

九州の火山灰土壌地帯に  
見られる硬盤層の特性に関する研究

久保寺秀夫

# 目次

page

## 第Ⅰ章. 緒言

第1節. 研究の背景および目的	1
第2節. 研究対象土壌, ならびに本論文における「硬盤層」の定義	6
第3節. 既往の関係研究	9
第4節. 本論文の構成	13

## 第Ⅱ章. 研究方法

第1節. 土壌の硬化強度の評価方法	14
(1). 山中式硬度	14
(2). 一軸圧縮強度	15
(3). 水漬および試薬処理に伴う土塊の崩壊性	18
第2節. 土壌分析方法	18
(1). 一般理化学性	18
(2). 元素組成	19
(3). 鉱物学的特性	19
(4). 微細形態	20

## 第Ⅲ章. 阿蘇火山周辺に分布する「ニガ土」の諸性質

第1節. 本章の目的と検討内容	21
第2節. 基本断面の選定	21
第3節. 土壌断面形態, 層序ならびに年代	24
第4節. 物理性	28
第5節. 化学性	33
第6節. 元素組成	35
第7節. 一次鉱物および母材	37
第8節. 粘土鉱物	40
第9節. 高尾野断面各層と通常の火山灰土壌の諸性質比較	44

## 第IV章. ニガ土各層の硬化特性

第1節. 本章の目的と検討内容	51
第2節. 試料	51
第3節. 土塊の一軸圧縮強度と収縮	52
第4節. 硬化強度評価方法としての, 一軸圧縮試験と山中式硬度計の比較	56
第5節. 風乾-水漬処理による土塊の崩壊	58
第6節. 微細形態	61
第7節. 硬化・収縮・碎易化特性に基づく各試料の区分	65
第8節. 基本断面以外でのニガ土の分布	68

## 第V章. ニガ土の硬化に関与する要因

第1節. 本章の目的と検討内容	75
第2節. 試料	75
第3節. 硬化強度と理化学性の関係	75
第4節. 阿蘇周辺の各地点における下層土のニガ土性と粒径組成	78
第5節. 微細形態と硬化強度の関係	80
第6節. 試薬処理による土塊の崩壊と溶出無機成分	81

## 第VI章. 九州各地の火山灰土壌に見られる硬盤層の諸性質

第1節. 本章の目的と検討内容	88
第2節. 試料および断面形態	88
(1). ニガ土	88
(2). かしの実層	90
(3). バンバン	90
(4). 花牟礼層	91
(5). コラ	92

第3節. 各硬盤層の諸性質	
(1). 物理性	95
(2). 化学性	95
(3). 元素組成	97
(4). 一次鉱物	97
(5). 粘土鉱物	103
(6). 土塊の風乾による硬化と収縮, および水漬による崩壊	105
(7). 非火山灰土壌の硬化特性との比較	110
(8). 微細形態	112
(9). 試薬処理による土塊の破壊と溶出無機成分	116
 第Ⅶ章. 総合考察	
第1節. 硬盤層の特性に基づく類型区分ならびに土壌生成	119
第2節. 硬化機構	122
(1). Soil Taxonomyでの硬化層の硬化機構および硬化特性	122
(2). タイプ1の硬化機構	125
(3). タイプ2の硬化機構	128
第3節. 土壌分類	131
第4節. 土壌管理	134
 第Ⅷ章. 要約	139
 謝辞	145
 引用文献	147
 Summary	162



# 第 I 章. 緒言

## 第 1 節. 研究の背景および目的

九州の中南部には、大山火山帯と霧島火山帯に沿って多くの火山が分布し（小出，1973），阿蘇，雲仙，九重，霧島，桜島などは最近でも活動している。火山の活動は時には火山災害を招くことがあり，1990 年に活動開始した雲仙普賢岳で火砕流により四十余名の犠牲者が出，多くの住民の方々が家屋や農地を失った災害は記憶に新しい。今また，北海道では有珠山の活動により洞爺湖周辺の住民が避難を余儀なくされている（2000 年 4 月現在）。一方で，火山活動は我々に温泉や雄大な景観等の恩恵も与えてくれる。また，火山活動に伴い周辺地域に供給されるテフラ（火山灰，軽石，スコリア等の火山砕屑物）は，農業生産の基盤である土壌の母材となる。

テフラを母材とする黒ボク土は，九州の全農耕地面積の 30%，畑地に限って見れば 67%を占めており（土壌保全調査事業全国協議会，1991），九州の主要な農耕地土壌の一つである。黒ボク土は，活性のアルミニウム（アロフェン質黒ボク土ではアロフェンおよびイモゴライト，非アロフェン質黒ボク土では腐植結合態アルミニウム）を多く含むためリン酸固定能が高く，農耕地として利用する場合にはリン酸の多施用を行うことが必要である。酸性の条件下では，土壌中のアルミニウムにより作物の生育が阻害されるため，石灰施用による pH 矯正も必要である。また，一般に塩基交換容量は大きい，交換性塩基含量は小さく，塩基とくにカルシウム欠乏を生じやすいことから，石灰の施用は重要である。

このように、黒ボク土は化学性の面では幾つかの問題を有しているが、物理性の面では、農業利用上非常に優れた土壌である。黒ボク土は保水性・排水性ともに優れており、また有効土層が厚いため、赤色土や黄色土、暗赤色土、陸成未熟土といった、九州に分布する他の台地土壌に比べて干害や湿害が生じにくい。また、団粒構造が発達しているため、軽しうで易耕性に優れており、水食に対する耐性も大きい。近年では、化学肥料や土壌改良資材が安価に使用できるので、土壌の化学性の改良は比較的容易であることから、黒ボク土は他の台地土壌に比べ、農業利用上の問題が少ない土壌である。

しかし、黒ボク土の一部には、著しい硬化により作物根伸長阻害、易耕性の悪化、排水不良などの問題が生じる土層が存在する。世界的に見ると、特に中南米には *tepetate*, *cangahua*, *talpetate* など様々なローカルネームで呼ばれる、著しく硬化した土壌が広く分布しており、その総面積は 140 万 km<sup>2</sup> と推定されている (Hall・Mothes, 1997)。これらの土壌は、表層または表層付近に存在する場合は作物の根域拡大、養水分吸収ならびに耕起の阻害因子となる (Vogel ら, 1994)。さらに、これらは難透水層であるため、降雨時に表面流出水が生じ、土壌侵食が深刻な問題となっている。侵食が著しい場合は、硬化土壌の上位にある表層土が全て失われ、露出した硬化土壌により岩塊地帯のような景観を呈する (Fig. I-1)。硬化土壌の存在する地域では、耕地において機械的破碎や化学肥料および堆肥の施用による土壌改良を進めているが、経済的問題から機械の導入や農業資材の利用が十分に行えない場合が多い (Fig. I-2) ことが、耕作放棄→土壌侵食の深刻化の悪循環につながり、大きな問題となっている。侵食の度合いが大きく、技術的または経済的に耕作が不可能となった地域では、政府のプロジェクトにより植林を行って土壌の再生が図られている (Quantin, 1994)。

九州においても、熊本県の阿蘇山西方の火山灰土壌地帯に分布している埋没土



Fig. I -1 表土の流亡と硬盤層「cangahua」の露出(エクアドル)



Fig. I -2

人力によるcangahuaの  
排除作業(エクアドル)

壤（通称「ニガ土」）は、表土化すると乾燥に伴い大幅に収縮して、非常に硬い土塊になる性質を持つ。宮内ら（1976）は、阿蘇西方の益城台地の新規造成農地でニガ土の露出により陸稲等の生育が阻害され、収穫皆無となった畑が続出したことから、その原因究明と対策法の確立を目的とした試験研究を行った。宮内らは土壤保全事業の断面調査票のデータによりニガ土の分布を調査して、阿蘇周辺でニガ土が深さ 1 m 以内に存在する地域の面積を約 7000ha と推定した。さらに熊本県上益城郡益城町大久保の土壤断面を模式地として、深さ約 5m までの土壤の一般的化学性、粒径組成、一次鉱物組成、腐植組成などの分析、最上位のニガ土層と最下位のニガ土層の  $^{14}\text{C}$  年代測定、土塊の強度測定、ニガ土の圃場における施肥試験や改良試験を実施した。そして、ニガ土は、①火山灰を母材とする埋没土壤であること、②乾燥に伴い収縮固化する性質が強いこと、③2 層の埋没腐植層のうち、上位層の年代が 12,100 年で下位層の年代が 22,700 年であること、④重鉱物組成では非ニガ土の表土が普通輝石≧角閃石であるが、ニガ土は角閃石 > 普通輝石であること、⑤非ニガ土、ニガ土とも粘土含量は 44~58% と高いこと、⑥CEC は 25~38  $\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$  で、塩基飽和度は 25~37% であるがゴマニガで交換性カルシウムが少ないこと、⑦腐植酸の形態は何れも A 型であること、等を認めた。

ただし、この大久保の露頭は、本論文で代表断面とする大津町高尾野や、近野・古閑（1982）が化学組成分析や年代測定に用いた大津町瀬田の露頭に比べて、ニガ土層が半数しか存在していない。そのため、ニガ土各層の性質を調査・解析するための基本露頭としては問題を残した。また、粒径組成以外の物理性、水分特性曲線、全分析について未検討であった。土塊の強度については 4 つの層で測定を行っているが、強度と関係する要因についての解析はなされていないため、硬化機構についての考察が不十分である。さらに、ニガ土とその上位層の非ニガ土

層との分析値の対比は行っているが、わが国における他の黒ボク土との対比は行っていない。そのため、黒ボク土の中でのニガ土の位置づけについては、明らかになっていない。

近野・古閑（1982）は大津町瀬田の断面において、ニガ土のうち2層の生成年代を $^{14}\text{C}$ 分析により測定し、また化学性を分析すると共に、瀬田から西方の合志町までの各土層の連続性を検討して、ニガ土の調査には層位学的手法が有効であることを示した。しかし層位学的手法において有効な手段であり、土壌の母材を検討する上でも重要な、鍵テフラの同定は行っていなかった。

このように、ニガ土の諸性質についてはある程度の研究蓄積があるものの、その硬化機構、土壌生成、土壌分類上の位置づけについては踏み込んだ検討がなされていない。これらの面についての考察は、ニガ土地帯における土壌保全や土壌管理指針の策定の上で重要であるとともに、ペドロロジーの視点からも興味深い問題である。

さらに、九州各地の火山灰土壌地帯には、ニガ土以外にも、雲仙火山周辺に分布する「かしの実層」、阿蘇外輪山北東部に分布する「バンバン」、九重火山周辺に分布する「花牟礼層」、開聞火山周辺に分布する「コラ」などの、硬化が問題となる土壌が点在している。これらの土壌については、主に土壌理化学性、生産力および土壌改良の視点から、県農業試験場および大学において試験研究がなされてきているが、各地の硬化土壌を総括的に研究し、諸性質を比較解析して、硬化土壌の類型化や土壌生成および土壌分類学的な考察を行った事例は見られない。これらの土壌の総括的な研究は、それ自体がエダホロジー的、かつペドロロジー的に重要な課題であるとともに、これらの土壌とニガ土の特性を比較することによって、硬化土壌としてのニガ土の性格をさらに明確にできると考えられる。

このような背景に基づき、本研究では、ニガ土をはじめとする、九州の火山灰

土壌地帯に見られる硬化土壌について、その特性を解明し、土壌生成、硬化機構および土壌分類の面から考察を行うことによって、①土壌管理指針策定の上での基礎的なデータ、②火山灰土壌における土壌生成、土壌分類の上での知見、を得ようとするものである。

なお先述のように、中南米の火山灰土壌地帯では、硬化土壌の特性を解明し、土壌改良技術を確立することが急務となっており、多くの研究者が精力的な研究を行っている。そして火山灰由来の硬化土壌に関する国際会議が既に3回開催され、各国の火山灰土壌に存在する硬盤層についての研究知見の集積が図られている。この現状に照らすと、本研究により得た知見により、硬化の問題を抱えた火山灰土壌が広がる各国に対しても有用な情報を提供できると考えられる。本研究で得た成果については、既に国際研究集会で4回の報告を行っている(Kubotera・Yamada (1994,1997,1998), Yamada ら (1994))。

## 第2節. 研究対象土壌，ならびに本論文における 「硬盤層」の定義

前節で述べたように、本研究の主たる対象は阿蘇火山周辺に分布する埋没火山灰土壌の「ニガ土」である。また、九州各地の黒ボク土地帯に分布する、ニガ土以外の硬化土壌（雲仙火山周辺に分布する「かしの実層」、阿蘇外輪山北東部に分布する「バンバン」、九重火山周辺に分布する「花牟礼層」および開聞火山周辺に分布する「コラ」）も併せて研究対象とした。それぞれの硬化土壌についての詳細は、ニガ土は第三章に、かしの実層、バンバン、花牟礼層およびコラは第六章に記す。

なお、本論文においては、対象とする硬化土壌の総称として「硬盤層」の語を用いた。明確な定義を持つ既存の用語ではない「硬盤層」を用いた理由、および硬盤層の定義を以下に述べる。

硬化した土層を示す用語として、わが国の農耕地土壌分類（農耕地土壌分類委員会，1996）では「盤層」の名が用いられている。盤層は土壌統群の段階で区分基準となる層位であり，その定義は山中式硬度が 29mm 以上，厚さが 10cm 以上の層である。農耕地土壌分類においては，成因や硬化機構により盤層を細分することは行われていないため，この数値を満たす層は他の性状や成因に関係なく，盤層として括られる。

Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1994) や，WRB; World Reference Base for Soil Resources (ISSS, ISRIC, FAO, 1998) といった国際土壌分類では，農耕地土壌分類における「盤層」のような，硬化した土層を一括りに示す用語はなく，性状や硬化機構により異なる名称が用いられる。Soil Taxonomy の場合，炭酸カルシウムを接着物質とする petrocalcic horizon，石膏を接着物質とする petrogypsic horizon，鉄または鉄とマンガンまたは鉄と有機物の複合体を接着物質とする placic horizon，ケイ酸を接着物質とする duripan，土性が粗く乾燥すると硬化するが水漬すると崩壊する fragipan，が定義されている。また，土層としての定義ではないが，分類上の識別特徴として，鉄の集積部分を含み乾湿の繰り返しにより不可逆的に鉄石となる plinthite が定義されている。Spodosols（ポドゾル）における family（高位から 5 番目の分類カテゴリー）段階では，spodic horizon の固結の有無によって 2 つの consistence class が定義されており，固結している場合は ortstein として class 区分される（浜崎，1995）。ortstein の接着物質は，非晶質の鉄-腐植複合体またはアルミニウム-腐植複合体である（伊藤，1993）。

WRB では、duripan は petroduric horizon に、fragipan は fragic horizon にそれぞれ名称が変わるが、いずれも性質的には Soil Taxonomy とほぼ同様に定義される。plinthite は土層内の含量が 10%以上なら plinthic horizon、既に硬化していたら petroplinthic horizon と、層として扱われる。placic horizon は層としては定義されていないが、細分類の要素となっており、podzols の spodic horizon が固結している場合は placic podzols として断面の分類名に表れる。ortstein は定義されていない。petrocalcic horizon と petrogypsic horizon は、WRB では前者が炭酸カルシウム 50%以上、後者が石膏 60%以上と、硬化に加えて接着物質の含有量を要求する定義となっている。

硬化土壌の呼称として hardpan の語を用いた研究事例（例えば Sommerfeldt ら (1990)）も見られるが、hardpan は国際土壌分類で定義された名称ではなく、便宜的に用いられる語のようである。

これらの国際土壌分類で定義された硬化層は、水漬後に残存する土塊の割合や、植物根の侵入できる亀裂の量などについては個々に示されているが、硬化の度合い自体について農耕地土壌分類に見られるような数値的規定は、WRB における fragic horizon 以外にはない。fragic horizon は「圃場容水量での貫入抵抗値が  $50 \text{ kN m}^{-1}$  より大きい」と定義されている (ISSS, ISRIC, FAO (1998)) が、貫入抵抗の測定器具や方法についての指定はされていない。また単位の  $\text{kN m}^{-1}$  は、貫入抵抗の表示に通常使われる単位 (MPa などの圧力) ではないが、この表示方法や閾値を採用した理由については述べられていない。ちなみに petrocalcic horizon と petrogypsic horizon は「亀裂部分以外には植物根が侵入できないほど硬い」と、定性的な定義がなされている。

土壌分類における定義以外では、耕地の心土で踏圧により形成される緻密な土層が一般に「り底盤 (耕盤, すき床層)」と称されている (石渡, 1993)。り底盤



にも、厚さおよび硬化度合いについての規定はない。このように、硬化した土壌についての既存の呼称は、ある閾値以上に硬化した土層を総称するもの（「盤層」と、硬化度合いではなく成因によって定義するもの（国際分類における各種の硬化層や、「り底盤」）とがある。

本論文で研究対象とする種々の硬化土壌は、第Ⅶ章で述べるように同一の成因によるものとは考えられない。そのため、これらの総称として、成因別の既存の呼称は使用できない。また、試料には湿った状態では硬くなく、「盤層」の定義に該当しないものが含まれている。そのため、本論文では研究対象とした、火山灰土壌に見られる硬化土壌の総称に、既存の呼称の使用を避け、すべて「硬盤層」に統一した。本論文の「硬盤層」は、「火山灰土壌の断面中に見られる、生土または風乾の状態において著しい硬化の状態を呈する層」の総称である。

### 第3節． 既往の関係研究

ニガ土については、前述の宮内ら（1976）、近野・古閑（1982）の他に、粘土鉱物組成に関して Tokashiki・Wada（1975）が熊本県益城町大久保の露頭に見られるゴマニガ（白色小粒子を多く含む層）及びその上位と下位の各2層のニガ土を分析し、これらの土層の主要粘土はアロフェンおよびイモゴライトであると示した。

ニガ土の分布する阿蘇周辺地域の黒ボク土の母材および諸性質については以下のような報告がある。山田・久保寺（1996a）は主に層位学的手法と一次鉱物分析を用いて阿蘇外輪山とその周辺地域の深層部分までのテフラと土壌の層序を調査した。その結果、この地域の鍵テフラとして鬼界アカホヤ火山灰（アカホヤ）、

始良 Tn 火山灰 (AT), 草千里ヶ浜火山の降下軽石 (草千里ヶ浜軽石) が使用できることを明らかにし, この地域の土壌層序は 3 つの型 (地形との対応では外輪山周辺, 外輪山と台地の境界部, 台地部) に区分できることを示した。菅野ら (1952), 菅野・有村 (1954), 菅野ら (1959), 菅野 (1961) は菊池台地の深さ 1 m までの火山灰土壌の理化学性, 一次鉱物組成, 粘土鉱物組成, 全分析による化学組成を明らかにし, 土色および一次鉱物組成からこの地域の土壌を, わが国で最も一般的な黒ボク土である両輝石安山岩質の黄褐色火山灰土の典型とした。Aomine・Wada (1966) は阿蘇周辺の 67 土壌断面の土壌を表土と下層土の粒径組成から 3 種類に区分し, それらの間で理化学性や肥沃度が大きく異なることを明らかにした。同地域の広域テフラに関する主な報告としては, アカホヤに関しては田村 (1967), 長友・庄子 (1977), AT に関しては町田・新井 (1992) がある。阿蘇火山由来のテフラに関しては Kanno ら (1955), 小野ら (1977), 高田・渡辺 (1988), 高田 (1989), 早川・井村 (1991), 小野ら (1995), 宮縁・渡辺 (1997) がある。これらの報告と山田・久保寺 (1996a) の結果から, 阿蘇火山の活動は, 阿蘇 4 火砕流 (約 8 万年前) 以降は草千里ヶ浜軽石を除きほとんどが火山灰を噴出する小爆発を繰り返しており, その一次鉱物組成は両輝石型で, 近年の噴出物の岩質は玄武岩質安山岩とやや苦鉄質である。これらの報告は, ニガ土については触れていないが, その諸性質や成因を考察する上で重要な資料である。

火山灰土壌の理工学性が乾燥によって不可逆的に変化することは一般に知られている。相馬・前田 (1974) は,  $pF_{4.1}$  (1.3MPa) 以上の乾燥により, 粒子の集合が起きて液性限界が低下することを示した。前田ら (1976) は, 腐植含量の大きい土壌では乾燥による保水能低下の度合いが大きいことを報じた。堤ら (1977) は, 乾燥処理による水分保持能に生じる変化の度合いに基づき, 黒ボク土の試料を「高親水型」「親水型」「疎水型」に区分して, 各型の違いは乾燥履歴の差によ

るものとした。また久保田（1976）は、黒ボク土の風乾に伴う不可逆的なアグリゲート形成について、土壌粒子の表面化学の面から検討を行い、 $-Al-OH(OH_2)$ 基の脱水重合がアグリゲート形成の機構であるとしている。

九州の火山灰土壌地帯における、ニガ土以外の硬盤層の研究事例としては、以下のようなものがある。花井（1952a, 1952b, 1961）、花井・品川（1952）は、鹿児島県の薩摩半島に分布するコラ層について、形態および硬度に基づく細分類を行い、各型のコラの分布範囲を調査するとともに、化学組成分析ならびに微細形態観察を行った。矢野（1971）は、長崎県の島原半島に分布するかしの実層の断面形態を調査し、理化学性、粘土鉱物組成の分析を行うとともに、 $^{14}C$ 年代（矢野 私信）を測定した。津野・高田（1969）、津野・沢本（1972）、高田・津野（1982）は、九重地域における花牟礼層およびコラ層（花井らが研究した薩摩半島のコラとは別物）の理化学性、生産力、断面形態、年代を報じている。岩本（1993）は同地域で、コラ層の存在が土壌侵食を助長している傾斜畑での、侵食防止技術に関する研究を行った。中島・矢野（1992）は、テフラ由来の盤層ではないが、長崎県多良岳周辺に分布する火山岩由来の「どんく盤」およびどんく盤を持つ赤黄色土の断面形態、理化学性ならびに粘土鉱物組成を解析し、どんく盤の土壌管理方法ならびに土壌分類上の位置づけについて論じた。九州以外の地域では、加藤・近藤（1960）は富士西麓に見られる「マサ」を、砂礫層から生成した「ジャリマサ」とスコリアから生成した「エカスマサ」に分類し、前者は表層土からの浸透水により粗粒子表面に膠結物質が沈殿して硬化したもの、後者は腐植質表層土の混入に伴って腐植の酸的作用によりスコリアから膠結物質が溶出して硬化したものと推定した。福士・湯村（1969）は富士および八ヶ岳周辺に見られるマサの諸性質について検討を行い、試薬処理による崩壊試験結果から、ケイ酸を主体とし鉄とアルミニウムを含む非晶質成分が接着物質として働いているとした。

世界の火山灰土壌に見られる土壌硬化については、中南米を中心として、多くの研究事例がある。そのうち硬化機構や土壌生成に関するものでは、Nimlos・Ortiz-Solorio (1987) は、メキシコに見られる硬化した火山灰の「tepetate」を、火砕流が堆積直後に冷却とともに硬化し、後に、遊離ケイ酸の集積のような土壌生成作用に基づく硬化が付随的に生じているものであるとした。Fedoroff ら (1994) は、tepetate の土壌マトリックス中への炭酸カルシウムの様々な集積形態を示し、その集積が tepetate の硬化度を増大させているとした。Prat・Quantin (1994) は、ニカラグアの中央太平洋岸地域に分布する硬化層「talpetate」を、熔結作用により硬化した凝灰岩の一種であり、火山ガラスの風化が硬化に寄与している可能性もあるとした。これに対し Vogel・Acuna Espinales (1994) は、talpetate の硬化はアロフェンが接着物質として働くことによるという、Prat・Quantin (1994) とは異なる硬化機構を主張している。古川 (1971) は、ジャワ島に見られる硬化層「padas 層」を形態と分布する地形から 3 種類に区分し、そのうち火山山麓に分布するものについて、遊離のケイ酸またはケイ酸塩の接着作用で硬化したと推測した。土壌保全、土壌改良に関するものでは、Baumann・Werner (1997) は tepetate 圃場でのトウモロコシ栽培試験を行い、破碎した tepetate での主な生産力阻害要因は窒素およびリン酸の不足で、特に後者が問題であるとした。Rusvel・Rios (1997) は、cangahua 地帯で傾斜畑をテラス（段畑）化することにより、大麦の収量が向上したことを報じている。Matias Crisostomo・Ferrera-Cerrato (1994) は、tepetate に対する根粒菌と菌根菌の接種が土壌微生物バイオマスに及ぼす影響について報じている。これらの研究に加えて、火山灰土壌中における、Soil Taxonomy および WRB の土壌分類において定義された硬化土壌の諸性質ならびに土壌生成についての報告（duripan (Ellis・Lambrechts (1994)), fragipan (Lorenzoni ら, 1997), petrocalcic

horizon (Jahn・Stahr (1994), Dubroeuq ら (1997)), placic horizon (Luzio・Palma(1994), Pinheiro(1994), Shoji ら (1988))) も見られる。

## 第4節. 本論文の構成

本論文の各章の内容は、以下の通りである。第Ⅰ章では研究の背景、目的および関係する既往の研究知見について述べた。第Ⅱ章では試験方法について概略を述べた（個々の試験方法の、細かい点については第Ⅲ章以降の各章で説明した）。第Ⅲ章では、ニガ土の代表断面において、露頭調査ならびに土壌分析を行い、その理化学性、鉱物学的性質ならびに母材について考察を行った。第Ⅳ章では、同断面の各層位の試料について、風乾に伴う硬化の度合いと水漬に伴う砕易化の度合いを定量することにより、ニガ土の硬化特性を明らかにした。さらに、その硬化特性に基づき、阿蘇周辺の他地点におけるニガ土の分布を調査した。第Ⅴ章では、第Ⅲ章および第Ⅳ章で示した結果を基に、ニガ土各層の硬化度合いと土壌理化学性等との関係を解析して、硬化に関与している要因を絞り込み、硬化機構についての考察を行った。第Ⅵ章では、九州各地の火山灰土壌に見られる硬盤層を対象として第Ⅲ章～第Ⅴ章と同様の試験および解析を行った。第Ⅶ章では、以上の結果に基づき、九州の火山灰土壌地帯に見られる硬盤層の類型化を行い、その中でのニガ土の位置づけを明らかにした。そして、各類型の硬盤層について、土壌生成、硬化機構ならびに土壌分類の面から考察を行うとともに、農業利用上で必要となる土壌管理方法について論じた。第Ⅷ章で全体を要約した。

## 第Ⅱ章．研究方法

### 第1節．土壤の硬化強度の評価方法

#### (1)．山中式硬度

土壤の硬化度合いの定量法としては、山中式硬度計のような貫入抵抗を測定する器具による方法、土塊に荷重を与えてせん断抵抗を測定する方法、ロータリー耕起のような機械的破碎の後での土塊残存率による方法などがある。

貫入抵抗は、簡易な操作により短時間で多くの測定を行える利点があり、特に野外での調査には重要である。我が国では土壤断面調査において、山中式硬度計により測定した各層の貫入抵抗値（緻密度）が、重要な記載項目となっている。圃場での耕盤の調査等では、地表から下方へ垂直に円錐を貫入させて行き、抵抗を連続的に記録することで、試孔を掘らずに各層の硬度を評価する自記式貫入硬度計も使用される。また、クラスト（雨滴の衝撃による土壤団粒の破壊等によって、土壤表層に形成される薄い緻密な層）の硬化度などの測定用にクラスト硬度計が市販されており、これは山中式硬度計と類似しているが、貫入体に山中式硬度計より細い円錐（または先端が半球状になった貫入筒）を使用し、バネ強度を小さくして、薄い層の硬度を測定できるようにしたものである。佐藤ら（1997）は、注射針を貫入体に用いたピンペネトロメータにより、土壤硬度と大豆根の伸長の関係について検討している。水稻作では、代かき後の土壤が苗の移植や播種（直播栽培の場合）を行うのに適した硬度であるかどうかを、10cmの高さから降下させた下げ振りの貫入深により判断するが、これも一種の貫入硬度測定である。

米国では直径 6.4mmで先端が平面の貫入筒を持つポケット貫入硬度計が、土壌調査用の標準器具とされているが (Soil Survey Division Staff, 1993), 米国の文献における土壌断面記載には一般に貫入硬度測定値が示されていないことから、この器具は我が国における山中式硬度計ほどには浸透していないようである。

いずれの測定器具を用いた場合でも、貫入抵抗は、円錐や貫入筒により貫入部位周辺の土壌が圧縮・変形を受けることに伴う、力学的な反作用を測定しているものである。反作用の大きさは、器具に内蔵されるバネの変位量として表され、変位量にバネ定数を乗じれば抵抗値が算出される。さらに抵抗値を、貫入体の底面積で除することにより、貫入面積あたりの抵抗値すなわち貫入圧力が計算される。ただし、用いる測定器具が異なる場合、同一の試料に対しそれぞれの器具で測定した貫入圧力を比較すると、十分な一致は見られず、また両者による測定値の相関自体も、必ずしも高くはない (国分, 1976)。このため、貫入抵抗を測定する器具により土壌の硬さの評価を行う場合は、同一の器具により測定を行い、値を比較することが必要である。本研究においては、試料の硬化強度評価の一方法として、山中式硬度計を不攪乱の土塊に刺し、測定を行った。

## (2)．一軸圧縮強度

土塊に荷重をかけ、せん断抵抗、圧縮応力、ひずみ等を測定する試験は、主に土質工学の分野で土の支持力、地耐力等の算出を行う上での基礎的データを得る目的で行われる。試験方法としては、試料の側面を拘束しない状態で軸方向に圧縮し、せん断にいたる圧力を測定する一軸圧縮試験、試料の側面をゴムスリーブで拘束して軸方向に圧縮し、応力とひずみを測定する三軸圧縮試験、試料に横ずれの形で荷重を加え、せん断させる一面せん断試験等がある。土質工学では、目的とする強度定数や試料の性質に応じて、異なる試験方法が用いられるが、土壌

学の分野においては、土壌の硬化を評価する方法として一軸圧縮試験や、一軸圧縮に類似した側方非拘束のせん断試験を用いた研究事例が多い（例えばInmanら(1989), Grossman・Cline(1957), Hallmark and Smeck (1979), Nimlos(1989), Nimlos and Hillery(1990) など）。これは、一軸圧縮試験では試料の整形や測定が比較的容易であるため、多くの試料について試験を行える（足立, 1983）ことによると思われる。本研究においても、土塊の硬化強度を迅速簡易に評価する方法として、一軸圧縮試験を用いた。一軸圧縮強度の測定は、不攪乱の土塊を整形した試料に対して行った。併せて、試料の各辺長をノギスで測定することにより、風乾過程での土塊の体積変化（収縮）を経時的に追跡した。

土質試験における一軸圧縮強度測定用の試料は、円柱（直径3.5cmまたは5cm, 高さは直径の1.8～2.5倍）に整形することがJIS（日本工業規格）により定められている（三笠, 1979）。しかし、硬化した土壌の試料をこの規格に整形した場合、①土塊の強度が大きいため、一軸圧縮試験機の測定可能範囲（最大荷重）を容易に越える、②試料中に存在するクラックや細礫が試験結果に影響する可能性が大きくなる、③試験に多数の大きな土塊を要するため、莫大な量の試料の採取が必要となる、等の問題が生じる。そのため、より小さいサイズの試料で試験を行うことが望ましかった。そこで、試料を包丁で直方体に整形し、試験に供した。試料のサイズは2cm×2cm×5cmを基本としたが、土塊の強度が大きく一軸圧縮試験機の最大荷重を越える場合は、より小さいサイズとした。以下では、このように整形した試料を「小サイズ試料」と呼ぶ。

小サイズ試料を用いて得た一軸圧縮試験結果と、JISの試験規格の試料により得た一軸圧縮試験結果との比較を、予備実験として行った。試料は「ニガ土」の代表断面である熊本県大津町高尾野の第7層（後述）を用い、生土から風乾過程での強度の変化を追跡した。結果はFig. II-1に示したとおり、強度は含水比の減



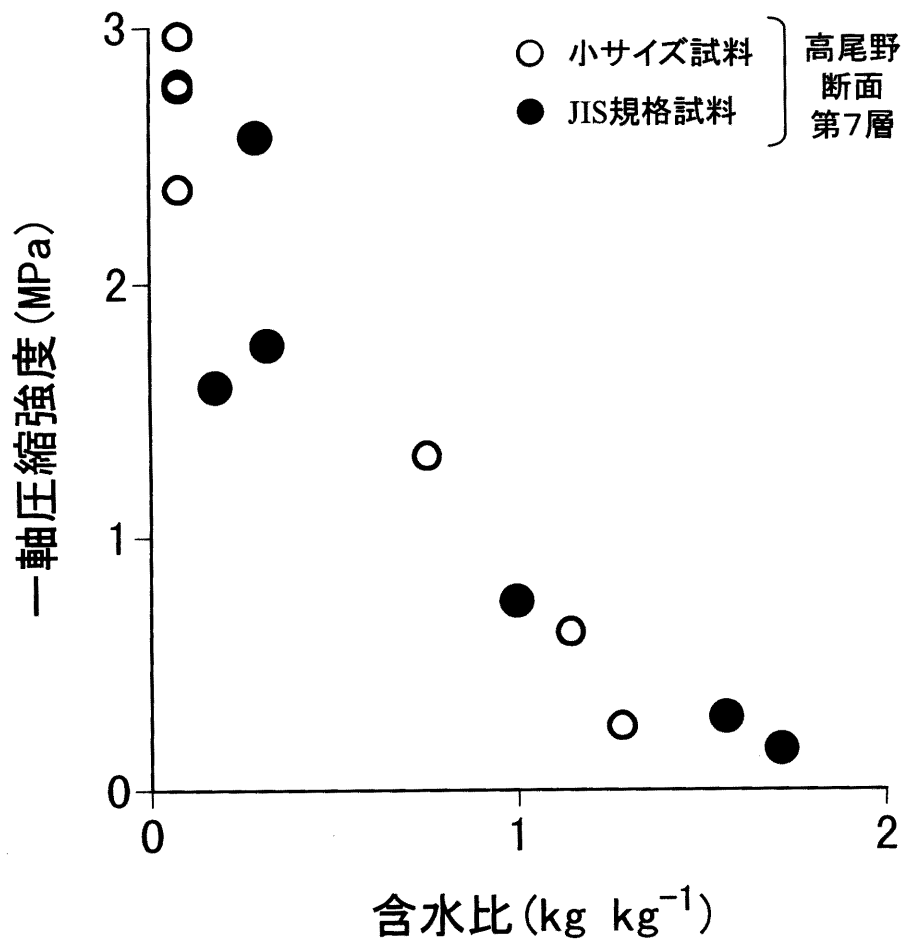


Fig. II -1 一軸圧縮試験測定値の比較  
(小サイズ試料とJIS規格試料)

少に伴い直線的に増大したが、いずれの含水比においても、小サイズ試料とJIS規格の試料で、ほぼ同じ値が得られた。このことから、小サイズ試料を用いて行った一軸圧縮試験の結果は、JIS規格試料を用いて得られた既存のデータと比較することが可能であると考えられた。小サイズ試料の整形に要する時間は、熟練すれば1試料あたり5分程度と、JIS規格の円柱形試料の整形に比べて短いため、効率的に試験を行うことが可能となった。また、小さい土塊からも試料を作れるため、供試土壌のサンプリングも容易になった。

### (3)．水漬および試薬処理に伴う土塊の崩壊性

風乾した土塊を水漬した際の崩壊性を検討するため、径5cm前後の風乾土塊（50～80g）を水漬して、メッシュ径2mm、または20mmと2mmを組み合わせた網目篩で水中篩別し、各画分を風乾した後秤量した。秤量後、各画分を再び一緒にして水漬し、同様に水中篩別、風乾、秤量する操作を繰り返し、土塊径分布の変化を追跡した。また、土壌の硬化に関与している物質を推定する目的で、各種の試薬を用いて同様の処理を行い、土塊径分布の変化の測定および溶出される物質の定量を行った。試薬処理の詳細については第V章で述べる。

## 第2節．土壌分析方法

### (1)．一般理化学性

採取した試料について、以下の項目の分析を行った。

物理性：粒径分析，三相分析，水分保持能（pF-水分曲線）。

化学性：pH，全炭素，全窒素，CEC，交換性塩基，リン酸吸収係数。

これらの分析のうち、物理性は土壌物理性測定法（土壌物理性測定法委員会編，養賢堂（1976））の，化学性は土壌養分分析法（土壌養分測定法委員会編，養賢堂（1971））の方法に基づいて行った。

粒径分析は，生土を過酸化水素処理，超音波処理後 1N の塩酸を加えて分散させ，粘土およびシルトをピペット法，細砂および粗砂を篩別法で定量した。生土を用いたのは，風乾すると超音波処理でも破壊できない強固なアグリゲートを形成する試料があるためである。三相分析は試料を 100ml コアサンプラーで採取し，大起理化製 DIK1100（実容積法）で測定した。水分保持能は三相分析後の 100ml コア試料を毛管水飽和し，加圧板法により測定した。全炭素および全窒素は島津製作所 NC アナライザー NC80 により測定した。CEC および交換性塩基はショールンベルガー法により測定した。pH は蒸留水および 1 M KCl により風乾土：溶液 = 1:2.5 の抽出を行い，ガラス電極により測定した。リン酸吸収係数はリン酸アンモニウム溶液 ( $25\text{ g L}^{-1}$ ) により風乾土：溶液 = 1:2 の抽出を行い，濾液中のリン酸を比色定量して測定した。

## (2). 元素組成

土壌の元素組成（Si, Al, Fe, Ti, Mn, Ca, Mg, K, Na, P の主要 10 元素）を，試料を電気炉で  $450^{\circ}\text{C}$ ，90 分間の加熱を行い，有機物を除去（Yoshida, 1987）した後に，10 倍量のホウ酸リチウムと共に熔融してガラスビードを作成し，リガク 3070 蛍光 X 線分析装置により測定した。結果は，10 元素（酸化物態）の合計量を 100% として，各元素（酸化物態）の量を % で表示した。

## (3). 鉱物学的特性

試料の鉱物学的特性を検討するため，一次鉱物組成（粒数）の分析ならびに粘

土鉱物分析（X線回折，選択溶解試験）を行った。一次鉱物は粒径 0.1～0.2mm の画分について比重 2.96 の重液で軽鉱物と重鉱物を分離し，検鏡によって組成を決定した。粘土鉱物の X線回折はカルシウム飽和した粘土を用い，オリエンテーション法で作成した試料を用いて行った。選択溶解試験は Blakemore ら（1981）の方法に従い，0.2M シュウ酸アンモニウム（pH3.0）および 0.1M ピロリン酸ナトリウムにより風乾土から抽出を行い，ケイ素，アルミニウム，鉄を ICP 発光分析装置ならびに原子吸光分析装置により測定した。

#### **（4）．微細形態**

生土の状態および風乾した状態の試料の土壌薄片を作成し，微細形態観察を行った。生土の状態の土壌薄片は，脱水に伴う土壌の形態変化を防ぎ，かつ取り扱いが簡単であるアセトン逐次脱水法（平山，1991）を用いて脱水した試料に，不飽和ポリエステル樹脂と樹脂硬化剤（過酸化ベンゾイル）を減圧下で浸透させ加熱固化（河井，1969）し，切断後研磨して作成した。風乾した状態の土壌薄片は，風乾した試料に樹脂と硬化剤を浸透，加熱固化，切断後研磨して作成した。

# 第Ⅲ章. 阿蘇火山周辺に分布する 「ニガ土」の諸性質

## 第1節. 本章の目的と検討内容

本章では、ニガ土の土壌生成や硬化機構を検討するための基礎的データを得る目的で、①ニガ土の代表断面での土壌断面形態、各層の一般的理化学性、元素組成、一次鉱物および粘土鉱物組成についての調査および分析の結果、②それに基づく母材ならびに土壌生成についての考察、③代表断面各層と、日本各地の黒ボク下層土との諸性質の比較、を行った結果について述べる。

## 第2節. 基本断面の選定

ニガ土は阿蘇火山西方の菊池台地や益城台地に広く分布し、特徴的な形態を示す複数の土層の累積性火山灰土壌で、深さは数mある（宮内ら（1976）、近野・古閑（1982））。そのため、ニガ土の研究にはできるだけ多くのニガ土の土層が観察できる露頭を基本にする必要がある。当地域および周辺の露頭調査の結果、断面形態は Fig.Ⅲ-1 のようであった。これらの露頭のうち、黒色～褐色の多くの層が累積しており、また近野・古閑（1982）がニガ土の代表断面とした瀬田断面と同様の層序を持つ、熊本県菊池郡大津町高尾野の露頭を基本露頭に選択した。

なお、本論文で「ニガ土の性質」という語は、乾燥に伴い大幅に収縮し、非常に硬い土塊になる性質を意味している。高尾野断面では、各層の硬化強度が



大きく異なり、全ての層がニガ土の性質を示すのではない。各層の硬化特性と、それに基づくニガ土の定義については第IV章で詳述するが、本章では高尾野断面各層について「ニガ土」の名称を使用するのは控えておく。

また、本地域では従来、腐植含量が多く黒みの強いニガ土を「黒ニガ」、腐植含量が少なく黒みの薄いニガ土を「赤ニガ」と呼んでいるが、宮崎県、鹿児島県では収縮・硬化の有無に関係なく埋没腐植層を黒ニガと呼んでいる（近野・古閑、1982）ため、混乱を招く恐れがある。そのため本論文では、「黒ニガ」「赤ニガ」の語は使わず、「ニガ土」で統一した。ただし、従来用いられている「ゴマニガ（白色の小粒子を多く含むニガ土）」の語は用いた。「ゴマニガ」は、後述のように鍵テフラに対応しているため、他の層とは別称することが適切であるからである。

高尾野の露頭は阿蘇外輪山西方の緩斜面の海拔 210m の地点に位置しており、Fig. III-1 に示したように現在活動中の阿蘇中岳第一火口からは西の方角に 16km 離れている。現在の植生は栗林である。この地域の年平均気温は 16.0℃、夏期（6 月～8 月）は 25.3℃、冬期（12 月～2 月）は 6.2℃で、年間降水量は 2003mm である（気象庁、1972）。Soil Taxonomy の区分では、温度条件は Thermic、水分条件は Udic である。

本断面の土壌は、農耕地土壌分類第 2 次案改訂版（農技研土壌第 3 科、1983）では厚層多腐植質黒ボク土、農耕地土壌分類第 3 次改訂版（農耕地土壌分類委員会、1995）では多腐植質厚層黒ボク土、ペドロジスト懇談会の日本の統一的土壌分類体系第 1 次案（1990）では典型的黒ぼく土、Soil Taxonomy では Pachic Melanudands、WRB では Melanic Hydric Dystric Andosols に分類され、わが国に見られる典型的な火山灰土壌の断面である。

### 第 3 節. 土壌断面形態，層序ならびに年代

Table III-1 に示したように，調査した露頭は深さ 410cm で，14 の層に分けられた。Fig.III-2 に示したように断面は黒～褐色の互層からなり，いずれの層も土壌化が進んでいて，明瞭なテフラの層（火山灰，軽石，スコリア等）は観察されない。断面形態からは黒色味の強い層が埋没 A 層，その下の黒色味の薄い層が埋没 A 層と同一の母材からなる埋没 B 層という単位の累積のように見えた。しかし第 7 節で述べるように，一次鉱物の分析結果は必ずしもこの見方と一致せず，層位の命名は難しい問題を含んでいる。このため以下では，土壌断面記載で通常用いられる 2Btb などの層位名（日本ペドロロジー学会編，1997）を用いず，単に第 1 層，第 2 層のように称した。

土色は，第 1 層，第 3～4 層，第 6 層，第 9 層，第 11 層，第 14 層で 7.5 ないし 10YR1.7/1, 2/1, 3/1, 2/2 と黒色味が強く，他の層で 7.5 ないし 8.75YR3/2, 3/3, 3/4, 4/6 であった。表には示さないが，第 14 層の下は褐色の土壌（いわゆるローム）になった。土色を細かに見ると，第 2 層，第 5～14 層では黒色味の濃い部分と薄い部分がモザイク状に存在した。近野（1980）による大津町瀬田の断面スケッチでは，このような土色は「ヘビ肌様」ないし「タイワンどじょうの肌模様」と表現されている。

第 10 層と第 13 層は白色小粒子に富むゴマニガ層であった。第 10 層は近野（1980），近野・古閑（1982）により「上部ゴマニガ」，第 13 層は「下部ゴマニガ」と呼ばれた層に当たる。

断面で測定した山中式硬度は，第 1 層は 10～15 mm，第 2 層から第 14 層は 20～25 mm の値を示した。



Table III-1 高尾野の断面記載

	深さ (cm)	土色 * <sup>1</sup>			硬度	構造	碎易性	<sup>14</sup> C年代 * <sup>2</sup> (Y.B.P.)	テフラ名	層名 * <sup>2</sup>
		全体	基色	副色						
第1層	0-24	7.5YR1.7/1			10-15	粒状	極碎易			黒ボク
第2層	24-60	7.5YR3/2	7.5YR3/1	7.5YR3/4	23	亜角塊 小～中	碎易		アカホヤ	イモゴ類 似層
第3層	60-80	7.5YR3/1			21	亜角塊 中	碎易			
第4層	80-108	7.5YR1.7/1			22	亜角塊 中～大	碎易	9950		黒ニガ
第5層	108-130	7.5YR3/3	7.5YR2/2	7.5YR4/3	21	亜角塊 中～大	堅硬～ 碎易	13400		赤ニガ
第6層	130-182	7.5YR2/1	7.5YR2/1	7.5YR3/4	21	亜角塊 中～大	堅硬	15100		へび肌
第7層	182-220	7.5YR4/6	7.5YR5/6	7.5YR3/1	25	亜角塊 中～大	堅硬～ 碎易			黄褐火 山灰
第8層	220-238	7.5YR3/3	7.5YR4/4	7.5YR3/1	20	亜角塊 中～大	堅硬～ 碎易			
第9層	238-270	7.5YR2/2	7.5YR2/1	7.5YR4/4	21	粒状～亜 角塊 小	碎易	21500		黒ニガ
第10層	270-285	7.5YR3/3	7.5YR3/1	7.5YR4/4	21	亜角塊 中～大	碎易	23500	AT	上部ゴ マニガ
第11層	285-303	7.5YR3/1	7.5YR3/1	7.5YR2/1,4/4	22	亜角塊 小～中	碎易	25100		黒ニガ
第12層	303-327	8.75YR3/3	8.75YR3/4	8.75YR3/1	24	亜角塊 中	碎易			
第13層	327-350	8.75YR4/4	8.75YR4/4	8.75YR3/1	23	亜角塊 大	堅硬		草千里ヶ 浜軽石	下部ゴ マニガ
第14層	350-410	10YR2/1	10YR2/1	8.75YR5/6	22	亜角塊 中～大	堅硬			黒ニガ

\*1 土色を細かく見るとまだら状の濃淡が見られる場合は、その基色と副色も示した。

\*2 近野(1980), 近野・古閑(1982)による。



Fig. III-2 高尾野断面

構造は、第 1 層以外の多くは亜角塊状の中～大であった。第 9 層は発達が弱く、粒状と亜角塊状の間であった。砕易性は、第 1 層が極砕易、他は砕易～堅硬であった。表には示していないが、可塑性と粘着性はすべての層で弱であった。

本断面のように黒色～褐色の多数の層が互層をなす断面構成は日本各地の火山灰土壌で見られる (Kurobokudo Co-operative Research Group, 1986)。このような土壌は、間欠的なテフラの供給がある場合に、土壌の生成 (A 層と B 層の形成) と新たなテフラによるそれらの埋没が繰り返されてできたとされる (Shoji ら, 1993)。しかし本断面では炭素含量が黒色味の薄い層でも  $30\sim70\text{ g kg}^{-1}$  と、通常の火山灰土壌 B 層に比べて大きいことや、後述するように必ずしも同じ母材から黒色味の薄い層とその直上の黒色味の強い層が生成していないことなどから、間欠的な降灰だけが互層形成の原因とは言えない。黒色～褐色の互層の形成過程を考える上では、それぞれの層について母材の検討を行い、さらに生成した時期の人為、植生や気候条件の影響も考慮する必要がある。なお、本断面の全ての層は、プラントオパール分析 (山田ら, 1997) および  $\delta^{13}\text{C}$  分析 (石塚ら, 2000) により、草原植生下での土壌生成を受けたことが明らかになっているが、これは、森林植生下では褐色土層が、草原植生下では黒色土層が生成するという従来の説と異なる現象である。互層の形成過程は甚だ興味深い問題ではあるが、本論文ではこの点についての踏み込んだ考察は行わない。

本断面の土壌層序は近野・古閑 (1982) が行った当地域の断面調査のうち、大津町瀬田のものとはほぼ一致していることから、近野・古閑 (1982) が瀬田の土壌を用いて行った  $^{14}\text{C}$  年代測定のデータを本断面各層の年代推定に利用することができる。その結果、各層の年代は、第 4 層、第 5 層、第 6 層がそれぞれ 10,000 年、13,400 年、15,100 年で、第 9 層、第 10 層、第 11 層がそれぞれ 21,500 年、23,500 年、25,100 年となる。

また、一次鉱物分析（本章第7節）の結果から、第2層は6,300年前に鬼界カルデラから噴出したアカホヤが、第10層（上部ゴマニガ）は約2万2千～2万5千年前に始良カルデラから噴出したATが、第13層は約3万年前に阿蘇から噴出した草千里ヶ浜軽石が母材と考えられる。一次鉱物分析で同定されるこれらの鍵テフラの年代と、 $^{14}\text{C}$ 年代から推定されるこれらの層の年代は良く整合している。このことは、火山灰土壌の母材であるテフラの推定および各土層の年代推定において一次鉱物分析による鍵層の同定が有効であることを示している。

本断面で最も下位の黒色土層（第14層）の年代は、草千里ヶ浜軽石（＝第13層）の年代が約3万年前と考えられる（山田・久保寺，1996a）ことから、ほぼ3万年と推定される。わが国で、このように3万年前頃から連続して黒色の黒ボク土が生成されているのは九州（山田・久保寺，1996a）と静岡の愛鷹山近郊（愛鷹ローム団体研究グループ，1970）に認められるだけで、他の地域でこのタイプの土壌の連続した生成は1万年前よりも新しい（近藤・佐瀬，1986）。また、黒色味の弱い層でも炭素含量は30～70 g kg<sup>-1</sup>含まれており、段丘に堆積している1万年前よりも古い褐色火山灰土壌、いわゆるロームの炭素含量に比べて多い。

## 第4節．物理性

Table III-2 に物理性の分析結果を示した。粒径分析の結果、粘土含量は第1層～第3層，上部ゴマニガとその上位層の第8層～第10層，下部ゴマニガとその上位層の第12層～第13層で35～56%，他の層で63～69%の範囲にあった。砂含量は前者で15～35%，後者で2～12%であった。土性はすべての層でHCないしLiCであった。

Table III-2 高尾野断面各層の物理性

	粒径組成				土性	三相分布			仮比重 (Mgm <sup>-3</sup> )
	(%)					(%)			
	粗砂	細砂	シルト	粘土		固相	液相	気相	
第1層	2	33	30	35	LiC	19	56	26	0.47
第2層	2	27	29	42	LiC	16	65	19	0.48
第3層	2	29	32	38	LiC	14	59	27	0.41
第4層	1	10	22	67	HC	13	69	18	0.45
第5層	1	4	30	65	HC	15	70	15	0.49
第6層	1	1	31	69	HC	16	67	17	0.46
第7層	1	9	24	67	HC	14	69	18	0.42
第8層	4	11	39	47	HC	16	63	21	0.47
第9層	8	13	23	56	HC	18	65	17	0.51
第10層	14	18	18	50	HC	19	65	16	0.52
第11層	5	5	25	65	HC	15	68	16	0.44
第12層	7	24	35	65	LiC	16	75	10	0.46
第13層	8	19	30	43	LiC	17	62	21	0.45
第14層	2	10	25	63	HC	15	63	22	0.41

三相分析の結果、固相率は 13.4～18.8 % の範囲にあった。第 1 層、上部ゴマニガとその上位層の第 9 層～第 10 層および下部ゴマニガの第 13 層では 17.3 % 以上と他の層に比べやや大きい値を示した。仮比重は 0.41～0.53 の範囲にあり、固相率と  $r=0.665^{**}(n=14)$  の相関を示した。粒径組成、固相率、仮比重には、母材および年代が影響している。年代の新しい第 1 層～第 3 層、AT 由来の第 10 層（上部ゴマニガ）とその上位層の第 9 層および草千里ヶ浜軽石由来の第 13 層とその上位の第 12 層の砂含量は 21 %～54 % と高い。また、第 9 層、第 10 層と第 13 層は固相率も他の層より高く、そのうち第 9 層と第 10 層は仮比重も他の層より高い。

Fig. III-3 に水分特性曲線を示した。土壌水分のマトリックポテンシャルの単位は、現在では SI 単位系の Pa (および kPa, MPa) を使用することになっているが、既往のデータとの比較のために文中および図では pF も併記した。第 1 層と第 2 層は、第 3 層以下に比べ曲線の傾きが緩い特徴を示した。第 3 層以下の各層は、傾きはほぼ同一であったが各マトリックポテンシャルの含水比は 3kPa (pF1.5) で  $1.33\sim 1.86\text{ kg kg}^{-1}$ 、1.5MPa (pF4.2) で  $1.08\sim 1.59\text{ kg kg}^{-1}$  と幅があった。黒ボク土では同一のマトリックポテンシャルにおける含水比と、腐植含量の対数との間に正の相関があるとされる（小谷ら、1975）が、本断面の第 3 層以下の各層の全炭素含量の対数と各マトリックポテンシャルでの含水比の間に有意な相関は見られなかった。しかし、粘土含量と各マトリックポテンシャルでの含水比との間には正の相関が認められた（100kPa (pF3.0) の含水比  $\text{kg kg}^{-1} = 0.0139 \times (\text{粘土含量 \%}) + 0.606$ ,  $r=0.794^{**}(n=14)$ )。

Fig. III-4 に、土塊を室内で放置して、風乾に至るまで経時的に山中式硬度を測定した結果を示した。ほとんどの層で、水分の減少にともない硬度は直線的に増大し、風乾の状態では 30 mm を越えた。最終風乾時の硬度は、第 1 層、第 8

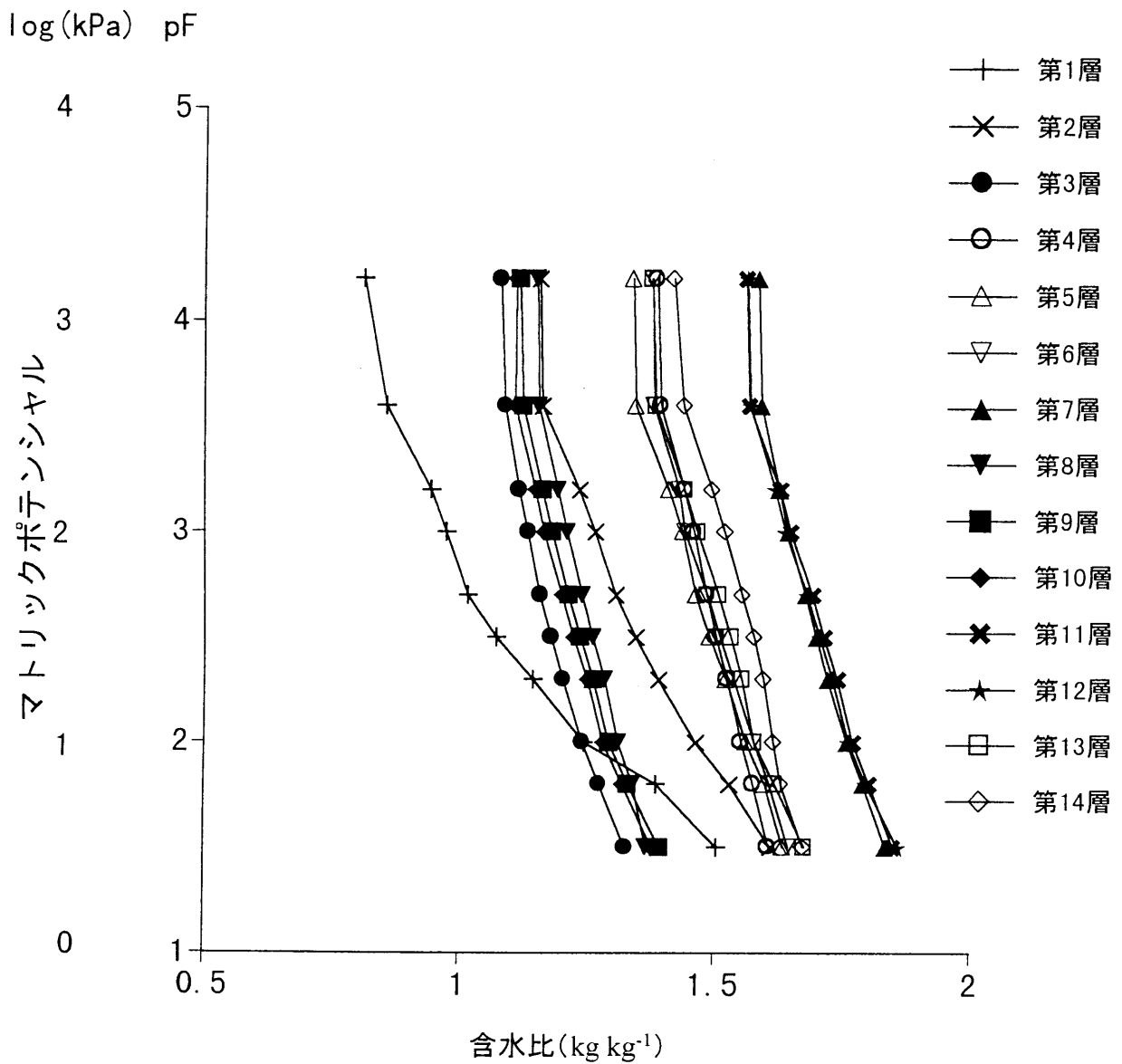


Fig.Ⅲ-3 高尾野断面各層の水分保持能

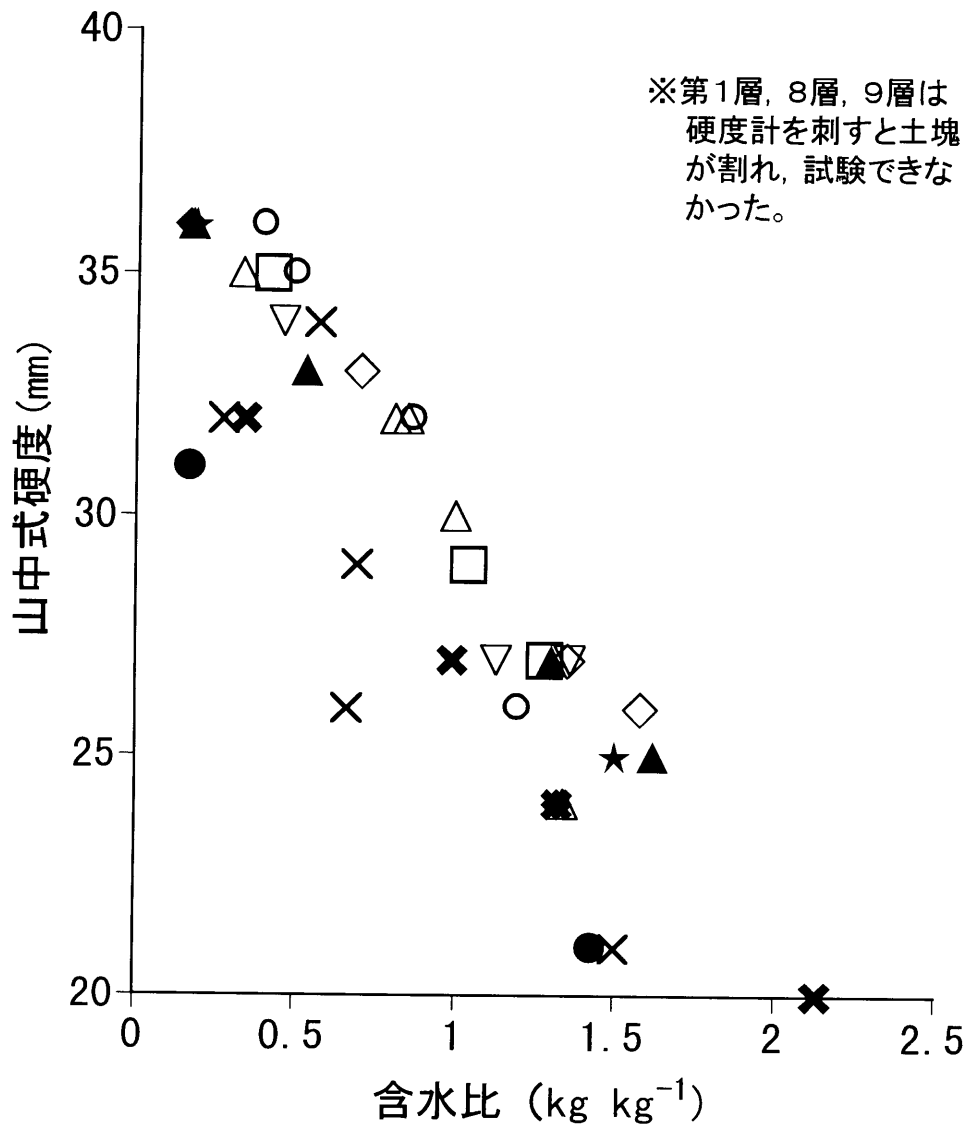


Fig. III-4 高尾野断面各層の含水比と山中式硬度の関係





層，第 9 層を除き 31 mm 以上で，植物根が伸長できない硬度（古賀，1979）である。特に第 4 層～第 7 層，第 12 層～第 14 層で 33～36 mm と大きい値を示した。これに対し，第 1 層，第 8 層，第 9 層では硬度計を刺すと土塊が割れ，第 11 層も硬度 32 と比較的小さい値であった。このように，乾燥に伴う土壌硬度の変化は，各層で異なっている。

各層を土塊の硬度に基づいて区分すると，土塊が壊れやすく硬度計を刺すと割れてしまう第 1 層，第 8 層，第 9 層と，硬度が他に比べやや小さい第 2 層，第 3 層および第 11 層，それら以外の硬度の大きい層に区分できる。なお，第 IV 章で述べるように，土塊の硬化強度は一軸圧縮試験を用いることにより，更に精度良く評価できる。

## 第 5 節．化学性

Table III-3 に化学性の分析結果を示した。土壌の pH ならびに交換酸度  $Y_1$  は，第 4 層以外では  $\text{pH}(\text{H}_2\text{O})$  が 5.6～5.9， $\text{pH}(\text{KCl})$  が 5.0～5.4， $Y_1$  が 0.4～0.5 の範囲にあった。第 4 層はそれぞれ 5.5，4.5，1.2 で，他の層に比べ pH (KCl) が低く  $Y_1$  がやや大きい値を示した。

全炭素量は，土色の明度／彩度が 1.7/1，2/1，3/1，2/2，3/2 の黒～黒褐色の層で 48～127 g kg<sup>-1</sup> の範囲にあったが，3/3～3/4 の暗褐～褐色の層でも 30～66 g kg<sup>-1</sup> の範囲にあり，4/6 と黒色味の薄い第 7 層でも 30 g kg<sup>-1</sup> の炭素を含んでいた。土色の同じ層同士で比較すると，ほとんどの場合は下位の層の方が炭素含量が少ない値を示した。

CEC は 19.8～49.0 cmol(+) kg<sup>-1</sup> の範囲にあり，全炭素量と  $r=0.822^{**}$  (n=14) の相

Table III-3 高尾野断面各層の化学性

	pH		Y <sub>1</sub>	全炭素 (g kg <sup>-1</sup> )	全窒素 (g kg <sup>-1</sup> )	C/N	CEC	交換性塩基				塩基飽和度 (%)	リン酸吸収係数 (P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> g kg <sup>-1</sup> )
	(H <sub>2</sub> O) (KCl)							Ca	Mg	K	Na		
	(cmol(+)kg <sup>-1</sup> )												
第1層	5.8	5.2	0.5	127	10.3	12	43.7	17.4	2.1	0.6	0.4	47	22.8
第2層	5.6	5.3	0.4	71	5.4	13	22.8	2.1	0.6	0.2	0.3	14	24.4
第3層	5.6	5.2	0.4	80	5.4	15	30.1	3.4	0.7	0.3	0.3	16	23.6
第4層	5.5	4.5	1.2	117	6.1	19	49.0	5.8	1.0	0.6	0.5	16	23.2
第5層	5.6	5.1	0.4	66	3.0	22	28.6	3.1	1.1	0.1	0.4	16	23.4
第6層	5.7	5.0	0.5	58	3.3	18	33.2	2.8	1.7	0.2	0.4	16	22.7
第7層	5.6	5.3	0.4	30	1.9	16	27.5	2.3	1.4	0.2	0.5	16	23.0
第8層	5.9	5.2	0.4	42	1.7	24	28.7	3.4	1.1	0.2	0.3	18	23.6
第9層	5.8	5.0	0.4	54	3.3	16	28.6	2.6	1.1	0.8	0.3	17	23.1
第10層	5.8	5.2	0.4	45	2.0	22	22.8	1.7	0.7	0.1	0.3	13	23.0
第11層	5.8	5.2	0.4	49	2.5	19	34.3	2.3	1.1	0.2	0.3	11	23.0
第12層	5.9	5.4	0.4	35	1.6	22	28.2	1.8	0.7	0.1	0.3	10	24.4
第13層	5.9	5.4	0.4	31	1.3	24	19.8	1.7	0.6	0.1	0.3	13	24.1
第14層	5.9	5.3	0.4	48	2.2	22	26.1	2.9	0.8	0.2	0.4	17	24.2

関を示した。交換性塩基では、カルシウムは第 1 層で  $17.4 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ 、他の層で  $1.7 \sim 5.8 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$  と、第 1 層と第 2 層以下での差が大きかった。マグネシウムは第 1 層で  $2.1 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ 、他の層で  $0.6 \sim 1.7 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$  の値を示した。カリウムは第 1 層、第 4 層、第 9 層で  $0.6 \sim 0.8 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ 、他の層で  $0.1 \sim 0.3 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$  の値を示した。ナトリウムは全ての層で  $0.3 \sim 0.5 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$  の値を示した。各層において、各交換性塩基の量と、全分析による各元素の含有量 (Table III-3) の相関を見ると、カルシウムは  $r=0.711^{**}$  ( $n=14$ ) の相関を示したが、他の交換性塩基では相関は見られなかった。塩基飽和度は第 1 層で 47 %、他の層で 18 ~ 10 % 以下の値を示した。

リン酸吸収係数はすべての層で  $22.8 \text{ P}_2\text{O}_5 \text{ g kg}^{-1}$  以上と極めて高い値を示した。

以上から、本断面の各層間で化学性を比較すると、 $\text{pH}(\text{H}_2\text{O})$ 、 $\text{pH}(\text{KCl})$ 、 $Y_1$  は各層間で違いはない。全炭素含量と全窒素含量は土色の黒色味と関係しているが、上位 5 層はそれより下位の層に比べて同じ土色でも全炭素含量が 2 倍近く高い。CEC は炭素含量と強い正の関係を持っている。交換性塩基と塩基飽和度は表層を除き、各土層間で明瞭な違いはない。リン酸吸収係数は全層とも極めて高い。

## 第 6 節． 元素組成

各層の主要 10 元素の組成を Table III-4 に示した。ケイ素は 41.1 ~ 54.1 % (酸化物態の、主要 10 元素中に占める割合。以下同じ) で、上部ゴマニガとその上位の第 8 層 ~ 第 10 層で 52.5 % 以上と高かった。アルミニウムは 26.5 ~ 32.6 % で、第 1 層および第 8 層 ~ 第 10 層で 28.4 % 以下と低かった。鉄は 10.1 ~ 17.8 % で、第 2 層 ~ 第 7 層が 16.7 % 以上と高い値を示した。チタンは 1.19 ~ 2.00 % で、第

Table III-4 高尾野断面各層の元素組成 \*1

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
	(%)									
第1層	47.17	26.47	14.18	1.55	0.26	4.67	2.45	1.03	1.45	0.78
第2層	41.08	32.78	16.85	1.92	0.31	2.44	2.27	0.71	1.07	0.57
第3層	42.20	32.33	17.19	1.95	0.32	1.82	2.20	0.66	0.76	0.56
第4層	43.97	31.95	17.79	2.00	0.27	0.88	1.29	0.80	0.46	0.59
第5層	43.47	32.49	17.40	1.89	0.26	0.71	1.84	1.00	0.62	0.32
第6層	45.67	31.04	16.65	1.78	0.25	0.57	1.85	1.22	0.61	0.35
第7層	44.20	31.55	17.55	1.81	0.28	0.56	2.03	1.05	0.67	0.29
第8層	52.48	27.93	12.47	1.43	0.21	0.88	1.75	1.60	0.98	0.28
第9層	54.00	27.70	11.09	1.29	0.18	1.05	1.53	1.62	1.25	0.29
第10層	54.11	28.37	10.14	1.19	0.19	1.24	1.46	1.50	1.55	0.26
第11層	49.58	30.50	12.64	1.57	0.23	1.03	1.90	1.26	0.96	0.33
第12層	45.99	32.28	12.86	1.73	0.23	1.94	2.75	0.88	1.06	0.28
第13層	48.22	31.72	11.50	1.78	0.25	1.86	2.04	1.03	1.34	0.27
第14層	45.36	32.56	14.73	1.90	0.22	1.10	2.28	0.87	0.65	0.33

\*1 表に示した10元素(酸化物態)の合計量を100%として、各元素(酸化物態)の割合を示した。

1 層と第 8 層～第 10 層で 1.55 %以下と低い値を示した。マンガンはいずれの層も 0.32 %以下と低い値であったが、第 8 層～第 10 層で 0.20 %前後と、特に低い値を示した。カルシウムは第 1 層で 4.67 %と高く、第 4 層～第 8 層で 0.56～0.88 %と低い値を示した。カリウムは 0.46～1.28 %で、第 8 層～第 10 層で低い値を示した。ナトリウムは 0.66～1.62 %で、第 8 層～第 10 層で 1.50 %以上と高い値を示した。リン酸は 0.27～0.78 %で、第 1 層で高い値を示した。

各元素量間の関係を見ると、ケイ素含量と、アルミニウム、鉄、チタン、マンガンの各含量の間には負の相関が、カリウム、ナトリウムの各含量の間には正の相関が見られた ( $\text{SiO}_2 \text{ \%} = -1.52 \text{ Al}_2\text{O}_3 \text{ \%} + 93.5$  ( $r=-0.772^{**}$ ),  $\text{SiO}_2 \text{ \%} = -1.37 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \text{ \%} + 66.9$  ( $r=-0.885^{**}$ ),  $\text{SiO}_2 \text{ \%} = -15.5 \text{ TiO}_2 \text{ \%} + 73.3$  ( $r=-0.938^{**}$ ),  $\text{SiO}_2 \text{ \%} = -94.8 \text{ MnO \%} + 70.5$  ( $r=-0.890^{**}$ ),  $\text{SiO}_2 \text{ \%} = 12.4 \text{ K}_2\text{O \%} + 33.5$  ( $r=0.920^{**}$ ),  $\text{SiO}_2 \text{ \%} = 7.51 \text{ Na}_2\text{O \%} + 39.8$  ( $r=0.614^{**}$ ), いずれも  $n=14$ )。

## 第 7 節．一次鉱物および母材

TableⅢ-5 に一次鉱物分析結果を示した。重鉱物含量は 8～50 %で、第 4 層～第 6 層と第 12 層～第 14 層で 28 %以上と他に比べ高く、他の層では 8～18 %の値であった。重鉱物組成は、ほとんどの層でシソ輝石>強磁性鉱物>普通輝石の順であった。風化の進んだ粒子は第 6 層～第 7 層で多く、特に第 7 層では鉄で被覆されたものが多かった。また、普通角閃石は多くの層で 1 %以下の量が含まれていたが、第 8 層～第 10 層では 4～6 %と他に比べ多かった。カンラン石は第 1 層～第 7 層と第 13 層に含まれ、特に第 1 層～第 3 層では 3～6 %と多かった。

Table III-5 高尾野断面各層の一次鉱物組成 \*1

	重鉱物 割合 (重量%)	重鉱物						軽鉱物						
		シソ 輝石	普通 輝石	強磁性 鉱物	普通 角閃石	カンラ ン石	風化*2 粒子	無色火山ガラス			有色火山 ガラス	斜長石	石英	風化 粒子
								スポンジ状	扁平状	顆粒状				
(重量%)							(粒数%)							
第1層	16	23	54	17	tr.*3	6		17	2	56	5	19		
第2層	16	54	22	20		5		49	4	32	1	13		
第3層	8	62	19	15	tr.	3		19		74		7		
第4層	46	57	9	30	tr.		5	11	1	24	2	59		3
第5層	49	53	12	24	2	1	8(1)	3	8	37	1	49	1	1
第6層	28	44	5	32	1	1	18(1)	3	9	79	2	13	1	
第7層	8	31	10	24	tr.	tr.	35(31)	tr.	3	96		1		
第8層	18	35	8	41	6		11(8)	4	47	tr.	2	18	2	27
第9層	14	38	2	51	6		10(4)	66	13	6		21	7	8
第10層	11	50	12	21	4		12(4)	46	35	3	1	12	1	2
第11層	12	49	10	40	1			19	49	7	1	18	tr.	7
第12層	33	52	11	29	1		6(2)	7	17	49	9	17	1	1
第13層	33	45	14	29		2	11(4)	6	8	23	10	53	1	
第14層	50	52	25	18			5(1)	tr.		63	4	32		tr.

\*1 径0.1-0.2mmの粒子を顕鏡し測定。 \*2 ( )内は鉄で被覆されている粒子の割合。 \*3 tr; 0.4%以下。

軽鉱物は無色火山ガラスと斜長石が主体であった。軽鉱物中に占める無色火山ガラスの割合は 36～99 %で、軽鉱物含量が大きい層で大きくなる傾向が見られた。

火山ガラスを山田・庄子（1983）に準じて形態で分類すると、第 1 層～第 3 層ではスポンジ状火山ガラスが多かった。特に第 2 層では、スポンジ状ガラスが特に多いことと重鉱物含量と重鉱物組成が長友ら（1977）の示した熊本県神殿原の鬼界アカホヤ火山灰（アカホヤ）とほぼ同じことから、この層の主要な母材はアカホヤと考えられる。また第 10 層はスポンジ状と偏平状が多かった。この層は偏平状火山ガラスが多いことと、後述する  $^{14}\text{C}$  年代から、母材は始良 Tn 火山灰（AT）を主体とすると考えられる。また、第 8 層～第 9 層、第 11 層も一次鉱物組成が第 10 層と同様であることから、これらの層も母材として AT の影響が強いと考えられる。第 12 層～第 13 層は他に比べ有色火山ガラスが若干多い傾向が見られた。このうち、第 13 層は重鉱物組成が約 30,000 年前の草千里ヶ浜軽石と類似している。本断面付近では草千里ヶ浜軽石が 20～30cm の厚さで堆積していること（高田，1989）、AT との層順関係や上位の第 11 層の  $^{14}\text{C}$  年代が草千里ヶ浜軽石の推定年代と矛盾しないことから、第 13 層は草千里ヶ浜軽石が母材と考えられる。このように、本断面のようにいずれの層も母材の風化が進んでおり、明瞭なテフラの層は観察されない場合でも、一次鉱物分析により母材であるテフラを同定することができる。

一次鉱物組成から、各層の母材の連続性を検討すると、断面形態からは母材を同一とする埋没 A 層・B 層のように見える第 6 層・第 7 層は、重鉱物含量や斜長石含量、風化粒子含量が大きく異なるため、別の母材からなると考えられる。さらに、第 3 層は重鉱物含量や軽鉱物組成から明らかにその上下の層とは異なるテフラを母材としており、また、第 11 層は重鉱物含量と火山ガラス形態の面で、

第 12 層～第 13 層よりも第 10 層の母材 (AT) に似た性質を持つことから、第 12 層～第 13 層の A 層ではない。このように、本断面のような累積性火山灰土壌では、断面調査のみから土壌層位を決定することは難しく、室内分析による検討が必要である。

スポンジ状や偏平状ガラスの化学組成は流紋岩質であり (山田・庄子, 1983), カンラン石を含む火山灰は苦鉄質であり、両輝石型で重鉍物含量の高い火山灰は安山岩質である (山田ら, 1980)。一次鉍物組成から母材の岩質を判断すると、アカホヤと AT が主要母材と判定された第 2 層, 第 10 層及びスポンジ状あるいは偏平状火山ガラスが一次鉍物の大部分を占める第 8 層, 第 9 層と第 11 層は珪長質テフラが主要母材である。ただし, 第 2 層にはかんらん石も重鉍物部分に 5 % 含まれることから苦鉄質火山灰も混じっていることがわかる。一方, 第 4 層～第 6 層, 第 12 層～第 14 層は 30～50 % と重鉍物含量が高く, 両輝石型であることから安山岩質と推定される。この結果は, 全分析のケイ素含量と良く対応している。このように本断面各層の母材の岩質は, 安山岩質や珪長質と異なっており, 一様ではない。このことは, ニガ土の成因や硬化機構と, 母材であるテフラの岩質とは関係がないことを示唆している。

## 第 8 節. 粘土鉍物

X 線回折の結果, 全ての層で結晶性粘土鉍物のはっきりしたピークは認められなかった (Fig. III-5)。 $Y_1$  の値が小さいこと, 次に示す  $Al_p/Al_o$  が 0.25 以下であることから, 本断面の各層は明らかにアロフェン質火山灰土である。

Table III-6 に選択溶解試験 ( $Si_o$ ,  $Al_o$ ,  $Fe_o$  は 0.2M 酸性シュウ酸塩 (pH 3.0)



可溶のケイ素，アルミニウム，鉄。 $Al_p$ ， $Fe_p$  は 0.1M ピロリン酸ナトリウム可溶のアルミニウム，鉄。)の結果を示した。 $Si_o$ は第1層と第4層で 2.08～2.18 %，第12～14層で 6.01～6.51 %で，他の層では 3.04～5.43 %であった。

Parfitt・Henmi (1982) に従い， $Si_o$ を 7.1 倍して算出したアロフェンおよびイモゴライト量は層間での差が大きかった。含量は第1層と第4層でそれぞれ 14.8 %，15.5 %と少なく，下部ゴマニガとその上下の第12～14層で 44.2～46.3 %と多く，他の層で 21.2～38.6 %であった。アロフェンおよびイモゴライトの Al/Si 原子比を  $(Al_o-Al_p)/Si_o$  の式で算出すると，1.30～1.98 と幅があり，第7層と第12～14層で 1.43 以下と他に比べ低い値であった。また，Childs ら (1991) に従い， $Fe_o$ を 1.7 倍して算出したフェリハイドライト量は 2.8～6.5 %であった。

$Al_o$  と  $Al_p$ ， $Fe_o$  と  $Fe_p$  を比較すると，非晶質のアルミニウムおよび鉄の大部分はアロフェン，イモゴライト，フェリハイドライト等の形態で存在すると考えられた。ただし，第1層と第4層では腐植複合態のアルミニウム割合が他の層に比べ多く，第4層では腐植複合態の鉄の割合が極めて多かった。 $Al_p$  と全炭素含量間には正の関係が認められたが (全炭素  $g\ kg^{-1}=101.3 \times (Al_p\ \%) - 2.623$ ,  $r=0.929^{**}$  ( $n=14$ ))，この関係式の傾きは Shoji らの関係式 (1993) の約 1.5 倍あることから，本断面土壌ではアルミニウム-腐植複合体におけるアルミニウムの割合が小さい。換言すれば，単位量あたりのアルミニウムが，他の黒ボク土よりも多くの腐植と結合し安定化させている。そして，特に有機物含量の高い第1層と第4層を除くと，この割合が小さい (全炭素/ $Al_p$  値の高い) 層で有機物含量が大きい傾向にあった (全炭素  $g\ kg^{-1}=0.7839 \times (全炭素/Al_p) - 23.74$ ,  $r=0.949^{**}$  ( $n=12$ ))。

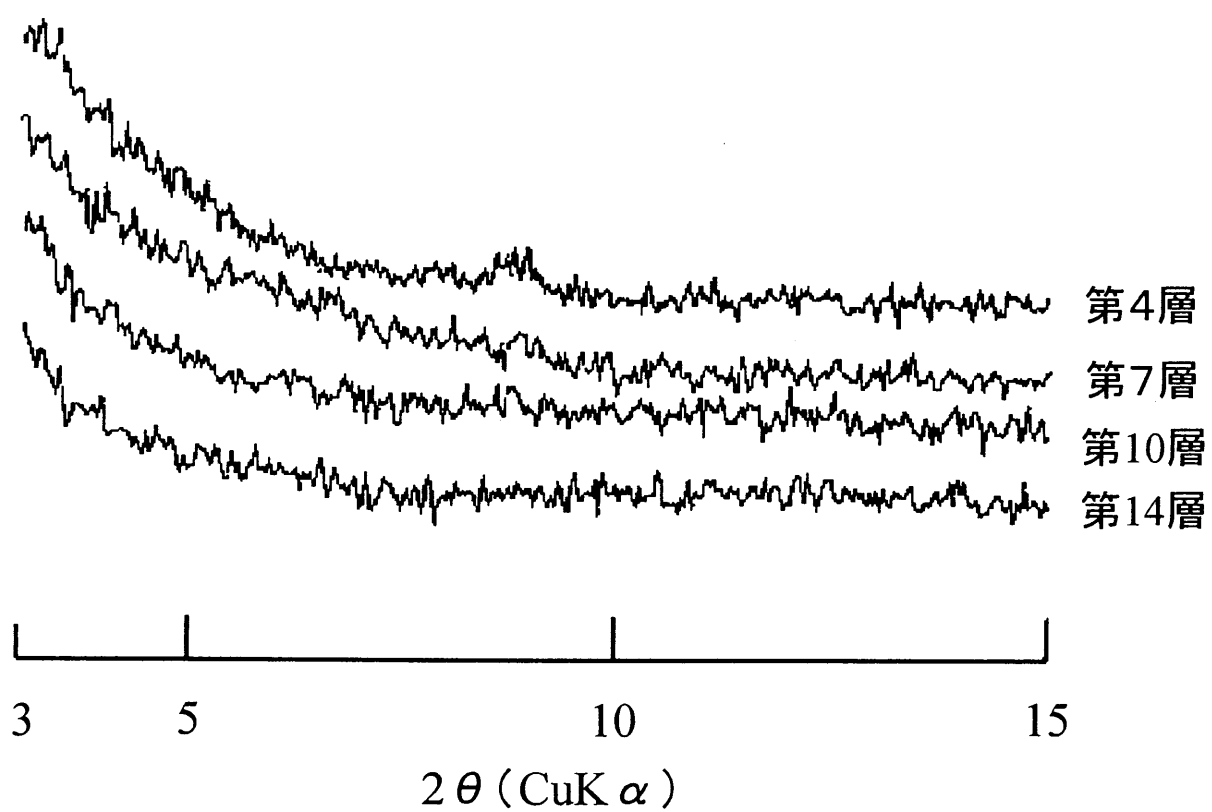


Fig. III-5 X線回折(Ca型粘土, オリエンテーション法で試料作成)

Table III-6 高尾野断面各層の選択溶解試験結果

	Si <sub>o</sub> <sup>*1</sup>	Al <sub>o</sub> <sup>*1</sup>	Fe <sub>o</sub> <sup>*1</sup>	Al <sub>p</sub> <sup>*2</sup>	Fe <sub>p</sub> <sup>*2</sup>	$\frac{(Al_o - Al_p)}{Si_o}$	Al <sub>p</sub> /Al <sub>o</sub>	Fe <sub>p</sub> /Fe <sub>o</sub>	アロフェン+ イモゴライト <sup>*3</sup> (%)	フェリハイ ドライト <sup>*4</sup> (%)
			(%)							
第1層	2.18	5.40	2.78	1.14	0.53	1.95	0.21	0.19	15.5	4.7
第2層	4.40	8.46	3.60	0.60	0.07	1.79	0.07	0.02	31.2	6.1
第3層	4.21	8.02	3.47	0.67	0.13	1.74	0.08	0.04	29.9	5.9
第4層	2.08	5.49	3.84	1.35	1.38	1.98	0.25	0.36	14.8	6.5
第5層	4.17	7.17	2.84	0.54	0.10	1.59	0.07	0.03	29.6	4.8
第6層	3.53	6.46	2.75	0.56	0.11	1.67	0.09	0.04	25.0	4.7
第7層	5.43	7.52	2.18	0.45	0.08	1.30	0.06	0.04	38.6	3.7
第8層	2.99	5.62	2.11	0.52	0.14	1.71	0.09	0.07	21.2	3.6
第9層	3.04	5.79	1.93	0.55	0.11	1.72	0.10	0.06	21.6	3.3
第10層	3.91	6.53	1.64	0.45	0.04	1.56	0.07	0.03	27.7	2.8
第11層	4.69	7.78	2.05	0.53	0.07	1.55	0.07	0.03	33.3	3.5
第12層	6.51	9.34	1.90	0.48	0.04	1.36	0.05	0.02	46.3	3.2
第13層	6.23	8.91	1.92	0.43	0.03	1.36	0.05	0.02	44.2	3.3
第14層	6.01	8.87	2.09	0.52	0.05	1.39	0.06	0.03	42.7	3.6

\*1 0.2M 酸性シュウ酸塩(pH 3.0)可溶のSi, Al, Fe<sub>o</sub>. \*2 0.1M ピロリン酸ナトリウム可溶のAl, Fe<sub>o</sub>.\*3 Parfitt・Henmi(1982)に従い, Si<sub>o</sub>(%)に7.1を乗じて算出。 \*4 Childsら(1991)に従い, Fe<sub>o</sub>(%)に1.7を乗じて算出。

## 第9節．高尾野断面各層と通常の火山灰土壌の 諸性質比較

高尾野断面の第4層以下の各層と，Kurobokudo Co-operative Research Group (1986) が調査した日本各地の火山灰土壌の埋没A層および埋没B層における土色，硬度および一般的理化学性の平均値（地目が水田のものは除く）を Table III-7 に示した。本断面の埋没土壌の土色は，明度の平均値は各地の埋没A層と同じで，彩度の平均値は各地の埋没A層と埋没B層の間だが埋没A層の方に近い。表には示していないが，本断面の色相（7.5YR～10YR）は各地の火山灰土壌に一般的に見られるものである。山中式硬度は20～25 mm であり，平均値は22.5 mm で，各地の埋没火山灰土壌と同じである。

土壌のコンシステンスの面では，可塑性（全ての層で弱）は，各地の埋没A層（中ないし強が主体）や埋没B層（強ないし極強が主体）に比べてやや弱い。粘着性（全ての層で弱）および碎易性（碎易ないし堅硬）は，各地の火山灰土壌の埋没A層および埋没B層に一般的に見られる。土壌の構造（亜角塊の中ないし大が主体）も，同様に一般的に見られるものである。

Table III-7 に示したように，物理性について本断面の第4層以下，日本各地の埋没A層，埋没B層の各平均値を比較すると，粒径組成はすべてHC，仮比重は本断面と各地の埋没A層で0.5前後，各地の埋没B層で0.6と，いずれも大きな違いはない。

水分保持能は，5 kPa (pF1.8) の含水比が本断面で 1.55 kg kg<sup>-1</sup>，各地の埋没A層で 1.29 kg kg<sup>-1</sup>，埋没B層で 1.10 kg kg<sup>-1</sup> で，1.5 MPa (pF4.2) ではそれぞれ 1.33, 1.05, 0.93 kg kg<sup>-1</sup> であり，本断面ではいずれのマトリックポテンシャルの含水比も他の黒ボク土に比べ大きいのが特徴である。土壌の水分保持には粘土および有

Table III-7 高尾野断面の第4層以下各層と日本各地の黒ボク土の理化学性比較 \*1

		土色		粒径組成			仮比重 ( $\text{Mg m}^{-3}$ )	水分保持能		
		明度	彩度	砂	シルト	粘土		5kPa	0.1MPa	1.5MPa
高尾野の 第4層以下		2.8±0.8 (11)	2.5±1.6 (11)	16±10 (11)	27±6 (11)	60±9 (11)	0.46±0.03 (11)	1.58±0.18 (11)	1.44±0.18 (11)	1.36±0.17 (11)
A層		2.4±0.8 (44)	2.1±1.0 (44)	36±17 (27)	22±5 (27)	40±15 (31)	0.54±0.17 (40)	1.16±0.43 (40)	0.94±0.38 (40)	0.88±0.36 (40)
日本各地の*2 黒ボク土		2.3±0.7 (46)	1.7±0.9 (46)	28±15 (34)	20±7 (34)	53±13 (34)	0.52±0.14 (37)	1.30±0.33 (37)	1.11±0.30 (37)	1.05±0.30 (37)
B層および 埋没B層		4.2±0.6 (46)	5.0±1.3 (46)	21±14 (23)	20±7 (23)	56±15 (25)	0.62±0.20 (27)	1.10±0.42 (26)	0.96±0.37 (26)	0.93±0.35 (26)
C層		4.9±0.9 (37)	5.7±1.6 (37)	25±22 (4)	8±4 (4)	59±27 (5)	0.74±0.24 (13)	0.91±0.65 (14)	0.72±0.49 (14)	0.64±0.43 (14)
		全炭素	pH	CEC	交換性塩基				塩基	リン酸
			( $\text{H}_2\text{O}$ )		Ca	Mg	K	Na	飽和度	吸収係数
		( $\text{g kg}^{-1}$ )			(cmol(+) $\text{kg}^{-1}$ )				(%)	( $\text{P}_2\text{O}_5 \text{ g kg}^{-1}$ )
高尾野の 第4層以下		52±24 (11)	5.8±0.1 (11)	30±8 (11)	2.8±1.2 (11)	1.0±0.3 (11)	0.3±0.2 (11)	0.4±0.1 (11)	15±3 (11)	23.4±0.6 (11)
A層		113±64 (43)	5.4±0.6 (41)	34±17 (43)	3.6±4.4 (43)	0.8±0.8 (43)	0.3±0.2 (43)	0.4±0.5 (43)	16±13 (43)	20.9±4.7 (39)
日本各地の*2 黒ボク土		75±42 (41)	5.8±0.4 (41)	30±12 (42)	2.8±2.7 (42)	0.4±0.3 (42)	0.3±0.3 (42)	0.3±0.2 (42)	14±12 (42)	22.8±3.1 (41)
B層および 埋没B層		26±23 (31)	5.8±0.4 (31)	19±7 (30)	1.6±1.7 (30)	0.6±0.4 (30)	0.3±0.3 (30)	0.4±0.3 (30)	15±12 (30)	20.4±4.5 (31)
C層		11±11 (20)	6.1±0.4 (17)	17±12 (13)	2.6±2.9 (13)	0.4±0.5 (13)	0.3±0.5 (13)	0.5±0.6 (13)	24±15 (13)	15.4±6.9 (21)

\*1 値は平均値±標準偏差(( )内は試料数)。\*2 Kurobokudo co-operative research group(1986)のデータから計算した。

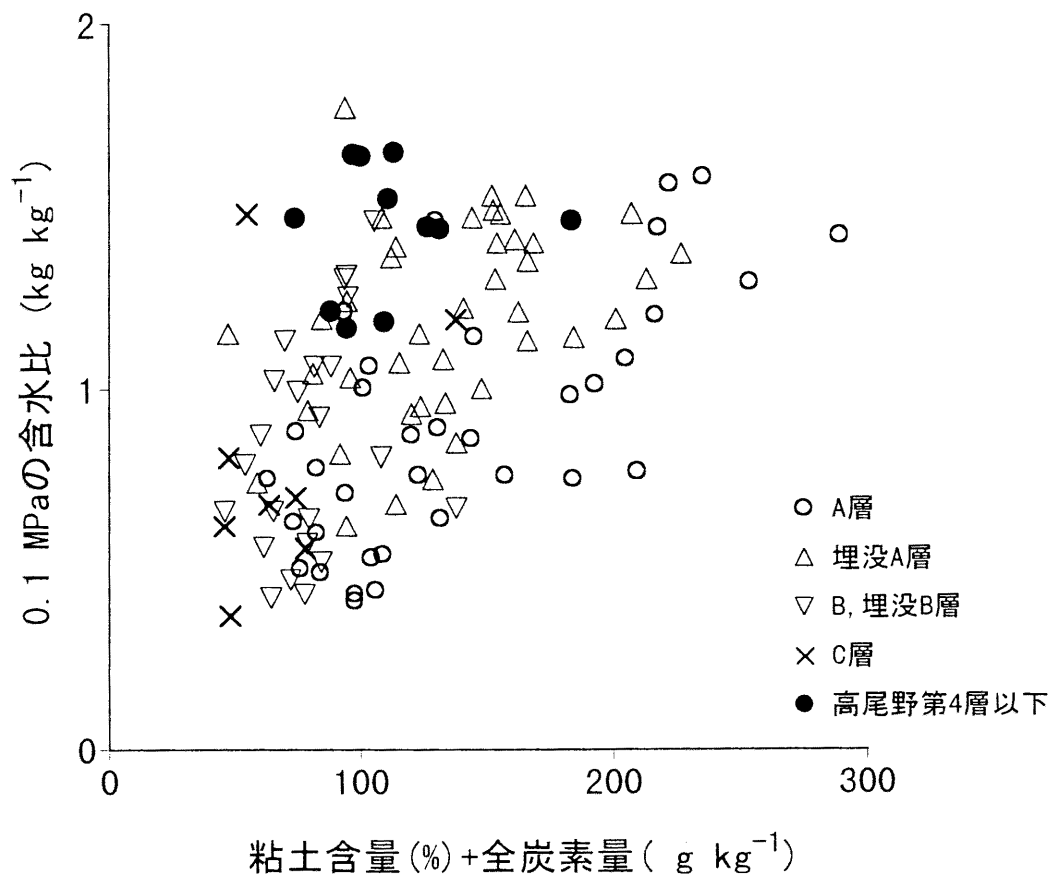


Fig. III-6 高尾野断面第4層以下と日本各地の黒ボク土の粘土および全炭素含量と水分保持能の関係

機物が寄与するので、これらの含量と水分保持能との関係を、本断面の第4層以下の各層および日本各地の火山灰土壌について見たものが Fig. III-6 である。図は粘土含量(%)と全炭素量( $\text{g kg}^{-1}$ )の単純な和を横軸に、0.1 MPa での含水比( $\text{kg kg}^{-1}$ )を縦軸に示した。本断面の各層は、保水能自体が大きいことに加え、粘土および有機物含量に対する保水能の比が大きいのが特徴と言える。有効水分量については、5 kPa～1.5 MPa (pF1.8～4.2) の水分を有効水とすると、本断面は  $0.22 \text{ kg kg}^{-1}$ 、各地の埋没 A 層は  $0.24 \text{ kg kg}^{-1}$ 、埋没 B 層は  $0.17 \text{ kg kg}^{-1}$  と差がなかった。

化学性については、pH ( $\text{H}_2\text{O}$ ) は本断面と各地の埋没 A 層、埋没 B 層のすべてで 5.7～5.8 であり、全炭素は本断面では  $49 \text{ g kg}^{-1}$  と各地の埋没 A 層と埋没 B 層の中間の値である。CEC は本断面と各地の埋没 A 層で  $29 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ 、各地の埋没 B 層で  $19 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$  であり、交換性塩基は本断面と各地の埋没 A 層、埋没 B 層のすべてでカルシウムが  $1.6\sim 2.9 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ 、他が  $1.1 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$  以下で大きな違いはない。

元素組成に関して、他の火山灰土壌に比べて本断面各層が特に多く（または少なく）含んでいる元素の有無を検討するため、Kurobokudo Co-operative Research Group (1986) が日本各地の火山灰土壌に対して行った全分析の値と、本断面 4 層以下各層のデータを比較した (Fig. III-7)。図には、ケイ酸含量を横軸にとり、定量した他の 9 元素の含量との関係を示した。黒ボク土に含まれる各元素の量は、ケイ酸含量に対し正の関係にあるもの（カリウム、ナトリウム）、負の関係にあるもの（アルミニウム、鉄、チタン、マンガン）、明瞭な関係が認められないもの（カルシウム、マグネシウム、リン）に分かれた。これは、Yamada (1997) が示した、テフラ中の各元素とケイ酸との含量比と傾向が似ている。図中にプロットした高尾野断面各層の、各元素含量およびケイ酸に対する比を見ると、どの元素についても、他の火山灰土壌と比べて変わった傾向は示さない。このことか

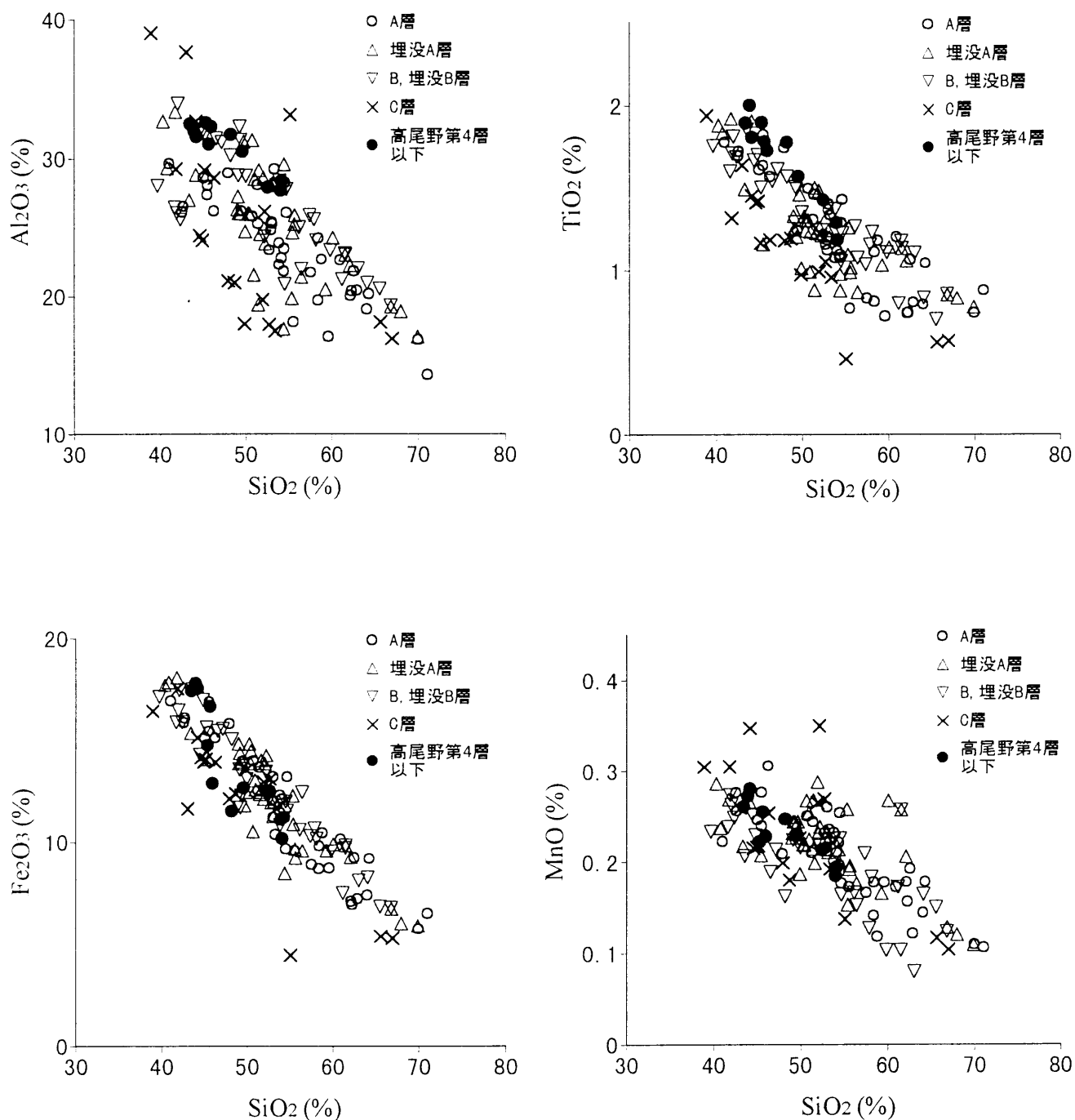


Fig. III-7(1) 高尾野断面第4層以下と日本各地の黒ボク土\* の元素組成 ( $\text{SiO}_2$  含量と他の元素(酸化物態) 含量との関係)

\*Kubobokudo Co-operative Research Group (1986) のデータを使用。



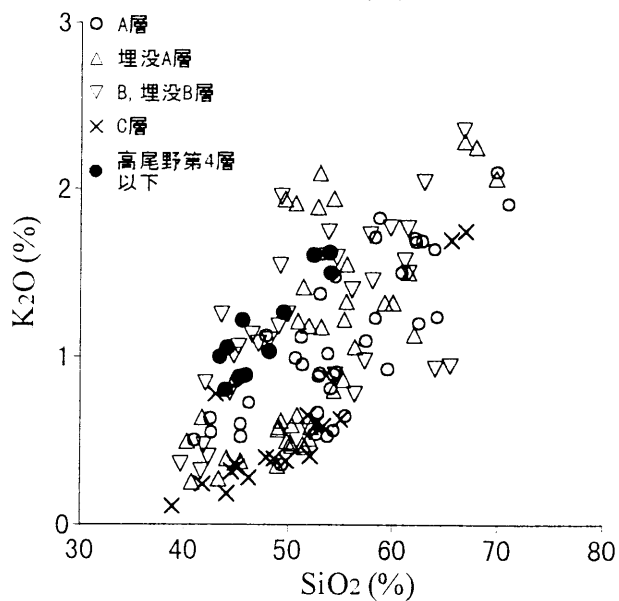
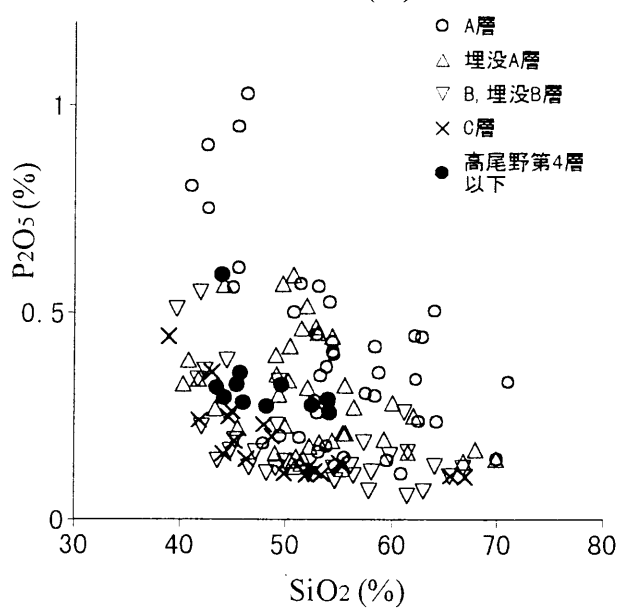
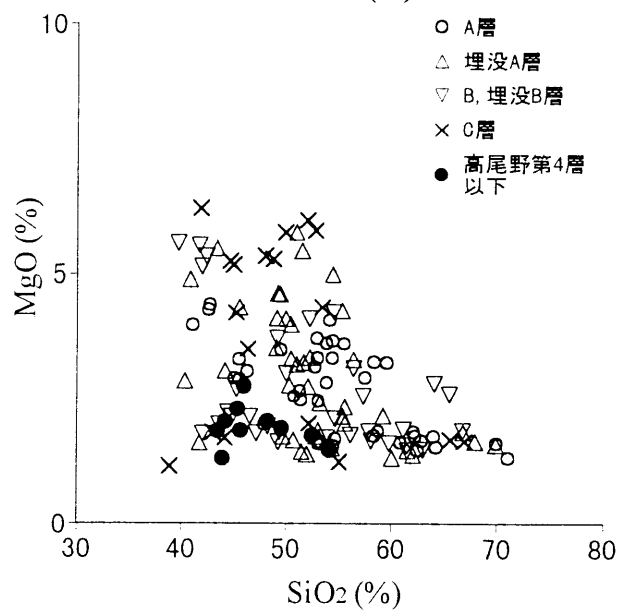
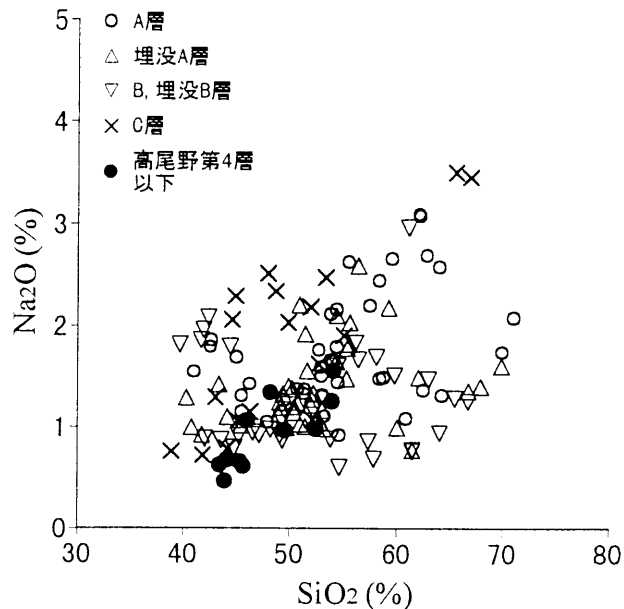
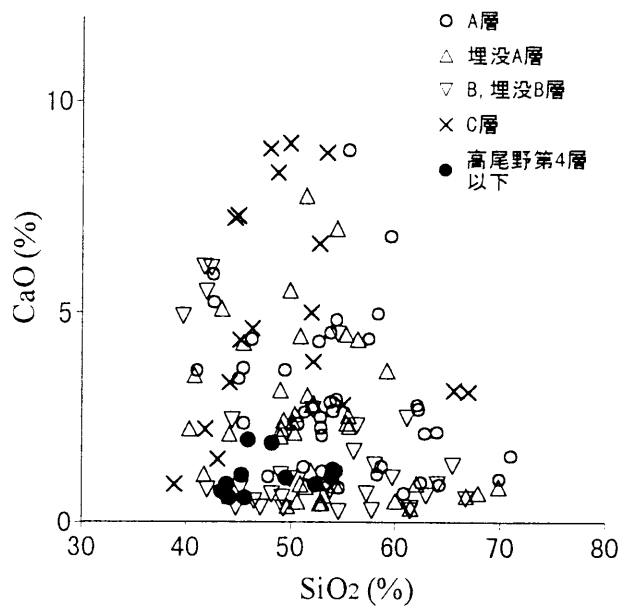


Fig. III-7(2)

高尾野断面第4層以下と日本各地の黒ボク土\*の元素組成 ( $\text{SiO}_2$ 含量と他の元素(酸化物態)含量の関係)

\*Kubobokudo Co-operative Research Group (1986) のデータを使用。

ら、高尾野断面において、母材の性質または土壌生成作用の結果により、特定の元素含量が他の火山灰土壌に比べ増大、または減少していることはないと言える。

わが国における火山灰土壌の母材の、一次鉱物組成や岩質に関しての主な報告には、菅野・有村（1957）、弘法・大羽（1973）、Yamada ら（1975）がある。また、火山灰土壌母材としての火山ガラスの報告には山田・庄子（1983）がある。これらの報告と高尾野各層の一次鉱物組成を比較すると、重鉱物組成は第7層を除き両輝石と強磁性鉱物を主体とし、カンラン石あるいは普通角閃石を少量含んでおり、わが国の火山灰土壌に普通に認められる組成である。また軽鉱物組成も、アカホヤと AT を母材とする層でスポンジ状あるいは扁平状無色火山ガラスが多いほかは、顆粒状無色火山ガラスと斜長石が多く、流紋岩質～安山岩質火山灰の軽鉱物組成としては一般的である（山田・庄子，1983）。これらの結果は、高尾野断面各層の一次鉱物組成はわが国の火山灰土壌に一般的に認められるものであることを示している。

以上から、本断面の土壌断面形態、理化学性、鉱物学的性質は、日本の他の火山灰土壌と比較して、水分保持能が大きいという特徴はあるが、特異な点は見られない。

## 第Ⅳ章．ニガ土各層の硬化特性

### 第1節．本章の目的と検討内容

ニガ土の硬化機構の解析にあたっては，ニガ土各層の収縮，硬化の度合いを定量的に把握し，それを基に，土壌の理化学性，粘土鉱物組成，元素組成，土壌微細形態などと硬化程度との関係を解析し，硬化に関与する要因について検討する必要がある。

前章では，ニガ土の断面形態，一般的理化学性，一次鉱物組成，粘土鉱物組成および元素組成について述べた。本章ではそれらに引き続き，ニガ土各層の硬化特性，すなわち，①乾燥に伴う硬化強度，②収縮性，③水漬に伴う砕易化性（土塊の崩壊），および土壌の硬化に密接に関連する，④微細形態の，各性質について解析した。併せて，阿蘇火山周辺地域の各地点の下層土について，ニガ土の性質の有無を，硬化性に基づいて判定した結果について述べる。

### 第2節．試料

第Ⅲ章と同じく，ニガ土の代表断面とした熊本県菊池郡大津町高尾野の露頭の試料（第1層～第14層の不攪乱土塊）を供試した。また，土塊の一軸圧縮強度および収縮を他の火山灰土壌と比較するために，各地の火山灰土壌（熊本県西合志町の九州農業試験場表層土2点，宮崎県都城市の埋没黒ボク土1点，鹿児島県大根

占町の表層黒ボク土と埋没黒ボク土各1点, 茨城県つくば市の褐色火山灰土層1点, 岩手県北上市の黒ボク土1点, 岩手県金ヶ崎町の褐色火山灰土層1点の計8点) を採取し供試した。これらの試料は, 九州農業試験場の1点が耕地 (飼料畑) である以外は全て未耕地から採取した。粘土鉱物は, 岩手県の2試料が非アロフェン質で, 他の試料はアロフェン質であった。

### 第3節. 土塊の一軸圧縮強度と収縮

生土および風乾時の土塊の一軸圧縮強度をTable IV-1に示した。生土での一軸圧縮強度はいずれの層でも0.41 MPa以下の値であった。風乾により, 一軸圧縮強度は第1層, 第2層以外では増大したが, その程度は層によって異なり, 第4層と第7層で2.57 MPa以上と大きく, 第3層, 第9層, 第13層で0.65 MPa以下と小さく, 他の層では0.97~1.65 MPaであった。以下では, 風乾に伴い一軸圧縮強度が著しく増大する層 (第4層~第8層, 第10層~第12層および第14層) を仮に「A群」, 風乾に伴う一軸圧縮強度増大の度合いが小さい層 (第3層, 第9層および第13層) を「B群」, 風乾に伴う一軸圧縮強度増大が見られない層 (第1層および第2層) を「C群」と呼ぶ。

土塊の含水比と一軸圧縮強度の関係をFig. IV-1に示した。図はA群と, B群およびC群とに分けた。A群は, 生土から含水比 $0.5 \text{ kg kg}^{-1}$ 前後までは各層が一様に, 水分の減少に伴い一軸圧縮強度が直線的に増大した。それ以上乾燥が進むと, 多くはそれまでと同様な直線的強度増大が続いたが, 第4層と第7層では他に比べ強度の増大が大きかった。また第10層は試料間での強度がばらつき, 強度が1 MPa 以下と小さい試料が見られた。B群とC群はいずれの含水比でも強度は小さく, 風乾に

Table IV-1 高尾野各層の土塊の含水比, 一軸圧縮強度および風乾に伴う収縮

	深さ  (cm)	含水比		一軸圧縮強度		収縮* <sup>1</sup>  (%)
		生土	風乾	生土	風乾	
		(kg kg <sup>-1</sup> )		(MPa )		
第1層	0-24	0.81	0.19	0.05	0.04	86
第2層	24-60	1.04	0.26	0.22	0.11	58
第3層	60-80	1.27	0.07	0.10	0.43	50
第4層	80-108	1.15	0.26	0.29	3.88	46
第5層	108-130	1.20	0.12	0.41	1.36	53
第6層	130-182	1.28	0.18	0.09	1.37	46
第7層	182-220	1.22	0.09	0.20	2.57	47
第8層	220-238	1.16	0.08	0.09	1.37	53
第9層	238-270	1.06	0.20	0.16	0.45	65
第10層	270-285	1.18	0.09	0.19	0.97	46
第11層	285-303	1.42	0.29	0.20	1.61	48
第12層	303-327	1.56	0.12	0.28	1.65	53
第13層	327-350	1.44	0.22	0.17	0.65	78
第14層	350-410	1.68	0.26	0.19	1.42	57

\*1 生土の状態での体積を100%とする。

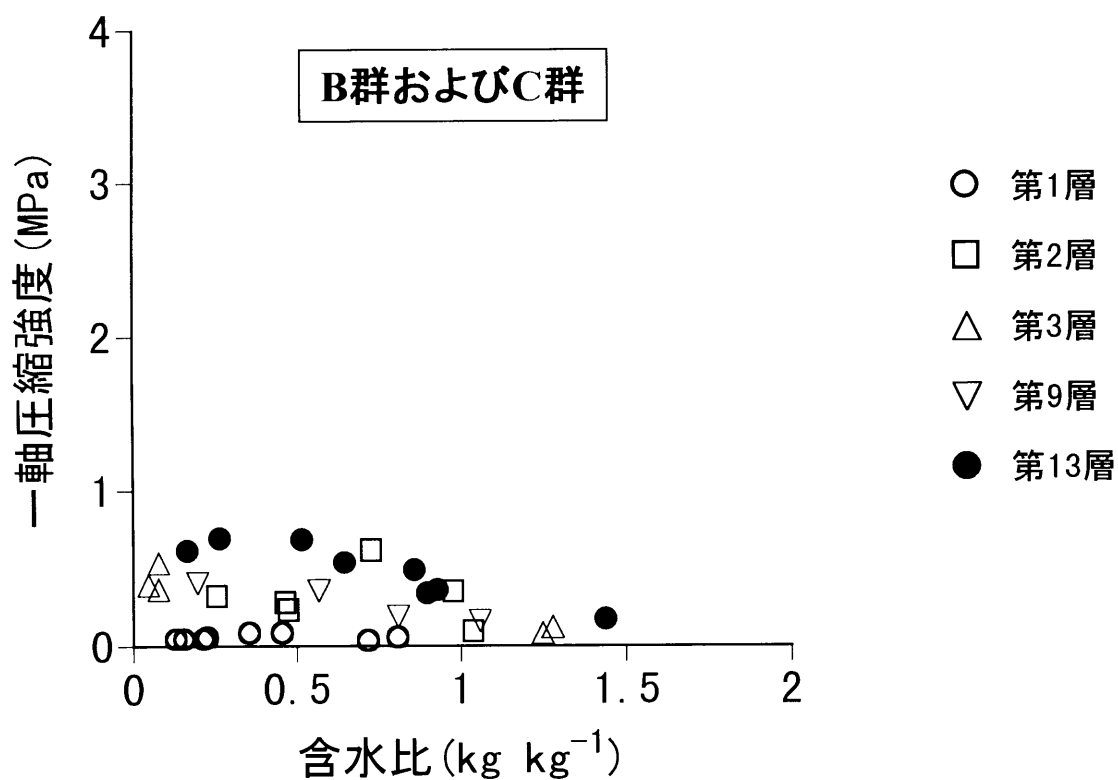
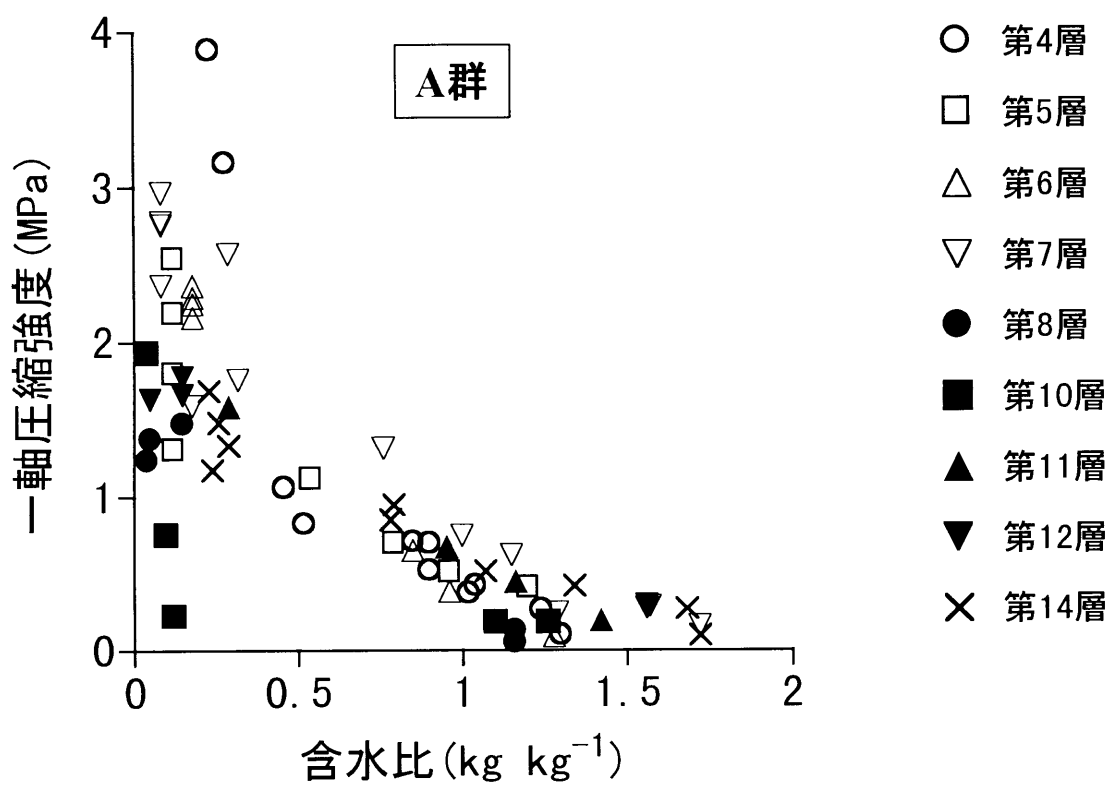


Fig. IV-1 高尾野各層の土塊の風乾過程における  
一軸圧縮強度の変化

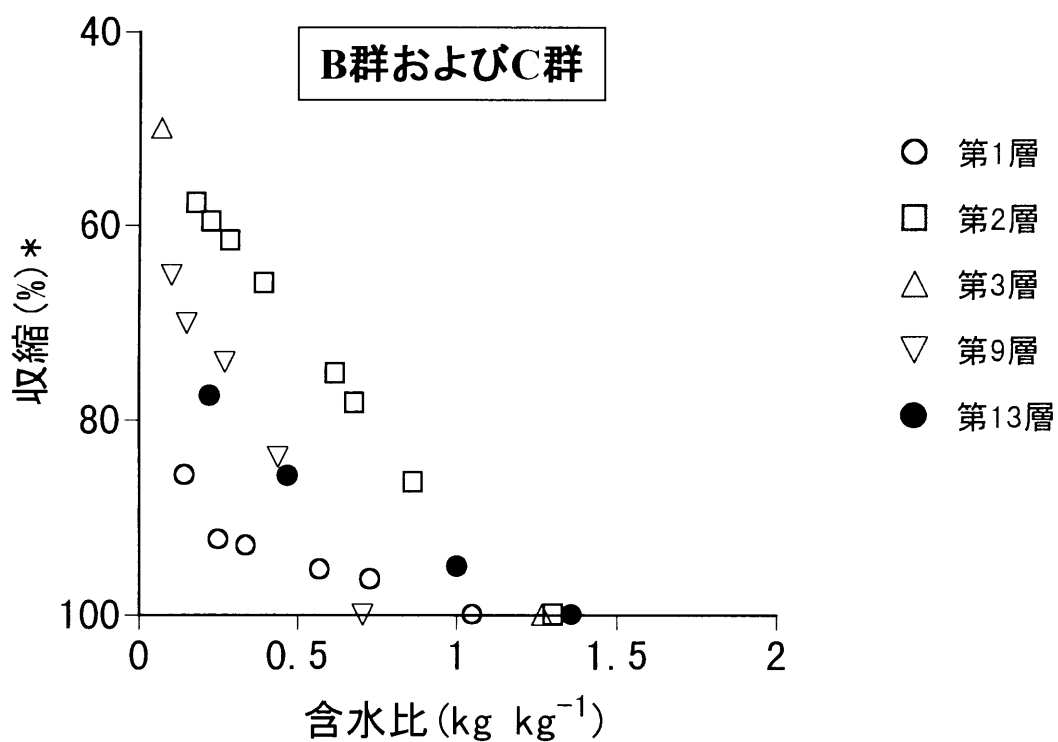
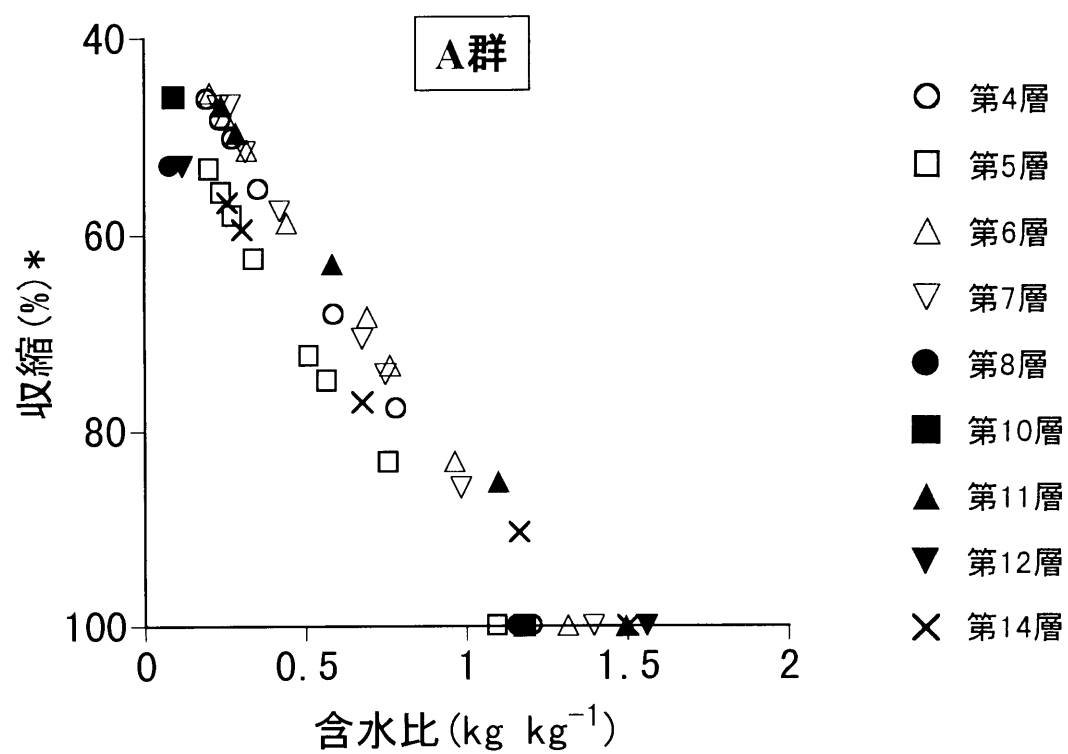


Fig. IV-2 高尾野各層の土塊の風乾過程における収縮  
\*生土の状態での体積を100%とする

伴う増大も小さかった。なお、各層の生土状態での含水比 ( $1 \sim 1.6 \text{ kg kg}^{-1}$ ) は、Fig. III-3に示した水分保持曲線から見ると、マトリックポテンシャルが1.5 MPa以上と高張力の範囲にある。

Table IV-1に示したように、A群は風乾により土塊が生土状態の体積の57%以下まで収縮した。BおよびC群のうち、第1層、第9層、第13層の風乾後の体積は生土状態の65～86 %と、強度の大きい層に比べ収縮量は小さかったが、第2層、第3層は50～58 %まで収縮した。

Fig. IV-2に示したように、A群はいずれの試料も、含水比の減少に伴いほぼ直線的に収縮した。BおよびC群も、いずれの試料も含水比の減少に伴い直線的に収縮したが、収縮の度合いは第2層、第3層、第9層で大きく、第1層、第13層で小さかった。

以下の試験には、A群の代表試料として第7層を、B群の代表試料として第9層を、C群の代表試料として第1層を用いた。

## 第4節．硬化強度評価方法としての、一軸圧縮試験と 山中式硬度計の比較

第Ⅲ章で示したように、土塊の風乾にともなう山中式硬度の変化を測定すると、本断面のほとんどの層は水分の減少に伴い、硬度が同じように直線的に増大した。しかしFig. IV-1に示したように、風乾にともなう一軸圧縮強度の変化は、山中式硬度計による硬度の変化とは異なり、大きく2つのグループ（A群と、BおよびC群）に分かれた。

Fig. IV-3に、生土および風乾の状態での山中式硬度と一軸圧縮強度との関係を



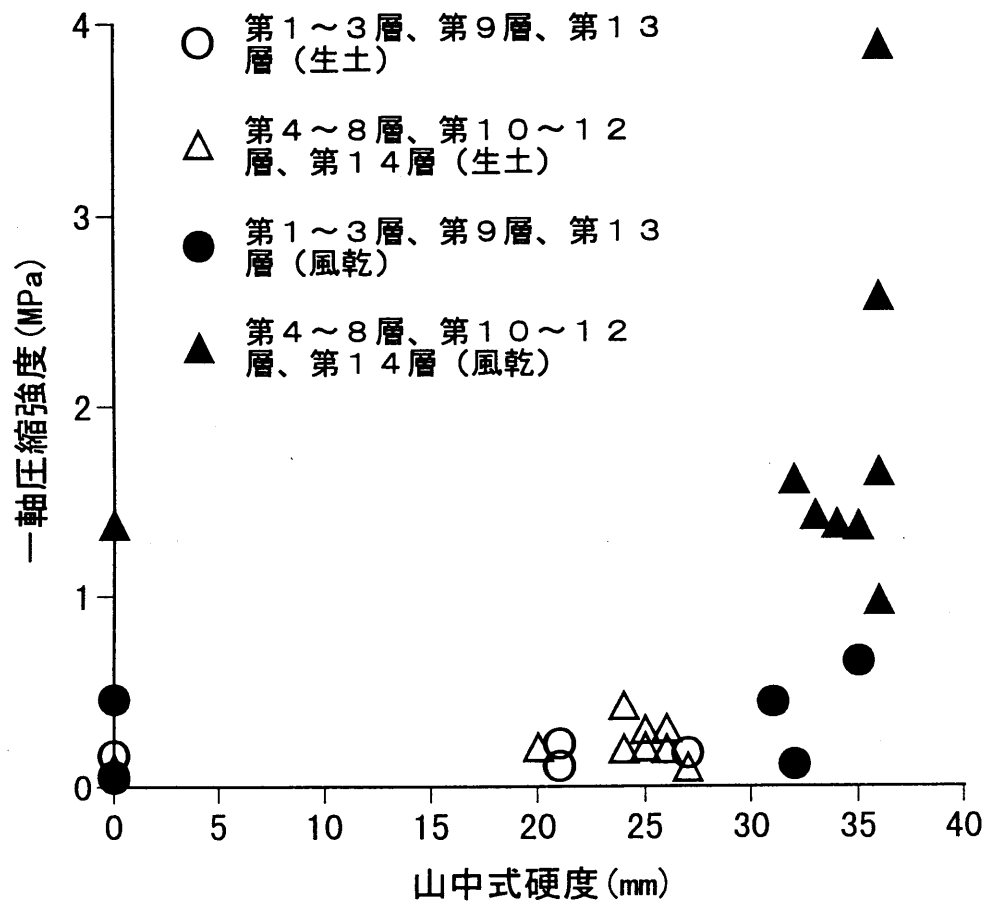


Fig. IV-3 土塊の山中式硬度と一軸圧縮強度の関係

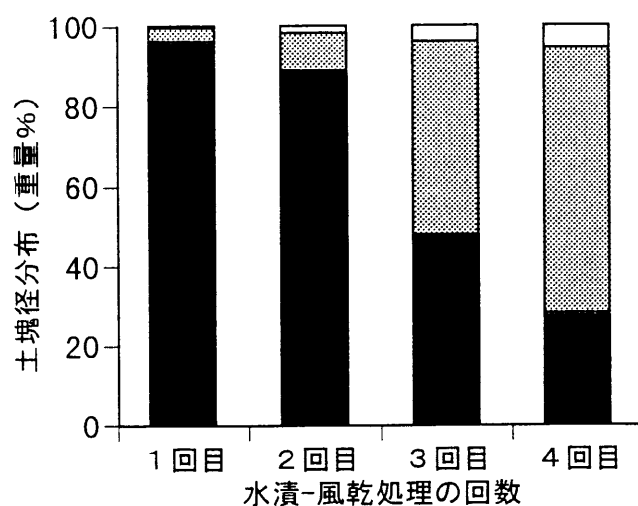
示した。図にはA群（△：生土，▲：風乾）と，BおよびC群（○：生土，●：風乾）とに分けて表示した。また山中式硬度は，硬度計を刺すと土塊が割れて測定できない場合は0 mmとした。図のように，山中式硬度は，生土の状態では第1層，第8層，第9層で0であり，他の層で20～27 mmの範囲にあった。風乾すると，第1層，第8層，第9層では生土時と同じく0 mmであり，他の層では31～36 mmの範囲にあった。一方，一軸圧縮強度は生土の状態では全ての層で0.41 MPa以下であるのに対し，風乾すると，生土の状態に比べ強度が増大する層（▲）と，強度がほとんど変わらない層（●）とに分かれた。このように，本断面各層の風乾による硬化程度の変化は，硬度によるより一軸圧縮強度による方が，各層の特性が明確に示されている。これは，以下の理由によると考えられる。

第Ⅱ章第1節で述べたように，貫入式硬度計による測定では，貫入に要した力を貫入円錐底面積で割ることで貫入圧力が計算されるが，貫入深（山中式硬度計ではmm）が大きい範囲では，貫入圧力が大きく異なる場合でも貫入深の値にはわずかな差しか表れない（例：貫入圧力が17.3 MPaのときに山中式硬度は35 mm，貫入圧力が27.8 MPaのときに山中式硬度は36 mm（国分，1976））。このため，硬盤層のように，著しく硬化した土塊の硬さを精度良く評価するためには，山中式硬度の測定よりも一軸圧縮試験の方が適当であると考えられる。

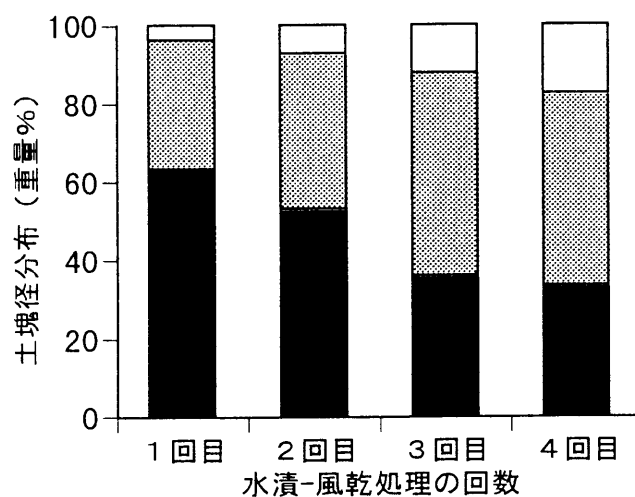
## 第5節．風乾－水漬処理による土塊の崩壊

第7層，第9層および第1層の，風乾－水漬処理に伴う土塊径分布の変化をFig. IV-4に示した。第7層は水漬処理1回では径2mm以上の画分が全体の99%を占め，その中でも径20mm以上の画分が50%以上を占めていた。処理の反復に伴い，土塊径

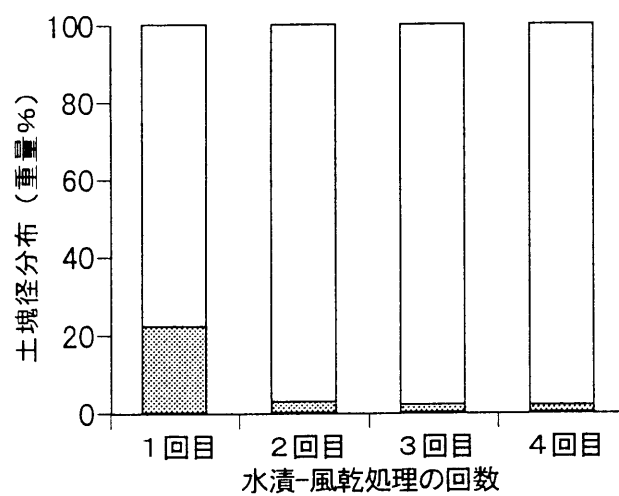
### 第7層



### 第9層



### 第1層



<2mm
  2-20mm
  >20mm

Fig. IV-4 風乾-水漬処理の反復に伴う土塊の崩壊

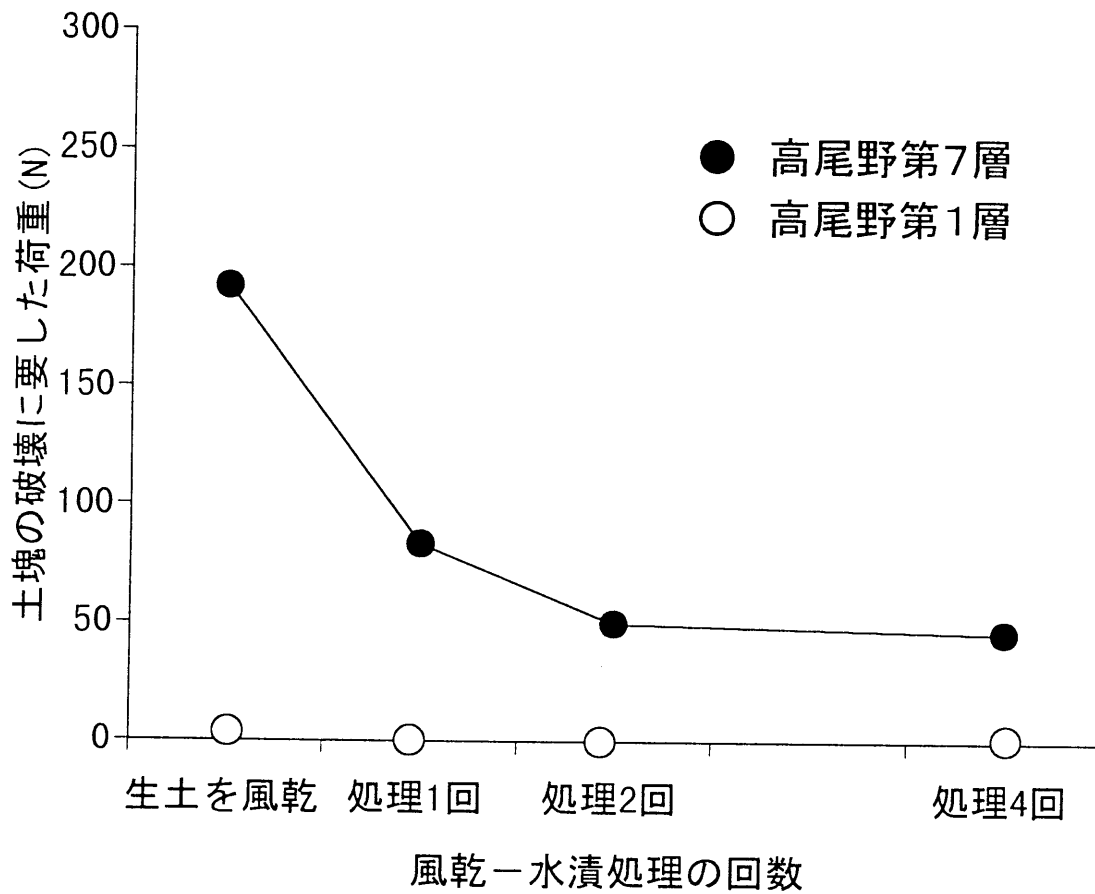


Fig. IV-5 風乾-水漬処理の反復に伴う土塊強度の変化

分布は徐々に細かくなったが、処理4回でも径2mm以上の画分が94%を占めた。第9層も同様の傾向だが、第7層に比べ細かい画分がやや多かった。第1層では、処理1回で径2mm以下の画分が78%を占め、2回以上では95%以上とほとんどが細土化した。

第7層と第1層の試料を用い、風乾－水漬処理を反復した後に試料を風乾して、一軸圧縮強度を測定した結果をFig. IV-5に示した。処理によって細かくなった土塊を整形することが困難だったので、長径2cm、短径1.5cm前後の土塊を選んで整形せず一軸圧縮試験を行い、結果は土塊がせん断された加重（N）で示した。第7層は処理に伴い土塊の強度は減少し、無処理時に192Nであったせん断荷重が、1回の処理後では83 N、2回では50 Nになったが、処理をそれ以上反復しても強度は変化しなかった。第1層は処理1回の土塊がほぼ0 Nの加重でせん断され、処理2回以上では供試できる土塊が残存しなかった（Fig. IV-5ではいずれの回もせん断荷重を 0 Nとして示した）。

## 第6節．微細形態

土壌の硬化機構を検討する上で、土壌微細形態と硬化との関係解析は重要である。土壌の硬さは、土壌粒子間の摩擦力と凝集力により生じる（古賀，1979）ので、微細形態すなわち土壌中の孔隙の量や形態、粒子の粒団形態などと土壌の硬さは密接に関係すると考えられるからである。

Fig. IV-6に第7層、第9層、第1層の薄片写真を、Table IV-2に薄片写真中の孔隙割合を示した。孔隙割合は、薄片写真を横34×縦24＝816個のメッシュに分け（メッシュの一辺が約0.04mm）、孔隙が存在するメッシュを計数することに

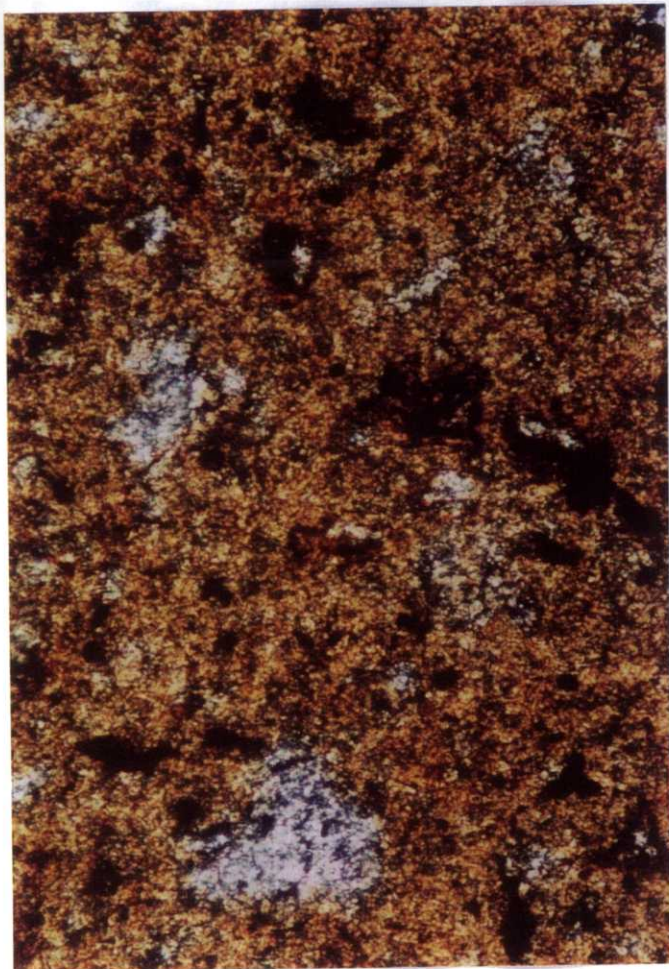
より定量した。計数は、互いに連続した孔隙（パッキング孔隙）と連続しない孔隙（バグ）に分けて行った。

第7層では、生土の状態では固相中に径0.1mmないし0.5mmの円形の孔隙が点在していた。孔隙の量は8%と少なく、またパッキング孔隙は見られず、固相の連続性が大きかった。この微細構造型は、Bullockら（1985）の示した微細構造型分類のうち、バグ状構造であった。風乾した状態では、不規則な形の孔隙が生じて、孔隙量は12%と生土にくらべやや増大した。孔隙同士は、部分的にはつながり合っパッキング孔隙となっていたが、固相を切れ切れにし分離した粒団を生じさせるには至っていなかった。構造型はバグ状構造またはバグ状に近い海綿状構造であった。

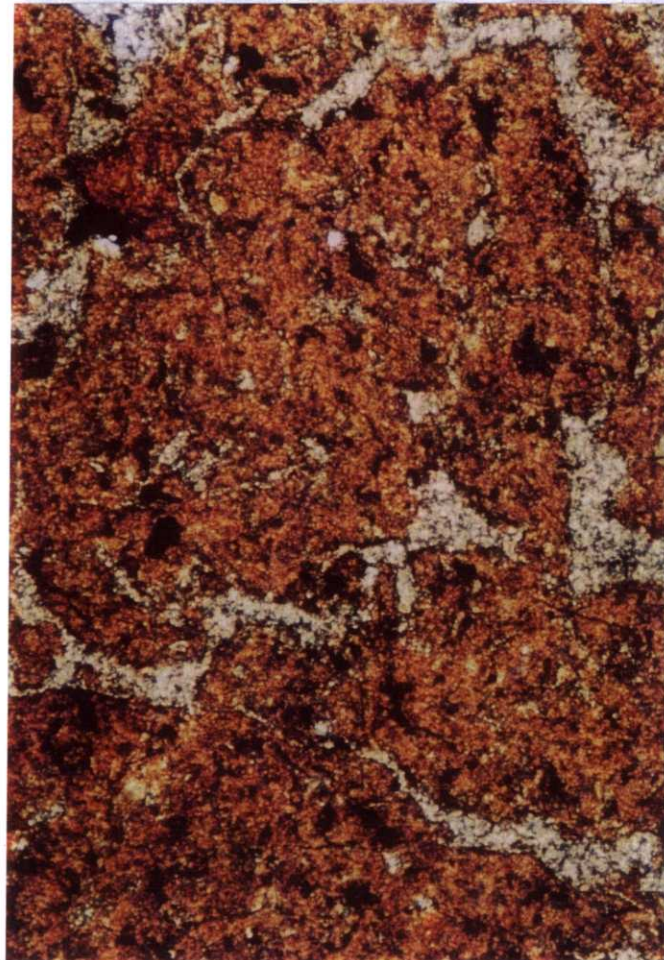
第9層では、生土の状態では第7層と同様に固相の連続性が大きかったが、孔隙の量は13%と第7層に比べやや多く、また一部にパッキング孔隙が見られた。固相には分離しかかった粒団が部分的に見られ、構造型は海綿状構造で一部は軟粒状構造であった。風乾した状態では孔隙が27%と生土に比べ著しく増大した。そのほとんどはパッキング孔隙で、固相は粒団となって互いに分離していた。構造型は小粒状構造であった。

第1層は、生土の状態では孔隙は27%でほとんどすべてがパッキング孔隙であった。固相は径0.05～0.5mmの粒団と砂粒子からなった。粒団と砂粒子はおのおのがパッキング孔隙で隔てられており、また粒団内部にも微細な孔隙が見られた。構造型は軟粒状構造であった。風乾した状態では、生土の状態に比べ孔隙が31%と生土にくらべやや増大した。孔隙はほとんどがパッキング孔隙で、他に粒団中に径0.01mm前後の網目状の孔隙が多く見られた。構造型は海綿状構造で一部が軟粒状構造であった。





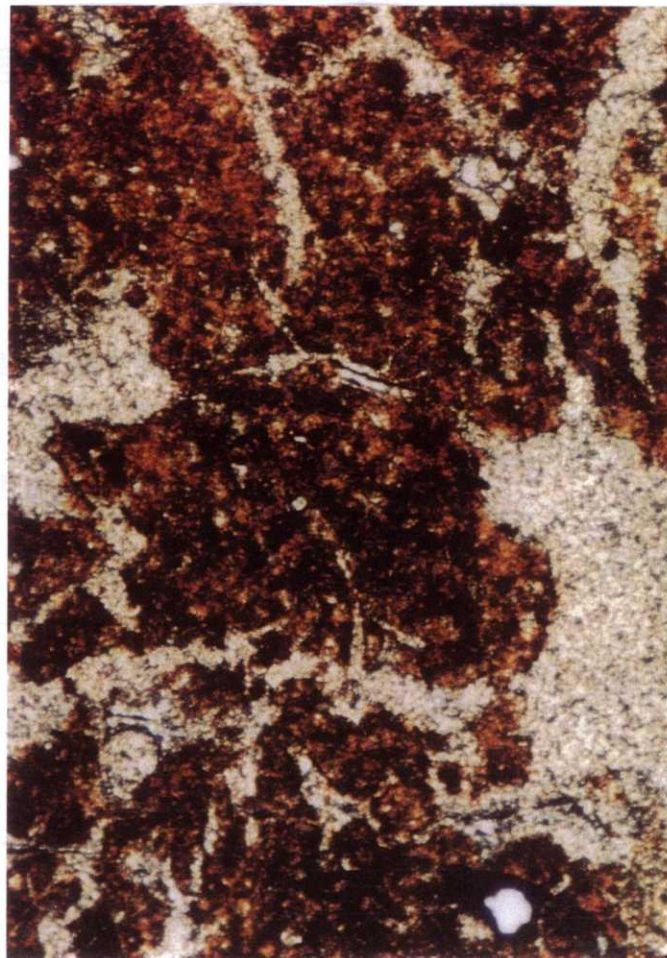
高尾野第7層(生土)



高尾野第7層(風乾)



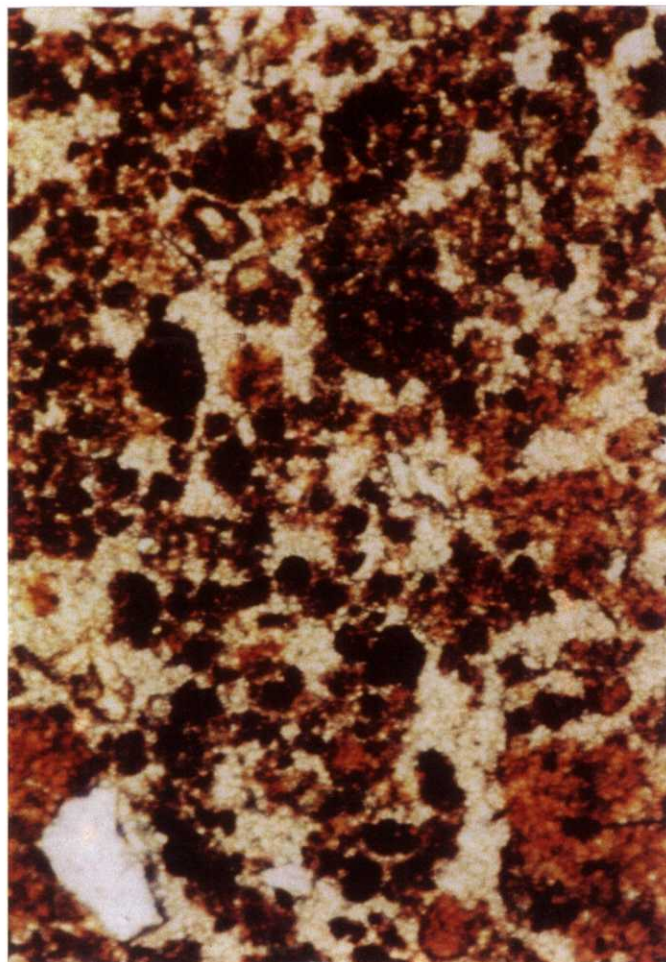
高尾野第9層(生土)



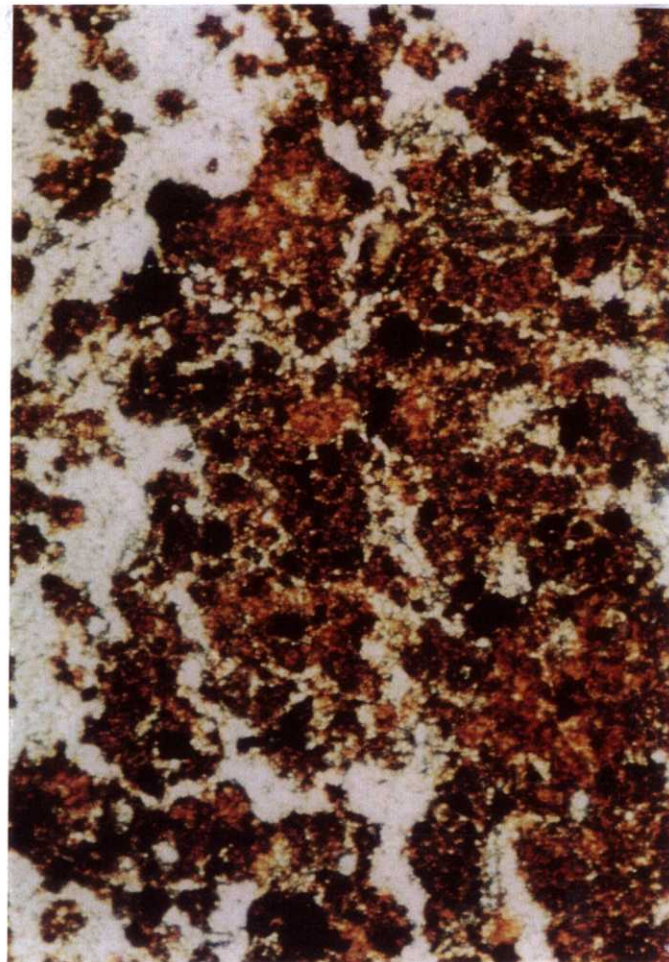
高尾野第9層(風乾)

Fig. IV-6(1) 土壤微細形態(写真の短辺が1mm)





高尾野第1層(生土)



高尾野第1層(風乾)

Fig. IV-6(2) 土壤微細形態(写真の短辺が1mm)

Table IV-2 微細構造型ならびに形態別に見た孔隙割合

試料	水分	微細構造型	孔隙割合*1(%)		
			互いに連続	不連続	計
第7層	生土	バグ状	0	8	8
	風乾	バグ状～海綿状	9	3	12
第9層	生土	海綿状, 一部軟粒状	8	5	13
	風乾	小粒状	26	1	27
第1層	生土	軟粒状	27	0	27
	風乾	海綿状, 一部軟粒状	29	2	31

\*1 薄片写真中に占める面積割合。



## 第7節．硬化・収縮・碎易化特性に基づく各試料の区分

Fig. IV-7に、風乾時の収縮を横軸、風乾時の一軸圧縮強度を縦軸にとり、本断面各層および各地の火山灰土壌のデータをプロットした。図には、本断面の第1層と第2層（C群）、および本断面以外の各地の火山灰土壌を○で、本断面の第3層、第9層および第13層（B群）を●で、本断面の他の層（A群）を△で示した。

Fig. IV-7に示したように、一軸圧縮強度は、A群はC群および各地の火山灰土壌に比べ非常に大きい。収縮も、A群はC群および各地の火山灰土壌より大きい、C群でも第2層のように、A群に近い収縮を示す場合も見られた。B群は、C群および各地の火山灰土壌にくらべ、一軸圧縮強度はやや大きいとその差はわずかであり、収縮はほぼ同様であることから、C群および各地の火山灰土壌に近い土壌と考えられた。以下では、A群を「ニガ土」、B群を「非ニガ土に近い層」、C群を「非ニガ土」と記述する。

硬盤層の土塊強度を一軸圧縮試験で測定した事例として、Flachら（1994）はduripanで2.6～8.6 MPa, petrocalcic層で1.4～5.6 MPa, tepetate(Nimlos・Hillery（1990）からの引用データ）で0.9～14.5 MPa（いずれも105℃乾燥試料）の値を示した。またLeeら（1988）はortsteinの風乾試料で0.2～1.3 MPaの値を、Chartresら（1990）はhard-setting soil（主にケイ酸の接着作用で硬化したオーストラリアの土壌）の風乾試料で0.2 MPaの値を、それぞれ得ている。わが国では富士・湯村（1969）が富士と八ヶ岳山麓の硬盤層「マサ」の風乾試料で0.1～0.4 MPaの値を得ている。ニガ土の風乾試料は、これらの事例と比較しても、強度が大きい部類の硬化土壌である。圃場において土壌の一軸圧縮強度が0.5MPaを超えると耕耘における碎土性が悪化する（岩間，1979）が、風乾したニガ土はこの値を大きく超えている。

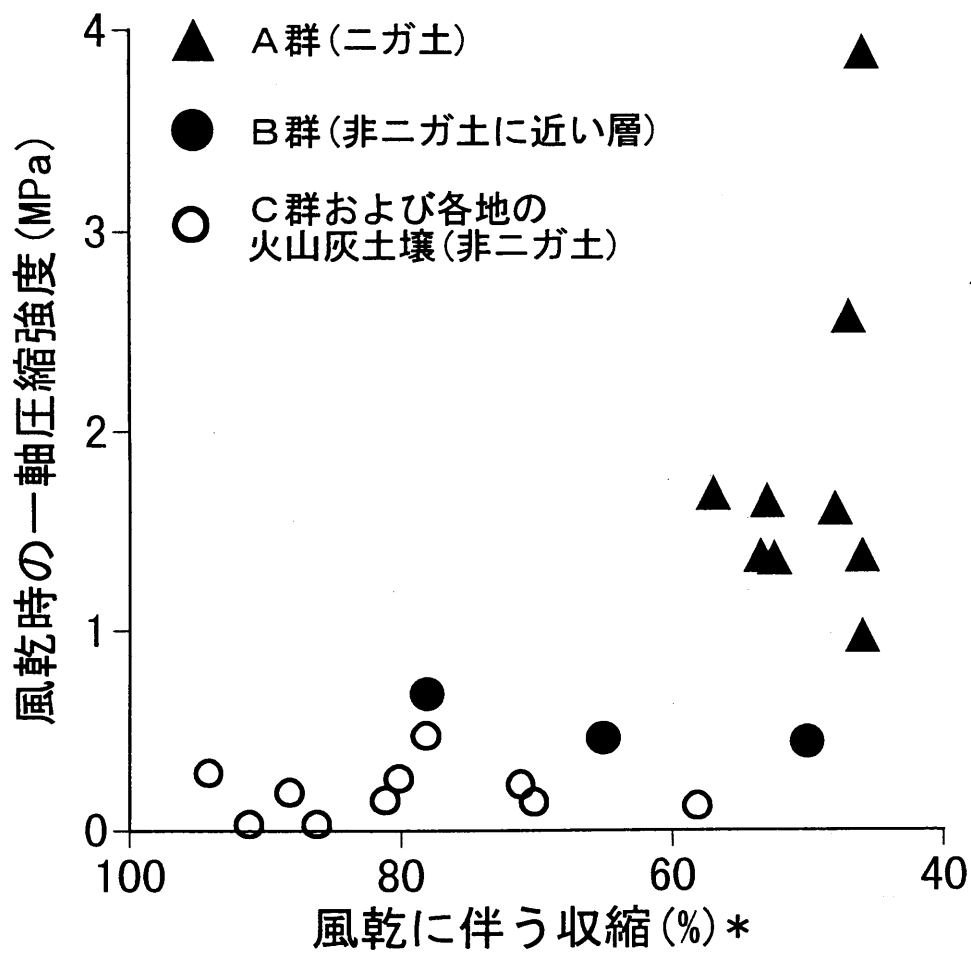


Fig. IV-7 風乾時の土塊の収縮と一軸圧縮強度の関係

\* 生土時の土塊の体積を100%とする

Fig. IV-7に示したように、硬化度合いが大きい試料は全て、収縮が著しい試料である。これらの試料では、収縮による土壌粒子の密充填化に伴い、粒子間の凝集力と摩擦力が増大するため、土塊の著しい硬化が起きると考えられる。ただし、高尾野第2層や第9層のように、収縮度合いが大きくても一軸圧縮強度は小さい場合もあるので、収縮は硬化のための必要条件であるが、十分条件ではない。

一度風乾したニガ土は、水漬と風乾を繰り返すことで徐々に細塊化していくが、Fig. IV-4に示したようにニガ土の第7層は水漬－風乾処理を4回繰り返した後も径2mm以下の画分が6%にとどまり、非ニガ土の第1層（処理2回でほぼ全量が径2mm以下になる）に比べ細塊化の度合いが非常に小さい。また土塊の強度も、Fig. IV-5に示したように、ニガ土の第7層では処理2回までは低下するが以降は変化しないのに対し、非ニガ土の第1層では処理1回でせん断強度が0となる。

以上より、ニガ土は土塊の強度および収縮の面で、非ニガ土には見られない以下の性質を合わせ持つ土壌である。①. 風乾に伴い土塊が著しく硬化する。②. 風乾に伴い土塊が著しく収縮する。③. 風乾と水漬を繰り返しても土塊の細塊化、強度低下度合いが小さい。

本断面の各層を上記の基準に照らして検討すると、第4層～第8層、第10層～第12層および第14層はいずれも風乾時の一軸圧縮強度および収縮が大きく (Table IV-1)、上記の条件①と②を満たしている。これに対し、第1層、第2層、第3層および第9層は風乾時の一軸圧縮強度が0.45MPa以下と小さく、上記の条件①から外れている。また第13層は風乾時の一軸圧縮強度が0.65MPaと小さく、収縮も生土の状態の78%と小さいため、上記の条件①と②から外れている。

数値的には、Fig. IV-7に示したように、風乾時の一軸圧縮強度が1MPa以上かつ収縮が60%以下である層が、上でニガ土と定義したものにあたる。本論文では以降、この値をニガ土判別のおおよその目安とする。無論、この値はあくまで便宜

的に用いるものであり、土壌物理学や土質工学上で特別の意味を持つ値ではない。

宮内ら（1976）は、ニガ土の判定基準として土塊の収縮率が重要としているが、前述のように収縮が大きくても土塊強度が小さい場合もあるので、少なくとも土塊の、①硬化、②収縮、の両者からニガ土を判定する必要がある。

## 第8節．基本断面以外でのニガ土の分布

第7節に示したように、ニガ土は、風乾に伴う収縮および一軸圧縮強度の増大、ならびに水漬時の崩壊性の小ささが特徴である。この特徴に基づき、阿蘇周辺地域で高尾野断面以外の地点において、下層土のニガ土性の判定を行った。

調査した地点は、Fig. IV-8に示した花牟礼<sup>はなむれ</sup>（大分県九重町）、木落牧場<sup>きおし</sup>（熊本県一宮町）、九州農試（熊本県西合志町）、である。各地点の断面形態をFig. IV-9に示した。花牟礼は阿蘇中岳第1火口から北北東へ33kmの飯田高原に位置し、標高は900mである。断面は第VI章第2節(4)で述べるように深さ4.8mまで黒色土層と褐色土層が互層をなし、明瞭なテフラは3枚（風化軽石層、花牟礼層、アカホヤ）が見られる。母材は、広域テフラのアカホヤを除いて九重火山および阿蘇火山のテフラが主体と考えられる。木落牧場は、阿蘇中岳第1火口から北へ14kmの阿蘇外輪山上に位置し、標高は830mである。断面は地表から深さ2.5mまで黒色の土層が連続するが、深さ1mの部分に厚さ10cmで黄褐色のアカホヤが挟在している。黒色土層の下は、火山灰が風化したものと思われる褐色の層が8m以深まで連続しており、そのうち5.5～5.9mの部分にはATがレンズ状に含まれ、ATの下位はやや黒みがかかり、その下の6.4～6.6mの部分は黄褐色の草千里ヶ浜軽石である（山田・久保寺，1996a）。各層の母材は、広域テフラのアカホヤとATを除き、阿蘇火

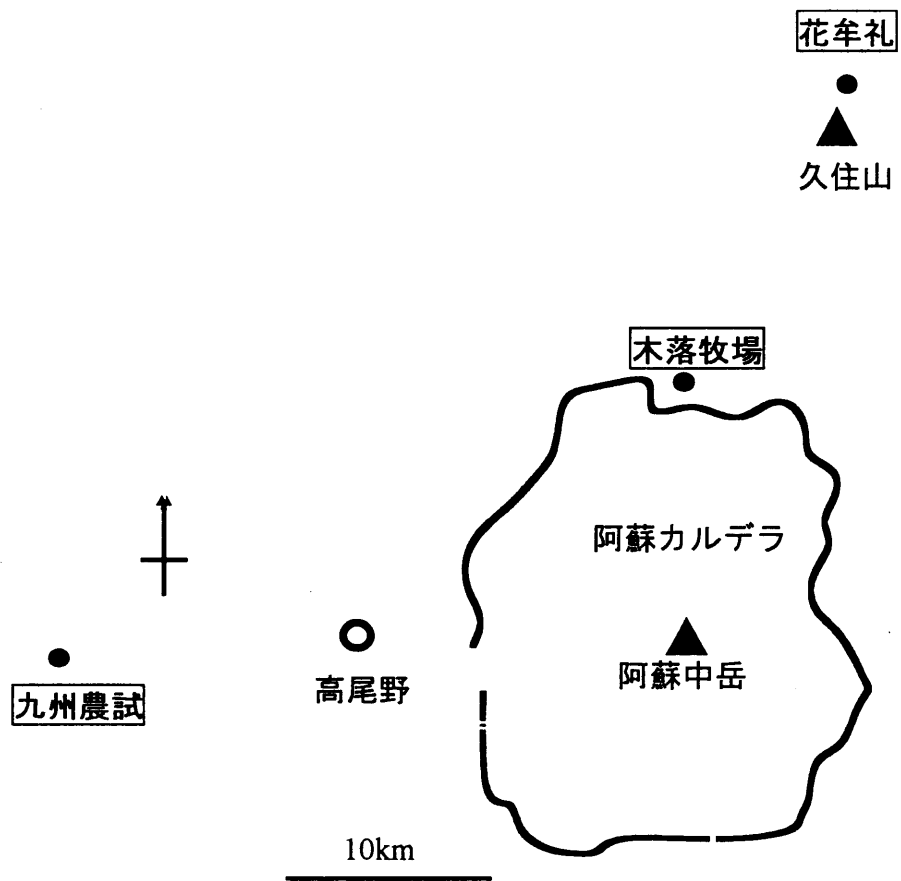


Fig. IV-8 試料採取地点(高尾野断面以外での二ガ土の分布調査)

山のテフラと考えられる。九州農試は、阿蘇中岳第1火口から西へ32kmの菊池台地上に位置し、標高は87mである。断面は地表から深さ2mまで腐植に富む黒色の土層が連続し、その下は褐色土層（いわゆるローム）となって、断面下端（5m以深）は礫層となっている（山田・久保寺，1996a）。鍵テフラは断面観察では確認できないが、黒色土層下部に白色小粒子に富む層が2枚見られる。これらは上部ゴマニガと下部ゴマニガと呼ばれ（Kurobokudo Co-operative Research Group, 1986）、当地域では約3万年とされる黒色土層下端（山田・久保寺，1996a）に近接して上位にあるので年代は2万数千年と推定されることから、高尾野断面における2枚のゴマニガ層（第10層（ATが母材）と第13層（草千里ヶ浜軽石が母材））に相当すると考えられる。九州農試断面では、各層の一次鉱物に阿蘇のテフラやATには含まれない角閃石が多く含まれている（Kurobokudo Co-operative Research Group, 1986）ので、母材としては阿蘇のテフラ以外（上部ゴマニガにおいてはAT以外）の影響も強く受けている。

Fig. IV-9に、下層土の風乾時の一軸圧縮強度、収縮、および風乾土塊を水漬した後に生じた細土塊の径分布を示した。花牟礼では、黒色土層（褐色土層やテフラと互層をなす）の中の、深さ60cm、220cmおよび340cmの部分は、風乾時の一軸圧縮強度が0.28～0.44 MPaと小さかった。ただし、深さ60cmの部分では現生の植物根が、220cmの部分は半風化～風化の岩片や軽石（径は数mm）が多く入っており、一軸圧縮試験後にせん断された土塊の破断面にこれらの粗大物が見られる場合が多かった。これは、土塊に荷重が加わる際に、粗大物が土塊中に混在しているとその周囲からせん断面が形成されることを示唆している。すなわち、粗大物の存在はせん断面形成のきっかけとなり、土塊のせん断強度を弱めていると考えられた。深さ360cmにあるアカホヤは、一軸圧縮強度が0.15 MPaと、上位の層に比べ更に小さかったが、アカホヤの下位の黒色土層（深さ400cm）は一軸圧縮強

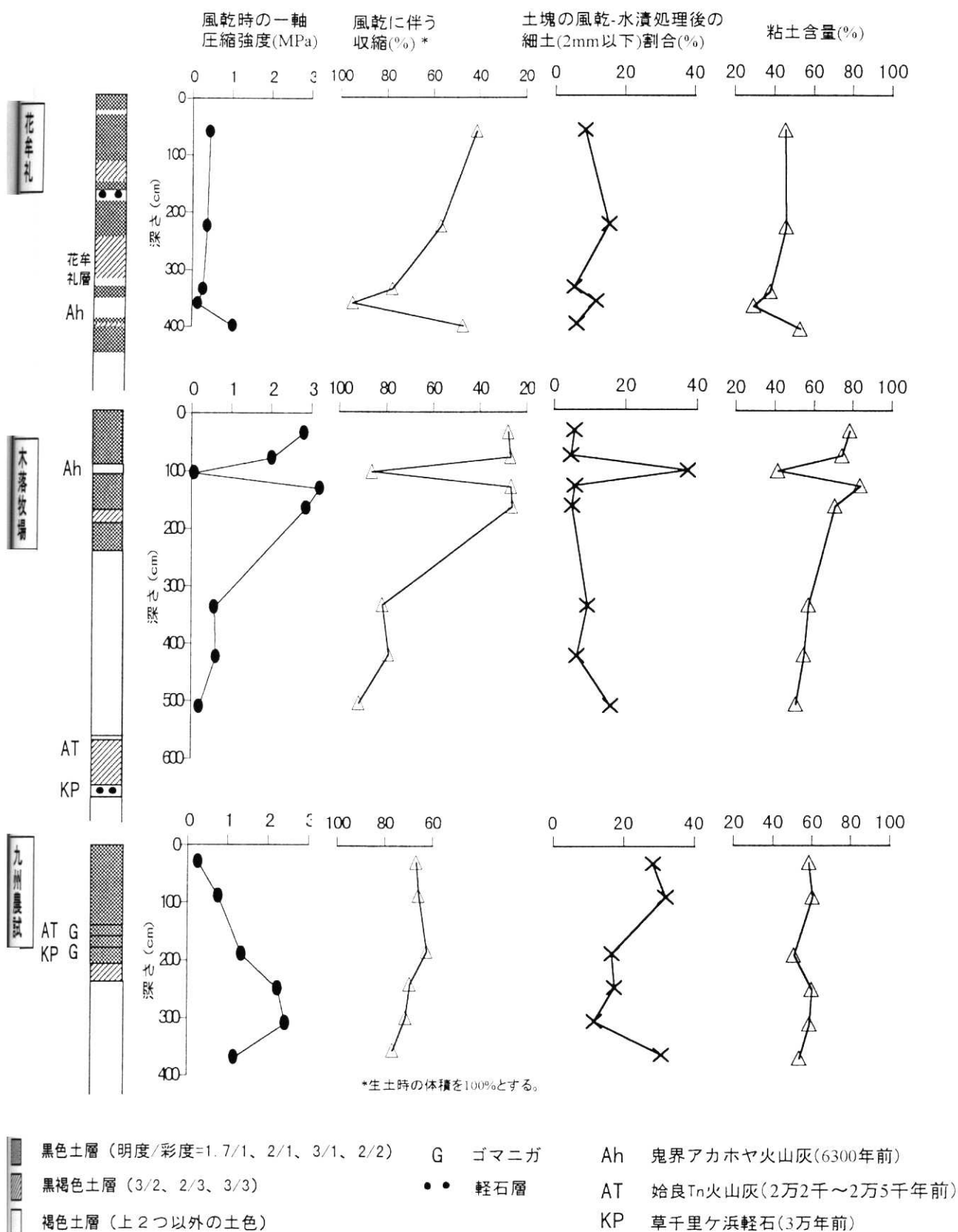


Fig. IV-9 阿蘇周辺の各地点における下層土の  
風乾時の一軸圧縮強度, 収縮, 水漬に  
よる崩壊ならびに粘土含量

度が1.04 MPaと大きい値を示した。収縮は、黒色土層の深さ60cm, 220cmおよび400cmの部分で41~57 %と大きかったのに対し、340cmの部分およびアカホヤで78~95 %と小さかった。風乾土塊を水漬して生じた細土の比率は、5~15 %の範囲にあり、層間の差は小さかった。

木落牧場では、黒色土層はいずれも風乾時の一軸圧縮強度が2 MPa以上と、著しい硬化を示した。ただし黒色土層中に挟在するアカホヤは、0.08 MPaと強度が小さかった。黒色土層下の褐色層（風化火山灰と思われる）では、0.21~0.63 MPaと、黒色土層に比べて強度が小さかった。風乾に伴う収縮は、黒色土層では28 %以下と著しく収縮したのに対し、アカホヤおよび褐色層では79~92 %にとどまった。風乾土塊を水漬して生成した細土の比率は、アカホヤで37 %と大きかった以外は、9 %以下であった。

九州農試では、黒色土層の地表直下（深さ30cm）では風乾時の一軸圧縮強度が0.26 MPaと小さかったが、深さ90cmでは0.77 MPa, 190cmでは1.36 MPaと増大した。なお、深さ30cmの部分には現生の植物根が見られ、土塊を割ると破断面には根や根の跡がある場合が多いことから、根の存在がせん断面の形成に寄与し、土塊の強度を低下させていると考えられた。黒色土層下の褐色（いわゆるローム）層では、一軸圧縮強度が深さ250cmで2.35 MPa, 深さ310cmで2.44 MPaとさらに大きくなったが、ロームの下部（深さ370cm）では1.17 MPaと低下した。収縮（生土土塊の体積を100 %とした、風乾時の体積）は、黒色土層で62~67 %, ロームで70~77 %であった。また、風乾した土塊を水漬して崩壊を見ると、径2mm以下の細土は全ての層で15 %以上を占め、特に黒色土層上部とローム下部で多かった。

Fig. IV-9に示したように、木落牧場では各層の一軸圧縮強度と収縮度合いの間に密接な正の関係がある。また、花牟礼でも、黒色土層上部では植物根や礫の存



在により土塊強度が低下していることを考慮すると、各層の一軸圧縮強度と収縮は良く対応している。九州農試では、各層の間で収縮度合いの差が小さく、一軸圧縮強度と収縮の関係も明確ではない。

この3地点、およびニガ土代表断面の高尾野における各層の、風乾に伴う収縮と風乾時の一軸圧縮強度の関係をFig. IV-10に示した。全体的に、収縮と一軸圧縮強度は正の関係にあるが、収縮が70～40 %の範囲では、同じ収縮率でも一軸圧縮強度にばらつきがある。これは、粗大物の存在や微細形態など、収縮以外の要因も土塊の硬化性に影響しているためと考えられる。地点別に見ると、花牟礼、木落牧場および高尾野では各層の収縮と一軸圧縮強度に正の関係があり、九州農試では関係がないことがこの図でも示されている。本章第7節で便宜的に定義したニガ土の閾値（風乾時の一軸圧縮強度が1 MPa以上、収縮が60 %以下）に照らすと、ニガ土に該当するのは花牟礼では深さ400cmの部分、木落牧場では黒色土層全体である。九州農試では、どの層もこの閾値を越えず、また風乾土塊を水漬した際の崩壊も他の地点に比べて全体的に大きいことから、ニガ土の性質は弱いと言える。

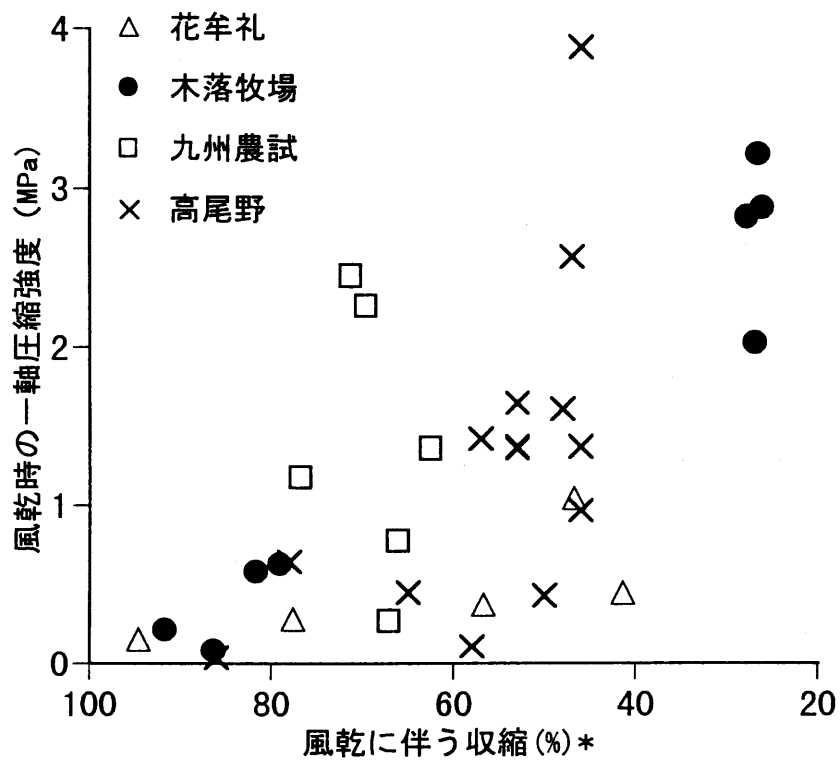


Fig. IV-10 阿蘇周辺の各地点の下層土の  
風乾時の収縮と一軸圧縮強度の関係

\*生土時の体積を100%とする。

## 第V章. ニガ土の硬化に関与する要因

### 第1節. 本章の目的と検討内容

前章までに、ニガ土の断面形態、一般的理化学性、一次鉱物組成、粘土鉱物組成、元素組成、硬化・収縮・砕易化特性および微細形態、を明らかにした。本章では、ニガ土の硬化に関与する要因について検討するため、①ニガ土各層の諸性質と硬化性との関係の解析、②各種の試薬処理による土塊の崩壊度合いと、溶出無機分量との関係の解析、を行う。

### 第2節. 試料

第Ⅲ章および第Ⅳ章で示した、高尾野断面各層の試料のデータを解析した。土塊の試薬処理試験には、代表試料として高尾野第7層を用いた。また、試薬処理で溶出する無機成分について詳細に検討する目的で、Fig. V-6に示したように、長崎県、熊本県および大分県の5地点から採取した9点（高尾野第7層を含む）の風乾細土を用いた溶出試験を行った。

### 第3節. 硬化強度と理化学性の関係

第Ⅲ章および第Ⅳ章で示したように、ニガ土は一般理化学性、一次鉱物組成、粘土鉱物組成および元素組成の面では通常の黒ボク土と違いがないが、乾燥に伴い著しく硬化および収縮し、また風乾土塊を水漬しても細土化しないという、通常の黒ボク土にない性質を持つ。本節では、高尾野断面に見られるニガ土と非ニガ土の土壌微細形態、母材、理化学性および鉱物学的特性と、硬化強度との関係を解析して、硬化に関与する要因を検討する。

高尾野断面の非ニガ土と、非ニガ土に近い性質の各層について特徴を見ると、第1層は砂含量が35%、粘土含量が35%と他の層に比べ粒径組成が粗く、全炭素含量は  $127 \text{ g kg}^{-1}$  と大きい。また断面形態で構造が粒状、碎易性が極碎易と、他の層（構造は亜角塊状、碎易性は碎易ないし堅硬）と非常に異なっている。第2層と第3層も、砂が29~31%、粘土が38~42%と他に比べ粒径組成が粗く、全炭素含量は71~80  $\text{g kg}^{-1}$  と大きい。これらの層は火山ガラスの形態から、母材の主体が鬼界アカホヤ火山灰（アカホヤ）である（山田・久保寺，1996a）。第9層の粒径組成は、砂が21%、粘土が56%と砂含量が他の層に比べてやや大きく、全炭素含量は54  $\text{g kg}^{-1}$  と、本断面各層の中で特に変わった値ではない。第13層の粒径組成は砂が28%、粘土が43%と、他の層に比べやや粗い。全炭素含量は31  $\text{g kg}^{-1}$  と、本断面中では第7層と並んで小さく、それを反映して土色も 8.75YR4/4 と明度、彩度ともに高い。第Ⅲ章で示したように、第9層直下の第10層は始良Tn火山灰（AT）を母材の主体とする層であり、第9層も母材はATの影響を強く受けている。第13層は阿蘇草千里ヶ浜軽石が母材の主体である。

Table V-1に、本断面各層の風乾時の一軸圧縮強度と、第Ⅲ章で示した物理性、化学性、一次鉱物組成、選択溶解試験結果および全分析結果との間の相関係数を示した。風乾時の一軸圧縮強度と、粒径組成、固相率および水分保持能といった物理性との間に相関が見られ、中でも粘土含量との間に最も密接な関係があった。

Table V-1 高尾野断面各層の風乾時の一軸圧縮強度と理化学性等の間の相関係数

理化学性等	砂含量	粘土含量	固相率	保水性 (1.5MPaの 含水比)	仮比重		
風乾時の一軸圧縮強度 との相関係数 $r$	-0.597*	0.736**	-0.692**	0.644*	-0.301		
理化学性等	全炭素	pH(H <sub>2</sub> O)	CEC	塩基飽和度	全Si	全Al	全Fe
風乾時の一軸圧縮強度 との相関係数 $r$	0.022	-0.359	0.454	-0.318	-0.163	0.318	0.361
理化学性等	重鉍物含量	火山ガラス含量	Si <sub>o</sub>	Al <sub>o</sub>	Fe <sub>o</sub>		
風乾時の一軸圧縮強度 との相関係数 $r$	0.399	-0.363	-0.042	-0.147	0.140		

n=14, \* 5%水準で有意, \*\* 1%水準で有意.

化学性，一次鉱物組成，選択溶解試験結果および元素組成との間には相関が見られなかった。竹中ら（1977）は熊本県の火山灰土壌において，一軸圧縮強度と有機物含量の間に負の関係があることを示したが，本断面ではこの関係は見られなかった。なお，竹中ら（1977）の測定した試料の強度は，最大のものでも0.2 MPa程度で，本断面各層に比べて小さい。

## 第4節．阿蘇周辺の各地点における下層土の ニガ土性と粒径組成

第3節で述べたように，高尾野断面では，粒径組成が細粒の層でニガ土の性質が顕著に表れる傾向にあった。九州農試，木落牧場および花牟礼の各断面内で，各層の粘土含量と一軸圧縮強度との関係，および粘土含量と収縮との関係を見ると（Fig. IV-9），木落牧場と花牟礼では，明確な正の関係がある。九州農試では，粘土含量と収縮との間には弱い正の関係が見られるが，層間での収縮の差，粘土含量の差が共に小さいため，関係は明確なものではない。粘土含量と一軸圧縮強度の関係ははっきりしない。

この3地点および高尾野における各層の，粘土含量と風乾時の一軸圧縮強度の関係をFig. V-1に，粘土含量と風乾に伴う収縮の関係をFig. V-2に示した。粘土含量と，風乾時の一軸圧縮強度および収縮は，概ね正の関係にある。ただし，同じ粘土含量でも一軸圧縮強度および収縮の値には幅があり，特に粘土含量が40～60%程度の範囲で顕著である。このことは，粘土含量以外の何らかの因子が，硬化と収縮に影響していることを示している。

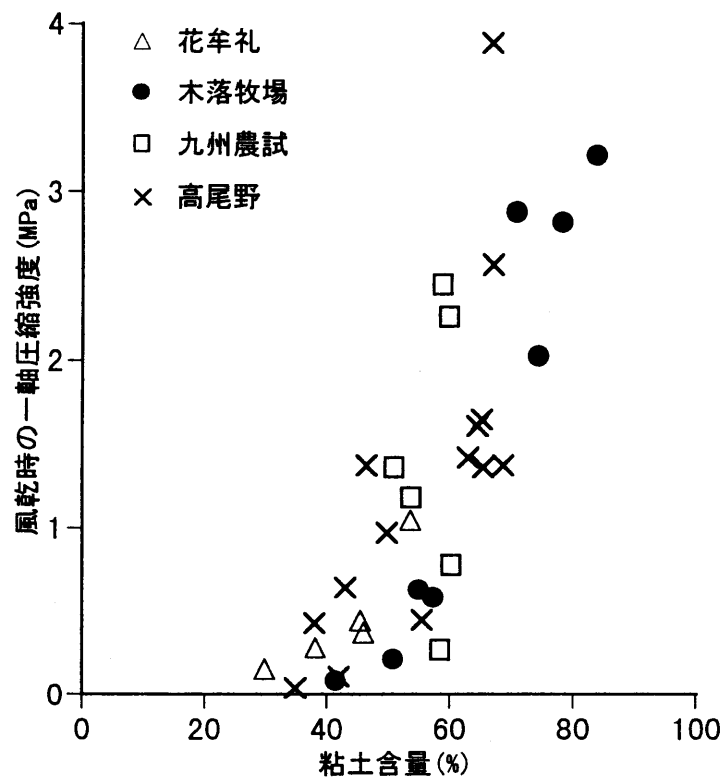


Fig. V-1 阿蘇周辺の各地点の下層土の  
粘土含量と風乾時の一軸圧縮強度の関係

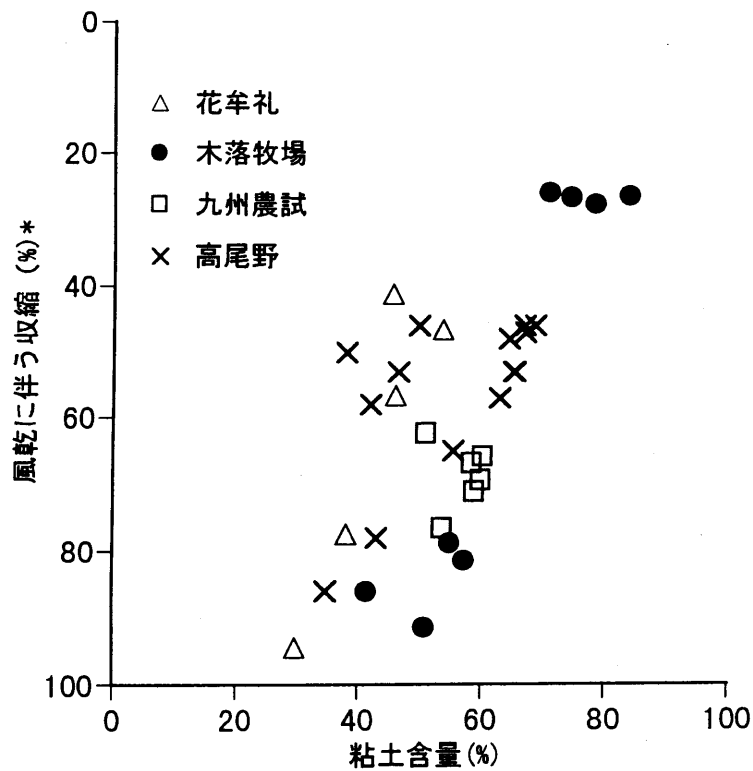


Fig. V-2 阿蘇周辺の各地点の下層土の  
粘土含量と風乾に伴う収縮の関係

\*生土時の体積を100%とする。

## 第5節．微細形態と硬化強度の関係

微細形態観察結果から、ニガ土（高尾野第7層）は生土および風乾のいずれの状態でも、固相が連続して孔隙が少ないバグ状の微細構造を持つのに対し、非ニガ土に近い性質の層（同 第9層）や非ニガ土（同 第1層）は軟粒状や海綿状といった、孔隙の多い微細構造を持つことが特徴であった。

わが国の黒ボク土の微細形態については河井（1969）が多くの風乾試料に対する観察を行い、7種類の型（ファブリック）に区分している。Fig. IV-5 の風乾試料の微細形態を河井の薄片写真と同倍率で比較すると、ニガ土（第7層）は河井の分類における平滑状ファブリックである。この形態は、黒ボク土のB層に通常見られる型とされている（岡山県蒜山土壌B1層など）。また、非ニガ土（第1層）および非ニガ土に近い性質の層（第9層）は団塊状ファブリックまたは細粒状ファブリックになる。細粒状ファブリックは黒ボク土の生成過程において腐植含量が最も大きい段階での微細形態（熊本県黒石原土壌A12層など）、団塊状ファブリックは腐植が減少し始めた段階での微細形態（大分県久住土壌A12b層など）とされている。

このように、河井（1969）は土壌の腐植含量が微細形態型に大きく影響を与えているとしている。しかし、前節で述べたように本断面では非ニガ土、非ニガ土に近い層、およびニガ土の間に、腐植含量の差は認められず、微細形態を決定している因子は腐植含量とは異なる要因である。

風乾に伴うニガ土の著しい収縮は、土壌粒子を相互に接近させ、粒子間の凝集力と摩擦力を増大させると考えられる。その際、微細構造が孔隙の少ないバグ状構造になる試料では土塊の強度が著しく増大するのに対し、軟粒状や海綿状のように孔隙が多く固相の連続性が破られている構造になる試料では、土塊の強度



増大が起きない。つまり、土壌の風乾に伴って著しい収縮が起き、そのときにバグ状構造などの、固相の連続性が大きい微細構造となることが、硬化が生じる条件と考えられる。

風乾に伴う土壌の収縮は、孔隙中の水分の減少に伴いメニスカスに発生する表面張力が粒子同士を引き寄せるためであり（福士（訳），1985），孔隙径が小さいほど発生する凝集力は大きい。故に、収縮に寄与するのは、粘土のように細粒で、微細な孔隙を多く含む部分である。そのため、粘土含量の大きい試料で、収縮と、それに伴う硬化が著しいと考えられる。砂画分等の粗粒の部分は収縮に寄与しないだけでなく、細粒部分との収縮性の違いにより固相全体の均一な収縮を妨げ、またせん断面の形成に寄与するため、粒径組成の粗い層で硬化の度合いが弱いと考えられる。

## 第6節．試薬処理による土塊の崩壊と溶出無機成分

土塊の硬化に関与している物質を特定するため、高尾野第7層の風乾した土塊を各種の試薬に浸漬し、土塊の崩壊度合いならびに溶出する無機成分の定量を行った。

定量した無機成分は、試料中での含量が多く、かつ接着物質として働く可能性のあるケイ素、アルミニウムおよび鉄である。試薬は、①蒸留水、②1M水酸化ナトリウム、③1M塩酸、④0.2M 酸性シュウ酸塩（pH3.0）を用いた。それぞれの試薬のうち、①は対照区であり、②は遊離のケイ酸、非晶質粘土鉱物、遊離の酸化アルミニウムおよび腐植結合態のアルミニウムを、③は非晶質粘土鉱物、遊離の酸化アルミニウムおよび鉄を、④は非晶質粘土鉱物および腐植結合態のアル

ミニウム，鉄を溶出させることを目的とした（Wada（1989），田中（1987））。これらの処理のうち，②と③は溶解における選択性が低く，定性的な意味合いが強いが，④は非晶質粘土鉱物および腐植結合態のケイ素，アルミニウム，鉄を選択的に溶解する方法として，粘土鉱物分析の定法になっている。ただし，選択溶解試験においては目的以外の物質が溶解したり，目的物質の溶解が十分に行われないう問題が生じる可能性が常にあり，本試験でも後述のように④でも不十分な溶解が生じたが，これが却って興味深い結果につながった。浸漬処理は，土塊内部への試薬の浸透性を考慮して，前述の水漬処理より小さい風乾土塊（10g程度）を供試し，100mlの試薬に1時間浸漬したのち，水中篩別により土塊の崩壊を定量した。浸漬液はICP発光分析装置により分析した。

Fig. V-3に，浸漬処理による土塊の崩壊（生成した径2mm以下の細土の割合（重量%））と，溶出物の量（乾土あたり%）を示した。土塊の崩壊は，蒸留水による処理では起きなかった。1M水酸化ナトリウム処理と0.2M酸性シュウ酸塩処理では土塊の一部が崩壊し，全体の20 %前後が細土化した。1M塩酸処理では土塊の崩壊が著しく，約50 %が細土化した。また，径2mm以上の画分に残存した土塊も，1M塩酸処理では他の処理に比べて細塊化していた。

無機成分は，蒸留水ではケイ素，アルミニウム，鉄とも溶出しなかった。試薬処理では，何れの元素の溶出量も，1M水酸化ナトリウム処理と0.2M酸性シュウ酸塩処理では同程度で，1M塩酸処理ではこれらに比べて著しく多かった。元素溶出量と，崩壊度合いは密接に関係していた(Fig. V-4)。

Fig. V-5に，濃度の異なる塩酸を用いて高尾野第7層の風乾土塊に浸漬処理を行い，土塊の崩壊と溶液のpHならびに溶出無機成分を定量した結果を示した。塩酸濃度が0.1M以上，pHでは1.0以下となる処理で土塊の崩壊が発生した。塩酸濃度が上がるにつれて崩壊度合いは増大し，併せて各元素の溶出量も増大した。

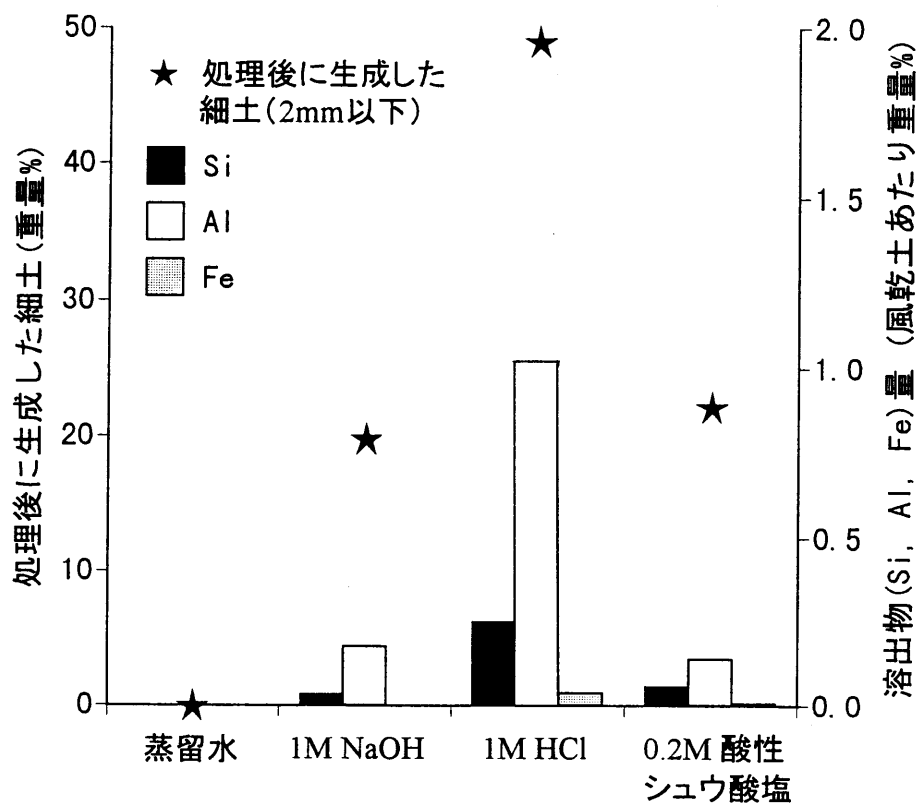


Fig. V-3 各種試薬処理による土塊の崩壊と溶出無機成分 (高尾野第7層)

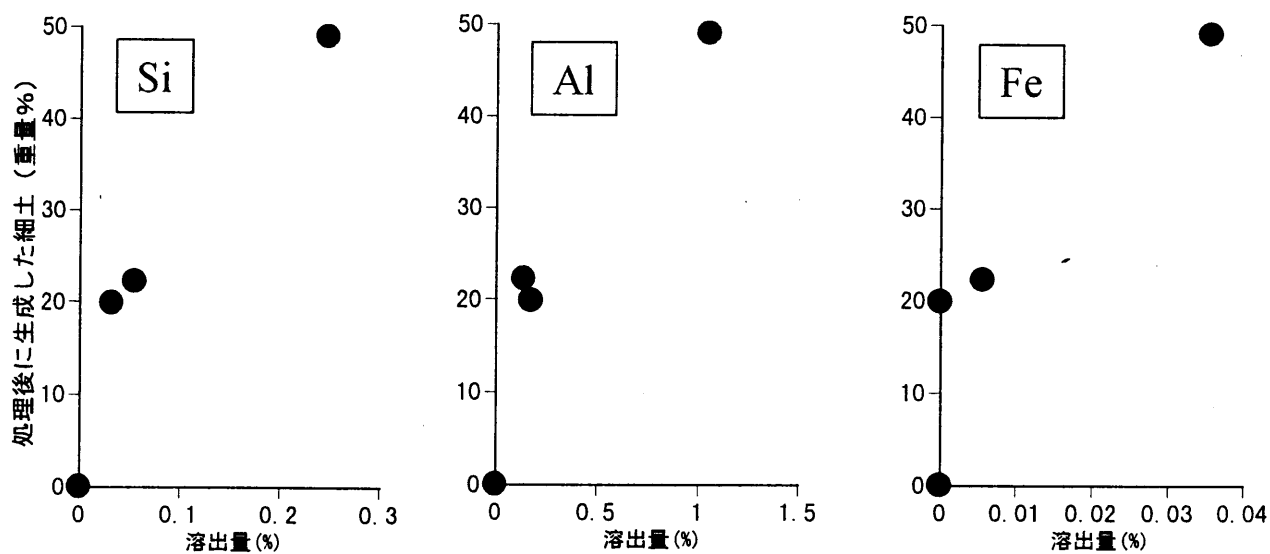


Fig. V-4 各成分の溶出量と土塊崩壊の関係 (高尾野第7層)

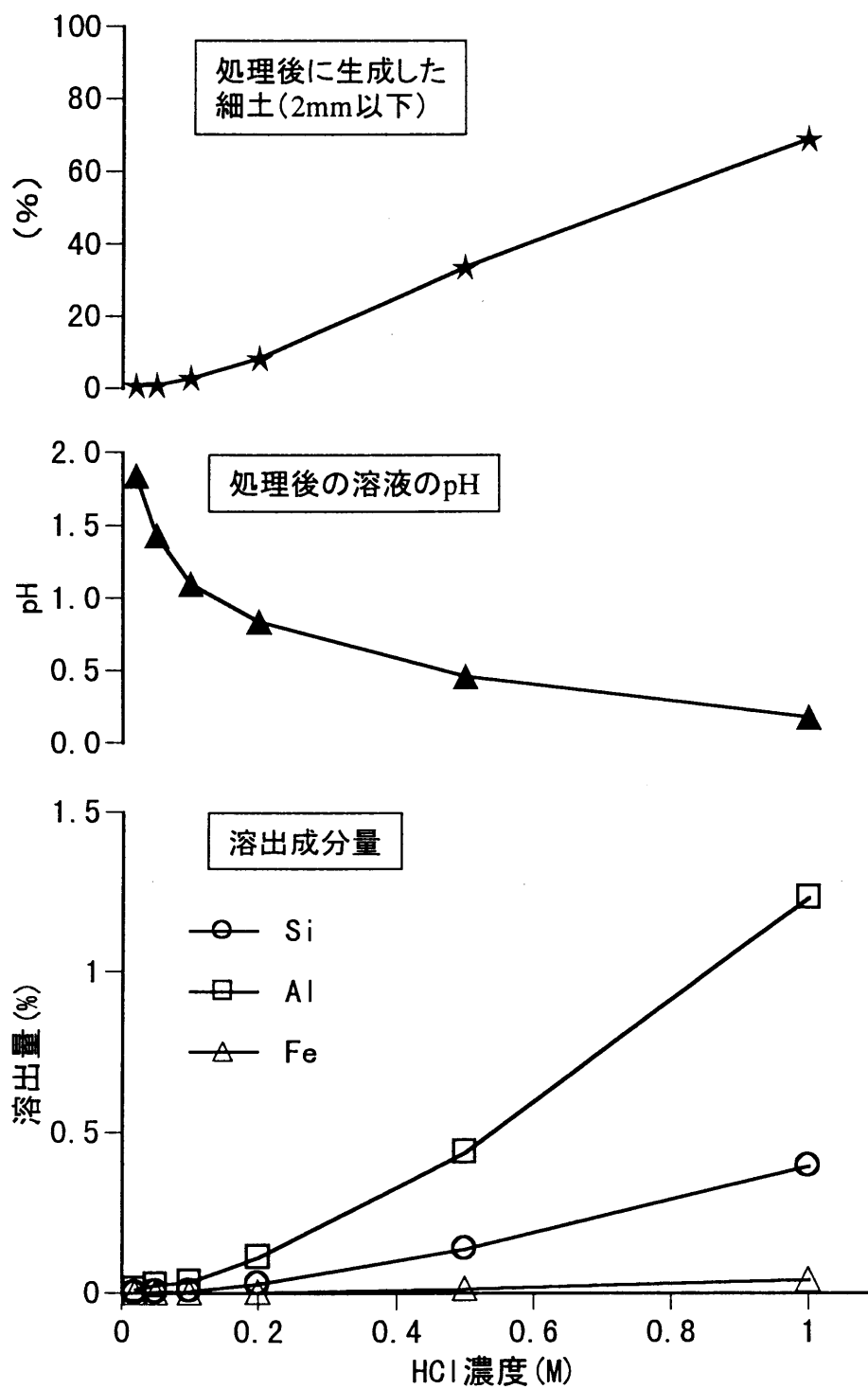


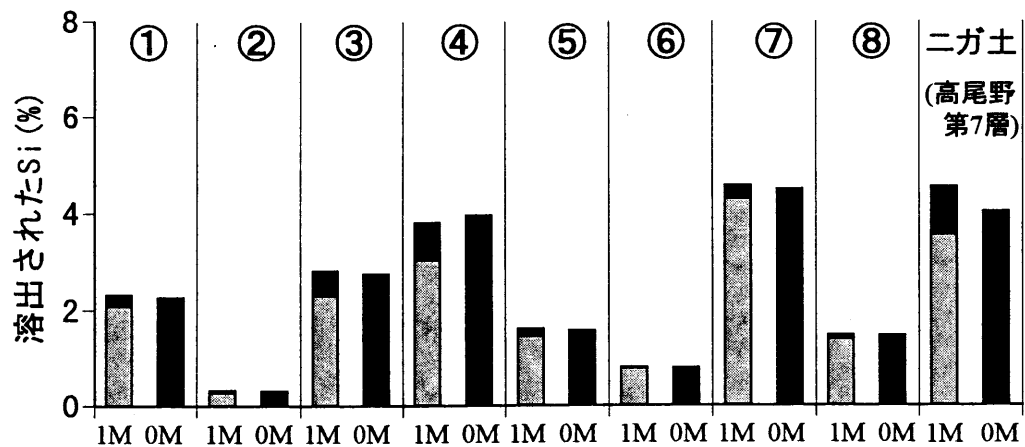
Fig. V-5 塩酸濃度と土塊の崩壊, 溶出無機成分量の関係  
(高尾野第7層)

Fig. V-3に示した土塊からの0.2M酸性シュウ酸塩による溶出成分量を、Table III-6に示した風乾細土からの抽出成分量 ( $Si_o = 5.4\%$ ,  $Al_o = 7.5\%$ ,  $Fe_o = 2.2\%$ ) と比較すると、前者は後者の1/50~1/400程度しか溶出されていない。このことから、風乾土塊に対する溶出処理は、風乾細土に対する処理で溶出する成分のうち、ごく一部のみを溶解している。

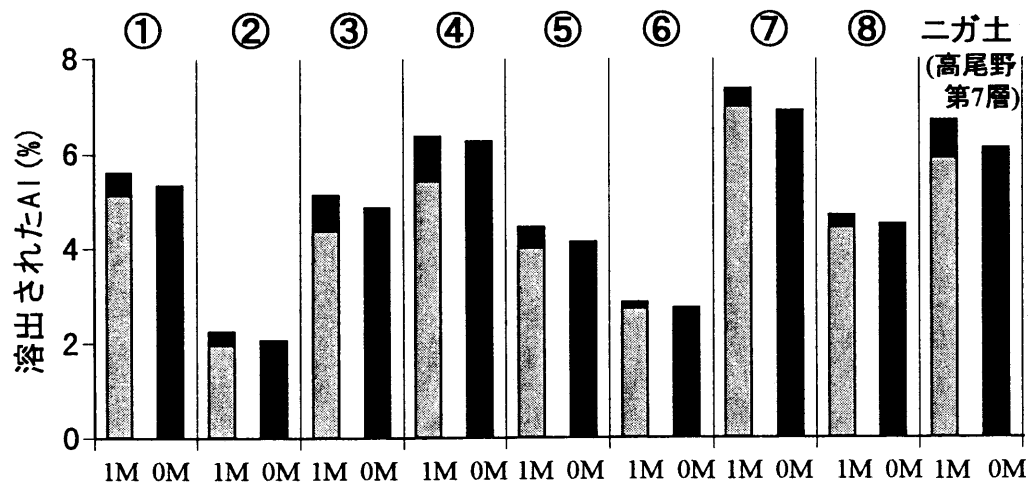
ニガ土の粘土鉱物の主体をなすのは非晶質粘土鉱物であるが、非晶質粘土を選択的に溶解する0.2M酸性シュウ酸塩処理より、1M塩酸処理の方が土塊からの無機成分溶出量が多い。この差の原因は、①選択性の低い1M塩酸処理により、非晶質粘土以外の物質からも無機成分が溶出している、または②土塊の状態の試料中の非晶質粘土に対する溶解力が、0.2M酸性シュウ酸塩より1M塩酸の方が大きい、のいずれかと思われる。この点を明らかにするため、風乾細土に対して1M塩酸→0.2M酸性シュウ酸塩の連続処理を行い、0.2M酸性シュウ酸塩処理のみを行った場合と、溶出無機成分量を比較した。試験は長崎県、熊本県、大分県の5地点から採取した他の8試料についても行った。

結果はFig. V-6に示したとおり、ケイ素とアルミニウムは何れの試料でも、1M塩酸処理により多くが溶出し、その後の0.2M酸性シュウ酸塩処理による溶出量は1M塩酸処理を行わない場合に比べて著しく少ない。鉄では、1M塩酸処理を行った後でも、0.2M酸性シュウ酸塩処理で溶出する画分が、ケイ素やアルミニウムに比べて多く残っている。何れの元素も、連続処理による溶出量の合計（1M塩酸溶出分+0.2M酸性シュウ酸塩溶出分）と、0.2M酸性シュウ酸塩単独処理による溶出量とは、何れの試料でもほぼ等しい。このことから、今回用いた試料に対する1M塩酸処理では、0.2M酸性シュウ酸塩処理とほぼ同じ部分、すなわち非晶質粘土鉱物を溶解している。1M塩酸処理の溶解効果は、ケイ素とアルミニウムに関しては0.2M酸性シュウ酸塩処理とほぼ同等であるが、鉄に関しては0.2M酸性シュウ酸塩処理

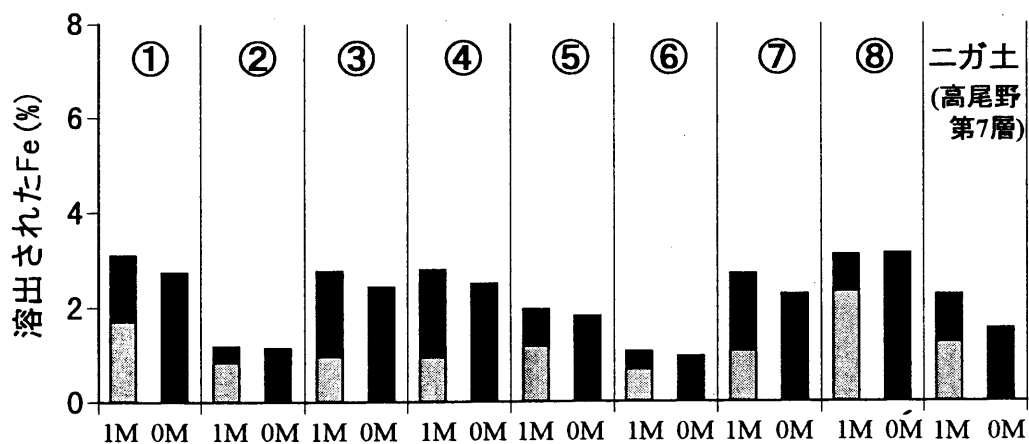
Si



Al



Fe



処理 1M: 1M塩酸抽出 → 0.2M酸性シュウ酸塩抽出 の連続処理  
 0M: 蒸留水を加えて振とう, ろ過 → 0.2M酸性シュウ酸塩抽出

試料 ①熊本県大津町高尾野の表層土 ②長崎県国見町八斗木の表層土  
 ③九州農試のローム(下層の褐色土層)深さ310cm ④同 深さ370cm  
 ⑤同 表層土 ⑥大分県九重町花牟礼の表層土 ⑦同 風化軽石層(深さ170cm)  
 ⑧熊本県草地畜産研究所(阿蘇郡一宮町西湯浦)の表層土

Fig. V-6 1M塩酸および0.2M酸性シュウ酸塩により風乾細土から溶出する無機成分

( ■ 1M 塩酸抽出成分 ■ 0.2M 酸性シュウ酸塩抽出成分 )

で溶出する部分の一部を溶解するに留まっている。

このように、1M塩酸処理で風乾土塊から溶出する無機成分は、基本的には0.2M酸性シュウ酸塩処理と同じく、非晶質粘土鉱物に由来するものである。ただし、本試験の処理条件では1M塩酸処理の方が非晶質粘土の溶解力が強かったため、量的に多くの粘土を溶解したことが、土塊の崩壊度合いを高めたと考えられる。

以上から、非晶質粘土に対する溶解力が強い処理を行うほど、ニガ土の崩壊度合いは増大する。このことも、ニガ土の硬化に粘土画分が重要な役割を果たしていることを示している。

# 第Ⅵ章. 九州各地の火山灰土壌に見られる硬盤層の諸性質

## 第1節. 本章の目的と検討内容

本章では、ニガ土以外にも九州各地の火山灰土壌に見られる硬盤層に対して、第Ⅲ章～第Ⅴ章で用いた研究手法，すなわち理化学性，鉱物学的性質ならびに微細形態特性の解明を行い，これらの性質と，一軸圧縮試験により評価した硬化強度との関係を解析した結果を論じる。

## 第2節. 試料および断面形態

本章で研究対象とした5つの硬盤層「ニガ土」「かしの実層」「花牟礼層」「パンパン」「コラ」の試料採取地点をFig.VI-1に，断面写真をFig.VI-2～Fig.VI-5に，断面記載をTable VI-1～Table VI-4に示した（ニガ土の断面写真と断面記載は第Ⅲ章に示したため略）。

### (1). ニガ土

ニガ土に関しては第Ⅲ章～第Ⅴ章で詳述したので説明を省くが，本章においてはニガ土の代表試料として，高尾野断面の第7層の特性を他の硬盤層と比較した。





Fig. VI-1 九州各地のテフラ由来硬盤層の試料採取地点

## (2). かしの実層

かしの実層は島原半島に分布する埋没火山灰土壌であり、その理化学性ならびに粘土鉱物が矢野（1971）により調査されている。かしの実層は島原半島の広い範囲に分布しているが、土壌断面における出現頻度が高く、また層厚も大きいのは東部の有明町、国見町周辺である（矢野、私信）ため、この地域の露頭数点を観察し、国見町<sup>やとぎ</sup>八斗木の断面を代表断面とした。

本断面の層序は上位から、腐植に富む表層、褐色の次表層、腐植にすこぶる富む黒色の埋没腐植層、その下位の暗褐色の層、の順で構成される。かしの実層は暗褐色の層の下に、深さ155cmから表れ、厚さは75cmである。かしの実層の下は褐色～明褐色の土層となる。かしの実層の土色は黒褐色から暗褐色で、多くの白色小粒子が含まれている。断面における山中式硬度は25～27mmで、砕易性は堅硬～頗る堅硬である。かしの実層の年代は、矢野（私信）による<sup>14</sup>C測定の結果、20000年と推定される。

なお矢野（1971）は、かしの実層を「主として長石・石英等の白い礫を含む固結した25mm以上の硬度を持つ層」としているが、山中式硬度25mmは通常の土壌に広く見られる程度の硬度で、「固結」の表現は適切でない。本論文では、他の硬盤層と同様に、水分と一軸圧縮強度および山中式硬度の関係からかしの実層の硬化性を評価した上で、その性格について改めて考察する（第Ⅶ章第1節）。

## (3). バンバン

バンバン（筆者らによる仮称）は、阿蘇外輪山上の北東部～竹田市にかけて分布する硬化した火山砕屑物層である。Fig.VI-3に示したように、露頭においてバンバンは、独特のゴツゴツとした表面を持つ層として現れるので、その存在は露頭観察で容易に確認できる。バンバンは露頭により、1～1.5mの深さ間隔をおい

た2層が見られる場合と、1層のみ見られる場合がある。露頭数点を観察した結果、2層のバンバンが見られ、それぞれの層厚も比較的大きい一宮町古閑の露頭を代表断面とした。この断面の層序は木落牧場（Fig.IV-9）に似ており、地表から深さ180cmまで黒色の土層が連続し、以下は褐色の、風化した火山灰と思われる層となる。明瞭なテフラは黒色土層に挟在するアカホヤと2枚のバンバンであるが、付近の露頭観察結果から、この断面で観察できる深さ（660cmまで）より深い部分に、始良Tn火山灰と草千里ヶ浜軽石が存在する筈である。バンバンは370cmおよび530cmの深さから現れ、いずれの層も厚さは15cmである。土色は褐～黄褐色で、山中式硬度は33～38mm、碎易性は頗る堅硬である。2枚のバンバン、および564～622cm（硬度29mm）の硬い層の下位にはマンガン斑が見られたことから、これらの硬い層が難透水層となり、滞水により還元されたマンガンが下方へ移動していると考えられる。バンバンの年代は、黒色土層の下限（ $^{14}\text{C}$ 年代は1万年）と、鍵テフラ（年代2万2千年の始良Tn火山灰）の間にあることから、1～2万年である（山田・久保寺，1996a）。2枚のバンバンのうち、下側のバンバンは下部～直下にマンガンの集積と思われる黒い部分を持ち、これが土塊の強度に影響する可能性があったので、試験には上側のバンバンを用いた。

#### (4). 花牟礼層

花牟礼層は九重火山の周辺に分布する硬化した火山碎屑物層であり、高田・津野（1982）により九重町花牟礼の露頭における断面記載が示されている。これと同一の露頭ではないが、近傍で同じ層序を持つ露頭を代表断面とし、記載と試料採取を行った。本断面では、累積した黒色～暗褐色の土層の中に、4枚のテフラが挟在している。最も上位のものは深さ34～42cmの灰黄褐色の層で、当地域の農家が「コラ層」と通称しているものであるが（高田・津野（1982））、次に述べ

る薩摩半島のコラとは無論別物である。硬化度合いの大きいコラ層が地表近くに現れ、作物生育の障害になる場合もあるが、本断面ではコラ層は薄く、硬度も山中式で23mmと大きくない。2つ目は深さ160～180cmに現れる明褐色の風化軽石層で、3つ目が238～265cmに現れる花牟礼層、最も下位のものが345～376cmのアカホヤである。花牟礼層の土色は暗オリーブ褐～鈍い黄褐色で、糸根状で黄色の斑紋を多く含んでいる。山中式硬度は30mmで、碎易性は堅硬である。年代は、高田・津野（1982）が付近の露頭において<sup>14</sup>C測定により3500年と推定した埋没腐植層と、鍵テフラ（6300年の鬼界アカホヤ火山灰）の間にあることから、3500年と6300年の間である。

#### (5). コラ

コラは開聞岳周辺に分布する、火山砂とスコリアの硬化した層である。花井（1961）によると、コラは形態と硬化度から顎娃型、山川型、枕崎型に分類され、顎娃型はさらにヒゴラ、ドップイゴラ、栗飯ゴラに細分されるが、その中で最も硬化度が大きく典型的なコラはヒゴラである。このヒゴラが分布している、顎娃町平丹花を代表断面とした。この断面では、黒色の表層土の下に、60cmの深さから厚さ30cmのコラが現れた。コラの下は黒褐色の埋没腐植層、黄橙～明黄褐色の層、黒色の埋没腐植層、の層序となった。コラの土色は黒褐～暗褐色、山中式硬度は30～32mm、碎易性は堅硬であった。藤野・小林（1992）によると、火山灰降下単位（fall unit）としてのコラ層は5層存在し、それぞれの年代は4000年、3300年、2300年、1500年、1000年である。藤野・小林（1992）の示した5つのコラの分布域図によると、本断面の地点には、3300年のコラのみ堆積しているので、本断面のコラの年代は3300年と考えられる。



Fig. VI-2 八斗木断面写真(かしの実層)

Table VI-1 八斗木断面(かしの実層)

	深さ (cm)	土色	硬度	構造	碎易性	
第1層	0-35	7.5YR 2/2	15	粒状	極碎易	
第2層	35-60	8.75YR 4/4	15	亜角塊 小	極碎易 ~碎易	
第3層	60-100	7.5YR 1.7/1	18	亜角塊 小~中	極碎易	
第4層	100-115	8.75YR 3/4	16-23	亜角塊 小	碎易	
第5層	115-155	10YR 3/4	20-27	亜角塊 中~大	碎易	
第6層	155-230	10YR3/2 ~3/4	25-27	亜角塊 中~大	堅硬~ 極堅硬	かしの 実層
第7層	230-245	10YR 2/2	18	亜角塊 小~中	碎易	
第8層	245-	7.5YR 5/6	17	亜角塊 小	碎易	

Table VI-2 古閑断面(バンバン)

	深さ (cm)	土色	硬度	
第1層 <sup>*1</sup>	0-135			
第2層	135-150	8.75YR5/8	20	アカホヤ
第3層	150-190	7.5YR1.7/1	23	
第4層	190-249	7.5YR2/1	19	
第5層	249-262	10YR2/3	25	
第6層	262-294	7.5YR2/1	27	
第7層	294-314	7.5YR4/4	28	
第8層	314-368	8.75YR5/6	28	
第9層	368-378	7.5YR5/8	33	バンバン
第10層	378-384	10YR4/6	26	
第11層	384-391	7.5~10 YR4/4	30	火山砂層
第12層	391-404	7.5YR4/4	25	Mn斑あり
第13層	404-429	10YR4/6	26	Mn斑含む
第14層	429-461	10YR4/6	26	Mn斑あり
第15層	461-474	8.75YR4/6	26	
第16層	474-500	8.75YR4/6	25	
第17層	500-532	10YR4/4	29	
第18層	532-542	2.5Y6/4	33-38	バンバン
第19層	542-545	2.5Y4/3	32-36	バンバン(黒い部分 (10YR3/1)あり)
第20層	545-564	10YR4/6	23-27	Mn斑あり
第21層	564-622	7.5YR4/4	29	
第22層	622-638	8.75YR4/6	18	Mn斑あり
第23層	638-657+	8.75YR5/6	19	Mn斑含む



Fig. VI-3 古閑断面写真(バンバン)

\*1 アカホヤの上は腐植の頗る富む黒色土層だが、本露頭では表面が崩れた上に草が生えて、観察困難である。他の露頭の調査結果から、この部分は幾つかの土層に細分できると考えられるが、ここではひとまとめに第1層とし、厚さのみ記載した。





Fig. VI-4 花牟礼断面写真(花牟礼層)

TableVI-3 花牟礼断面(花牟礼層)

	深さ (cm)	土色	硬度	構造	砕易性	
第1層	0-34	10YR1.7/1	17	粒状	極砕易	
第2層	34-42	10YR4/2	23	無構造	堅硬～ 砕易	コラ層
第3層	42-80	10YR1.7/1	20	亜角塊 小～中	極砕易	
第4層	80-117	10YR1.7/1	23	亜角塊中	砕易	
第5層	117-130	10YR2/3	25	亜角塊中	砕易	
第6層	130-150	10YR3/3	26-29	亜角塊 中～大	堅硬～ 砕易	
第7層	150-160	10YR2/1	26	亜角塊 中～大	砕易～ 堅硬	
第8層	160-180	7.5YR5/8	24	亜角塊 小～中	砕易	風化 軽石層
第9層	180-190	7.5YR1.7/1	25	亜角塊中	堅硬～ 砕易	
第10層	190-238	7.5YR1.7/1	25	亜角塊大	堅硬～ 砕易	
第11層	238-265	10YR3/3	30	無構造	堅硬	花牟礼層
第12層	265-304	2.5Y3/3	30	無構造	堅硬	
第13層	304-320	10YR4/3	29	無構造	堅硬	
第14層	320-325	10YR2/2	26	亜角塊中	堅硬～ 砕易	
第15層	325-345	10YR1.7/1	21	亜角塊 小～中	砕易	
第16層	345-376	8.75YR5/8	22	亜角塊 小～中	砕易	アカホヤ
第17層	376-380	7.5YR1.7/1				
第18層	380-387	7.5YR2/3	19	亜角塊 中～大	砕易	
第19層	387-410	7.5YR1.7/1				
第20層	410-435	10YR2/2	20	亜角塊中	砕易	
第21層	435-455	7.5YR4/4	17	亜角塊中	砕易	
第22層	455-483+	10YR4/6	18	亜角塊中	砕易	



Fig. VI-5 平丹花断面写真(コラ)

TableVI-4 平丹花断面(コラ)

	深さ (cm)	土色	硬度	構造	
第1層	0-60	7.5YR1.7/1	6	粒状	
第2層*	60-90	10YR3/4～3/2 (基色) 10YR3/2 (灰色がかる部分) 7.5～10YR3/4 (赤み強い部分)	30-32	無構造	コラ
第3層	90-97	10YR2/3	26	無構造	スコリア層
第4層	97-105	7.5YR2/2	24	亜角塊	
第5層	105-140	10YR6/6:10YR7/4 = 6:4	16	亜角塊	
第6層	140-160+	10YR2/1	18	亜角塊	

\*1 深さ77cmの部分に層状にスコリアが存在する。

### 第3節．各硬盤層の諸性質

#### (1)．物理性

Table VI-5に各硬盤層の理化学性を示した。物理性では、粒径組成は粘土含量がニガ土は67%、かしの実層は40%であったのに対し、バンバン、花牟礼層およびコラでは10%以下と小さかった。砂含量は粘土含量に対し負の関係にあった。仮比重は、ニガ土は $0.42 \text{ Mg m}^{-3}$ 、かしの実層は $0.74 \text{ Mg m}^{-3}$ 、バンバン、花牟礼層およびコラは $0.95 \sim 1.18 \text{ Mg m}^{-3}$ の範囲にあった。水分保持能は、バンバン、花牟礼層およびコラは、硬さのため断面で100ml採土管を打ち込むことができず、コア試料を採取することが不可能だったので、ニガ土とかしの実層についてのみ測定した。ニガ土の水分保持能（5kPa(pF1.7)～1.5MPa(pF4.2)で含水比が $1.79 \sim 1.59 \text{ kg kg}^{-1}$ ）に比べ、かしの実層（同水分張力範囲で含水比が $0.94 \sim 0.79 \text{ kg kg}^{-1}$ ）は水分保持能が小さかった。

#### (2)．化学性

化学性をTable VI-5に示した。全炭素量は、ニガ土とかしの実層では $30 \text{ g kg}^{-1}$ 以上で、バンバン、花牟礼層およびコラでは $4 \text{ g kg}^{-1}$ 以下であった。pH(H<sub>2</sub>O)は全ての試料で6.0前後であった。CECはニガ土で $27.5 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ 、かしの実層で $12.8 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ 、バンバン、花牟礼層およびコラでは $9 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ 以下であった。交換性塩基含量は全ての試料で小さかったが、コラのみは交換性カルシウム含量が大きく、その影響で塩基飽和度も100 %を越えていた。リン酸吸収係数は、ニガ土、かしの実層およびバンバンでは $19.0 \text{ P}_2\text{O}_5 \text{ g kg}^{-1}$ 以上で、花牟礼層では $13.8 \text{ P}_2\text{O}_5 \text{ g kg}^{-1}$ 、コラでは $12.0 \text{ P}_2\text{O}_5 \text{ g kg}^{-1}$ であった。

供試した硬盤層および日本各地の埋没火山灰土壌の主要理化学性（Kurobokudo

Table VI-5 九州各地の火山灰土壌に見られる硬盤層の主要理化学性  
ならびに日本各地の埋没黒ボク土との比較

		粒径組成			仮比重 (Mgm <sup>-3</sup> )	水分保持能				
		砂	シルト	粘土		5kPa	0.1MPa	1.5MPa		
									(%)	
ニガ土 <sup>*1</sup>		9	24	67	0.42	1.79	1.64	1.59		
かしの実層		35	15	40	0.74	0.94	0.83	0.79		
バンバン		71	20	9	1.06	－	－	－		
花牟礼層		70	20	10	1.18	－	－	－		
コラ		74	18	8	0.95	－	－	－		
	埋没A層	27±15 (34)	20±6 (34)	52±13 (34)	0.52±0.14 (37)	1.30±0.33 (37)	1.11±0.30 (37)	1.05±0.30 (37)		
日本各地の <sup>*2</sup> 黒ボク土	B層および 埋没B層	21±14 (23)	20±7 (23)	56±15 (25)	0.62±0.20 (27)	1.10±0.42 (26)	0.96±0.37 (26)	0.93±0.35 (26)		
	C層	25±22 (4)	8±4 (4)	59±27 (5)	0.74±0.24 (13)	0.91±0.65 (14)	0.72±0.49 (14)	0.64±0.43 (14)		
		全炭素 (g kg <sup>-1</sup> )	pH (H <sub>2</sub> O)	CEC	交換性塩基				塩基 飽和度 (%)	リン酸 吸収係数 (P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> g kg <sup>-1</sup> )
					Ca	Mg	K	Na		
ニガ土 <sup>*1</sup>		30	5.6	27.5	2.3	1.4	0.2	0.5	16	25.5
かしの実層		34	5.6	9.3	0.7	0.2	0.1	0.2	14	22.7
バンバン		4	5.9	8.9	1.6	0.3	0.1	0.2	25	19.0
花牟礼層		4	6.2	3.2	1.1	0.1	0.1	0.2	47	13.8
コラ		2	6.0	6.2	5.7	0.8	0.1	0.4	112	12.0
	埋没A層	76±42 (41)	5.8±0.4 (41)	30±12 (42)	2.8±2.7 (42)	0.4±0.3 (42)	0.3±0.3 (42)	0.3±0.2 (42)	14±12 (42)	22.8±3.1 (41)
日本各地の <sup>*2</sup> 黒ボク土	B層および 埋没B層	26±23 (31)	5.8±0.4 (31)	19±7 (30)	1.6±1.7 (30)	0.6±0.4 (30)	0.3±0.3 (30)	0.4±0.3 (30)	15±12 (30)	20.4±4.5 (31)
	C層	11±11 (20)	6.1±0.4 (17)	17±12 (13)	2.6±2.9 (13)	0.4±0.5 (13)	0.3±0.5 (13)	0.5±0.6 (13)	24±15 (13)	15.4±6.9 (21)

\*1 高尾野第7層。

\*2 Kurobokudo co-operative research group(1986)のデータから計算した。値は平均値±標準偏差( )内は試料数。



Co-operative Research Group, 1986) を比較すると (Table VI-5), ニガ土とかしの実層は日本各地に見られる埋没火山灰土壌と同様の性質を持っている。ただし, 第三章で述べた通り, ニガ土の水分保持能のみは他の火山灰土壌に比べ著しく大きいという特徴がある。バンバン, 花牟礼層およびコラは, 他の埋没火山灰土壌とは, 粒径組成が粗く, 仮比重が大きい点で異なっている。

### (3). 元素組成

全元素分析の結果を Table VI-6 に示した。結果は, 第三章の高尾野断面各層と同じく, 10 元素 (酸化物態) の合計量を 100% として示した。ケイ素は 44.1~55.3% の範囲にあった。アルミニウムは 18.7~31.6% の範囲にあり, ケイ素の含量と負の関係にあった。カルシウムは 0.6~7.9%, マグネシウムは 2.0~4.9% の範囲で, この両元素の含量は互いに正の関係にあり, ニガ土とかしの実層はバンバン, 花牟礼層およびコラに比べ小さい傾向にあった。カリウム, ナトリウム, チタン, マンガン, リンは全ての試料で 2.0% 以下で, 特定の傾向は示さなかった。

元素組成を他の火山灰土壌と比較するため, 第三章第 6 節で行ったのと同様に, 硬盤層および他の黒ボク土 (Kurobokudo Co-operative Research Group (1986)) の全分析値を, ケイ酸含量を横軸にとって示した (Fig. VI-6)。何れの試料も, 通常の火山灰土壌に比べて, 特定の元素含量が増大, または減少していることはない。

### (4). 一次鉱物

一次鉱物組成を Table VI-7 に示した。重鉱物組成は試料によって異なり, 主体となる重鉱物は, 不透明鉱物を除くとニガ土ではシソ輝石, かしの実層では普通角閃石, バンバンでは普通輝石, 花牟礼層ではシソ輝石, コラでは普通輝石であった。バンバンとコラにはカンラン石が含まれていた。軽鉱物は, いずれの試料で

Table VI-6 各硬盤層の元素組成 \*1

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
	(%)									
ニガ土*2	44.20	31.55	17.55	1.81	0.28	0.56	2.03	1.05	0.67	0.29
かしの実層	54.87	26.25	8.72	1.12	0.15	2.64	2.58	1.67	1.87	0.14
バンバン	48.09	24.00	13.50	1.28	0.17	5.25	4.94	0.68	1.77	0.32
花牟礼層	55.29	18.72	9.90	1.41	0.17	5.52	4.36	1.83	2.45	0.34
コラ	48.41	22.92	12.36	1.26	0.22	7.87	4.49	0.40	1.92	0.15

\*1 値は表に示した10元素(酸化物態)の合計量を100%として、各元素(酸化物態)の割合を、  
 平均値±標準偏差で示した。( )内は試料数。

\*2 高尾野断面の第7層。

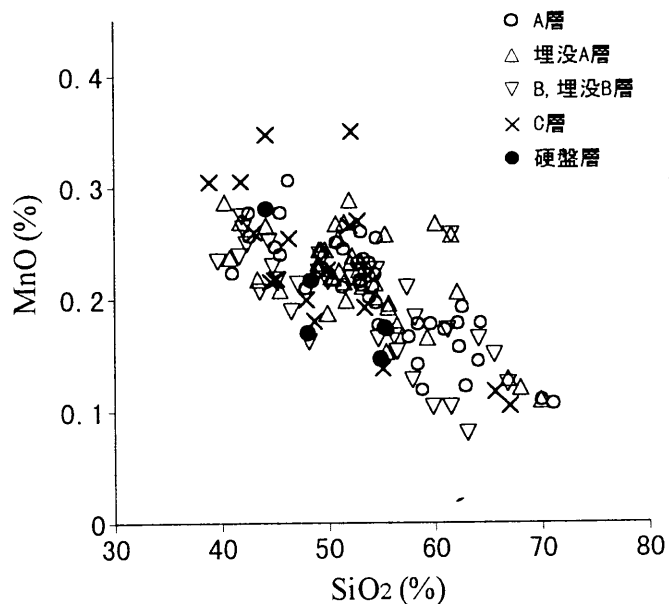
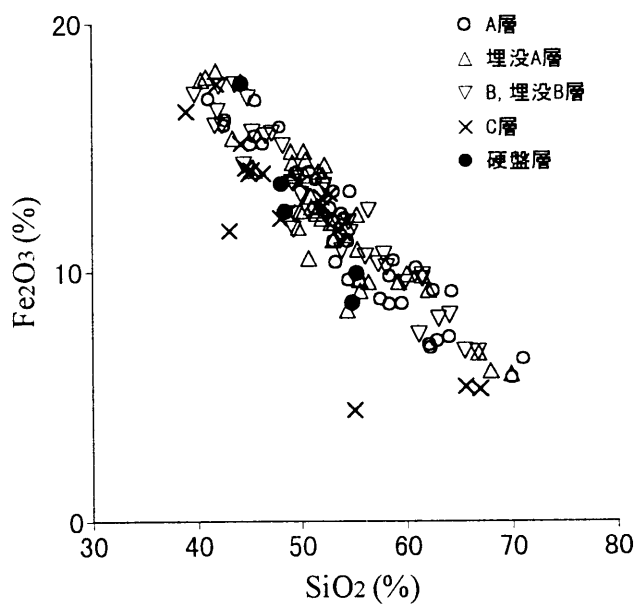
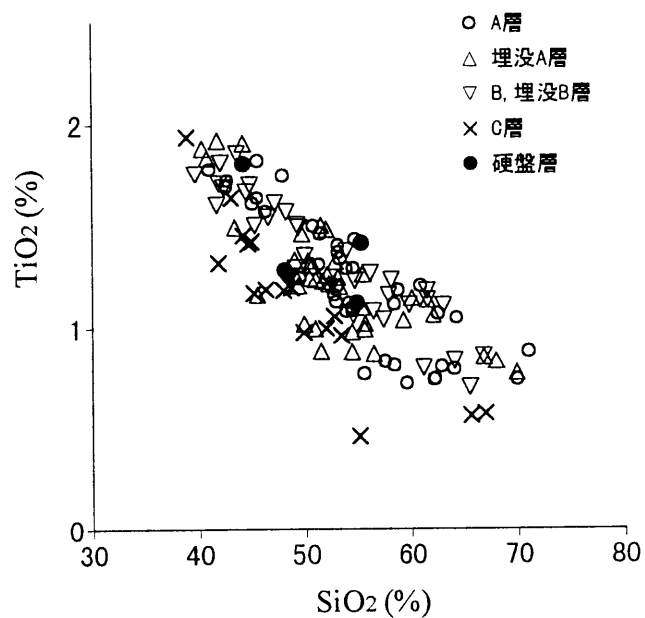
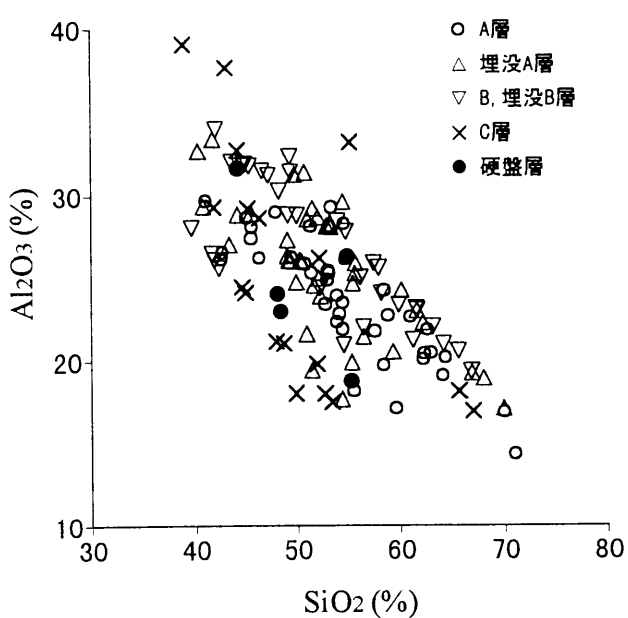


Fig.VI-6(1) 九州各地の火山灰土壌に見られる硬盤層と日本各地の黒ボク土\* の元素組成 ( $\text{SiO}_2$  含量と他の元素(酸化物態)含量との関係)

\*Kubobokudo Co-operative Research Group (1986) のデータを使用。

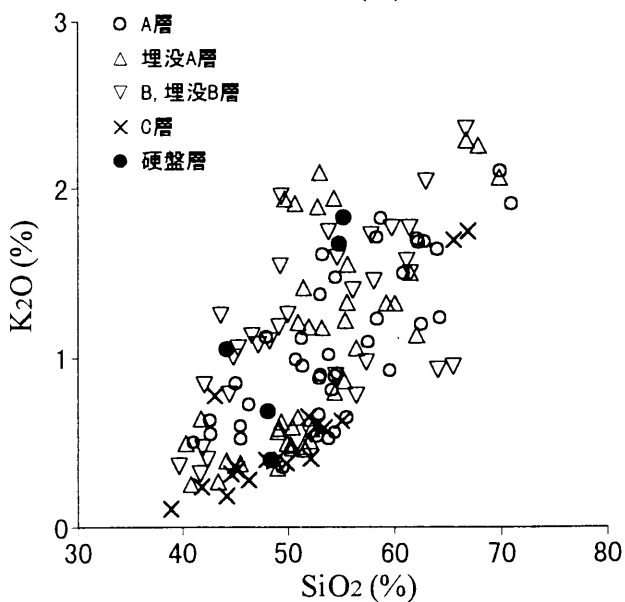
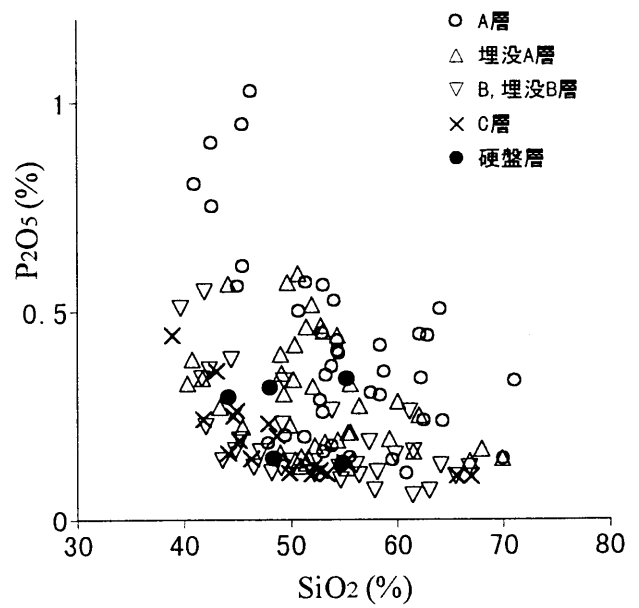
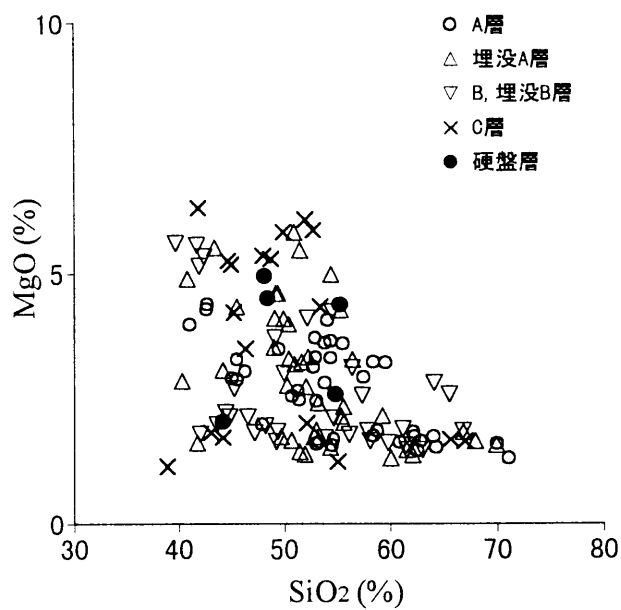
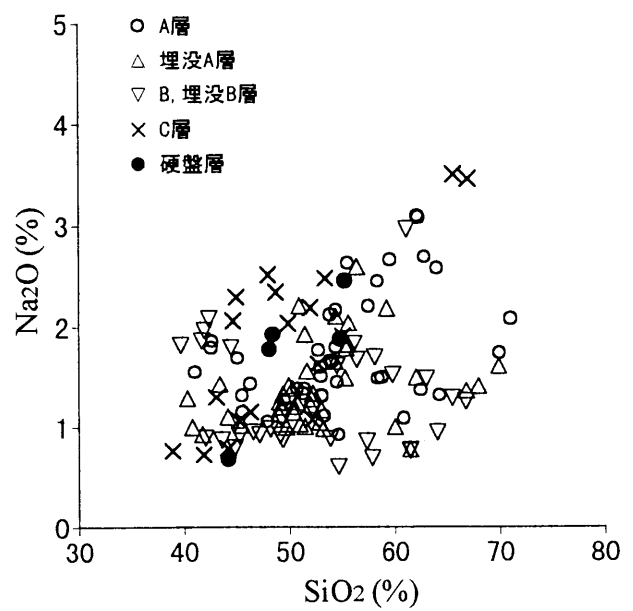
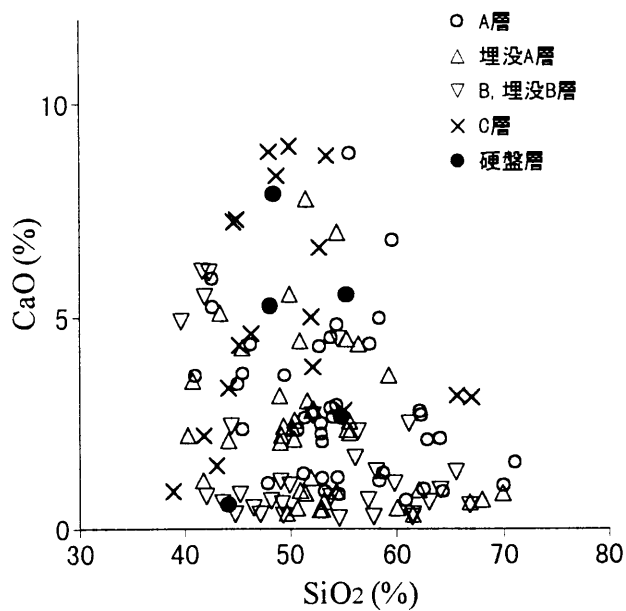


Fig. VI-6(2)

九州各地の火山灰土壌に見られる  
硬盤層と日本各地の黒ボク土\* の  
元素組成 ( $\text{SiO}_2$ 含量と他の元素  
(酸化物態) 含量の関係)

\*Kubobokudo Co-operative Research  
Group (1986) のデータを使用。

も火山ガラスが主体であったが、かしの実層の軽鉱物には風化により同定できない粒子が多く含まれていた。火山ガラスは、ニガ土、かしの実層および花牟礼層では無色ガラスが主体で、バンバンとコラでは有色ガラスが主体であった。火山ガラス以外の軽鉱物としては、いずれの試料にも長石が含まれていた。

弘法・大羽(1973)は火山灰土壌の重鉱物組成を4つの型に区分し、山田ら(1980)は重鉱物組成の型と母材の岩質の関係を明らかにした。これらの結果に基づくと、かしの実層の重鉱物組成は角閃石型で、デイサイト質の母材から生成した土壌に見られる組成型である。ニガ土と花牟礼層は輝石型であり、この型は種々の岩質の母材から生成しうるが、安山岩質の母材に由来する土壌に最も広く見られる。バンバンも輝石型であるが、カンラン石の存在や火山ガラスは有色ガラスが主体であるといった、玄武岩質の母材から成る土壌の特徴も備えている。コラはカンラン石型で、火山ガラスは有色であることから、玄武岩質の母材から生成したと考えられる。

各試料の母材となったテフラの岩質は、火山学的に以下のようにであると推測されている。ニガ土およびバンバンの母材の噴出源である阿蘇火山は多くの火山の集合体であり、8万年前の阿蘇4火砕流以後の活動では、玄武岩質から流紋岩質まで幅広い範囲の岩質のマグマを噴出してきた(渡辺・小野, 1992)。かしの実層の母材の噴出源である雲仙火山は、7万年前以降の活動においてはデイサイト質のマグマを噴出してきた(倉沢, 1992)。花牟礼層の母材の噴出源である九重火山は、3万2千年前の飯田火砕流以後の活動では、主に安山岩質のマグマを噴出してきた(松本, 1992)。コラの母材の噴出源である開聞岳火山は、4千年前以降の活動では玄武岩質のマグマを噴出してきた(中村, 1992)。これらの知見と、一次鉱物組成から推測された各試料の母材の岩質は良く対応していた。

このように、各硬盤層の一次鉱物組成と母材の岩質は、噴出源のマグマの岩質

Table VI-7 各硬盤層の一次鉱物組成<sup>\*1</sup>

	重鉍物 割合  〔重量 %〕	重鉍物						軽鉍物						
		シソ 輝石	普通 輝石	強磁 性鉍 物	普通 角閃 石	カン ラン 石	風化*2 粒子	無色火山ガラス			有色 火山 ガラス	斜 長石	雲母	風化 粒子
								スポ ンジ 状	扁平 状	顆粒 状				
ニガ土*3	8	31	10	24	tr.	tr.	35 (31)	tr.*4	3	96		1		
かしの実層	5	12	1	33	54				17	3		8	2	69
バンバン	6	1	78	18		2					93	7		
花牟礼層	21	39	23	38	1					80		20		
コラ	6	5	31	43		22			1	2	78	19		

\*1 径0.1-0.2mmの粒子を検鏡し測定。 \*2 ( )内は鉄で被覆されている粒子の割合。

\*3 高尾野断面の第7層。 \*4 tr; 0.4%以下。

を反映している。一次鉱物組成と岩質自体は、試料によって異なっており、一定の傾向は見られない。

## (5). 粘土鉱物

X線回折の結果、全ての試料で結晶性粘土鉱物のはっきりしたピークは認められなかった (Fig.VI-7)。矢野 (1971) によると、かしの実層の粘土鉱物はアロフェンを主体とするが、バーミキュライト、クロライト、カオリナイトおよびイライトといった結晶性粘土鉱物もかなり含まれているが、今回の分析では検出できなかった。

選択溶解試験の結果をTable VI-8に示した。 $Si_o$ 、 $Al_o$ 、 $Fe_o$ は、それぞれ1.86~5.43 %、2.76~7.52 %、0.69~2.18 %の範囲にあった。ニガ土とバンバンは、かしの実層、花牟礼層およびコラに比べて $Si_o$ 、 $Al_o$ および $Fe_o$ が大きい値を示した。 $Al_p$ 、 $Fe_p$ は、それぞれ0.20~0.45 %、0.09 %以下、の範囲にあった。

各硬盤層の粘土鉱物組成は、X線回折の結果や、選択溶解試験で $Si_o$ が多く $Al_p/Al_o$ 比が小さいこと、またpHが6以上であることから、アロフェン質である。 $Si_o$ (%)に7.1を乗じて算出 (Parfittら, 1982) したアロフェンおよびイモゴライトの量は、タイプ2においては粒径分析で得られた粘土含量を超えていた。これは、タイプ2ではシルトおよび砂画分の一部がアロフェン、イモゴライトに変化していることを示していると考えられる。花牟礼層およびコラにおいて、 $Al_o$ ならびに $Fe_o$ が多いにも関わらず、リン酸吸収係数が大きくないことから、これらの試料ではシルトおよび砂画分にアロフェン、イモゴライトが存在することが示唆される。シルトおよび砂がアロフェン・イモゴライト化した場合、粘土に比べて表面積が小さいため、粘土画分に存在するアロフェン・イモゴライトに比べてリン酸固定能が低くなる (但し、粒子を溶解する選択溶解試験ではこのようなアロフェン・

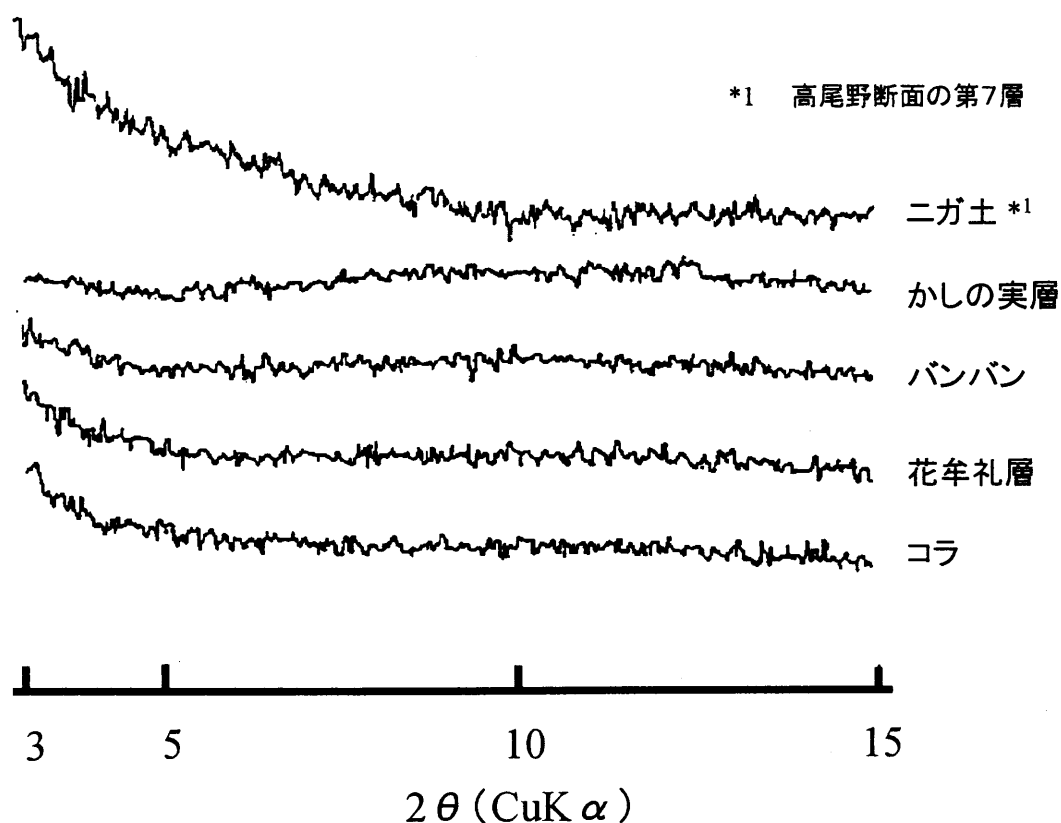


Fig.VI-7 各硬盤層のX線回折(Ca型粘土,オリエンテーション法で試料作成)

Table VI-8 各硬盤層の選択溶解試験結果

	Si <sub>o</sub> <sup>*1</sup>	Al <sub>o</sub> <sup>*1</sup>	Fe <sub>o</sub> <sup>*1</sup>	Al <sub>p</sub> <sup>*2</sup>	Fe <sub>p</sub> <sup>*2</sup>	$\frac{(Al_o - Al_p)}{Si_o}$	$\frac{Al_p}{Al_o}$	$\frac{Fe_p}{Fe_o}$	アロフェン + イモゴライト <sup>*3</sup>	フェリハイ ドライト <sup>*4</sup>
	(%)								(%)	(%)
ニガ土 <sup>*5</sup>	5.43	7.52	2.18	0.45	0.08	1.30	0.06	0.04	38.6	3.7
かしの実層	1.86	3.83	0.91	0.45	0.04	1.82	0.12	0.04	13.2	1.5
バンバン	3.96	5.39	1.71	0.20	0.03	1.31	0.04	0.02	28.1	2.9
花牟礼層	2.34	3.00	0.69	0.28	0.09	1.16	0.09	0.13	16.6	1.2
コラ	2.30	2.76	1.08	0.18	0.04	1.12	0.07	0.04	16.3	1.8

\*1 0.2M 酸性シュウ酸塩(pH 3.0)可溶のSi, Al, Fe<sub>o</sub>    \*2 0.1M ピロリン酸ナトリウム可溶のAl, Fe<sub>o</sub>

\*3 Parfitt・Henmi(1982)に従い, Si<sub>o</sub>(%)に7.1を乗じて算出。

\*4 Childsら(1991)に従い, Fe<sub>o</sub>(%)に1.7を乗じて算出。    \*5 高尾野断面の第7層。



イモゴライトも溶出され、 $Al_0$ と $Fe_0$ の値は高くなる）と考えられるためである。

## (6). 土塊の風乾による硬化と収縮、および水漬による崩壊

Fig.VI-8に、各硬盤層の生土および風乾状態での含水比と一軸圧縮強度の関係を示した。生土の状態では、含水比はニガ土は $1.62 \text{ kg kg}^{-1}$ 、かしの実層は $0.68 \text{ kg kg}^{-1}$ であったのに対し、バンバン、花牟礼層およびコラは $0.35 \sim 0.23 \text{ kg kg}^{-1}$ と小さい値の範囲にあった。風乾すると、いずれの試料でも含水比は $0.17 \text{ kg kg}^{-1}$ 以下になった。一軸圧縮強度は、生土の状態では、バンバンが $1.15 \text{ MPa}$ であった他は $0.41 \text{ MPa}$ 以下であった。風乾に伴い、ニガ土の一軸圧縮強度は $1.97 \text{ MPa}$ と著しく増大し、かしの実層の強度は $0.76 \text{ MPa}$ まで増大したが、バンバン、花牟礼層およびコラでは強度の増大は見られなかった。

Fig.VI-9に、含水比と山中式硬度の関係を示した。生土の状態では、ニガ土とかしの実層の山中式硬度は $25 \sim 26 \text{ mm}$ であったのに対し、バンバンは $34 \text{ mm}$ 、花牟礼層は $32 \text{ mm}$ 、コラは $30 \text{ mm}$ の値を示した。風乾に伴い、ニガ土は $36 \text{ mm}$ 、かしの実層は $34 \text{ mm}$ まで山中式硬度が増大したが、バンバン、花牟礼層およびコラは、風乾後も生土の状態とほぼ等しい硬度であった。

Fig.VI-10に、風乾に伴う収縮を示した。ニガ土は風乾により、生土の状態の体積の $50 \%$ まで収縮し、かしの実層は $80 \%$ まで収縮したのに対し、バンバン、花牟礼層およびコラでは収縮は見られなかった。

水漬に伴う崩壊を測定するため、各硬盤層の風乾土塊に対し、水漬→水中篩別→風乾→秤量 の操作を4回繰り返した。結果はFig.VI-11に示したように、ニガ土以外の試料はすべて、風乾と水漬を4回繰り返した後でも、径 $20 \text{ mm}$ 以上の土塊が $90 \%$ 以上（重量%）を占めており、水漬による細化の度合いは非常に小さかった。ニガ土は、処理の反復により、径 $20 \text{ mm}$ 以上の土塊は徐々に崩壊して、径

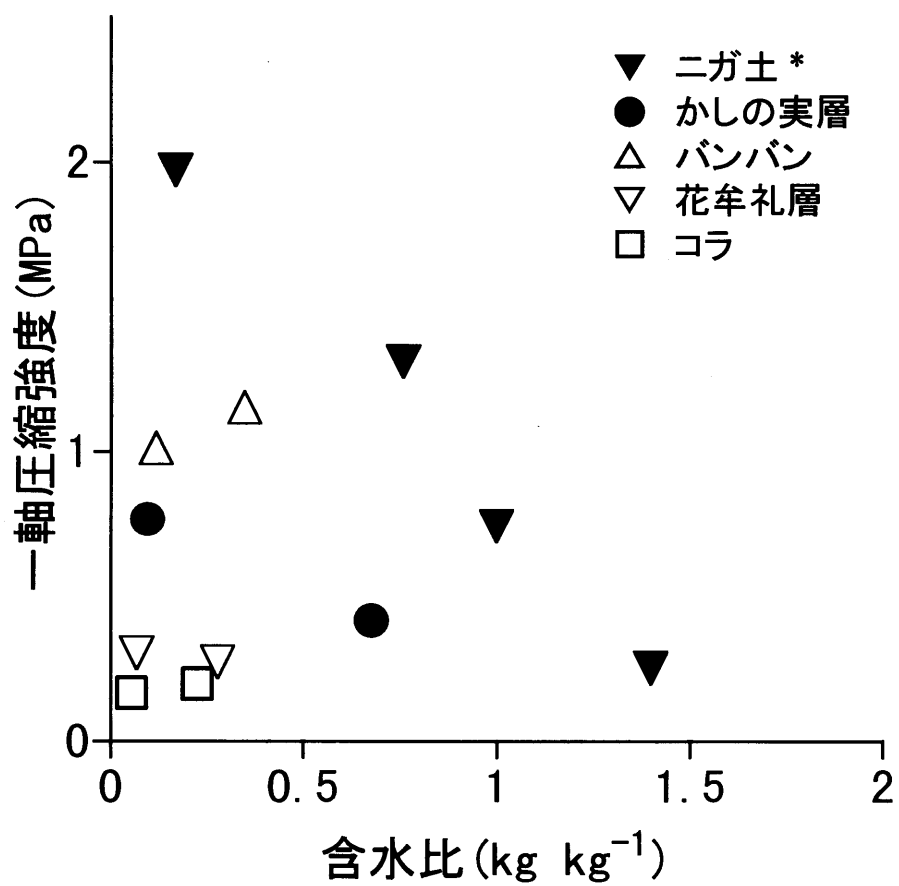


Fig. VI-8 九州各地の火山灰土壌硬盤層の土塊の風乾過程における一軸圧縮強度の変化

\*高尾野断面の第7層。

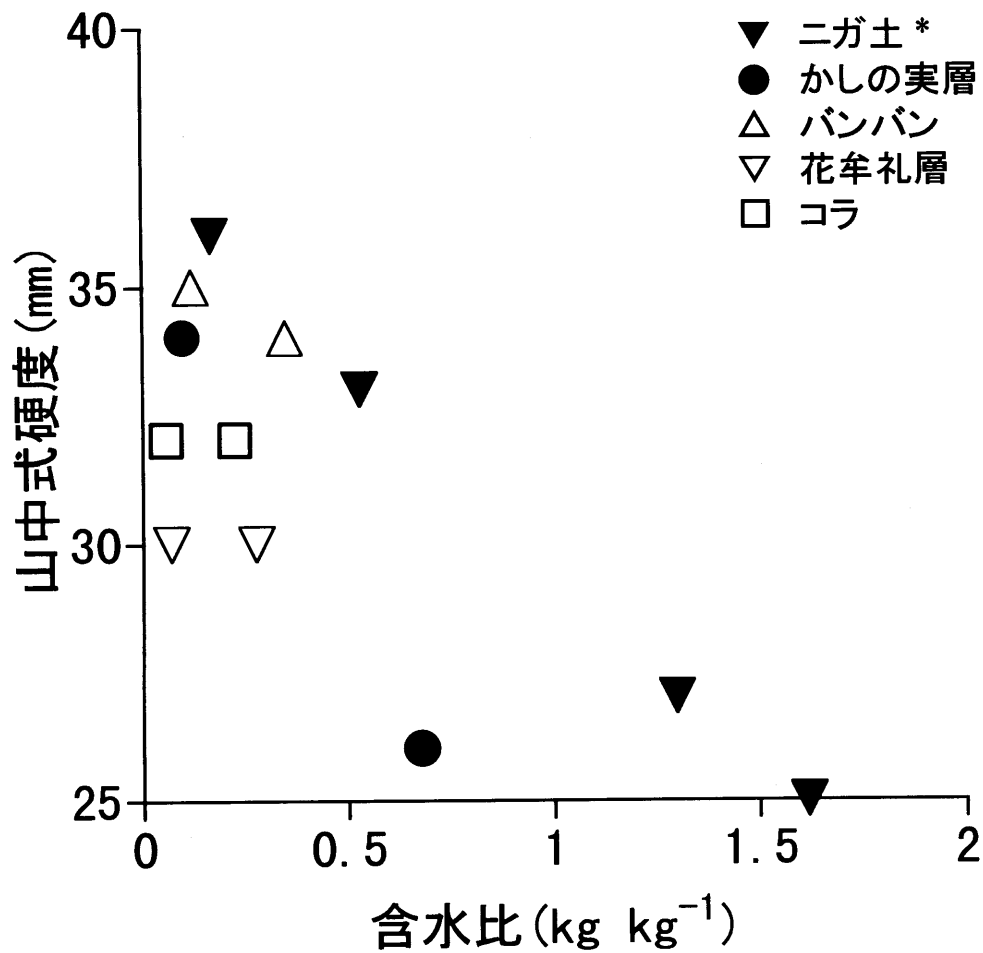


Fig. VI-9 九州各地の火山灰土壌硬盤層の土塊の風乾過程における山中式硬度の変化

\*高尾野断面の第7層。

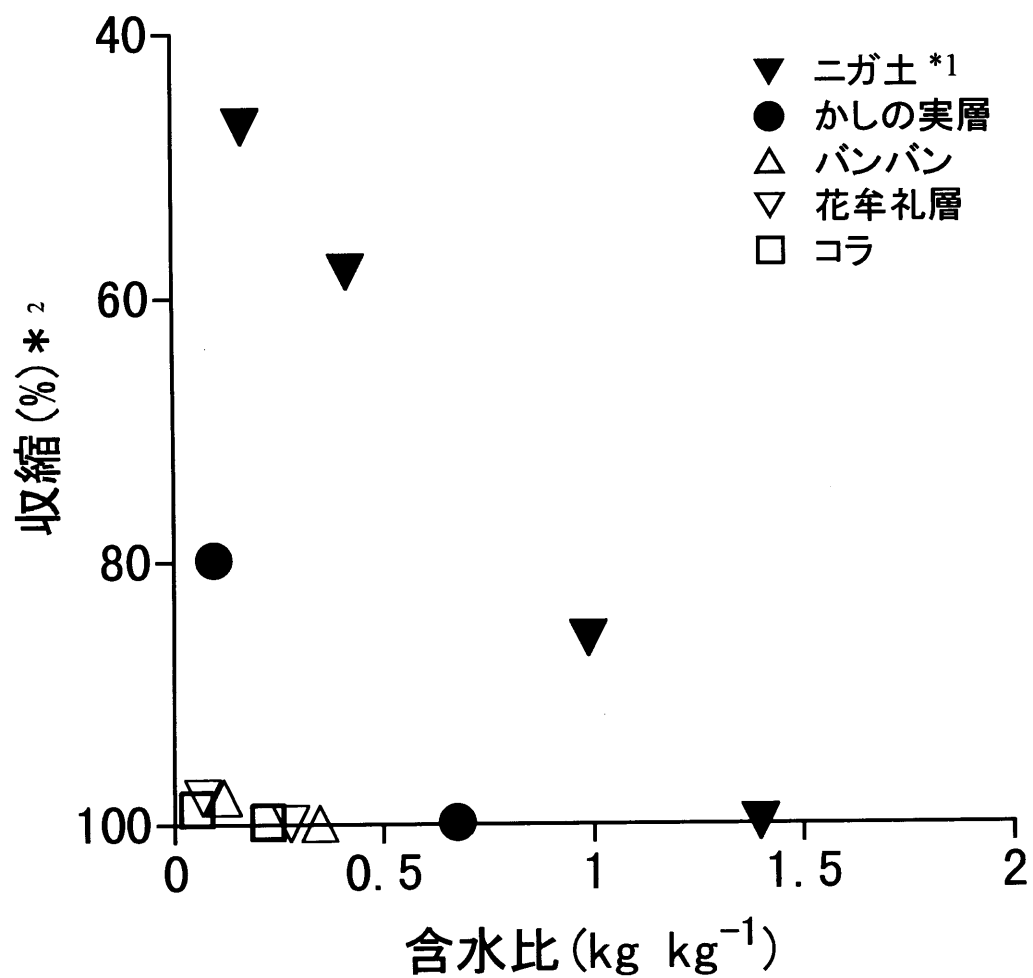
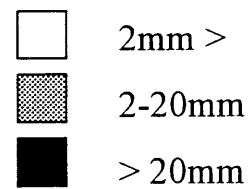
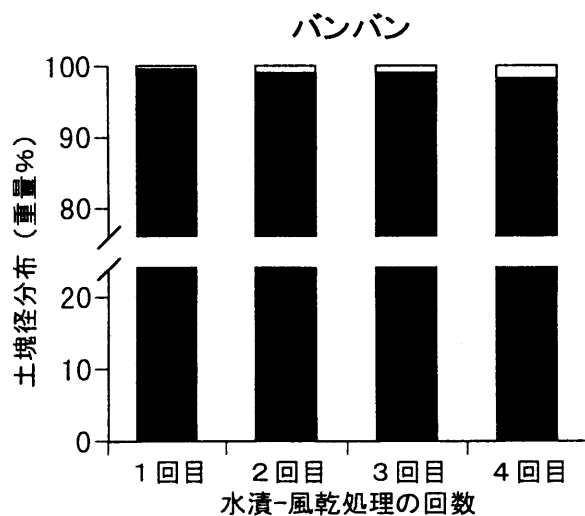
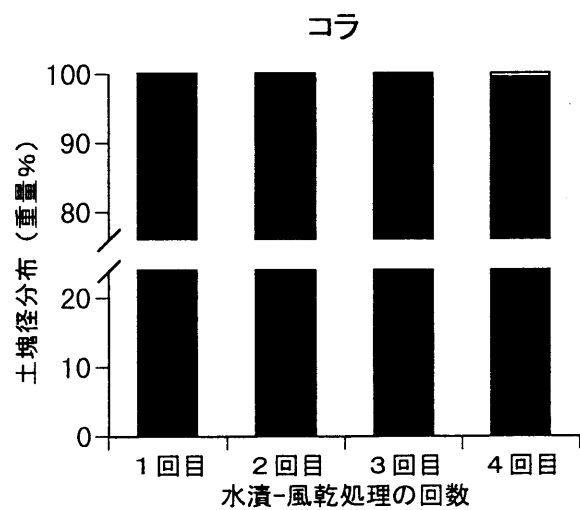
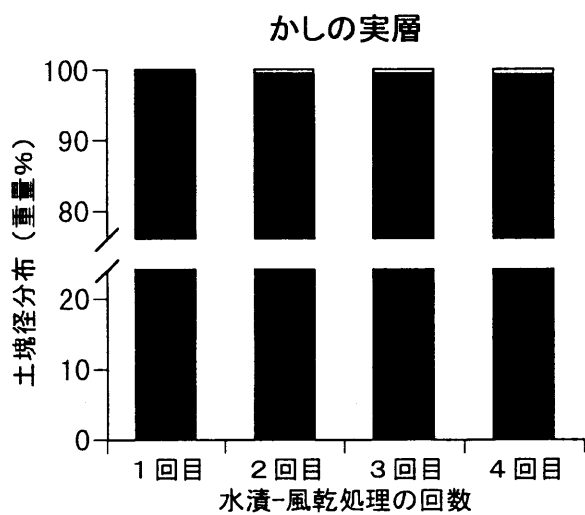
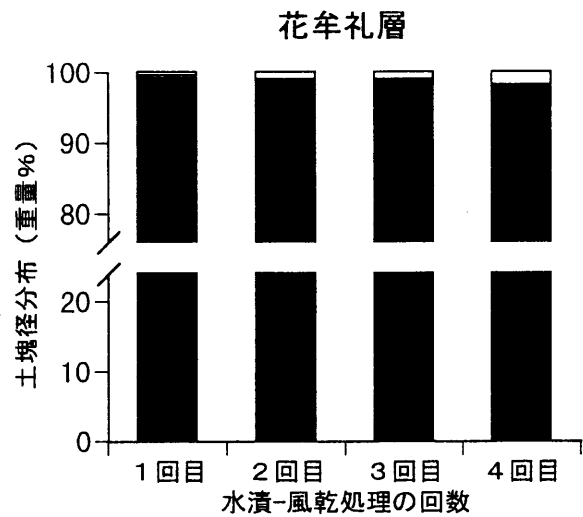
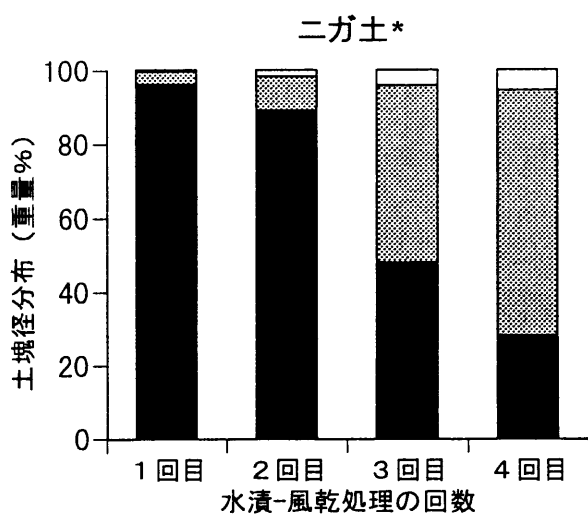


Fig. VI-10 九州各地の火山灰土壌硬盤層の土塊の風乾に伴う収縮

\*1 高尾野断面の第7層

\*2 生土の状態での体積を100%とする



\* 高尾野断面の第7層

Fig. VI-11 九州各地の火山灰土壌硬盤層の  
風乾-水漬処理の反復に伴う土塊の崩壊

20～2mmの土塊が生成する点で、他の硬盤層と異なっていた。ただしニガ土でも、径2mm以下の細土まで細化する割合は、処理を反復した後でも小さかった。

## (7). 非火山灰土壌の硬化特性との比較

九州・沖縄に分布する農耕地土壌のうち、南西諸島のジャーガル、島尻マーヅ、<sup>くはがみ</sup>国頭マーヅや、細粒質の低地土壌などは、乾燥に伴い著しく硬化する（Kubotera・Yamada, 1998）。これらの、非火山灰土壌の硬化特性を明らかにし、火山灰土壌に見られる硬盤層と比較するために、一軸圧縮強度、風乾に伴う収縮ならびに風乾土塊の水漬に伴う崩壊の測定を行った。試料はジャーガル、国頭マーヅ、島尻マーヅならびに低地水田土である（Table VI-9）。ジャーガルは泥灰岩を母材とする灰色の土壌で、膨張性2:1型粘土を主体とする細粒質土であるため、乾燥時の収縮による作物根の傷害や、排水性不良による湿害が問題となる。農耕地土壌分類第3次案では陸成未熟土に分類される。島尻マーヅは琉球石灰岩を母材とする暗赤色の土壌で、構造が発達しており排水性は良好だが、保水性の悪さや有効土層の薄さ（下層土がしばしば緻密化し、また石灰岩が浅く出る場合も多い）から干害を生じやすい。土壌分類上は暗赤色土である。国頭マーヅは国頭礫層や砂岩、粘板岩等を母材とする赤～黄色の土壌で、保水性・排水性の悪さによる乾湿害や、酸性障害が発生しやすく、また降雨時の流出が沿岸の珊瑚におよぼす被害が問題となっている。分類上は土色により、赤色土または黄色土に分類される。

Table VI-10に示したように、これらの試料の一軸圧縮強度は、生土では国頭マーヅが0.27 MPa、他は0.10 MPa以下とどの試料も大きくない値であった。風乾すると、ジャーガルは2.28 MPaと著しく強度が増大し、島尻マーヅ、国頭マーヅならびに低地水田土も0.81～1.36 MPaと強度が増大した。これらの試料および火山灰土壌に見られる硬盤層（Fig. VI-8）の、風乾時における一軸圧縮強度を比較す

Table VI-9 供試非火山灰土壌

試料	採取地	分類名(農耕地土壌 分類第3次案)	母材
ジャーガル	沖縄県豊見城村	陸成未熟土	泥灰岩
島尻マージ	沖縄県与那城町	暗赤色土	琉球石灰岩
国頭マージ	沖縄県恩納村	赤色土	国頭礫層
低地水田土	福岡県筑後市	低地水田土	河川堆積物

Table VI-10 非火山灰土壌の硬化特性

試料	一軸圧縮強度(MPa)		水漬に伴う 土塊崩壊(%) <sup>*1</sup>	風乾に伴う 収縮(%) <sup>*2</sup>
	生土	風乾		
ジャーガル	0.10	2.28	56	86
島尻マージ	0.04	0.81	93	87
国頭マージ	0.27	1.22	85	96
低地水田土	0.05	1.36	38	86

\*1 風乾土塊を水漬した際に生成した、径2mm以下の画分の重量割合。

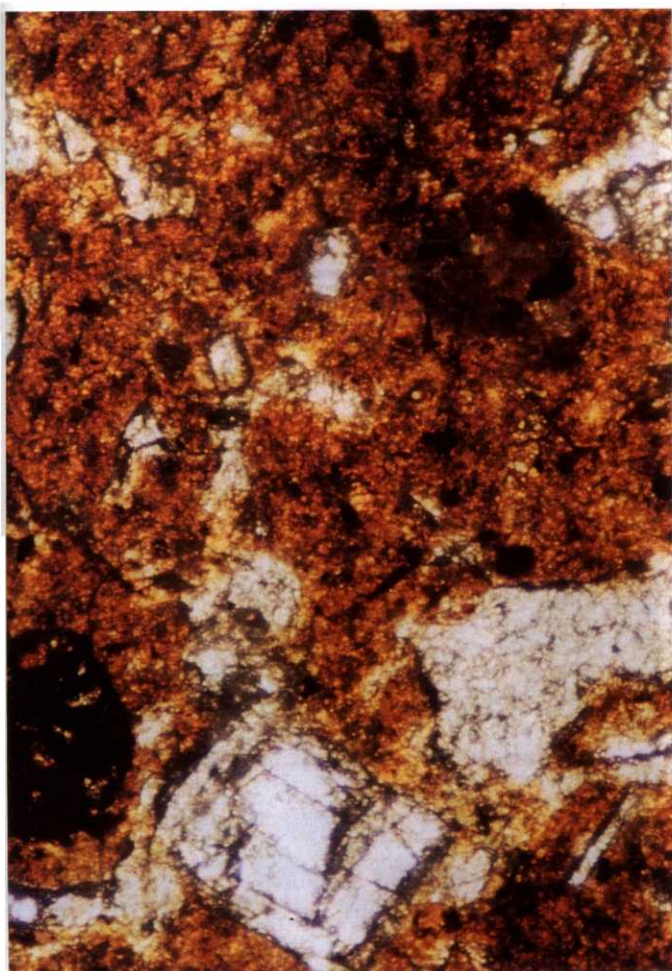
\*2 生土の状態の体積を100%とする。

ると、ジャーガル > ニガ土 > 国頭マージ、低地水田土 > バンバン、島尻マー  
ジ、かしの実層 > 花牟礼層、コラ の順である。この結果から、九州に分布す  
る非火山灰土壌の中で、乾燥に伴う硬化性が大きい土壌の風乾時の硬化強度は、  
火山灰土壌の硬盤層と同等以上である。ただし、風乾に伴う収縮はジャーガル、  
島尻マージおよび低地水田土で86~87 %、国頭マージで96 %と小さく、火山灰  
土壌の硬盤層と比較すると、ニガ土 >> かしの実層 > ジャーガル、島尻マージ、  
低地水田土 > 国頭マージ、バンバン、花牟礼層、コラ の順であった。また、  
風乾土塊に対し水漬処理を行うと、1回の処理でジャーガルは土塊が崩壊し、処  
理後の径分布は2mm以下の細土が58 %を占めた。島尻マージと国頭マージは水  
漬による土塊の崩壊が更に著しく、処理後は細土が85~93 %を占めた。低地水  
田土は水漬により38 %の細土が生成した。これらの試料に比べ、火山灰土壌の  
硬盤層は、水漬-風乾の処理を反復した後でも細土の割合が5 %以下 (Fig. VI-11)  
と著しく小さいことが特徴である。

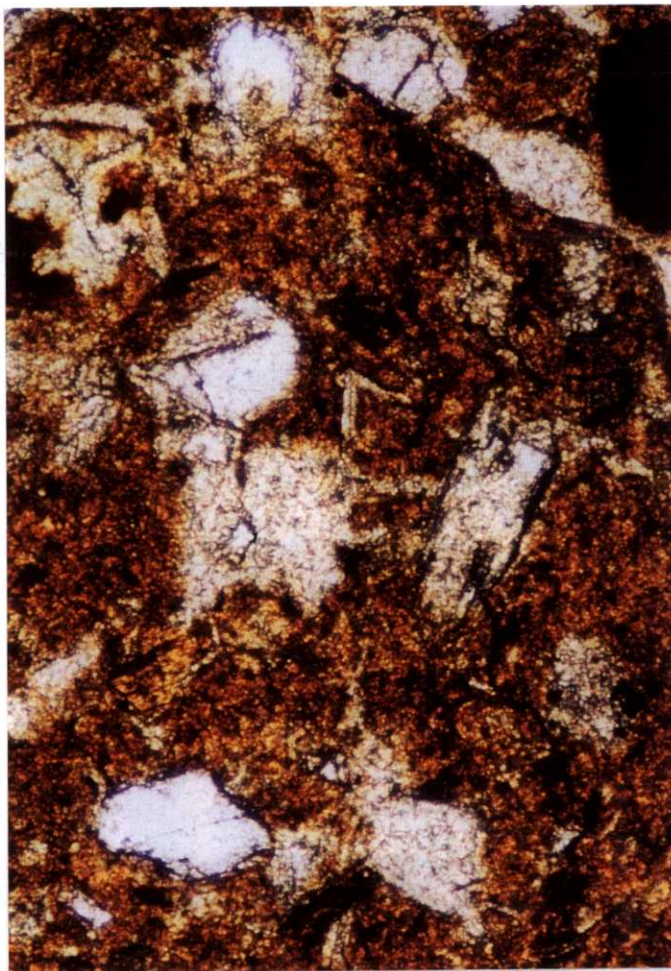
### (8). 微細形態

微細形態をFig.VI-12に示した。また、第IV章と同じ方法で定量した孔隙の割合  
と、微細構造型をTable VI-11に示した。ニガ土は、第IV章に示したように、部分  
的に連続する孔隙を持つ微細形態で、微細構造型はバグ状 (部分的には海綿状)  
である。かしの実層は褐色の細粒質の中に径0.1~0.2mmの白色の一次鉱物を多  
く含んでいた。微細形態は生土状態と風乾状態の間で大きな差異はなく、固相の  
連続性は大きく、孔隙は径0.1mm程度で互いに連続しないものが主体だった。た  
だし風乾では生土に比べて、孔隙がやや増大した。いずれの状態でも微細構造型  
はバグ状構造であった。バンバンは暗色の鉱物を多く含んでおり、微細形態は生  
土と風乾の間で差異は見られず、固相の連続性が大きく、孔隙割合はごく小さか

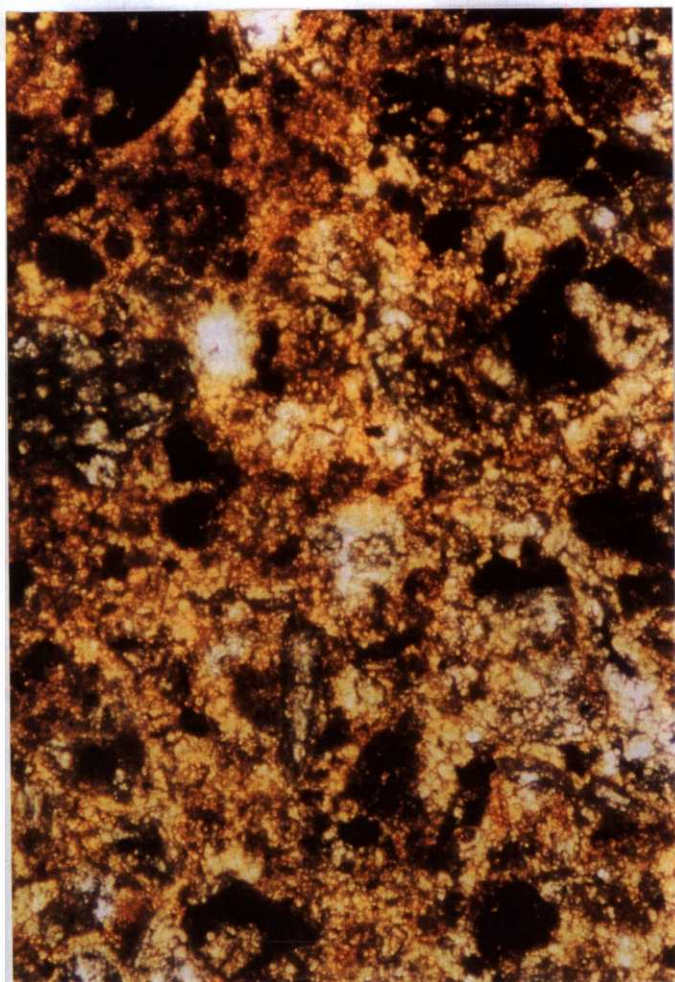




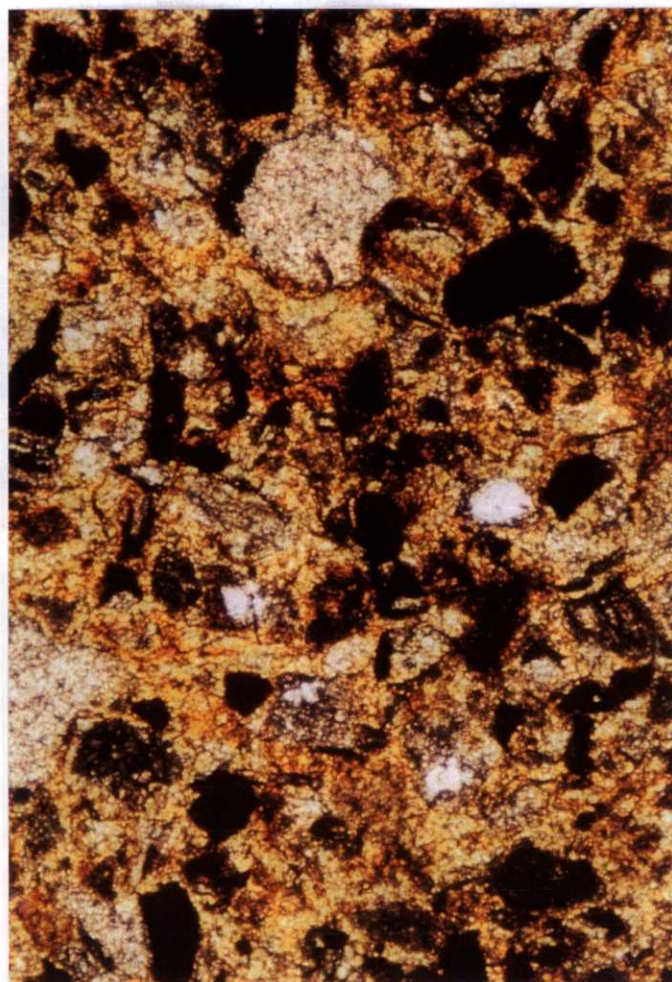
かしの実層(生土)



かしの実層(風乾)



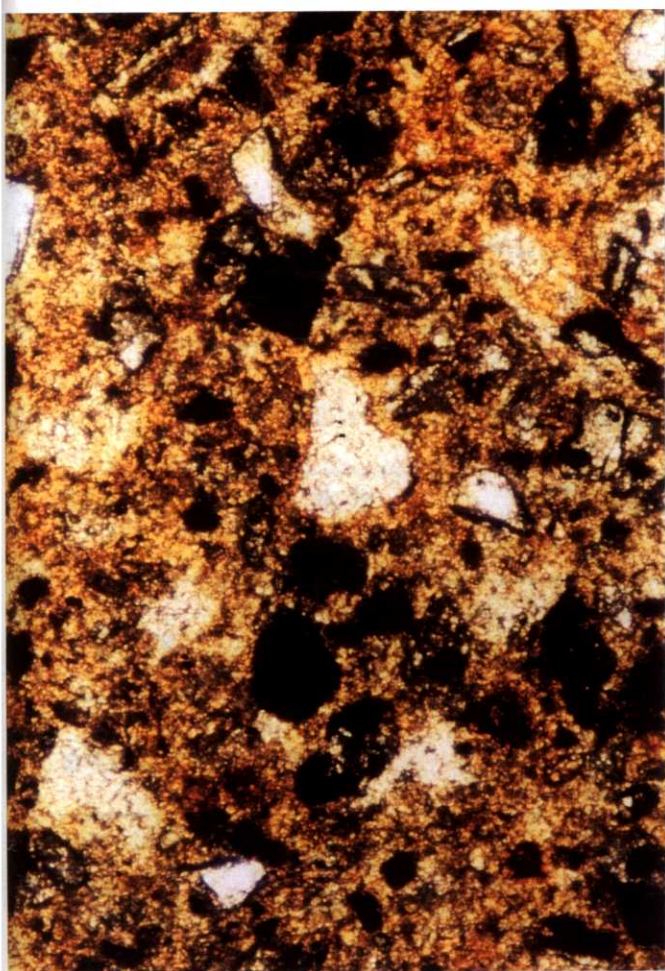
バンバン(生土)



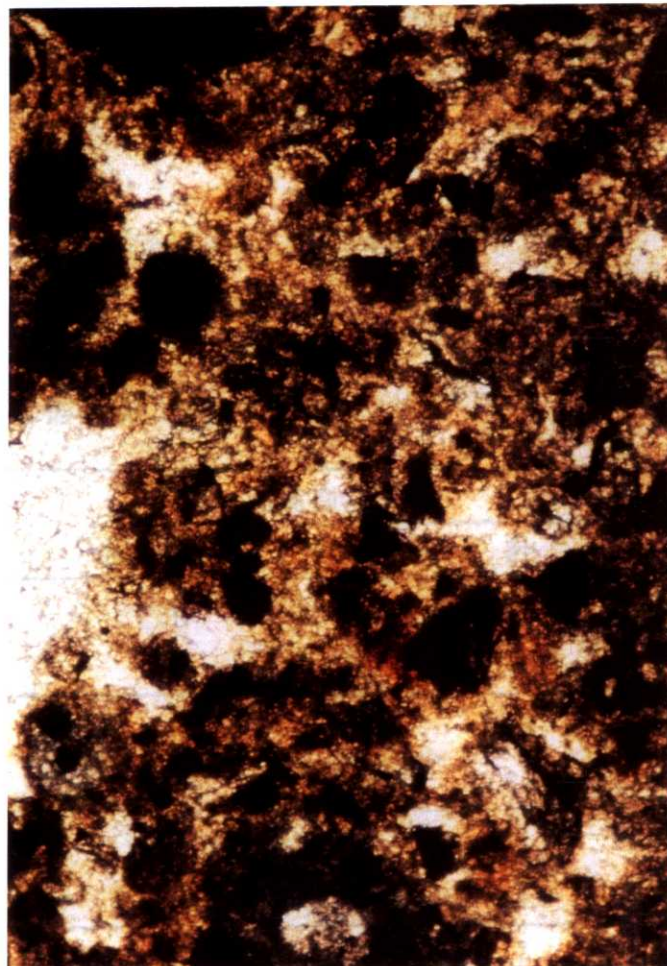
バンバン(風乾)

Fig. VI-12(1) 土壤微細形態(写真の短辺が1mm)

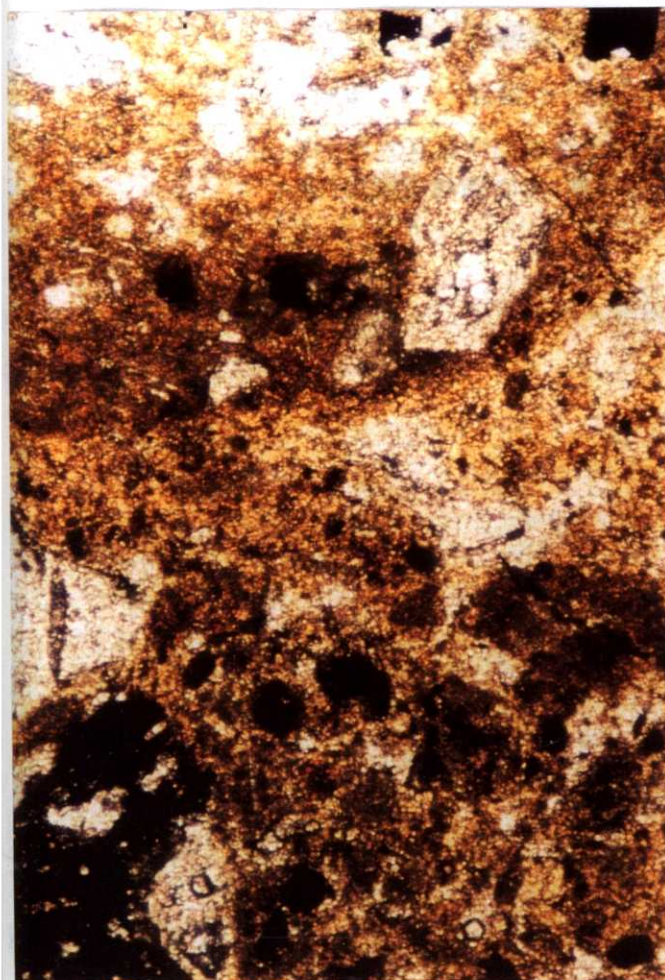




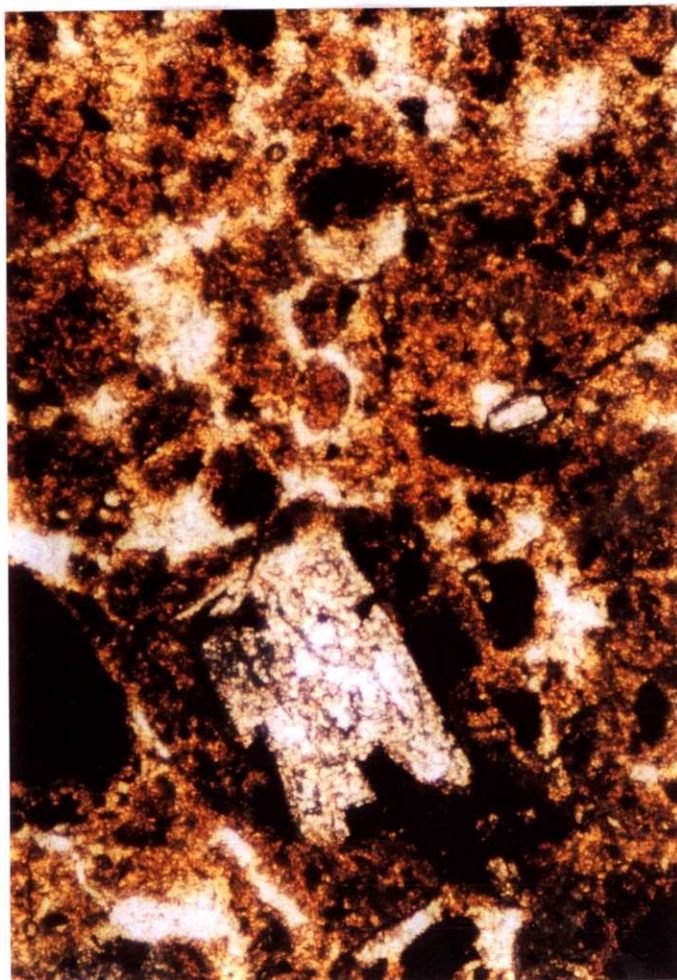
花牟礼層(生土)



花牟礼層(風乾)



コラ(生土)



コラ(風乾)

Fig. VI-12(2) 土壤微細形態(写真の短辺が1mm)



Table VI-11 微細構造型ならびに形態別に見た孔隙割合

試料	水分	微細構造型	孔隙割合*1(%)		
			互いに連続	不連続	計
ニガ土 <sup>*2</sup>	生土	バグ状	0	8	8
	風乾	バグ状～海綿状	9	3	12
かしの実層	生土	バグ状	0	11	11
	風乾	バグ状	0	17	17
バンバン	生土	バグ状	0	3	3
	風乾	バグ状	0	7	7
花牟礼層	生土	バグ状	0	7	7
	風乾	海綿状～架橋粒子状	18	3	21
コラ	生土	海綿状～架橋粒子状	13	2	15
	風乾	海綿状～架橋粒子状	14	0	14

\*1 薄片写真中に占める面積割合。

\*2 高尾野断面の第7層。

った。孔隙は互いに連続しない円形～楕円形のものが主体で、微細構造型は壁状構造であった。花牟礼層は、生土の状態ではバンバンと同様の微細形態であったが、風乾の状態では互いに連続した孔隙が多く、固相の連続性が破られて海綿状～架橋粒子状の微細構造型となっていた。コラは径0.1～1mmの鉱物を多く含み、細粒質は鉱物の間隙に、海綿状のマトリックスまたは分離した粒団の形で存在した。微細構造型は生土と風乾で大きな差異はなく、海綿状～架橋粒子状で、一部は小粒状になっていた。

第IV章に示したように、高尾野断面の各層において、風乾時の一軸圧縮強度と微細形態との間には密接な関係が見られたが、九州各地の火山灰土壌における硬盤層についても同様の関係が見られた。すなわち、風乾時の一軸圧縮強度が大きいニガ土、かしの実層およびバンバンは、壁状構造やバグ状構造のように固相部分の連続性が大きい微細構造型であるのに対し、風乾時の一軸圧縮強度が小さい花牟礼層およびコラは、海綿状構造や架橋粒子構造のように孔隙同士が連結して固相の連続性が破られている微細構造型である。ただし、Table VI-11に示したように、孔隙割合(%)と風乾時の一軸圧縮強度との間には、明確な関係が見られなかった。このことは、土壌中の孔隙の量よりも、微細構造型すなわち孔隙の連続性や形態が、土塊の強度に大きく影響することを示している。

#### (9). 試薬処理による土塊の崩壊と溶出無機成分

各試料の硬化に関与している物質を推定する目的で、風乾土塊に対して試薬浸漬処理を行い、土塊の崩壊と溶出無機成分量を測定した。用いた試薬および処理方法は第V章第6節の最初に述べた通りである。

結果は、Fig. VI-13に示したように、土塊の崩壊度合いと溶出成分量の何れも、ニガ土とかしの実層は同様の傾向を示し、1M塩酸処理によって土塊の顕著な崩

壊とケイ素，アルミニウムの溶出が見られた。かしの実層は1M塩酸処理による土塊の崩壊度合いが特に大きく，ほぼ全量が細土化した。これに対し，バンバン，花牟礼層およびコラは，何れの処理でも崩壊，溶出元素量とも小さかった。この3試料の中では，花牟礼層が，1M水酸化ナトリウム処理での崩壊と，1M塩酸処理でのケイ素およびアルミニウムの溶出量がやや大きかった。

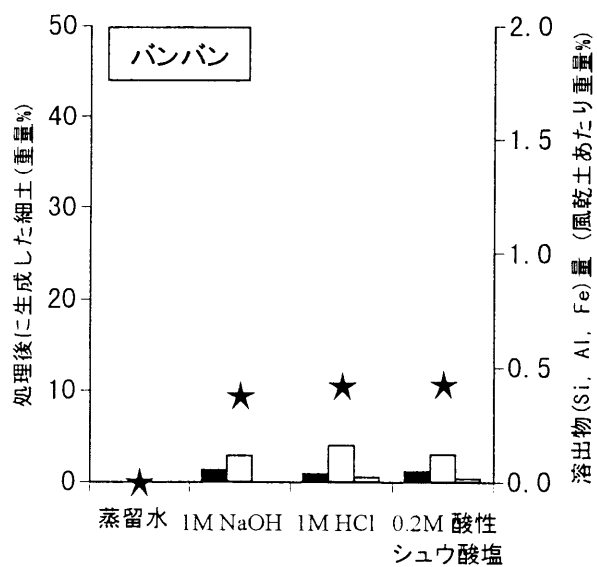
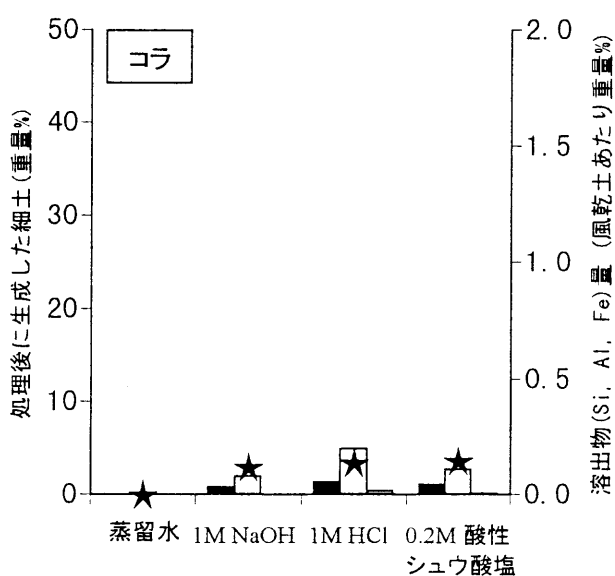
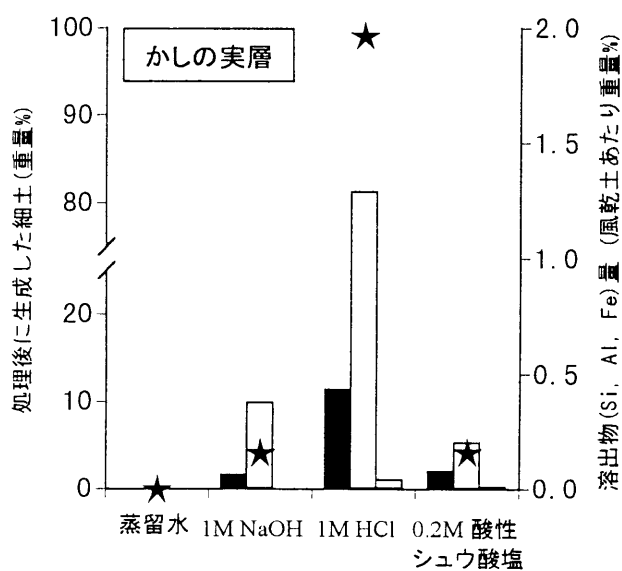
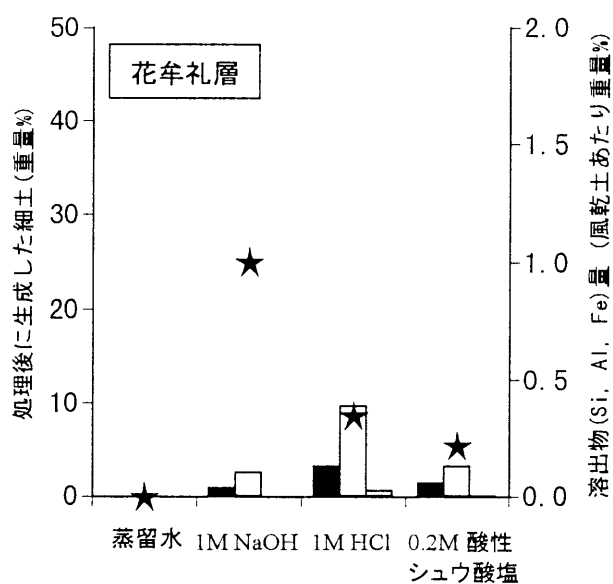
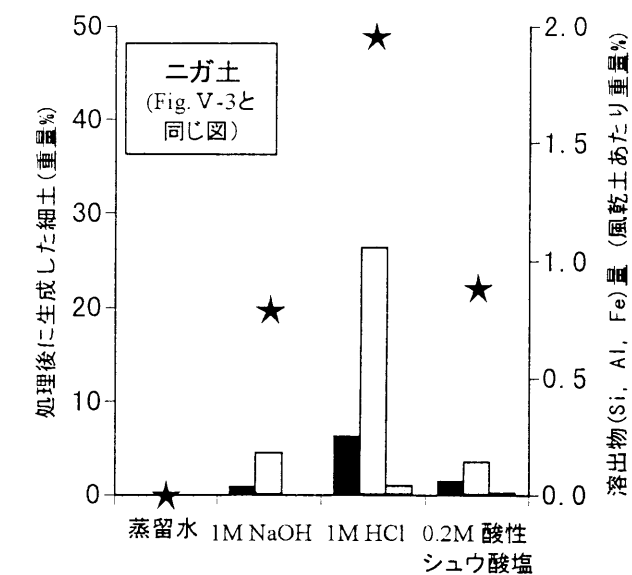


Fig. VI-13

各種試薬処理による土塊の  
崩壊と溶出無機成分  
(九州各地の火山灰土壌の硬盤層)

- ★ 処理後に生成した細土(2mm以下)
- Si溶出量
- Al溶出量
- ▨ Fe溶出量

## 第Ⅶ章. 総合考察

### 第1節. 硬盤層の特性に基づく類型区分（タイプ1，タイプ2）ならびに土壌生成

第Ⅵ章で示したように，九州の火山灰土壌地帯に見られる硬盤層は，その理化学性および硬化特性から，大きく2つのグループに分けられる。1つはニガ土とかしの実層のグループで，基本的な理化学性は通常黒ボク土と同様であり，生土の状態では硬化していないが風乾すると収縮硬化するものである。これらの試料は，塩酸処理による非晶質粘土の溶解に伴い，土塊が崩壊する。もう1つはバンバン，花牟礼層およびコラのグループで，通常黒ボク土に比べ粗い粒径組成と大きい仮比重を持ち，生土の状態でも風乾状態でも硬く（但し硬さは一軸圧縮強度および山中式硬度に表れる場合と，山中式硬度のみに表れる場合がある），風乾に伴うものである。これらは，試薬処理による土塊の崩壊は見られない。以下では，前者をタイプ1，後者をタイプ2と呼ぶ。

タイプ1は，通常黒ボク土埋没A層，B層と同様の形態および理化学性を持っている。特に，炭素含量が $30\text{ g kg}^{-1}$ 以上と有機物に富んでいることから，土壌生成作用，すなわち植物根の侵入のような生物活動の影響を伴う母材の変質，物質の移動，集積等の作用を受けてきた層である。これに対し，タイプ2は炭素含量が非常に小さいことから，生物の影響をほとんど受けていない。また仮比重の大きさや，粘土含量の少なさの点でもタイプ2は通常黒ボク土埋没A層，B層とは大きく異なっており，C層もしくはR層に近い性格のものである。ただしタイプ2

でもアロフェンの生成や、それに伴うリン吸の増大などは生じているが、これらは埋没状態での風化によるものと考えられる。

タイプ1に類した硬盤層についての、既存の報告は非常に少ない。Pinheiro (1997) は、ポルトガルのアゾラ諸島に見られる、風乾に伴い著しく収縮（生土時の体積の20%以下）し、不可逆的に硬化する火山灰土壌について報告している。この土壌は、Soil Taxonomyでのgreat group名がhydrudandであることから示されるように水分保持能が非常に高い（張力1.5MPaの含水比が1.96～2.63 kg kg<sup>-1</sup>）点で、ニガ土と性格が似ている。Pinheiroは硬化の原因を、土壌中に存在する何らかの和水ゲルの脱水と推測しているが、ゲルの化学組成や生成機構については示していない。

タイプ2については、第I章第3節で述べた中南米の火山灰土壌に見られる硬盤層の多くが、このタイプと考えられる。富士・湯村（1969）らの報じている富士および八ヶ岳山麓の「マサ」も、有機物が少なくC層的性格を示すため、タイプ2であろう。

各硬盤層の硬化強度と、強度に影響する因子（収縮、微細構造（固相の連続性）、粘土含量）を Table VII-1に整理した。それぞれのタイプの硬盤層は、硬化特性に基づき、更に細分できる。タイプ1では、ニガ土（代表試料の高尾野第7層）とかしの実層の硬化強度や収縮性を比較すると、強度、収縮ともにニガ土の方が大きい。収縮と強度の関係を見ると、かしの実層は高尾野断面第13層（非ニガ土に近い層、Fig. IV-7）と似ている。収縮および強度には粘土含量が影響するが（第VI章）、高尾野第13層の粘土含量（43%）はかしの実層（40%）とほぼ等しい。阿蘇周辺の各地点における下層土の、粘土含量と一軸圧縮強度および収縮との関係（Fig. V-1とFig. V-2）をかしの実層のそれと比較すると、かしの実層は粘土含量、強度（0.76MPa）および収縮（80%）とも小さいが、粘土含量と強度の関係およ



Table VII-1 各硬盤層の土塊強度および強度に影響する要因

		風乾時の一軸 圧縮強度	風乾に伴う 収縮	固相の連続性 (微細構造型)	粘土含量
タイプ 1	高尾野第7層	大 (2.57MPa)	大 (47%)	大 (ハグ～海綿状)	大 (67%)
	かしの実層	中 (0.76MPa)	中 (80%)	大 (ハグ状)	中 (40%)
	( 高尾野第9層	小 (0.45MPa)	中 (65%)	小 ) (小粒状)	大～中 (56%)
	(( 高尾野第1層	極小 (0.04MPa)	小 (86%)	小 )) (海綿～軟粒状)	中 (35%)
タイプ 2	バンバン	中～大 (0.96MPa)	極小 (98%)	大 (ハグ状)	小 (9%)
	花牟礼層	小 (0.29MPa)	極小 (98%)	小 (海綿～架橋粒子状)	小 (10%)
	コラ	小 (0.16MPa)	極小 (99%)	小 (海綿～架橋粒子状)	小 (8%)

び粘土含量と収縮の関係自体は阿蘇周辺の下層土と比べ違いはない。このように、かしの実層は硬化に関する基本的な性格はニガ土と同様であるが、硬化および収縮度合いの小さい部類の、タイプ1の硬盤層として位置づけられる。かしの実層の硬化および収縮度合いがニガ土より小さいことは、粘土含量の少なさが原因と考えられる。なお、タイプ1では収縮に加えて、風乾時の微細形態が硬化の重要な要因であることは第VI章に述べた通りである。

同様に、タイプ2も土塊の強度（生土および風乾時）が大きい試料（バンバン）と小さい試料（花牟礼層およびコラ）に細分できる。タイプ2では、収縮度合いおよび粘土含量はいずれの試料も小さく、試料間の差はない。しかし微細構造型は、バンバンは固相の連続性が大きいバグ状であるのに対し、花牟礼層とコラは固相が切れ切れになっている海綿状～架橋粒子状の構造であり、タイプ2でも微細構造は硬化強度に影響していることを示している。

## 第2節．硬化機構

### (1)．Soil Taxonomy で定義された硬化層の

#### 硬化機構および硬化特性

火山灰土壌に見られた硬盤層の硬化機構についての考察を行う前に、現在までに知られている硬化土壌各種の硬化機構を概観しておくため、Soil Taxonomy の分類上で定義されている硬化土壌について、硬化機構の面から整理してみる。

タイプ1およびタイプ2の硬盤層、ならびにSoil Taxonomy で定義されている各種の硬化土層（第I章第2節）の、硬化の原因物質（硬化に関与する要因）、生土および風乾時の硬化特性ならびに水漬時の崩壊性を、TableVII-2に示した。

Table VII-2 硬盤層, およびSoil Taxonomyに定義された  
硬化層の, 硬化に関する要因等

	硬化の原因(タイプ1,タイプ2は 硬化に関する要因)	硬化		水漬時の 崩壊
		生土	風乾	
タイプ1	粘土含量, 微細形態, (収縮)	×	○	×
タイプ2	微細形態	○	○	×
duripan	ケイ酸による接着	○	○	×
fragipan	物理的作用? 接着物質?	×	○	○
petrocalcic horizon	炭酸カルシウムによる接着	○	○	×
petrogypsic horizon	石膏による接着	○	○	×
placic horizon	鉄(およびマンガン, 有機物)に よる接着	○	○	×

Soil Taxonomy の硬化土層のうち、接着物質の存在によって定義されているのは petrocalcic horizon (炭酸カルシウムによる接着), petrogypsic horizon (石膏), placic horizon (鉄または鉄とマンガンまたは鉄と有機物の複合体), duripan (ケイ酸) である。この他に、特徴層位ではないが、乾湿の繰り返しのより不可逆的に鉄石となる plinthite, および固結した spodic horizon である ortstein も、接着物質 (前者は鉄、後者は鉄-腐植またはアルミニウム-腐植複合体) が明確な点でこれらの硬化土層と同質であろう。なお、水田においても、還元により溶出した鉄が乾燥過程において、土壌粒子表面で不可逆的に不動化して接着物質となり、土壌の圧砕強度を増大させる (本村, 1978)

fragipan はこれらと異なり、特定の接着物質による硬化土層とは定義されていない。fragipan は Soil Taxonomy に定義された硬化土層の中で、最も多くの研究報告が見られるものであるが、その硬化機構については、物理的な作用 (乾湿の繰り返しの伴う収縮と膨張による緻密化 (Jha ・ Cline (1963)), ナトリウムおよびマグネシウムイオンに富む環境下で分散した粘土による孔隙の充填 (Hutcherson ら (1959)) 等) により硬化した層とする見解がある一方で、何らかの接着物質が硬化に関与しているとする報告も見られる。ただし、接着物質の内容は報告によって様々である (非晶質アルミノケイ酸塩 (Karathanasis, 1987), 和水アルミノケイ酸塩 (Norton ら, 1984), ゲータイトの表面に吸着された非晶質ケイ酸 (Marsan ・ Torrent, 1989), 遊離のケイ酸 (Steinhardt ら, 1982), 可溶性アルミナ (Yassoglou ・ Whiteside, 1960) 等)。Lorenzoni ら (1997) は、接着物質 (ケイ酸) の存在が硬化の主要因であるが、物理的作用 (土壌生成の初期に生じた、母材 (湛水していた堆積火山灰) の乾燥に伴う硬化) の影響も考えられるとしている。

断面内での粘土の下方への機械的移動により形成された、緻密な下層土を

claypan と称した研究事例 (Kunze ・ Oakes, 1957) もあるが, claypan は土壌分類上では硬化層として区別されておらず, Soil Taxonomy では argillic horizon または kandic horizon に該当すると考えられる。Lindbo ・ Veneman (1993) が指摘しているように, 粘土が集積した fragipan は argillic horizon の要件を満たす場合があることから, claypan を fragipan の亜種と見ることもできよう。Milford ら (1961) は, 砂壤土下層に見られる緻密な土層について, 理化学性ならびに鉱物学的性質には緻密化の原因は認められないことから, 季節的な乾湿や植物根の吸水による物理的な力で緻密化したものとしたが, この土層も fragipan に近いものと思われる。

このように, Soil Taxonomy で定義される硬化層の内, fragipan は硬化機構について未だ統一された見解はないが, 他は明確な接着物質を持つものである。また, 硬化特性の面では, fragipan と plinthite 以外の硬化層は生土の状態でも硬化しているのに対し, fragipan は風乾により硬化し, plinthite は乾湿の繰り返しにより硬化する点が異なっている。fragipan は, 風乾土塊を水漬すると崩壊する点でも, 他の硬化層と異なっている。

## (2)．タイプ 1 の硬化機構

(1)に示した Soil Taxonomy の硬化層とタイプ 1 の硬化特性を比較すると, タイプ 1 は風乾時のみ硬化し, 風乾土塊を水漬しても崩壊しない点で, いずれの硬化層とも異なっている。故に, タイプ 1 の硬化については, Soil Taxonomy の硬化層で上げられているような硬化機構 (接着物質の存在や, 物理的作用 (乾湿の反復や粘土集積等による緻密化)) とは異なるであろう。

ニガ土は, かしの実層に比べて収縮と硬化の度合いが大きく, タイプ 1 の中でも典型的なものである。第Ⅲ章で示したように, ニガ土の理化学性を通常の火山

灰土壌と比較すると、両者はだいたい同様であるが、水分保持能のみはニガ土が顕著に大きい。Fig. III-3に示したように、ニガ土が保持する水分のほとんどは、1.5 MPa以上の高張力の水分であり、土塊の収縮時（Fig. IV-2）に失われているのもこの張力の水分である。この水分の具体的な保持形態については、単に細孔隙中での物理的な保持、Pinheiro（1997）が硬化性のhydrudandで示唆したような和水ゲルの形態、粒子表面への何らかの化学的結合、などが考えられる。

粘質土の風乾過程での収縮挙動は、初期段階の正規収縮（水分の減少に伴い体積が直線的に減少）と風乾が進んだ状態での残留収縮（水分の減少に対する収縮の進み方が正規収縮より小さい）の段階に分けられ、その転換点が収縮限界である（山崎・山内（監訳）、1972）。しかし、Fig. VII-1に示したニガ土の収縮挙動（Fig. IV-2の表現を変えたもの）を見ると、生土から含水比 $0.23 \text{ kg kg}^{-1}$ の風乾状態までは、収縮は直線的である。風乾状態から $105^{\circ}\text{C}$ で炉乾することによる収縮は、生土から風乾状態までの収縮に比べ傾きが小さいことから収縮限界は存在するが、それは含水比 $0.23 \text{ kg kg}^{-1}$ 以下の部分である。すなわち、ニガ土では残留収縮は炉乾しない限り見られず、風乾過程における収縮はすべて正規収縮である。そのため風乾過程では、水分の減少により土壌水のメニスカスに生じる負圧の全てが粒子の接近・緻密化に寄与する。以上から、ニガ土が著しい収縮を起こす要因として、多量の水分保持に加えて生土から風乾の段階まで正規収縮が継続することが挙げられる。

風乾により硬化した土塊が、水漬しても崩壊しない原因については、収縮により生じた機械的な力（粒子間の凝集力、摩擦力）が大きいことに加えて、火山灰土壌全般に見られる、風乾に伴う不可逆変化（アグリゲート化、撥水性の増加等）が関与していると考えられる。

以上から、タイプ1の硬化は、高張力範囲の水分の保持と、生土から風乾状態

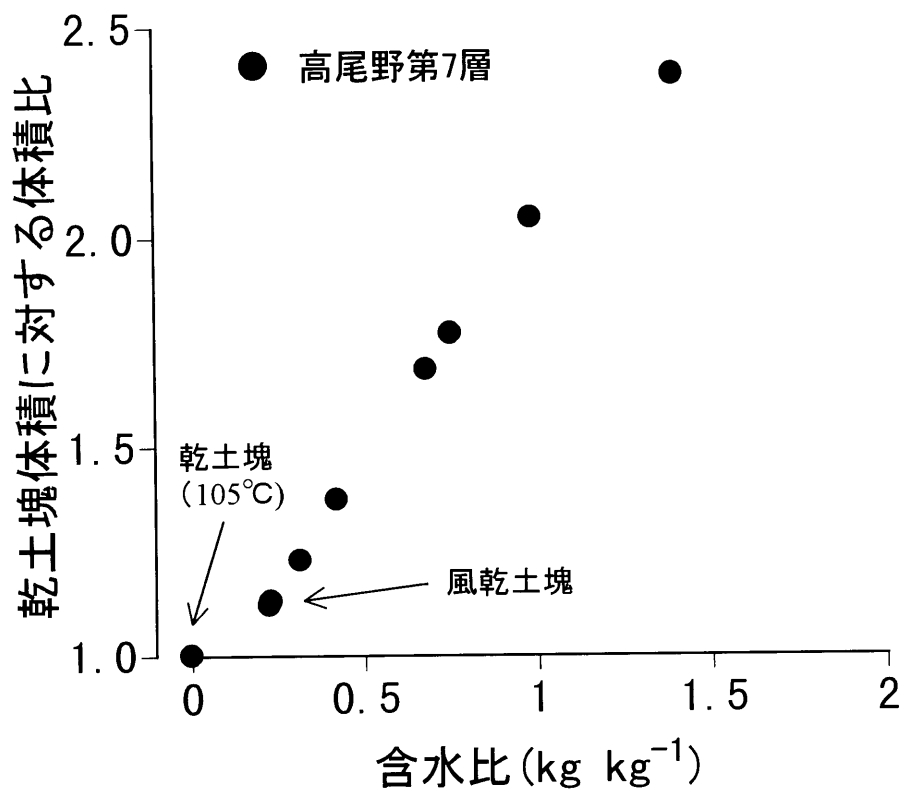


Fig. VII-1 ニガ土の収縮挙動

までの正規収縮の継続によるものと考えられるが、その機構については現段階では明らかでないため、今後、土壌粒子の表面化学的な面からの検討や、電顕等による土壌の超微細形態の観察等により、解明していく必要がある。第1節に述べたように、タイプ1は通常のコク土と同様に、土壌生成作用を受けてきたと考えられる硬盤層であるので、水分保持や正規収縮継続の機構は土壌生成作用の影響の下、長い年月の間に生じてきたものであろう。

### (3). タイプ2の硬化機構

タイプ2は、生土でも風乾状態でも硬化している点ではSoil Taxonomyに見られる硬化層と共通しているが、以下のような点では異なっている。duripanとは、ケイ酸の集積が観察されない点で異なっている。また、duripanの要件である「土塊の50%以上が、濃水酸化カリウム水溶液処理またはアルカリ-酸の反復処理によって崩壊する」性質の有無を試験したところ (Fig.VII-2), 40%水酸化カリウム→1M 塩酸 の連続処理後も土塊の50%以上が径20mm以上の画分に残存した事からも、duripanの性質は持たない。fragipanとは、生土の状態でも硬い点と、風乾した土塊を水漬しても崩壊しない点で異なっている。petrocalcic horizon, petrogypsic horizon および placic horizonとは、化学性および全元素組成の分析で、それぞれに特徴的な物質の集積 (petrocalcic horizonは炭酸カルシウム, petrogypsic horizonは石膏, placic horizonは有機物) が見られない点で異なっている。すなわち、タイプ2もSoil Taxonomyに定義されている硬化層には該当しない。

第I章第3節に示したように、主に中南米に見られる火山灰土壌の硬化は、テフラの堆積直後の熔結 (Nimlos・Ortiz-Solorio (1987), Fedoroffら (1994), Prat・Quantin (1994)) や、堆積後に生じた接着物質の集積 (Nimlos・Ortiz-Solorio (1987) ではケイ酸, Fedoroffら (1994) では炭酸カルシウム, Vogel・Acuna



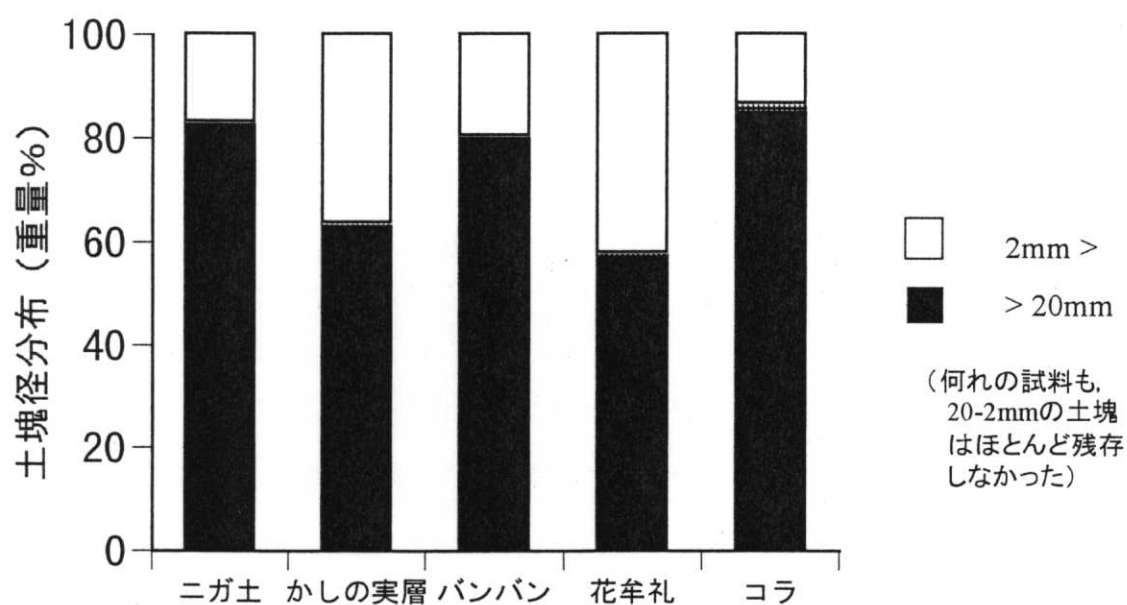


Fig. VII-2 濃アルカリ - 酸 の連続処理による土塊の崩壊\*  
(硬盤層がduripanでないことを確認する試験)

\* 40% 水酸化カリウム水溶液に7日間浸漬 → 水洗 → 1M塩酸に1日間浸漬 → 水洗, の処理を行い, 水中篩別後, 風乾して各画分を秤量。

Espinales (1994) ではアロフェン) によるとされている。また、火山の噴火時に多量の水(マグマ中の水蒸気、大気中の水蒸気、火口湖水など)が伴った場合、火山灰雲中で火山灰同士が付着し合って固まり、火山豆石と呼ばれる形で降下する(早川, 1983) ことが知られているが、このような水の作用により火山灰層が降下直後に硬化した可能性もある。

タイプ2の硬盤層については、元素組成や試薬処理試験の結果から、特定の接着物質の存在は認められない。また、堆積後に、接着物質の集積などによる硬化が生じる環境に置かれたとは考えにくい。なぜなら、堆積後の環境の影響で徐々に硬化したのであれば、上下の層にもその影響は及んでいる筈であるが、硬化は上下の層には生じておらず、タイプ2の層のみの固有な性質であるからである。タイプ2の一次鉱物組成は噴出源の火山のマグマ岩質を良く反映したもので、母材に特定の性質はない。それ故、タイプ2の硬化の機構は、堆積時または堆積直後に、熔結や水の作用等で硬化したものと推測される。実際に生じた硬化機構が何であるかについては、タイプ2全体に共通のものがあるのか、それぞれ異なっているのか、と言う点を含めて、今後の解明が待たれる。

なお、タイプ2の各硬盤層間での強度の差は微細形態を反映しているが、その微細構造の差をもたらした要因については、火山灰の噴出および降下時の条件(マグマの組成、温度および水分、噴火の規模および形態、噴出源からの距離、堆積厚さ、等)の他に、堆積後の風化の影響もありうる。上記の、既往の研究事例中の接着物質のうち、カルシウムやケイ酸の集積は、元素組成分析結果や多雨の溶脱的な土壌生成環境にあることから考えにくい。アロフェンの生成はタイプ2で実際に起きており、しかも硬化強度の大きいバンバンのアロフェン含量は花牟礼層とコラに比べ大きい。バンバンは花牟礼層およびコラと異なり、連続的な固相部分を持つ微細形態が特徴であるが、この形態が風化によるアロフェンの生成

で生じた可能性はある。これは現段階では仮説に過ぎないが、もし実際に生じているものであれば、花牟礼層やコラも、今後の風化過程の中で硬化強度を増して行くと考えられる。

### 第3節． 土壌分類

土壌分類は、農耕地における土壌管理指針策定や生産力評価を行う上でベースとなる体系であり、また各種土壌の特性と生成過程に関する知見の集大成でもある。そのため、土壌分類体系上における硬盤層の位置づけを考察することは、農業現場での土壌管理を考える上でも、基礎科学的な面からも、重要である。本節では、タイプ1およびタイプ2の硬盤層について、各種土壌分類体系上の位置づけと、断面における硬盤層の存在がその断面の土壌分類名におよぼす影響について論じる。

火山灰土壌に見られる硬盤層の土壌分類上での位置づけは、Flachら（1994）により詳細に論じられている。それによると、硬盤層のうち地質的作用によるものは、土壌とはみなされず、Soil Taxonomyにおいてはlithic contactまたはparalithic contactとして扱われる。土壌生成作用により生じたものは、duripan, fragipan, petrocalcic horizon, petrogypsic horizon, placic horizon, またはorthsteinの要件を満たせばこれらに分類される。Flachら（1994）はWRB（Flachらの報告が執筆された時点では、WRBの前身のFAO-Unesco世界土壌図分類（FAO-Unesco, 1994））における硬盤層の位置づけについては言及していないが、WRBで定義されている特徴層位はSoil Taxonomyと幾つかの違い（第I章第2節参照）はあるものの、硬盤層がそれらの要件を満たせばSoil Taxonomyの場合と同様に、特徴土層とし

て扱われるものと考えられる。

タイプ1は土壌生成作用によるものではあるが、前述のように、Soil TaxonomyやWRBの土壌分類において定義されている硬化層の何れにも該当しない。そのため、現在の土壌分類においては、タイプ1は硬化層ではなく、単に埋没した火山灰土壌層位の一つである。それ故、ある土壌断面の土壌分類名が、タイプ1の存在の有無やその出現位置、深さ等によって影響を受けることはない。無論、タイプ1が土壌生成作用によって何らかの特徴層位の性質を得た場合（例：ポドゾルの生成する環境下において、albic horizonやspodic horizonの要件を満たす場合）、それらの特徴層位として扱われることになり、断面の土壌分類名にも影響し得る。

タイプ2は、Flachら(1994)が論じているように、Soil Taxonomyではlithic contactまたはparalithic contactに分類される。Andisolsにおいて深さ100cm以内に、タイプ2のように風乾後に水漬しても崩壊しない固結層が存在する場合、great groupのカテゴリー（Soil Taxonomyにおける高位から3番目の分類段階）でduric great group（日本のようにudicの土壌水分条件にある場合、Durudands）に区分される。またWRBでは、タイプ2は識別特徴の一つである continuous hard rock（R層、鋤で起こせないほど硬い場合）として扱われる。断面で continuous hard rockが深さ25cm以内に存在する場合、その土壌は Andosols ではなく Leptosolsに区分される。また、深さ25cm以深に存在する場合、Andosolsの中の lower level unit（細分類）が leptic になり、Epileptic Andosols（深さ25～50cmの場合）またはEndoleptic Andosols（50～100cmの場合）に区分される。このように、タイプ2の存在はSoil TaxonomyとWRBのいずれにおいても、断面の土壌分類名に影響する。

なお、Soil Taxonomyではduricの区分はsuborder, great group, subgroup（それぞれ高位から2番目、3番目、4番目の分類カテゴリー）の各段階で用いられうるが、duricの区分はほとんどの場合duripanの存在を必要とし、AndisolsおよびSpodosols

の場合のみ「風乾後の水漬で崩壊しない層が存在すること」と条件が緩くなる。すなわち、AndisolsとSpodosolsでは、断面中にタイプ2が存在すれば、土壤分類上はDurudandのようなduricの区分になり得る訳である。Soil Taxonomyでは、タイプ2自体は前述のようにduripanではなくlithic contactとして扱われるが、断面の土壤分類名を付ける上ではlithic contact（これはAndisolsではsubgroupの段階での分類基準となるが、Durudandsにlithic subgroupは存在しない）ではなく、duripanに準じて扱われることは興味深い。分類体系の作成段階で、Andisolsの分類基準においてはこの種の硬盤層をduripanに準じて扱う事が、土壤管理指針策定等の上で好ましいと考えられたのだろうか。

日本の土壤分類においては、農耕地土壤分類第3次改訂版（農耕地土壤分類委員会，1995）では、タイプ1は分類に関わる特徴層位や識別特徴の何れにも該当しない。そのため、国際分類の場合と同様に、単なる埋没層位として扱われる。故に、タイプ1の存在は、断面の土壤分類名に影響しない。タイプ2は、山中式硬度が29mm以上かつ厚さが10cm以上であれば盤層の定義に該当する。断面の土壤分類名は、盤層の要件を満たすタイプ2が深さ60cm以内に出現すれば、土壤統群（高位から3番目のカテゴリー）の段階で、盤層型として区分される。日本の統一的土壤分類体系第一次案（ペドロジスト懇談会，1990）では、土壤層位に関してFAO-Unesco世界土壤図分類の定義を用いているので、タイプ1，タイプ2ともFAO-Unesco分類と同様に扱われることになる。統一的土壤分類体系第一次案は2つのカテゴリー（土壤群と亜群）を持つが、いずれのカテゴリーにおいても、硬盤層は分類の基準としては用いられていないため、その存在は断面の土壤分類名には影響しない。

以上をまとめると、硬盤層のうちタイプ2は現存の土壤分類体系上で何らかの特徴層として認識され、断面の土壤分類名にも反映する場合が多いのに対し、タ

タイプ1は特徴層としては認識されず、断面の土壌分類名にも表れない。この点は硬盤層地帯における土壌管理の上で問題となり得る。

## 第4節．土壌管理

ここまで示してきたように、タイプ1とタイプ2は多くの面で性質が異なっている。そのため、農耕地として利用する場合には、両者には異なった土壌管理対策が必要である。

タイプ1では、乾燥に伴う一軸圧縮強度および山中式硬度の増大、土塊の収縮が見られるのに対し、タイプ2ではこれらは見られない（Fig.VI-8, Fig.VI-9, Fig.VI-10）。第VI章に示したように、風乾したニガ土の一軸圧縮強度は通常の火山灰土壌より遙かに大きく、また耕耘時の碎土の障害となる値（0.5 MPa）を超えていたが、かしの実層も風乾時にはこの値を超えており、バンバンは生土・風乾のいずれでもこの値を超えていた。花牟礼層とコラの一軸圧縮強度は生土・風乾のいずれでも小さかったが、山中式硬度は生土・風乾のいずれでも、作物根の伸長を阻害する値を大きく超えていた。

タイプ1は埋没状態では硬化していないが、地表に露出すると乾燥に伴い収縮して非常に硬い土塊となる。このような土塊の状態の土壌で栽培を行うと、碎土して細粒にした場合に比べ、作物収量は大きく低下する（宮内ら（1976）によると、ニガ土露出畑でソルゴーを栽培した場合、2～8割の減収）。また、硬化した土塊は水漬しても崩壊の度合いが通常の火山灰土壌や、乾燥に伴い硬化する非火山灰土壌に比べて小さいので、表土化後の乾湿の繰り返しにより自然に細土化することは期待しにくい。このことから、圃場造成に伴いタイプ1が表層に露出す

る場合は、表土扱いを行うか、露出直後に徹底的な砕土を行うべきである。また、タイプ1は通常の火山灰土壌と同様の理化学性を持つため、リン酸の多施用や、石灰によるpH矯正およびカルシウムの補給といった、火山灰土壌に対して通常行われる化学性改善の処理をする必要がある。土壌のリン酸固定能は通常、リン酸吸収係数によって示されるが、リン酸吸収係数は測定法の性質上、最大値が26.9  $\text{P}_2\text{O}_5 \text{ g kg}^{-1}$ であり、成熟した黒ボク土について測定を行うと多くはほぼこの値となって、試料間の差が出にくいことを南條（1997）が指摘している。硬盤層ならびに日本各地の黒ボク土（Kurobokudo Co-operative Research Group, 1986）における、活性アルミニウムおよび鉄の量を  $\text{Al}_0+1/2\text{Fe}_0$ （Soil Taxonomyにおいてandic propertyの指標として用いられている値）で横軸にとり、リン酸吸収係数との関係を示したものがFig.VII-3であるが、ニガ土はリン酸吸収係数の高い土壌の中でも活性アルミニウムおよび鉄の量が最も大きい部類の土壌であるため、リン酸の多投は特に重要と考えられる。熊本県では、ニガ土地帯の造成畑において土塊の破碎とリン酸および堆肥の多施用を行うことにより、生産力を大幅に向上させた（宮内ら、1976）。

タイプ2は埋没した状態でも硬いので、浅い部分に存在する場合は作物の根域が制限され、養分・水分の吸収が阻害される。また透水性が悪い（大分県飯田高原に分布する「コラ類似層」の測定例（岩本、1987）では飽和透水係数が $10^{-5} \text{ cm/秒}$ と、大部分の黒ボク土の値（本村、1979）より1～2桁低い）ため、排水不良による湿害が生じる場合がある。本研究で供試した硬盤層では、バンバンは直下にマンガン集積が見られたことから滞水層と考えられ、浅い位置に存在する場合は湿害の原因となる可能性がある。これらの理由から、タイプ2が存在する耕地では破碎と排除が必要である。なお、排除作業の際に、破碎した硬盤層が多量に作土に混入すると、多量要素や微量元素の欠乏が生じる場合がある（鈴木・山田、

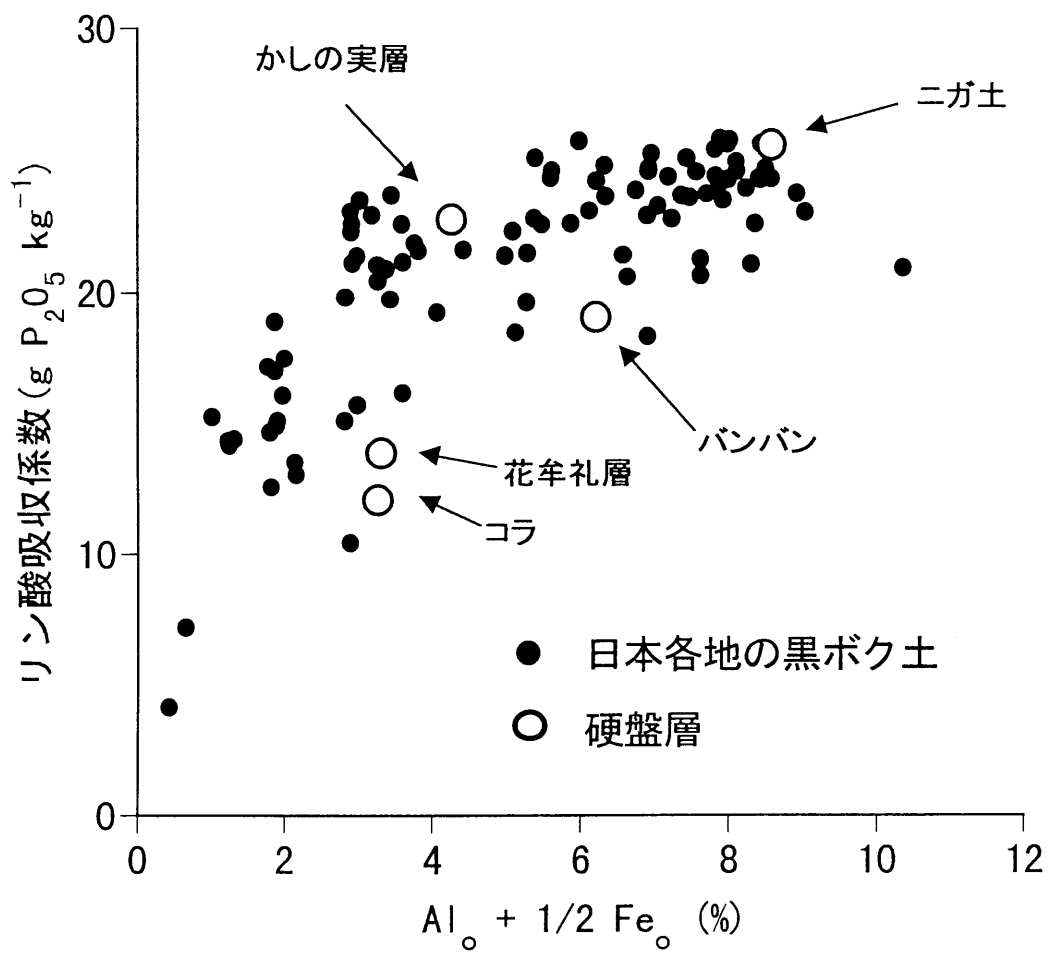


Fig. VII-3 活性のアルミニウム( $\text{Al}_o$ )および鉄( $\text{Fe}_o$ )とリン酸吸収係数の関係



1964)。この場合は、増肥による養分の補給が必要である。鹿児島県のコラ地帯においては、レーキドーザーを用いた破碎排除作業「コラ抜き」により作物収量が著しく増大した（松下ら，1960）が，この作業には重量2.7tのレーキを備えたレーキドーザーを用いても1aの土壌改良に190分を要しており（難波，1983），その費用および労力は個々の農家の負担できるレベルを遙かに超えているため，対策には何らかの公的支援が不可欠であろう。コラ抜きは「特殊土壌地帯災害防除ならびに振興臨時措置法」に基づく国庫補助事業で行われ，約43km<sup>2</sup>の面積を20余年間で改良した。現在では，コラは現地で見いだすのが困難なまでに減少しており，消滅が危惧される土壌をリストアップしたレッドデータブック（土壌版レッドデータブック作成準備委員会，2000）で，最も消滅危険度が大きい「非常に緊急に対処しなければ消滅する土壌」に位置づけられるほどになっている。

地形改変を伴う大規模な基盤整備が簡単に行われる現在，硬盤層のような問題土壌が表層化する可能性も増している。深層に硬盤層が存在する地域では，圃場造成に先立って硬盤層の特性ならびに出現する深さ，厚さを調査し，その性質に応じて破碎，排除，増肥など適切な対策を準備するか，表土扱いを行う必要がある。

また，硬盤層の存在は土壌水および土壌中の無機イオンの動態に影響すると考えられる。中～南九州の黒ボク土地帯では家畜ふん尿に由来する地下水の硝酸態窒素汚染が深刻化しており，熊本県北部の畜産地帯における調査事例（久保寺ら（1999a），山田・久保寺（1999a））では，井戸水中の硝酸態窒素濃度は周辺の土地利用と密接に関係し，特に野積みふん尿等の点的な発生源に由来する硝酸態窒素が付近の井戸水に及ぼす影響が顕著であることが示されている。このような地域で土中にタイプ2の硬盤層が存在すると，それが不透水面となって土中水の横流れを招き，複数の点的发生源からの硝酸態窒素が特定の井戸に集中するなどの

問題が生じる可能性があるので、硬盤層の分布や透水性の把握が農業地帯の地下水水質保全の上で必要である。

このように、土壌中に存在する硬盤層の分布ならびに諸性質の解明は、新規造成圃場における生産性確保や、地域環境保全の上で重要である。しかし、既往の土壌図や土壌調査データは深さ1mまでに限られており、それより深層の部分についての知見は極めて乏しい。深層土壌採取装置(Fig.VII-4)を用いた深層土の層序や理化学性の調査も行われているが(山田・久保寺(1999), 久保寺ら(1998)), 調査に要する時間、労力が極めて大きいため多点数の調査は難しい。現状では、露頭調査やボーリングにより得られた深層土壌の層序や諸性質についてのデータを、鍵テフラなどを用いた層位学的手法により面的につなげることが、深層に存在する硬盤層の分布および諸性質の推定の上で、最も有効な手段と考えられる。



Fig. VII-4 簡易型深層土壌  
採取装置による  
深層土の調査

## 第Ⅷ章. 要約

黒ボク土は九州の主要な農耕地土壌の一つであり、その物理性は一般に優れている。しかし九州の黒ボク土の一部には、熊本県の阿蘇山西方に分布している埋没火山灰土壌（通称「ニガ土」）をはじめ、著しい硬化により作物根伸長阻害、易耕性の悪化、排水不良などの問題が生じる幾つかの土壌（本論文では硬盤層と総称する）が存在する。ニガ土の諸性質については、宮内ら（1976）をはじめ幾つかの研究事例があるが、硬化機構、土壌生成、土壌分類上の位置づけ等についての踏み込んだ考察が未だ行われていない。また九州の火山灰土壌に分布するニガ土以外の硬盤層についても、個々の研究事例は幾つか見られるが、総括的な研究による類型化や、土壌生成および土壌分類学的な考察は行われていない。これらはエダホロジーおよびペドロロジーの両視点から、重要かつ興味深い問題である。このような背景に基づき、本研究では、九州の火山灰土壌地帯の硬盤層（ニガ土をはじめ、雲仙火山周辺の「かしの実層」、阿蘇外輪山北東部の「バンバン」、九重火山周辺の「花牟礼層」および開聞火山周辺の「コラ」）について、諸性質を解明し、それに基づいて土壌生成、硬化機構および土壌分類の面から考察を行った。

研究を行う上で、硬盤層の硬化強度を定量することが不可欠である。土壌の硬化強度は、一軸圧縮試験によって山中式硬度計より精度良く評価できるが、一軸圧縮試験に通常用いられるJIS規格（直径 3.5cm、高さ 7cmの円柱形）の試料整形方法では、整形に要する時間や試料の量が膨大となり、また硬化が著しい試料では一軸圧縮試験機の測定可能強度を容易に越えるなどの問題があるため、小さいサイズに整形した試料で試験を行うことが望ましかった。そこで試料整形方法を検討し、2 cm×2 cm×5 cmの直方体に整形した試料を用いた試験でも、JIS規格に整形した試料と同じ結果が得

られることを明らかにした。この整形方法を用いた一軸圧縮試験により硬盤層の硬化強度を迅速簡易に評価し、物理性、化学性、鉱物学的性質ならびに微細形態と硬化強度との関係を解析して、硬化に関係する要因について検討を行うことが、本研究の主要な方法論である。

阿蘇中岳火口から西へ 16km の、外輪山西麓に位置する大津町高尾野の露頭をニガ土の基本断面に選定し、各層の理化学性、鉱物学的性質について分析を行った。基本断面は深さ 410cm で、14 の黒～褐色の土層（2 枚の、白色小粒子を多く含む層（ゴマニガ）を含む）が互層をなし、いずれの層も土壌化が進んでいた。断面形態、土色、硬度、構造およびコンシステンスはいずれも日本の火山灰土壌断面に広く見られるものであった。

一次鉱物分析および近野・古閑（1982）による  $^{14}\text{C}$  年代測定（大津町瀬田の断面）との照合結果から、第 2 層はアカホヤ（6,300 年前）、第 10 層（上部ゴマニガ）は始良 Tn 火山灰（約 2 万 2 千～2 万 5 千年前）、第 13 層（下部ゴマニガ）は草千里ヶ浜軽石（約 3 万年前）が母材と考えられた。

物理性分析の結果、すべての層で土性は HC ないし LiC、固相率は 13.4～18.8 %、仮比重は 0.41～0.53 の範囲にあり、表層付近と 2 枚のゴマニガおよびその上下は粒径組成がやや粗く、固相率と仮比重が大きい傾向を示した。水分保持能は、第 1 層と第 2 層は pF-水分曲線の傾きが他に比べ緩く、第 3 層以下の各層は、傾きはほぼ同一であったが各マトリックポテンシャルの含水比は 3kPa (pF1.5) で 1.33～1.86 kg kg<sup>-1</sup>、1.5MPa (pF4.2) で 1.08～1.59 kg kg<sup>-1</sup> と幅があった。各マトリックポテンシャルでの含水比は、炭素含量との間には関係が認められなかったが、粘土含量との間には有意な正の相関が認められた。

風乾過程における土塊の山中式硬度は、土塊の強度が小さく硬度計を刺すと割れる第 1 層、第 8 層、第 9 層を除く全ての層で、含水比の減少に伴って同様に直線的に増

大し、風乾の状態では 30 mm を越えた。

化学性は pH ( $\text{H}_2\text{O}$ )が 5.5~5.9, 全炭素量が 30~127 g  $\text{kg}^{-1}$ , CEC は 19.8~49.0  $\text{cmol}(+) \text{kg}^{-1}$ , 交換性塩基は, カルシウムは第 1 層を除き 1.7~5.8  $\text{cmol}(+) \text{kg}^{-1}$ , マグネシウム, カリウムおよびナトリウムは 2.1  $\text{cmol}(+) \text{kg}^{-1}$  以下, リン酸吸収係数は 22.8  $\text{P}_2\text{O}_5 \text{ g kg}^{-1}$  以上であった。元素組成は, ケイ素含量が 41.1~54.1 % (酸化物態の, 主要 10 元素中に占める割合) の範囲にあり, カリウムおよびナトリウム含量との間に正の, アルミニウム, 鉄, チタンおよびマンガン各含量との間に負の相関が見られた。一次鉱物組成は, 重鉱物含量は 8~50 %で重鉱物組成はほとんどの層でシソ輝石>強磁性鉱物>普通輝石の順であった。軽鉱物は無色火山ガラスと斜長石が主体であり, 第 1 層~第 3 層はアカホヤに由来するスポンジ状火山ガラスが, 第 10 層は AT に由来するスポンジ状および偏平状火山ガラスが多かった。一次鉱物組成から推定される各層の母材の岩質は, 安山岩質~流紋岩質と開きがあった。X 線回折および選択溶解試験の結果から, 全ての層で粘土鉱物の主体はアロフェンであった。

これらの性質 (土壌断面形態, 理化学性および鉱物学的性質) を, 日本各地の火山灰土壌の埋没 A 層, B 層および埋没 B 層 (Kurobokudo Co-operative Research Group (1986)) と比較すると, 水分保持能が大きいという特徴はあるが, 特異な点は見られない。

土塊の一軸圧縮強度は, 生土ではいずれの層でも 0.41 MPa 以下の値であった。風乾過程における一軸圧縮強度の変化および土塊の収縮度合いは層によって異なり, 風乾に伴い一軸圧縮強度が著しく増大するニガ土 (第 4 層~第 8 層, 第 10 層~第 12 層および第 14 層, ), 風乾に伴う一軸圧縮強度増大の度合いが小さい, 非ニガ土に近い層 (第 3 層, 第 9 層および第 13 層) および一軸圧縮強度増大が見られない非ニガ土 (第 1 層, 第 2 層および各地の黒ボク土の試料) に分けられた。風乾に伴いニガ土の土塊は生土時の体積の 58% 以下まで収縮したが, ニガ土以外は収縮度合いが大きい試料と小さい

試料があった。また、土塊に風乾-水漬の処理を繰り返すと、ニガ土はほとんど細土化しないが、非ニガ土（高尾野表層土）はほぼ全量が細土化した。以上からニガ土は、①風乾時の硬化強度の大きさ（一軸圧縮強度が1MPa以上）、②収縮（生土体積の60%以下）、③水漬時の非崩壊、の性質を合わせ持つ土壌である。硬化強度は、粒径組成、固相率および水分保持能といった物理性との間に関係がみられ、特に粘土含量との間に密接な正の相関があったが、化学性、一次鉱物組成、選択溶解試験結果および元素組成との間には関係がなかった。また微細形態的には、ニガ土はバグ状構造等の固相が連続して孔隙が少ない微細構造を持つのに対し、ニガ土以外の試料は軟粒状構造や海綿状構造等の孔隙の多い微細構造を持つ。

阿蘇周辺の各地点におけるニガ土の分布を調査すると、阿蘇中岳から北北東へ33kmの九重町花牟礼の断面ではアカホヤ下の埋没黒色土層が、阿蘇外輪山上、火口から北へ14kmの木落牧場では表層直下から黒色土層の下端までがニガ土であった。阿蘇中岳から西へ32kmの九州農試では、ニガ土の性質は弱かった。風乾時の硬化強度および収縮は、粘土含量と概ね正の関係にあった。

風乾したニガ土の土塊を各種の試薬で処理すると、1M塩酸で処理した場合に土塊が著しく崩壊し、ケイ素、アルミニウムおよび鉄が多量に溶出した。この処理は、本格的には0.2M酸性シュウ酸塩処理と同様に非晶質粘土を溶解しており、ニガ土の硬化には粘土が重要な役割を果たしていることがこの試験でも示された。

以上の試験を、ニガ土以外の硬盤層（かしの実層、バンバン、花牟礼層およびコラ）についても行い、各硬盤層の諸性質を比較した。その結果、硬盤層は2つのタイプに大別できた。一つはニガ土とかしの実層のグループで、粘土含量が40 %以上、仮比重が $0.7 \text{ Mg m}^{-3}$ 以下と通常の火山灰土壌と同様のものであり、仮にタイプ1と呼ぶ。もう一つはバンバン、花牟礼層およびコラのグループで、粘土含量が10 %以下、仮比重が $1.1 \text{ Mg m}^{-3}$ 以上と、通常の火山灰土壌と異なるものであり、仮にタイプ2と呼

ぶ。化学性の面では、タイプ1は炭素含量が $30 \text{ g kg}^{-1}$ 以上と、タイプ2 ( $4 \text{ g kg}^{-1}$ 以下)に比べて大きいことが特徴で、これは両タイプの生成過程(タイプ1は土壌生成作用の影響を受けている。タイプ2は土壌生成作用の影響はなく、母材が埋没状態で風化したと考えられる)の違いを反映していると考えられる。元素組成や一次鉱物組成は両タイプとも特定の傾向は示さず、粘土鉱物は全ての試料でアロフェン質であった。一次鉱物組成は、火山学的に知られている各硬盤層の母材の岩質と良く整合していた。一次鉱物組成および岩質(玄武岩質～デイサイト質)が多様であることから、硬盤層の硬化は母材の性質に起因する物ではない。

土塊の含水比と、収縮および一軸圧縮強度の関係は、タイプ1では生土状態の含水比が $0.7 \text{ kg kg}^{-1}$ 以上と大きく、風乾に伴って土塊が収縮し一軸圧縮強度が増大するのに対し、タイプ2では生土の含水比が $0.4 \text{ kg kg}^{-1}$ 以下と小さく、風乾に伴う一軸圧縮強度の増大および収縮は見られなかった。また、タイプ1の土塊は1M塩酸処理により崩壊するが、タイプ2は崩壊しない。風乾土塊の水漬に伴う細土化は、全ての試料でほとんど見られなかった。

風乾時の一軸圧縮強度は、ニガ土、かしの実層およびバンバンは $0.8 \text{ MPa}$ 以上、花牟礼層およびコラは $0.4 \text{ MPa}$ 以下であった。一軸圧縮強度と微細形態の間には関係があり、強度の大きい試料はバグ状～壁状、小さい試料は架橋粒子状の微細構造型であった。なお、九州に分布する非火山灰土壌のうち、南西諸島のジャーガル、島尻マージおよび国頭マージや、細粒質の低地水田土も風乾により著しく硬化するが、収縮が少ない点と水漬により崩壊する点で、火山灰土壌の硬盤層と異なっている。

タイプ1、タイプ2とも、現行の国際土壌分類体系において定義されている硬化層(duripan 等)の何れにも該当せず、タイプ1は単なる埋没土層と見なされ、タイプ2は lithic contact (Soil Taxonomy の場合) 等、土壌以外のものと扱われる。また、硬化機構についても、火山灰土壌の硬盤層と国際土壌分類上の硬化層は異なっていると

考えられる。タイプ1はマトリックポテンシャル 1.5 MPa 以上の水分を多量に保持していることと、風乾過程でこの水分が失われる際に正規収縮が風乾状態まで継続することが硬化の原因と推測され、この性質は母材の堆積後、長期間に亘る土壤生成作用の影響下で生じたものと考えられる。タイプ2は母材の堆積時またはその直後に地質的作用（熔結等）により硬化したものと考えられる。ただし、いずれのタイプについても硬化の具体的な機構については今後の解明が待たれる。

土壤管理については、タイプ1は埋没状態では硬化していないが、地表に露出すると硬化し作物生育を著しく阻害するため、タイプ1が露出する場合は表土扱いまたは露出直後の徹底的な砕土が必要である。また、通常の火山灰土壌と同様の化学性改善（リン酸多投等）が必要であり、特にニガ土はリン酸固定能が極めて大きい点に留意すべきである。タイプ2は埋没した状態でも硬いので、機械力を用いた徹底的な破碎と排除が必要であり、また破碎した硬盤層が多量に作土に混入する場合は増肥により養分を補給すべきである。



## 謝辞

本論文のとりまとめに際し、東京大学大学院農学生命科学研究科 松本聡 教授には草稿から懇切なご指導とご助言、ならびに暖かい激励をいただきました。

本論文は筆者が農林水産省九州農業試験場生産環境部土壤資源利用研究室（旧名：土壤特性研究室（平成8年10月まで））において行った研究内容（久保寺・山田（1993, 1994a,b, 1995a,b,c,d,e, 1996, 1997a,b, 1998, 1999a,b, 2000）, Kubotera・Yamada（1994, 1997, 1998, 2000）, 久保寺ら（1999a,b）, 山田・久保寺（1995, 1996b, 1999a,b）, 山田ら（1997）, Yamada ら（1994））をとりまとめたものであり、山田一郎 元土壤特性研究室長（現 九州農業試験場企画科長）には研究上、終始にわたり懇切なご指導とご鞭撻をいただきました。川崎弘 元土壤特性研究室長には本研究の端緒となった研究課題を与えていただき、また多くの激励をいただきました。松永俊朗 土壤資源利用研究室長には、論文の執筆にあたり多大なご援助と激励をいただきました。生産環境部の諸氏には、研究上非常に有益な議論を共にしていただきました。

近野薫 元熊本県農業研究センター化学部長、小財伸 元 同センター土壤肥料部研究参事（現 同県経営技術課課長補佐）ならびに井上恒久 元九州農業試験場総合研究第三チーム主任研究官（現 農業環境技術研究所多量要素動態研究室長）には、ニガ土に関して多くのご教示をいただきました。矢野綱之 元佐賀大学農学部教授には、かしの実層について多くのご教示をいただくとともに、未公表データの引用のお許しをいただきました。市来征勝 元鹿児島県農業試験場土壤肥料部長（現 同県農産物加工研究指導センター所長）ならびに森清文 元同部研究員（現 同試験場大隅支場営農研究室主任研究員）にはコラの試料採取にあたりご案内とご協力をいただきました。亀谷茂 沖縄県農業試験場土壤保全研究室長

には、沖縄県の土壌試料採取にあたりご案内とご協力をいただきました。宮縁育夫 森林総合研究所九州支所防災研究室研究員には、阿蘇のテフラについてご教示いただきました。小川靖浩 同研究室研究員には、文献収集にあたりご協力いただきました。村岡嘉邦 元九州農業試験場基盤整備研究室主任研究官（故人）には一軸圧縮試験方法についてご教示いただきました。井上久義 元九州農業試験場基盤整備研究室長（現 四国農業試験場基盤整備研究室長）、樽屋啓之 九州農業試験場資源評価研究室長、加藤英孝 農業環境技術研究所土壌物理研究室長には土質工学、土壌物理学に関して多くのご教示をいただくと共に、一軸圧縮試験機を使用させていただきました。三土正則 元農業環境技術研究所土壌調査分類研究室長ならびに平山良治 国立科学博物館筑波実験植物園主任研究官には土壌薄片の作製法についてご教示いただきました。試料の採取、調製、分析の一部は九州農業試験場非常勤職員 河合（旧姓野満）里美氏、山田康子氏ならびに横田暁子氏にご協力いただきました。

以上の方々へ、ここに深甚の謝意を表します。そして研究活動を常に暖かく見守り、支えてくれた妻 恵子に深く感謝します。

# 引用文献

- 足立忠司 1983: 一軸圧縮試験. 土の理工学性実験ガイド, 土の理工学性実験ガイド編集委員会編, pp.150-153, 農業土木学会, 東京
- Aomine S. and Wada K. 1966: Grade of weathering and fertility of volcanic ash soils of Aso volcano. *Soil Sci. Plant Nurt.*, **12**, 73-79
- 愛鷹ローム団体研究グループ 1970: 愛鷹ローム上部ローム層中の埋没腐植層の<sup>14</sup>C年代. 地球科学, **24-2**, 73-75
- Baumann, J. and Werner, G. 1997: Nutrient supply of reclaimed indurated volcanic ash soils and evaluation of productivity with the QUEFTS-model. *Suelos Volcanicos Endurecidos*, III Simposio Inter-nacional, 194-201
- Blakemore, L.C., Searle, P.L. and Daly, B.K. 1981: Methods for Chemical Analysis of Soils, New Zealand Soil Bureau Scientific Report, 10A.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T. and Babel, U. 1985: Handbook for Soil Thin Section Description, pp.47-49, Waine Research Publication, Wolverhampton, U. K.
- Chartres, C. J. 1990: Poorly ordered silica and aluminosilicates as temporary cementing agents in hard-setting soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **54**, 1060-1067
- 近野 薫 1980: 黒ボク土の断面. 写真でみる九州の土壌と農業, p.124, 九州農業試験場研究資料第59号
- 近野 薫・古閑孝彦 1982: 基盤整備における土壌調査の活用 ―阿蘇山西麓の例―. あるいて見る九州の土壌, pp.191-202, 土壌調査研究会
- Childs C.W., Matsue N. and Yoshinaga N. 1991: Ferrihydrite in volcanic ash soils of Japan. *Soil*

*Sci. Plant Nurt.*, **37**, 299-311

土壌版レッドデータブック作成準備委員会編 2000: わが国の失われつつある土壌の保全をめざして ～レッド・データ土壌の保全～, pp.21-22, 日本ペドロロジー学会

土壌保全調査事業全国協議会編 1991: 日本の耕地土壌の実態と対策 新訂版, pp.40-45, 博友社, 東京

Dubroeuq, D., Geissert, D. and Roger, P. 1997: Pine root-induced petrocalcic horizons in volcanic ash soils of the Mexican altiplano. *Suelos Volcanicos Endurecidos*, III Simposio Internacional, 19-28

Ellis, F. and Lambrechts, J. J. N. 1994: Dorbank, a reddish brown hardpan of South Africa - a proto silcrete? *Proc. 15th World Cong. Soil Sci.*, **6b**, 230-231

FAO-Unesco 1994: FAO-Unesco Soil Map of the World, revised legend. ISRIC, Wageningen, Netherlands

Fedoroff, N., Courty, M. A., Lacroix, E. and Oleschko, K. 1994: Calcitic accretion on indurated volcanic materials (example of tepetates, Altiplano, Mexico. *Proc. 15th World Cong. Soil Sci.*, **6a**, 460-473

Flach, K. W., Nimlos, T. J. and Engel, R. J. 1994: Criteria and classification of indurated volcanic soil horizons. *Proc., 15th World Cong. Soil. Sci.*, **6a**, 481-486

藤野直樹・小林哲夫 1992: 開聞岳起源のコラ層の噴火・堆積様式, 鹿児島大学理学部紀要(地学・生物学), **25**, 69-83

福士定雄(訳) 1985: 土壌物理学概論. Hartge, K. H. 原著, pp.95-98, 博友社, 東京

福士定雄・湯村義男 1969: 富士および八ヶ岳山麓の火山灰土壌における盤層の性状とその強度の原因について. 農業技術研究所報告, **B20**, 1-76

古川久雄 1971: ジャワ島の土壌の物理性とくに硬盤について. 土壌の物理性, **25**, 37-46

- Grossman, R. B. and Cline, M. G. 1957: Fragipan horizons in New York soils: II. Relationships between rigidity and particle size distribution. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **21**, 322-325
- Hall, M.L. and Mothes, P.A. 1997: El origen y la edad de la cangahua superior, valle de Tumbaco(Ecuador). *Suelos Volcanicos Endurecidos*, III Simposio Internacional, 19-28
- Hallmark, C. T. and Smeck, N. E. 1979: A rupture technique to determine fragipan strength.. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **43**, 198-200
- 浜崎忠雄 1995: コンシステンス. 土壌分類法, 第23回農林交流センターワークショップ, p52, 農林水産省農林交流センター, つくば, 茨城
- 花井七郎兵衛 1952a: 薩摩半島南部に分布する“コラ層”に関する研究(第1報) 化学的組成について. 鹿児島大学農学部彙報, **1**, 29-41
- 花井七郎兵衛 1952b: 薩摩半島南部に分布する“コラ層”に関する研究(第3報) 鉱物成分について. 鹿児島大学農学部彙報, **1**, 49-55
- 花井七郎兵衛 1961: 薩摩半島南部に分布する“コラ層”に関する研究(第4報) コラ層の分布について. 兵庫農科大学研報, **1**, 54-64
- 花井七郎兵衛・品川昭夫 1952: 薩摩半島南部に分布する“コラ層”に関する研究(第2報) 遊離珪酸, 礫土, 鉄および色素率について. 鹿児島大学農学部彙報, **1**, 42-48
- 早川由紀夫 1983: 火山豆石として降下堆積した十和田火山八戸火山灰. 火山, 第2集, **28**, 25-40
- 早川由紀夫・井村隆介 1991: 阿蘇火山の過去8万年の噴火史と1989年噴火. 火山, **36**, 25-35
- 平山良治 1991: 土壌薄片作成のための脱水法の検討. 森林立地, **33**, 19-24

- Hutcheson, T. B., Lewis, J. R. Jr. and Seay, W. A. 1959: Chemical and clay mineralogical properties of certain Memphis catena soils of western Kentucky. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **23**, 474-478
- Inman, B. L., Bryant, R. B. and Hudnall, W. H. 1989: Strength analysis of fragipans in some loess-derived soils in Louisiana. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **53**, 890-897
- 石塚成宏・河室公康・今矢明宏・酒井寿夫・鳥居厚志・南浩史 2000: 全国の主要黒色土の  $\delta^{13}\text{C}$  値. 林学会講要集
- 石渡輝夫 1993: り底盤. 土壌の事典, 久馬一剛・佐久間敏雄・庄子貞雄・鈴木皓・服部勉・三土正則・和田光史編, pp.510-511, 養賢堂, 東京
- ISSS, ISRIC, FAO 1998: World Reference Base for Soil Resources. ISRIC, Wageningen, Netherlands
- 伊藤豊彰 1993: オルトスタイン. 土壌の事典, p.51, 朝倉書店, 東京
- 岩間秀矩 1979: 耕うん適水分と土壌の物理性. 土壌の物理性と植物生育 (土壌物理研究会編), p.190, 養賢堂, 東京
- 岩本保典 1987: 大分県飯田高原の火山灰土傾斜畑における土壌侵食の実態と発生要因の究明. 土肥誌, **58**, 414-419
- 岩本保典 1993: 飯田高原の火山灰土壌野菜畑における土壌侵食と対策. 大分県農業技術センター特別研究報告, **1**, 1-67
- Jahn, R. and Stahr, K. 1994: Formation of petrocalcic horizons in soils from basic pyroclastics under the semiarid climate of Lanzarote (Spain). *Proc., 15th World Cong. Soil. Sci.*, **6a**, 474-480
- Jha, P. P. and Cline, M. G. 1963: Morphology and genesis of a Sol Brun Acide with fragipan in uniform silty Loam. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **27**, 339-344
- 菅野一郎 1961: 日本の火山灰土壌の生成・分類学的研究 I. 序論および第1篇 腐植質

- アロフェン土. 九州農業試験場彙報, 7, 1-185
- 菅野一郎・有村玄洋 1954: 日本火山灰土に関する研究 第6報, 一次鉱物について(1).  
九州農業試験場彙報, 2, 307-320
- 菅野一郎・有村玄洋 1957: 日本火山灰土に関する研究 第11報, 細砂の鉱物型について.  
土肥誌, 27, 492-494
- 菅野一郎・本荘吉男・有村玄洋・桑野幸男・徳留昭一 1959: 熊本県菊池台地の輝石安  
山岩質火山灰土の一般的性質と粘土鉱物. 九州農業試験場彙報, 5, 277-310
- 菅野一郎・永井政雄・有村玄洋 1952: 日本火山灰土に関する研究 第2報 熊本県黒石原  
台地の黄色型について. 土肥誌, 23, 53-56
- Kanno, I., Nagai, M. and Arimura, S. 1955: On the nature of fresh volcanic ashes as parent  
material ejected from the Sakurajima and Aso volcanoes. *Soil and Plant Food*, 1,  
77-80
- Karathanasis, A. D. 1987: Thermodynamic evaluation of amorphous aluminosilicate binding  
agents in fragipans of western Kentucky. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, 819-824
- 加藤芳郎・近藤鳴雄 1960: 富士山西麓のマサ(盤層)について. 土肥誌, 31, 399-402
- 河井完示 1969: 火山灰土壌(アンド土壌)の微細形態に関する研究. 農業技術研究所報告,  
B20, 77-154
- 気象庁 1972: 全国気温・降水量月別平年表, 観測所観測(1941-1970). 気象庁観測技術資  
料36.
- 弘法健三・大羽 裕 1973: 風化の程度と母材型とによる火山灰土壌の類別 本邦火山灰  
土壌の生成論的研究(第2報). 土肥誌, 44, 41-46
- 古賀 凡 1979: 土壌の硬さと根の伸長. 土壌の物理性と植物生育(土壌物理研究会編),  
p.12, 養賢堂, 東京
- 小出 博 1973: 日本の国土 - 自然と開発 - (上), p.148, 東京大学出版会, 東京

- 国分欣一 1976: 土壌の硬さ（硬度・緻密度）. 土壌物理性測定法, 土壌物理性測定委員会編, pp.308-313, 養賢堂, 東京
- 近藤鍊三・佐瀬 隆 1986: 植物珪酸体, その特性と応用. 第四紀研究, **25**, 31-63
- 小谷佳人・河野 洋・内田勝利 1975: クロボクの有機物含有量と物理的性質. 農土論集, **60**, 7-13
- 久保田徹 1976: 火山灰土壌の界面化学的研究. 農業技術研究所報告, **B28**, 1-73
- 久保寺秀夫・原愼一郎・山田一郎 1999a: 熊本県北部の畜産地帯における地下水の水質. 九州農業試験場報告, **36**, 81-89
- 久保寺秀夫・山田一郎 1993: 九州に分布するテフラ由来土壌の盤層の諸性質と成因 (1) 阿蘇火山テフラ由来土壌の盤層. 日土肥講要集, **39**, 126
- 久保寺秀夫・山田一郎 1994a: 九州に分布するテフラ由来土壌の盤層の諸性質と成因 (2) ニガ土の物理性と微細形態, 日土肥講要集, **40**, 160
- 久保寺秀夫・山田一郎 1994b: 九州に分布するテフラ由来土壌の盤層の諸性質と成因 (3)ニガ土の化学性および粘土鉱物組成. 日土肥講要集, **41**, 381
- 久保寺秀夫・山田一郎 1995a:九州に分布するテフラ由来土壌の硬化特性 (1)阿蘇火山西方に分布する「ニガ土」の断面形態, 一般的理化学性および鉱物学的特性. ペドロジスト, **39**, 84-98
- 久保寺秀夫・山田一郎 1995b: 九州のテフラ由来土壌に見られる硬盤層の諸性質と成因 第5報 各種の硬盤層の強度特性および微細形態特性. 九州農業研究, **57**, 60
- 久保寺秀夫・山田一郎 1995c: 九州に分布するテフラ由来土壌の盤層の諸性質と成因 (6) 乾湿の繰り返しに伴うニガ土の土塊径分布の変化. 日土肥講要集, **41**, 128
- 久保寺秀夫・山田一郎 1995d: 九州の火山灰土壌にみられる硬盤層の特性. 九州農業研究成果情報, **10**, 477-478



- 久保寺秀夫・山田一郎 1995e: 九州の火山灰土壌に見られる硬盤層の諸性質と成因. 平成6年度九州農試年報, 53-55
- 久保寺秀夫・山田一郎 1996: 九州のテフラ由来土壌に見られる硬盤層の諸性質と成因 第7報 層位学的手法に基づくニガ土の土壌管理. 九州農業研究, **58**, 85
- 久保寺秀夫・山田一郎 1997a: 九州に分布するテフラ由来土壌の硬化特性 (2) 「ニガ土」の硬化、収縮、砕易化特性ならびに微細形態. ペドロジスト, **41**, 32-41
- 久保寺秀夫・山田一郎 1997b: 九州の各種土壌の硬化・砕易特性と土壌管理 (1) 南西諸島の土壌の硬化・砕易特性. 日土肥講要集, **43**, 418
- 久保寺秀夫・山田一郎 1998: 九州の黒ボク地帯にみられる硬盤層の特性. 圃場と土壌 第30巻5号, 27-33
- 久保寺秀夫・山田一郎 1999a: 九州の各種土壌の硬化・砕易特性と土壌管理 (2) 有機物の添加が南西諸島の土壌の硬化・砕易特性におよぼす影響. 日土肥講要集, **45**, 447
- 久保寺秀夫・山田一郎 1999b: 九州の各種土壌の硬化・砕易特性と土壌管理 (3) 堆肥施用に伴う暗赤色土・赤色土の硬化. 日土肥講要集, **45**, 161
- 久保寺秀夫・山田一郎 2000: 九州に分布するテフラ由来土壌の盤層の諸性質と成因 (8) 阿蘇周辺地域におけるニガ土の分布と硬化に関与する要因. 日土肥講要集, **46**,
- Kubotera, H. and Yamada, I. 1994: Induration of air-dried volcanic ash soil in Aso area of Japan. *Proc. 15th World Cong. Soil Sci.*, **6b**, 214-215
- Kubotera, H. and Yamada, I. 1997: Indurated volcanic ash soils in Kyushu of Japan, their properties and typology. *Suelos Volcanicos Endurecidos, III Simposio Internacional*, 116-120
- Kubotera, H. and Yamada, I. 1998: The characteristics of hardening and slaking of the soils in

- Kyushu of Japan. *Proc., 16th World Cong. Soil. Sci.*, vol.1, 86
- Kubotera, H. and Yamada, I. 2000: Characteristics of the induration of tephra-derived soils in Kyushu, Japan (3) Properties and typology of five indurated soils. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **46** (印刷中)
- 久保寺秀夫・山田一郎・松永俊朗 1998: 深層土壌採取機を用いた土壌中の物質動態解析. 平成9年度九州農試年報, 53-54
- 久保寺秀夫・山田一郎・松永俊朗 1999b: 九州・沖縄の各種農耕地土壌の硬化特性. 九州農業研究成果情報, 14下, 547-548
- Kunze, G. W. and Oakes, H. 1957: Field and laboratory studies of the Lufkin Soil, a Planosol. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **21**, 330-335
- 倉沢 一 1992: 雲仙火山. 日本の地質9 九州地方 (日本の地質『九州地方』編集委員会編), pp.212-214, 共立出版, 東京
- Kurobokudo Co-operative Research Group 1986: Data Base, *In Ando Soils in Japan*, Ed. Wada, K., pp.115-276, Kyushu Univ. Press, Fukuoka, Japan
- Lee, F. Y., Yuan, T. L. and Carlisle, V. W. 1988: Nature of cementing materials in ortstein horizons of selected Florida Spodosols: I. Constituents of cementing materials. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **52**, 1411-1418
- Lindbo, D. L. and Veneman, P. L. M. 1993: Micromorphology of selected Massachusetts fragipan soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **57**, 437-442
- Lorenzoni, P., Quantin, P. and Spadoni, M. 1997: Dissolution kinetics of silicon and aluminium in a Mollic Fragiudalf of central Italy, derived from a volcanoclastic sediment. *Suelos Volcanicos Endurecidos, III Simposio Inter-nacional*, 121-127
- Luzio, W. and Palma, T. 1994: Indurated horizons poorly drained volcanic soils from Chile. *15th World Cong. Soil Sci.*, **6a**, 516-527

- 前田 隆・相馬尅之・佐々木清一 1976: 腐植が土の物理性におよぼす影響. 農土論集, **61**, 9-17
- 町田 洋・新井房夫 1992: 火山灰アトラス [日本列島とその周辺], pp.60-66, 東京大学出版会, 東京
- Marsan, F. A. and Torrent, J. 1989: Fragipan bonding by silica and Iron oxides in a soil from northwestern Italy. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **53**, 1140-1145
- Matias Crisostomo, S. and Ferrera-Cerrato, R. 1994: Determination of microbial biomass and its fluctuation on base of agroecological management of tepetate. *Proc., 15th World Cong. Soil. Sci.*, **6b**, 249-250
- 松本健夫 1992: 九重火山. 日本の地質 9 九州地方 (日本の地質『九州地方』編集委員会編), pp.210-212, 共立出版, 東京
- 松下研二郎・宇田川義夫・小原秀雄・関利男 1960: 火山灰畑地の深耕について. 鹿児島県農業試験場創立60周年記念研究報告, 220-243
- 三笠正人 1979: 一軸圧縮試験. 土質試験法(第2次改訂版), 土質工学会編, pp.470-494, 土質工学会, 東京
- Milford, M. H., Kunze, G. W. and Bloodworth, M. E. 1961: Some physical, chemical, and mineralogical properties of compacted and adjacent soil layers in coarse-textured soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **30**, 511-515
- 宮縁育夫・渡辺一徳 1997: 埋没黒ボク土層の<sup>14</sup>C年代からみた完新世阿蘇火山テフラの噴出年代. 火山, **42**, 403-408
- 宮内紀一・近野 薫・森田節男・古閑孝彦・川辺益美・小財 伸 1976: 熊本県に分布する「ニガ土」の研究. 熊本県農業試験場報告, **6**, 121-143
- 本村 悟 1978: 水田土壌の物理性と鉄. 水田土壌学 (川口桂三郎編), pp.300-301, 講談社, 東京

- 本村 悟 1979: 低地に分布する土壌群の物理性. 土壌の物理性と植物生育 (土壌物理研究会編), p.67, 養賢堂, 東京
- 長友由隆・庄子貞雄 1977: アカホヤ, イモゴ, オンジの対比ならびに噴出源について. 土肥誌, **48**, 1-7
- 長友由隆・庄子貞雄・玉井 理 1977: アカホヤの一次鉱物組成と岩質について. 土肥誌, **48**, 218-222
- 中村真人 1992: 開聞岳火山. 日本の地質 9 九州地方 (日本の地質『九州地方』編集委員会編), pp.226-227, 共立出版, 東京
- 中島征志郎・矢野文夫 1992: 長崎県多良岳周辺に分布する“どんく盤”をもつ赤黄色土の理化学的性質. 土肥誌, **63**, 541-549
- 難波直彦 1983: こら. 九州の特殊土 (土質工学会九州支部編), pp.179-184, 九州大学出版会, 福岡
- 南條正巳 1997: リン酸吸収係数. 土壌環境分析法 (土壌環境分析法編集委員会編), pp.262-267, 博友社, 東京
- 日本ペドロロジー学会編 1997: 土壌調査ハンドブック改訂版. pp.51-57, 博友社, 東京
- Nimlos, T. J. 1989: The density and strength of Mexican tepetate (duric materials), *Soil Science*, **147**, 23-27
- Nimlos, T. J. and Hillery, P. A. 1990: The strength/moisture relations and hydraulic conductivity of Mexican tepetate. *Soil Science*, **150**, 425-430
- Nimlos, T. J. and Ortiz-Solorio, C. 1987: Tepetate the rock mat, *J. Soil and Water Conservation*, **42**, 83-86
- Norton, L. D., Hall, G. F., Smeck, N. E. and Bigham, J. M. 1984: Fragipan bonding in a late-Wisconsinan loess-derived soil in east-central Ohio. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **48**, 1360-1366

- 農業技術研究所化学部土壌第3科 1983: 農耕地土壌の分類 -土壌統の設定基準および土壌統一覧表- 第2次案改訂版
- 農耕地土壌分類委員会 1995: 農耕地土壌分類第3次改訂版, 農業環境技術研究所資料第17号, 1-79
- 小野晃司・松本健夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和 1977: 竹田地域の地質, 地域地質研究報告, 5万分の1図幅, 地質調査所
- 小野晃司・渡辺一徳・星住英夫・高田英樹・渡辺伸一郎 1995: 阿蘇火山中岳の灰噴火とその噴出物. 火山, **40**, 133-151
- Parfitt, R. L. and Henmi, T. 1982: Comparison of an oxalate-extraction method and an infrared spectroscopic method for determining allophane in soil clays. *Soil Sci. Plant Nurt.*, **28**, 183-190
- ペドロジスト懇談会土壌分類・命名委員会 1990: 1/100万 日本土壌図解説書, pp.12-13
- Pinheiro, J. 1994: Micromorphology of placic horizons of Andosols of the Azores. *Proc. 15th World Cong. Soil Sci.*, **6b**, 222-223
- Pinheiro, J. 1997: Characterization of three Andosols of the Azores archipelago (Portugal) showing different types of indurated horizons. *Suelos Volcanicos Endurecidos*, III Simposio Internacional, 116-120
- Prat, C. and Quantin, P. 1994: The talpetate of the central-pacific region of Nicaragua: a palagonitized tuff from the Masaya volcano. *Proc. 15th World Cong. Soil Sci.*, **6a**, 497-506
- Quantin, P. 1994: Introduction to the knowledge and management of indurated volcanic soils horizons. *Proc. 15th World Cong. Soil Sci.*, **6a**, 436-444
- Rusvel, R. and Rios, V. 1997: Evaluacion del cultivo de cebada (*Hordeum vulgare*) bajo dos sistemas de siembra en terrazas y en surcos a nivel. *Suelos Volcanicos Endurecidos*,

III Simposio Inter-nacional, 311-317

- 佐藤泰一郎・鈴木哲也・中野政詩 1997: 根を模したピンペネトロメータによる土壤硬  
度と根の貫入について. 土肥誌, **68**, 674-679
- Shoji, S., Nanzyo, M. and Dahlgren, R. 1993: Volcanic Ash Soils, pp.8,104,163,235. Elsevier,  
Amsterdam, Netherlands
- Shoji, S., Takahashi, T., Saigusa, M., Yamada, I. and Ugolini, F. C. 1988: Properties of  
Spodosols and Andisols showing climosequential and biosequential relations in  
southern Hakkoda, northeastern Japan. *Soil Science*, **145**, 135-150
- Soil Survey Division Staff, U.S.Department of Agriculture 1993: Soil Survey Manual.  
Agriculture Handbook 18. U. S. Department of Agriculture, Washington, U.S.A.
- Soil Survey Staff, U.S.Department of Agriculture 1994: Keys to Soil Taxonomy, 6th Edition.  
Pocahontas Press, Virginia, U.S.A.
- 相馬尅之・前田 隆 1974: 火山性ローム土の初期含水比が液性限界におよぼす影響. 農  
土論集, **49**, 27-34
- Sommerfeldt, T. G., Chang, C. and Lamond, B. J. 1990: Salt distribution and hardpans at dryland  
saline seeps in southern Alberta. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **54**, 136-138
- Steinhardt, G. C., Franzmeier, D. P. and Norton, L. D. 1982: Silica associated with fragipan and  
non-fragipan horizons. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **46**, 656-657
- 鈴木俊彦・山田金一 1964: 富士マサ土壌の特性とその改良対策について. 開拓地土壌  
調査資料第13号, 開拓地における生産力阻害要因別地力保全対策, pp.101-  
118
- 高田英樹 1989: 阿蘇中央火口丘群のテフラ概報. 熊本地学会誌, **90**, 8-11
- 高田英樹・渡辺一徳 1988: 阿蘇火山中央火口丘群の降下火砕体積物(1). 火山第2集, **33**,  
224-225

- 高田勝重・津野林士 1982: 飯田高原におけるコラ層の分布と高冷地農業.. あるいて見る九州の土壌, pp.191-202, 土壌調査研究会
- 竹中 肇・足立忠司・堤 聰 1977: 農地基盤として見た有機質土の理工学的特徴. 農土論集, **71**, 44-51
- 田村昇一 1967: 九州における火山灰土の分布とその特性に関する研究 第2報, 阿蘇山周辺における火山灰土の分布と類別, 命名. 土肥誌, **38**, 449-453
- 田中 甫 1987: アロフェンの酸処理と性質の変化. 粘土ハンドブック 第二版 (日本粘土学会編, pp.260-263, 技報堂出版, 東京
- Tokashiki, Y. and Wada, K. 1975: Weathering implications of the mineralogy of clay fractions of two ando Soils, Kyushu. *Geoderma*, **14**, 47-62
- 津野林士・沢本敬男 1972: 黒色火山灰土層のち密度と植生について. 九州農業研究, **34**, 119-120
- 津野林士・高田勝重 1969: 大分県におけるコラ類似層の分布とその特性について. 九州農業研究, **31**, 139
- 堤 聰・足立忠司・竹中 肇 1977: 乾燥条件よりみた有機質土の理工学的性質の変化. 農土論集, **71**, 8-15
- Vogel, A.W. and Acuna Espinales, E. 1994: Talpetate Reference Soils of the Pacific Coastal Plain. Soil Brief NI 3, Universidad Nacional Agraria (Nicaragua) and ISRIC.
- Vogel, A. W., Creutzberg, D. and Kauffman, J. H. 1994: Characterization and agriculture assessment of two “talpetate” profiles in Nicaragua. *Proc. 15th World Cong. Soil Sci.*, **6b**, 224-225
- Wada, K. 1989: Allophane and Imogolite, *In Minerals in Soil Environments Second Edition*, Ed. Dixon, J. B. and Weed, S. B., pp.1051-1087, Soil Sci. Soc. Am., Madison, USA
- 渡辺一徳・小野晃司 1992: 阿蘇火山, 日本の地質 9 九州地方 (日本の地質『九州地方』

編集委員会編), pp.214-218, 共立出版, 東京

Yamada, I. 1997: Chemical and mineralogical properties of tephra and mobility of chemical elements in tephra-derived soils. *JARQ*, **31**, 81-89

山田一郎・小林進介・庄子貞雄 1980: 東北地方の主要火山灰土壌の母材について 1. 岩質と一次鉱物組成. 土肥誌, **51**, 193-202

山田一郎・久保寺秀夫 1995: 九州のテフラ由来土壌に見られる硬盤層の諸性質と成因 第4報 各地の硬盤層の土壌断面形態と理化学性. 九州農業研究, **57**, 59

山田一郎・久保寺秀夫 1996a: 阿蘇外輪山およびその周辺地域における阿蘇4以降のテフラ層序と土壌層序. 九州農業試験場研究資料第83号, 1-35

山田一郎・久保寺秀夫 1996b: 九州の火山灰土壌地帯に見られる硬盤層. 農業技術 第51巻6号, 20-23

山田一郎・久保寺秀夫 1999a: 畜産地帯の飼料畑等における無機元素の土壌中での動態解明. 九州農業試験場報告, **36**, 63-79

山田一郎・久保寺秀夫 1999b: 家畜ふん尿施用が土壌・水環境に及ぼす影響解明 第3報 深層土壌採取機の開発と飼料畑深層土壌の化学性. 九州農業研究, **61**, 64

山田一郎・久保寺秀夫・佐瀬 隆 1997: 阿蘇外輪山及びその周辺の黒ボク土の生成年代と古植生. 第四紀学会講要集.

山田一郎・庄子貞雄 1983: 火山ガラスの性質ならびに火山帯とテフラの性質との関係について. 土肥誌, **54**, 311-318

Yamada, I., Kubotera, H. and Shoji, S. 1994: Indurated volcanic ash soils in Japan. their characterization, land use and management. *Proc. 15th World Cong. Soil Sci.*, **6a**, 487-496

Yamada, I., Shoji, S., Kobayashi, S. and Masui, J. 1975: Chemical and mineralogical studies of volcanic ashes. II Relationships between rock types and mineralogical properties of



volcanic ashes. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **21**: 319-326

山崎不二夫・山内豊聡（監訳）1972: 土質工学の基礎《土の力学的挙動》. Yong, R. N. and

Warkentin, B. P. 元著, pp.144-145, 鹿島出版会, 東京

矢野綱之 1971: 島原半島に分布する” かしの実層” について. 佐賀大学農学部彙報, **31**,

15-20

Yassoglou, N. J. and Whiteside, E. P. 1960: Morphology and genesis of some soils containing

fragipans in northern Michigan. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **24**, 396-407

Yoshida, M. 1987: Preheating method for the determination of total phosphorus content in

Andosols. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **33**: 501-505

# **Studies on the Characteristics of Indurated Soils in Volcanic Ash Soil Area in Kyushu.**

## **Summary**

Kyushu Island is the southwestern part of Japan in which many active volcanoes are located. Volcanic ash soils, whose area accounts for 30% of all farming land and 67% of upland fields in Kyushu (Conference of Soil Conservation Project, 1991), are important soils for Kyushu agriculture. Volcanic ash soils usually have suitable physical properties for plant growth such as high water retention, good drainage, fine tilth, and resistance to water erosion (Shoji et al. 1993). However, indurated soil layers are observed in some volcanic ash soils and cause problems for agriculture such as inhibition of plant root growth, harrowing, and water permeability. In case of Kyushu, the existence of soils with the problem of induration such as “Nigatsuchi” distributed around Aso volcano is well documented. Properties and soil management of Nigatsuchi has been studied by Miyauchi et al. (1976), however the mechanism of induration, soil genesis and soil classification of Nigatsuchi has not yet been made clear. In addition, although there are some studies on the other indurated volcanic soils in Kyushu such as “Kashinomi” around Unzen volcano, “Hanamure” around Kuju volcano and “Kora” around Kaimon volcano, a comprehensive study on various indurated volcanic soils in Kyushu has not yet been reported. A study of the properties of these indurated soils is important for the development of methods for appropriate soil management. In addition, these soils are interesting for research from the point of view of soil genesis and soil physics.

In this thesis, the physical, chemical, mineralogical and micromorphological properties of Nigatsuchi were elucidated and the interrelationship among those properties was analyzed.

The factors that influence the induration of Nigatsuchi were elucidated by this analysis. The same analysis was conducted for other four indurated volcanic soils in Kyushu, namely “Kashinomi,” “Banban” (indurated soils distributed around Aso volcano), “Hanamure” and “Kora”. These analyses were integrated to discuss the typology, mechanism of induration, genesis, classification and management of Nigatsuchi and other indurated volcanic soils in Kyushu.

The evaluation of the degree of induration was important in this study. Unconfined compression test with the regulation of JIS (Japan Industrial Standard) is an excellent method for the evaluation of soil-block strength, however it requires huge amounts of soil blocks and time for the preparation of samples. In addition, the strength of indurated soils often exceed the capacity of compression test apparatus. Therefore the establishment of simple method for the evaluation of soil-block strength was needed. The author made clear that the indurated soil samples that are shaped into small-size square prism with approximately 2cm × 2cm × 5cm sides give the unconfined compressive strength similar to the samples shaped by JIS regulation method, i.e. column with the 3.5 cm diameter and 7 cm height. The adoption of sample shaping of small –size square prism enabled easy and quick evaluation of the degree of induration. The principal method of the study of this thesis is the analysis of relationships between the soil physical, chemical, mineralogical and micromorphological properties and the degree of induration of the soils measured by the unconfined compression test with the small-size samples.

Takaono profile in Oozu town, which is located in the western foothill of Aso somma, 16km west of Aso Nakadake crater, was selected as the representative profile of Nigatsuchi. This profile was 410 cm in depth and composed of fourteen horizons. The color of horizons was black to brown, and there were two “Gomaniga” horizons that contained many fine white

particles. Morphology, color, hardness index, structure and consistence of each horizon were ones that are commonly observed in the volcanic ash soil profiles in Japan.

Primary mineral showed that the parent materials of the second, tenth (upper Gomaniga) and thirteenth (lower Gomaniga) were Akahoya volcanic ash (6,300 y.B.P.), Aira-Tn volcanic ash (22,000-25,000 y.B.P.) and Kusasenrigahama pumice (30,000 y.B.P.), respectively. This data went well with  $^{14}\text{C}$  dating shown by Chikano and Koga (1982).

Physical properties analysis showed that soil texture class was HC or LiC, solid ratio was 13.4 to 18.8 % and bulk density was 0.41 to 0.53 in all horizons. Surface and subsurface horizons, two Gomaniga and adjacent horizons showed relatively coarser texture, larger solid ratio and bulk density than other horizons. Water-retention analysis showed that the slope of pF-soil moisture curve of the first and second horizon is smaller than that of the other horizons. The horizons other than the first and second showed similar slope of pF-moisture curve, however the water content in each matric potential was various between the horizons. The water content of these horizons in 3 kPa (pF 1.5) and 1.5 MPa (pF 4.2) suction was in the range of 1.33 to 1.86 kg kg<sup>-1</sup> and 1.08 to 1.59 kg kg<sup>-1</sup>, respectively. The water content in each matric potential was positively correlated to the clay content although there was no relationship between the water content in each matric potential and carbon content. Yamanaka hardness index of soil blocks increased with the decrease of soil water content, and it became up to 30 mm or more in all horizons except for the first, eighth and ninth horizons whose soil blocks were broken by the penetration of the cone of Yamanaka penetrometer.

Chemical properties of each horizon were as follows; pH (H<sub>2</sub>O) was 5.5 to 5.9, total carbon content was 30 to 127 g kg<sup>-1</sup>, CEC was 19.8 to 49.0 cmol(+) kg<sup>-1</sup>, exchangeable calcium content was 1.7 to 5.9 cmol(+) kg<sup>-1</sup> except for the first horizon that contained 17.4 cmol(+)kg<sup>-1</sup>, exchangeable magnesium, potassium and sodium contents were 2.1 cmol(+) kg<sup>-1</sup>

or smaller and the phosphate absorption coefficient was  $22.8 \text{ P}_2\text{O}_5 \text{ g kg}^{-1}$  or larger.

Total element analysis showed that silicon content of each horizon was 41.1 to 54.1 % (wt % of  $\text{SiO}_2$  in the total content of ten major elements as oxidized form, i.e.  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ). Silicon content was positively correlated to the content of potassium and sodium, and negatively correlated to the content of aluminum, iron, titanium and manganese.

Primary mineral analysis showed that heavy mineral content is 8 to 50 % and dominant heavy minerals are hypersthene, ferromagnetic mineral and augite in most horizons. Non-colored volcanic glass and plagioclase were the dominant light minerals in all horizons. The morphological types of volcanic glass well reflected the parent materials in some horizons. Sponge-like type were dominant in the first, second and third horizons that were influenced by Akahoya volcanic ash, and sponge-like or curved platy type was dominant in the tenth horizon that was derived from Aira-Tn volcanic ash. Rock types of each horizon, that were estimated based on primary mineral composition, were various from rhyolite to andesite. X-ray diffraction and selective dissolution analysis showed that allophane and imogolite is dominant clay mineral in all horizons.

All above-mentioned properties of Takaono profile horizons were ones commonly observed in buried horizons of Japanese volcanic ash soil except for the remarkably large water retention capacity.

Unconfined compressive strength of soil blocks in the moist state was 0.41 MPa or less in all horizons. The change of strength and volume of soil blocks in air-drying process were different among the horizons. The fourth to eighth horizons, the tenth to twelfth and the fourteenth horizons showed remarkable increase of unconfined compressive strength by air-drying whereas the third, ninth and thirteenth horizons showed only slight increase of the

strength. The former group is typical Nigatsuchi and the latter is the group that resembles non-Nigatsuchi. The first and second horizons of Takaono profile, and the samples collected from other volcanic ash soils in Japan showed no increase of unconfined compressive strength, that is non-Nigatsuchi. The volume of soil blocks of Nigatsuchi became 58 % or less compared to the moist state by air-drying, whereas the samples other than Nigatsuchi showed various shrinkage value from 50% to 95%. When the air-dried soil blocks were soaked in water, Nigatsuchi showed almost no slaking whereas non-Nigatsuchi (the first horizon of Takaono) slaked and nearly 100 % of the blocks became fine earth.

Based on above-mentioned examination, the author defined Nigatsuchi as the soil that has all the following characteristics: ① hardening; unconfined compressive strength in air-dried state is 1MPa or larger, ② shrinkage; volume of the air-dried soil blocks is 60 % or less compared to the moist state, and ③ water resistance; no slaking occurs when air-dried soil blocks are soaked into the water.

The degree of hardening of each horizon was correlated to the physical properties such as particle size distribution, solid ratio and water retention capacity. Especially, there was an intimate positive relationship between the hardening and clay content. On the other hand, chemical and mineralogical properties show no relationship with the degree of hardening. Microscope observation to the soil thin sections showed that Nigatsuchi has the microstructure without the interconnected voids such as vughy structure whereas non-Nigatsuchi has the microstructure that contains large amounts of interconnected voids such as crumb structure or spongy structure.

Distribution of Nigatsuchi around Aso volcano was surveyed based on above-mentioned criteria. At the Hanamure profile, located in Handa plateau 33km north-northeast of Aso Nakadake crater, buried black soil horizons below Akahoya volcanic ash were

Nigatsuchi. At the Kiotoshi profile, located in the northern part of Aso somma 14km north of Nakadake crater, thick black Nigatsuchi existed from the subsurface horizon beneath the surface to the lower boundary of black soil. At the KNAES (Kyushu National Agricultural Experiment Station) profile, located in the Kikuchi terrace 32km west of Nakadake crater, the properties of Nigatsuchi i.e. hardening and shrinkage by air-drying were weak. In the all profiles, the degree of hardening and shrinkage of each horizon were positively correlated to the clay content.

When the air-dried soil blocks of Nigatsuchi were treated by various reagents, blocks were slaked most remarkably by the treatment of 1M HCl. This treatment extracted the largest amounts of silicon, aluminum and iron among the treatments as well. 1M HCl dissolved amorphous clay like acid oxalate, consequently this experiment also showed that the clay plays an important role in the hardening of Nigatsuchi.

All above-mentioned profile survey, physical, chemical, mineralogical and micro-morphological analysis were conducted to the other indurated soils i.e. Kashinomi, Banban, Hanamure and Kora. As a result, these soils could be divided into two types based on the physical properties. One was tentatively named as type 1 that concludes Nigatsuchi and Kashinomi: clay content is 40 % or more and bulk density is  $0.7 \text{ Mg m}^{-3}$  or smaller, similar to the ordinary volcanic ash soils. The other was tentatively named as type 2 that concludes Banban, Hanamure and Kora: clay content (10 % or less) and bulk density ( $1.1 \text{ Mg m}^{-3}$  or larger) are different from those of the ordinary volcanic ash soils.

Concerning the chemical properties, carbon content of type 1 soils ( $30 \text{ g kg}^{-1}$  or larger) was larger than that of type 2 soils ( $4 \text{ g kg}^{-1}$  or smaller). This difference is considered to reflect the formation processes of both types: type 1 soils have been formed under the influence of soil formation process whereas type 2 soils has not been affected by the soil formation process

but has been weathered in buried condition.

Both type 1 and type 2 soils showed no particular tendency in total element composition and primary mineral composition. Primary mineral composition of the studied soils went well with the rock type of parent materials that has been elucidated by volcanologists. Primary mineral composition and rock type of the studied soils were various, therefore the induration seems not to be due to the nature of parent materials. Clay mineral type was allophanic in all the studied soils.

Type 1 soils contained a large amount of water in the moist state,  $0.7 \text{ kg kg}^{-1}$  or more, and its soil blocks shrank and the unconfined compressive strength remarkably increased by air-drying. On the other hand, the water content of type 2 soils in the moist state was small,  $0.4 \text{ kg kg}^{-1}$  or less, and no shrinkage and hardening of soil blocks by air-drying was observed in type 2 soils. Air-dried blocks of type 1 soils slaked by the treatment of 1M HCl treatment whereas type 2 soils did not slake by this treatment. Both type 1 and type 2 soils did not slake by the treatment of the water.

Unconfined compressive strength in air-dried state of Nigatsuchi, Kashinomi and Banban was 0.8 MPa or larger and that of Hanamure and Kora was 0.4 MPa or smaller. An intimate relationship was observed between the unconfined compressive strength and micro-morphology: the soils with large strength had the microstructure of vughy or massive type and the soils with small strength belonged to bridged grain type.

Some non-volcanic ash soils, such as Jagaru, Shimajiri-maji and Kunigami-maji in the Southwestern Islands and fine textured gray lowland soil, also became very hard by air-drying. However the hardening of these soils differed from that of volcanic soils in the respects as follows: blocks of non-volcanic soils did not shrink by air-drying and slaked by soaking in water.



Neither type 1 nor type 2 soils come under the indurated horizons that are defined in the present international soil classification systems but type 1 soils are regarded as merely buried volcanic soil horizons and type 2 soils are regarded as the materials other than soils, such as lithic contact. It is assumed that the mechanism of induration is also different between the studied volcanic soils and the indurated horizons defined in the present soil classifications. A hypothesis about the induration-mechanism of type 1 soils is as follows. Large amount of water that is held in type 1 soils by the matric suction larger than 1.5 MPa cause the remarkable normal shrinkage in air-drying process until the air-dried state, and hardening due to the friction and flocculation force between particles occurs. This property of type 1 soils is considered to have been generated during the long period after the deposition of parent materials, with the influence of soil formation process. Type 2 soils are considered to have been indurated at or soon after the deposition of the tephra, by some geological processes such as fusion. However, the accurate mechanism and the condition for the occurrence of the induration on both type 1 and type 2 soils should be made clear by the further study.

Type 1 soils are not indurated in buried state but become very hard and inhibit the agricultural production when exposed. Therefore if type 1 soils are to be exposed, surface soil handling or thorough pulverization immediately after exposition is necessary to avoid the problem of hardening. In addition, chemical property improvement such as heavy application of phosphate fertilizer is required because type 1 soils are similar to the ordinary volcanic soils in terms of chemical properties. Especially, it should be noted that Nigatsuchi contains so abundant active aluminum therefore its capacity of phosphorus fixation is remarkably large. As type 2 soils are indurated in both the buried and exposed state, breaking or removal by farm machinery is required if these soils lie near the surface.