in Ishigaki- and Miyako-islands.

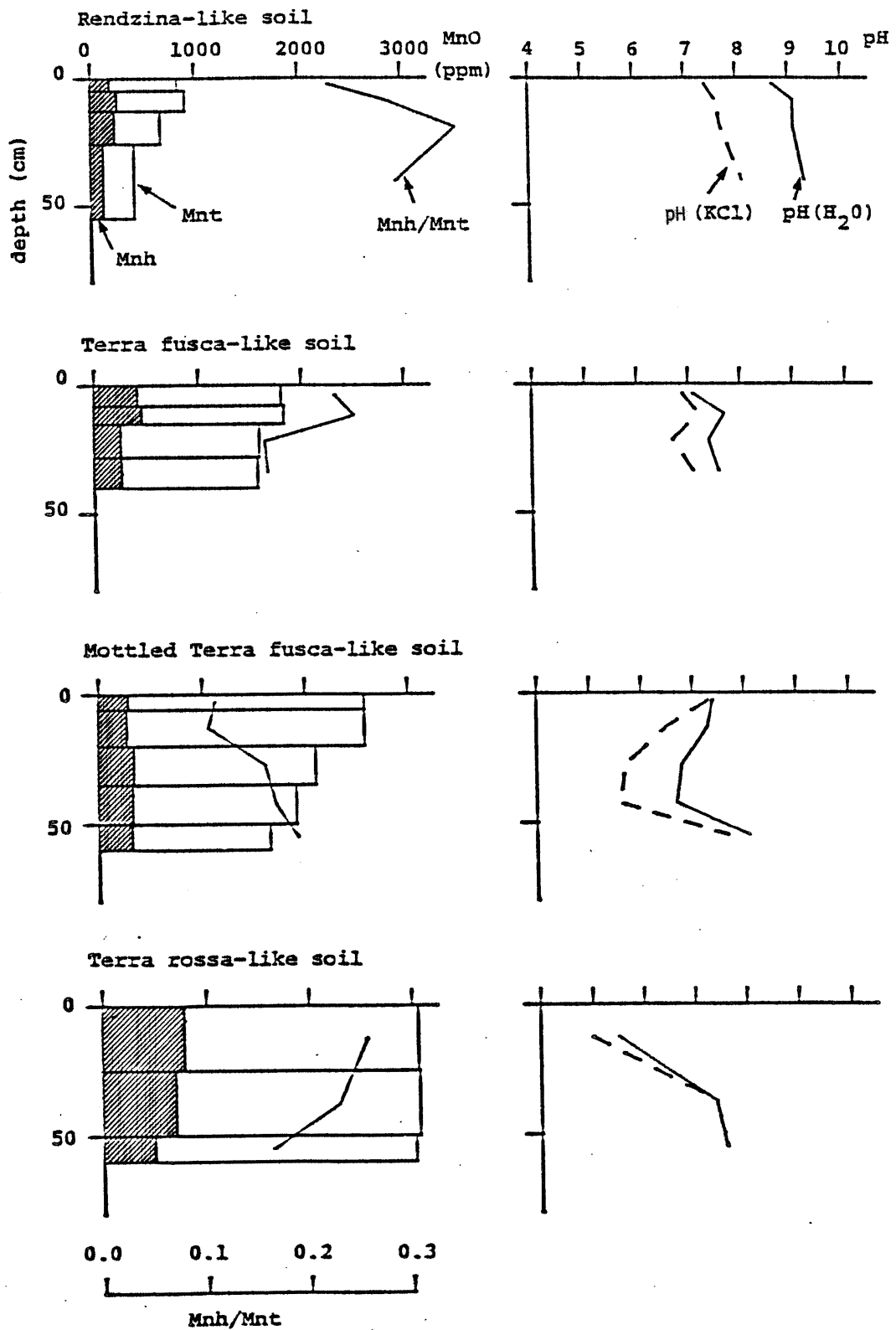


Fig. 4-6 Total manganese contents(Mnt), easily reducible manganese contents(Mnh), the ratios of Mnt to Mnh and pH values with depth in the representative soils derived from coral limestone.

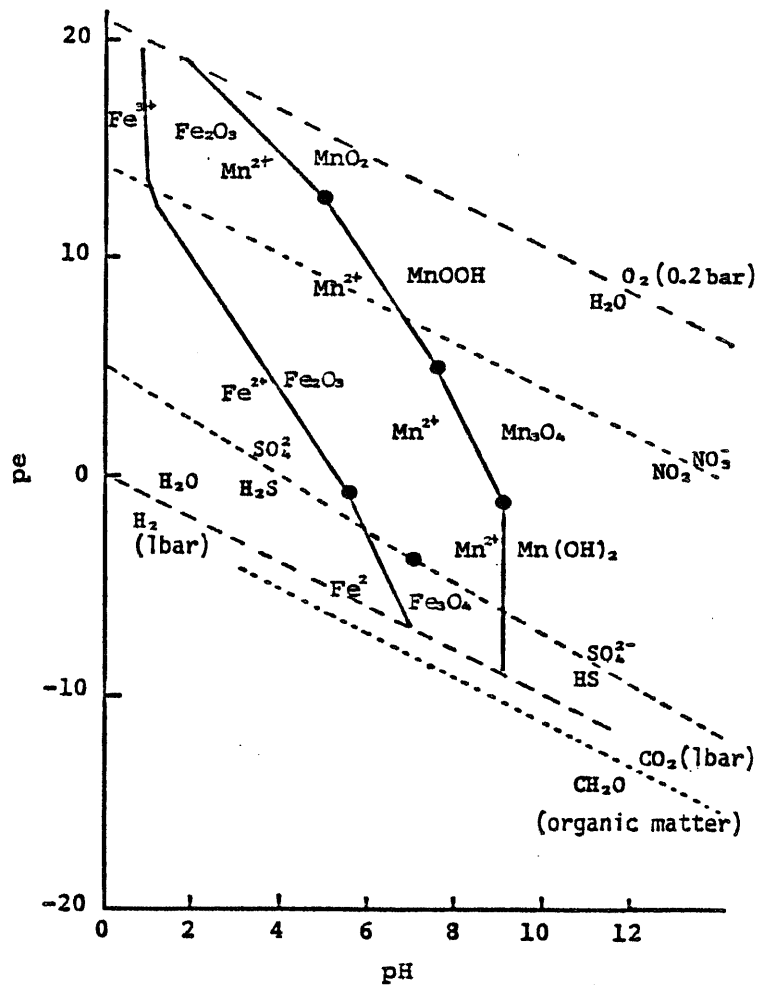


Fig.4-7 Stability diagram of Mn and Fe(III) oxides species at 10 molar activities of Mn²⁺ and total dissolved ionic iron (Fe³⁺ + Fe²⁺); lines of equal activities for the couples NO₃⁻- NO₂⁻ and SO₄²⁻- total sulfide (H₂S + HS); and stability limit of organic matter at 1 bar CO₂ pressure (25°C)⁴³

第3節 要約

石垣島を主体とした離水サンゴ礁上の土壌中の遊離酸化物の存在状態は以下のようによまとめることができる。

1. 遊離酸化鉄の存在状態は、冷温帯や暖温帯の石灰岩起源の土壌(レンジナ、褐色森林土)とは異なり、赤色土と同様であり、すべての土壌型において赤色土領域に分布する。このことは湿潤亜熱帯の土壌生成環境を反映したものである。

2. 全鉄含量はレンジナ様土→テラフスカ様土→斑紋のあるテラフスカ様土→テラロッサ様土の順に、土壌生成の進展にともなって増加している。

3. 酸性シュウ酸塩可溶およびジチオナイト可溶のアルミニウム含量も土壌生成の進展にともなって増加する傾向を示し、両者の間には高い相関がみられる。

4. マンガンの斑紋・結核は土壌のpH(H₂O)が7以下で40cmよりも深い層で多く観察された。この理由としては、中性付近の反応や温度条件がこの斑紋・結核の生成に関与するバクテリアにとって好適である事とともに、マンガンの酸化還元安定度がpHに依存するためと考えられる。すなわちマンガンはアルカリ側では安定であるが、pHの低下にともなって還元がおこりやすくなるため斑紋が生成し、さらにこの酸化還元の繰り返しによって斑紋から結核へと発達していくものと考えられる。

5. 土壌中の全マンガン量は、土壌がアルカリ性~弱酸性とマンガンが安定であるか、または還元され可動化してもすぐに酸化され沈積するpH領域にあるため、溶脱することが少なく富化していくものと考えられる。

第5章 粘土鉱物組成の地形系列的变化

第1節 供試土壌と分析方法

供試土壌は低位段丘面上のNo.2(轟川土壌, レンジナ様土), 中位段丘下位面上のIs-2(真栄里土壌, テラフスカ様土), 中位段丘上位面上のIs-4(中上原土壌, 斑紋のあるテラフスカ様土), 高位段丘相当面の石灰岩台地上のSm(具志頭土壌, テラロッサ様土)を用いた。

1. 粒径分析

有機物を過酸化水素で分解した試料にカルゴンを加え分散させ、沈底法によって粗砂(2-0.2mm), 細砂(0.2-0.02mm), シルト(0.02-0.002mm), 粘土(<0.002mm)をそれぞれ定量した。ただし, レンジナ様土A₁₂層の試料はカルゴンを加えても分散しなかったなのでその上澄液を捨て, 再度カルゴンを加えた結果分散した。

2. 粘土の採取

粘土の採取に先立ち酢酸ナトリウム溶液(pH5.0)で炭酸塩を分解し遠心分離によって上澄液を除去した⁴⁴⁾。さらに過酸化水素で有機物を分解した後, 水酸化ナトリウム溶液でpHを10に調整して分散させ, 沈底法により粘土画分(<2 μ)を採取した。採取した粘土の一部はX線回折分析(定方位試料)に用いるため懸濁液のまま保存し, 残りの粘土画分は風乾して示差熱分析およびX線回折分析(無方位試料)に使用した。

3. X線回折分析

懸濁液の状態の粘土画分はジチオナイト-クエン酸塩-重炭酸塩系⁴⁵⁾で脱鉄処理した後, 和田の方法⁴⁶⁾にしたがってマグネシウム飽和, カリウム飽和粘土とした。次に層間のアルミニウムを除去するためにNH₄F-KCl法⁴⁷⁾やタムラ法⁴⁸⁾も試みた。これら処理した試料をスライドガラスまたはバイコルガラス上に塗りつけ風乾した後, X線回折分析を行った。そして分析を終えた試料に対して

さらにグリセロール処理・加熱処理(300℃,550℃,1時間)をした後, X線回折分析を行った。また脱鉄処理をしていないNa-粘土を用いて, 鉄やアルミニウム酸化物の確認と, (060)の反射をみるために無方位試料によるX線回折分析を行った。

以上のX線回折分析は, 理学電気社製ガイガーフレックス(2012型)装置を用いて以下の条件で行った: CuK α , Niフィルター, 30KV P, 10mA, スリットシステム; 1°-1°0.15mm, S.S; 2°/min, Ch.S; 20mm/min, TC; 1。

示差熱重量分析: 示差熱分析(DTA)および熱重量分析(TG)は真空理工社製の示差熱重量分析装置(TGD-300, TA-1500)を使用した。その試料は脱鉄していない風乾粘土(Na-粘土)を用いて常温常圧のもと, 昇温速度10℃/minで室温から1000℃まで温度を上げて分析した。

第2節 粘土の移動集積

粒径分析の結果はTable 5-1およびFig.5-1に示したとおりである。

Fig.5-1は各層位別の粒径組成とTable 4-1のジチオナイト可溶の鉄およびアルミニウムの含量を示したものである。この図に示すように土壌中の粘土含量はレンジナ様土(7.9-33.9%)以外の土壌では45.1-78.2%と極めて高く土性はすべて重埴土である。これを各土壌型ごとにみるとレンジナ様土では表層から下層になるにつれて粘土含量は低下していくが, テラフスカ様土や斑紋のあるテラフスカ様土ではC₁層を除けば下層ほど粘土含量が高くなる。そしてテラロッサ様土では深さに関係なくほぼ一定である。また各断面内の遊離の鉄やアルミニウム量は粘土含量の変化とほぼ平行関係にある。

以上の断面内における粘土含量および遊離の鉄・アルミニウム量の変化から, テラフスカ様土では粘土の移動集積がおきているものと考えられ, 特に斑紋のあるテラフスカ様土では粘土皮膜が観察された。一方テラロッサ様土では, Bt層の構造面に粘土皮膜が観察されており粘土の移動集積がおきた後に, 表層が侵食さ

Table 5-1 Particle size distribution and free iron and aluminium oxides in clay fraction

Horizon	Depth (cm)	- particle size distribution -				in clay fraction	
		Clay (%)	Silt (%)	F.sand (%)	C.sand (%)	Fed* ¹ (%)	Ald* ¹ (%)
Profile 1. Rendzina-like soil on the lower terrace							
A11	0-15	33.5	16.2	20.4	30.0	---	---
A12	5-13	33.9	17.5	16.6	32.0	5.45	2.12
A3	13-26	23.7	11.5	12.8	51.9	---	---
C1	26-55	7.8	6.3	5.0	80.9	6.02	2.41
Profile 2. Terra fusca-like soil on the lower middle terrace							
A11	0- 8	52.6	21.4	8.4	17.5	6.47	2.88
A12	8-15	57.2	20.4	7.7	14.7	---	---
(B)1	15-28	70.2	15.3	5.3	9.2	6.45	2.97
(B)2	28-40	77.2	13.6	4.2	5.0	7.06	2.92
Profile 3. Mottled Terra fusca-like soil on the higher middle terrace							
A1	0- 6	45.1	34.4	16.2	4.3	6.46	2.19
A3	6-20	49.3	33.1	15.2	2.4	---	---
Btg1	20-35	67.5	22.5	8.0	2.1	6.23	2.49
Btg2	35-50	78.2	15.2	4.6	2.0	---	---
C1g	50-60	66.5	17.2	5.7	10.5	5.90	2.32
Profile. 4 Terra rossa-like soil on the limestone plateau							
Apc	0-25	69.3	26.2	3.0	1.5	7.44	3.23
Bt	25-50	69.0	26.9	3.6	0.5	7.58	3.40
B3	50-60	66.6	28.3	4.2	0.9	6.95	3.19

*¹:dithionite-citrate soluble Fe₂O₃ and Al₂O₃ in clay fraction

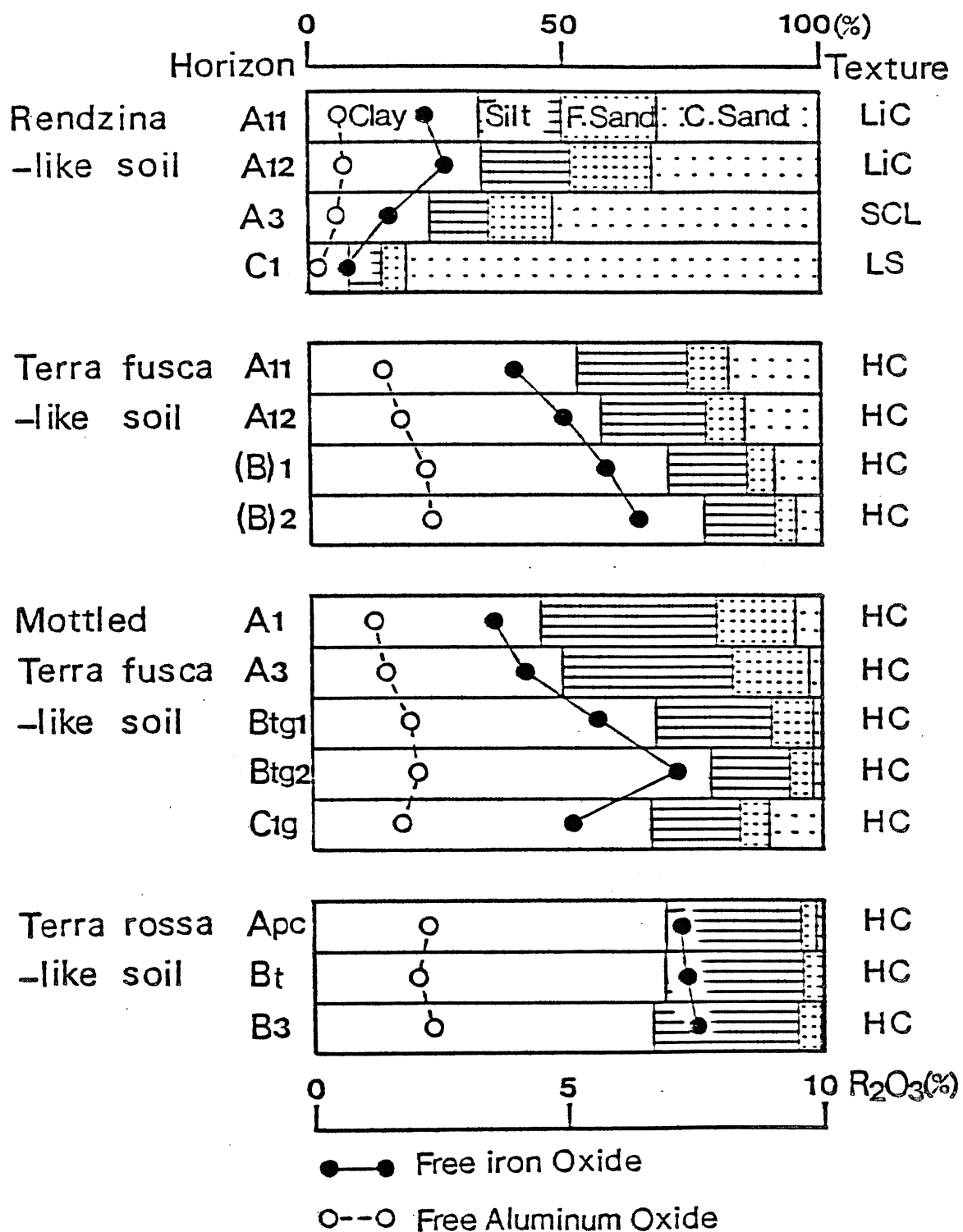


Fig. 5-1 Distribution of particle size fractions and free iron and aluminium oxides in soil profiles.

れたのではないかと考えられる。

第3節 粘土鉱物組成の変化

1. 粘土鉱物の同定

X線回折にみられる底面反射のパターンは土壌型に対応して3つのタイプに分けられる。Fig.5-2はこれら3つのタイプのそれぞれ代表的な試料のX線回折図を示したものである。

まず第1のタイプのレンジナ様土 $A_{1,2}$ 層のMg-粘土の場合、14.7, 10.0, 7.25, 5.01, 3.59Åに明瞭なピークが、また14~10Åに幅の広いピークが認められる。これらピークの中で14.7Åのピークはグリセロール処理で変化せずKCl飽和によってやや10Åに移行し、300°Cで変化せず550°Cで消失する。そしてタムラ処理で移行せず NH_4F -KCl処理で10Åに移行するが一部は14.7Åにとどまる。これらの事実より、14.7Åのピークはパーミキュライトと層間にアルミニウムを含むパーミキュライト(A1-パーミキュライト)の底面反射によるものと考えられる。10.0Åのピークはいずれの処理の場合も移行しないので、イライトを主体とした雲母型粘土鉱物の反射とみられる。7.25Åのピークは550°Cで消失するのでメタハロイサイトの反射とみられる。5.01Åおよび3.59Åのピークは、それぞれイライトとメタハロイサイトの(002)反射であると考えられる。そして3.35Åの明瞭なピークは石英の存在を示すが、このピークの一部はイライトの(003)反射によるものと考えられる。14-10Åの幅の広いピークはイライトとパーミキュライトの混層型粘土鉱物の反射と考えられる。すなわちこの型のX線回折図は10.0Åのピークが14.7Åピークより強い特徴があり、このことはイライトが他の2:1型の粘土鉱物に比較して優位にあることを示している。

第2のタイプはテラフスカ様土 $A_{1,1}$ 層のX線回折図で代表される。このタイプの反射のピークと各種処理によるピークの変化の様子は前述のレンジナ様土 $A_{1,2}$ 層

の場合とよく似ているが、10Åの反射強度は弱まり14Åの反射強度とほぼ等しい。すなわちイライトの含量がパーミキュライトとA1-パーミキュライトの含量にほぼ等しいことを示している。ここに示していない斑紋のあるテラフスカ様土のX線回折図はテラフスカ様土のものと似ているが、KClで飽和した場合にA₁, Btg₁層の14.7Åが10Åにあまり移行しないことからA1-パーミキュライトが相対的にやや増加していると考えられる。また斑紋のあるテラフスカ様土では3.35Åのピークが他の土壌型に比べて明瞭である。

テラロッサ様土のApc層で示される第3のタイプは、14Åの底面反射が10Åのそれに比べて著しく強くなっている。またこの14Åの反射はKCl飽和による減少は少ないが、550℃の加熱処理およびNH₄F処理で10Åに移行しグリセロール処理およびタムラ処理では移行しない。すなわちこの14ÅのピークはA1-パーミキュライトと少量のパーミキュライトによるものと考えられる。そしてA1-パーミキュライトの層間のアルミニウムイオンが他のレンジナ様土やテラフスカ様土に比べて強く固定されていることが、NH₄F処理による10Åへの移行が少ないことから推定される。14Åおよび10Å以外の反射は、新たに4.87Åのギブサイトのピークがみられる以外、他の土壌型と同様に10および5Åのイライト、7Åのメタハロイサイト、3.35Åの石英の反射がみられる。以上のように第3のタイプはA1-パーミキュライトが優勢であることとギブサイトの存在によって特徴づけられる。

Fig.5-3に示すように、パーミキュライトおよびA1-パーミキュライトはともに(060)の反射が1.50Åに観察されることから2-八面体型であると考えられる。またこの図の脱鉄していないNa-粘土にみられる4.18Åの反射は他の脱鉄していないNa-粘土にもみられ、多くの場合2.69, 2.45, 1.70Åのピークを付随している。しかしこれらのピークは脱鉄処理したNa-粘土にはみられないので、ゲタイトの反射であると考えられる。

Fig.5-4は示差熱重量分析曲線を示したもので、すべての試料とも500℃付近に

吸熱ピークがあるが、275°Cの吸熱ピークはテラロッサ様土の試料にのみ存在する。このうち後者の275°CのピークはX線回折図の4.87Åのピークとともにギブサイトの存在を裏づけている。以上のX線回折分析および示差熱重量分析の結果をもとにして供試土壌中の粘土鉱物組成を半定量的に示したのが、Table 5-2である。この表に示した相対量は同定した粘土鉱物の主要な底面反射のピークの面積をもとに推定した。ただしギブサイトについては熱重量分析の275°Cの重量の減少から推定した。

2. 土壌の発達にともなう粘土鉱物組成の変化

小林ら¹²⁾によれば、奄美諸島の琉球石灰岩から生成した土壌の粘土鉱物組成は主にメタハロイサイト、イライト、パーミキュライトからなり、A1-パーミキュライト、ギブサイト、ゲ-タイトが付随することが明らかにされている。本研究で得られた結果も全般的には、奄美諸島における小林らの報告と一致する。しかしTable 5-2に示したように、琉球石灰岩から生成した土壌中の粘土鉱物組成は土壌の発達とともに変化する傾向がみられる。

すなわち、Fig.5-5に示すように、レンジナ様土では主要粘土鉱物はメタハロイサイトおよびイライトであり、中程度のイライトおよびパーミキュライトの混層型粘土鉱物を含み、少量のパーミキュライト、A1-パーミキュライト、ゲ-タイトおよび石英も存在する。このようにレンジナ様土ではイライトの層間のKが H_2O 、 H_3O^+ 、 Mg^{2+} で交換されイライトとパーミキュライトの混層型の生成が進みつつあるが、大部分のイライトは遊離の炭酸塩の存在下で安定している。

テラフスカ様土や斑紋のあるテラフスカ様土では、遊離の炭酸塩は完全に溶脱してなくなっておりイライトの層間のKと他のイオンとの交換はさらに進行してイライト量は減少する。

テラロッサ様土では遊離のアルミニウムの増加によってイライトの層間に急激にヒドロキシアルミニウムが固定されていく結果、A1-パーミキュライトが優勢

となり、さらにギブサイトの生成も進行している。この優勢なAl-パーミキュライとギブサイトの存在がテラロッサ様土の特徴であり、赤黄色土の粘土鉱物組成に近づいている。

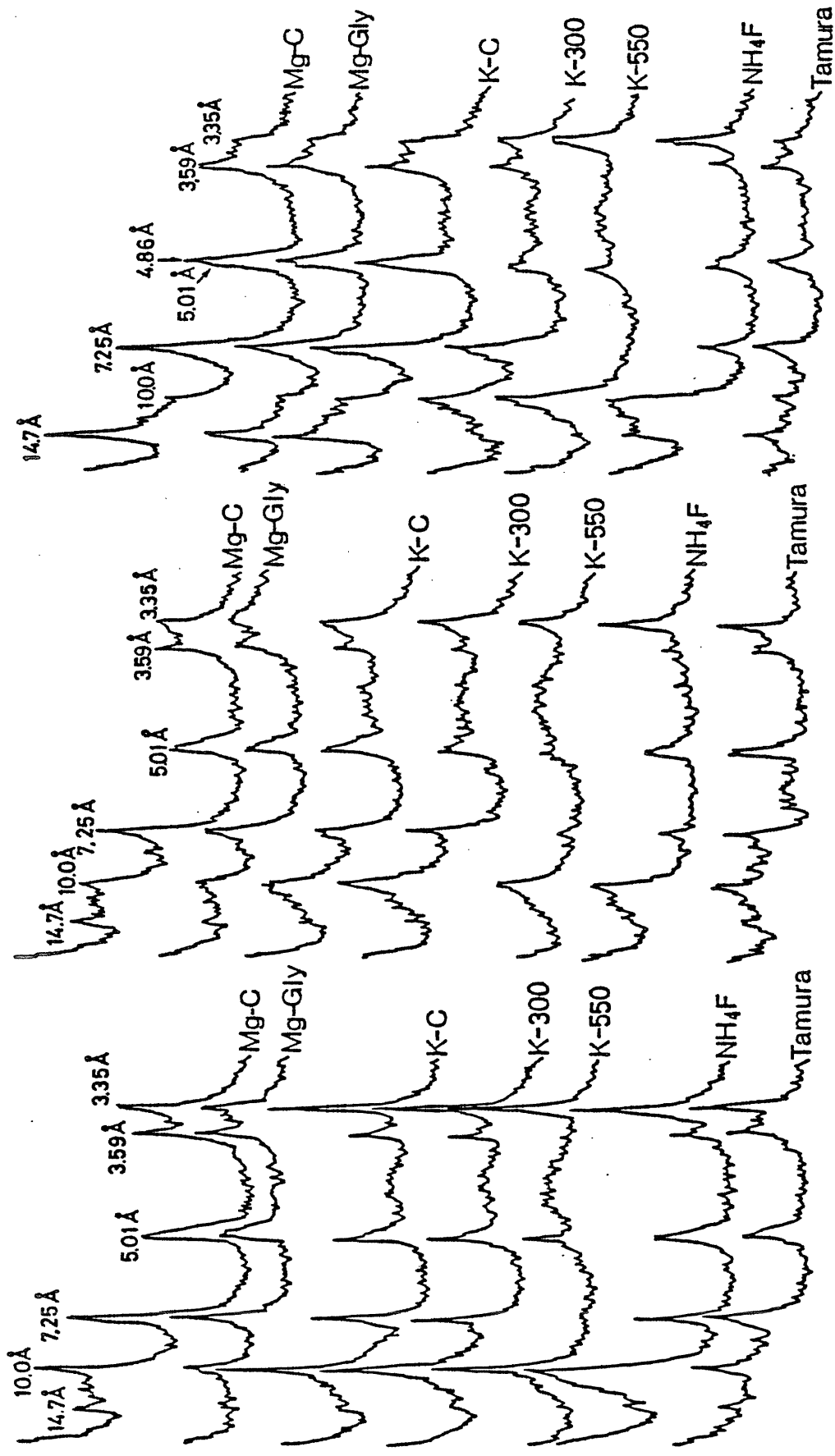
一方、石英とメタハロイサイト含量は土壌の発達の段階を通してほぼ一定で存在することから、母材から継承されたものと思われる。

以上の結果から琉球石灰岩に由来する土壌中の化学的風化は、土壌の発達段階に対応して、Jackson⁴⁹⁾の風化系列の7, I1の段階(レンジナ様土)から8, Vr(テラフスカ様土)の段階を経て9, Ig-11, Gb(テラロッサ様土)の段階へと進行すると結論することができる。

3. ヨーロッパ地域のレンジナ、テラフスカ、テラロッサの粘土鉱物組成との比較

Khan⁵⁰⁾はイギリス、フランスおよびスペインのさまざまな地域における石灰岩土壌の研究を行い、レンジナの粘土は本質的にはモンモリロナイト質であるが赤褐色土の粘土はある程度の雲母とカオリナイトの混層型をともなった高含量のパーミキュライトで特徴づけられ、テラロッサの粘土では雲母が優占すると報告している。Van Den BroekとVan der Marel⁵¹⁾はオランダのLimburgの土壌を研究して、レンジナやテラフスカはモンモリロナイトを主体としてその他のある程度の石英、イライト、カオリン、方解石を含むと報告している。

これらの結果と比較して、本研究の土壌中の粘土鉱物組成はレンジナ様土にモンモリロナイトが存在しないことやテラフスカ様土、特にテラロッサ様土で層間のアルミナ化が進行していること、さらにはテラロッサ様土にギブサイトが含まれることに特徴的な違いがある。この違いはヨーロッパの湿潤あるいは地中海性気候下よりも、湿潤亜熱帯気候下の方が土壌の生成にともなう粘土鉱物の変化が激しいためと考えられる。



Rendzina-like soil A12 Terra fusca-like soil A11 Terra rossa-like soil Apc

Fig. 5-2 X-ray diffraction traces of representative oriented clay specimens.

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

K-550:K-heated at 550°C, NH₄F:NH₄F+KCl-treatment, Tamura:TAMURA's treatment

Terra rossa-like soil B₃

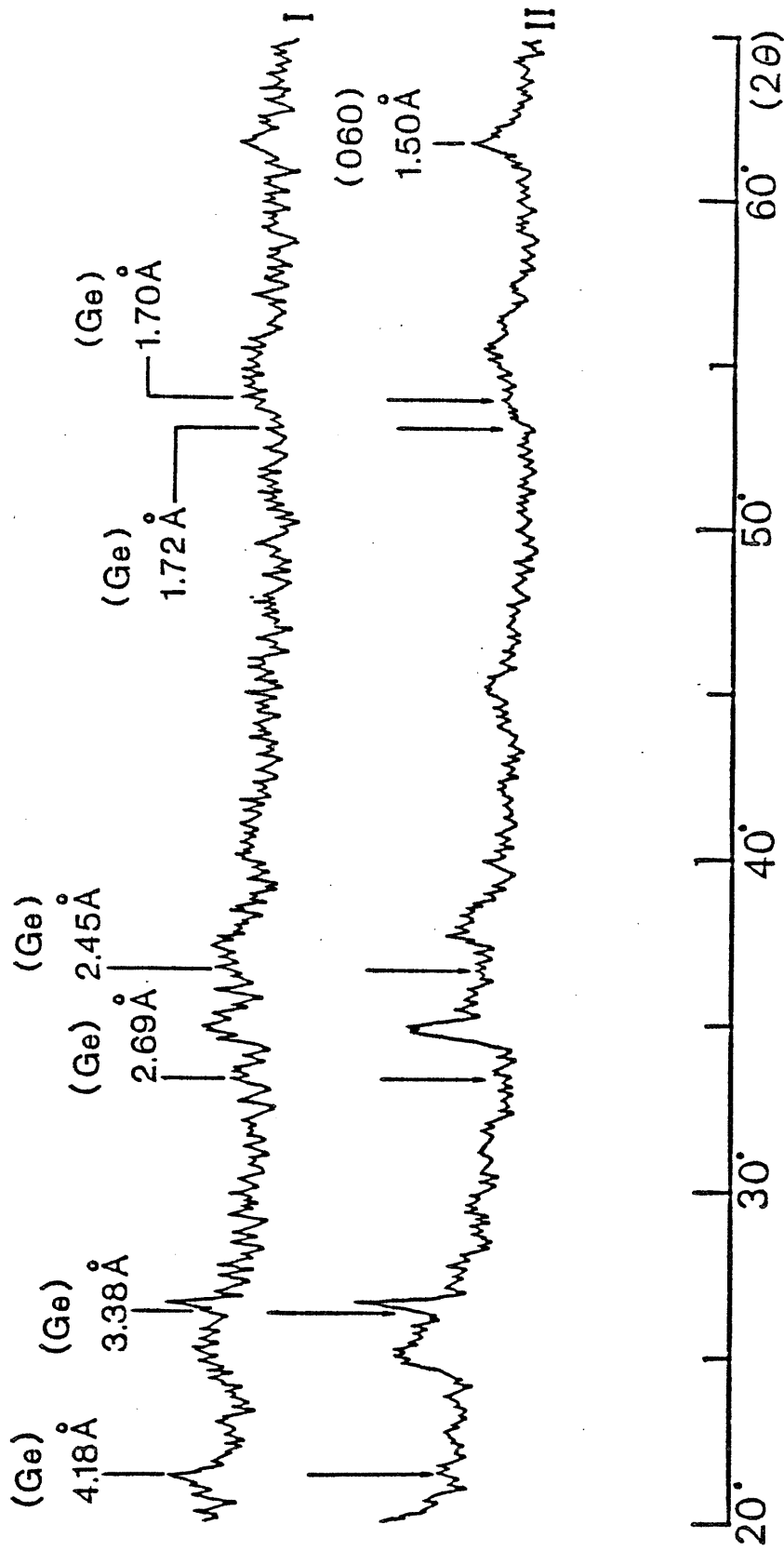


Fig. 5-3 Change of X-ray diffraction pattern by deferration (random powder specimens).
Arrows show disappearance of the peak of goethite

I: non-deferrated clay, II: deferrated clay, (Ge): goethite,
(060):(060) diffraction of vermiculite

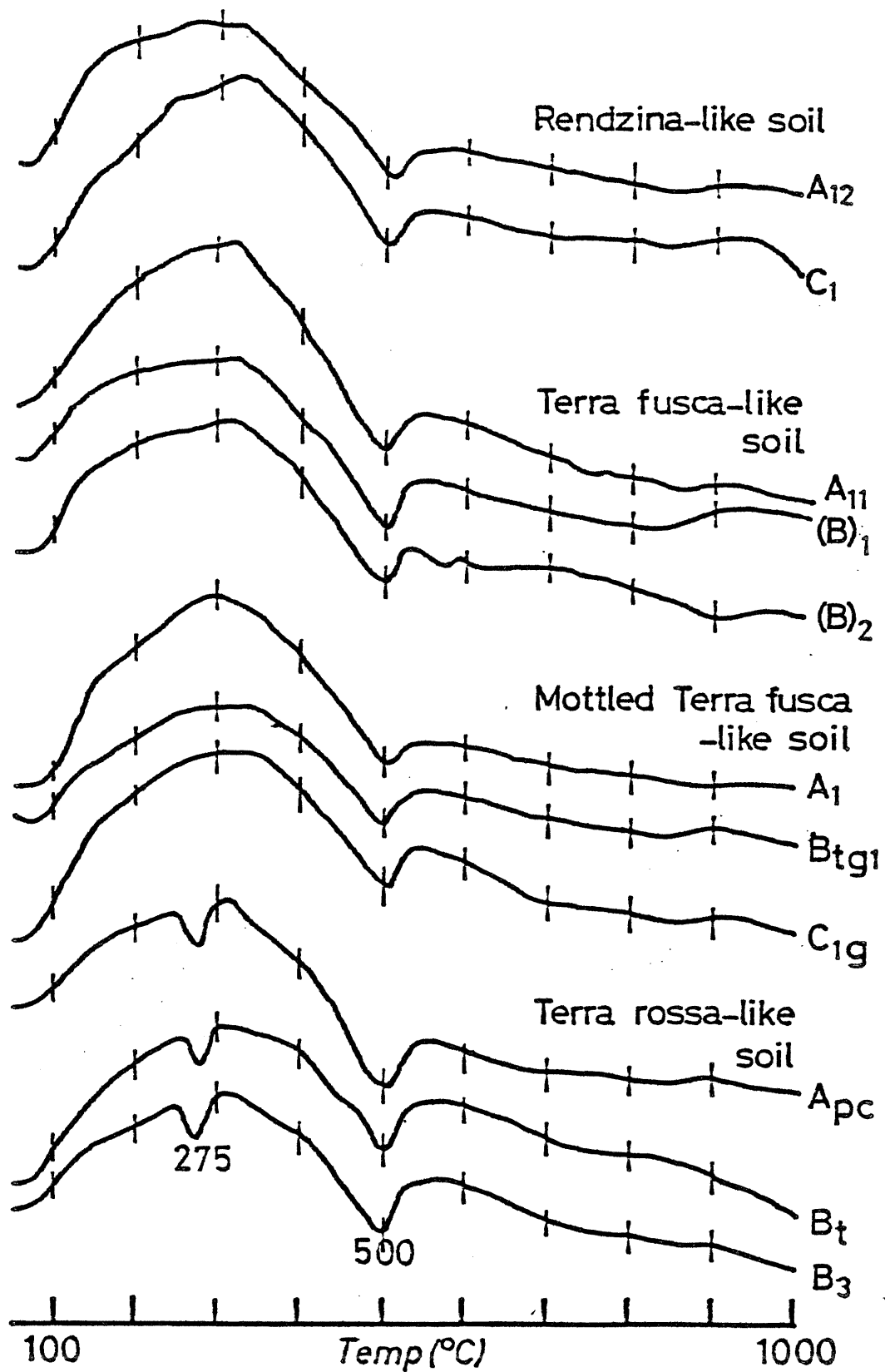


Fig. 5-4 DTA curves of non-deferrated clay specimens.

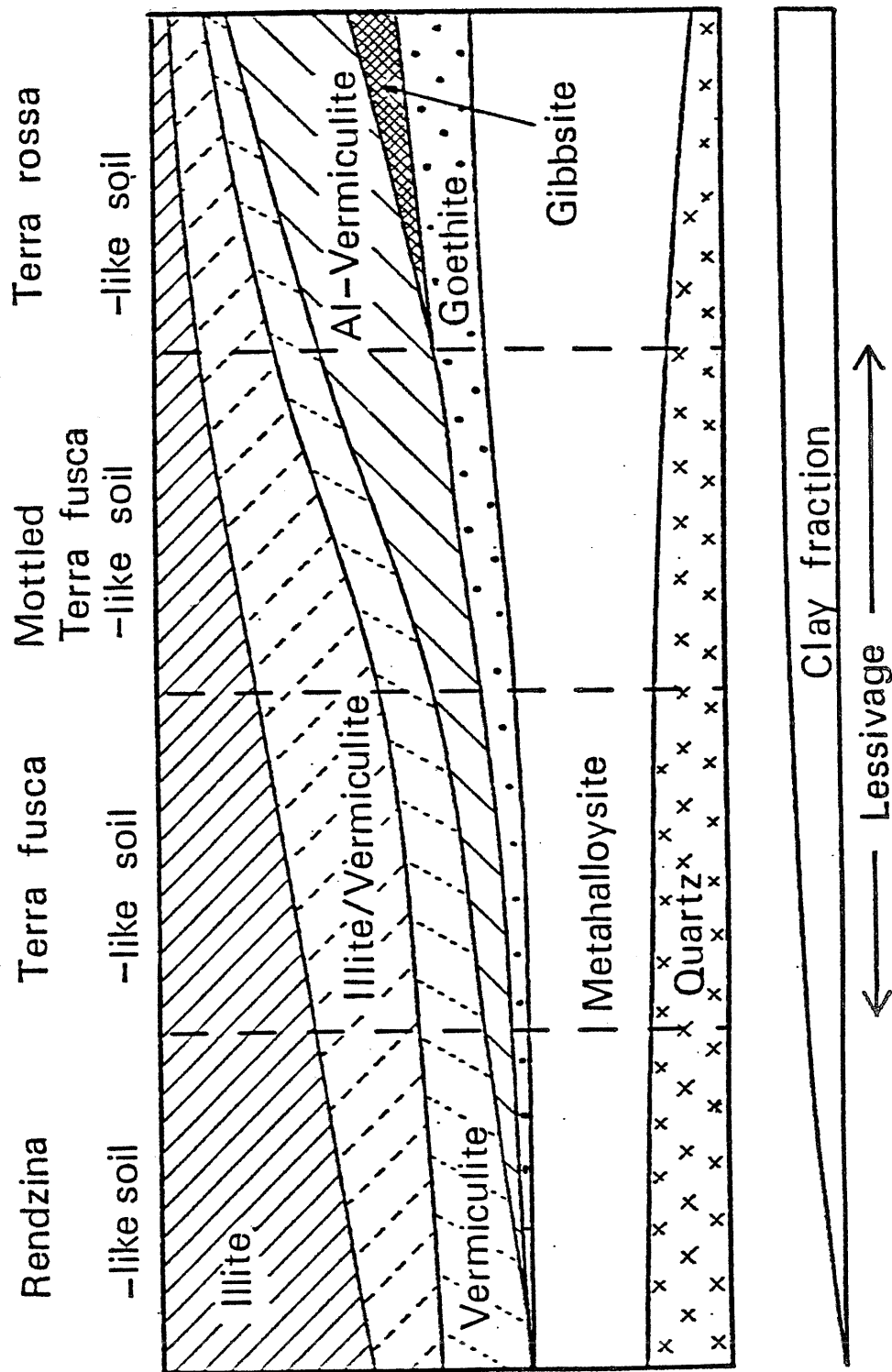


Fig. 5-5 Schematic representation of sequential changes of clay mineralogical composition of the soils derived from Ryukyu Limestone.

第4節 要約

石垣島を主体とした離水サンゴ礁上の土壌の発達系列にともなう粘土鉱物組成の変化は以下のように要約される。

1. 低位段丘面上のレンジナ様土では粘土鉱物の主体はイライトおよびメタハロイサイトであるが、イライトの一部はパーミキュライトやその両者の混層型あるいはA1-パーミキュライトに変化しており、少量の石英やゲ-タイトも存在する。

2. 中位段丘下位面上のテラフスカ様土では、イライトはさらに減少して混層型やA1-パーミキュライトが増加していくが、その他の粘土鉱物はゲ-タイトがやや増加する以外はあまり変化しない。

3. 中位段丘上位面上の斑紋のあるテラフスカ様土では、イライトの減少がさらに進行してA1-パーミキュライトが増加していく。

4. 高位段丘相当面の石灰岩台地上のテラロッサ様土になると、A1-パーミキュライトはさらに多くなりギブサイトも生成してイライトは少量となる。

5. 土壌の生成にともなうメタハロイサイトや石英の変化は少ない。

6. 土壌中の粘土含量はレンジナ様土からテラフスカ様土にかけて著しく増大するとともにテラフスカ様土の段階から粘土の機械的移動が開始される。

7. 粘土鉱物組成の変化の様相から、レンジナ様土→テラフスカ様土→テラロッサ様土の土壌発達過程に対応して化学的風化はJacksonの風化系列における7, I1→8, Vr→9, Ig~11, Gbの段階に対応している。

第6章 腐植形態の地形系列的变化

第1節 供試土壌と分析方法

供試土壌は、前章でもちいた低位段丘面上のNo.2(轟川土壌, レンジナ様土), 中位段丘下位面上のIs-2(真栄里土壌, テラフスカ様土), 中位段丘上位面上のIs-4(中上原土壌, 斑紋のあるテラフスカ様土), 高位段丘相当面の石灰岩台地上のSm(具志頭土壌, テラロッサ様土)の4断面である。これらの土壌と比較するために、土壌生成の開始が明らかになっている沖縄本島南部の中城城趾の石垣の間の土壌と、湿潤温帯気候下の土壌として愛知県石巻山の石灰岩上の土壌についても分析を行った。

1. 有機態炭素および全窒素

有機態炭素の定量は小坂・本田・井磧法およびチューリン法にしたがった³⁸⁾。ただし前者の場合、全炭素を求めてから第3章で分析した無機態炭素量を差し引いて有機態炭素量とした。全窒素の定量はケルダール法(セミマイクロ法)にしたがった。

2. 腐植の形態分析(弘法・大羽法)

腐植の形態分析はまず弘法・大羽法⁵²⁾にしたがい、抽出溶媒0.5%NaOHを用いて行った。そして供試土壌がカルシウムに富む土壌であるので脱石灰処理した土壌についても同様の分析を行った。脱石灰処理は、秤取した土壌に10倍量の5% HClを加えて70℃の湯浴中で30分間振とうした後、遠心分離して上澄液を除去し、さらに蒸留水を加え上澄液が硫酸銀で白濁しなくなるまで遠心分離を繰り返して行った。ただしレンジナ様土は炭酸塩が多く含まれるため、この5% HClによる脱石灰処理を2回行った。また脱石灰処理の時に5% HClに溶出した有機物はフルボ酸とみなし、硫酸銀でCl⁻を除去した後、0.1NKMnO₄で滴定し、この滴定値に0.45を乗じて炭素量として算出した。

3. 腐植の形態分析(熊田らの方法)

以上とは別に、熊田らの方法⁵³⁾にしたがい0.1MNaOH→0.1Mピロリン酸ナトリウム(以下NaPPと略す)の逐次抽出による腐植の形態分析を行った。ただし試料の採取量および抽出溶媒の液量などはすべて原法の2倍の量を用いた。また結果の表示は弘法・大羽法にしたがった。

第2節 有機態炭素および全窒素量

Table 6-1に小坂・本田・井積法およびチューリン法で求めた有機態炭素量、セミマイクロ法による全窒素量の結果およびC/N比を示した。小坂・本田・井積法は炭素の回収率が乾式燃焼法のほぼ100%であるが、チューリン法は乾式燃焼法に比べ最高でも90%しか回収できないとされており³⁸⁾、一般的には前者による定量が優れているといえる。しかし、遊離の炭酸塩が多く存在するレンジナ様土では、小坂・本田・井積法の有機態炭素は、全窒素量の値から推測して多すぎると考えられる。そこで本研究では、チューリン法によって得られた結果をもとにして、土壌中の腐植の考察を行うことにする。

まず、有機態炭素量はレンジナ様土で、3.35-0.51%であるが、テラフスカ様土ではやや増加して4.22-1.49%とになる。しかし斑紋のあるテラフスカ様土ではやや減少し、4.36-0.82%となり、テラロッサ様土では1.50-0.38%とさらに減少を示す。

全窒素量も有機態炭素量と同様の変化を示す。しかしながら、レンジナ様土、テラフスカ様土、斑紋のあるテラフスカ様土と土壌生成の進行にともない、B層またはC層のC/N比は低下しており、窒素が炭素に比べて相対的に富化していることを示している。しかしテラロッサ様土になるとB層のC/N比は上昇に転じ、窒素は炭素に比べて相対的に減少する。

次に各土壌型ごとでは、上層から下層になるにつれて有機態炭素、全窒素量と

Table 6-1 Organic carbon content, total nitrogen and C/N ratio of the representative soils from coral limestone

Horizon	Depth (cm)	Organic-C (%)		total-N (%)	C/N ratio	
		(1)	(2)		(3)	(4)
Rendzina-like soil on the lower terrace						
A ₁₁	0- 5	6.03	3.35	0.39	15.5	8.6
A ₁₂	5-13	4.45	2.01	0.25	17.8	8.0
A ₂	13-26	4.06	1.20	0.14	29.0	8.6
C ₁	26-55	2.88	0.51	0.06	48.0	8.5
Terra fusca-like soil on the lower middle terrace						
A ₁₁	0- 8	4.76	4.22	0.41	11.6	10.3
A ₁₂	8-15	2.33	1.90	0.22	10.6	8.6
(B) ₁	15-28	1.73	1.49	0.20	8.7	7.1
(B) ₂	28-40	1.70	1.52	0.21	8.1	7.2
Mottled Terra fusca-like soil on the higher middle terrace						
A ₁	0- 6	4.74	4.36	0.42	11.3	10.4
A ₂	6-20	1.63	1.38	0.18	9.1	7.7
Btg ₁	20-35	1.15	0.89	0.15	7.7	5.9
Btg ₂	35-50	0.99	0.82	0.15	6.6	5.5
C	50-60	1.11	0.93	0.15	7.4	6.2
Terra rossa-like soil on the limestone plateau						
Apc	0-25	1.79	1.50	0.19	9.4	7.9
Bt	25-50	0.49	0.38	0.03	16.3	12.7
B ₂	50-60	1.78	1.41	0.19	9.4	7.4
		(1); after KOSAKA et al.' method		(2); after TURIN's method		
		(3); (1)/total-N		(4); (2)/total-N		

も減少しているが、テラフスカ様土や斑紋のあるテラフスカ様土の最下層ではその上の層とあまりかわらず、特にテラロッサ様土B₃層ではその上のBt層よりも有機態炭素、全窒素量とも著しく多くなっている。

第3節 腐植の形態分析(弘法・大羽法)

腐植の抽出率、沈澱部割合(PQ), RFおよび $\Delta \log K$ をTable 6-2に示した。

この表に示した腐植の抽出率は脱石灰処理していない土壤の第1層ではレンジナ様土、テラフスカ様土、斑紋のあるテラフスカ様土、テラロッサ様土と土壤生成の進行とともに増加する傾向にある。しかし脱石灰処理した場合は、土壤の反応が酸性を示すテラロッサ様土以外の土壤の第1層は、この処理の影響で生成年代の新しい土壤ほど抽出率があがるために、反対に、土壤生成の進行につれて腐植の抽出率は低下する傾向を示している。またテラロッサ様土以外の土壤の第2層でも、生成年代の新しい土壤ほど脱石灰処理による抽出率の上昇は大きい。つまり離水サンゴ礁上の土壤では生成年代の新しい土壤ほどカルシウムと結合した腐植が多いといえる。

PQは脱石灰処理していないレンジナ様土やテラロッサ様土の第1層ではそれぞれ49.3, 46.4と低く、テラフスカ様土や斑紋のあるテラフスカ様土の第1層ではそれぞれ57.1, 58.2とやや高い値である(Table 6-2)。しかし脱石灰処理した場合、テラロッサ様土以外の土壤の第1層では、生成年代の新しい土壤ほどPQが上昇して61~65%とほぼ等しい値となる。すなわち脱石灰処理によって新たに抽出される腐植は腐植酸を多く含んでいると考えられる。Fig.6-1は腐植酸、フルボ酸、5%HClに溶出したフルボ酸および抽出されないフミンの乾土当りの炭素%を脱石灰処理していない土壤(上図)と脱石灰処理した土壤(下図)について比較したものである。この図に示すように、脱石灰処理によってフルボ酸量はあまり変化しないが腐植酸量は全般的に増加している。このうちの腐植酸量の変化

を各層位ごとに比較したのが、Fig.6-2である。この図から腐植酸量が脱石灰処理によってレンジナ様土ではかなり増大し、テラフスカ様土や斑紋のあるテラフスカ様土でもやや増加したが、テラロッサ様土のApc層ではほとんど変化していないことがわかる。すなわち土壌の生成年代が古くなるにつれてカルシウムと結合した腐植酸は少なくなると考えられる。

Table 6-2に示した腐植酸の腐植化の程度を表すR Fは、脱石灰処理していないレンジナ様土、テラフスカ様土、斑紋のあるテラフスカ様土の第1層ではそれぞれ38.9, 55.3, 57.0と低い。土壌生成の進行にともない増大している。これらの層位はすべて脱石灰処理によって生成年代の新しい土壌ほどそのR Fが著しく大きくなるが、土壌生成の進行につれて増大する傾向は変わらない。また、テラロッサ様土以外の脱石灰処理していない土壌の第2層のR Fは第1層よりも大きい。レンジナ様土、テラフスカ様土、斑紋のあるテラフスカ様土と土壌生成の進行にともない増大する傾向は第1層と同じであり、脱石灰処理によってこのR Fはかなり大きくなるが土壌生成の進行につれて増大する傾向は変わらない。テラロッサ様土のApc層は層厚が25cmありむしろ他の土壌の第2層に近いと考えられる。そこでこの層位を他の土壌の第2層と比較すると、脱石灰処理の有無にかかわらず、テラロッサ様土のApc層のR Fは斑紋のあるテラフスカ様土の第2層のそれよりも、低下を示している。

また、 $\Delta \log K$ はR Fと同様に腐植酸の腐植化の程度を表す指標であるが、R Fとは反対に腐植化度が高くなると低下することが知られている。Table 6-2においても $\Delta \log K$ はR Fと反比例の関係にある。つまり土壌生成の進行にともないその土壌中の腐植酸の腐植化度は、レンジナ様土→テラフスカ様土→斑紋のあるテラフスカ様土と増大するが、テラロッサ様土になると低下すると考えられる。また脱石灰処理をすることにより脱石灰処理をしない場合に比べ、生成年代の新しい土壌ほどその土壌中の腐植酸の腐植化度は著しく増大する。この脱石灰処理

による腐植化度の著しい増大は、Fig.6-2に示した脱石灰処理による腐植酸の増加量がそれほど多くないことから脱石灰処理によって新たに抽出された腐植酸の腐植化度はかなり高いものと考えられる。さらに第2層の腐植酸の腐植化度は第1層のそれに比べて高いが、この原因は第1層には新鮮な有機物の供給が多いためと考えられる。

次にFig.6-3に示すように、脱石灰処理をしていない土壌から抽出した腐植酸の吸収曲線は、すべて270nm付近に肩状の吸収がある。またレンジナ様土以外は、615nm付近に弱いピークがあり、特にテラフスカ様土のA₁₂層、斑紋のあるテラフスカ様土のB₃層では570nm付近にもかすかなピークをもっている。これらのピークは吸収曲線の傾きがゆるやかになると、はっきりしてくる傾向がある。そしてFig.6-4に示した脱石灰処理をした腐植酸の吸収曲線は、脱石灰処理をしていない土壌から抽出した腐植酸とくらべて全体としての傾向はよく似ている。しかし詳しく検討するとすべての曲線の傾きはややゆるやかになり、また570nmおよび615nm付近のピークもやや明瞭になる傾向がある。

Fig.6-5はTable 6-2の腐植酸のRFと $\Delta \log K$ の関係を図示したものである。矢印の手前は脱石灰処理をしていない腐植酸であり、矢印の先は脱石灰処理をした腐植酸である。ただし図中の区分は熊田の方法にしたがったが、RFを求めるときの係数はシモンの原法のままを使用した。

まずレンジナ様土では、脱石灰処理を行わなかった場合、A₁₁、A₁₂層のRFおよび $\Delta \log K$ はほぼ等しい値を示すが、脱石灰処理を行うとA₁₁層はR_pの右上に、A₁₂層はBおよびR_p型に近いP型へと変化する。次にテラフスカ様土では脱石灰処理をしない場合、A₁₁層はR_p型、A₁₂層はBおよびR_p型に近いP型であるが、脱石灰処理によってA₁₁層はB型およびP型に近いR_p型にまたA₁₂層はB型へと変化する。そして斑紋のあるテラフスカ様土では脱石灰処理をしない場合、A₁層はR_p型にA₃層はB型に区分され、脱石灰処理によってA₁層はB型

にA₃層はA型に近いB型になる。テラロッサ様土では、脱石灰処理をしないとA_{pc}層がB型にB₃層はR_p型に区分されるが、脱石灰処理によってA_{pc}層、B₃層ともB型になる。このように腐植酸のタイプは土壌生成の進行にともなって変化している。しかし脱石灰処理を行った場合の方が脱石灰処理を行わなかった場合よりも腐植酸の抽出量が多く、また第2層の方が第1層よりも新鮮な有機物の影響が少ないと考えられるので、離水サンゴ礁上の土壌の生成を考察する際には、脱石灰処理を行った土壌の第2層から抽出された腐植酸のタイプをその土壌型の代表と考えることにする。ただしテラロッサ様土については第1層が25cmと厚いのでこの層位で考えることにする。

Fig.6-6は、以上述べたサンゴ石灰岩から生成した土壌中の腐植の形態分析の結果をまとめたものである。まず低位段丘面上のレンジナ様土では豊富なカルシウムの存在下で腐植が集積していき、カルシウムと結合した腐植が多く存在する。しかし腐植酸の腐植化度は低く、R_p型が主体である。次に中位段丘下位面上のテラフスカ様土では腐植の集積はさらに進行するが、カルシウムと結合した腐植酸の割合は減少する。しかし腐植酸量の増大とともにその腐植化度は高まりB型を示す。中位段丘上位面上の斑紋のあるテラフスカ様土では腐植は分解を始めやや減少するが、腐植酸量およびカルシウムと結合した腐植酸の割合はテラフスカ様土とあまり変わらない。しかし腐植酸の腐植化度はさらに高まりA型に近いB型となる。そして高位段丘相当面の石灰岩台地上のテラロッサ様土になると腐植は明らかに減少し、腐植酸量も減少してその腐植化度も低下を示すがB型にとどまる。さらに土壌生成が進行して赤黄色土に近づくと腐植はさらに減少していくものと考えられる。湿潤温帯地域の石灰岩に由来する土壌を研究した熊田らの結論にしたがえば、このような土壌中の腐植酸のタイプはP型になるものと予想される。

Table 6-2 Properties of humus extracted with 0.5% NaOH from the representative soils according to the KOBO and OBAs' method

Horizon	Depth (cm)	Not pretreated			Pretreated with 5% HCl					
		Extr.-C Organic-C * ¹ (%)	PQ	RF	Δ log K	Extr.-C * ² Organic-C * ¹ (%)	5% HCl solu.-C Organic-C * ¹ (%)	PQ	RF	Δ log K
Rendzina-like soil on the lower terrace										
A ₁₁	0-5	53.8	49.3	38.9	0.859	67.3	3.8	64.9	70.0	0.738
A ₁₂	5-13	44.5	40.5	44.3	0.824	59.1	4.2	60.1	89.9	0.666
Terra fusca-like soil on the lower middle terrace										
A ₁₁	0-8	56.2	57.1	55.3	0.813	64.4	3.5	61.4	86.5	0.706
A ₁₂	8-15	59.7	42.1	80.2	0.685	56.9	9.4	48.0	138.9	0.626
Mottled Terra fusca-like soil on the higher middle terrace										
A ₁	0-6	58.1	58.2	57.0	0.846	63.8	6.5	63.4	97.2	0.727
A ₂	6-20	66.0	49.2	143.0	0.613	65.4	14.1	57.1	175.5	0.581
Terra rossa-like soil on the limestone plateau										
Apc	0-25	64.7	46.4	111.3	0.684	61.2	11.2	47.9	136.4	0.687
B ₂	50-60	45.0	34.8	68.9	0.735	68.5	12.8	48.8	136.8	0.677

*¹; TURIN's method, *²; 5% HCl soluble-C was included

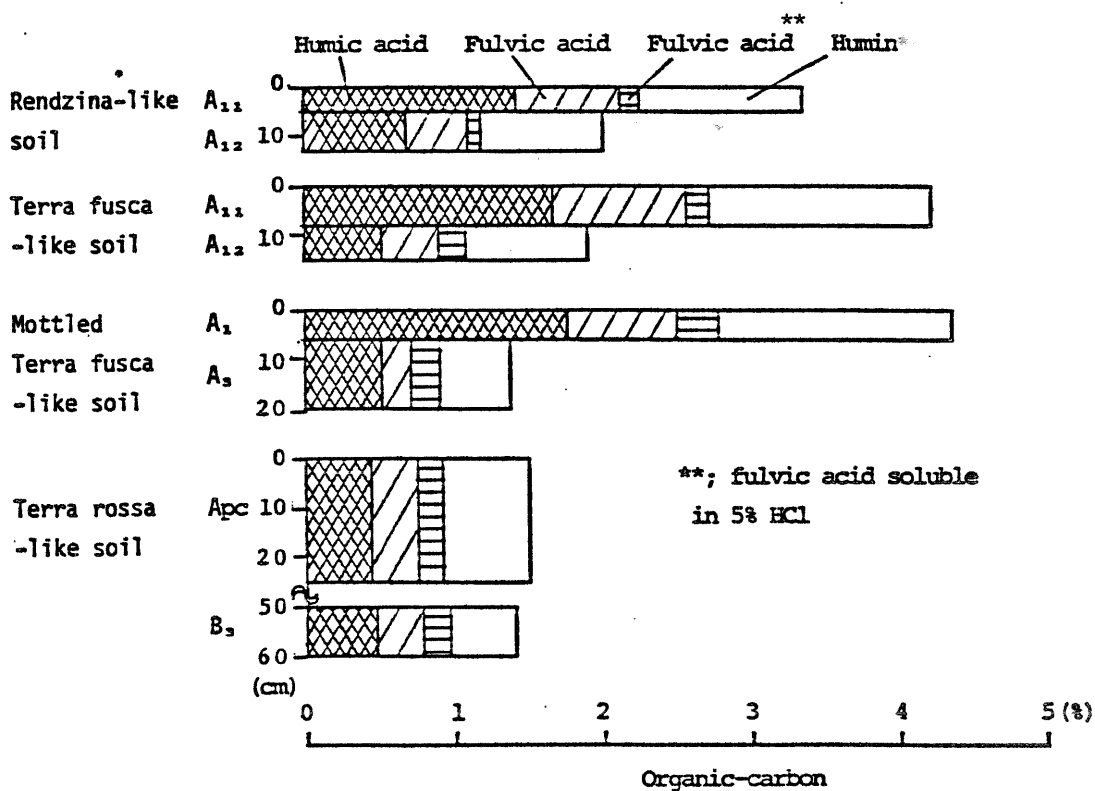
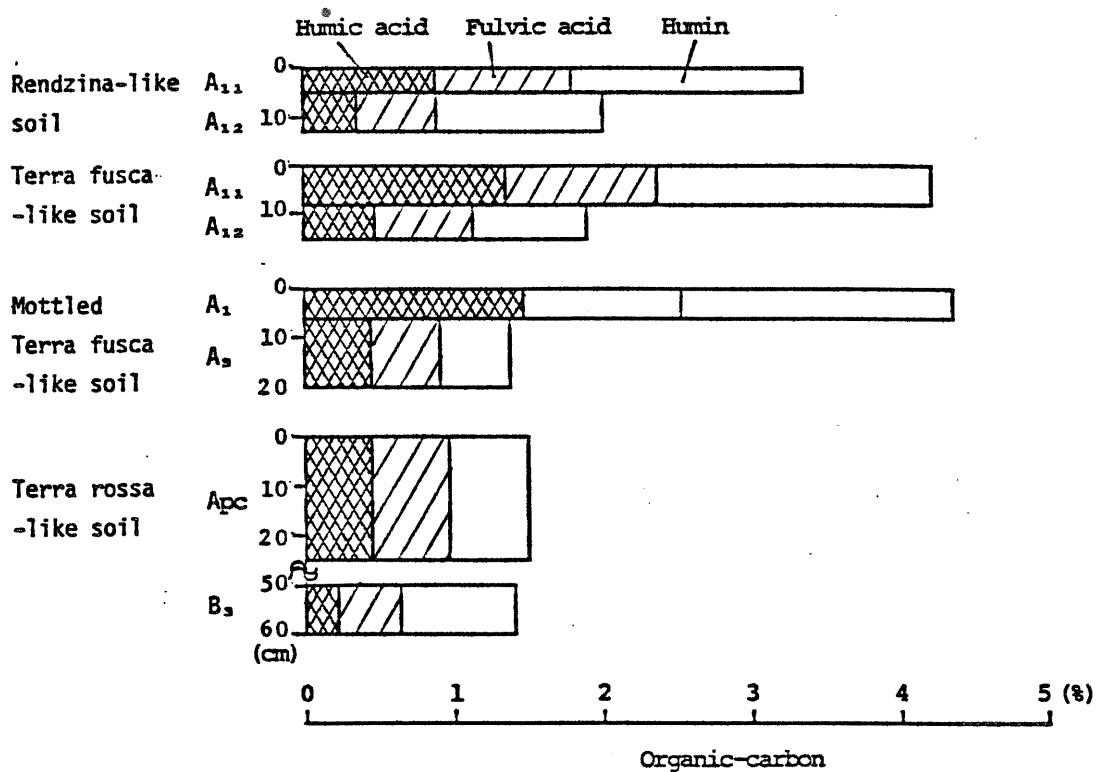


Fig. 6-1 Humic acid, fulvic acid and humin contents in the soils according to KOBO and OBAs' method

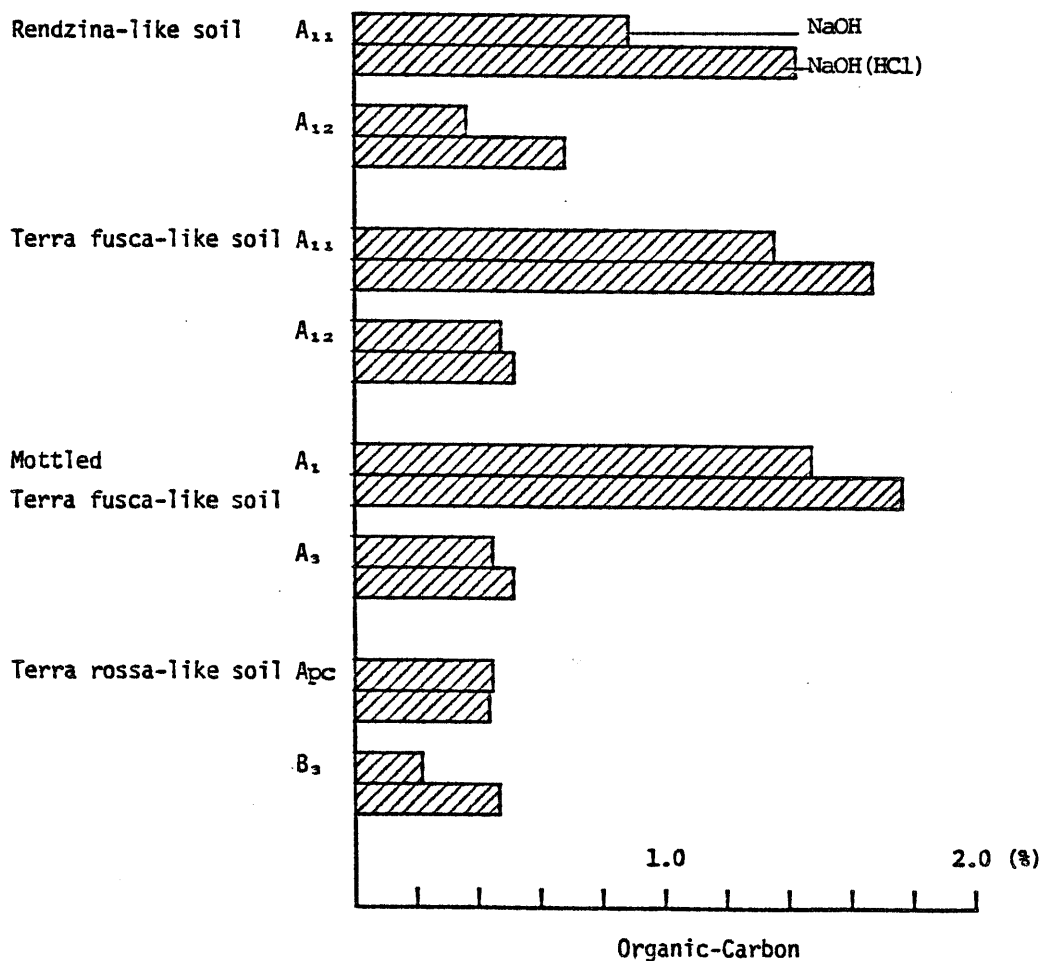


Fig. 6-2 Humic acid content in the soils according to KOBO and OBAs' method
 upper lines; extraction with 0.5% NaOH
 lower lines; extraction with 0.5% NaOH after 5.0% HCl pretreatment

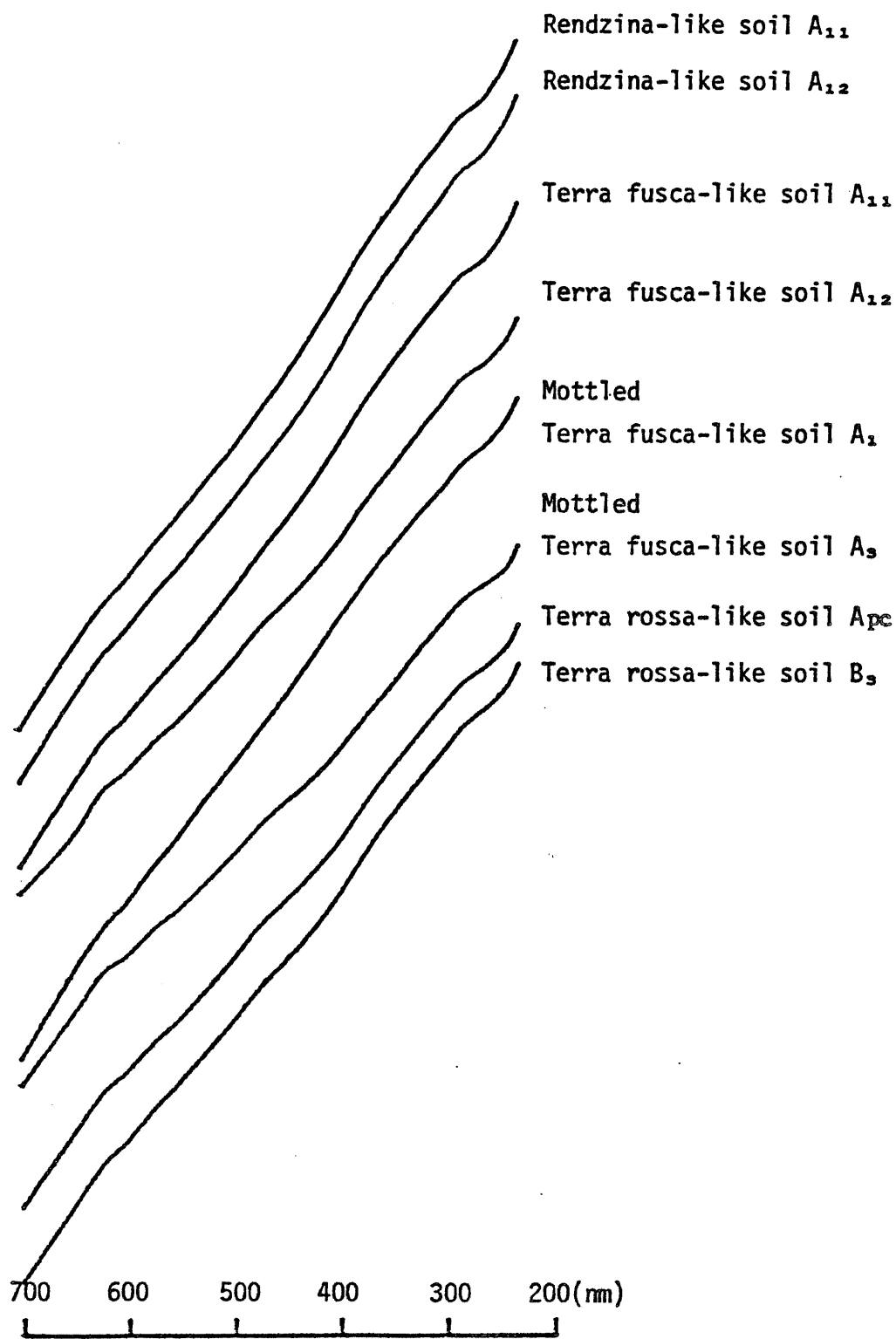


Fig. 6-3 Absorption spectra of humic acids extracted with 0.5% NaOH

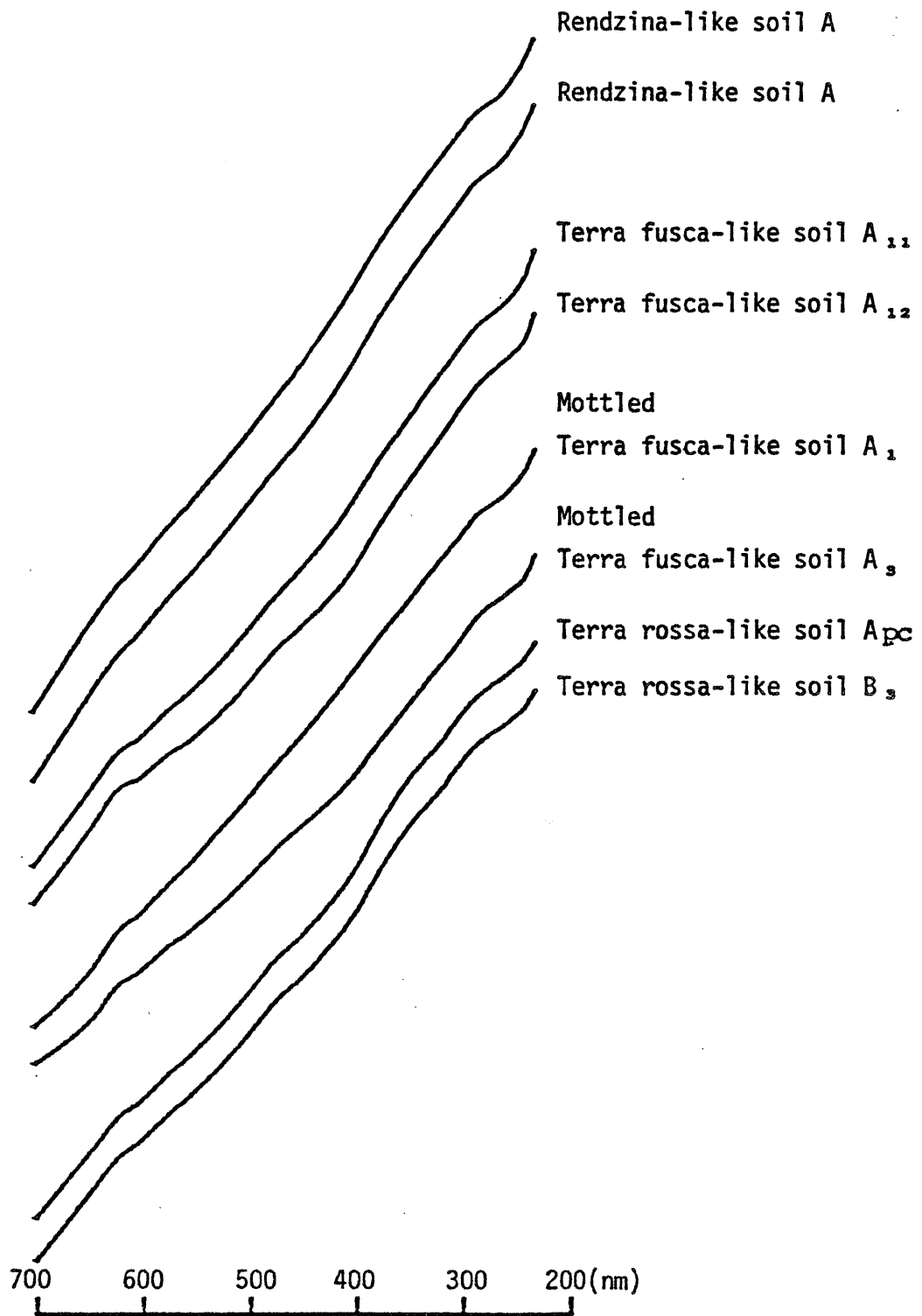


Fig. 6-4 Absorption spectra of humic acids extracted with 0.5% NaOH from the soils pretreated with 5.0% HCl

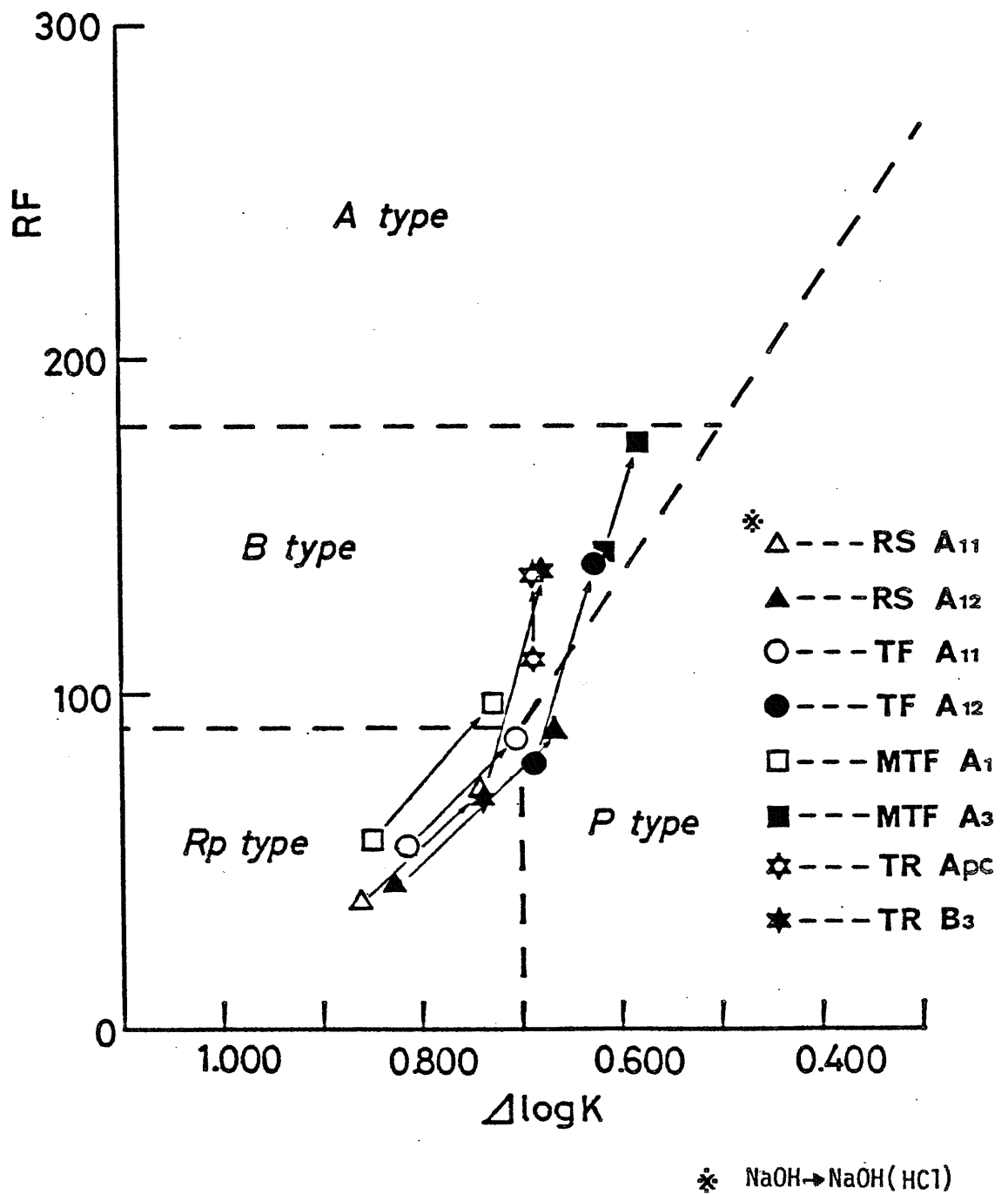


Fig. 6-5 RF- $\Delta \log K$ diagram of humic acids extracted with 0.5% NaOH
 RS; Rendzina-like soil, TF; Terra fusca-like soil
 MTF; Mottled Terra fusca-like soil, TR; Terra rossa-like soil

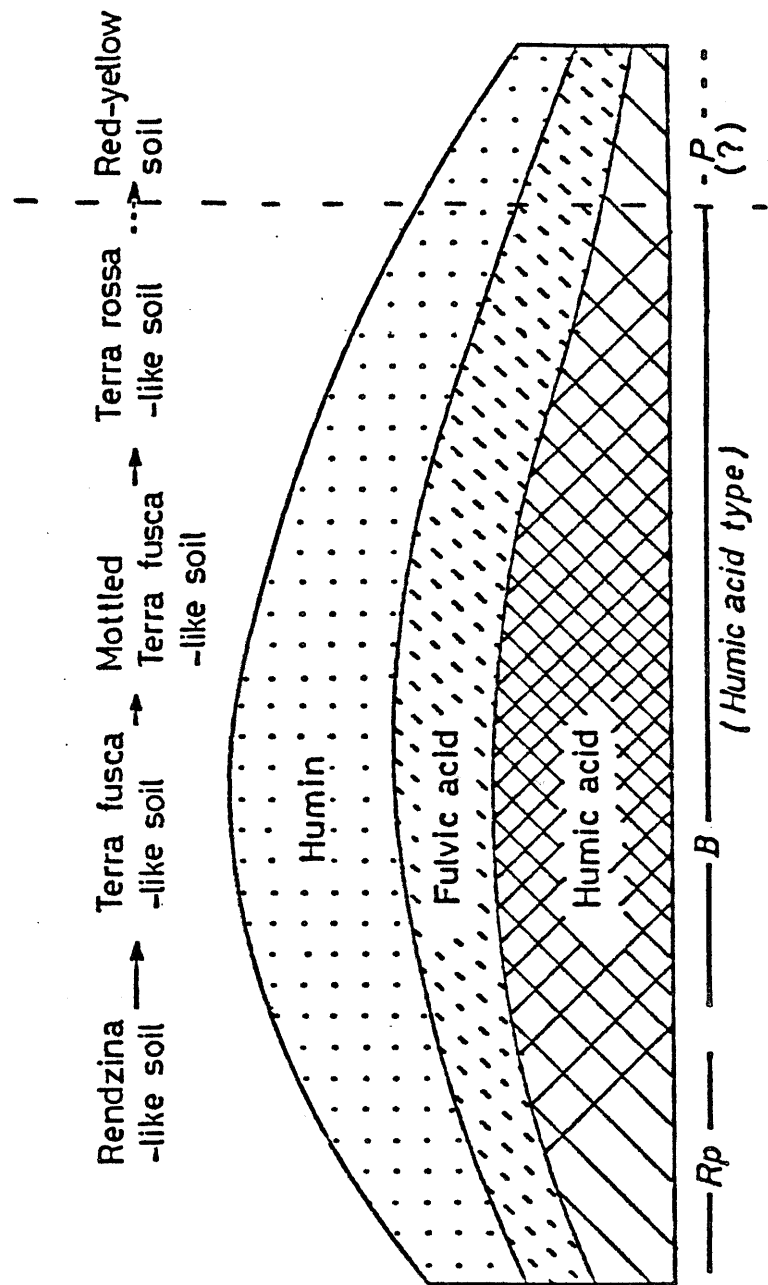


Fig. 6-6 Chronosequential changes of humic substances in the soils derived from Coral Limestone

第4節 腐植の形態分析(熊田らの方法)

1. 結果及び考察

Table 6-3に腐植の抽出率, 沈澱部割合(P Q), R Fおよび $\Delta \log K$ を示した。

この表に示した0.1MNaOHで抽出した腐植の分析結果は, 前に述べたTable 6-2の脱石灰処理していない0.5%NaOH抽出の分析値とくらべて, 抽出率がやや低くなる傾向が認められる。抽出率以外の数値については, 抽出率の差が最大であった斑紋のあるテラフスカ様土のA₃層において, 抽出率の低下とともに抽出腐植酸の腐植化度が明らかに低下した以外は著しい相違は認められなかった。

次に, 0.1MNaOH抽出後, 0.1MNaPPで逐次抽出した腐植の抽出率はレンジナ様土やテラロッサ様土B₃層では10.5~13.0%とやや高いが, 他の試料では4.9~7.1%と低い値である。Fig.6-7は0.1MNaOHおよび0.1MNaPPで抽出された腐植酸, フルボ酸および抽出されないフミンの量の乾土当たりの炭素%を示している。この図から0.1MNaPPで抽出された腐植酸およびフルボ酸がレンジナ様土でやや多く, 次いでテラフスカ様土や斑紋のあるテラフスカ様土の第1層で多くなっていることが認められる。また0.1MNaPP抽出腐植のP Qは斑紋のあるテラフスカ様土の第1層以外の試料は, 0.1MNaOH抽出のP Qとほぼ同じかそれよりも高い値を示している。0.1MNaPP抽出腐植酸のR Fおよび $\Delta \log K$ の値から, この腐植酸の腐植化度は著しく高いことが認められ, また第2層ではレンジナ様土, テラフスカ様土, 斑紋のあるテラフスカ様土と土壤生成の進行とともに腐植酸の腐植化度が高まっていき, テラロッサ様土のA_{pc}層で低下する傾向が認められる。

Fig.6-8は0.1MNaOHで抽出した腐植酸の吸収曲線であるが, 斑紋のあるテラフスカ様土のA₁層の615nm, 570nm付近にピークが認められる以外, 0.5%NaOH抽出の腐植酸の場合と同じである。Fig.6-9に示した0.1MNaPP抽出の腐植酸は0.1MNaOH抽出のそれらに比べてすべての曲線の傾きがゆるやかになり, 615nm

付近のピークがいずれの曲線にも認められる。

Fig.6-10は0.1MNaOHおよび0.1MNaPPで抽出された腐植酸をRFと $\Delta \log K$ の値から図示したものである。図中の区分はFig.6-5の場合と同じである。この図に示した0.1MNaOH抽出の腐植酸は、斑紋のあるテラフスカ様土のA₃層で腐植化度がやや低い以外は、Fig.6-5に示した0.5%NaOH抽出の場合とおおむね同じである。また0.1MNaPP抽出の腐植酸は腐植化度がいずれも高く、レンジナ様土の第1, 2層やテラフスカ様土, 斑紋のあるテラフスカ様土の第1層がB型またはB型に近いP型に区分される以外は、すべてA型に区分される。

2. 熊田らの方法と弘法・大羽法との比較

以上の結果から、熊田らの腐植の形態分析の0.1MNaOH抽出の腐植は、弘法・大羽法の0.5%NaOH抽出の腐植に比べて抽出率がやや低下する傾向が認められたが、その他の違いは少なかった。また0.1MNaPP抽出の腐植酸は、Fig.6-7に示したようにレンジナ様土, テラフスカ様土や斑紋のあるテラフスカ様土, テラロッサ様土の第1層で土壤生成の進行にともない減少している点や、その腐植化度が高い点で、Fig.6-2に示した弘法・大羽法の脱石灰処理して増加した腐植酸に類似していた。

これらのことから、熊田らの0.1MNaOH抽出が脱石灰処理をしない場合の弘法・大羽法の0.5%NaOH抽出に、0.1MNaPP抽出が弘法・大羽法で脱石灰処理によって新たに抽出される腐植に対応すると考えられる。つまり、離水サンゴ礁上の土壤中の腐植を研究する場合に、弘法・大羽法は脱石灰処理した土壤についても行えば熊田らの方法と同じ結果を得られると結論することができる。ただしカルシウムと結合した腐植の割合を考察する必要がある場合には、脱石灰処理をすることによって0.5%NaOH抽出腐植量も多くなり、またその腐植酸も土壤生成の進行にともない明瞭に変化を示すので、脱石灰処理を加えた弘法・大羽法のみを行うことが簡便で最もよい方法であると考えられる。

Table 6-3 Properties of humus extracted by KUMADA's method from the representative soils

Horizon	Depth (cm)	First extraction (with 0.1M NaOH)				Second extraction (with 0.1M NaPP)			
		Extr.-C	PQ	RF	$\Delta \log K$	Extr.-C	PQ	RF	$\Delta \log K$
		Organic-C * ¹ (%)				Organic-C * ¹ (%)			
Rendzina-like soil on the lower terrace									
A _{1.1}	0-5	48.8	47.1	42.7	0.850	12.6	59.1	122.6	0.612
A _{1.2}	5-13	43.6	41.5	44.7	0.825	13.0	56.3	155.7	0.564
Terra fusca-like soil on the lower middle terrace									
A _{1.1}	0-8	57.1	49.9	52.9	0.821	4.9	48.7	160.1	0.541
A _{1.1}	8-15	52.3	42.3	80.6	0.700	5.1	47.1	196.8	0.492
Mottled Terra fusca-like soil on the higher middle terrace									
A ₁	0-6	54.0	57.0	60.5	0.871	6.4	44.3	144.5	0.630
A ₂	6-20	53.1	48.3	120.0	0.708	7.1	55.4	225.5	0.559
Terra rossa-like soil on the limestone plateau									
Apc	0-25	55.2	46.2	112.9	0.719	5.8	42.3	186.4	0.568
B ₂	50-60	40.1	32.8	72.7	0.747	10.5	41.9	188.1	0.558

*¹: after TURIN's method

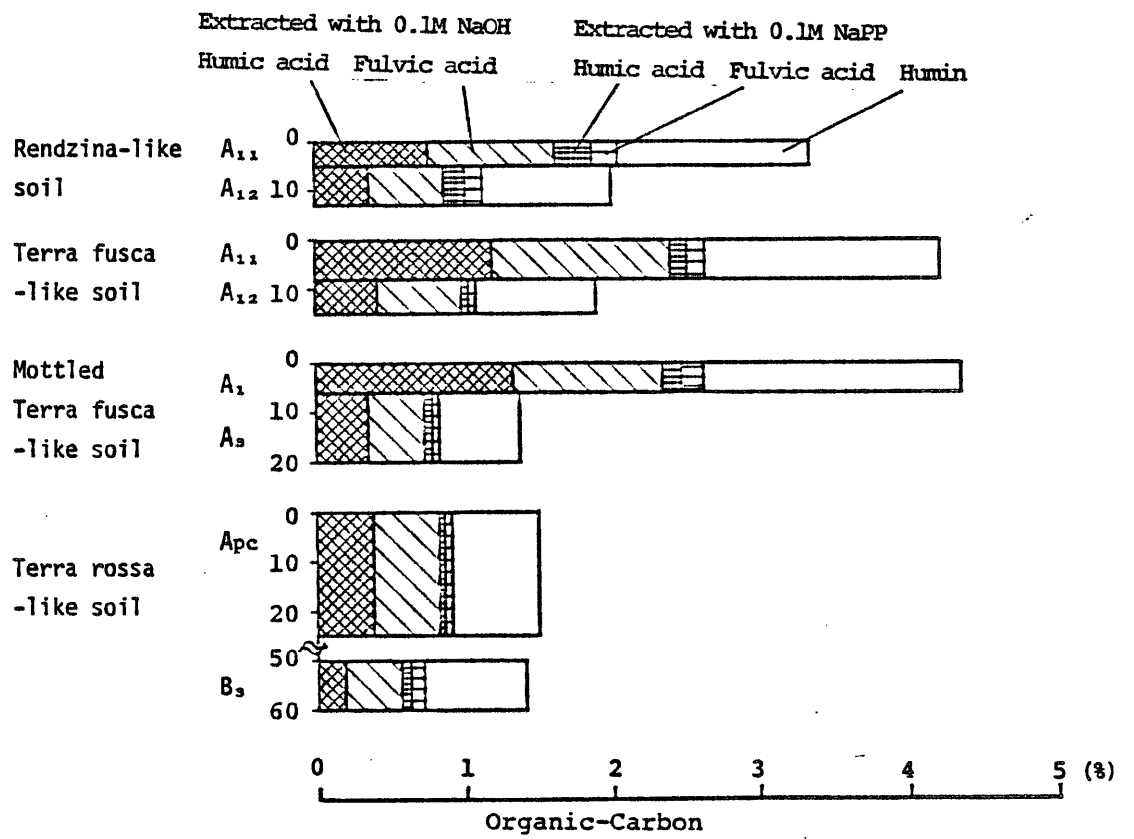


Fig. 6-7 Humic acid, fulvic acid and humin in the soils according to KUMADA et al.'s method

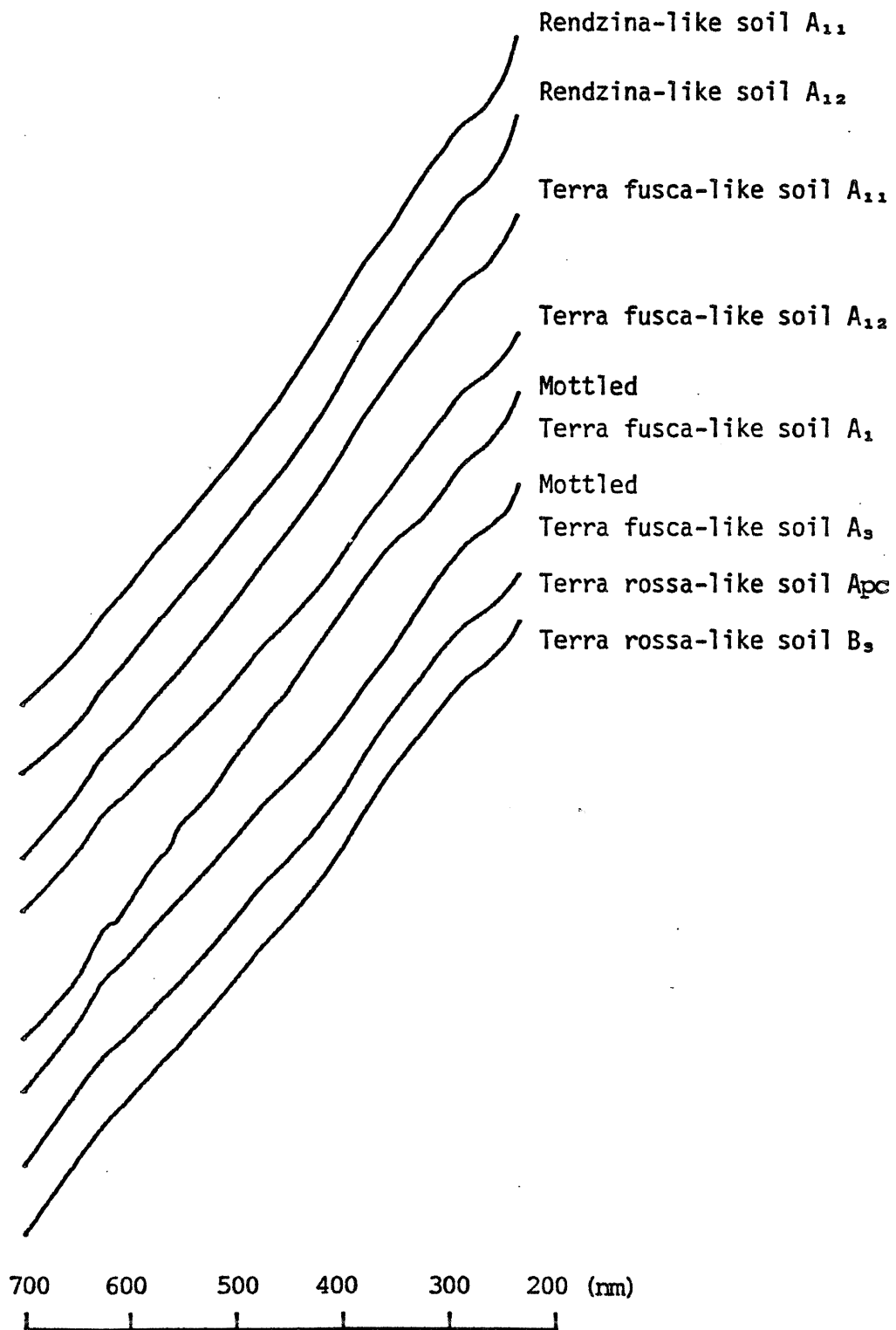


Fig. 6-8 Absorption spectra of humic acids extracted with 0.1M NaOH

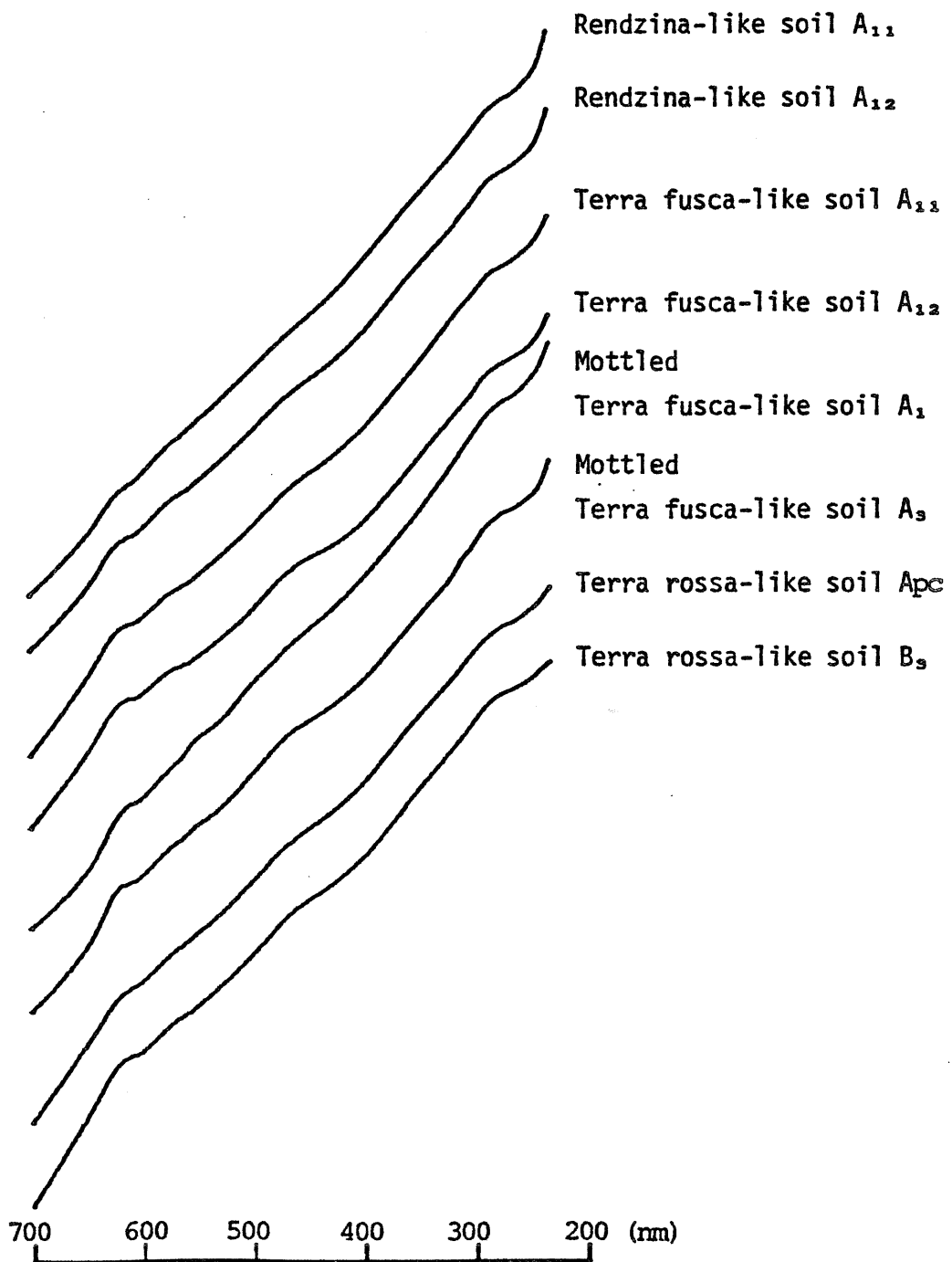
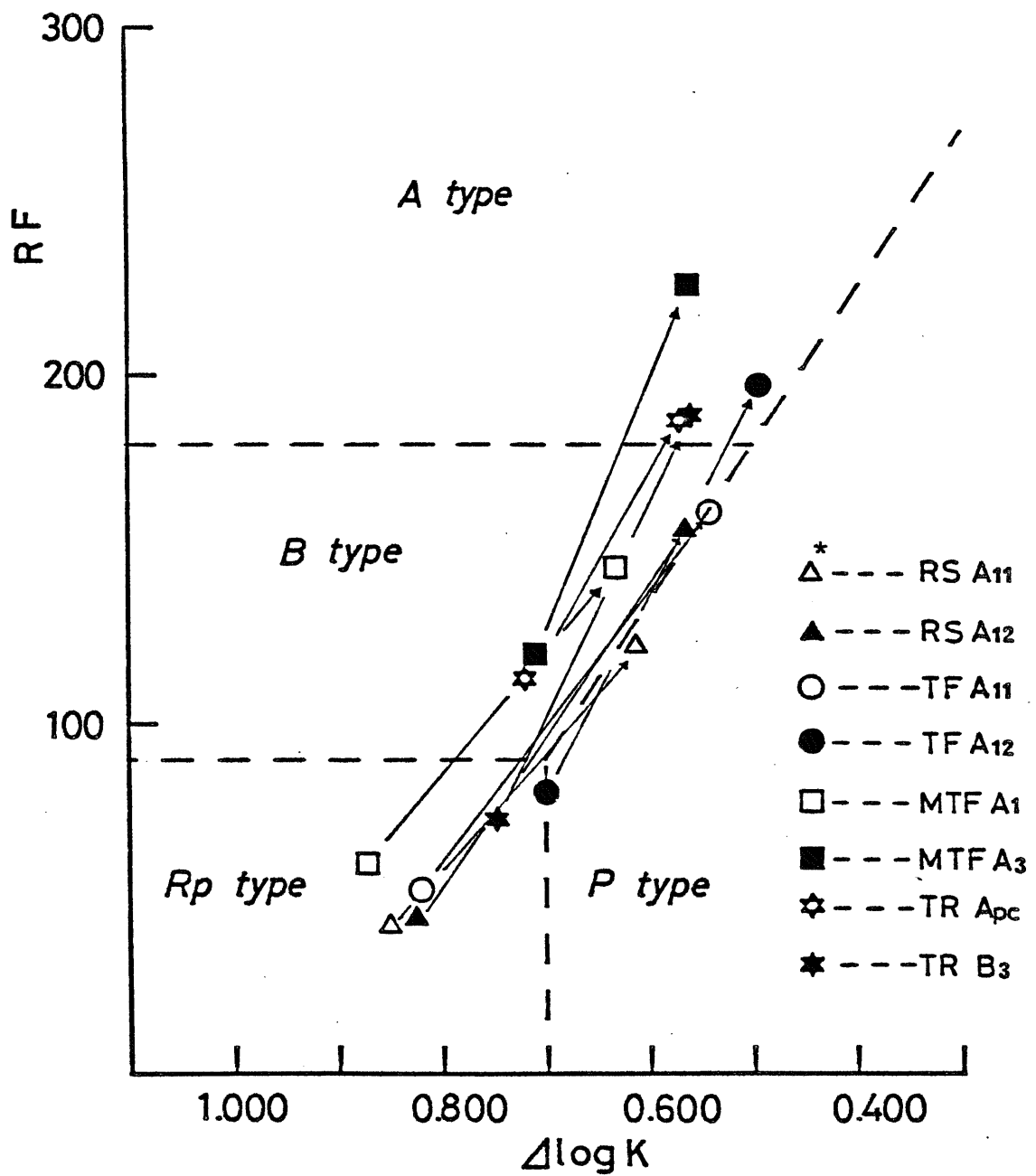


Fig. 6-9 Absorption spectra of humic acids extracted with 0.1M NaPP after 0.1M NaOH extraction



* 0.1M NaOH \rightarrow 0.1M NaPP

Fig. 6-10 RF- $\Delta \log K$ diagram of humic acids extracted with 0.1M NaOH and 0.1M NaPP

3. 湿潤温帯地域の石灰岩に由来する土壌との比較

熊田ら^{54), 55)}は本州中部の湿潤温帯地域下の豊橋市近郊の湿潤温帯地域の石灰岩に由来する土壌における腐植化過程を研究している。これら土壌の炭素含量は第1層の平均が8.17%, 第2層の平均が3.97%と本研究で供試した土壌よりもかなり高い値である。ただし弱アルカリ性から中性にかけて腐植量が増加するが、酸性側になると減少する傾向は同じである。また熊田らの結果では腐植の抽出割合は弱アルカリ性から中性にかけて低下し酸性側になると上昇しているが、離水サンゴ礁上の土壌でははっきりした傾向は認められなかった。

さらに熊田ら⁵³⁾は0.1MNaOHに抽出される腐植を結合形, 0.1MNaPPに抽出される腐植を遊離形と呼んでおり、土壌生成の進行にともない前者に対する後者の割合が増加すると述べているが、この傾向は離水サンゴ礁上の土壌にも認められた。沈澱部割合については中性付近で最も高くなると述べているが離水サンゴ礁上の土壌の場合は、0.1MNaOH抽出の腐植にはこの傾向が認められたが、0.1MNaPP抽出の腐植にはこの傾向は認められなかった。腐植酸のタイプについては弱アルカリ性でRp・B型(遊離形・結合形), 中性でB・A型, 弱酸性でRp・B・B~P型になると述べており、離水サンゴ礁上の土壌の場合にもこの傾向は認められた。

以上のべたように、湿潤亜熱帯気候条件下の離水サンゴ礁上の土壌中の腐植化過程も、湿潤温帯地域の石灰岩に由来する土壌における腐植化過程と基本的には一致するものと考えられる。

第5節 中城城趾の土壌および石巻山の土壌の腐植の形態

中城城は1438年に築城されたと伝えられており、この城趾のサンゴ石灰岩でできた石垣の間から採取された土壌(中城土壌)の生成開始は古くともこの築城の年以降であると考えられ、このような生成開始時期の明らかな土壌の腐植を研究す

ることは、サンゴ石灰岩に由来した土壌中の腐植生成を考える上で重要である。また石巻山の石灰岩上の土壌（石巻山土壌）は、湿潤温帯気候下の石灰岩に由来した土壌であり、離水サンゴ礁上の土壌とは気候条件が異なるので比較検討するために分析を行った。なおこの土壌は熊田らが豊橋市近郊の石灰岩に由来する土壌における腐植化過程を研究した際に用いたNo.6の試料の近くで採取したものである。

これら土壌の弘法・大羽法および熊田らの方法による分析結果はTable 6-4に示した。ただしこの表の有機態炭素量は小坂・本田・井積法で求めた値であり、腐植の抽出率もこの炭素量を基準にしているため、チューリン法を基準したTable 6-2, 6-3の抽出率よりもやや低い値を示しているものとみられる。またFig.6-11, 6-12に腐植酸の吸収曲線を、Fig.6-13に腐植酸をRFと $\Delta \log K$ の値で示した。

1. 中城土壌の腐植の形態

中城土壌では、脱石灰処理で抽出率が10%以上も増加することや0.1MNaPPで抽出される腐植が多いことから、カルシウムと結合した腐植の割合が高いことが認められる。Fig.6-11,6-12に示した腐植酸の吸収曲線は270nm附近に肩状の弱い吸収がすべての抽出において、また脱石灰処理した後に抽出した場合と0.1MNaPP抽出の場合に615nm附近にかすかに吸収が存在する以外、吸収は認められない。また0.5%NaOHおよび0.1MNaOH抽出の腐植酸の腐植化度は低く、Fig.6-13に示すようにそのタイプはP型であるが、脱石灰処理した後の0.5%NaOH抽出の腐植酸の腐植化度は高まりB型になり、さらに0.1MNaPP抽出の腐植酸の腐植化度は高まり、そのタイプはA型に近いB型になる。この各種抽出の腐植酸のタイプはFig.6-5,6-10に示したレンジナ様土のA₁₂層の腐植酸に類似しており、またカルシウムと結合した腐植の割合が高いこともレンジナ様土の場合と同じである。この土壌が生成を初めてからわずか500年程度であるにもかかわらず、腐植の形態はレンジナ様土に類似していて、しかも有機態炭素量はレンジナ様土よ

りもはるかに多くなっている。つまり中城土壌はpH(H₂O)が7.5と中性附近であり、腐植化の進行に好適な環境条件下にあるものと考えられ、このことは、湿润亜熱帯気候条件下においても、環境条件が良ければ腐植の集積や腐植化度の進行がかなり速いものと考えられる。

2. 石巻山土壌の腐植の形態

石巻山土壌の分析結果を熊田らの結果^{54), 55)}と比べることは試料の採取地点、層位区分、有機態炭素量の定量法および結果の表示などが異なるので困難な点があるが、あえて比較すると土壌のpH(H₂O)の値が熊田らのNo.6-2, 6-3の試料では5.8と6.6であり、Table 6-4に示した値よりやや高く、有機態炭素量は7.72および4.60%であり、この試料よりもやや低くなっている。0.1MNaOHと0.1MNaPPを合せた腐植の抽出率が熊田らの結果では70%を越えているが、Table 6-4では60%以下である。Table 6-4のPQの値は0.1MNaOHで37, 24と低いが、0.1MNaPPでは70, 75と高くなっている。熊田らのRFおよび $\Delta \log K$ の結果の値から判断される腐植化度は、Table 6-4の値にくらべて0.1MNaOHでは低く、0.1MNaPPで高くなっているが、腐植酸のタイプから見れば、Fig.6-13に示した本研究の2試料とも0.1MNaOHでP型に、0.1MNaPPではA型になり熊田らの結果と同じになった。有機態炭素量が熊田らの結果と相違したのは分析法が違うためであろうと考えられ、このことが抽出率にも影響を与えたと考えられる。また、熊田らのPQが0.1MNaOHで低く0.1MNaPPで高い原因は明らかではないが、このことがそれぞれ抽出される腐植酸の腐植化度に影響を与えたと考えられる。

Table 6-4の石巻山土壌の腐植をTable 6-2, 6-3に示した離水サンゴ礁上の土壌の腐植と比較すると0.1MNaOHおよび0.1MNaPP抽出のPQが32.6-37.3と低い点で異なっている。しかしRFおよび $\Delta \log K$ で示される脱石灰処理した土壌から抽出した腐植酸の腐植化度からみると、石巻山土壌の腐植はテラフスカ様

Table 6-4 Properties of extractable humus according to the KOBO and OBAs' method and KUMADA et al.'s method in Nakagushuku soil and Ishiwaki soil

Horizon	Depth (cm)	pH (H ₂ O)	Organic-C* ¹			Not pretreated			Pretreated with 5% HCl		
			(%)	Extr.-C	PQ	RF	Δlog K	Extr.-C* ²	PQ	RF	Δlog K
Nakagushuku-joushi											
		7.50	6.78	40.6	52.8	47.3	0.891	55.4 (5.0)* ³	62.1	112.1	0.671
Ishiwaki-san											
A	3-21	5.62	9.38	54.5	36.6	55.3	0.754	56.8 (4.1)* ³	46.5	148.4	0.583
B	21-47	6.01	5.11	47.8	32.6	65.7	0.728	52.0 (3.3)* ³	50.4	172.8	0.531

Horizon	Depth (cm)	First extraction (by 0.1M NaOH)			Second extraction (by 0.1M NaPP)				
		Extr.-C	PQ	RF	Extr.-C	PQ	RF		
Nakagushuku-joushi									
		39.6	47.3	46.3	0.900	19.8	59.5	178.9	0.569
Ishiwaki-san									
A	3-21	51.6	37.3	55.7	0.757	5.1	52.8	211.8	0.502
B	21-47	46.3	34.2	60.6	0.742	6.7	61.8	246.6	0.509

*¹; KOSAKA et al.' method, *²; 5% HCl soluble-C was included, *³; (5% HCl soluble-C) ÷ (total-C)

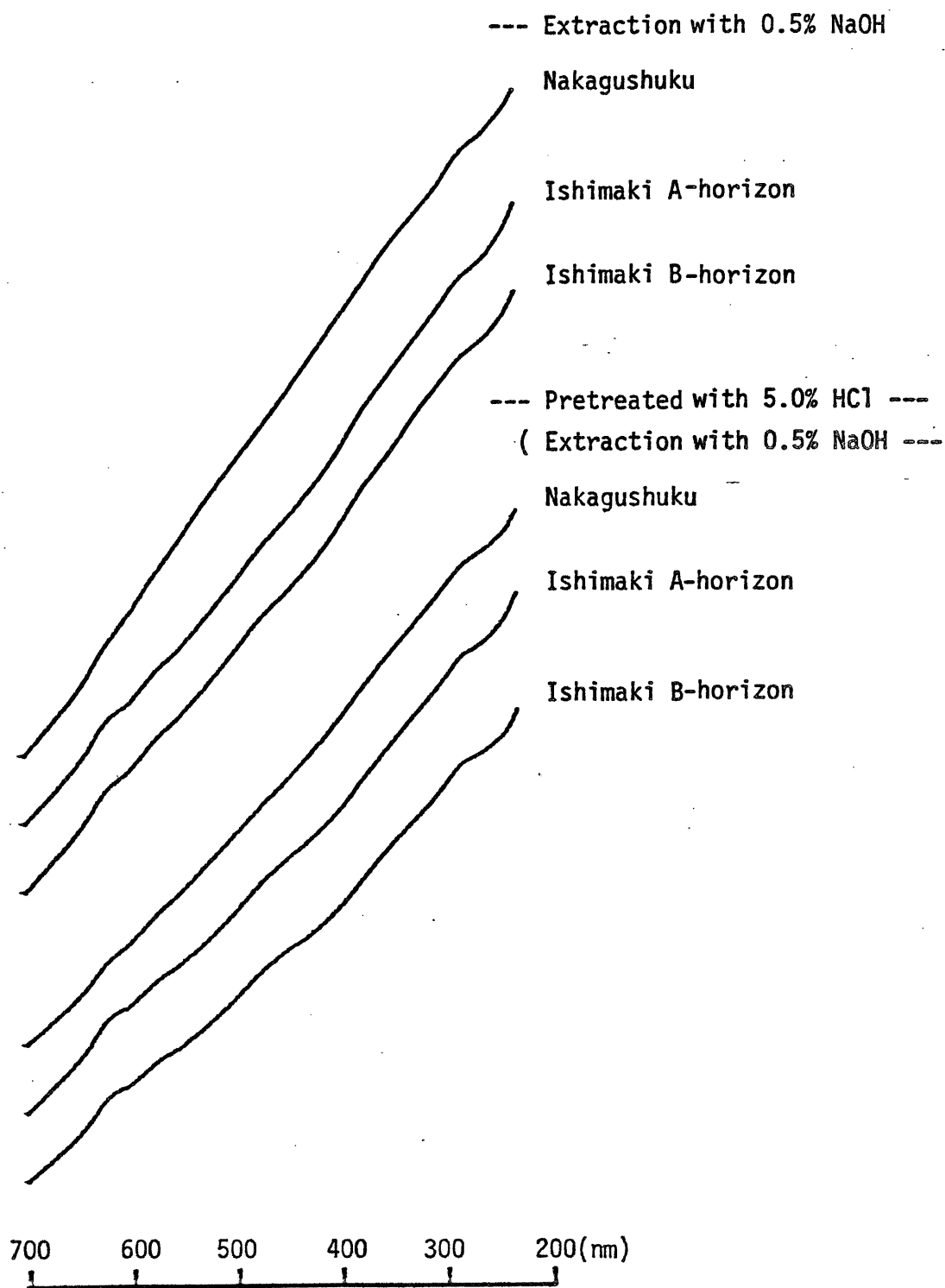


Fig. 6-11 Absorption spectra of humic acids of Nakagushuku soil and Ishimaki soil (I)

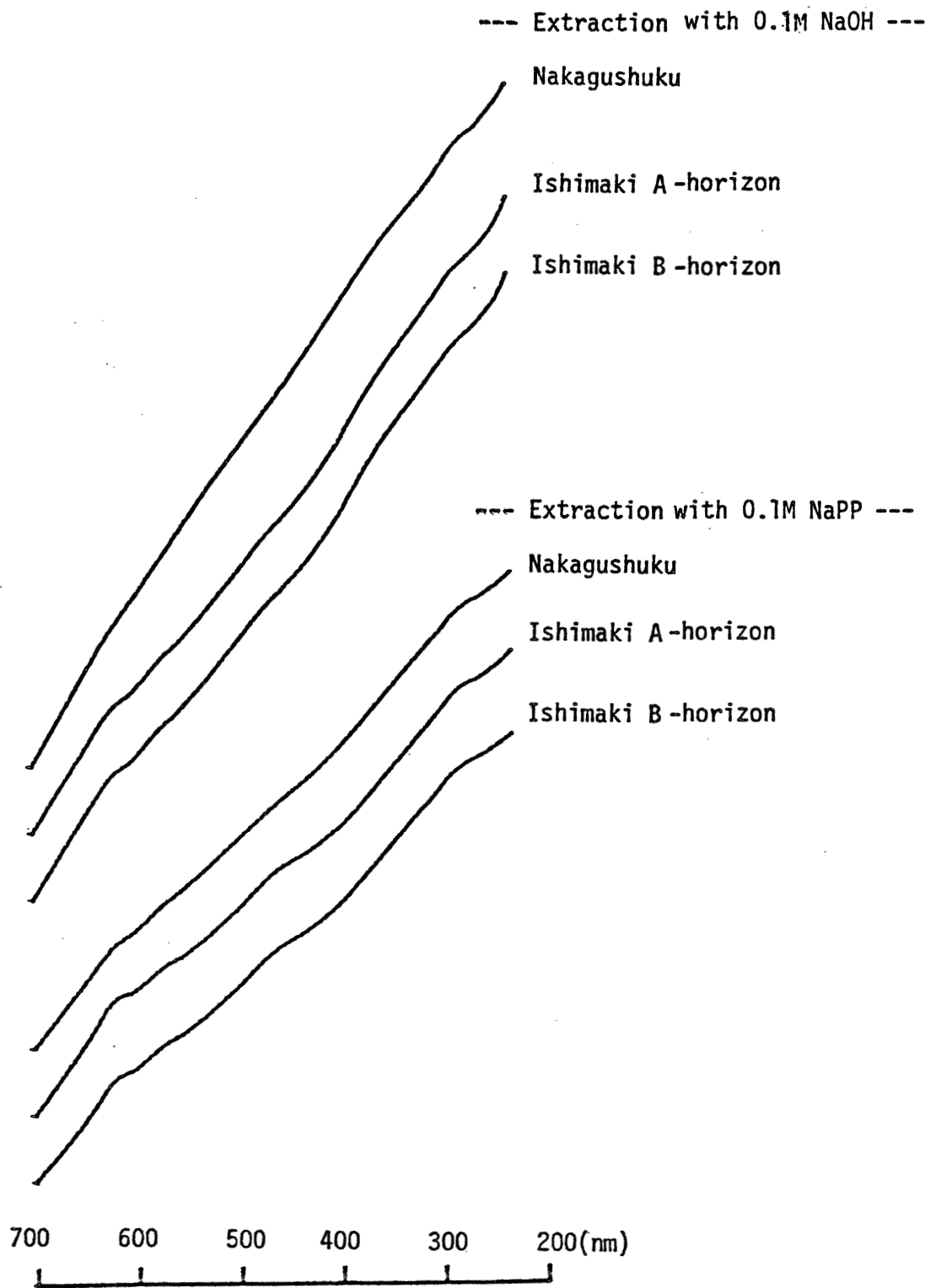


Fig. 6-12 Absorption spectra of humic acids of Nakagushuku soil and Ishimaki soil (II)

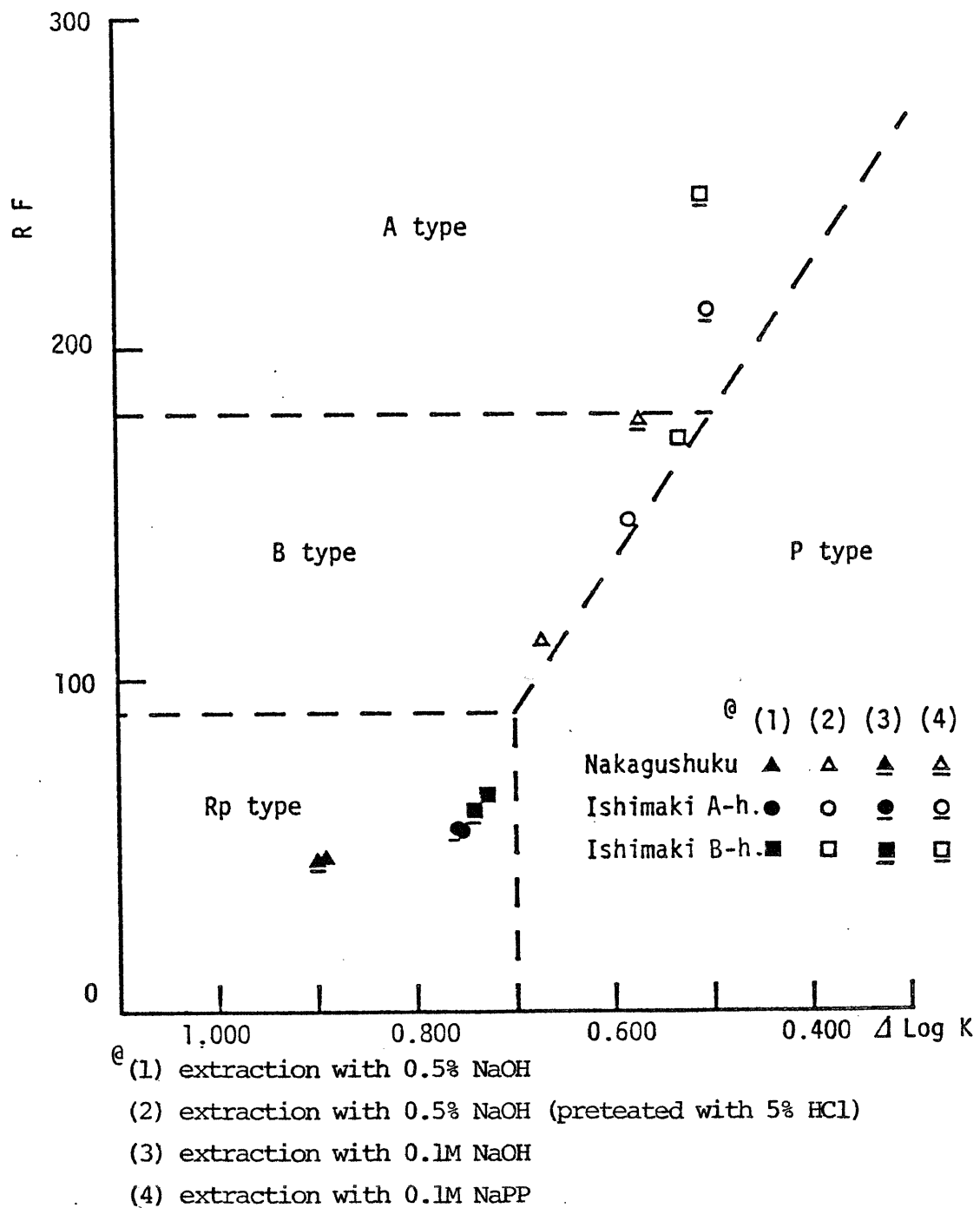


Fig. 6-13 RF- $\Delta \log K$ diagram of humic acids of Nakagushuku soil and Ishimaki soil

土に類似している。

第6節 要約

弘法・大羽法および熊田らの方法による腐植の形態分析の結果は以下のように要約され、石垣島を主体とした離水サンゴ礁上の土壤中の腐植の形態は地形面に対応して変化を示すことが明らかになった。

1. 低位段丘面上のレンジナ様土では豊富なカルシウムの存在下で腐植が集積していき、カルシウムと結合した腐植が多く存在する。しかし腐植酸の腐植化度は低くRp型が主体である。

2. 次に中位段丘下位面上のテラフスカ様土では腐植の集積はさらに進行するが、カルシウムと結合した腐植酸の割合は減少する。しかし腐植酸量の増大とともにその腐植化度は高まりB型を示す。

3. 中位段丘上位面上の斑紋のあるテラフスカ様土では腐植は分解を始めやや減少するが、腐植酸量およびカルシウムと結合した腐植酸の割合はテラフスカ様土とあまり変わらない。しかし腐植酸の腐植化度はさらに高まりA型に近いB型となる。

4. そして高位段丘相当面の石灰岩台地上のテラロッサ様土になると腐植は明らかに減少し、腐植酸量も減少してその腐植化度も低下を示すがB型にとどまる。

5. さらに土壌生成が進行して赤黄色土に近づくと腐植はさらに減少して、腐植酸の腐植化度も低下していくものと考えられる。

6. 以上の湿潤亜熱帯気候条件下の離水サンゴ礁上の土壌の発達過程は、熊田らの報告した湿潤温帯地域の石灰岩由来の土壌の場合とほぼ同じであると考えられる。

7. 生成年代が500年程度と考えられる中城土壌の腐植酸の腐植化度は、レンジナ様土とほぼ同程度であったが、有機態炭素含量ははるかに多いことから湿潤

亜熱帯気候条件下においても環境条件が良ければ腐植の集積や腐植酸の腐植化度の進行はかなり速いものと考えられる。

第7章 宮古島の土壌とその一般理化学性

第1節 調査地域の概要

琉球列島には、これまで述べてきた石垣島のように離水サンゴ礁上の背後に非石灰質の山岳をもつ島嶼と、それらをもたない島嶼とが存在する。背後に非石灰質の山岳が存在する場合、これらの山岳からのサンゴ礁内への物質の供給が考えられ、特にかつてのラグーン内の堆積物に影響するとみられる。そこで、非石灰質の山岳をもたない島嶼としては琉球列島中で最も面積の広い宮古島の土壌を調査した。

宮古島は沖縄本島と八重山群島の間位置する宮古群島の主島で、北緯24°43'~55'，東経125°10'~29'の間に位置しており，島の面積は163.4km²である。全島，島尻帯に属し，ほぼ離水サンゴ礁におおわれている。

地形は平坦であるが南東が高く北西が低くなっている。また北西から南東方向の断層群によってブロック状に転位し，東端部をのぞいて各ブロックとも南西に5°~10°で傾いている²⁶⁾。最高地点の標高は113mである。

Fig.7-1に示したように，宮古島における調査地点は野原岳(108.6m)付近の2点，南西部の海岸近くの低い面上の2点および宮古飛行場に隣接する1点の計5地点である。

第2節 地形面と土壌分布様式

宮古島には下地面，平良面，野原面，比嘉面がそれぞれ標高15~20m，35~45m，60~70m，90~110mを中心に発達しているが，宮古島の石灰岩を調査した矢崎⁵⁶⁾は，これらの段丘が関東平野の各面に対応すると考え，その生成年代を3~4万年(下地面)，6万年前後(平良面)，12~13万年(野原面)，20万年前後(比嘉面)と推定している。

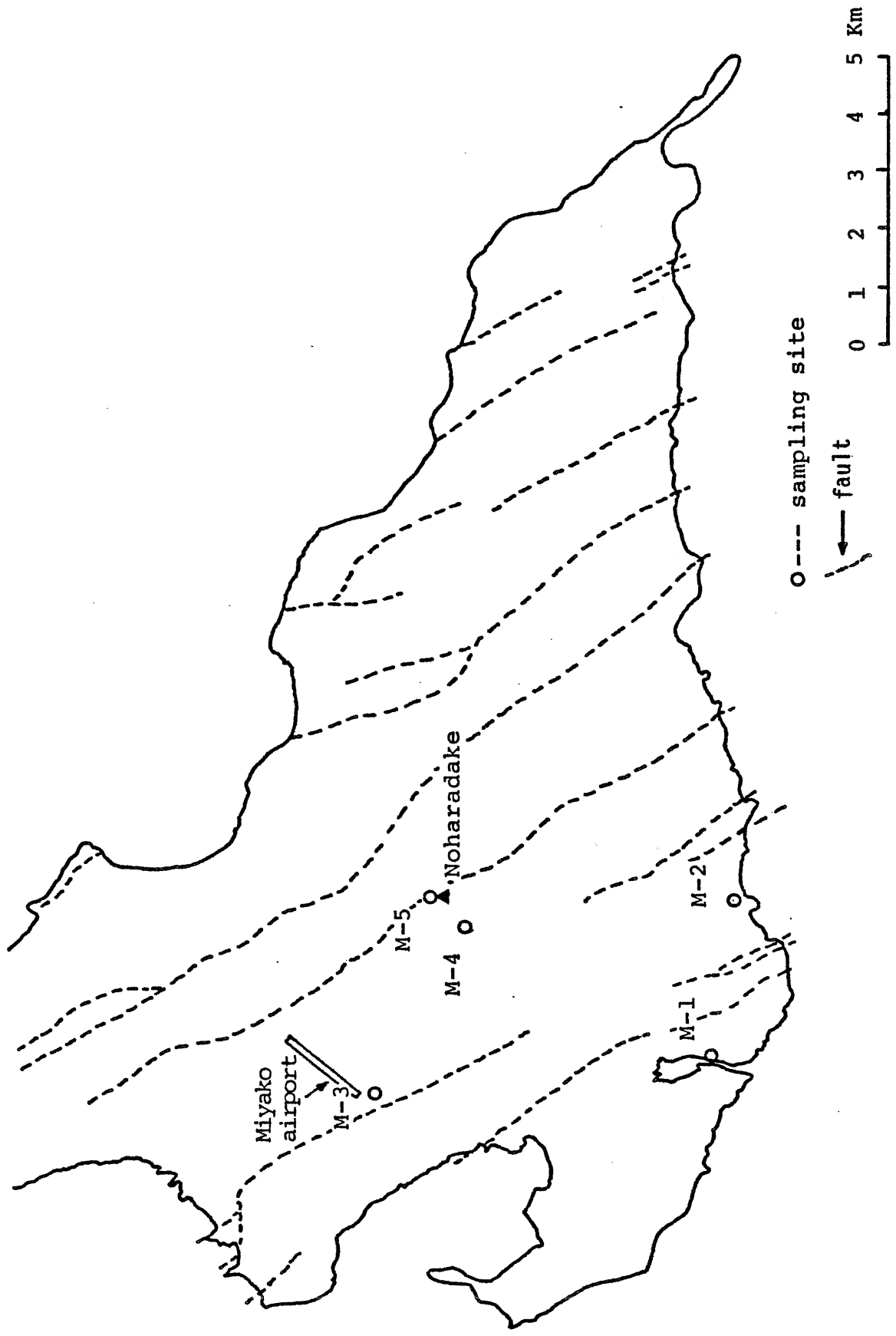


Fig. 7-1 Sampling sites in Miyako-island

Table 7-1 Relationship between terrace surface and soils in Miyako-island

Geological epoch	B.C. ($\times 10^4$ years)	Soils	Terrace surface
Late Pleistocene	12-13	M-5 (Noharadake)	Nohara surface (60-70m ^{*1})
		M-4 (Nohara)	
	6	M-3 (Hikozyominami)	Hirara surface (35-45m)
		M-2 (Miyaguni)	
	3-4	M-1 (Iriebashi)	Shimoji surface (15-20m)

*1; altitude

これらの地形面と土壌の関係を示したのがTable 7-1である。これら土壌のうち、M-1(入江橋土壌)、M-2(宮国土壌)、M-5(野原岳土壌)は段丘面のリッジ状地形部に位置し、M-3(飛行場南土壌)、M-4(野原土壌)は段丘面の中央部に位置し、土層の厚い土壌である。

第3節 供試土壌の断面形態

1. 下地面上の土壌

断面記号： M-1

位置： 宮古郡下地町嘉手苧入江橋

標高： 3m

植生： サツマイモ、メシバまたはオシバ、畑のまわりーフクギ、オオハマボウ

母岩： サンゴ石灰岩

地形： 平坦

調査年月日： 昭和55年12月4日

(土壌断面記載)

Ap 層： 0~20cm, 暗褐色(7.5YR3/ , 腐植富む, 細根ふくむ, SC, 半風化中小サンゴ破片(黄褐色)富む, 細粒状構造発達弱度, ち密度8, 粘着性弱, 可塑性中, やや湿, 層界平坦漸変

BC 層： 20~50cm, 褐色(7.5YR4/4,), 腐植ふくむ, 細根ふくむ, SC, 半風化中小サンゴ破片富む, 細粒状および亜角塊状構造発達中度, ち密度25, 粘着性弱, 可塑性中, やや湿, 層界不規則明瞭

II BC層： 50cm+, 明赤褐色(5YR5/8), 腐植あり, 細根あり, HC, サンゴの大破片(20cm)すこぶる富む, 壁状構造, ち密度28, 粘着性中, 可塑性強, やや湿

2. 平良面上の土層の薄い土壌

断面記号： M-2

位置： 宮古郡上野村宮国

標高： 10m

植生： チヂミザサ，モクマオウ，ソウシジュ

母岩： サンゴ石灰岩

地形： 平坦

調査年月日： 昭和55年12月2日

(土壌断面記載)

L 層： モクマオウの枯れ葉からなる薄い層

A₁₁層： 0~6cm，黒褐色(10YR3/1.5)，腐植富む，中根細根ふくむ，HC，半風化サンゴ石灰岩中角礫ふくむ，小亜角塊状構造発達強度，ち密度10，粘着性中，可塑性強，乾，層界平坦判然

A₁₂層： 6~20cm，暗褐色(7.5YR3/4)，腐植ふくむ，中根細根ふくむ，HC，半風化サンゴ石灰岩中角礫ふくむ，中ないし小亜角塊状構造発達中度，ち密度15，粘着性中，可塑性強，乾，層界やや波状判然

B₂層： 20~50cm，暗赤褐色(5YR3/6)，腐植あり，中根細根あり，HC，サンゴ石灰岩の半風化大半角礫富む，糸マンガン斑わずかにあり，小亜角塊状構造発達中度，ち密度20，粘着性中，可塑性強，やや湿，層界平坦漸変

BC層： 50~75cm，暗赤褐色(5YR3/6)，腐植あり，中根細根あり，HC，サンゴ石灰岩の半風化大半角礫すこぶる富む，小角塊状構造発達中度，ち密度20，粘着性中，可塑性強，やや湿，層界不規則明瞭

C層： 75cm+，サンゴ石灰岩

備考： B₂層，BC層の大角礫の大きさは20×10cmくらいである。B₂層，BC層の方が，A₁₁，A₁₂層より粘土含量が高い。

3. 平良面上の土層の厚い土壌

断面記号： M-3

位置： 平良市下里宮古飛行場南西

標高： 35m

植生： ハイキビ，カタバミ，サトウキビ

母岩： サンゴ礁内の堆積物

地形： 平坦

調査年月日： 昭和55年12月4日

(土壌断面記載)

Ap₁層： 0-15cm，褐色(7.5YR4/6)，腐植ふくむ，中根細根ふくむ，HC，小粒状(0.5cm)構造発達中度，細孔隙あり，ち密度19，粘着性中，可塑性強，乾，層界不規則判然

Ap₂層： 15-30cm，褐色(7.5YR4/4)，腐植ふくむ，中根細根ふくむ，HC，サンゴ石灰岩の中礫あり，小垂角塊状構造発達弱度，細孔隙(径1-0.5mm)ふくむ，ち密度21，粘着性中，可塑性強，やや湿，層界やや波状明瞭

B₂₁層： 30-55cm，明赤褐色ないし赤褐色(5YRないし7.5YR5/8)，腐植あり，細根あり，HC，点状マンガン斑あり，粘土皮膜あり，小角塊状構造発達中度(複合構造発達大)，細孔隙あり，ち密度26，粘着性強，可塑性極強，やや湿，層界平坦漸変

B₂₂層： 55-110cm，明褐色(7.5YR5/8)，腐植あり，細根あり，HC，点状マンガン斑あり，粘土皮膜あり，中ないし小垂角塊状構造発達中度，細孔隙あり，ち密度24，粘着性強，可塑性極強，湿，層界平坦判然

B₃層： 110-140cm，褐色(7.5YR4/6)，腐植あり，HC，サンゴ石灰岩の大礫あり，点状マンガン斑あり，粘土皮膜ありおよび有機物らしき皮膜あり，中ないし小垂角塊状構造発達中度，細孔隙あり，ち密度20，粘着性強，可塑性極強，湿，層界不規則明瞭

R 層： サンゴ石灰岩

備考： Ap₁層より、Ap₂層の方が腐植を多くふくむ。

4. 野原面上の土層の厚い土壌

断面記号： M-4

位置： 宮古郡上野村野原

標高： 60m

植生： サツマイモ、ソテツ(畑のまわり)

母岩： サンゴ礁内の堆積物

地形： 平坦

調査年月日： 昭和55年12月2日

(土壌断面記載)

Ap₁層： 0~20cm, 褐色(7.5YR4/6), 腐植ふくむ, 細根あり, HC, 細粒状および小
亜角塊状構造発達弱度, 細孔隙あり, ち密度10, 粘着性中, 可塑性強,
湿, 層界平坦漸変

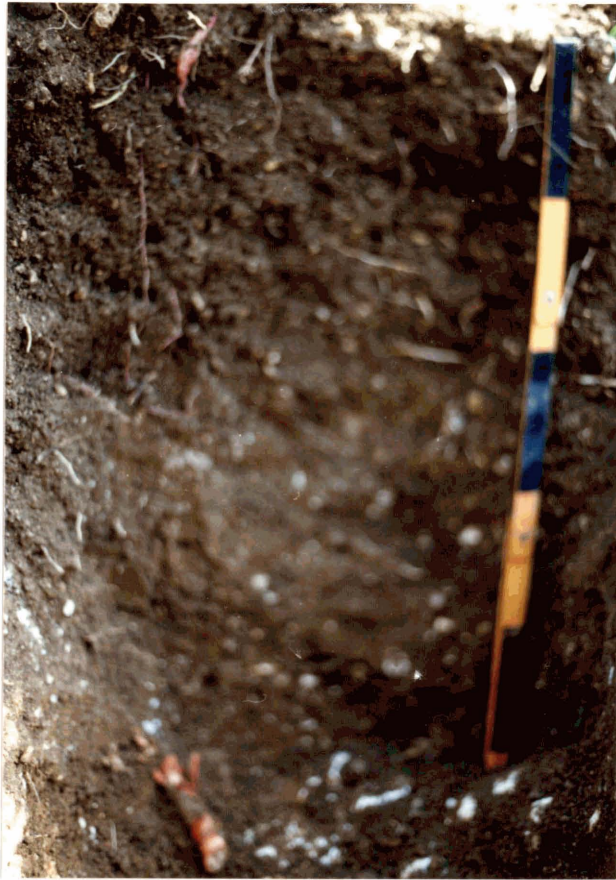
Ap₂層： 20~35cm, 褐色(7.5YR4/6), 腐植ふくむ, 細根あり, HC, 細粒状および
小亜角塊状構造発達中度, 細孔隙あり, ち密度12, 粘着性中, 可塑性強,
湿, 層界平坦明瞭

B₂₁層： 35~60cm, 褐色×暗褐色(7.5YR4/6×5YR3/3), 腐植あり, HC, 小角塊状
構造発達中度, マンガン斑富む, 構造面に粘土皮膜あり, ち密度26, 粘
着性中, 可塑性極強, 湿, 層界波状漸変

B₂₂層： 60~90cm, 暗褐色(5YR3/4), 腐植あり, HC, 中ないし小亜角塊状構造発
達中度, 点状マンガン斑あり, 雲状マンガン斑富む, 構造面に粘土皮膜
あり, ち密度26, 粘着性中, 可塑性極強, 湿, 層界平坦漸変

C₁層： 90~120cm, 赤褐色(5YR4/6), HC, B₂₂層よりやや柔らかい

C₂層： 120~125cm+, 褐色(7.5YR4/6), HC



1. 断面記号 M-1
(Profile M-1)

下地面上の土壌
Soil on the Simoji-surface



2. 断面記号 M-2
(Profile M-2)

平良面上の土層の薄い土壌
Shallow soil
on the Hirara-surface



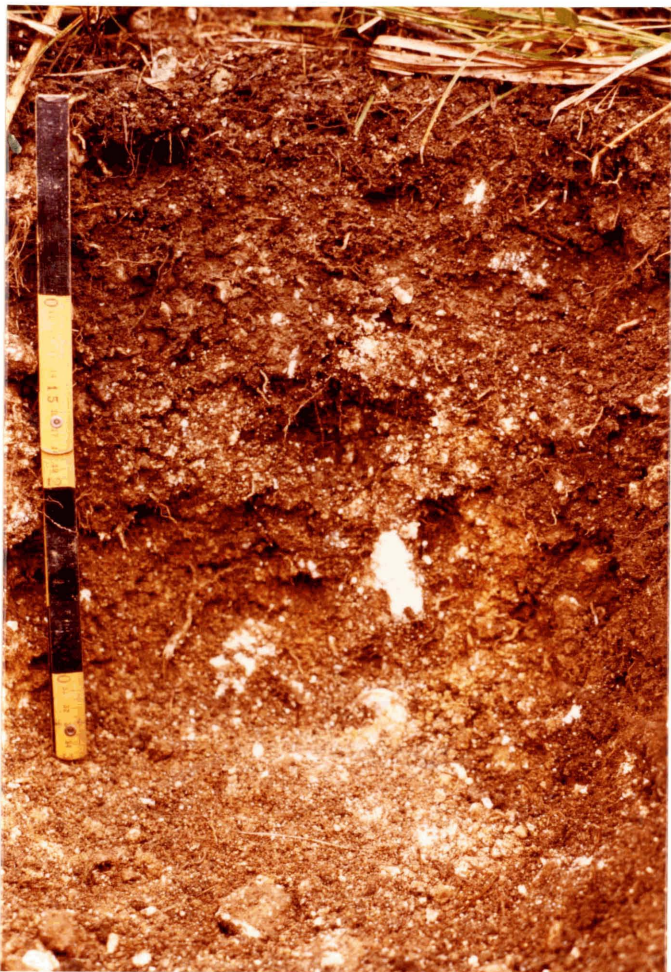
3. 断面記号 M-3
(Profile M-3)

平良面上の土層の厚い土壌
Deep soil on the Hirara-surface



4. 断面記号 M-4
(Profile M-4)

野原面上の土層の厚い土壌
Deep soil on the Nohara-surface



5. 断面記号 M-5
(Profile M-5)

野原面のリッジ状の地形
(断層崖)上の土壌

Soil on the Nohara-surface,
the ridge-crest on a fault scarp

備考：地表にサンゴ石灰岩の礫点在125cm+。

5. 野原面のリッジ状の地形(断層崖)上の土壤

断面記号：M-5

位置：宮古郡上野村野原野原岳

標高：95m

植生：アダン，リュウキュウマツ，トペラ，ススキ，ノイバラ，タマシダ

母岩：サンゴ石灰岩

地形：尾根に近い緩斜面

調査年月日：昭和55年12月2日

(土壤断面記載)

L 層：0~+1cm，ススキ，タマシダの枯葉

A₁ 層：0~5cm，黒褐色(10YR2/3)，腐植富む，中根細根ふくむ，HC，サンゴ石灰岩の半風化中礫富む，小歪角塊状ないし小粒状構造発達中度，ち密度10，粘着性中，可塑性強，やや湿，層界平坦判然

A₂ 層：5~17cm，黒褐色(10YR3/2)，腐植富む，細根ふくむ，HC，サンゴ石灰岩の半風化中礫すこぶる富む，小歪角塊状構造発達中度，ち密度18，粘着性中，可塑性強，やや湿，層界平坦漸変

BC 層：17~35cm，褐色(7.5YR4/6)，腐植あり，中根ふくむおよび細根あり，LiC，サンゴ石灰岩の大中礫すこぶる富む，小粒状構造発達弱度，ち密度22，粘着性中，可塑性強，やや湿，層界平坦漸変

C 層：35cm+，サンゴ石灰岩

第4節 一般理化学性

分析項目および分析方法は第3章の場合と同じである。そしてこれら分析結果の中で，礫含量，pH(H₂O)，pH(KCl)，Y₁，交換性A₁，無機態炭素量を示

したのがTable 7-2であり、CEC、交換性塩基、塩基飽和度を示したのがTable 7-3である。またFig.7-2, 7-3, 7-4はそれぞれpH(H₂O), pH(KCl), CECの断面内の変化を、土層の薄い土壌と土層の厚い土壌ごとに上下にまとめて示したものである。

pH(H₂O) : Fig.7-2によれば土層の薄い土壌は、すべてpHが7以上であるのに対して、土層の厚い土壌ではM-3(飛行場南土壌)のB₃層を除き6以下と低くなっている。また土層の薄い土壌、厚い土壌の系列とも、M-5を除き、M-1→M-2, M-3→M-4と古い地形面にある土壌の方がpHが低下している。

pH(KCl) : Fig.7-3の値はpH(H₂O)に比べて低い値を示すが、全体的な傾向はよく似ている。ただしM-3(飛行場南土壌)のB層のpH(KCl)はpH(H₂O)とほぼ等しい値を示している。

交換酸度(Y₁), 交換性Al : Table7-2によれば酸性を示すM-3(飛行場南土壌), M-4(野原土壌)ではY₁が0.1~2.8であるが、他の土壌は浸出液がアルカリ性のため測定不可能であった。また交換性AlもM-3, M-4で0.1~0.5meとわずかに存在するが他の土壌では測定不可能であった。

無機態炭素含量 : Table 7-2に示したようにM-1(入江橋土壌), M-5(野原岳土壌)でそれぞれ1.7~2.3, 2.8~4.6%と高く、M-2(宮国土壌)のA層で0.1%とわずかに含まれるが、他の土壌には存在しない。

CEC : Fig.7-4によればM-5(野原岳土壌), M-2(宮国土壌)は、表層で高い値(45.5, 33.9me)であり下層になるにつれて減少するが、他の土壌は深さに関係なくほぼ一定である。このCECの断面内の変化の違いは土壌中の有機物含量の差によるものと考えられる。すなわち現地調査の結果から、M-2, M-5は未耕地であり植生がよく発達しておりA層は腐植に富んでいるが、他の土壌は耕地であり腐植はあまり含まれていないためと判断されたことと対応している。

交換性塩基, 塩基飽和度 : Table7-3によれば、石垣島の場合と同様に、交換性

Table 7-2 Gravel content, pH, YI and Exch.Al of shallow soils in Miyako-island

Horizon	Depth (cm)	Gravel (%)	pH		YI	Exch.Al* ¹ (me/100g)	Inorganic-C* ¹ (%)
			H ₂ O	KCl			
M-1 Iriebashi							
Ap	0- 20	22.9	8.7	7.6	0.0	0.0	2.3
BC	20- 50	16.9	8.7	7.9	0.0	0.0	1.7
M-2 Miyagumi							
A ₁₁	0- 6	7.0	8.3	7.7	0.0	0.0	0.1
A ₁₂	6- 20	9.2	8.0	7.3	0.0	0.0	0.1
B ₂	20- 50	1.1	7.7	7.3	0.0	0.0	0.0
M-5 Noharadake							
A ₁	0- 5	30.4	8.1	7.5	0.0	0.0	2.8
A ₂	5- 17	49.5	8.3	7.6	0.0	0.0	2.9
BC	17- 35	43.2	8.3	7.7	0.0	0.0	4.6
M-3 Hikouzyominami							
Ap ₁	0- 15	1.3	5.6	4.8	0.6	0.1	0.0
Ap ₂	15- 30	1.5	5.5	4.7	0.7	0.1	0.0
B ₂₁	30- 55	0.4	6.0	6.0	0.2	trace	0.0
B ₂₂	55-110	0.3	6.0	6.0	0.1	0.0	0.0
B ₃	110-140	15.2	8.1	7.7	0.0	0.0	1.2
M-4 Nohara							
Ap ₁	0- 20	2.2	5.2	4.4	2.8	0.5	0.0
Ap ₂	20- 35	1.8	5.4	4.4	2.0	0.3	0.0
B ₂₁	35- 60	0.6	5.5	4.4	1.7	0.3	0.0
B ₂₂	60- 95	0.4	5.8	4.6	0.9	0.1	0.0

*¹; oven dry basis

Table 7-3 CEC, 1N-NH₄OAc soluble cations and degree of base saturation of soils in Miyako-island

Horizon	Depth (cm)	CEC* ¹ (me/100g)	1N-NH ₄ OAc soluble cations* ¹					Degree of* ² base satur.
			Ca	Mg	K (me/100g)	Na	total	
M-1 Iriebashi								
Ap	0- 20	13.5	36.40	3.32	0.68	0.82	41.22	305.3
BC	10- 20	14.3	65.45	4.36	0.93	0.53	71.27	498.4
M-2 Miyaguni								
A ₁₁	0- 6	45.5	50.71	4.40	1.05	1.33	56.95	126.4
A ₁₂	6- 20	33.6	33.41	4.70	0.46	1.43	40.00	119.0
BC	20- 50	20.6	22.01	3.78	0.30	1.48	27.57	133.8
M-5 Noharadake								
A ₁	0- 5	33.9	54.30	2.56	0.54	0.37	57.77	170.4
A ₂	5- 17	28.5	55.14	1.57	0.37	0.40	57.48	201.7
BC	17- 35	14.8	35.28	0.70	0.20	0.21	36.39	245.9
M-3 Hikouzyominami								
Ap ₁	0- 15	12.4	5.54	1.72	0.68	0.35	8.23	66.9
Ap ₂	15- 30	11.6	5.41	1.23	0.22	0.24	7.10	61.2
B ₂₁	30- 55	9.5	5.99	1.66	0.22	0.23	8.10	85.3
B ₂₂	55-110	9.3	5.92	2.01	0.17	0.41	8.51	91.5
B ₃	110-140	11.9	15.68	1.54	0.21	0.32	17.75	149.2
M-4 Nohara								
Ap ₁	0- 20	11.9	3.93	1.41	0.60	0.37	6.31	53.0
Ap ₂	20- 35	11.3	4.20	1.40	0.38	0.35	6.33	56.0
B ₂₁	35- 60	11.5	4.00	1.71	0.16	0.34	6.21	55.7
B ₂₂	60- 95	14.9	5.21	3.82	0.41	0.38	9.82	65.9

*¹; dry basis, *²; (1N-NH₄OAc soluble cations) ÷ CEC

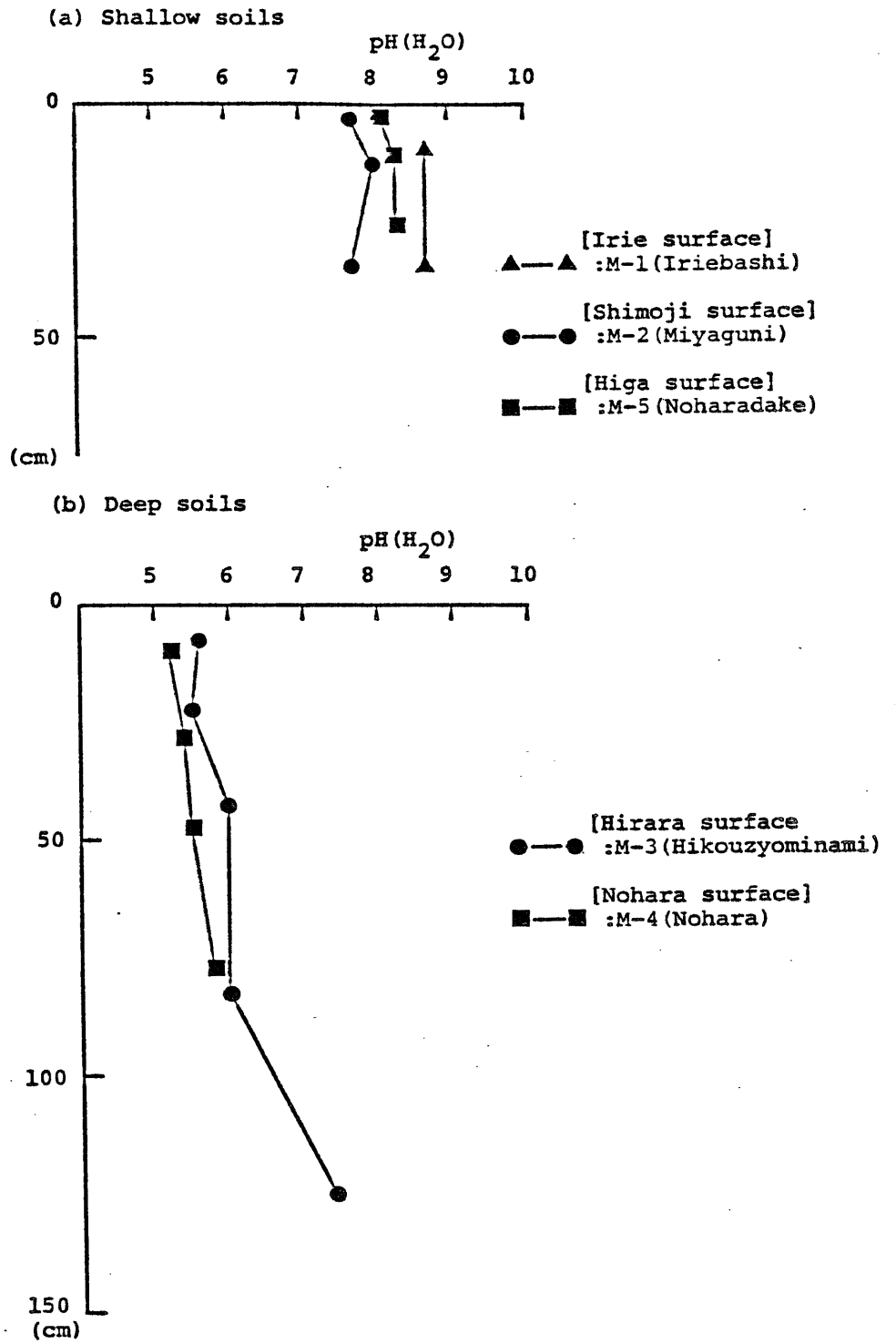


Fig. 7-2 PH(H₂O) values with depth in Miyako-island soils

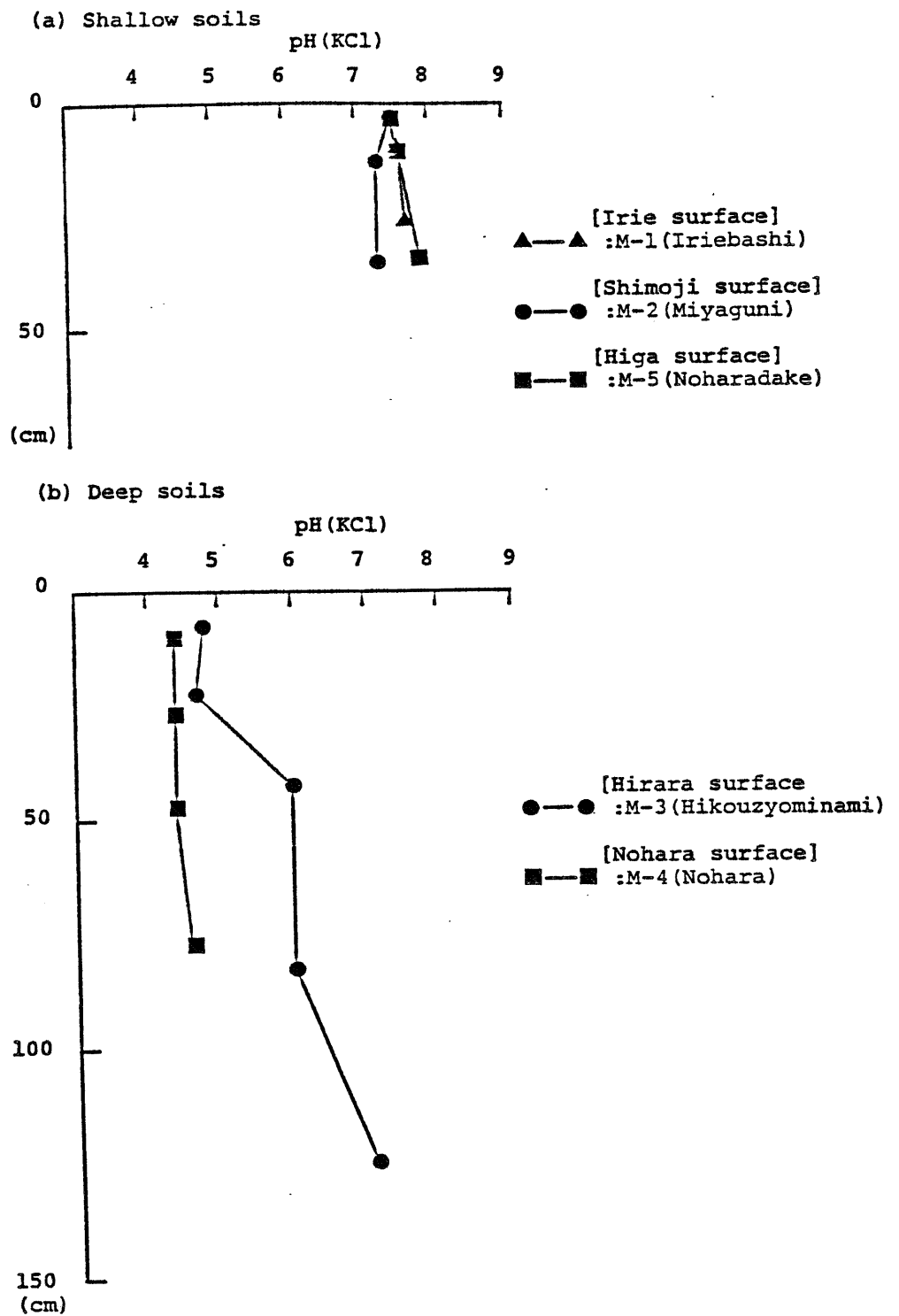


Fig. 7-3 PH(KCl) values with depth in Miyako-island soils

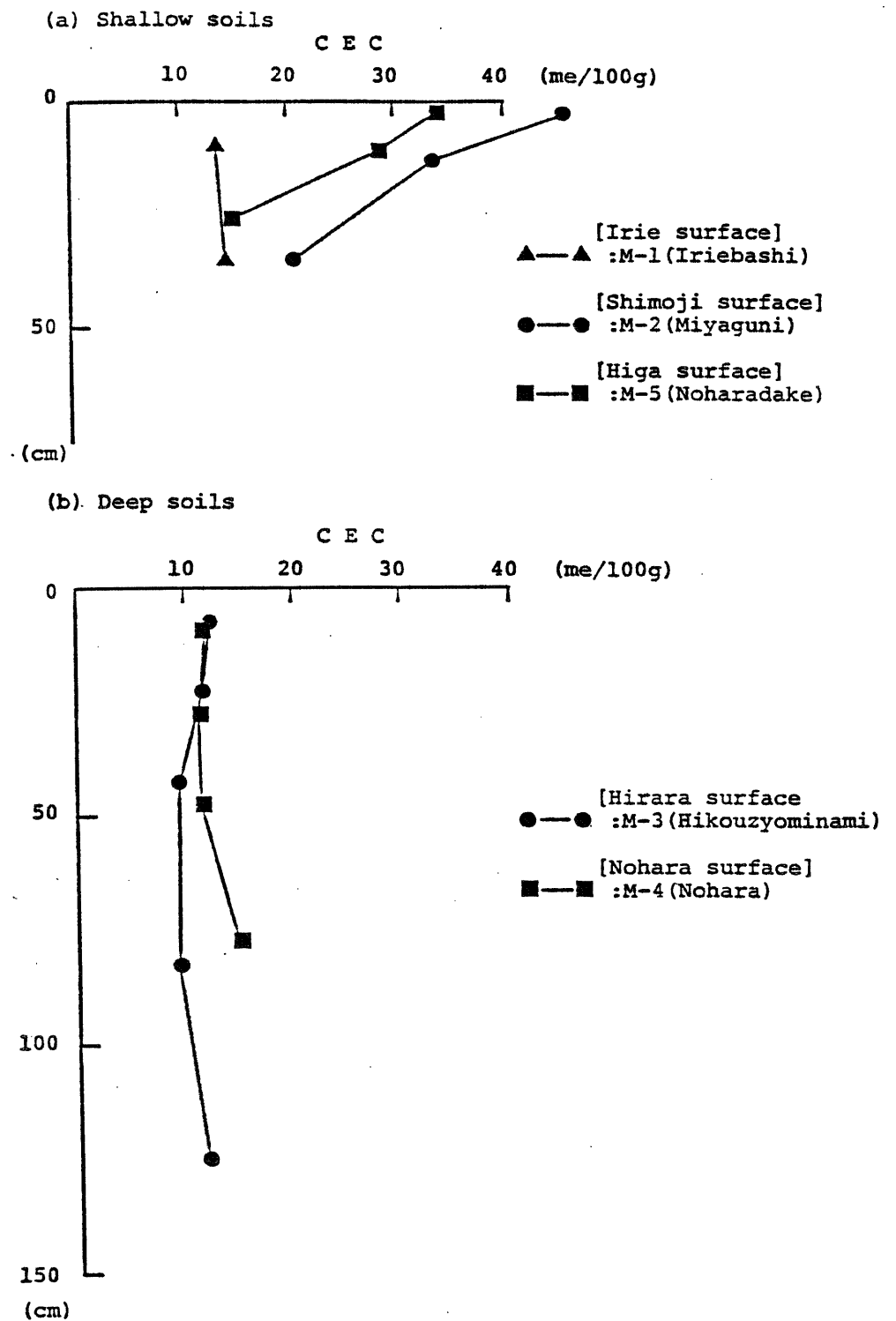


Fig. 7-4 CEC values with depth in Miyako-island soils

塩基の主体はCaであり次にMgが多くなっている。その他の塩基ではNaがM-2(宮国土壤)で多い特徴がある。塩基飽和度は第3章で述べたようにpHと関係が深く、酸性になるにつれて低下する。

第5節 石垣島の土壌との比較

1. 宮古島の土壌の生成年代

石垣島の離水サンゴ礁段丘を形成する大浜層の年代は、第3章で述べたように白尾³⁷⁾らによれば更新世上部に相当すると考えられ、また木庭²⁷⁾は $\delta^{18}O$ の年代測定の結果、130,000y.B.P.以降つまり最終間氷期以降であることを明らかにしている。これに対して宮古島を形成する石灰岩は、前述の矢崎⁵⁶⁾によれば野原面以下の段丘面が石垣島の中位段丘面以下に相当すると考えられる。また沖縄第四紀調査団²⁶⁾は、宮古島の平良面以上の段丘面を形成する石灰岩を更新世前期のものと考え、沖縄本島南部の石灰岩台地に対応するとみている。

この沖縄第四紀調査団の考えにしたがえば、宮古島の平良面以上の離水サンゴ礁段丘上に発達する土壌は石垣島の離水サンゴ礁段丘上の土壌よりも古いと考えられる。そこで両島の一般理化学性を比較すると、Fig7-2に示した宮古島の土層の厚い土壌のpH(H₂O)はM-3(飛行場南土壌)のB₃層を除き6以下であるのに対して、石垣島ではFig.3-3に示したように礫層上のNo.10を除けばおよそ6以上と弱酸性からアルカリ性を示している。すなわち宮古島の土壌の方が石垣島よりも酸性化が進んでおり、土壌生成の期間が長いことを示しているものと考えられる。しかし土層の薄い土壌では、Fig7-2の宮古島のpH(H₂O)の方がFig.3-3の石垣島よりも高くなっている。この宮古島の土層の薄い土壌のpH(H₂O)が高い原因はこの章の第1節で述べた地形の傾動化の影響ではないかと考えられる。

次に、土壌中の全鉄量を比較することによって、両島の土壌の生成年代の差異について検討した。全鉄量の分析は第4章で分析した土壌以外は、両島のすべて

の土壌について行った。ただし分析方法は第4章の場合と同じである。Table 7-4は全鉄量の分析結果を示しており、Fig.7-4は第4章で分析した土壌も加えて両島の土壌中の全鉄量の深さによる変化を示している。この図に示すように、薄い土壌の系列では宮古島の下地面上にあるM-1(入江橋土壌)が石垣島の中位段丘面上のテラフスカ様土(Is-2, Is-4)に対応し、平良面上のM-2(宮国土壌)は高位段丘相当面の石灰岩台地上のテラロッサ様土(S_m)よりもやや高い値となっている。また土層の厚い土壌の系列では、石垣島の土壌中の全鉄量が10%以下であるのに対して、宮古島の土壌は8~14%とやや高い値を示している。以上のように宮古島の土壌の全鉄量は石垣島にくらべて高い傾向にあり、このことは宮古島の土壌の方が土壌生成の期間が長いことを示しているものと考えられる。

以上のべた一般理化学性と全鉄量から両島の土壌を比較した結果は、沖縄第四紀調査団の考えを支持するものと考えられる。

2. 宮古島の土壌生成過程

石垣島にはかつてのラグーン上に位置するほとんどの土壌に多量の非石灰質細礫が存在していたが、宮古島の土壌調査では非石灰質の礫はまったく観察されなかった。このことは離水サンゴ礁の背後に非石灰質の山岳を持つ石垣島と、これらの山岳を持たない宮古島との土壌生成環境の違いにあるとみられる。この違いが、両島の土壌生成過程に影響を及ぼしていることも考えられる。しかし前節で述べたように、宮古島の土壌の場合も、地形面に対応してカルシウムの溶脱にともなう理化学的性質の変化を示すことから、土壌の生成過程は石垣島と基本的には同じであると考えられるが、今後、非石灰質の山岳を持たない離水サンゴ礁のみからなる島における土壌の生成過程について、さらに詳細な研究を行って検討する必要があると考えられる。

3. 野原岳土壌の特性

この土壌は腐植の集積したA層とサンゴ石灰岩のC層とからなり、A層中に遊

Table 7-4 Total Fe₂O₃ of soils in Ishigaki- and Miyako-islands

a) Ishigaki-island			b) Miyako-island		
Horizon	Depth (cm)	Total Fe ₂ O ₃ * ¹ (%)	Horizon	Depth (cm)	Total Fe ₂ O ₃ * ¹ (%)
No.9 Miyarasho			M-1 Iriebashi		
A ₁₁	0- 10	6.47	Ap	0- 20	6.89
A ₁₂	10- 26	6.80	BC	20- 50	8.56
B ₁	26- 35	8.84	M-2 Miyaguni		
B ₂₁	35- 67	9.39	A ₁₁	0- 6	11.79
B ₂₂	67-100	10.00	A ₁₂	6- 20	12.03
C ₁	100-130+	10.01	B ₂	20- 50	13.50
Is-3 Nekkenminami			M-5 Noharadake		
A ₁	0- 10	4.03	A ₁	0- 5	4.88
B ₁	10- 32	6.76	A ₃	5- 17	5.58
B ₂	32- 75	7.57	BC	17- 35	4.01
B ₃	75-120	7.06	M-3 Hikouzyominami		
C	120-140+	6.32	Ap ₁	0- 15	11.79
No.10 Nekkenhozyo			Ap ₂	15- 30	12.03
Ap ₁	0- 18	2.27	B ₂₁	30- 55	13.50
Ap ₂	18- 30	2.30	B ₂₂	55-110	13.39
B ₁	30- 56	3.79	B ₃	110-140	12.57
B ₂	56- 80	5.10	M-4 Nohara		
No.3 Shiraho			Ap ₁	0- 20	9.77
A ₁₁	0- 15	6.32	Ap ₂	20- 35	9.83
A ₁₂	15- 28	6.61	B ₂₁	35- 60	8.40
B	28- 45	8.72	B ₂₂	60- 95	8.74
II B ₂₁	45- 70	8.01			
II B ₂₂ mn	70- 95	8.12			
II B ₂₃ mnir	95-123	7.47			
II C ₁	123-150+	10.47			

*¹; oven dry basis

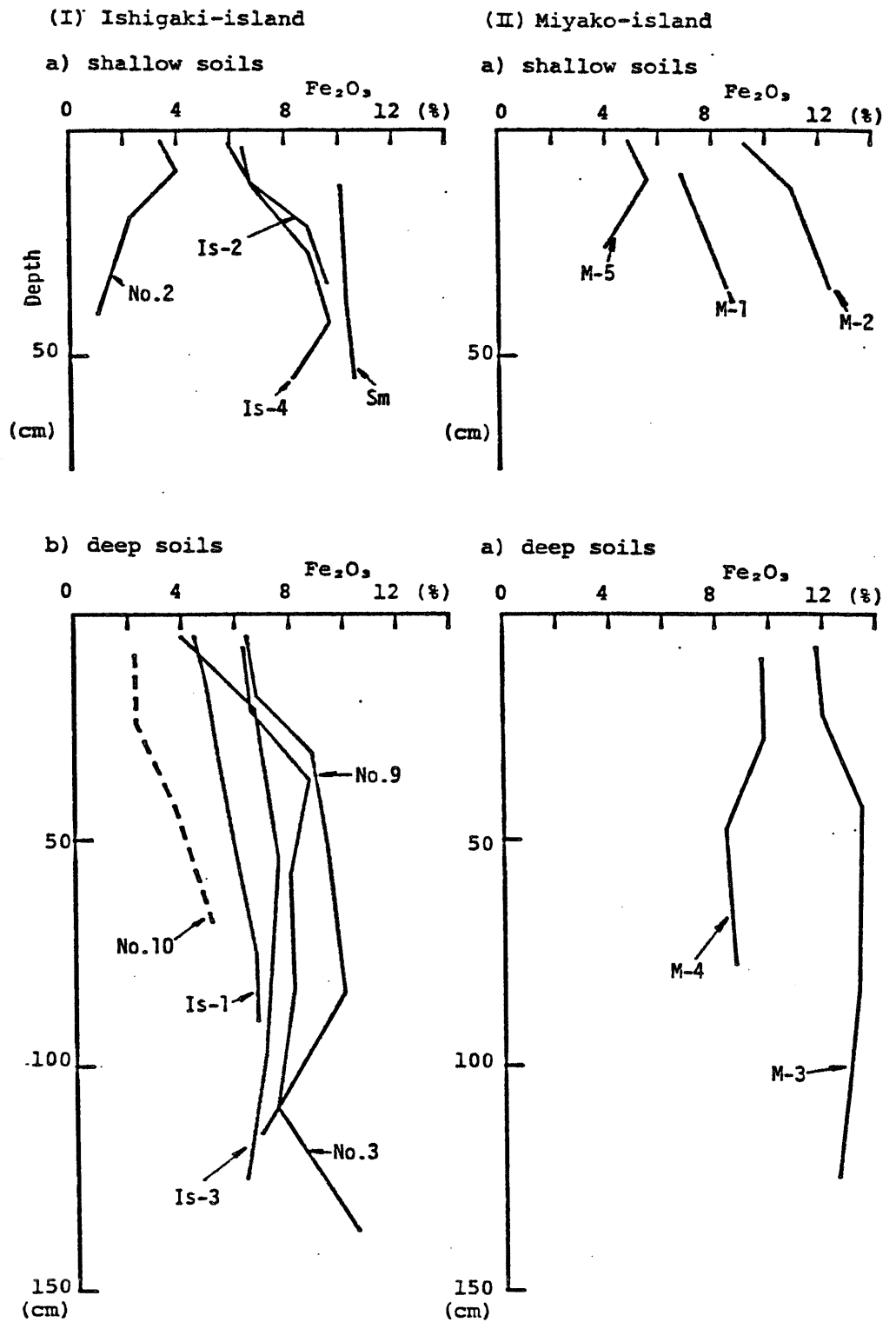


Fig. 7-5 Total Fe₂O₃ with depth in soils derived from Ryukyu limestone

離の炭酸塩が存在していて反応がアルカリ性を示すなど、石垣島のレンジナ様土に形態、理化学的性質ともに類似している。しかしレンジナ様土が低位段丘面上に発達しているのに対して、この土壌は宮古島でもかなり古い野原面の断層崖上に位置していること、現地の調査においてレンジナ様土にくらべて粘土質であり土壌構造もよく発達していることが観察されたこと、それにFig.7-5に示した全鉄含量もレンジナ様土よりやや高い傾向がみられたことなどから、石垣島のレンジナ様土とは生成過程に違いがあるものと思われる。この土壌の分類上の位置づけについては今後検討する必要があると考えられる。

第6節 要約

宮古島の離水サンゴ礁上に発達する土壌の調査ならびに一般理化学性の分析を行い、石垣島の場合と比較検討した結果を以下に要約する。

1. 野原岳土壌を除く段丘面のリッジ状地形部の土層の薄い土壌、中央部の土層の厚い土壌とも、古い面にあるものの方がカルシウムの溶脱が進行しており、pHや塩基飽和度は低下している。このことから宮古島の土壌の生成過程も、これまでに述べてきた石垣島の離水サンゴ礁上の土壌と基本的には同じであると考えられる。

2. 宮古島の平良面以上に発達する土壌はpHが低いことや全鉄含量が高いことから、石垣島の離水サンゴ礁上の土壌に比べて土壌生成の年代が古いと考えられる。

3. 野原岳土壌は、A/C断面をもちA層中に遊離の炭酸塩が存在する点で、石垣島のレンジナ様土に類似している。しかし、この土壌はレンジナ様土よりも古い地形面にあり、現地の観察では粘土質であり構造も良く発達している点では異なっており、また全鉄含量も高いことから、生成過程に差異があるものと考えられる。

第8章 離水サンゴ礁上の土壌の生成と分類上の位置づけ

第1節 成因的特徴

離水サンゴ礁上の土壌は、カルシウムに富む母材の影響を強くうけながら、湿润亜熱帯気候条件下で生成発達する成帯内性土壌である。この土壌は離水年代の異なるサンゴ礁段丘上に段階的に発達しており、またサンゴ礁地形を反映してかつてのリーフ近くの土壌は薄くラグーン部分には厚い土壌が生成している。本研究では、このうちのリーフの近くに発達する土壌について詳細な検討を行ったが、後で述べるようにラグーン部分の土壌もカルシウムを主体とした母材から発達しており基本的には同様の発達過程をたどると考えられる。

1. カルシウムの溶脱と一般理化学性の変化

低位段丘面上のレンジナ様土には遊離の炭酸カルシウムの存在により反応はアルカリ性を示し、陽イオン交換複合体は十分に飽和しているが、中位段丘下位面上のテラフスカ様土では遊離の炭酸カルシウムは溶脱してなくなり、反応も中性となるが交換複合体はなお塩基で満たされている。そして中位段丘上位面上の斑紋のあるテラフスカ様土ではさらに溶脱が進み、B層で塩基未飽和となるがほぼ中性を示す。そして高位段丘相当面の石灰岩台地上のテラロッサ様土になるとカルシウムの溶脱はさらに進行して、A層は強酸性を示す。

2. マンガンの富化と斑紋・結核の形成

離水サンゴ礁上の土壌の全マンガン量が高いことや、しばしば多量のマンガン結核が存在することはよく知られている。本研究においても全マンガン量が高いことが認められ、レンジナ様土、テラフスカ様土、テラロッサ様土と土壌の発達につれて増加を示した。またマンガンの斑紋や結核の観察された層位はそのほとんどがpHが7.0以下であった。このマンガンの富化と斑紋・結核の形成は、土壌のpHの変化によりマンガンの還元のされやすさが変化することにより説明され

る。レンジナ様土のようにアルカリ性の土壌ではかなりの還元状態でもマンガンは還元される事はないが、テラフスカ様土のように土壌がやや酸性になると、弱い還元状態でもマンガンは還元されるため斑紋の形成が始まる。テラロッサ様土のように酸性が強くなると、マンガンの斑紋は結核へと発達していくものと考えられる。しかしこれら土壌のpHは、同地域の他の土壌に比べて比較的高く維持されるために、マンガンは還元を受けにくく溶脱されず相対的に富化していくものと考えられる。またマンガンの斑紋・結核の形成にはこの反応に関与するバクテリアにとって好適な温度・pH条件であることも理由として考えられる。

3. 遊離酸化物の存在状態

離水サンゴ礁上の土壌中の遊離酸化鉄の存在状態は土壌型に関係なくすべて赤色土域に含まれることは、これらの土壌が生成の初期の段階から湿潤亜熱帯の気候条件を反映して遊離酸化鉄の結晶化が進んでいることを示している。また土壌中の全鉄含量はレンジナ様土→テラフスカ様土→テラロッサ様土と土壌生成につれて富化している。また遊離のアルミニウム酸化物も土壌生成の進行につれて増加するが、ジチオナイト可溶の鉄に対するアルミニウムの比の値はテラロッサ様土で低下する。この低下の原因は、ギブサイトの生成およびパーミキュライトの層間へのアルミニウムの固定のためと考えられる。

4. 粘土鉱物組成の変化

低位段丘面のレンジナ様土の主要粘土鉱物はメタハロイサイトおよびイライトであり、これらの粘土鉱物および少量含まれる石英は母材に由来すると考えられる。また中程度のイライトとパーミキュライトとの混層型や、少量のパーミキュライト、A1-パーミキュライトおよびゲ-タイトも存在する。このことは、レンジナ様土ではイライトの層間のKが H_2O 、 H_3O^+ 、 Mg^{2+} で交換されつつあることを示す。そしてイライト層間のKがさらに交換されてイライトは減少する。テラロッサ様土になるとイライトの大部分はパーミキュライトに変化するが、遊

離のアルミニウムの増加によってパーミキュライトの層間にはアルミニウムが固定され、A1-パーミキュライトになると同時にギブサイトも生成する。以上の粘土鉱物組成の変化をJacksonの風化系列⁴⁹⁾に対応させると、レンジナ様土では7 I1に、テラフスカ様土は8 Vrに、テラロッサ様土は9 Ig-11Gbの段階に相当する。

ヨーロッパ地域のレンジナ、テラフスカ、テラロッサの粘土鉱物と比較すると、レンジナ様土にモンモリロナイトが存在しないこと、水酸化アルミニウムの層間への固定が進行しており、特にテラロッサ様土ではギブサイトの生成がみられる点で異なる。この違いは湿潤亜熱帯気候条件下の方が土壌生成にともなう粘土鉱物の変化が激しいためと考えられる。

5. 腐植形態の変化

離水サンゴ礁上の土壌中の腐植の形態はカルシウムの溶脱にともなう土壌反応の変化と深く関係している。すなわち、低位段丘面上のレンジナ様土では遊離の炭酸カルシウムの存在下で腐植が集積していき、カルシウムと結合した腐植が多く存在する。しかし腐植酸の腐植化度は低く主体はRp型である。次に中位段丘下位面上のテラフスカ様土では腐植はさらに集積していくが、遊離の炭酸カルシウムは溶脱してなくなりカルシウムと結合した腐植酸の割合は減少する。しかし腐植酸量の増大とともに腐植酸の腐植化度は高まりB型になる。中位段丘上位面上の斑紋のあるテラフスカ様土では腐植はやや分解を始め減少するが、腐植酸量およびその腐植化度はさらに高まりA型に近いB型になる。高位段丘相当面の石灰岩台地上のテラロッサ様土になり土壌の酸性が強まると、カルシウムと結合した腐植酸はほとんどなくなり、腐植も急激に減少する。それとともに腐植酸量が減少し、その腐植化度も低下するがなおB型にとどまる。

6. 粘土の機械的移動

レンジナ様土以外の土壌のB層に粘土皮膜が観察されたこと、テラフスカ様土、

斑紋のあるテラフスカ様土では下層で粘土含量が増加しており遊離酸化物と粘土含量に平行関係が認められたことから、レンジナ様土以外の土壌では粘土の機械的移動が生じているものと推定される。

7. 土層の厚い土壌の特徴

離水サンゴ礁のかつてのラグーン上に発達している土壌はリーフ上の土壌がほぼ純粋なサンゴ石灰岩を母材としているのに対して、サンゴ礁に堆積した物質を母材としている。このためラグーン上に発達している土壌は、石垣島で代表される非石灰質の山岳を背後に有する島と、宮古島に代表されるそれらをもたない島では多少性質が異なると考えられる。実際、石垣島では土壌断面内に非石灰質の細礫が含まれる場合が多かったが、宮古島の土壌では非石灰質の礫は観察されなかったことや、またこの母材となっているラグーン内の堆積物の性質の相違のために、宮古島の土壌のpHは石垣島のそれにくらべて高い傾向にあることなどに違いが見られる。しかし両島とも、サンゴ礁内の堆積物は有孔虫の死骸などからなる石灰質の砂を主体としており、また土壌は地形面に対応した一般理化学性の変化を示すことから、ラグーン上の土壌の場合も前記1～6のリーフ上の土壌と同じ発達過程をたどるものと考えられる。

第2節 分類上の位置づけ

琉球列島の離水サンゴ礁上の土壌はその発達段階により、ヨーロッパの湿潤温帯地域に分布するレンジナ、テラフスカ、テラロッサとよく似た断面形態を示し、化学的性質も類似している。しかし土壌中の遊離酸化鉄は土壌生成の初期から赤色土の遊離鉄と同じ状態にあるので、これらの土壌型をレンジナ様土、テラフスカ様土、テラロッサ様土とした。ただしテラロッサ様土の名称は嶋下らが提案したものである。これらの土壌は遊離鉄以外にも以下の諸点で湿潤温帯地域のレンジナ、テラフスカ、テラロッサと異なっている。

1. レンジナ様土の粘土鉱物の主体はイライト、メタハロイサイトであり、モンモリロナイトは含まれていない。

2. テラフスカ様土、テラロッサ様土のマンガン含量は高く、前者の土壤生成が進行した斑紋のあるテラフスカ様土は下層に多量のマンガン斑を有し、後者ではマンガン結核が存在する場合が多い。またこのマンガン含量の高いことがテラフスカ様土やテラロッサ様土のB層が暗色になる理由のひとつとして考えられる。

3. テラフスカ様土やテラロッサ様土では粘土の機械的移動がおきていると推定される。

4. テラフスカ様土やテラロッサ様土ではヒドロキシアルミニウムの活動が活発であり、このためにAl-パーミキュライトが生成される。特にテラロッサ様土ではAl-パーミキュライトはメタハロイサイトとともに優勢であり、ギブサイトも生成している。

このように離水サンゴ礁上の土壤は湿潤亜熱帯気候条件下の成帯内性土壤であり、今後さらに土壤生成が進行し、塩基やマンガンの溶脱が進めば、成帯性土壤である赤黄色土になると考えられる。

なお、これらの土壤はUSDAのSoil Taxonomy⁵⁷⁾では、Typic Rendolls (レンジナ様土)、Mollic Hapludalfs(テラフスカ様土)、Aquollic Hapludalfs(斑紋のあるテラフスカ様土)、Mollic Hapludalfs(テラロッサ様土)に相当すると考えられる。ただし、テラフスカ様土、斑紋のあるテラフスカ様土、テラロッサ様土はさらに微細形態を観察することによって、これら土壤中の粘土皮膜が粘土の機械的移動の結果生成されたものであることを確認しなければならない。微細形態の観察から粘土の機械的移動が確認されない場合は、これらの土壤はInceptisolsに分類されることになる。

第3節 結論

離水サンゴ礁上に発達する土壌をその形態的特徴から、低位段丘面上の土壌をレンジナ様土、中位段丘下位面上の中位段丘面上の土壌をテラフスカ様土と命名し、高位段丘相当面の石灰岩台地上に分布する土壌は鴨下らに従いテラロッサ様土と呼ぶことにした。また中位段丘上位面上のテラフスカ様土は下層に斑紋が多量に存在するので、その亜型として区分し斑紋のあるテラフスカ様土と命名した。すなわち離水サンゴ礁上の土壌は、レンジナ様土、テラフスカ様土、斑紋のあるテラフスカ様土、テラロッサ様土と段階的に発達し、それぞれ以下のような諸性質を持つことが明らかとなった。

1. レンジナ様土

腐植の集積した黒色のA層と石灰質の海砂やサンゴ破片を主体とした白色のC層からなるA/C断面をもつ土壌である。断面内全層にわたり遊離の炭酸塩が存在し、アルカリ性を示し陽イオン交換複合体は十分に飽和している。このように断面形態、一般理化学性は、湿潤温帯地域のレンジナによく似ているが、土壌中の遊離酸化鉄の存在状態は赤色土のそれと同じであり湿潤亜熱帯気候条件を反映している。また粘土鉱物組成はイライト、メタハロイサイトを主体とし、A1-パーミキュライト、パーミキュライト、イライトとパーミキュライトの混層型、ゲータイト、石英を附随しているが、ヨーロッパのレンジナにみいだされるモンモリロナイトは含まれていない。そしてA層の腐植は炭素含量で1.2-3.4%であるが、腐植酸はRp型を示し腐植化度は低い。

2. テラフスカ様土

この土壌では遊離の炭酸塩は溶脱してなくなるが、なお交換複合体は飽和しており中性の反応を示す。また断面内には褐色のB層が生成しており、ヨーロッパに分布するテラフスカに似ているが、レンジナ様土の場合と同様に遊離酸化鉄の存在状態は赤色土のそれと同じである。この土壌の粘土鉱物の種類はレンジナ様

土と同じであるが、イライトが減少し混層型やA1-パーミキュライトが増加する。A層の腐植はレンジナ様土にくらべてやや増加し炭素含量で4.2-1.9%であり、腐植酸はB型となり腐植化度は高くなる。またこの土壌では粘土の機械的移動が始まる。

3. 斑紋のあるテラフスカ様土

この土壌では、カルシウムの溶脱にともない塩基未飽和となり弱酸性を示し、下層にマンガン斑が多量に形成される。粘土鉱物組成はテラフスカ様土とほとんど変わらない。A層の腐植はテラフスカ様土にくらべて1.4-4.4%とやや減少するが、腐植酸はA型に近いB型を示し腐植化度はさらに高くなる。

4. テラロッサ様土

この土壌になると、カルシウムがさらに溶脱されてA層の酸性は強くなり、マンガンの結核が生成する。また粘土鉱物ではイライトや混層型が減少してA1-パーミキュライトがメタハロイサイトとともに優勢となり、ギブサイトも生成する。A層の腐植は1.5%と減少し、腐植酸の腐植化度は低下するがなおB型にとどまる。

以上のような諸土壌を世界的土壌分類体系上に位置づければ、まず琉球列島の離水サンゴ礁段丘上に発達する土壌は、いずれも石灰質の母材の影響を強くうけており、同地域に分布する他の土壌とは理化学的性質が異なっているため、成帯内性土壌として位置づけられる。しかし土壌中の遊離酸化鉄の存在状態は湿潤亜熱帯の気候を反映して赤色土のそれと同じである点で、暖温帯、冷温帯の石灰岩母材の土壌とは区別される。そこで離水サンゴ礁上の土壌を、発達段階に対応してレンジナ様土、テラフスカ様土、斑紋のあるテラフスカ様土、テラロッサ様土に細分した。

これらの土壌はUSDAのSoil Taxonomyでは、Typic Rendolls(レンジナ様土)、Mollic Hapludalfs(テラフスカ様土)、Aquollic Hapludalfs(斑紋

のあるテラフスカ様土), Mollic Hapludalfs(テラロッサ様土)に相当すると考
えられる。

第9章 要約

琉球列島は九州と台湾の間に位置し、湿潤亜熱帯気候に属する地域である。同地域の那覇、石垣は、年平均気温で湿潤暖温帯の東京、浜松に比べて約7℃高く月別平均気温の年較差は約半分と小さく、年降水量は2000mmを越している。この琉球列島の島嶼には、現代でもサンゴ礁が発達するのみならず、島の周囲には離水したかつてのサンゴ礁からなる台地が段丘状に発達している。これらの離水サンゴ礁段丘は、サンゴ礁の微地形をとどめており、またその生成年代については段丘を形成する琉球石灰岩の時代認定から離水サンゴ礁は古くとも更新世前期以降の堆積物であることが認められている。そしてこれらの離水サンゴ礁上の土壌は古くから沖縄地方の方言で「島尻マーヅ」とよばれ、サトウキビ栽培にとって重要な土壌となっている。

この「島尻マーヅ」に対して戦前から多くの研究がなされてきたが、その生成過程に関する研究は極めて少ないために、生成分類学的には多くの名称が提案され混乱をきたしている。一方近年、地質学や地形学の研究分野で琉球列島の離水サンゴ礁段丘の生成年代が、かなり解明されてきている。そこで本研究ではこれら離水年代の異なるサンゴ礁段丘上に生成発達している「島尻マーヅ」を地形系列ならびに時間系列的に研究し、その生成発達過程を解明し、さらに世界的な土壌分類体系の中に正しく位置づけることを目的とした。

1. 石垣島の土壌とその一般理化学性

石垣島は琉球列島の南西端部に位置し、島の南部には琉球列島の中でも典型的な離水サンゴ礁段丘が発達している。この離水サンゴ礁段丘上の土壌8地点の調査を行い、さらに沖縄本島南部の高位段丘相当面の石灰岩台地上の土壌を加えて一般理化学性の分析を行った。その結果、土壌は地形面に対応して段階的に発達していることが明らかになった。まず低位段丘面上には遊離の炭酸カルシウムに

富むpHの高いA/C断面をもつ土壤が発達しており、陽イオン交換複合体は十分に飽和している。次に中位段丘下位面上では、炭酸カルシウムは溶脱してなくなりpHは中性となるが、塩基交換複合体はほぼ塩基で満たされた褐色のB層を持つ土壤が生成している。そして中位段丘上位面には塩基の溶脱がさらに進行し交換複合体はやや未飽和となるがpHはほぼ中性の下層に斑紋の多くみられる土壤が生成している。さらに高位段丘相当面の石灰岩台地上には塩基の溶脱がかなり進行し、A層で酸性を示す土壤が生成する。以上の土壤の名称として、低位段丘面上の遊離の炭酸カルシウムに富むA/C断面をもつ土壤をレンジナ様土、中位段丘面上の褐色のB層をもつ土壤をテラフスカ様土と命名し、高位段丘面上の反応が酸性を示す土壤を鴨下らの命名にしたがってテラロッサ様土と呼ぶことにした。なお中位段丘上位面上の下層に斑紋のある土壤をテラフスカ様土の亜型として斑紋のあるテラフスカ様土として区別した。

2. 遊離酸化物の形態

レンジナ様土、テラフスカ様土、斑紋のあるテラフスカ様土、テラロッサ様土の遊離の鉄、アルミニウムおよびマンガン酸化物の定量を行った。その結果、遊離酸化鉄の存在状態は、冷温帯や暖温帯の石灰岩起源の土壤(レンジナ、褐色森林土)とは異なり、赤色土と同様であり、すべての土壤型において赤色土領域に分布していることから、離水サンゴ礁上の土壤は、湿潤亜熱帯気候を反映していることが明らかになった。全鉄含量はレンジナ様土→テラフスカ様土→斑紋のあるテラフスカ様土→テラロッサ様土の順に、土壤生成の進展にともなって増加する傾向が認められた。また酸性シュウ酸塩可溶およびジチオナイト可溶のアルミニウム含量も土壤生成の進展にともなって増加する傾向を示し、両者の間には高い相関が認められた。土壤中の全マンガン量は全般に高い値であり、土壤生成の進展にともなって増加していることが明らかになった。

3. 粘土鉱物組成

供試土壌について粒径分析を行った結果によれば、土壌中の粘土含量はレンジナ様土からテラフスカ様土にかけて著しく増大するとともに、テラフスカ様土の段階から粘土の移動集積が始まることが明らかになった。さらにそれら土壌の粘土部分のX線回折分析や示差熱重量分析を行い、それら土壌の粘土鉱物組成を検討した結果、地形面に対応して粘土鉱物組成が変化することが明らかになった。すなわち、低位段丘面上のレンジナ様土では粘土鉱物の主体はイライトおよびメタハロイサイトであるが、イライトの一部はパーミキュライトやその両者の混層型あるいはA1-パーミキュライトに変化しており、少量の石英やゲ-タイトも存在している。中位段丘下位面上のテラフスカ様土では、イライトはさらに減少して混層型やA1-パーミキュライトが増加していくが、その他の粘土鉱物はゲ-タイトがやや増加する以外はあまり変化しない。中位段丘上位面上の斑紋のあるテラフスカ様土ではイライトの減少がさらに進行してA1-パーミキュライトが増加していく。高位段丘相当面の石灰岩台地上のテラロッサ様土になるとA1-パーミキュライトはさらに多くなりギブサイトも生成してイライトは少量となる。一方、土壌の生成にともなうメタハロイサイトや石英の変化は少ない。また、これら粘土鉱物組成の変化の様相から、レンジナ様土→テラフスカ様土→テラロッサ様土の土壌発達過程に対応して化学的風化はJacksonの風化系列における7 Il→8 Vr→9 Ig-11 Gbの段階に対応していることが明らかになった。

4. 腐植の形態分析

弘法・大羽法および熊田らの方法による腐植の形態分析を行った結果、離水サンゴ礁上の土壌中の腐植形態は地形面に対応して変化を示すことが明らかになった。すなわち、低位段丘面上のレンジナ様土では豊富なカルシウムの存在下で腐植が集積し、カルシウムと結合した腐植が多く存在する。しかし腐植酸の腐植化度は低くR_p型が主体である。次に中位段丘下位面上のテラフスカ様土では腐植の集積はさらに進行するが、カルシウムと結合した腐植酸の割合は減少する。し

しかし腐植酸量の増大とともにその腐植化度は高まりB型を示す。中位段丘上位面上の斑紋のあるテラフスカ様土では腐植は分解を始めやや減少するが、腐植酸量およびカルシウムと結合した腐植酸の割合はテラフスカ様土とあまり変わらない。しかし腐植酸の腐植化度はさらに高まりA型に近いB型となる。そして高位段丘相当面の石灰岩台地上のテラロッサ様土になると腐植含量は明らかに減少し、腐植酸量も減少してその腐植化度も低下を示すがB型にとどまる。さらに土壤生成が進行して赤黄色土に近づくと腐植はさらに減少して、腐植酸の腐植化度も低下していくものと考えられる。以上の湿潤亜熱帯気候条件下の離水サンゴ礁上の土壤の発達過程は、熊田らの報告した湿潤温帯地域の石灰岩由来の土壤の場合とほぼ同じであると考えられる。

5. 宮古島の土壤とその一般理化学性

石垣島とは異なり、全島が離水サンゴ礁からなる宮古島の土壤の調査ならびに一般理化学性の分析を行い、石垣島の場合と比較検討した。その結果、野原岳土壤を除く段丘面のリッジ状地形部の土層の薄い土壤、中央部の土層の厚い土壤とも、古い面にあるものの方がカルシウムの溶脱が進行しており、pHや塩基飽和度は低い値を示すことから、宮古島の土壤も、石垣島の離水サンゴ礁上の土壤とほぼ同じ生成過程をたどるであろうと考えられる。また宮古島の平良面以上に発達する土壤は、pHが低いことや全鉄含量が高いことから、石垣島の離水サンゴ礁上の土壤に比べて土壤生成の年代が古いと考えられる。

6. 世界的土壤分類体系上の位置づけ

琉球列島の離水サンゴ礁段丘上に発達する土壤は石灰質の母材の影響を強くうけており、同地域に分布する他の土壤とは理化学的性質が異なっているため、成帯内性土壤として位置づけられる。しかし土壤中の遊離酸化鉄の存在状態は、湿潤亜熱帯の気候を反映して赤色土のそれと同じである点で、暖温帯、冷温帯の石灰岩母材の土壤とは区別される。

これらの土壌はUSDAのSoil Taxonomyでは、Typic Rendolls(レンジナ様土), Mollic Hapludalfs(テラフスカ様土), Aquollic Hapludalfs(斑紋のあるテラフスカ様土), Mollic Hapludalfs(テラロッサ様土)に相当すると考えられる。

謝辞

本研究を遂行するにあたり、終始一貫御指導、御鞭達をいただいた大羽 裕教授、永塚鎮男助教授に深く感謝いたします。石垣島、宮古島における土壌調査に際して、農林水産省熱帯農業研究センター沖縄支所第三研究室室長、市来秀夫氏（現、東北農試第二部土壌肥料第二研究室室長）、石原 暁技官（現、農業環境技術研究所環境資源部土壌管理科土壌保全研究室）、登野城 昇技官ならびに研究室の方々には、御指導、御援助いただきました。深く感謝いたします。さらに、日々の研究生活において、富川昭男助手、橘芳江技官をはじめ土壌科学実験室の皆様に、有益な助言をいただきました。感謝いたします。

引用文献

- 1) 平野俊：沖縄の土壌型式に就て，土肥誌，12，577-586 (1938)
- 2) 鴨下寛・横井時次・兼松四郎：沖縄県土性調査報告，第1篇，沖縄本島之部，1-23 (1933，琉球政府復刊 1952)
- 3) 川島禄郎：沖縄島の土壌生成型式に就て，第1報，粘土含量・反応・置換性陽イオン，土肥誌，11，143-154 (1937)
- 4) 川島禄郎：沖縄島の土壌生成型式に就て，第2報，膠質粘土の珪礫比等，土肥誌，11，229-239 (1937)
- 5) 川島禄郎・永田正直・陶山源一郎：沖縄島に於けるチャーガル並にマーチ土壌とその母岩に就て，土肥誌，17，451-454 (1943)
- 6) 平野俊：沖縄土壌の全窒素並に炭素率に就て，土肥誌，13，513-516 (1939)
- 7) 藍夢丸：琉球の所謂アルカリ土壌に就て，土肥誌，4，47-53 (1930)
- 8) 竹原秀雄：西南諸島の亜熱帯性森林土壌 (I) -石灰質母材に由来する土壌について-，日林誌，46，384-388 (1964)
- 9) 小林嵩・品川昭夫：南西諸島の土壌に関する研究1．琉球列島の土壌について，鹿児島大学農学部学術報告，16，11-55 (1966)
- 10) 小林嵩・品川昭夫：南西諸島の土壌に関する研究2．奄美大島及び徳之島の土壌の一般理化学的性質について，鹿児島大学農学部学術報告，17，43-72 (1966)
- 11) 小林嵩・品川昭夫・市来征勝：南西諸島の土壌に関する研究3．沖永良部島，与論島および喜界島の土壌の一般理化学的性質について，鹿児島大学農学部学術報告，18，93-132 (1968)
- 12) 小林嵩・品川昭夫・宮内信夫・中野篤浩：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，鹿児島大学農学部学術報告，19，111-119 (1969)
- 13) 黒島忠・小島俊郎：沖縄の森林土壌概説，日林誌，51，227-230 (1969)
- 14) 松坂泰明・音羽道三・山田裕・浜崎忠雄：沖縄本島、久米島の土壌の分類について，農技研報，B 22，304-404 (1971)
- 15) 山田裕・本村悟・松坂泰明・加藤好武：石垣島、宮古島および与那国島の農耕地の土壌調査と分類，農技研報，B 24 265-365 (1973)
- 16) 阿部和雄・福士定雄：沖縄離島の農耕地の土壌調査と分類，農技研報，B 24，367-424 (1973)
- 17) 鎮西忠茂・大屋一弘：沖縄の土壌と農業，土肥誌，44，146-156 (1973)
- 18) 西田豊昭・小島俊郎：沖縄地域における赤色土，黄色土，赤黄色土，表層グライ系赤・黄色土および暗赤色土の遊離酸化物の形態，林試研報，285，29-42 (1976)
- 19) 河田弘・小島俊郎：森林土壌の腐植に関する研究 (第5報) 琉球諸島 (沖縄) における主要な森林土壌の腐植の形態，林試研報，286，83-110 (1976)

- 20) 大城逸郎・野原昌人：琉球列島の表層土壤に含まれるマンガン塊，地質ニュース，260，16-23 (1976)
- 21) 鎮西忠茂・島田隆久：琉球産土壤の微量要素に関する研究 II. 全マンガン含量 I. 沖縄島南部土壤，琉球大学農家政工学部学術報告 11，148-152 (1964)
- 22) 林業試験場土じょう部：林野土壤の分類 (1975)，林試研報，280，1-28 (1976)
- 23) 山田裕：土壤統に基く農耕地土壤の分類，ペドロジスト，22，44-55 (1978)
- 24) 小島俊郎：沖縄の森林土壤—土壤の分類，性質、立地条件，分布および植生，林試研報，309，117-157 (1980)
- 25) Matsui, T., An approximation to establish a unified comprehensive classification system for Japanese soils, Soil Sci. Plant Nutr., 28, 235-255 (1982)
- 26) 沖縄第四紀調査団：沖縄および宮古群島の第四系 —とくに“琉球石灰岩”の層序について—，地球科学，30，145-162 (1976)
- 27) 木庭元晴：琉球層群と海岸段丘，第四紀研究，18，189-208 (1980)
- 28) 東京天文台編纂：理科年表，気1—気79，丸善 (1980)
- 29) 沖縄県農業試験場：地力保全基本調査成績書 (八重山宮古地域) p.3-4 (1977-1978)
- 30) 沖縄第四紀調査団・沖縄地学会：沖縄の自然と生活，沖縄の自然，p.204-216，平凡社 (1975)
- 31) 沼田真：岩瀬徹：亜熱帯林 (1)，図説日本の植生，p.80-83，朝倉書店 (1975)
- 32) 宮脇昭編：日本の亜熱帯の自然植生，日本の植生，p.172-176，学習研究社 (1977)
- 33) 白井祥平：八重山小百科<沖縄の自然9>，新星図書 (1975)
- 34) 河名俊男：琉球列島の後期更新世—完新世の諸問題，第四紀研究，18，181-188 (1980)
- 35) 太田陽子・堀信行：琉球列島の第四紀後期の地殻変動に関する一考察，第四紀研究，18，221-240 (1980)
- 36) 高橋達郎：サンゴ礁の微地形構成，地理，25，34-42 (1980)
- 37) 白尾元晴・土井宣夫・中川久夫：琉球列島の石垣島の地質について，琉球列島の地質学研究1，21-33 (1976)
- 38) 土壤養分分析法委員会編：土壤養分分析法，p.33-44，p.120-147，p.333-350，養賢堂 (1970)
- 39) Nagatsuka, S., Studies on genesis and classification of soils in warm-temperate region of southwest Japan, Pt.3, Soil Sci. Plant Nutr., 18, 147-154 (1972)
- 40) 永塚鎮男：石灰岩に由来する各種土壤型における遊離鉄の存在状態，土肥講演要旨集，26，128 (1980)
- 41) 永塚鎮男：西南日本の黄褐色森林土および赤色土の生成と分類に関する研究，

- 農技研報, B 26, 133-257 (1975)
- 4 2) 本村悟: 水田土壤中の酸化沈積物に関する研究 (第1報), マンガンの酸化沈積について, 土肥誌, 35, 431-437 (1964)
 - 4 3) Van Breemen, N. and B.Brinkman, Chemical equilibria and soil formation, In Soil Chemistry ed. by Bolt, G.H., and Bruggenwent, M.G. M., Elsevier, p.141-170, Scientific Publishing Company, Amsterdam, (1976)
 - 4 4) Jackson, M.L., Soil Chemical Analysis-Advance Course, Published by the author, p.33, Madison (1956)
 - 4 5) Mehra, O.P. and Jackson, M.L., Iron oxides removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate, In Clay and Clay Minerals, 7th conf., p.317-327, Pergamon Press, New York (1960)
 - 4 6) 和田光史: 粘土鉱物の同定および定量法, 土肥誌, 37, 9-17 (1966)
 - 4 7) Rich, C.I. and Obenshain, S.S. Chemical and clay mineral properties of a Red-yellow podzolic soil derived from muscovite schist, Soil Sci.Soc. Am.Proc. 19, 334-339 (1955)
 - 4 8) Tamura, T., Identification of clay minerals from acid soils, J.soil sci., 9, 141-147 (1958)
 - 4 9) Jackson, M.L., Chemical Composition of Soils, In Chemistry of the Soil, ed. by F.E. Bear, 2nd ed., p.71-141, Reinhold Publishing Corporation, New York (1965)
 - 5 0) Khan, D.H., Clay mineral distribution in some Rendzinas, Red-brown soils and Terra rossas on limestones of different geological ages, Soil Sci., 90, 312-319 (1960)
 - 5 1) Van Den Broek, J.M.M. and Van Der Marel, H.W., Fertility and classification of Limburg soils (Netherlands) based on morphological, chemical and clay-mineral characteristics, Neth. J. Agric.Sci., 11, 198-208 (1963)
 - 5 2) 大羽裕: 弘法・大羽法, ペドロジスト, 8, 108-116 (1964)
 - 5 3) 熊田恭一・太田信婦: 腐植の抽出について, 土肥誌, 34, 417-422 (1963)
 - 5 4) 熊田恭一: 豊橋市近郊の石灰岩に由来する土壌における腐植化過程, 土肥誌, 34, 387-393 (1963)
 - 5 5) 熊田恭一・太田信婦: 豊橋市近郊の石灰岩に由来する土壌における腐植化過程 (第2報), 土肥誌, 36, 57-62 (1965)
 - 5 6) 矢崎清貫: 宮古島の各石灰岩の関係およびその形成時期について, 琉球列島の地質学研究 2, 75-80 (1977)
 - 5 7) Soil Survey Staff, Soil Taxonomy, Agricultural Handbook, No.436, SCS, USDA (1975)