

林野土壤調査報告

第 8 号

昭和 32 年 2 月

FOREST SOILS OF JAPAN

REPORT 8

February 1957

GOVERNMENT FOREST EXPERIMENT STATION

Meguro, Tokyo, Japan

農林省林業試験場

東京・目黒

林 野 土 壤 調 査 報 告 第 8 号

目 次

	頁
赤色土壌の研究 I	
新潟県に分布する赤色の森林土壌の分布、 形態的性質および生成について	大 政 正 隆 黒 鳥 忠 1 木 立 正 嗣
森林土壌の吸水性に関する研究	大 政 正 隆 真 下 育 久 25
森林土壌の水湿状態 (pF 値)	真 下 育 久 43
TIURIN 法による土壌有機炭素の定量の 検討およびその改良法について	河 田 弘 67
森林土壌の土壌型と化学的性質との関係について	河 田 弘 鷹 見 守 兄 81
鉄の重クロム酸塩滴定法について ——土壌分析への応用——	新 名 謹 之 助 .. 125
Tiron による鉄とチタンの比色定量について ——土壌分析への応用——	新 名 謹 之 助 .. 137

FOREST SOILS OF JAPAN REPORT 8

CONTENTS

Masataka OHMURA, Tadashi KUROTORI and Masashi KIDACHI: Studies of Red Soils in Japan. I Red soils of Niigata Prefecture.	Page 1
Masataka OHMURA and Yoshihisa MASHIMO: Studies on the Water Absorption of Forest Soils.	25
Yoshihisa MASHIMO: Moisture Condition (pF) of Forest Soil.	43
Hiroshi KAWADA: An Examination of the THURIN's Method for Determination of Soil Organic Carbon and a Proposed Modification of the Chromic Acid Titration Method.	67
Hiroshi KAWADA and Morie TAKAMI: A Study on Correlations between Chemical Properties and Types of Forest Soil.	81
Kinnosuke NIINA: On the Bichromate Determination of Iron. —Application to soil analysis—	125
Kinnosuke NIINA: On the Colorimetric Determination of Iron and Titanium with Tiron. —Application to soil analysis—	137

赤色土壌の研究 I

新潟県に分布する赤色の森林土壌の分布、 形態的性質および生成について

大 政 正 隆⁽¹⁾
黒 鳥 忠⁽²⁾
木 立 正 嗣⁽³⁾

I ま え が き

筆者らが森林土壌調査を進めているうちに、従来の研究では褐色森林土ないし弱ポドゾル化土の分布地域とされているところ⁽¹⁾ (第1図参照)に赤色の土壌の点在することが認められた。そのうちの新潟県中北部のものの分布や形態的な特徴について中間的に発表した⁽²⁾、さらに細かく調査を進めた結果、この赤色の土壌の生成に関してほぼ結論を得たのでここに報告することにする*1。

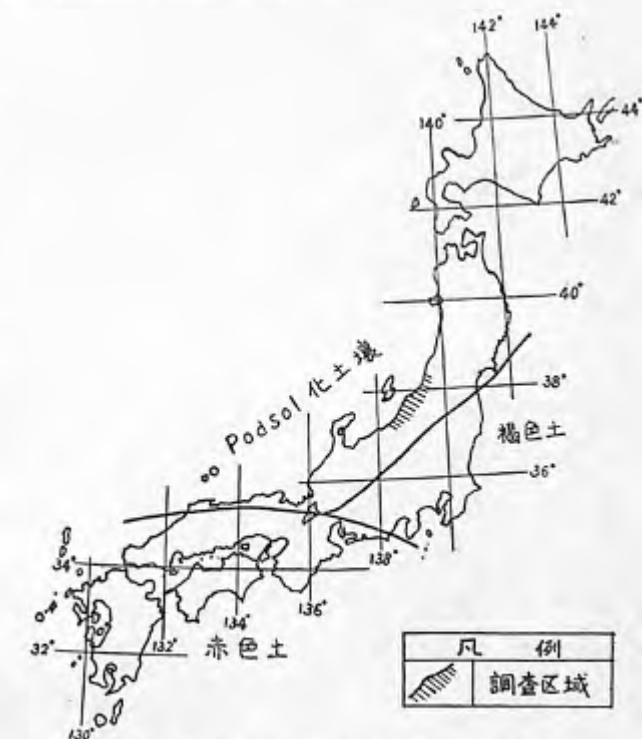
II 調査地域内における赤色土壌の分布

今までに筆者らの調査した地域は、西南部姫川の流域を除いた新潟県全域であるが、そのうち、赤色の土壌が分布するところは第2図に示すとおりである。

この土壌の分布する位置は、一部を除いては、いわゆる出羽丘陵の西側をほぼ東北東から南南西に雁行する数条の海拔高 200m 以下の低山に限られている。一部のものは、多少趣を異にし、やや東方の出羽丘陵の主軸に近い小さな枝峯付近に分布し、海拔高も 200~700m の範囲にまたがっている。

III 赤色土壌が分布する地域の地形

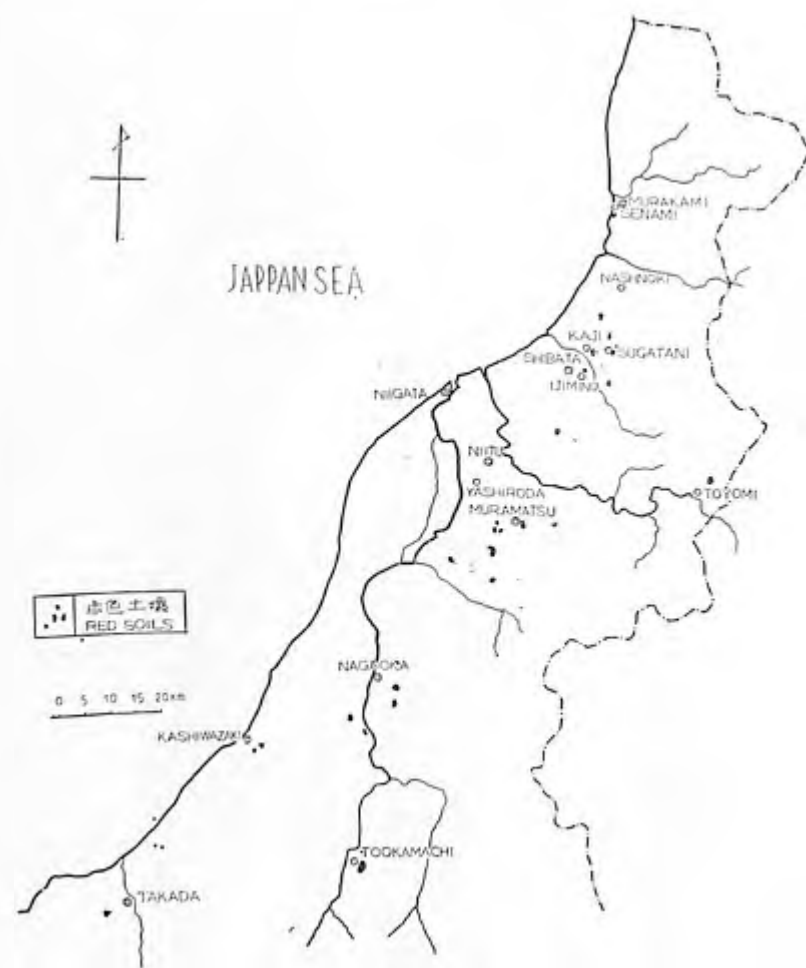
この土壌が主として分布している



第1図 気候的土壌の分布 (関豊太郎による)
Fig. 1

*1 速報を日林誌 37, 4, (1955) に発表した。

(1) 東京大学教授・農学博士 (2) 土壌調査部地質研究室長 (3) 土壌調査部地質研究室員



第2図 調査地域内における赤色土壌の分布
Fig. 2 Distribution map of red soils in Niigata Prefecture.

低山部の雁行した丘陵は、開析のあまり進まない若い地形で、小さな U 字型の谷と、なだらかな傾斜面と、円頂または平坦に近い稜線とからできている。さらに、この丘陵の多くは、諸所で横谷によつて切断されて、地塊が断続した形をとっている。西は越後平野に接し、雁行した丘陵間には、小さな平野あるいは盆地が介在している。

一部の赤色土壌が点在する東部の出羽丘陵の主軸に近いところは、やや開析が進んでいて、V字型の深い谷と、急な傾斜面と、比較的ゆるい尾根からなる地形である。

IV 土壌の形態的性質

筆者らは考察の便宜上赤色の土壌を色の程度、土性等によつて仮りに次の3種類の土壌に分けた。

1) 著しく赤色を呈する土壌

a. 砂質な土壌 b. 壤質な土壌

2) 弱度に赤色を呈する土壌

次にこれらの各土壌について、分布と形態的性質を記述する。

1) 著しく赤色を呈する土壌

a. 砂質な土壌

この土壌は、新潟県岩船郡瀬波町瀬波山、保内村梨木付近、北蒲原郡五十公野村五十公野山、加治村加治山、菅谷村西南部台地、中蒲原郡大蒲原村の村松盆地に面した丘陵下縁部、七谷村、長岡市悠久山東南部、高田市金谷山等に見られる。

林分はいずれもアカマツを主とした天然生林で生立本数は概して多い。アカマツの形質は比較的良好であるが、成長は緩慢であるか、不良である。林内植物にはアカマツ幼稚樹、ツツジ類、マンサク、アズキナシ、ハイイヌツゲ、ナナカマド、コナラ、ミズナラ、クリ等が普通に見られるが、地表植物の生育が悪く、地表面はしばしば侵蝕の影響を受けている。はなはだしいところでは、植生がなくて禿裸地になっている。

この土壌の代表的な層断面は次のとおりである。

Profile 1

所在 新潟県北蒲原郡五十公野村五十公野山国有林 78 林班

地形 尾根付近の緩傾斜地

傾斜 10°

方位 W

海拔高 55 m

林分 アカマツ天然生林、写真1参照

土壌層断面

L-F 0~2 cm レンズ状に分布、アカマツ落葉、苔類、枯死菌糸体等。地表面の小さな欠損のため堆積を欠くところもある。

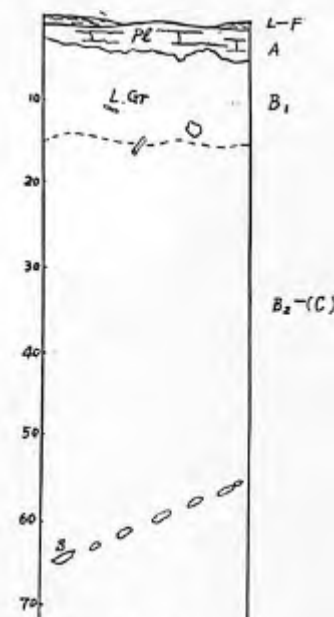
A 2~3 cm 色 Russet (20) 砂土、やや板状構造、菌糸が蔓延する。

B₁ 10~12 cm 色 Tawny (20) 砂土、僅少の腐植を含む、弱く結合した細粒状構造 (loose granular structure)、菌糸が蔓延する。

B-(C) 50 cm+ 色 Vinaceous-Rufus (20) 砂質、堅密、massive、下部にやや扁平な小円礫が単列



写真 1 Profile 1 付近の林相
Phot. 1 Pine (*Pinus densiflora* SIEB. et ZUCC.) forest 1.



P1 板状構造 Platy structure.
L. Gr 細粒状構造 Loose granular structure.
S 石 Stone

第3図 Profile 1 の模式図
Fig. 3 Schematic presentation of Profile 1.

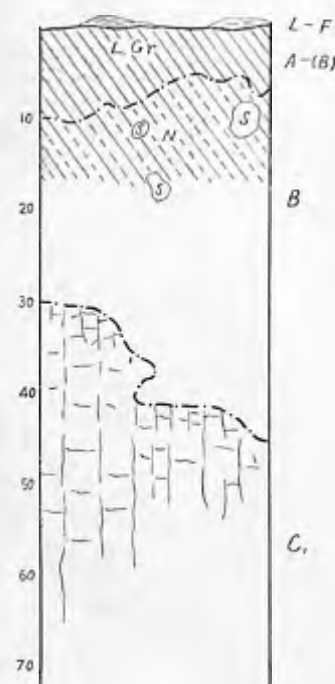
または薄層に分布。

表層は腐植に乏しく、菌糸が蔓延して乾燥し、不完全な形ではあるが、褐色森林土の BA 型土壌¹⁾と類似の様相を呈している。また、表層には退色が認められるが、層断面を通じて、肉眼的には、ポドゾル化土壌の特徴は具えていない。下層に含有される小円礫は大部分が古生層の珪岩、粘板岩で、一部は石英粗面岩質のものである。これらの円礫は、珪岩を除いて、風化が進んでいて、一部は滑石化し、他は赤色に風化して脆弱になつている (Phot. 2 砂質な赤色の土壌層断面例)。

b. 埴質な土壌

この土壌は北蒲原郡五十公野村五十公野山、中蒲原郡村松町愛宕山および隣接小丘陵、長岡市悠久山、高田市東方の小丘陵等に分布している。多少色の淡いものが、北魚沼郡十日町町南方の丘陵上部等に見うけられる。砂質な土壌は、五十公野山、村松町西部悠久山東部以外では、同一個所に一緒に現われない。全体として、この土壌は県の中南部に多い傾向がある。

植生の状況および地表面の侵蝕形式は砂質な土壌の場合と同様である。



L. Gr...細粒状構造 Loose granular structure.
N堅果状構造 Nutty structure
S石 Stone

第4図 Profile 2 の模式図

Fig. 4 Schematic presentation of Profile 2.



写真2 砂質な赤色土壌の断面例

Phot. 2 An example of profile of sandy reddish soil (Profile 1).

The surface horizon is stained organic matters and discolored.



写真3 Profile 2 付近の林相

Phot. 3 Pine (*Pinus densiflora* SIEB. et ZUCC.) on profile 2.

Profile 2.

所在 新潟県中蒲原郡村松町愛宕山

地形 純筋の尾根肩部

傾斜 10°

方位 NE

海拔高 100 m

林分 アカマツ天然生林、写真3参照

土壌層断面

L-F 0~2 cm レンズ状に分布、アカマツ落葉。

A-(B) 5~10 cm 色 Brussels Brown²⁾, わずかに腐植を含む埴土、細粒状 (loose granular) ないし細かい堅果状構造が発達、やや堅密。

B 20~40 cm 色 Sanford Brown²⁾, 重粘な埴土、上部に堅果状構造が発達。

C 50 cm+ 色 Raw Sienna²⁾, 固結、頁岩的な立方状節理 (あるいは構造) をもっている。節理 (あるいは構造) 面は濃赤色に染まり光沢がある。

この土壌層断面の形態的な特徴は、砂質な土壌の場合と同様に、表層に有機的による汚染と退色が認められるほか、日本の森林土壌としては乾燥性の特徴をもっている。ここで仮りに C₁ 層とした層は、埴質で、はなはだしく固結している。土壌というよりは軟質泥岩の性質を帯びていて、B層とは異なる生成過程 (たとえば異なる層序) を経ているものと考えられる。

2) 弱度に赤色を呈する土壌

この土壌は新潟県北蒲原郡菅谷村東方の丘陵、中蒲原郡川東村馬下、東蒲原郡豊実村高森付近、北魚沼郡中頸城郡丘陵上部等に断片的に分布する。

土壌の色は前述の著しく赤色を呈する土壌よりは淡く、橙色に近いものが多い。また、母材料が、北魚沼郡中頸城郡のものを除いては、花崗岩の風化物に由来していることも一つの特徴である (Phot. 4 参照)。

この土壌にともなう森林は大部分が前述の著しい赤色を呈する土壌の場合と同様にアカマツ天然生林であるが、地床植物の生育状態は赤色の著しい土壌のところよりも良好である。なかには、落葉性ツツジ類等の混生するところもある。

東蒲原郡豊実村高森付近では、ミズナラ、ブナの混交天然生林もあつて、林内にはリョウブ、オオバクロモジ、ニオイコブシ、ムシカリ、シシガシラ等が多く見うけられる。

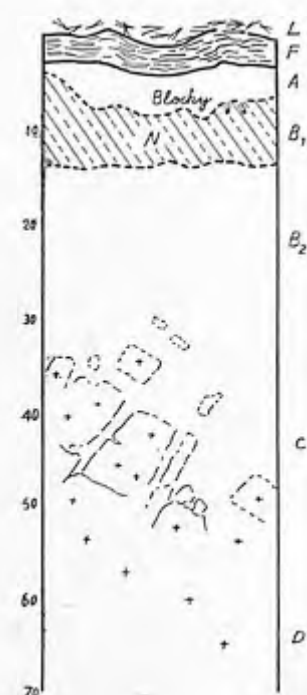
Profile 3.

所在 新潟県北蒲原郡菅谷村内ヶ沢国有林 109 林班



写真4 豊実村高森付近の花崗岩を母材とする赤色の土壌例

Phot. 4 An example of the weakly reddish soil of granite origin. (at Toyomi)



Blocky...塊状構造
Blocky structure
N...堅果状構造
Nutty structure
+...母岩
Bed rock
第5図 Profile 3 の模式図
Fig. 5 Schematic presentation of Profile 3.

この土壌層断面の形態は前に記述した各土壌層断面 (Profile 1 および 2) よりは完備している。褐色森林土でいえば Bc 型土壌⁽¹⁾ とほぼ同様な性質を示している。また、前述の赤色の土壌と共通な性質をもっているが、C 層を除いては色がかなり淡い。

V 調査地域に赤色土壌が分布する気候的可能性について

赤色の土壌が生成される条件としては、なんといつても、気候的条件を第一に考える必要がある。日下部⁽²⁾、菅野⁽³⁾、わが国の土壌群の分布を LANG⁽⁴⁾ の雨量係数、MEYER⁽⁵⁾ の N-S 係数および年平均温度 (°C) をつかって検討し、次に示すような数値をもつて、わが国の赤色土の生成条件とした。

	雨量係数	N-S 係数	年平均温度
日下部	70—100	300—500	13°C
菅野	70—150	350—700	14.5°C

これ等の数値を調査地域について昭和 16—25 年 (1941—1950) の統計⁽⁶⁾でもとめてみると、

	雨量係数	N-S 係数	年平均温度
新潟	140	742	12.7°C
高田	244	1287	12.6°C

となつて、日下部、菅野の示した条件を満足しない。これらの数値が海岸に近い新潟、高田という特定の都市での観測値をもとにして計算したものであるから、赤色の土壌の分布している現地で数値とは多少の相違があることは考えられる。また、両氏の条件値は現在までに衆知されている赤色土壌分布地域の気候要素の数値から帰納して得られたもので、筆者らの調査地域は両氏の立論の基礎になつてゐる「赤色土の分布範囲」から除かれてゐるのであるから、筆者らの数値との間にいく違いが認められるのも、あるいは、やむをえないことであるかも知れない。

それにしても、世界的に赤色土の生成条件として示される年平均気温、雨量係数、N-S 係数と、本調査地域のものとは、かなりのへだたりが認められるので、これらの数値が巨視的検討にだけ使うもので、本調査地のような小面積の分布を論じる材料としては不適当であるとしても、いさ少し仔細に検討する必要があると思われる。

本調査地域は冬期はかなり低温である。そのことを念頭において、土壌生成に関係の少ないと思われる結霜期間を除いて、4—10 月の 7 ヶ月間について同様な係数の算出を行つてみると、

	雨量係数	N-S 係数	4—10 月の 7 ヶ月平均温度
新潟	50	263	18.7°C
高田	58	296	18.8°C

となつて、この地方では、4—10 月は一応、高温、やや乾燥であることがうかがわれる。これらの数値をおなじ箇所での全年を通じて計算したものと比較すると、その関係はさらにはつきりとして、冬期に湿潤で、夏期にかなり高温、乾燥であることがわかる。もつとも、この地方の冬期の降水は雪が大部分であるから、土壌の水分状態を降水量だけから推測して、冬期に湿潤であると断定することは早計である。直接土壌について乾、湿を確かめなければならない。

筆者らの調査によると、一般的にいえば、この地方の土壌は秋の末期には降水で飽水の近くまで濡れている。それが、積雪期に入ると、上部からの水の供給がほとんど絶たれ、むしろ、土壌中の水分の一部が重力で下方に流去して、土壌中に保存される水の量はかえつてやや減少するものと考えられる。

積雪期に土壌への水の供給のほとんど絶たれることは、積雪期における融雪水の行くえを追うことによつて知ることができる。積雪期の谷川の水の流去量は月別ようやく 40 mm 程度までで⁽⁷⁾、それも融雪の量と大差がない⁽⁸⁾。

したがつて、この間に土壌中に浸透する水があるとしても、その量はきわめて少ないものと考えられる。

積雪下の土壌の含水量について直接測定した結果は容易にみあたらないが、林業試験場釜淵分場の調査例によると⁽⁹⁾、最大容水量に対して、土壌の上層部で 70% もしくはそれよりもやや少なく、下層部で 80—90% の程度である。この例からも上述のような積雪期における土壌は、水分の動向をうかがうことができる。

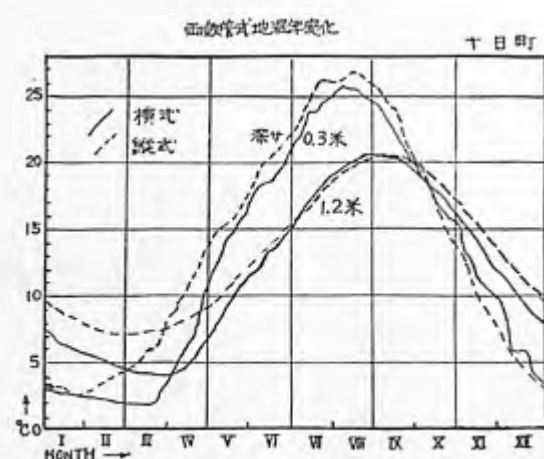
融雪期には、土壌は再びかなりの水分をもち、場所によつては飽水状態になるところもあるが、しかし、融雪に引続いて、この地方特有の気候条件のために、土壌は急速に乾燥し⁽¹⁰⁾、地形が乾燥を助長する

*1 未発表の材料は多数あるが、発表されたものは次の 2 篇である。

i. 武田篤後：年流出量および、おもなる降雨の増水量、宝川森林治水試験第 2 回報告、昭和 25 年 (1950)

ii. 丸山岩三、猪瀬寅三：釜淵森林治水試験第 1 回報告、林試研報 53, 1 昭和 27 年 (1952)

*2 四手井綱英の報告では含水量は最大容水量に対し 50% 程度になつてゐるが、これはかなり湿潤な林地での測定結果で、ところによつてはこれよりはるかに少なくなる。



第 6 図

これは新潟県十日町の林業試験場試験地内の露場での観測結果で²²⁾、本調査地域全般に通じるものとはいえないが、4~10月の地中温度がかなり高く、11~3月でも0°C以下にはさがらぬことが注目される。本調査地域程度の地中温度で正視の赤色土化が行われるかどうかは不明であるが、4~10月のこの地方の気温が、日下部、菅野両氏が本邦における赤色土化に必要と認めた年平均気温の範囲内にあつて、世界的にみた赤色土生成条件としての年平均気温20°Cに近いことと、前記の乾、湿両期の交代とは、さ

らに立ちいつた考察を加える余地をのこすように思われる。

もしも、この地方の地中温度と土壌の乾燥、湿润の交互作用によつて赤色土壌が生成されるとしたならば、これらの条件が極端にあらわれるような地形、たとえば、丘陵の背部などの土壌は赤色土壌になつてはいるはずである。また、このような条件で容易に赤色土壌になり易い母材、いわば、選択風化を受け易い母材のところに赤色の土壌が見うけられるはずである。

赤色土壌の生成に現在の気候が影響するものとして、それを野外の調査で検討するには、赤色土壌の分布がこのような地形なり母材なりと関係があるかどうかを究明することが、一つの手段として考えられる。

次章に述べるように、このような観点からの分布調査を行つた結果は、この地方の赤色土壌の生成に現在の気候が影響していると結論する材料はなんら得られなかつた。

もつとも、この地域の赤色土壌地帯の植物は温帯に属するものであるから、その点からも、現在の気候をもつて生成要因と見なすにはかなりの無理がある。こ

うなところでは相当の程度まで乾燥する。この乾燥は、程度に多少の差はあるけれども、秋までつづく。

こうしてみると、この地方の土壌は、乾燥と湿润の両期が、時期的にかなりはつきりとして見なすことができる。乾燥と湿润が交互に繰り返されることは赤色土壌の生成に関与することは、熱帯地方のラテライトは別としても、石灰岩地帯という特殊性はあるが、地中海沿岸で、その例が認められている²³⁾。

次に、この地域の地中温度の年週変化の一例をあげると第6図に示すとおりである。

れについて詳しく検討すると次のとおりである。

現在のわが国では赤色土生成条件としての植物は不明であるが、亜熱帯的であるか、あるいは、少なくとも暖帯的の植物が常識的に考えられる。

この地方に見られる暖地性植物は田代²⁴⁾、村松²⁵⁾、大田²⁶⁾、林²⁷⁾等によつて多数あげられている。しかし、その多くのものは岩石海岸の山腹、島嶼、局地的に温暖なところ等に限られている。また、吹雪の通路や、その直接あたるところを避けて、山かげに分布している²⁸⁾。つまり、この地方の暖地性植物の地域的な拡がりはきわめて小さく、しかも、内陸部まで広く分布するものは稀で、赤色土壌の地帯のごく小部分を覆うにすぎない。

現実に赤色土壌を覆う植物としては、既述のように、林冠植物ではアカマツが多く、ところによつては、ミズナラ、ブナ等が認められる。アカマツ林が多いことは、二次林的な性格というよりも、赤色土壌の性質からくる制約によるものと考えられる。この制約がなければミズナラ、ブナ等の混入した森林になるであろうことは、赤色土壌の假所と環境条件をおなじくすると思われる隣接のほかの土壌のところの比較的安定した林相から想像することができる(Phot. 5参照)。

赤色土壌地帯の地床植物にも暖地的なものの侵入は認められない。要するに、この地域の赤色土壌地帯の植物は温帯を代表するブナ帯に包含されるものと見て差し支えない。このように温帯植物が優先していることは、現在の気候が赤色土生成に関与することを否定する一資料になるように考えられるのである。

Ⅱ 赤色土壌の分布上の特徴

本調査地域内における赤色土壌の分布の概要は、すでにⅡ章で述べたとおりであるが、現在の気候によつてこれらの赤色土壌ができたものであるかどうかを知るために、この章では、この土壌の分布と、地形や母材との関係を、さらに詳細に検討することにする。

この地方の赤色の土壌の多くは、丘陵地形の、しかも、低位の尾根付近に現われている。しかし、かかる地形のところがすべて赤色土壌になつているというわけではなく、同様な地形でも、他の種類の土壌が生成されている場合が多い。すなわち、筆者らが褐色森林土壌の分類単位としているBa, Bc型土壌等が生成されている場合が多い。また、逆に、局所的な環境が異なつていてと考えられる地形でも、赤色の土壌が見うけられる場合が少なくない。要するに、本調査地域の赤色の土壌は、局所環境を考えた場合の地形とは、まったく無関係に出現しているのである。

次に、赤色土壌は現在の気候で容易に赤色化しうる母材、すなわち、選択風化を受け易い母材のところに分布しているかという点、必ずしもそうでない。たとえば、五十公野山の赤色化した砂質土層についてみると、団地内の各所に、古い侵蝕によつて露呈した同質の下位層があつて、その表層ではすでに土壌生成が行われているが、局所環境は赤色土壌のところと差がないと考えられるにもかかわらず、赤色化の徴候は認められない。また、五十公野山の北方に加治川を挟んで加治山があるが、そこには同質の砂層がはるかに大きな規模で分布している。この砂層では、山塊の陸化後の地形開析にともなつて、五十公野山よりも時期的にさらに多量の段階で土壌生成が行われている。このうち、赤色化しているところは陸化時に地層の最上位を占めていたと思われる部分に限られ、赤色化した部分より多少でも土壌生成が遅れたとみなされる各段階の土壌では、赤色化の傾向が認められない。

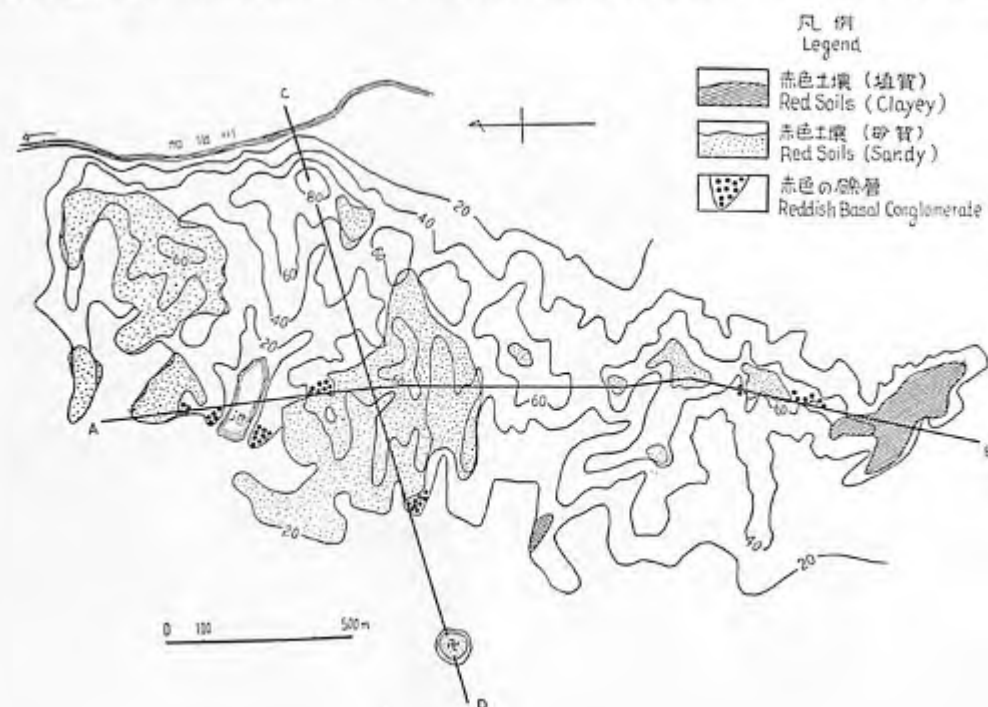
さらに、五十公野山の砂層と同質で、層位的には異なると思われる層が、五十公野山の南部を新潟平野



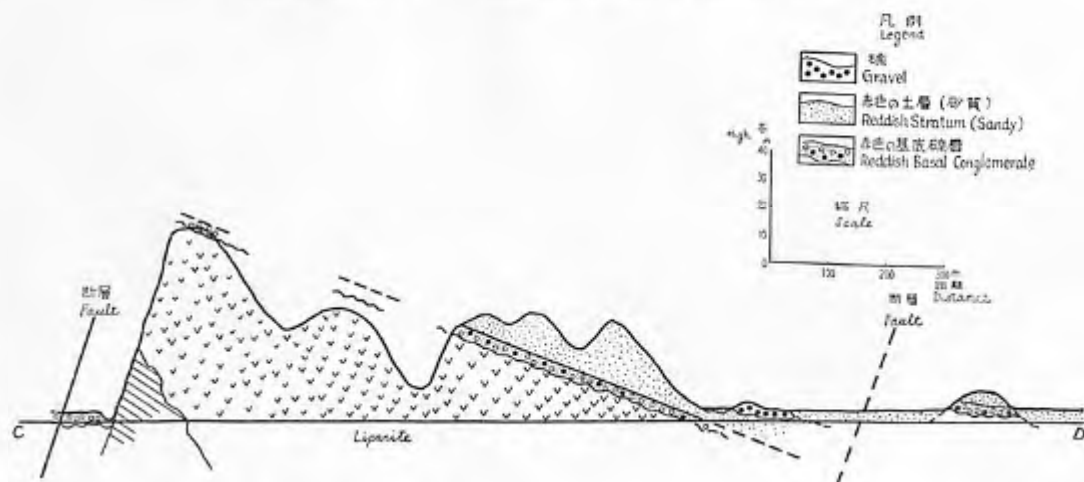
写真5 悠久山近傍の林相(海拔高50m)
Phot. 5 The natural forest consisted with pine (*Pinus densiflora*) beech (*Fagus crenata*) and Japanese cedar (*Cryptomeria japonica*) near Yūkyūzan. Above 50m altitude.

の東側に沿つて、ほぼ南北にならんだ丘陵地に広く分布しているが、この層のうちには、地形的にみれば当然赤色土壌が生成されてもよいと考えられ、しかも、侵蝕によつて赤色部分が削ぎとられたとも考えられないのに、赤色化しているところがほとんど見いだされない。

このような現象は、上例のような調査地域の北部に広く分布する砂質の土層について認められるばかりでなく、主として調査地域の南部に分布する埴質の赤色化した層についても認められる。村松付近、悠久山付近に、その例が多い。したがつて、本調査地域の赤色土壌の分布および生成を、現代の気候下でのいわゆる選択風化の観点から説明することは困難である。こう見てくると、局所気候の観点からも、選択風



第7図 五十公野山の赤色土壌分布図
Fig. 7 Distribution map of red soils in Ijimoto hill.



第8図 五十公野山地質構造図 (C-D)
Fig. 8 Geological profile of Ijimoto hill (C-D)

化の観点からも、この地域の地表にあらわれている赤色土壌が現代の気候の影響で赤色化したことは考えられないのである。また火山生成と確認されるものは、この北方には見いだされていない。ここで観点を變えて、過去での生成としての検討を加える必要がおこってくる。次章以下でその点について考察を加えてみることにする。

Ⅶ 赤色土壌の出現様式

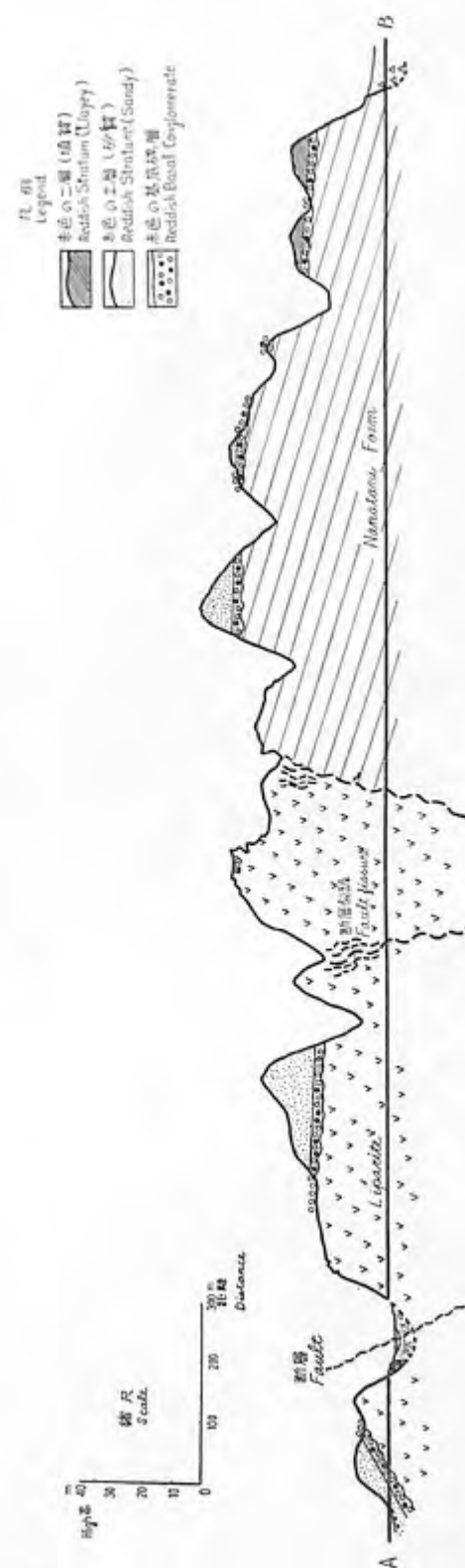
本地域の赤色土壌の分布は、ごく小部分を除いて、特定の2, 3の層序と密接な関係のあることが認められる。それを、さらに詳しく、本地域の赤色土壌を2つに大きく特徴づけている砂質のものと埴質のものについて、記述してみたい。

砂質のものの代表として五十公野山国有林に出現するものを取り、分布の平面的な拡がりを見れば、第7図のとおりである。

さらに、ここで互に直交する2方向について表層部位の地質構造図を作製すると、第8図および第9図ができる。

この地域の赤色化した土層の大部分は花崗岩質の砂質なものである (Phot. 6 参照)。ただ、南西部のものは埴質で、これは花崗岩と石英粗面岩の風化物の混合体からできているように推定された (Phot. 7 参照)。この2種類の赤色土層はいずれも下層の灰色泥岩 (中越統西山層相当層)、および、この灰色泥岩中に Sheat 状、dyke 状に貫入した石英粗面岩などを不整合におおっている。そして、沼畔、谷筋の一部では、後期の堆積物と思われる古生層の岩石からできた礫を主体とする礫層によつて、おおわれている。

この赤色の土層は、古生層の岩石に由来する小円礫を主とした2-3の薄層を挟み、下部に、炭質物および黒色な物質の薄層を挟んでいる (写真8, 9 参照)。



第9図 五十公野山地質構造図 (A-B)
Fig. 9 Geological profile of Ijimoto hill (A-B)

第1表 土壌中に含まれる石礫の風化型式

Table 1. Weathering type of the various pebbles contained in profiles.

Rock Weather in type	Quartzite	Grey- wacke	Slate	Gneis	Granite	Liparite	Andesite	Sand stone	Shale
赤く腐る Red color	—	—?	++	++	+++	+++	++	—	++
普通に腐る Normal	+	+++	++	+	—?	+	+	++	++
note	+++ very abundant ++ abundant + frequent —? rare — nothing Quartzite is frequently flesh.								

不整合面上の基底礫層は、炭質物および黒色な物質と赤色の膠質物に包まれた、こぶし大から人頭大までの大きさの、円礫の集まりで、礫の岩質は珪岩、粘板岩、硬砂岩、軟質の泥岩、砂岩および石英粗面岩などである。

埴質なもの代表として愛宕山を選び、この地域での赤色土壌の分布と地質構造を示すと、第10図、第11図となる。

この赤色土層は石英粗面岩質の埴質なもので、五十公野山のものと同様に、下部に薄い礫層を挟んでいるが、第11図の示すように、背斜構造の最上位を占めている。この層が下層を不整合におおっているかどうかは、ここでは、露頭がないために確認できなかったが、愛宕山に隣接する小さな台地状の丘陵では、中越統上部の灰爪層または白岩層の相当層と思われる灰色、凝灰質の頁岩および砂岩を、不整合におおっているのが認められた。調査地域の南部地方の赤色土壌は、愛宕山およびその周辺部と類似した様相を示すものが多い。

新潟県の南北を通じて、赤色土層の大部分は、地質変動によつて、ゆがみ、傾き、また、ちいさい断層によつて断ち切られている。

こうしてみると、本調査地域の赤色土壌はむしろ地質的な現われかたをしているとみる方が妥当のように思われる。そこで、そのような観点からの検討を加えてみる。

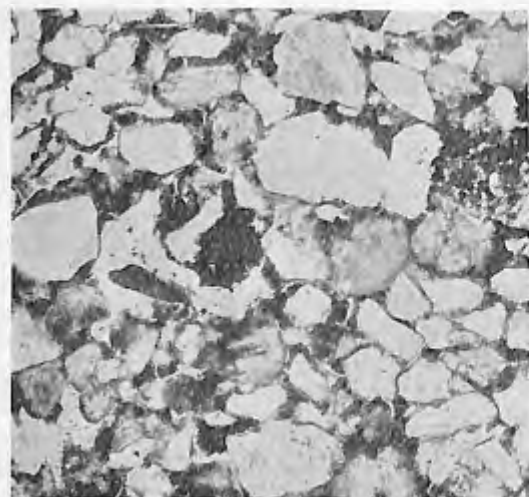


写真6 赤色砂土の組織
Phot. 6 Texture of sandy reddish soil.

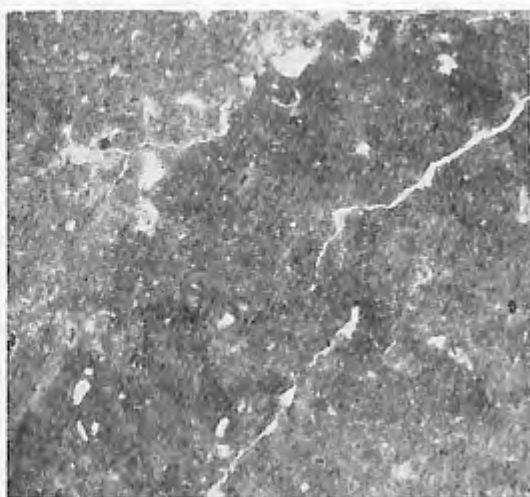


写真7 赤色粘土の組織
Phot. 7 Texture of clayey reddish soil.



写真8 第7図E付近の基底礫層
Phot. 8 The basal conglomerate at E (see Fig. 6).
(Right)



写真8 第7図F付近の基底礫層
Phot. 9 The basal conglomerate at F (see Fig. 6).
(down)



写真10 赤い礫の切口面
Phot. 10 The cut face of the
same pebble.



写真11 赤い石英粗面岩の礫
Phot. 11 A liparitic pebble
weathered redly.

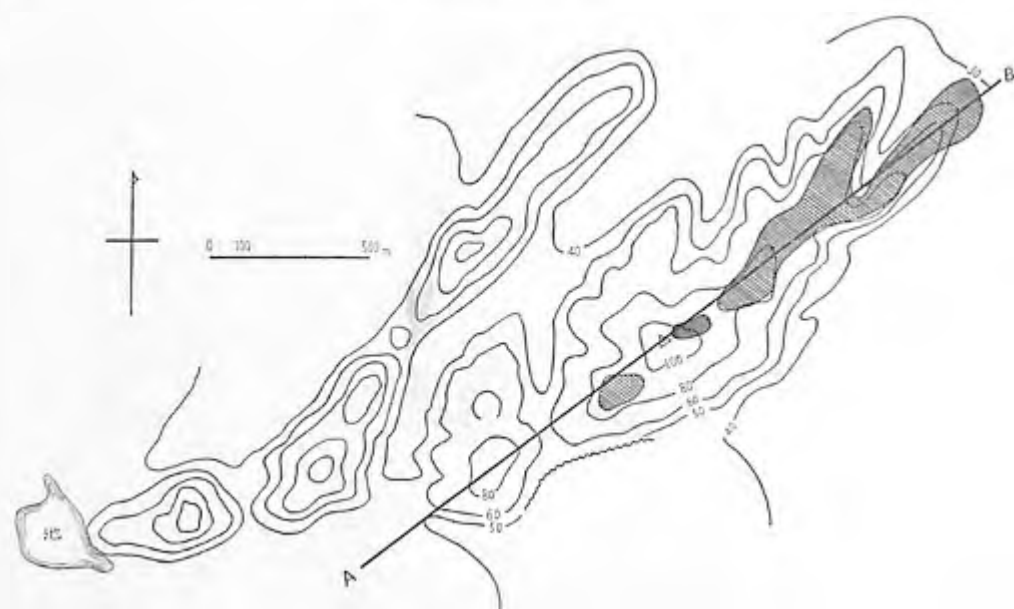


写真12 赤い砂岩の切口面
Phot. 12 A cut face of a redly
weathered pebble of sandstone
origin.

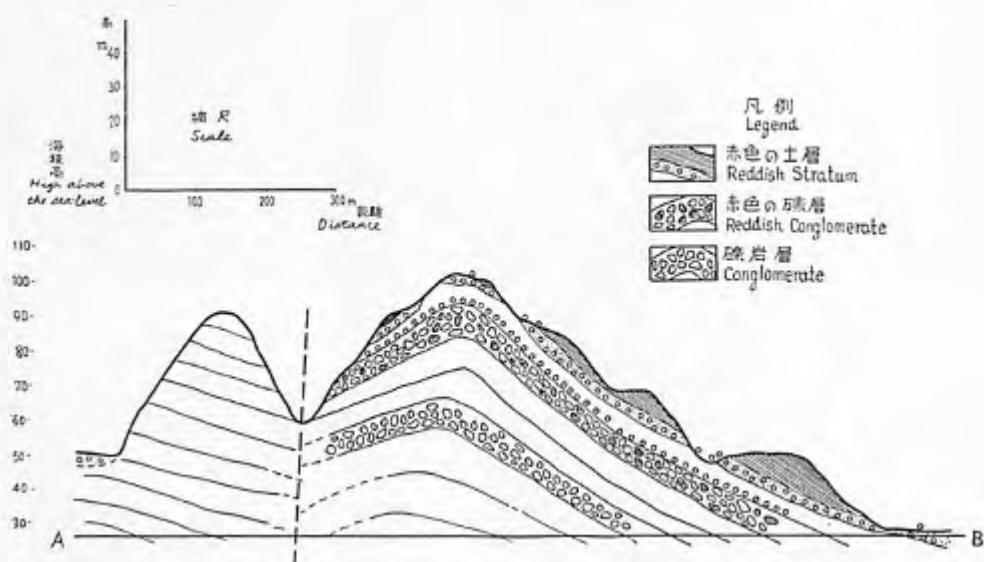
新潟県の新第三系は横山によれば¹⁾、最下部が頸城統(下部から釜淵頁岩、高柳凝灰岩、七谷、寺泊各層)、その上が中越統(下部から椎谷または東山層、牛首または西山層、白岩または灰爪層)、上部が魚沼統(下部に和南津層、上部に塚山層)で、その上部層は、人によつて洪積世とも準第三系ともいわれる、小国層、矢代田層、または安田層である。

これらの層のうちで、赤色の土層と関係の深いと思われる地層をとりあげると、新潟地方編纂地質図^{12), 13)}では、梨木、村松町南部、悠久山、十日町市南方、高田市東方、柏崎市東北方などの赤色化した土層を含む部分を矢代田層相当層とし、その他の地方の赤色化土層のあるところを魚沼統として、とりあつかっている。しかし、この地図は20万分の1の縮図でスケールが大きすぎて、細かい部分を正確に知るには困難である。

そこで、ほかの記載をみると、遠藤¹⁴⁾は村松盆地周辺の赤色化した土層を含む一連の層を魚沼統としている。また、石和田¹⁵⁾は五十公野山の砂質な赤色化土層を五十公野砂層とよび、この層は石英粗面岩体を不整合におおっていると述べている。そして、さらに、笹岡村小栗山(五十公野南方)付近では、同様の



第10図 愛宕山の赤色土壌分布図
Fig. 10 Distribution map of red soils in Atago hill (near Muramatsu).



第11図 愛宕山地質構造図
Fig. 11 Geological profile of Atago hill (near Muramatsu).

砂層は矢代田層相当層に不整合におおわれ、下部の西山層相当層と平行不整合に接することを指摘している。

筆者らの調査では、赤色化した土層は五十公野山付近では、石和川の報告のように、石英粗面岩体と西山層相当層を不整合におおっていることが認められた。また、瀬波山付近では七谷層相当層を、村松町南部では西山層相当層を、さらに、悠久山東部では東山層相当層を不整合におおっていることが認められた。十日町市南方では、淡色に赤色化した（橙色）土層が、北に傾いた単斜構造の最上位を占めている。

が、ここでは魚沼統下部と思われる砂岩と珪質礫岩の互層を不整合におおっている。

石和川は、さきに述べたように、五十公野砂層は矢代田層相当層に不整合におおわれていることを指摘しているが、筆者らは赤色化した土層が村松町南方でも矢代田層相当層によつて不整合におおわれている事実を認めた（Phot. 13 参照）。

矢代田付近の本来の矢代田層も調査したが、この付近には赤色化した土層がみあたらなかった。矢代田層は岩質が赤色化土層と同質ではあるが、固化的程度が著しく劣り、また、地塊運動の影響が稀薄であるなど、岩相が新しいので、赤色化土層よりは後期の堆積物のように考えられる。この層はまったく赤色化していない。

上記の資料からすれば、この地方の赤色化した土層の大部分は地層的な現われかたをしているのであるから、古い時代に生成された赤色土壌が堆積したものと考えられるのである。

ところが、北蒲原郡菅谷村と東蒲原郡豊実村の花崗岩地域の赤色な土は上記のものとまったく趣を異にしている。すなわち、ここでは、赤色の土は地層的な現われかたをせずに、岩体の表層部が赤色土壌に変化しているにすぎない。赤色土壌の生成はこれらを総合して考えなければならない。そこで、野外における観察と地質図から赤色土層と地層との関係を取りまとめてみると、第2表のようになる。



写真 13 矢代田層と赤色土壌との不整合関係 村松
Phot. 13 A reddish soil buried under the Yashiroda bed, at Muramatsu.

VII 赤色土壌の生成について

前章に述べた資料を基礎とすると、地層的な現われかたをする赤色化した土層は、魚沼統上部から矢代田層までの時代に、堆積したものと考えられるのが至当のようである。そして筆者らの調査資料だけから判断すれば、これらの赤色土壌の生成時代は鮮新世中期もしくはそれ以前の時代であるとは考えられない。なぜならばこれらの層の中に赤色化した土層を認めることができなかったからである。

それにしても、北蒲原郡菅谷村と東蒲原郡豊実村の花崗岩地域の赤色な土と、地層的な現われかたをする赤色土壌との関係を明らかにする必要がある。

筆者らはその一つの試みとして、調査地域の赤色土壌が生成もしくは堆積されたと思われる鮮新世後期と洪積世前期を中心として、魚沼統の堆積開始期、矢代田層の堆積開始および終了期の水陸分布図を画いて、赤色土壌の出現位置を対比してみた。第12図がそれである。

これをみると、魚沼統の堆積開始期には、菅谷村（1）と豊実村（2）の花崗岩の表層のものだけが陸上に残り、他の赤色土壌はすべて水中に没していることになる。矢代田層の堆積開始期の線をとつてみても

第2表 赤色な岩層の層位
Table 2. Stratigraphy of reddish rock formation.

地 区	地 況	赤 色 な 岩 層 の 層 位
瀬 波	低 い 丘 陵	七谷層を薄く被覆した矢代田層の下位層としての赤色の砂質層がある。
中 条	低 い 丘 陵	寺泊、七谷、椎谷層を被覆した矢代田層の下位層中に赤色の砂質、礫質層がレンズ状に挟在する。
菅 谷 山	山 脚 部 上 位	花崗岩体の一部に砂質な赤色部分が存在する。
五十公野山	丘 陵	七谷層、津川層を被覆した矢代田層下位層に赤色な粘土、砂質、礫質層が挟在する。
豊 実 山	早壮年期の陵部	花崗岩体の一部に砂質な赤色部分が存在する。
村 松	丘 陵	主に西山層を被覆した魚沼層上位層および灰爪層を被覆した矢代田層下位層に粘土あるいは砂質な層が、また部分的に礫質な赤色層が包蔵されている。
長 沢	丘 陵	著しく褶曲した魚沼層上位層および矢代田層下位層に赤色な砂質層が挟有されている。
長 岡	盆 地 東 縁 部	舟底形に褶曲した魚沼層の上位層および矢代田層下位層に赤色な粘土、砂質層として、また一部に礫層として包蔵されている。
十 日 町	丘 陵	ドーム構造状に褶曲した魚沼層の上位層および矢代田層下位層に部分的に粘土、砂質で赤色な層が挟在する。
柏 崎	早年期の山脚部	矢代田層下位層に赤色な層が包蔵されている。
柿 崎	早年期の山脚部	七谷および灰爪層を被覆した矢代田層下位層に赤色な層が包蔵されている。
高 田	丘 陵	主に寺泊層を被覆した魚沼層上位層に赤色な砂層が介在する。

ただ1箇所を除いてはすべて水中に没していることになる。魚沼統は、大まかには、海退現象にともなつて堆積した地層であるが、その上位層はむしろ海浸現象にともなつたもの、および、入江とか潟地形を呈したところに沈積したものであるから、この図から考えられることは、鮮新世後期から洪積世前期にかけて、侵蝕によつて赤色土壌が水中に供給されつつあつたということである。すなわち、調査地域内の大部分の赤色土壌は陸上で生成された赤色土壌の2次堆積物で、菅谷村(1)、と豊実村(2)のものは侵蝕されずに残つたものということである。この考えかたは菅谷村、豊実村の赤色な土の生成様式ともよく符合し、その他の赤色土壌が地層的な現われかたをする事実を矛盾なく説明するものである。

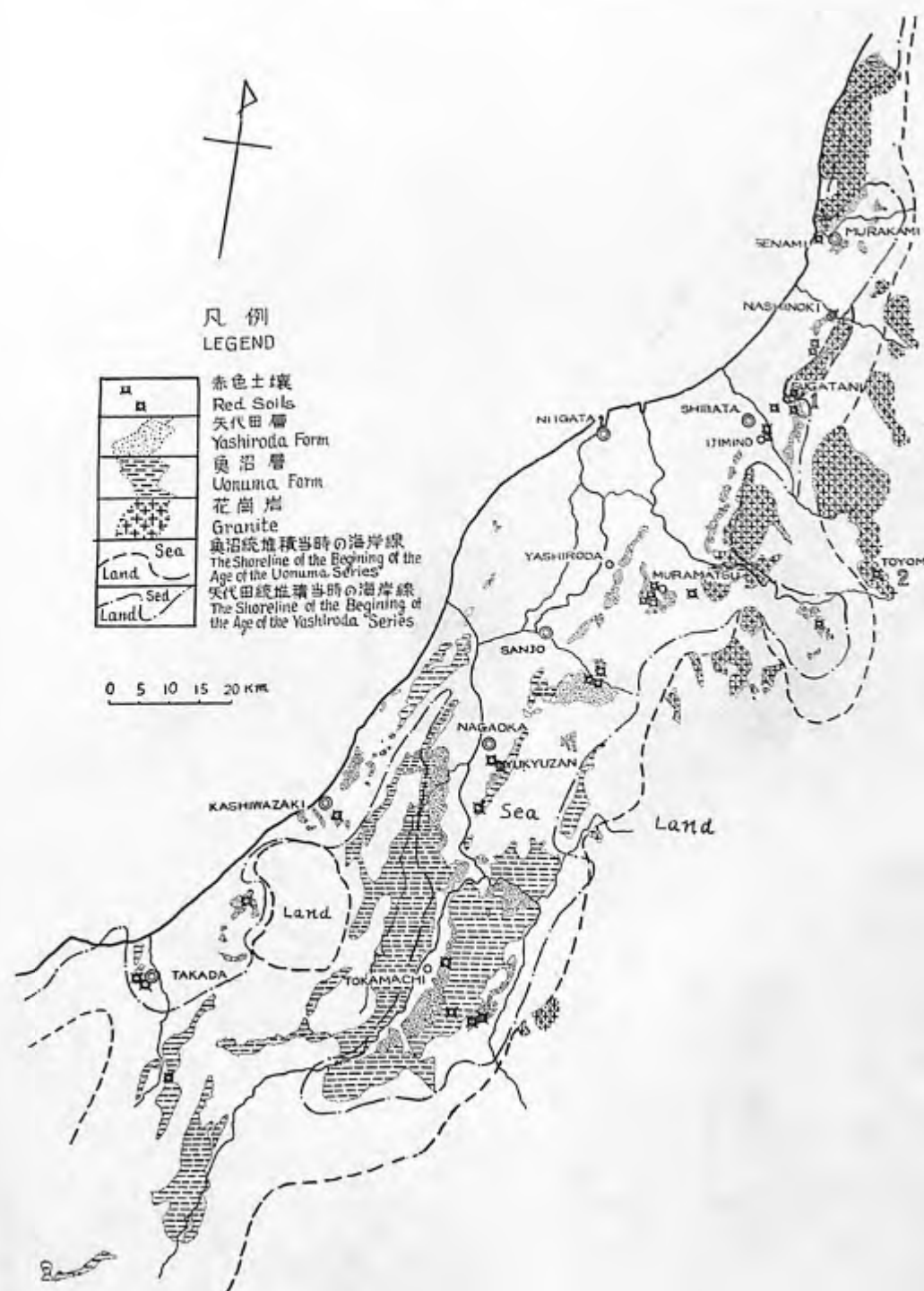
Ⅱ 古い赤色土壌の存在の可能性について

古い赤色土壌が日本に存在するという文献は、筆者らの狭い知見をもつてすれば、わずかに、S. A. WILDE の著書^{*)}に、日本のボドゾル化したラテライト化土壌は第3紀に生成された化石ラテライトに由来するものである、との意見をもつ土壌学者がある旨の記載が数行見うけられるにすぎない^{*)}。

東亜全図を通じてみると、E. C. MOHR の著書^{*)}に、ジャワ高地(1,300~1,500m)に存在する赤色土が第3紀末に生成された化石赤色土である、と報告されているし、また、J. THORP の著書に、北支那の黄土地域に、黄土(下部洪積世)におおわれた鮮新世に属する赤ローム^{*)}の存在することが記載されて

*1 詳細がわからないので、本書に引用された原著の入手を目下努力中である。

*2 J. THORP はこの赤ロームの生成について特別に意見を述べていないが、細部の記載をみると、埋没土ではないかと思われる。



第12図 古地理解析図

Fig. 12 The pre-geographically analysed map.

いる。J. THORP は、支那全域のラテライト性赤色土の生成に関して、テヤル、ヤング、ベイ等の旧鮮新統（鮮新世前期）に所属するという説を疑問視しながらも、きわめて古いものには間違いないと述べている²¹⁾。

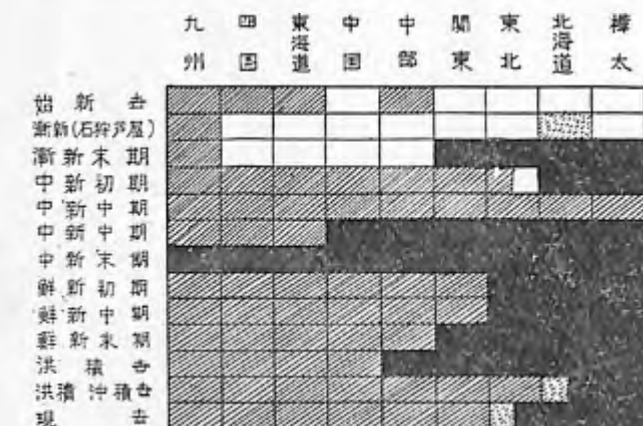
X 生成時代の環境（古気候）について

新潟地方での新第3系時代、ことに、この報文に最も関係が深いと考えられる鮮新世から洪積世にわたる間の古気候に関しては、直接、かつ、系統的な資料をみだすことができない。ただ、間接的に類推でき

きそうなものとしては、大塚の¹⁷⁾第13図および第3表¹⁸⁾に示すような資料と、三木の¹⁹⁾鮮新世以後の古気候表（第4表）がある。

両者はかならずしも一致しないが、鮮新世下部と洪積世上部において、本邦のかなりの部分が暖かつたであろうと推定される点では、ほぼ一致しているものと考えられる。

ところで、筆者らの研究によれば、赤色化した土層の堆積時代が鮮新世後期から洪積世前期と判定されるので、上記の両時代の暖い気候がこれらの土壌の生成に関与したものと



第13図 日本島及び樺太に於ける第3紀の寒暖両海流の影響を受けた化石動物群の分布
黒は寒流、斜線は暖流系、斜線は中間系（大塚原図）

とすると、一つのみかたでは、鮮新世初期および中期の暖い気候下で赤色の土壌生成が行われ、大部分のものが侵蝕によつて削られて再堆積したものと考えなければならない。もしそうだとすると、その後の造陸運動にしたがつて赤色土の侵蝕されたものが、この地方では少なくとも灰爪層および魚沼統下部、中部の地層にわたつて認められなければならない。ところが、現地ではこのような現象が認められないので、鮮新世初期および中期の気候が赤色土生成に関与したと考えることは難しい。

第3表

- | | | |
|----------------------------------|---|------|
| 1. 古い侵蝕面上に火山砕屑岩、火山岩の噴出堆積時代 | } | 頸城海進 |
| 2. 暖流系統の海の分布した時代（中新世中頃） | | |
| 3. 寒流系統の海の広がった時代、珪藻の豊富に分布した時代 | } | 中越海進 |
| 4. 寒流系統の海がさらに深くなった（中新世末） | | |
| 5. 寒流系統の海が浅くなり再び深さを増し始めた（鮮新世初期） | } | 魚沼海進 |
| 6. 寒流系統の海が陸棚海の特徴を示し始めた | | |
| 7. 海底の一部が乾陸となつた時代 | } | |
| 8. 陸上堆積から浅海底堆積へと移過したことがある（鮮新洪積世） | | |

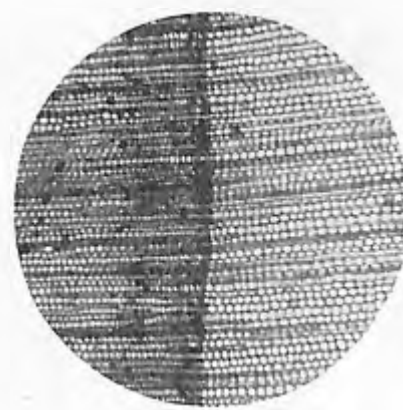


第4表 鮮新以後の古気候（三木原図）

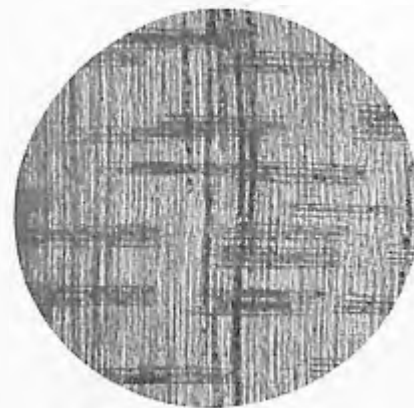
地質時代	地層名	気候	堆積状況	主なる遺体植物
現世	Aphananthe bed	温暖	淡水層	Aphananthe, Castanopsis, Mallotus, Cinnamomum
洪積層	上部 Sapium bed	暖	浅海層	Sapium Aleurites, Melia
	中部 Larix bed	寒冷	淡水層	Larix, Picea hondoensis, Pinus koraiensis
	Cryptomeria bed	温暖	淡水層	Cryptomeria, Sciadopitys, Chamaecyparis
	下部 Paliurus bed	暖	浅海層	Cupressus funebris, Paliurus, Sapium Juglans sieboldiana
鮮新世	上部 Metasequoia bed	温暖	淡水層 一部海咸層	Metasequoia, Picea Maximowiczii, Juglans cinerea
	下部 Pinus trifolia bed	暖	淡水層	Picea Koribai, Pinus trifolia, Hemitrapa, Carya, Nyssa



(a) スギ属の埋木（村松産）
(a) The lignite of *Cryptomeria* sp. located in the lower aluvium, at Muramatsu.



(b) (a) の横断面
(b) Transverse section of (a)



(c) (a) の径断面
(c) Radial section of (a)



(d) (a) の輪断面
(d) Tangential section of (a)



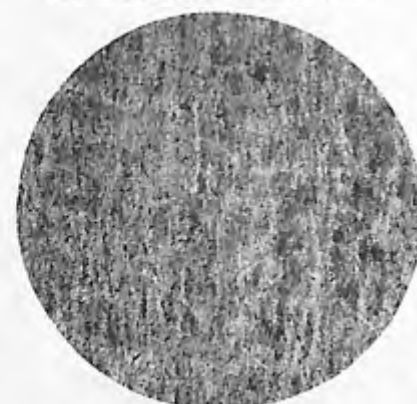
(a) トネリコ属の埋木
(a) The lignite of
Fraxinus sp.



(b) (a) の横断面
(b) Transverse section of (a)



(c) (a) の径断面
(c) Radial section of (a)



(d) (a) の軸断面
(d) Tangential section of (a)

写真 15

Phot. 15

もう一つのみかたは、洪積世末期の暖かい気候の影響であるが、これも、この地方では、赤色土層に引続いて堆積したとみられる洪積世前期あるいは中期に属するとされている矢代田層（この層は、前述のように、一部の地点で赤色土層と不整合関係にあることが認められる）の中部、上部の地層や古沖積層に赤色風化を受けた土壌の認められないこと、さらに、少数例ではあるが、筆者らによつて、村松町付近の古沖積層中から、スギ、コシノトネリコ等（写真 14 a, b, c, d, 15 a, b, c, d 参照）現生種と変らないものが検出されたことなどから、この時代の気候と赤色土の生成を結びつけることは困難である。

もしも赤色土の生成が気候に深い関係があるとすれば、筆者らの調査結果からすれば、解釈上に不明の点が多分に残されているが、鮮新世後期、または、洪積世初期が暖かい気候でなければならない。三木の報告は洪積世下部は暖かい気候としているし、また、鮮新世上部の温暖な気候を全面的に否定するものとも、かならずしも考えられない。筆者らには、これらの点に将来の研究の余地が残されているものと考えられるのである。

このように、調査地域の赤色土生成に関する古気候の資料が不足していることは、この地方の新第3紀の後期から洪積期前期にかけての各層序の時代決定が未確定であること、とともに、筆者らの研究を困難にしている。

しかしながら、本邦における記録を別にして、古いジャワ高地の化石赤色土の生成時代や¹⁰⁾、未確定ではあるが、支那のラテライト性赤色土、北支那の黄土におおわれた赤ロームの生成もしくは堆積の時代が、筆者らの調査地域の赤色土壌の生成もしくは堆積したと想定される時代に接近しているのは、きわめて興味深いことのように思われる。前途の困難は予想されるが、筆者らは、さらにこの研究を進める所存である。

総 括

日本の褐色森林土ないし弱ポドゾル化土壌が分布する地域に出現する赤色の土壌のうち、新潟県のものについて、その分布、と形態的性質を調べ、生成について検討を加えた。

1. 分布は丘陵性の低山部に限られているが、県下のほぼ全域にわたつて断片的に拡がっている。
2. 赤色化の程度は強弱2種類があるが、形態的な性質は日本のほかの地域にみられる赤色土と同様に、表層には有機物による汚染と退色が認められるが、赤色ポドゾル性土壌の形態は示さない。また、日本の森林土壌としてはやや乾性の要素が認められる。さらに、植生、ことに地表植物の生育が一般に悪く、土壌の表面は常に侵蝕の影響を受け、はなはだしい場合には植生とともに表層を欠いて禿地になっているところがしばしば見られる。
3. この赤色の土壌の生成に関与すると考えられる気候因子、すなわち、全年および結霜期間を除いた期間について、雨量係数、湿潤度、温度等を求め、この地方の気候的な特徴を検討するとともに現在まではかの人によつて赤色土生成条件を満たすといわれている指数と対比したが、全年の指数は条件を満たさず、また結霜期間を除いた気候条件は高温乾燥の傾向が窺われ、通年すればかなり乾湿両期にわかれる気候条件をもっているが、現実の赤色の土壌の現われかたとこの気候条件が合致しないので、この地方の現在の気候要素はこの土壌の生成に関与したとは考えられない。また気候要素と平行して植物群に少なくとも暖地性の要素が認められるかどうかを検討したが、暖地性植物分布とこの土壌分布との間には局地的にも関連性が認められず、むしろ植生の面では温帯を代表するブナ、スギの混生林またはそれに移行傾向が認められた。

4. 母材の選択風化に関しては、赤色の土壌と同一地域内の同一気候条件下、または種々の位置にある同質母材の風化型式を調べたが一定の傾向は認められず、大局的には選択風化が土壌群の相違をもたらしたと思われる現象は認められなかった。

5. 調査地域の赤色の土壌が特定の層序と密接に結びついていることを認めたので層位的な検討を行い、^{*1}（さらに、この資料をもとにして古地理解析を行つた結果）この赤色の土壌は地質時代に生成された古い赤色土であり、その生成あるいは堆積時代は鮮新世後期（魚沼統上部）ないし洪積世前期（矢代田層）までの間と判定した。また、^{*2}花崗岩地域の赤色の土壌とそのほかの赤色の土壌との関連性をつかむことができた。

6. この古い赤色土の生成に関係があると思われる新第3系の古気候について既往の資料と対比して検討を加えた結果、新潟地方そのものの資料からはスケールがやや荒く、生成を裏付ける結果は得られなかったが、近畿地方を中心とし、東海、北陸の資料をまとめた三木^{*3}による古気候表とは合致した結果が得られた。

*1 第12図参照。 *2 第1表参照。 *3 第4表参照。

文 献

- 1) 遠藤六郎：新潟県新井油田南部地形及び地質図（1939，昭．14）
- 2) 林 弥栄：——（未発表調査資料）
- 3) 石和田晴章：——（未発表調査資料）
- 4) 菅野一郎：日本の土壌型と N-S 係数雨量係数との関係，日土肥，20～22，（1949）
- 5) 目下部正雄：雨量係数及び N-S 係数より見たる気候的土壌，農学 2，（1948）p. 432～435
- 6) LANG, R.: Vermittlung u. Bodenbildung als Einführung i. d. Bodenkunde, (1920)
- 7) 横山次郎：日本地方地質誌 中部地方，朝倉（1950，昭．25）p. 175～190
- 8) MEYER, A.: Über einige Zusammen hänge zwischen Klima u. Boden in Europa.
Chemi der Erde 2. (1926) p. 209
- 9) 三木 茂：鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺体フロラに就て，鉱物と地質 2，（1947，昭．22）
p. 129
- 10) MOHR, E. C. (越後周造訳)：熱帯土壌 1，（1944，昭．19）p. 209
- 11) 村松七郎：秋田県海岸地帯植物分布と其の景観，青森博研時報 2，（1935，昭．10）p. 1～3
- 12) 新潟県：新潟地方編纂地質図，（1949，昭．24）
- 13) 新潟県：新潟地方編纂地質図，（1955，昭．30）
- 14) 大政正隆，宇佐美 衛，黒鳥 忠：新潟県中北部に分布する赤色の森林土壌について（第1報）
分布及び形態的特徴（講要），日土肥，22，（1951，昭．26）p. 74
- 15) 大政正隆：ブナ林土壌の研究，林野土壤調査報告 1，林業試験場（1951，昭．26）
- 16) 大田 弘：越中越後方面の植物目録（謄），（1948，昭．23）p. 1～121
- 17) 大塚弥之助：地質構造とその研究，明文堂（1952，昭．27）p. 56
- 18) 大塚弥之助： “ ” p. 83
- 19) SEKI, T.: Bodenkarte Grossjapans. Ernährung der Pflanzen. (1938) p. 34, 204
- 20) 森林立地談話会：土壤調査用色名帳，（1942，昭．17）
- 21) Stebutt: Lehrbuch der allgemein Bodenkunde, (1920)
- 22) 武田繁後：地下室に依る地温観測設備，森林治水氣象彙報 12，（1932，昭．7）p. 214
- 23) 田代善太郎：日本本土に於ける暖地性植物の分布考察，植物分類地理 307，（1944，昭．19）
- 24) THORP, J.: 支那土壤地理学（邦訳），岩波（1936，昭．11）p. 103～112
- 25) THORP, J.: “ ” p. 227
- 26) 東京天文台：理科年表，（1952，昭．27）
- 27) WILDE, S. A.: Forest soils and forest growth, (1946) p. 34, 44

Masataka OHMASA, Tadashi KUROTORI and Masashi KIDACHI

(Résumé)

7. As the results of the writers' investigation, these soils are found to be the relict soils formed in the age noted under Item 3 above.

森林土壌の吸水性に関する研究

大 政 正 隆⁽¹⁾
真 下 育 久⁽²⁾

は し が き

著者の一人はさきに、東北地方のブナ林土壌について報告⁹⁾したが、その中で、ある種の乾性土壌、すなわち、BA型、BB型、PDI型、PDII型およびPDIII型土壌の生成には土壌の水分履歴が強く影響することを想定した。そして、土壌の水分履歴に関する性質を表わす方法として、SCHOFIELD¹¹⁾の提唱した土壌水のpF曲線の履歴効果(hysteresis effect)を測定したところ、PDIII型およびBA型土壌では、これが極端に大きいことを知った。すなわち、一度乾燥すると、もとの水分状態に回復するのが非常に困難であつたのである。このことは、吸水性の実験によつても確かめられた。

本研究では、pF曲線、および、その履歴効果について報告する。

土壌水のpF値

SCHOFIELD¹¹⁾はBuckinghamの“capillary potential”の対数をpFと名づけて、この値で土壌の乾湿をあらわした。pF値を簡単に説明すると、土壌と水分とが結びついている力、いいかえると、土壌から水分を引き離すために要する力を水柱圧(単位cm)に換算したものの対数値である。pF値と気圧概数とを対比すると第1表のごとくである。

第 1 表 pF 値と気圧概数との関係

pF	1	2	3	4	5	6	7
水 柱 高 cm	10	10 ²	10 ³	10 ⁴	10 ⁵	10 ⁶	10 ⁷
気 圧 概 数 atm	10 ⁻²	10 ⁻¹	1	10	10 ²	10 ³	10 ⁴

pF 値 の 測 定

pF 0~7 全域にわたつて測定できる方法はない。種々の測定法が考えられているが、いずれも測定可能の範囲が限られている。本実験では次に述べる3法で測定を行い、各測定法の値をつなぎ合わせてpF曲線をつくつた。

1. 水 蒸 気 圧 法

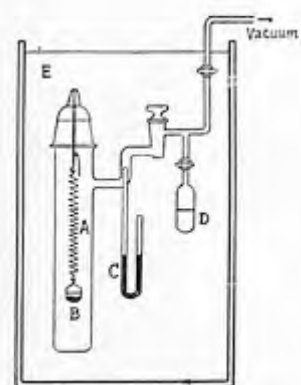
(1) 脱 水 過 程

土壌水の蒸気圧を測定する方法である。EDLIFSEN¹⁾の装置に準じた第1図のような装置を用いた。すなわち、EDLIFSENは特別に考案したglass wool cellの電気抵抗によつて蒸気圧を測定しているが、本実験では水銀マンノメーターを用いたのである。

第1図に示すように、恒温槽内に真空円筒を入れ、この内に石英スプリングAで皿Bを吊る。Bに

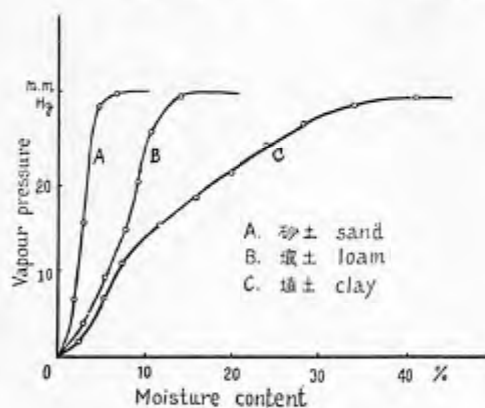
(1) 東京大学教授・前林業試験場長・農学博士

(2) 土壌調査部土壌調査科土壌調査室員



A 石英スプリング
Jolly balance spring
B 土壌試料 Sample
C 水銀マンノメーター
Manometer
D 水 Water
E 恒温水槽 Thermostat.

第1図 蒸気圧測定装置
Fig. 1 Apparatus used for measuring vapour pressure of soil.



第2図 蒸気圧曲線
Fig. 2 Aqueous vapour pressure curves in drying process.

$$pF = 6.51 + \log_{10} (2 - \log_{10} h)$$

ただし h: 相対湿度 (p/p_0), 温度 25°C

蒸気圧法で測定できる pF 値の範囲は、4~7 である。ここに、p が p_0 より 0.1 mm Hg 降下したとき (30°C にて) pF 値は 3.6 となる。もし、0.01 mm Hg の降下が正確に測定できれば、pF 値は 2.6 まで求められるが、このような飽和蒸気圧に接近した条件のもとで、土壌と水蒸気との平衡を求めるのは、はなはだ困難であり、測定値にも信を置き難いから、本実験では 0.1 mm Hg の測定を限度とした。

* 含水量はすべて、絶乾試料に対する水分の重量百分率であらわした。

湿った土壌試料 2~3 g を入れ、筒内を真空 (0.01 mm Hg 程度) にした後、水槽を 30°C 位の恒温に保ち、土壌水の蒸気圧が平衡状態に達してから、マンノメーター C を読取顕微鏡で 0.1 mm まで正確に読み取る。また、スプリング A の長さも同様に測定して、試料の重量を求める。次に、筒内の水蒸気を真空ポンプで排除して、土壌水の蒸気圧がふたたび平衡に達したとき、C の圧と A の長さを読み取る。以下この操作をくりかえして、土壌が全く蒸気圧を呈しなくなるまで続ける。

以上の測定で、土壌の含水量と蒸気圧との曲線をつくる。この曲線は土壌の粒径組成と密接な関係がある。第2図に埴土、壤土、砂土の蒸気圧曲線を示した。

第2図、曲線 A は砂土 (多摩川岸)、B は埴土 (試験場内表層土)、C は埴土 (試験場内下層土を前処理をしないで水に分散させ、室温で約3時間沈降させた後、上液を吸引濾過して集めて、粒径 0.003 mm 以下のもの) について測定した蒸気圧—含水量曲線である。3者の粒径組成のちがいが図によくあらわれている。最も粗い A は含水量 5% のとき、B は 14%、最も細かい C は 45% のとき、蒸気圧の降下が認められる。

土壌水の蒸気圧から pF 値を求めるには、次式が用いられる。

$$P = \frac{RT}{V} \ln \frac{p}{p_0}$$

$$pF = 3 + \log_{10} P$$

ただし P: 負圧 (単位、気圧) R: ガス恒数
T: 絶対温度 p_0 : 自由水の蒸気圧 (30°C で 31.8 mm Hg) p: 土壌水の蒸気圧 (測定値)

V: 水 1 mol の体積、 p/p_0 は相対湿度に相当する。

SCHOFIELD¹¹⁾ は上式を簡単にして次式のようにした。

この場合、温度も 30°C 付近で、±0.02°C 程度の恒温に保った。一般に、pF 4 以下の測定には蒸気圧法は使用しない。

pF 値の最高は 7 であり、これ以上の土壌水は実際にも考えられない。本実験では 0.01 mm Hg 程度の減圧排気を続け、試料が完全に減量しなくなった点を含水量 0 とし、pF 7 とした。

蒸気圧曲線、すなわち、pF 4 以上の pF 曲線は、土壌の粘土および膠質物等、ごく微細な部分に関係が深く、これらの含有量とその分布をよくあらわす。第2図の蒸気圧曲線からも、この傾向はうかがわれる。

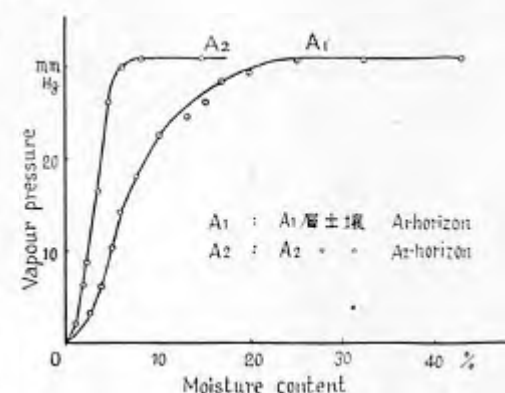
PURI¹⁰⁾ はさらにこの考えを進めて、次式を提案した。

$$pF = -\log D$$

D: 土壌の粒径 (単位 cm)

すなわち、pF 曲線を土壌の粒径の加算曲線 (summation curve) としてあつかったのである。PURI¹⁰⁾ は、また、'micro-pipette' 法で膠質粘土の粒径を 10^{-4} cm (pD=4) から $10^{-5.4}$ cm (pD 5.4) まで実測し、それ以下の粒径は外挿法を用いて、粒径の加算曲線をつくったが、これと pF 曲線とはよく一致していると述べている。現在行われている機械分析では、粒径の最小単位の粘土でも、0.002 mm であり、 10^{-4} cm (pD 4) 以下の膠質粘土を、なお細かく分けるのは困難なことであるから、蒸気圧曲線、あるいは pF 曲線から、推察する方が当を得ているかもしれない。

しかし、土壌には腐植などの有機物、あるいはこれら膠質物にともなつた塩基などがあり、これらの水分に対する力もかなり大きい。第3図に、八甲田山、黒森のブナ林にあらわれた PDM 型土壌 (Profile 1) の A₁ 層、および A₂ 層土の蒸気圧曲線を示す。第3表に示すように、両者の粘土含有量にはそれほど差はないが、蒸気圧曲線には著しい相違がある。すなわち、A₁ 層土では含水量 28% のとき、A₂ 層土では 8% のとき蒸気圧の降下が認められる。この相違は、おもに腐植含有量の相違によるものであるが、また A₂ 層は弱度に溶脱されていて、塩基類などもすくないことにもよると考えられる。

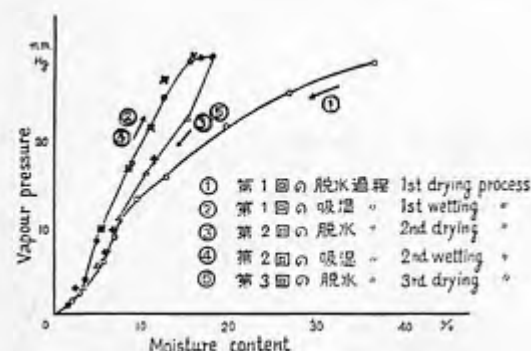


第3図 PDM 型土壌 (Profile 1) の蒸気圧曲線
Fig. 3 Aqueous vapour pressure curves of PDM-soil (Profile 1).

(2) 吸 湿 過 程

上述の蒸気圧曲線はいずれも湿った土壌の蒸気圧をはかり、乾いていく過程の蒸気圧の変化をあらわしたものである。乾いた土が水蒸気あるいは水を取り入れて湿っていく過程 (wetting process) は次のとおりである。

測定法は脱湿過程の最後のとき、第1図 D のコックを少し開いて水蒸気を筒内に入れる。D にはあらかじめ水を入れ、寒剤で冷し、真空にしておく。筒内に入つた水蒸気は土壌に吸着され、平衡に達したとき、前記同様に、土壌の含水量と蒸気圧を測定し、ふたたび D を開いて水蒸気を入れる。この操作をくりかえすのである。



第4図 脱水および吸湿過程のくりかえしと蒸気圧曲線

Fig. 4 Vapour pressure curves of a clay repeated drying and wetting.

目の吸湿曲線と第2回目の脱水曲線とで一つの 'hysteresis loop' をつくっている。

このことについては、CRONEY²¹⁾も London clay の pF 曲線について報告しており、また古くは van BEMMELEN¹⁵⁾が、シリカゲルの蒸気圧曲線について測定している。PUR¹⁰⁾もまた HAINES の言を多く引用して、履歴効果の認められない土壌はないと論じている。筆者らも、上記の供試土壌のほかに 20 以上の土壌について測定したが、吸湿(吸水)過程と脱水過程で曲線が異なり、常に脱水の場合の平衡含水量が多いことが認められた。

2. 隔膜吸引法

(1) 脱水過程

pF 0~3 の測定に隔膜吸引法を用いた。

SCHOFIELD¹⁴⁾はブフナー漏斗の底に濾紙を張り、微細泥を吸引して、濾紙上に 1mm 位の厚さに密着させた濾過膜上に試料をのせて吸引した。しかし、このような濾過材では長時間の減圧に耐えない。RICHARDS¹¹⁾ 12) はセロファンあるいは吸収板を用いた。いずれも丈夫で高圧にも耐えるが、水の透過が悪く、平衡含水量に達するまでに長時間を要する。このことは後に述べるように、吸水過程の測定に著しく不便である。本実験には、コロジオン膜を用いた。既報²¹⁾のように、コロジオン酢酸溶液に濾紙を浸し、引き上げて水中に入れ、水洗する。この膜は丈夫で、しかも透水性よく、また減圧してこわれたり、空気がもれたりするようなことがない。

前記蒸気圧法によつて測定される pF 4 以上の曲線は土壌中の粘土および腐植などの膠質物の含有量とその性質などを示すものであるが、本法による pF 3 以下の曲線は粒径と同時に、土壌の構造の特徴をあらわす。たとえば、団粒、構造、孔隙(毛管、非毛管孔隙)などに関係が深い。また、pF 3 以下の水は、特に地下水位の高いところでない限り、下方へ移動しうる水が大部分であるから、透水、滲透などの性質とも結びつく。BAVER¹⁾は pF 曲線のうち、pF 1.5~2 付近に認められる変曲点を境にして、これより低い pF 側の水分は非毛管水であると考え、この水分の多いほど、またこの変曲点の pF 側の低いほど、土壌の透水速度が速いと報告している。筆者らの一人もまた、pF 2.5 以下の曲線と土壌の孔隙および透水性について報告^{6) 7)}した。本報告では、これらの問題を省き、水分履歴および、水分吸収の問題を目的とする。

第4図に、脱水および吸湿過程の蒸気圧曲線の一例を示す。第2図にあげた粘土について両過程を測定したものである。

まず、最初に湿った試料の脱水過程を測定し、試料が完全に脱水された後、水蒸気を吸着させて吸湿過程を測定した。吸湿過程の最後、すなわち完全に水蒸気で飽和した試料について、第2回目の脱水過程を測定したところ、第1回目の脱水過程の異なる曲線を得た。さらに第2回目の吸湿過程を測定したが、これは第1回目の吸湿曲線と同一であり、第3回目の脱水曲線もまた第2回目の脱水曲線と同一の過程を経た。すなわち、第1回

(2) 吸水過程

気乾状態または、水蒸気中で湿らせて pF 5 位の土壌試料を吸水させて、吸水過程の測定を行った。履歴効果は、蒸気圧法による場合と同様に、吸引法で測定したすべての土壌に認められたが、この場合、供試土壌によつては、吸水平衡に達するまでに著しく長時間を要するもの、あるいは、全く吸水しないものがあった。これらの特殊な土壌は、主として、乾性土壌型の A 層土と A₀ 層である。この水分吸収に関する特異性は、後の項に述べる。

蒸気圧法と吸引法とで、ほぼ pF 0~7 全域の測定を行つたが、pF 3~4 の測定ができない、この間の測定には遠心力法を用いた。ただし、遠心力法では吸水過程の測定はできない。

3. 遠心力法

この方法は遠心力で土壌から水分を離脱させ、残留する水分量を測定するもので、古くから BRIGGS²²⁾の水分当量として知られている。筆者の採用した測定法を略記すると、まず、底に細孔をあけた金属製円筒の底に濾紙をおき、その上に、充分湿めさせた試料約 30g をつめる。この場合、軽くつめても、遠心力で一定の硬さにつまる。この円筒を遠心分離器の外筒に入れ、任意の回転数で回転する。遠心分離が終了したら、試料の含水量を測定するのである。遠心時間は普通 20 分位で平衡に達する。使用した遠心分離器の回転半径は 13cm、回転数は 4000~5000 回転(毎分)である。

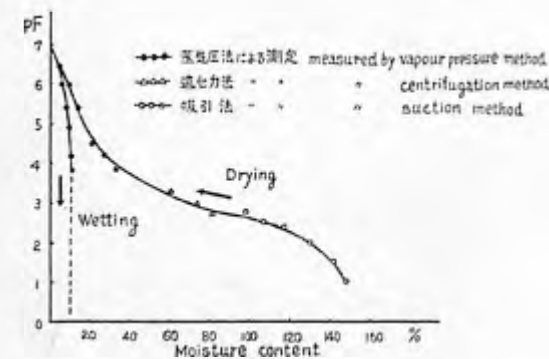
遠心力法による測定範囲は pF 2.8~3.5 であるが、この方法では、遠心力にともなつて試料をつめる力(packing force)が働くから、粘土、あるいは構造の発達した、孔隙の多い土壌では特に低い値を得る。一般に pF 3 以下の測定には向かない。第3表に示した供試土壌の水分当量はこの方法で測定した。すなわち、重力の 1000 倍の遠心力で水分を離脱させたときの含水量である。これは pF 3 に相当すると考えられる。

pF 曲線の履歴効果

以上の測定法により、pF 3~4 の吸水過程の測定はできなかつたが、筆者らは、10数種の土壌について pF 曲線をつくつた。これらの曲線には、いずれも明瞭な履歴効果が認められた。既報²⁾のように、試験場内苗畑(目黒)の表土の履歴効果は SCHOFIELD¹⁴⁾の報告したものとよく類似している。また、普通の土壌では、大体、これと同様の結果を得た。しかし、ある種の森林土壌では、特に表土の吸水過程の曲線に著しい相違が認められた。

第5図は BA 型土壌(Profile 2)の A₁ 層土の pF 曲線である。既報²⁾の PdIII 型土壌の A₁ 層土と全く同様な履歴効果を示している。すなわち、これらの森林土の履歴効果は極端に大きいのである。このような土壌は、一時的な乾燥にせよ、乾くと、もとの水分状態に回復しにくい。また回復するにはきわめて長時間を要する。筆者の一人が乾性とした土壌にこのような特性が認められるのは興味深いことである。なお、第5図の吸水過程の曲線の pF 4 以下を点線であらわしたのは、pF 4~3 の間が測定不能であり、pF 3 以下(吸引法)の測定は、土壌の吸水性がはなはだ悪いので、吸水量がほとんど 0 とみなされたためである。吸水性の極端に悪い土壌、すなわち、乾燥すると水分を回復するのが非常に困難な土壌では、吸水平衡曲線をつくることに無理がある。EDLIFSEN²³⁾も指摘しているように、吸水平衡に達するまでの時間的「遅れ」と履歴効果とを混同してはならないが、このような土壌では両者を区別すること

* 林土調査報告, 1, 1951, 208 頁, 第 21 図。



第5図 BA型土壌 (Profile 2) A 層土の履歴効果

Fig. 5 Hysteresis effect of the A-horizon of BA-soil (Profile 2).

第2表 土壌の化学的性質

Table 2. Some chemical properties of the soils.

断面番号 Profile No.	土壌型 Type of soil	所在地 Locality	層位 Horizon	深さ Depth	pH	置換酸度 Exch. acidity	置換性石灰 Exch. Ca	炭素 C	灼熱損失 Ignition loss	水分当量 Moisture equivalent
				cm		y ₁	m. e.	%	%	%
1	PDIII	谷地国有林 黒森	A ₁	8~15	4.0	52.1	1.3	24.6	53.4	66
			A ₂	15~20	4.3	24.6	0.2	6.8	17.5	38
2	BA	黄瀬山 国有林	H	7~10	4.0	46.9	2.7	27.2	58.3	69
			A	10~15	3.8	42.6	0.7	11.7	27.1	58
			B ₁	15~22	4.5	20.6	0.3	5.7	15.9	38
			B ₂	22~40	5.0	4.0	0.3	2.5	9.4	39
3	PWI	荒川国有林 酸ヶ湯	A ₁	4~12	4.3	37.0	1.2	19.0	42.3	58
			A ₂ -(B)	12~16	4.6	22.9	0.6	10.6	23.6	
			A'	18~28	4.8	17.2	0.3	15.7	34.9	55
			A' ₂ -G	28~40	5.0	13.5	0.25	13.0	29.3	
4	PWI ~ PDIII	谷地国有林 猿倉	A ₁	5~10	4.3	29.8	0.85	15.0	32.3	56
			A'	20~30	4.9	22.7	0.5	12.8	28.3	53
5	BD	十和田村 葛岡国有林	A	6~12	4.5	21.5	0.85	9.0	23.1	44
			B	15~25	5.2	3.9	0.5	5.0	14.5	35
6	BE (PWII)	同上	A ₁	2~6	4.3	20.4	5.5	14.1	33.7	46
			A ₂ -(B)	10~20	5.0	11.3	1.6	7.3	20.6	37
7	BF	同上	A	5~10	4.9	11.6	3.6	5.2	18.7	35
			B	10~20	5.4	6.2	1.8	3.5	14.0	—
8	BB	山形県最上郡 安楽城国有林	A	7~12	4.0	102.4	0.6	13.9	—	—
			B	15~20	4.6	45.7	0.3	6.1	18.6	—
9	Bc	同上	A	2~10	4.3	74.7	1.4	7.9	25.2	50
			B	20~30	4.9	75.7	0.6	3.8	15.2	40

Exch. Ca (置換性石灰) は N-KCl により浸出した。浸出条件は置換酸度の定量的場合と同様。炭素の定量は Tiurin 法による。

が実際上不可能である。そこで筆者らは、土壌が乾いたとき、水分回復の難易をあらわすために、土壌の吸水速度を測定する実験を行った。

それを次に述べる。

供試土壌の諸性質

供試土壌の化学的性質、および機械的組成を第2表、および第3表に示す。

火山灰土の機械的組成については、従来の分散法で分析することに疑義があるが、十和田、八甲田で採集した試料は、他の火山灰土に見られるよ

第3表 土壌の機械的組成

Table 3. Mechanical composition of the soils.

断面番号 Profile No.	土壌型 Type of soil	層位 Horizon	母材 Parent material	粘土 Clay	微砂 Silt	細砂 Fine sand	粗砂 Coarse sand	土性 Texture
1	PDIII	A ₁	火山灰 Volcanic ash	9.5%	19.6%	14.4%	4.2%	CL
		A ₂		8.3	31.7	28.4	14.1	L
2	BA	H		9.3	18.2	14.1	5.7	CL
		A	Volcanic ash	8.9	26.0	28.5	15.1	L
		B ₁		7.7	23.4	37.1	21.9	L
		B ₂		5.8	8.9	37.4	20.7	SL
3	PWI	A ₁	Volcanic ash	10.4	28.4	20.8	2.4	CL
		A ₂ -(B)		8.4	30.7	33.6	6.2	L
		A'		18.5	22.7	20.3	7.5	CL
		A' ₂ -G		17.5	27.5	19.2	9.5	CL
4	PWI~PDIII	A ₁	Volcanic ash	12.1	28.2	27.1	10.2	CL
		A'		17.9	29.1	24.3	8.8	CL
5	BD (PWII)	A	Volcanic ash	13.7	14.3	29.4	16.0	CL
		B		7.4	24.3	23.6	35.2	L
6	BE	A ₁	Volcanic ash	10.2	22.5	21.8	14.3	L
		A ₂ -(B)		9.0	26.2	26.9	17.8	L
7	BF	A	Volcanic ash	25.3	28.1	22.1	12.3	IC
		B		10.2	13.8	17.0	47.5	SL
8	Bb	A	凝灰質頁岩 Tufaceous shale	34.9	32.5	7.8	1.2	hC
		B		43.7	33.1	9.8	1.8	hC
9	Bc	A	Tufaceous shale	22.1	24.6	17.4	21.4	IC
		B		41.4	24.9	19.0	7.9	hC

機械分析はピペット法による。また、土性表示は国際法による。

IC: light clay (軽粘土) hC: heavy clay (重粘土)

うな、分散した粘土が、直ちに、flocculationをおこしたりして、すみやかに沈降するような現象はなく、NaOH溶液で充分、分散できた。

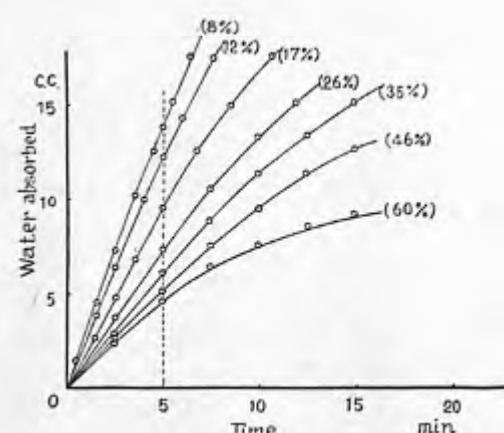
第4表に示した数字は、乾燥試料に対する%である。

土壌の吸水性

土壌がしめつていく速さ(吸水速度)を次のようにして測定した。

pF 値測定に用いた吸引法の装置^{2) 6)} から、減圧装置、および U 字管圧力計を除き、隔膜上に試料を 1 cm ぐらいの厚さにおき、土壌が水を吸収する速度を測定した。すなわち、pF 0 の吸水平衡の測定と同様で、この場合の吸水量と時間との関係を求めたのである。

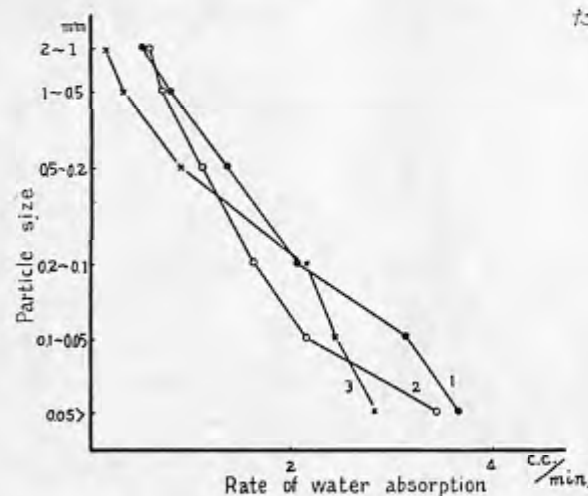
かかる実験に用いる隔膜は、pF 値測定のとときと異なり、耐圧性はほとんど問題にならないが、透水性



() 内の数字は最初の含水量
Initial moisture content of the soil were shown in parentheses.

第6図 Br型土壌 A層土 (Profile 7) の吸水速度

Fig. 6 Velocities of the water absorption of Br-soil (Profile 7) at different moisture content.



第7図 吸水速度と粒径との関係

Fig. 7 Rate of water absorption related to particle size.

Soil No.	Locality	Horizon	Parent material
1	岩手山麓, 若林	A ₂	Volcanic ash
2	同上, 大更	B	Volcanic ash
3	津軽半島, 小田川山	B	Tufaceous shale

件のもとに行われているために、吸水速度がある程度まで毛管力 (capillary tension, または potential) に比例し、細い毛管ほど、水分吸収が速いと考えられる。

がよく、しかも一定のもでなければならない。そこで、この実験では、前記のコロイド紙の薄いもので、水圧 30 cm のとき 1 分間に、水を 3 cc 透過するものを用いた。

第6図に、土壌の吸水量一時間の曲線の一例を示す。この場合の供試土壌 (Profile 7, Br 型土壌の A 層土) は、後で述べるように、吸水性の良好なものである。

図中の各曲線とも、土壌が吸水し、飽水量に近づくにしたがつて、吸水量は漸減し、吸水平衡に達すると 0 になるが、最初の 5 分間をとると、吸水量と時間の関係が直線的で、しかも、最初の含水量によつて、吸水量一時間の関係が明らかに異なることが認められる。そこで筆者らは、土壌が吸水を始めてから 5 分間の平均吸水速度 (初速度) を、この土壌の吸水速度として、次の実験を行った。

粒径と吸水速度

風乾状態の土壌試料を篩別して、各粒径ごとに前記の吸水速度を測定し、第7図に示した。試料はいずれもあまり腐植を含まない下層土で、十分に粉碎して篩別し、実験に供した。図によれば、明らかに、粒径の細い部分ほど吸水速度は速いことになる。

土壌中に、水が毛管運動をする場合には、粘土含有量の多い土壌ほど、毛管上昇は高いが、しめつてゆく速さは遅いとされている。そして、この運動に拡散理論が用いられたりする。DON KIRKHAM¹⁾ 等も最近、一つの test をおこない、これを実証しているが、本吸水実験とは、条件が違っている。筆者らの吸水実験は、土壌が水を吸収する際の体積の膨脹、あるいは、毛管孔隙に水が満されるとき、追いだされる空気の排除などが自由な条件のもとに行われているために、吸水速度がある程度まで毛管力 (capillary tension, または potential) に比例し、細い毛管ほど、水分吸収が速いと考えられる。

土壌の含水量と吸水速度

すでに述べたように、第6図の各曲線は、同一土壌で、最初の含水量の異なつたものである。図のように、土壌は乾いているときと、しめつたときとは、吸水速度が異なるものである。普通に解釈すれば、かかる現象は土壌の吸水の原動力である 'capillary potential' が含水量の増加によつて減少するからであるということになるが、しかし、前述した pF 曲線の履歴効果が極端に大きな土壌では、この含水量と吸水速度との関係が、まったく逆になるのである。既報²⁾の Pdm 型土壌の A 層土³⁾ および Bd 型土壌の A₁ 層土⁴⁾ の吸水曲線を見れば明らかなように、両土壌とも乾燥しているときの吸水速度は、はなはだ遅く、ややしめつたとき最も速く、これよりしめるにしたがつて、速度は少しずつ遅くなつていく。

このように、含水量と吸水速度との関係は土壌によつて異なるから、土壌の吸水性を論じるには、含水量—吸水速度曲線を用いるのが、一つの方法であると考えられる。

種々の土壌型の森林土について、この曲線を測定したところ、土壌型、層位などに特に関係が深いと思われるものがあつた。

これから、各土壌型の土壌について、この曲線を示すことにする。

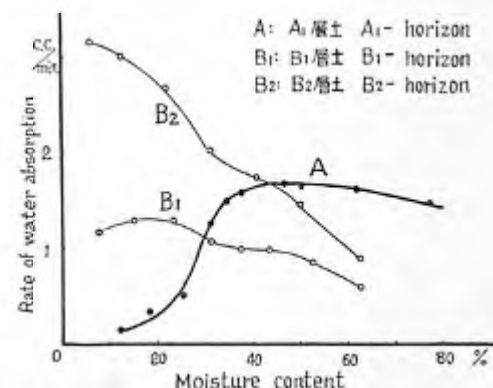
各土壌型土壌の吸水性

主として、青森県・八甲田山の森林に分布する各土壌型の土壌について、前記の吸水性 (含水量—吸水速度曲線) を測定した。この実験では、土壌を約 30 g ずつ、8~10 個とり、おのおのの含水量を変えて、pF 5.5 (風乾状態) から pF 2.5 ぐらいまでの段階をつくつた。そして、風乾調整土を用いる場合は、相当量の水を加えてよく混和し、試料が水分的に均一な状態にした。このようにして、任意に含水量をかえた試料の吸水速度を測り、一つの曲線にのせた。

(1) BA 型土壌の吸水性

供試土壌 (Profile 2) の採集地は、青森県上北郡十和田村奥瀬字黄瀬山国有林⁵⁾。黄瀬山台地の西南斜面。海拔 450 m である。BA 型の代表的な土壌で、わずかにボドゾル化が認められたものである。第8図は、この土壌の含水量—吸水速度曲線を示したものであるが、A 層土は含水量 40% 以下に乾燥すると吸水性著しく悪くなる。このために、吸水過程の pF 値測定の際には、隔膜下の負圧を受けている水を吸収することができず、吸水平衡の測定が実際上不可能であつた。したがつて、第5図に示されたような極端な履歴効果をあらわす結果となつた。

下層土ではこの傾向が少なくなる。すなわち、

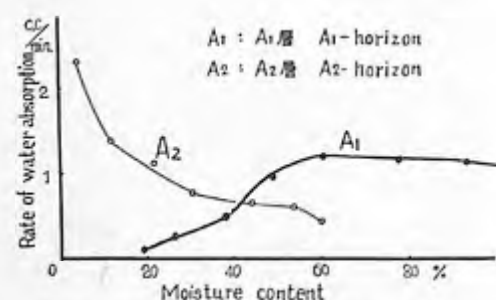


第8図 BA型土壌 (Profile 2) の吸水性
Fig. 8 Rate of water absorption of BA-soil (Profile 2) at different moisture content.

⁵⁾ 林土調報, 1 209 頁, 第 23 図。

⁶⁾ " " 第 24 図。

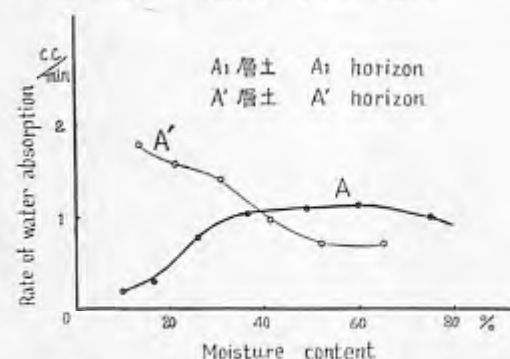
⁷⁾ 林土調報, 1 22 頁 Profile 19 の付近。



第9図 PD I~PD II 型土壤の吸水性
Fig. 9 Rate of water absorption of PD I~PD II soil at different moisture content.

(3) PD III 型土壤の吸水性

供試土壤 (Profile 1) の採集地は、前記 PD I~PD II 型土壤と同様、谷地国有林の黒森である。この土壤の吸水性は、既報^{*)1}のように、前記 BA 型、PD I~PD II 型土壤とまったく同じである。すなわち、A₁ 層土の吸水は、乾燥時にきわめて悪い。



第10図 PW I 型土壤 (Profile 3) の吸水性
Fig. 10 Rate of water absorption of PW I soil (Profile 3) at different moisture content.

PD II 型土壤と同様、谷地国有林^{*)2}で、高田大岳の南東麓、海拔 860 m の平坦地である。採集地の付近は泥炭地の退化したものと思われる。

第 11 図はこの土壤の含水量—吸水速度曲線である。図の示すように、A₁ 層土の、乾燥時における吸水性は、いままで述べた土壤ほど悪くはない。なお、この土壤断面にも、火山 (灰) 砂層の下に、黒色の A' 層が明瞭にみとめられるが、この A' 層土も、前記 PW I 型土壤の場合と同様に吸水性は良好である。

(6) BD 型土壤の吸水性

供試土壤 (Profile 5) の採集地は、青森県上北郡十和田村大字奥瀬字葛岡国有林。海拔 600 m。台地の端。東北緩斜面である。第 12 図をみると、A 層土の吸水性が、乾燥時にやや乏しくはなっているが、し

B₁ 層土は、鉄、腐植等の集積が多少見られるものであるが、乾燥時の吸水性は A 層土よりはすこしよい。B₂ 層土になると、吸水性がはなはだよくなる。

(2) PD I~PD II 型土壤の吸水性

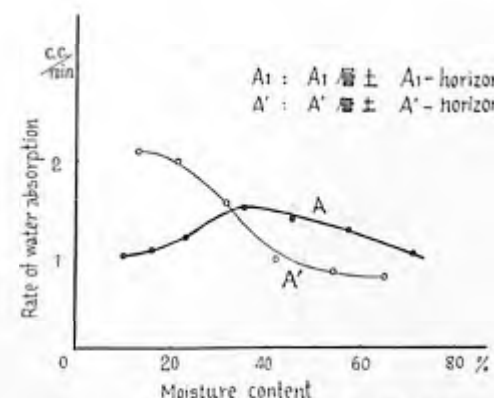
供試土壤の採集地は、青森県上北郡十和田村大字法量字谷地国有林。海拔 720 m である。この土壤も、BA 型土壤と同様に、A₁ 層土は、乾燥時の吸水性は悪い。しかし、A₂ 層土の吸水性はよい。A₂ 層土は溶脱され、灰白になったものである。

(4) PW I 型土壤の吸水性

供試土壤 (Profile 3) の採集地は、青森県東津軽郡荒川村荒川国有林^{*)2}。八甲田大岳の南西麓、海拔 1000 m の平坦な台地である。この土壤の含水量—吸水速度曲線は、第 10 図に示すとおりで、A₁ 層土の吸水性はよくない。また、この土壤では、A₂~B₁ 層の下に、火山灰が 4~5 cm 位層状に堆積し、その下に、火山灰の堆積する以前の A₁ 層と思われる A' 層がある。この A' 層土の吸水性は、第 10 図でみられるとおり、良好である。

(5) PD III~PW I 型土壤の吸水性

供試土壤 (Profile 4) の採集地は、前記 PD I~



第11図 PD III~PW I 型土壤 (Profile 4) の吸水性
Fig. 11 Rate of water absorption of PD III~PW I soil at different moisture content.

かし、既報^{*)1}の BD 型土壤よりも良好である。

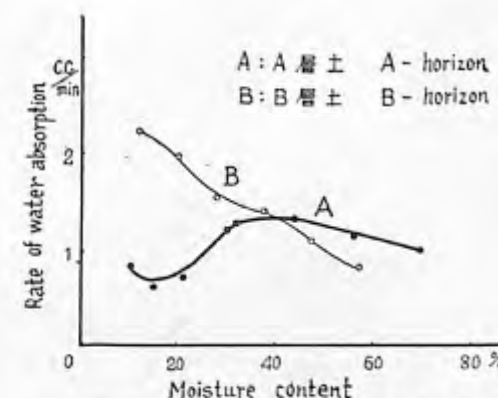
BD 型土壤の水分状態は、褐色森林土群中で、BA 型、BB 型土壤などの乾性のものと、BE 型、BF 型土壤などの湿性のものとの中にあると考えられるが、ここに示した吸水性もまた、両者の中間といえる。既報の黒森^{*)1}の BD 型土壤の場合は、海拔がかなり高く、もうすこし乾燥あるいは、寒冷などの条件が変われば、ポドゾル化を受けるとされる位置におかれている。このため、吸水性もまた、PD III 型土壤に近いのであると考えられる。B 層土の吸水性は良い。

(7) BE 型 (PW II 型) 土壤の吸水性

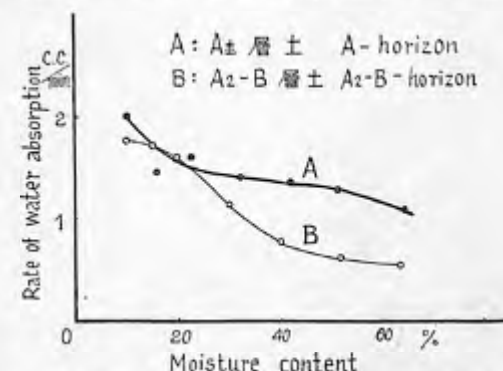
この土壤の採集地は、葛岡国有林、上記 BD 型土壤 (Profile 5) の分布していた台地の中央、海拔 600 m の平坦地である。この台地は西北方に向つてしだいに高くなっている。台地の中央は湿潤で、BE 型、BF 型土壤が分布するが、これらの土壤は 600 m~700 m 以上になると、PW II 型に移行している。第 13 図の示すとおり、この土壤の A₁ 層土の吸水性は乾燥時でも良好である。なお、この吸水曲線は、含水量 20% 前後のとき、吸水速度が急に低くなり、ばらつくので、曲線にのせにくい。この原因はわからないが、上記 BD 型土壤 (Profile 5) にも、多少、この傾向がみられる。しかし、後に述べる山形県安楽城の BE 型土壤には、このようなことはまったくみられない。この土壤もやはり、下層土の吸水性は良い。

(8) BF 型土壤の吸水性

供試土壤^{*)2} (Profile 7) の採集地は、葛岡国有林。前記の台地の下、東北緩斜面、海拔 490 m である。



第12図 BD 型土壤 (Profile 5) の吸水性
Fig. 12 Rate of water absorption of BD soil (Profile 5) at different moisture content.



第13図 BE 型土壤 (Profile 6) の吸水性
Fig. 13 Rate of water absorption of BE soil (Profile 6) at different moisture content.

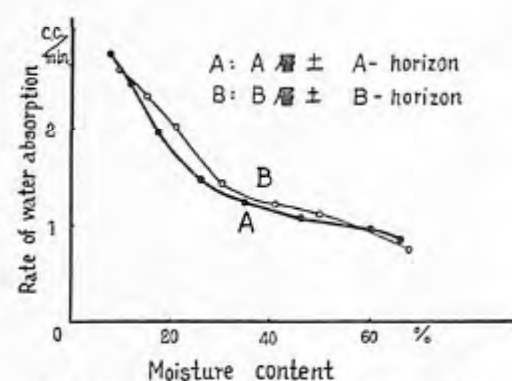
^{*)1} 林土調報 1, 210 頁, 第 25 図

^{*)2} 林土調報 1, 85 頁, Profile 28 の付近。

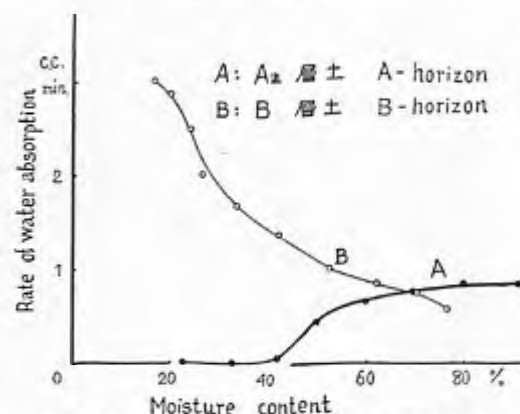
^{*)3} 林土調報 1, 73 頁, Profile 27。

^{*)1} 林土調報 1, 210 頁, 第 25 図。この BD 型土壤は PD III 型土壤 (Profile 1) に隣接している。

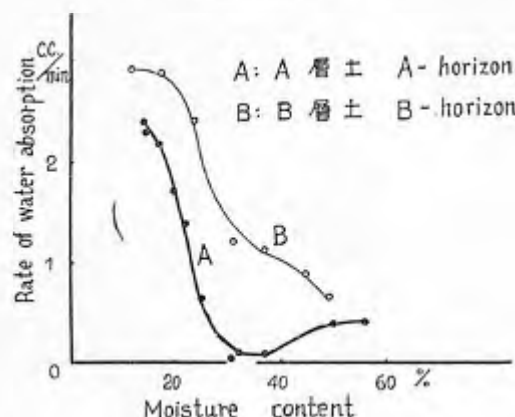
^{*)2} 林土調報 1, 59 頁, Profile 15。



第14図 Br型土壌 (Profile 7) の吸水性
Fig. 14 Rate of water absorption of Br-soil (Profile 7) at different moisture content.



第15図 BB型土壌 (Profile 8) の吸水性
Fig. 15 Rate of water absorption of BB-soil (Profile 8) at different moisture content.



第16図 Bc型土壌 (Profile 9) の吸水性
Fig. 16 Rate of water absorption of Bc-soil (Profile 9) at different moisture content.

第14図はこの土壌の含水量—吸水速度曲線であるが、A層土、B層土ともに吸水性ははなはだ良好であり、また両層土の曲線はほとんど同一である。

以上、八甲田および、十和田の森林に分布する各型土壌の吸水性について述べたが、このほかの土壌型、すなわち、BB型土壌、BC型土壌はこの地域では得られなかつたので、これらについては、山形県下で採集した試料を使つて吸水性を測定した。次にそれを述べる。

(9) BB型土壌の吸水性

この土壌 (Profile 8) の採集地は山形県最上郡、安楽城経営区 54 林班で、地形的位置は南東向斜面の肩に当る。

この土壌の吸水速度曲線を第15図に示した。A層の吸水性は悪く、B層土の吸水性は良い。

採集地付近の植生は次に示すとおりである。

植生

高木階：ブナ (a)、ホホ (r)

亜高木階：ホホ (r)、ヤマモミジ (f)、ブナ (r)

低木階：ムシカリ (a)、ヤマモミジ (a)、ブナ (r)、ウワミズザクラ (o)、エゾユズリハ (lf)、ゴンゼツ (r)、アキシバ (f)、リョウブ (o)、ヒメアオキ (r)、ハウチワカエデ (a)、クロモジ (f)

草本階：ササ (lo)、ヤブコウジ (lf)、ツルアリドウシ (f)、カンスゲ (f)、ツタウルシ (r)、コゼンタチバナ (r)、イタチシダ (r)

(10) Bc型土壌の吸水性

試料 (Profile 9) の採集地は、安楽城経営区 78 林班、傾斜 20°、方位 SW である。植生は、コナラ、ミズナラを主とした二次生林で、隣接地は黒色土が分布し、草地となつている。

この土壌の含水量—吸水速度曲線を第16図に示したが、A層土の吸水性は、八甲田山で得た、ほかの型の土壌と異なり、乾燥時の吸水は速いが、ややしめつた状態 (含水量 40% ぐらい) のときに、はなはだ遅くなり、含水量 50% 以上にしめつたとき

には、またすこし速くなる。

このような傾向が Bc 型土壌の特徴であるかどうかはわからないが、これに近い性質を示すものが、ほかで採集した Bc 型土壌にもみうけられた。

植生

高木階：コナラ (a)、ミズナラ (a) 約 35 年生

亜高木階：コナラ (a)、ミズナラ (a)

低木階：ミズナラ (a)、コナラ (f)、ヤマウルシ

(f)、ウワミズザクラ (f)、クロモジ (f)、イタ

ヤカエデ (o)、マユミ (o)、ミネカエデ (r)

草本階：ササ (a)、クリ (f)、ムシカリ (f)、ホホ (r)、トリアシシヨウマ (o)

(11) Be型土壌の吸水性

この土壌の採集地は安楽城経営区 54 林班、上記 BB 型土壌の隣接地である。第17図にこの土壌の吸水速度曲線を示した。第13図に示した、寛国有林の Be 型 (Pwn 型) 土壌 (Profile 5) の A 層土の曲線にみられた不規則性、すなわち、含水量 20% 位るとき、吸水速度の値がばらつくことは、この土壌には見られない。なお、この断面付近の植生は次のとおりである。

植生

高木階：ブナ (f)、トチ (o)

低木階：クロモジ (f)、ムシカリ (f)、ハクウンボク (f)、イタヤカエデ (f)

草本階：リョウメンシダ (va)、オシダ (a)、カンスゲ (la)、サワアジサイ (f)、ナルコユリ (f)、イタチシダ (o)、ウリノキ (f)、ハクウンボク (f)、ササ (lf)

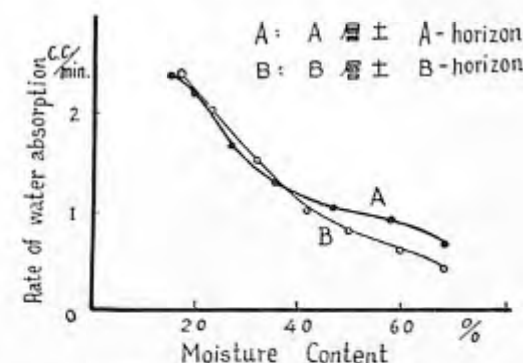
エーテル抽出処理による土壌の吸水性の変化

乾性土壌の A 層、あるいは A₁ 層土は、吸水性が悪く、特に乾燥しているときの吸水速度は極端に遅い。この原因の一つに菌糸の影響が考えられる。普通、BA 型土壌の A 層土もしくは A—B 層土には外生菌根が分布して、この菌根が網状、または層状に発達する場合が多い。これらの土壌は、はなはだ、吸水性に乏しいのである。そこで、乾燥型土壌のうちで、特に菌根が層状に発達したものについて、吸水性の測定を試みた。

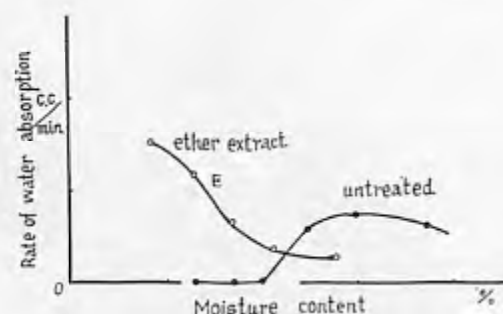
第18図は菌糸土壌 (BA 型土壌、A—B 層土) の吸水速度曲線をあらわしたものである。図示のように、乾燥時の吸水は極端に悪く、ほとんど吸水しない。この土壌をエーテルで抽出し、可溶物を除いて、風乾し、完全にエーテルを飛ばしてから、吸水速度を測定すると、吸水性ははなはだ良くなった。

なお、この菌糸土壌は、A 層土を欠き、L 層および F 層下に、すぐに、黄褐色の A—B 層土があり、菌糸はよく発達しているが、腐植をあまり含んでいないものである。

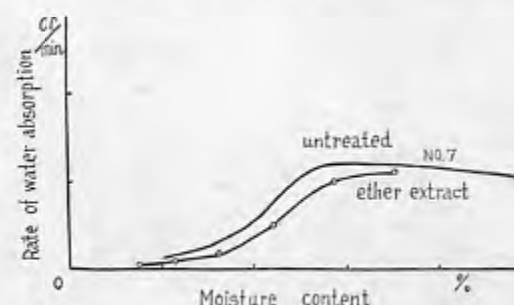
このように、エーテル抽出処理によつて、吸水性がよくなる現象が、すべての乾燥型土壌に見られるものではない。前述した BA 型土壌 (Profile 1) の A 層土、および、PDI—PDII 型土壌 (Profile 2) の A₁ 層土は、ともに腐植に富み、また菌糸の発達したものであるが、第18図および、第19図の



第17図 Be型土壌の吸水性
Fig. 17 Rate of water absorption of Be-soil at different moisture content.



第18図 菌糸土壌(BA型)のエーテル抽出処理による吸水性の変化
Fig. 18 Change of water absorptive character of a soil developed by the ectotrophic mycorrhiza after extracting by ether.



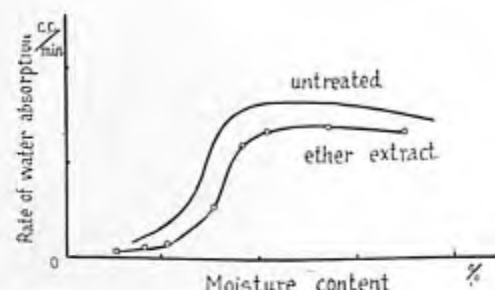
第20図 PD I~PD III 型 A₁ 層土のエーテル抽出処理による吸水性の変化
Fig. 20 Change of water absorptive character of A₁-horizon of PD I~PD III soil after extracting by ether.

象を呈する。

ポドゾルおよび、ポドゾル化土壌についても同様のことがいえる。ポドゾルは、褐色森林土群にくらべて、吸水性に乏しいが、乾性ポドゾル群の PD I 型、PD II 型および PD III 型土壌の A₁ 層土(特に A₁ 層土)の吸水性ははなはだ悪い。また、湿性ポドゾル群の PW II 型土壌は、反対に、吸水性良好である。なお、両ポドゾル群の中間型と考えられる PW I~PD III 型土壌の吸水性は、また、両者の中間的な傾向にあり、ちょうど、褐色森林土群中の BD 型土壌の場合と同様である。ただし、Be 型土壌および PW I 型土壌の吸水性は、この考え方からすれば、例外的な結果を得た。

これらの現象は、比較的表層の土壌で認められるものであつて、各土壌型とも、下層土の吸水性は、みな等しく、はなはだ良好である。八甲田および十和田の森林の土壌は、母材が同一の火山灰、火山砂礫で、土性もほぼ同一の壤土(植質壤土~壤土)である。

このように、おなじ母材からできている土壌の表層だけに、吸水性の差違ができる原因としては、まず腐植が考えられよう。もちろんこの場合、腐植の含有量が問題ではない。Profile 6, Be 型土壌の A₁ 層土はかなり腐植を多く含んでいるが、吸水性はよい。また Profile 3, PW I 型土壌 および Profile 4,



第19図 BA型A層土(Profile 2)のエーテル抽出処理による吸水性の変化
Fig. 19 Change of water absorptive character of A-horizon of BA-soil after extracting by ether.

示すように、エーテル抽出処理によつても、吸水性はよくなる。

土壌の吸水性に関する考察

森林土壌の各土壌型について、吸水速度—含水量曲線を測定し、吸水性を比較したが、褐色森林土では、乾性の BA 型、BB 型土壌の A₁ 層土の吸水性は悪く、特に乾燥しているときの吸水速度はきわめて遅い。湿潤性の BE 型および BF 型土壌では、逆に、吸水性がはなはだよい。BD 型土壌は、水分状態が乾性土壌と湿性土壌との中間と考えられるが、吸水性もまた、両者の中間の現象を呈する。

PW I~PD I 型土壌の A' 層土にも、このことはいえる。A' 層土は、砂礫層に遮断されて、二次的に分解された結果と思われるが、吸水性は良好である。それゆえに、もし腐植が吸水性に影響するとすれば、量よりも性質によると考えられる。

外生菌根の発達した土壌も吸水性が極端に悪い。このことについては、すでに宮崎¹⁾も認めているが、エーテル抽出処理の実験が示すように、どこまでが菌根の直接影響であるかとなると、今後の問題を残している。

とにかく、乾燥条件のもとに生成された土壌の性質が、このように乾燥を促進していると考えられるのは興味深いことである。

摘 要

1. 土壌水の pF 値を、蒸気圧法、遠心力法および、隔膜吸引法によつて測定した。蒸気圧法では pF 4~7、遠心力法では pF 2.8~3.5、吸引法では pF 0~3 の測定を行つた。こうして求めた pF—含水量曲線は土壌の物理性をよく示すものである。たとえば、pF 4 以上の曲線(蒸気圧曲線)は土壌中の粘土、腐植等の膠質物の収着に関する性質をよく表わしている。また、pF 3 以下の曲線は特に土壌の構造、孔隙等に関係が深いことはすでに報告した。pF 曲線には、このほかに、履歴効果という現象がある。すなわち、土壌は乾いていく過程と、湿っていく過程とでは pF 曲線が異なる。このことはすべての土壌に見られる現象であるといわれており、筆者らの測定結果も、大体 SCHOFIELD の報告とよく一致したものが多かったが、乾性土壌には履歴効果に関して、非常に特異な性質を示すものがあつた。これらの土壌はある程度以下に乾くと水を吸収し難くなり、このため吸水過程の pF 曲線が実際には測れなくなる。そこで土壌の吸水性を測定して、履歴効果を表した。

2. 吸水性をあらわすために、土壌が水を吸収する速さを測定したところ、吸水速度は、土壌が乾いているときと湿つたときとは著しく異なるものであつた。そこで、土壌の吸水性は、吸水速度—含水量曲線であらわすのが一つの方法であり、また、この曲線は、土壌型および、層位に深い関係があることを知つた。筆者らは、そこで、主として八甲田山付近の森林土壌について、この曲線を測定し、土壌型と吸水性との関係を求めた。

a) 褐色森林土では、乾性の BA 型土壌および BB 型土壌の A₁ 層土は、乾燥しているときの吸水が極端に悪い。これに反して、湿性の BE 型および BF 型土壌の A₁ 層土の吸水性は良好かつた。適潤性の BD 型土壌の A₁ 層土は、乾性土壌と湿性土壌との中間といえる。

b) ポドゾルおよび、ポドゾル化土壌では、一般に、A₁ 層土は吸水性が乏しい。しかし、PW I 型土壌を除いて、褐色森林土の場合と同様に、乾性ポドゾル、PD I 型、PD II 型、PD III 型土壌の A₁ 層土は吸水性極端に悪く、湿性ポドゾル、PW II 型土壌はよい。また、両者の中間と考えられる PW I~PD III 型土壌は、BD 型土壌の場合と同様に、両者の中間的な性質が見られた。

c) B 層土、A' 層土および、ポドゾルの A₂ 層土等、下層土の吸水性は、土壌型にかかわらず良好かつた。

3. BA 型土壌によく見られる、外生菌根の発達した菌糸土壌は、吸水性が極端に悪いが、この土壌をエーテルで抽出し、可溶性の部分を除くと吸水性は著しく良くなるものがあつた。しかし、BA 型、PD I 型等の乾性土壌で、特に腐植に富む表層土は、エーテル抽出処理で、吸水性はよくなかなかつた。

文 献

- 1) BAVER, L. D.: Soil permeability in relation to non-capillary porosity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 3 (1938)
- 2) BRIGGS, L. J., MC LANE, J. W.: The moisture equivalent of soils. U. S. Dept. Agr. Bur. Soils Bull. (1907)
- 3) CRONEY, D., COLEMAN, J. D.: Soil structure in relation to soil suction (pF). J. Soil Sci. 5 (1954)
- 4) DON KIRKHAM, FENG, C. L.: Some test of the diffusion theory, and law of capillary flow in soils. Soil Sci. 67 (1949)
- 5) EDLEFSEN, N. E.: A new method of measuring aqueous vapor pressure of soils. Soil Sci. 38 (1934)
- 6) 真下育久: 森林土壤の水分に関する研究 (I) 日林誌 38 (1956)
- 7) 真下育久・久保哲茂: 同上 (II) 日林誌 38 (1956)
- 8) 宮崎 麟: 四国森林植生と土壤形態との関係に就いて 東京 (1942)
- 9) 大政正隆: ブナ林土壤の研究 林土調報 1 (1951)
- 10) PURI, A. N.: Soils, their physics and chemistry. New York. (1949)
- 11) RICHARDS, L. A.: A pressure membrane extraction apparatus for soil solution. Soil Sci. 51 (1941)
- 12) RICHARDS, L. A.: Porous plate apparatus for measuring moisture retention and transmission by soils. Soil Sci. 66 (1948)
- 13) RUSSEL, M. B., RICHARDS, L. A.: The determination of soil moisture energy relation by centrifugation. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 3 (1938)
- 14) SCHOFIELD, R. K.: The pF of the water in soil. Trans. 3d Intern. Congr. Soil Sci. (1935)
- 15) van BEMMELEN: Die absorption. Dresden. (1910)

Studies on the Water Absorption of Forest Soils.

Masataka OHMATA & Yoshihisa MASHIMO

(Résumé)

1) We measured the pF values of the water of forest soils by the following three methods:—

Aqueous vapour pressure method, centrifugation method, and a vacuum-membrane extraction method.

Aqueous vapour pressure—moisture content relationships of some soils were measured by an apparatus shown in Fig. 1, and the data given in Fig. 2 and 3 were similar to those of EDLEFSEN⁵⁾.

The pF values of drying process in the range of pF 2.8—3.5 were obtained by centrifugation, but those of wetting process were unmeasurable.

A vacuum-membrane method was used for measuring pF curves of both the wetting and the drying process in range of pF 0—3.

A membrane used for this apparatus^{6) 9)} was a filter paper coated with collodion, and water filtered rapidly so that the soils placed on this membrane may absorb water easily when allowed to wet.

2) The pF—moisture content curves of several soils showed the hysteresis loop by wetting and drying process in accordance with data of SCHOFIELD¹⁴⁾, but in the case of dry brown forest soil (BA-soil) and dry podzolic soil (PDIII-soil), the hysteresis phenomena were very exceptional, as shown in Fig. 5. The pF curves of the wetting process of these soils were far different from those of the drying process, that is, they absorbed no water when dried, in other words they were water-proofing.

3) To show the rate of water absorption, the soils were placed in about 1 cm. thickness on the membrane, contacted with water and allowed to wet. The velocities of wetting of some soils were measured, and it was found that the initial velocity (within 5 minutes) of them were linear as shown in Fig. 6, therefore, the rate of water absorption of the soil was expressed by the initial velocity.

The relationship between water absorption rate and diameter of soil particles was measured in some lower horizon soils, and it was found that the finer fraction of the soils absorbed water more rapidly than the coarser one, as shown in Fig. 7.

We recognized that the rate of water absorption varied according to the initial moisture content of the soils, as shown in Fig. 6.

We measured, therefore, the curves of water absorption rate—initial soil moisture of several types of the forest soils distributed in the region of Mt. Hakkoda, and found that the morphologically classified soils seemed to be characterized by these curves.

a) Brown forest soils

The curves of the water absorption rate—initial soil moisture of the dry brown forest soils (BA-soil and BB-soil) showed very low velocities when they were dry, as given in Fig. 8 and 15. On the contrary, the wet brown forest soils (BE-soil and BF-soil) absorbed water rapidly when dried, and absorption velocity dropped gradually according to the

increase of soil moisture, as given in Fig. 13, 14 and 17. The moderately moist brown forest soil (BD-soil) seemed to lie between dry and wet forest soils, as shown by the data given in Fig. 12.

b) Podzol and podzolic soil

Podzol and podzolic soil absorbed water generally slowly, but as in the case of brown forest soils, the dry podzol (PD_I-soil, PD_{II}-soil and PD_{III}-soil) absorbed water very slowly, when they were dried, as given in Fig. 9. The absorption of the wet podzolic soil (PW_{II}-soil) was rapid.

c) A₂ horizon or B horizon of every type of soil examined absorbed water rapidly without exception, and these lower horizon soils showed no distinct hysteresis effect.

4) A soil developed by the ectotrophic mycorrhiza (A-B horizon of BA-soil) was water-proofing when dried, but on the contrary, after being treated with ether extraction this soil absorbed water rapidly. A-horizon of usual BA-soil and PD_{III}-soil absorbed water very slowly even after treatment. The data of ether extraction are given in Fig. 18, 19 and 20.

5) Some chemical properties and mechanical composition of the soils examined are shown in Table 2 and 3.

森林土壤の水湿状態 (pF 値)

真 下 育 久⁽¹⁾

緒 言

森林の土壤は普通どれくらいの水分を含んでいるのか、また、乾性、適潤性、湿性と称している土壤にはそれぞれどの程度の水湿状態に差があるのか、このような水分に関する問題について手持ちの資料を整理してみた。

現在行われている森林土壤調査の基準となつている 15 の土壤型は、大政²⁾が青森県下の主としてブナ林土壤について行つた土壤の分類にもとづいており、この分類では土壤を大別して、褐色森林土群、ポドソル土群、地下水土壌、およびその他(黒色土、赤色土、泥炭土)とし、褐色森林土、ポドソル、黒色土については乾性、湿性の区分によつて土壤型が分類されている。特に、本邦森林の大半を占め、林業上最も重要な位置にある褐色森林土については、なお細かく、乾性より湿性までの区分によつて 6 土壤型に分類されている。すなわち、土壤型の分類は水分状態を基準にしていると考えてよいのである。

たしかに、水分は林木成長に重要な因子であり、乾燥地あるいは過湿地の成長が適湿地より劣ることは一般に認められている。土壤型分類の基準として水分を採つたことは、当を得たものといえよう。また、現在までに報告されている国有林野の土壤調査報告からも、このことは充分認められている。

しかし、実際の調査に当つて、土壤型類別の基準になるものは土壤層断面に表われている形態的特徴によるのであり、必ずしも土壤の水分状態によるのではない。なぜならば、土壤水分は季節的に大きく変化するものであり、また降雨の後では当然湿めると考えられる。このように常に変化するものを基準にすることはできないのである。

また、土壤の水湿状態を量的に表わすことが従来困難であつた。すなわち、含水率では水湿状態を表わし得ない。たとえば、砂土では 30% の水分を含んでいれば湿つていると考えられるが、粘土の場合はこの含水量では非常に乾いた状態である。

このため、土壤の飽水量(最大容水容)に対する百分率で水湿状態を表わす方法が従来よく用いられてきた。この値によつて、おおよそ乾湿の程度を知ることができるが、完全な標示法とはいえない。たとえば、団粒構造のよく発達した、孔隙に富む土壤では飽水量の 70% 位の水分を保有していれば充分湿つているといえるが、Massive (カベ状)の堅密な土壤では 80~90% の水分がないと湿つているとはいえない。

しかし、このような問題は pF 値によつて水分状態を標示すれば完全に解決されるのである。

pF 値

pF 値の概念についてはすでに述べた^{3,4)}から、ここでは pF 値と水湿状態について簡単に説明する。pF 値は土壤の水湿状態を標示する 0~7 の尺度である。pF 0 は最も湿つた状態(飽水状態)、pF 7 は

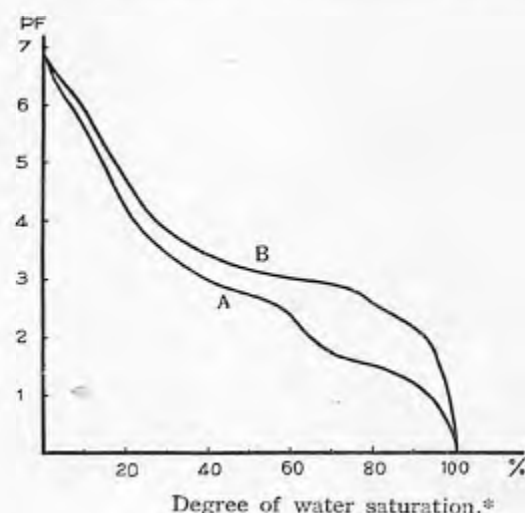
(1) 土壤調査部土壤調査科土壤調査室員

最も乾いた状態（絶乾状態）を表わし、pF 4.2 は萎凋点を表わす。この3点については多くの人の間に異論はない。しかし、圃場含水量（field capacity）の pF 値はかなり違った意見がでている。pF 3 に相当すると考えている人もいるがこれではあまり高すぎる。RICHARDS⁹⁾、COLMAN¹¹⁾ は pF 2.5 であると報告し、また LAATSCH¹²⁾ によれば pF 1.7~2.2 となつてゐる。

圃場含水量は降雨の後、過剰な水分が移動し去り、平衡状態になつたときの水分量を表わすから、この点より水分の多いときを湿つた状態、また乾いたときを乾いた状態と考えられるので、土壤の乾、湿を考へるうえに重要な点の一つである。筆者の実験では pF 2.0 前後を得た。

量的な表示方法ではないが、どの調査方法書でも、水湿状態は指先の「感じ」で判定するように書いてある。林野土壤調査で用いられている分け方、「乾、潤、湿、多湿、過湿」の判定には、土壤を握つて水のでる程度、または拇指と人差指の間で押して水のにじみでる程度を基準にしている。このように力を加えて水を押し出す概念は pF 値に類似したものといえよう。これら水湿状態の区分を pF 値であらわせばおおよそ次のように考えられる。

pF 値	3 以上	3~2.5	2.5~2	2~1.5	1.5 以下
水湿状態	乾	潤	湿	多 湿	過 湿



大代国有林の Bd 型土壤の A 層土、団粒状構造がよく発達している。

A: A horizon of Bd-soil in Ohjiro national forest (Prof. 82) having well developed crumb structure.

那須国有林の黒色土の A 層土、カベ状構造。
B: A horizon of Bt-soil in Nasu national forest (Prof. 27) having massive structure.

最大容量に対する百分率

* Expressed in percentage of the water-holding capacity of soil.

Fig. 1 飽水度と pF 値
pF—degree of water saturation curves of two different soils.

次に、従来用いられた水湿表示法、すなわち、飽水量に対する百分率と pF 値との関係を第 1 図によつて説明する。

第 1 図の A 曲線は大代国有林（掛川営林署）のヒノキ林土壤（Prof. 82）の A 層土である。この土壤は団粒状構造がすこぶるよく発達し、多孔質で孔隙量は非常に多い。この土壤では飽水量の 64% (pF 2) 以上の水を含んでいれば充分湿つてゐると考えられる。しかし、B 曲線に示した那須国有林に分布する黒色土（Prof. 27）の A 層土はカベ状構造（massive）で孔隙量、特に非毛管孔隙きわめて乏しく、この土壤の場合は飽水量の 90% 以上の水分を含んでいなければ湿の状態とはいえないのである。

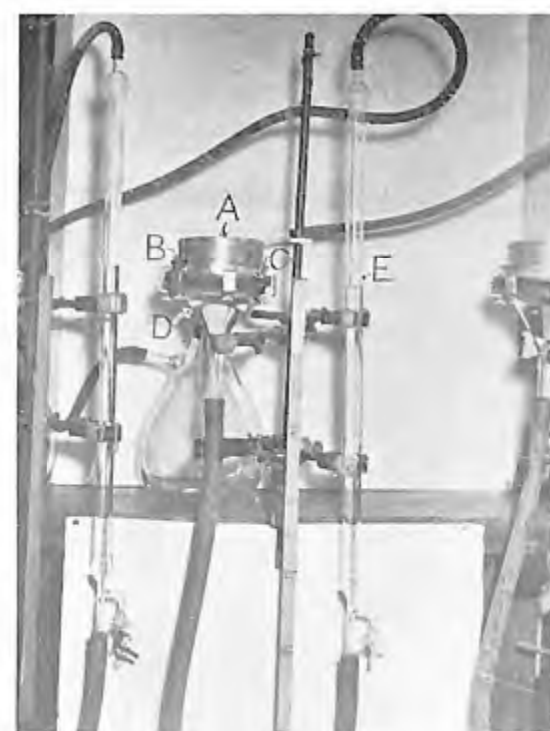
自然状態における土壤水の

pF 値の測定

前述したように土壤は構造、特に孔隙の状態によつて pF—水分量曲線が異なるものであるから、試料は 400 cc の採土円筒を用い、自然の状態をこわさないように採集し、秤量してから、24 時間水に浸漬して飽水させ、余瀝をぬぐつて飽水

時重量を秤定し、直ちに Phot. 1 に示した隔膜吸引式の pF 値測定器にとりつけた。測定装置は、すでに報告¹³⁾ したようにコロジオン濾紙を隔膜として用いた。この膜は簡単に作ることができ、丈夫で、しかもかなりよく水を透し、吸引しても空気の洩れることがまつたくない。作り方はすでに述べたものを少し変えた。すなわち、3.3% のコロジオン水醋酸溶液に炭酸カリをコロジオン量の 1/4 加え、真空乾燥濾紙をこの溶液に浸漬し、引き上げて余瀝を除いて手早く水中に入れて固まらせ、よく水洗する。

コロジオン濾紙 (C) は、円孔をあけた金属製の皿と同様の円板とではさみ、ガラス製漏斗 (D) にとりつける。漏斗 (D) はゴム管でビュレット (E) につなぐ、また (E) の上端をマノメーターにつなぎ減圧する。(D)、(E) には水を満たし、空気を完全に追い出しておく（写



A: 土壤試料 Soil core (400 cc).
B: パラフィン充填 Paraffin seal.
C: コロジオン膜 Collodion membrane.
D: ガラス製漏斗 Glass funnel.
E: ビュレット Burette.

Phot. 1 pF 測定装置
Apparatus used for measuring the pF values of soil.

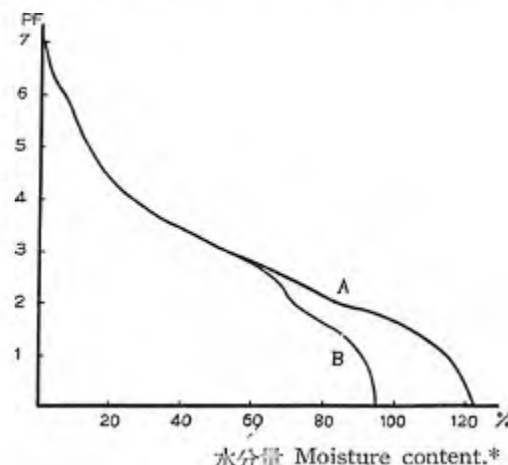
真参照)。

飽水した円筒試料を隔膜上に置き、まわりをパラフィンで封ずる。減圧吸引によつて土壤より引き出された水の量をビュレット (E) で読み取る。この結果を減圧度—水分量の曲線であらわし、pF—含水量曲線を作り、この曲線から採集時含水量の pF 値を求めた。

この方法では pF 0~2.7 の測定を行つた。

しかし、採集試料には pF 2.7 より乾いているものがある。特に乾性の土壤は pF 3 以上のものが多い。この場合は遠心力法によつて pF 3 付近の測定を補つた。

この方法は遠心力によつて試料が固く詰められる結果、自然状態の構造がこわさるので測定値



団粒状構造のよく発達した表層土

A: Upper horizon soil, developed crumb structure and porous.

カベ状構造で堅密な下層土

B: Lower horizon soil, massive and compact.

水分量は乾燥土重量に対する百分率で表した。

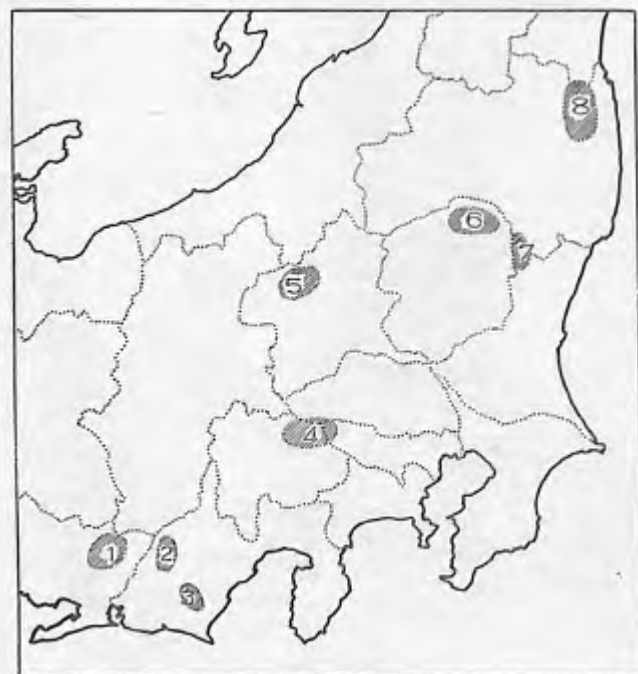
* Expressed in percent of the dry soil.

Fig. 2 土壤の構造と pF 曲線

pF-moisture curves of nursery soils in Meguro, Tokyo (to compare the difference of the soil structure).

がいくぶん低くめに求められる欠点が考えられている。筆者はこの点を確かめるために次のような実験を行った結果、普通の土壌（壤土）では pF 3 付近、あるいはこれ以上乾いた場合、構造（つまり方）は pF 値にあまり関係がないと考えられた。すなわち、土性、材料がまったく同一で、明らかに構造（つまり方）の異なる2つの土壌の pF 曲線を第2図に示す。供試土壌は試験場内（東京、目黒）の苗圃から採集した。この土壌はよく耕されていて、表層 20~30 cm の深さまでは軟かく、すこぶる孔隙に富むが、これ以下の部分は堅くしまっている。両者の pF 曲線の相違は pF 2.7 以下の部分であり、pF 値の低い部分ほどこの差が大きくなる。しかしながら、pF 2.7 以上の pF 値はつまり方には関係がないと考えてよい。このことから、遠心力法による、土壌の構造を無視した pF 値の測定法でも、pF 値の高い部分では大きな誤差を生じないことが知られよう。もちろん、特に植質土壌では CRONEY²¹ の報告するように pF 4 以上でも構造による差違が認められる。

遠心力法の測定法は BRIGGS の水分当量として昔からよく知られている。測定法は前報告と同様、また、測定範囲は pF 2.7~3.4 である。これより乾いた試料については、pF 曲線から内挿法により採集時水分の pF 値を求めた（本報告 28, 29 頁参照）。



1. Dando National Forest (Aichi prefecture).
2. Sejiri National Forest (Shizuoka prefecture).
3. Ohjiro National Forest (Shizuoka prefecture).
4. Tokyo City Forest (Yamanashi prefecture).
5. Sawatari National Forest (Gumma prefecture).
6. Nasu and Kurobane National Forest (Tochigi prefecture).
7. Daigo National Forest (Ibaraki prefecture).
8. Niidate and Nakamura National Forest (Fukushima prefecture).

Fig. 3 試料採集地域位置図
Location of the surveyed areas.

土壌試料採集地

供試土壌は、愛知県、静岡県、山梨県、群馬県、栃木県、茨城県、福島県下の主として国有林より採集した。大略の位置図を第3図に示す。

1. 段戸国有林（新城営林署）愛知県北設楽郡段戸村、田口町
2. 瀬尻国有林（水窪営林署）静岡県磐田郡滝山村
3. 大代国有林（掛川営林署）静岡県榛原郡五和村
4. 東京都水道水源林（多摩川流域）山梨県東山梨郡神金村
5. 沢渡国有林（中之条営林署）群馬県吾妻郡沢田村
6. 那須国有林および黒羽国有林（太田原営林署）栃木県那須郡那須村、須賀川村
7. 大子国有林（大子営林署）茨城県久慈郡
8. 新館国有林および中村国有林（原町営林署）福島県相馬郡大館村、飯倉村、玉野村、山上村

採集地の標高はおおよそ 300~1,000 m の山地帯であり、多摩川水源林（山梨県）のみ 1,200~1,500 m である。

土壌は主として森林下のものを選び、隣接の草地からも若干採集した。土壌型は Bd 型および Bf 型（適潤性）を中心に採集し、乾性および湿性型土壌を補った。特に湿性の Bf 型および G 型土壌は採集していない。すなわち、普通の山地帯の土壌の普通の水湿状態の調査を主眼としたのである。

採集時の土壌水分量とその pF 値

Table 1. Moisture content of fresh soils and their pF values.

1. 段戸国有林（新城営林署）

断面 番号 Profile No.	土壌型 Type of soil	層位 Hori- zon	深さ Depth (cm)	採集時水分量 Moisture content of fresh soil			構 造 Structure	土性 Tex- ture	母 材 Parent material	採集時期 Date of samp- ling
				%*	%**	pF				
1	BA	A	5~9	52.0	(48.1)	3.5	1. Gr. ○	SL	変成岩 (砂岩、 珪岩)	Aug. 1954
		B	15~19	54.0	65.6	2.5	1. Gr. △	SL		
2	BB	(H)-A	4~8	105.6	78.6	1.9	Cr. (Gr.)	IC	同 上	
		B	18~22	94.2	79.2	2.4	Gr.	IC		
3	Bc	A	4~8	77.3	83.0	2.3	Gr. (Cr.)	SCL	花崗岩質 砂 岩	
		A-B	14~18	53.5	84.3	2.4	Nu. ○	SCL		
4	Bd (comp.)	A	7~11	89.1	78.0	2.2	Cr.	IC	花 崗 岩 礫 な し	
		B	26~30	69.6	82.9	2.2	Mass.	IC		
5	Be	A	10~14	80.0	84.6	1.7	Cr. (Mass.)	SCL	変成岩 (絹雲母・ 石炭片岩) 礫 頗 多	
		B	25~29	71.0	87.6	1.7	Mass.	SCL		
6	Bd (comp.)	A	6~10	98.9	83.5	1.8	Cr. △	IC	変成岩 礫 な し	Mar.~ Apr. 1955
		B	18~22	86.9	83.6	1.85	Mass.	IC		
7	Bd (comp.)	A	4~8	89.2	89.9	1.7	Cr. △	IC	同 上	
		B	24~28	75.2	86.4	1.8	Mass.	IC		
8	Be (porous)	A	6~10	103.2	72.5	1.6	Cr. ○	SCL	変成岩 (砂 岩)	
		B	24~28	58.1	69.7	1.7	—	SCL	花 崗 岩	
9	Bd	A	10~14	135.9	71.0	1.85	Cr.	SC	花 崗 岩	
		B	24~28	102.7	88.4	1.9	Mass.	SC		
10	Bf	A	4~8	131.6	81.1	2.0	Cr. △	IC	変成岩 礫 な し	
		B ₁	16~20	77.2	93.0	1.8	Mass.	IC		
11	Bf	A ₁	3~7	118.5	66.8	1.9	Cr.	IC	同 上	
		A ₂	15~19	112.5	89.1	1.9	Mass.	SC		
12	Bf (wet)	A	4~8	95.2	65.8	1.9	Cr. ○	SCL	変成岩 (絹雲母・ 石炭片岩)	
		B	25~29	66.3	68.5	1.9	—	SCL		
13	Bf (wet)	A	4~8	103.0	71.1	1.9	Cr.	SC	花 崗 岩 礫 な し	

14	Bc	A A-B	4~8 14~18	55.8 52.7	75.8 76.3	2.3 2.2	Gr. Nu.	SCL SCL	花崗岩質 砂岩	May 1955
15	Bd	A ₁ A ₂ B	4~8 24~28 46~50	66.0 59.9 44.1	70.7 86.2 79.0	2.0 1.9 2.1	Cr. Mass. Mass.	IC IC IC	変成岩 礫なし	"
16	Bd	A ₁ A ₂ B	4~8 22~26 50~54	106.4 82.6 56.0	72.8 81.5 75.0	2.2 2.0 2.0	Cr. — —	CL CL CL	変成岩 (砂岩, 珪岩)	"
17	Bd (comp.)	A ₁ A ₂ A-B	4~8 14~18 34~38	163.3 111.0 80.0	80.9 82.5 96.7	2.0 2.0 2.0	Cr. — Mass.	IC IC IC	変成岩 礫なし	"
18	Bd (comp.)	A A-B B	4~8 14~18 26~30	80.4 62.3 55.8	80.9 78.4 85.0	2.1 2.0 2.0	Mass. Mass. Mass.	IC IC IC	変成岩 礫なし	"
19	Bd (comp.)	A B C	4~8 14~18 34~38	96.7 70.3 64.5	70.3 90.5 89.4	2.0 1.9 1.7	Cr. Mass. Mass.	△ IC IC	同上	"
20	Bd	A A-B B	6~10 18~22 38~42	84.9 78.2 71.3	73.5 64.8 92.1	2.0 2.0 1.9	Cr. Blocky Mass.	△ IC CL CL	変成岩 (砂岩, 珪岩)	"
21	Bd	A A-B B	6~10 20~24 38~42	115.3 81.1 75.0	89.3 90.6 91.0	1.9 2.2 2.1	Cr. Mass. Mass.	△ IC CL	同上	"
22	Bd (wet)	A ₁ A ₂ A' B'	6~10 20~24 34~38 50~54	58.2 56.2 78.5 58.1	69.9 71.6 87.0 94.5	1.9 1.8 1.8 1.7	Cr. Cr. Mass. Mass.	△ SCL CL SCL	同上	"
23	Bd	A ₁ A ₂ B	3~7 18~22 40~44	84.6 76.8 62.3	75.5 86.7 83.2	2.0 1.9 1.9	Cr. Mass. Mass.	CL CL CL	同上	"
24	BE	A ₁ A ₂ B	3~7 14~18 36~40	84.5 62.8 41.7	74.4 81.9 70.2	1.85 1.9 1.7	Cr. — —	SCL SCL SCL	変成岩 (絹雲母 片岩)	"
25	BE	A ₁ A ₂ B A'	4~8 26~30 42~46 62~66	78.1 66.4 54.1 62.4	76.4 89.0 88.0 89.8	1.8 1.8 1.8 1.8	Cr. Mass. Mass. Mass.	SCL SCL SCL SCL	花崗岩 礫なし	"

6. 那須国有林および黒羽国有林(太田原営林署)

26	Bl	A	8~12	168.6	88.0	1.9	Mass.	SCL	火山灰	May 1954
27	Bl	A	4~8	164.3	91.7	2.0	Mass.	SCL	同上	"

28	Bl	A A-B	5~9 16~20	133.3 111.4	90.9 94.1	2.0 1.9	Mass. Mass.	L L	火山灰	May 1954
29	Bl	A	4~8	112.1	82.9	2.0	Mass.	SCL	同上	"
30	Bd' (~BA)	A B	5~9 24~28	59.2 83.8	61.4 57.9	2.8 2.5	Gr. (l. Gr.)	SL SL	河成堆積物	"
31	Bl	A ₁ A ₂	4~8 20~24	113.0 123.3	88.8 89.4	1.9 2.0	Mass. Mass.	SL SL	火山灰	"
32	苗畑 (Bl)	A A	2~6 2~6	86.3 86.7	78.2 68.8	2.2 2.2	作土(うね間) 作土(うね上)	CL CL		"
33	Bd' (~BA)	A	3~7	60.0	57.0	2.7	Gr. (fine Gr.)	L	第三紀層 (砂岩)	"

4. 東京都水道水源林(多摩川上流)

34	Bl (dry)	A A-B B	4~8 14~18 28~32	155.0 170.0 167.3	65.6 71.6 84.0	2.4 2.1 2.1	Gr. (Cr.) — Mass.	CL CL CL	花崗岩	Nov. 1954
35	Bl	A B ₁ B ₂	4~8 24~28 44~48	157.5 142.6 105.0	62.7 66.5 86.8	2.2 2.0 2.1	Cr. (fine Gr.) — Mass.	CL CL CL	同上	"
36	Bl (dry)	A ₁ A ₂ B	4~8 20~24 50~54	105.0 104.8 91.7	48.5 59.2 78.2	2.5 2.2 2.2	fine Gr. (Cr.) Gr. —	CL CL CL	同上	"
37	Bl	A	4~8	108.4	54.0	2.2	Cr. (fine Gr.)	CL	同上	"
38	崩壊地	C ₁ C ₂	4~8 20~24	14.0 38.7	30.2 53.0	2.4 2.3	— —	S S	花崗岩 (粗砂) 深層風化物	"
39	Bl	A	4~8	104.5	55.3	2.2	Cr. Gr.	CL	同上	"
40	Bl	A A-B B	4~8 20~24 50~54	140.9 144.6 126.8	57.1 69.3 64.6	2.1 2.2 2.1	Cr. Gr. — —	CL CL CL	同上	"
41	Bl (dry)	A	4~8	91.0	56.0	2.6	Gr.	CL	同上	"
42	Bd	A B	4~8 20~24	103.1 82.8	60.0 72.7	2.3 1.9	Cr. ○ —	CL CL	中生層 (砂岩, 頁岩)	"
43	Bd	A B ₁ B ₂	4~8 20~24 50~54	81.7 70.3 62.3	67.5 63.1 74.5	2.0 1.9 1.7	Cr. ○ — —	CL SCL SCL	同上	"
44	Bd	A B ₁ B ₂	4~8 20~24 50~54	76.1 87.8 81.9	64.1 74.2 76.7	2.0 2.1 1.9	Cr. Gr. — —	CL SCL SCL	同上	"

45	Bd	A B	4~8 20~24	61.7 53.9	64.0 77.9	2.1 2.1	Gr. —	Cr. —	SCL SCL	中生層 (砂岩・頁岩)	Nov. 1954
46	Bd	A B ₁ B ₂	2~6 20~24 50~54	154.4 136.6 143.6	64.9 80.6 83.7	2.0 2.2 1.9	Cr. Mass. Mass.	Gr. — —	CL CL SCL	中生層 (砂岩・頁岩)	"
47	Bd	A B	2~6 20~24	87.5 124.0	60.8 69.9	2.0 2.0	Cr. —	Gr. —	CL SCL	同上	"

7. 大子国有林 (大子営林署)

48	Bl	A ₁ A ₂	3~7 13~17	164.2 164.0	68.3 92.2	2.0 1.9	Cr. Gr. △ Mass.	—	CL CL	花崗岩	Dec. 1954
49	Bl	A ₁ A ₂ B ₁	4~8 13~17 30~34	139.3 161.9 172.8	63.7 87.5 90.4	2.1 2.2 2.0	Cr. Gr. Mass. Mass.	—	CL CL CL	同上	"
50	Bl	A ₁ A ₂ B ₁	5~9 13~17 30~34	108.8 91.1 95.7	63.8 76.9 83.7	1.9 1.8 2.0	Cr. Gr. — —	—	L L L	同上	"
51	Bl	A A-B	4~8 13~17	103.0 95.5	58.9 84.2	2.0 2.0	Cr. Gr. Mass. (Nutty) △	—	L L	同上	"

8. 新館および中村国有林 (原町営林署)

52	BA	A B	0~4 (10~14) 16~20	19.8 (18.9) 17.9	92.0 (24.0) 62.9	3.5 2.9	l. Gr. ○ l. Gr.	—	SL SL	花崗岩 多	Aug. 1955
53	Bc	A B ₁	5~9 26~30	64.2 68.9	72.7 67.9	2.7 2.3	fine Gr. Nutty	—	IC IC	第三紀層 (砂岩) 礫なし	"
54	Bc	A B	4~8 20~24	62.1 47.4	72.0 83.5	2.5 2.2	Gr. Nutty	—	IC IC	集塊岩 礫なし	"
55	Bd	A B	4~8 28~32	79.3 44.2	55.0 70.1	2.5 2.4	Cr. —	—	CL CL	同上	"
56	Bd	A B	4~8 28~32	42.0 74.2	66.6 85.2	2.5 2.1	Cr. Mass.	—	CL CL	同上	"
57	BE	A ₁ A ₂ B	4~8 16~20 30~34	67.2 49.7 42.3	64.2 67.1 68.9	2.0 1.9 1.9	Cr. Cr. —	△	CL CL SCL	花崗岩	"
58	BE	A B	4~8 28~32	108.1 60.4	61.9 74.4	1.9 2.0	Cr. —	○	CL CL	集塊岩	"
59	Bl (dry)	A ₁ A ₂ B ₁	2~6 (7~11) 12~16 28~32	103.1 103.5 102.2	69.5 67.8 75.2	2.6 2.5 2.3	Gr. Nutty Mass.	△	IC IC No di- spar- sion	第三紀層 (砂岩) 礫なし	"

60	Bl (dry)	A B ₁ B ₂	4~8 (12~16) 16~20 34~38	139.0 113.9 83.6	71.8 71.5 62.9	2.2 2.0 2.0	Cr. Gr. Gr.	—	IC L L	花崗岩 礫なし	Aug. 1955
61	Bl (comp.)	A A-B B	4~8 40~44 60~64	87.2 104.9 55.1	84.2 77.8 72.8	2.2 2.1 2.0	Mass. Mass. Mass.	—	SL SL CL	同上	"
62	Bl (wet)	A A-B B	4~8 18~22 32~36	114.1 87.0 79.6	78.3 68.3 75.0	1.9 1.9 1.8	Cr. Cr. —	△	IC CL CL	同上	"
63	Bl (wet)	A ₁ A ₂ B	4~8 18~22 32~36	112.8 92.0 67.1	65.6 76.0 81.1	1.8 1.7 1.9	Cr. Cr. Mass.	○ △	CL SL L	同上	"
64	BA	A B	2~6 20~24	30.7 31.8	(50.8) 85.2 (43.8) 55.7	3.5 2.9	l. Gr. l. Gr.	○	SL SL	集塊岩	Jun. 1956
65	BA	A B	2~6 20~24	25.2 29.0	(52.3) 90.1 (58.8) 75.3	3.4 2.6	l. Gr. Gr.	—	SL SL	同上	"
66	Bl (comp.)	A ₁ A ₂ A-B	2~6 12~16 32~36	118.6 114.9 127.5	84.1 85.4 85.9	2.2 2.0 1.85	Cr. Mass. Mass.	△	CL SCL SCL	花崗岩 礫なし	"
67	Bl (wet)	A A-B	4~8 30~34	161.7 145.9	90.1 91.4	1.9 1.8	Mass. Mass.	—	CL CL	同上	"

2. 瀬尻国有林 (水窪営林署)

68	BB	A B	4~8 (10~14) 20~24	48.5 54.4	(36.9) 65.8 (56.1) 56.9	2.9 2.7	l. Gr. Gr. Gr.	—	CL CL	変成岩 (緑泥石、 石墨片岩)	Dec. 1955
69	BB	A B ₁ B ₂	2~6 (10~14) 10~14 30~34	68.0 63.8 58.6	(39.9) 67.7 (70.3) 70.7 (70.3) 71.4	2.9 2.6 2.5	Gr. Nutty —	△	CL CL CL	同上	"
70	Bd	A ₁ A ₂	4~8 16~20	89.8 70.0	(55.5) 64.3 74.8	2.6 2.4	Cr. —	—	CL CL	同上	"
71	Bd	A ₁ B ₁ B ₂	2~6 20~24 40~44	61.5 64.4 62.9	67.4 75.1 76.8	2.3 1.9 1.9	Cr. Gr. — —	—	CL CL SCL	同上 多	Mar. 1956
72	BE	A ₁ A ₂	8~12 36~40	181.5 81.5	78.0 64.2	2.0 2.0	Cr. Cr.	—	CL SCL	同上 礫多	"

73	BE	A ₁	4~8	83.7	71.1	2.0	Cr.	CL	同上 礫頗多	Mar. 1956
		A ₂	20~24	75.6	77.0	1.9	—	SCL		

5. 沢渡国有林(中之条営林署)

74	B ₁ (dry)	A ₁	4~8	156.2	59.2	2.2	Gr.	CL	火山灰	Apr. 1956
		A ₂	14~18	127.2	65.7	2.2	Gr. △	CL		
		B	36~40	83.6	71.3	2.2	—	SL		
75	B ₁ (wet)	A	4~8	144.7	79.8	1.9	Mass.	CL	同上	"
		A-B	26~30	182.3	92.8	1.85	Mass.	SL		
		A'	46~50	186.4	94.0	1.7	Mass.	SL		
76	B ₁ (dry)	A	4~8	138.0	61.5	2.2	fine Gr.	CL	同上	"
		B ₁	36~40	136.4	70.0	2.2	—	SCL		
		B ₂	56~60	135.3	70.4	2.0	—	SL		
77	B ₁	A ₁	4~8	127.1	61.7	2.0	Cr. ○	SL	同上	"
		A ₂	20~24	119.3	79.6	1.9	Cr. △	SL		
		B (C)	40~44	94.5	68.4	1.9	—	S		

3. 大代国有林(掛川営林署)

78	BA	A	5~9	20.0	(41.7) 91.0	3.8	l. Gr.	hC	古生層 (砂岩)	Mar. 1956
		B	15~19	53.1	(60.0) 83.5	2.9	Gr.	hC		
79	Bc	A	6~10	34.1	(60.1) 68.5	2.8	Nutty ○	IC	同上	"
		B	30~34	41.4	84.3	2.6	Mass.	hC		
80	Bd'	A ₁	4~8	90.4	(54.9) 64.2	2.7	Gr. ○	hC	同上	"
		A ₂	16~20	89.7	77.2	2.4	Blocky △	hC		
		B	32~36	43.6	90.1	2.3	Mass.	IC		
81	Bd	A	4~8	66.6	73.4	2.5	—	IC	同上	"
		A-B	20~24	65.2	73.1	2.5	—	IC		
		B	42~46	59.9	82.2	1.9	—	IC		
82	Bd	A ₁	4~8	169.0	60.9	2.3	Cr. ○	hC	同上	"
		A ₂	20~24	104.1	81.5	1.9	Mass.	hC		
		B	40~44	79.4	94.5	2.0	Mass.	hC		
83	Bd	A ₁	4~8	98.4	74.5	2.4	Cr.	IC	同上	"
		A ₂	20~24	82.6	90.8	2.1	Mass.	IC		
		B	40~44	78.4	93.5	2.2	Mass.	hC		
84	Bd	A ₁	0~4 (10~14)	79.3	55.0 (77.1)	2.6	Cr.	IC	同上	"
		A ₂	10~14	69.8	66.9	2.5	Cr. △	IC		
		A-B	20~24	53.0	75.1	2.6	Mass.	IC		
		B	32~36	53.7	76.0	2.5	Mass.	IC		

85	BE	A ₁	4~8	61.1	56.3	2.5	Cr.	△	IC	古生層 (砂岩)	Mar. 1956
		A ₂	20~24	67.7	75.1	2.2	—	—	IC		
		B	36~40	58.4	71.3	2.3	—	—	IC		

深さ:

円筒試料採集の深さ, A 層表面よりの深さ, カッコ内は L 層表面よりの深さ。

採集時水分量:

* 絶乾細土重に対する %

** 飽水量(最大容水量)に対する %

飽水しないもの,あるいは飽水し難い土壌は,稀アルコール(1:1)でうるおしてから飽水させた。カッコ内はこのときの飽水量に対する採集時水分量の %

構造:

l. Gr.: 細粒状構造 Gr.: 粒状構造 Cr.: 団粒状構造 Nutty: 堅果状構造

Blocky: 塊状構造 Mass.: カベ状構造 —: 特に構造の発達していないもの

○ よく発達している

△ わずかに認められる

土性:

ピベツト法により機械分析を行つた。土性標示は国際法による。

hC: 重粘土 IC: 軽粘土 L: 壤土 S: 砂土

Depth: Depth of sampling core soil from surface of A-horizon.

Moisture content of fresh soil.

* Expressed in percentage of the weight of dry soil.

** Expressed in percentage of the water-holding capacity of soil.

Some dry soils are sprayed with dilute alcohol (1:1) the data in this case are expressed in parentheses.

Structure.

l. Gr.: Loose granular structure. Cr.: Crumb str. Mass.: Massive.

Nu.: Nutty structure.

Development of structure.

○ well developed.

△ weakly developed.

試料採集地の地況および植生

Table 2. Topographic feature and vegetation of the sampling place.

断面番号 Profile No.	土 壌 型 Type of soil	地 形 Topo- graphic feature	標 高 Altitude	方位・傾斜 Direction and inclination of slope	植 生 Vegetation	造林木の 成 長 Growth of tree	林 令 Age of forest
1	BA	猪尾根上部	^m 670	N 35°	ヒノキ (3) (造) クリ, コナラ トウゴクミツバツツジ	d (cm) 7 h (m) 6	45
2	BB	鈍頭尾根 上 部	1000	S 74° E 18°	ツガ (3) モミ (+) ブナ (+) スズタケ (5)	50 20 70 20 45 22	200 ~ 250
3	Bc	平 坦 な 稜 線 上	950	S 80° E 12°	ヒノキ (5) (造) シロモジ (1) スズタケ (5)	12 9	45
4	Bd (comp.)	ドーム状 残丘の脚部	1000	S 20° W 31°	ヒノキ (3) (造) アカマツ (2) ヤマツツジ (1) ミヤコザサ (5)	9 8	31
5	BE	長大な斜 面の脚部	810	S 21° W 37°	スギ (5) (造) ムラサキシキブ (1) ノリウツギ (1) スズタケ (2)	30 20	32
6	Bd (comp.)	準 平 原 平 坦 面	980	N 70° E 15°	ヒノキ (5) (造) スズタケ (1) ヒカゲノカズラ (5)	9 9	50
7	Bd (comp.)	同 上	940	N 70° W 15°	ヒノキ (5) (造) ヤマウルシ (1) スズタケ (2)	11 10	50
8	BE (porous)	長大な斜 面の脚部	750	S 70° E 40°	スギ (5) (造) シロモジ (2) タマアジサイ (2)	35 25	50
9	Bd	山 脚 部	800	S 30° E 27°	スギ (5) (造) スズタケ (3) タマアジサイ (+)	40 23	50
10	BI	ドーム状 残 丘 の 頂 部	900	S 70° W 10°	ヒノキ (5) (造) コナラ (3) クリ (+) ネジキ (+)	7 6	40
11	BI	山 麓 緩 斜 面	880	8°	ヒノキ (5) (造) コナラ (+) アセビ (+) ヒカゲノカズラ (3)	15 11	40

12	BI (crumb.)	小沢沿い、 山 脚 部	800	N 8° E 19°	ヒノキ (5) (造) コシアブラ (+) ウツギ (+)	23	17	40
13	BI (wet)	山 脚 部	820	S 70° E 24°	ヒノキ (5) (造) シロモジ (+) シシガシラ (+)	17	16	40
14	Bc	Prof. 3 と同位置						
15	Bd	稜線上部 緩 斜 面	780	S 20° E 27°	ヒノキ (5) (造) モミ (2) カマツカ (2) シロモジ (2)	21	15	54
16	Bd	長大な斜面 中 腹	800	S 50° W 33°	ヒノキ (5) (造) シロモジ (2) クロモジ (2) コアジサイ (2)	25	15.5	54
17	Bd (comp.)	斜面やや 上 部	740	S 4° E 32°	スギ (5) (造) クリ (2) シロモジ (2) ミズナラ (1)	19	13.0	43
18	Bd (comp.)	準平原 平坦面	940	S 11° W 12°	ヒノキ (5) (造) シロモジ (2) ドウダンツツジ (2) タカノツメ (1)	13	7.8	60
19	Bd (comp.)	同 上	940	S 7° W 15°	ヒノキ (5) (造)	13	8.2	58
20	Bd	準平原 緩 斜 面	960	S 50° E 22°	ヒノキ (5) (造) モミ (2) シロモジ (2) ヒカゲノカズラ (4)	19	12.9	60
21	Bd	準平原 平坦面	970	S 40° E 7°	ヒノキ (5) (造) モミ (1) シロモジ (+) ヒカゲノカズラ (5)	14	11.1	50
22	Bd ⁹	斜面中腹の やや凹部	790	S 79° W 23°	スギ (5) (造) コナラ (2) フジ (2) コアジサイ (1)	20	15.0	40
23	Bd	斜面下部の やや凸部	790	S 40° E 33°	スギ (5) (造) ミズナラ (2) コナラ (2) クリ (1)	15	12.0	45
24	BE	斜面上部 緩 凹 谷	800	S 25° W 30°	ヒノキ (5) (造) シロモジ (2) ヤマコウバシ (2) キイチゴ (1)	29	17.2	60

25	BE	小沢沿い 山脚部	710	N 20° E 15°	スギ (5) (造) ウツギ (2) タマアジサイ (3) ミゾシダ (1)	37 22.1	52
26	BI	山麓 平坦台地	800		ヒノキ (2) (造) カラマツ (2) (造) アカマツ (1) ヤマツツジ (3)	不良 成林せず	約40
27	BI	同上	800		ススキ (5) レンゲツツジ (1) アカマツ (稚) (+)		
28	BI	同上	800		ミズナラ (5) アカシデ (+) ミヤマガマズミ (+)		
29	BI	同上	650		ササ (5) ヤマツツジ (+) スギ (稚) (造) ヒノキ (々) (造)	植栽木 生育せず	
30	Bd'	河岸段丘 平坦面	310		アカマツ (5) (造) アカシデ (+) クリ (+) コナラ (+)	20 14	40
31	BI	山麓 平坦面	520		アカマツ (1) カシワ (1) コナラ (+) ハギ (2)		
32	BI	平地	200		苗畑 ヒノキ (2 年生)		
33	Bd'	落尾根 鞍部	500		ヒノキ (5) (造) イヌシデ (1) アオハダ (1) ヤマツツジ (1)	18 14	40
34	BI (dry)	緩斜面	1350	S 65° E 10°	トウヒ (2) (造) カラマツ (2) (造) リギダマツ (+) (造) ノリウツギ (2)	やや良	約40
35	BI	稜線部 緩斜面	1400	E 25°	ヤエガワカンバ (+) ススキ (5) ワラビ (+)		
36	BI (dry)	斜面上部	1400	E 25°	カラマツ (2) (造) ヒノキ (3) (造)	カラマツ やや良	約40
37	BI	山頂 平坦面	1300		ミズナラ (2) ススキ (4) ワラビ (1)		

38	崩壊地 (やや回復)	側侵蝕面	1240	N 30° E 40°	ミズナラ (3) ウツギ (1) ニワトコ (1)		
39	BI	稜線鞍部 に近い 山脚部	1290	SE 25°	コナラ (4) ミズナラ (1) クリ (+)		
40	BI	稜線頂部 緩斜面 (準平原)	1480	SE 25°	ブナ (3) ミズナラ (1) ウラジロモミ (+) スズタケ (+)		
41	BI (dry)	斜面中腹	1330	SW 30°	カラマツ (1) (造) ヒノキ (4) (造) スズタケ (+)	カラマツ 良	約40
42	Bd	斜面上部	1400	S 40°	カラマツ (1) (造) ヒノキ (5) (造) 地表なし	カラマツ やや良	約40
43	Bd	横尾根近 くの斜面	1300	S 25°	クリ (3) ミズナラ (2) ハンノキ (+) リョウブ (+)		同上
44	Bd	同脊 上面	1300	N 25°	カラマツ (5) (造) ヒノキ (3) (造) モミジイナゴ (+)	不良	同上
45	Bd	斜面中腹 やや凸部	1300	E 25°	クリ (3) ミズナラ (2) ヤマザクラ (+) ヤマハンノキ (+)		
46	Bd	山腹 緩斜面	1300	S 15°	ススキ (5) ワラビ (+) シロヤマギク (+)		
47	Bd	斜面中腹	1300	S 25°	カラマツ (1) ヒノキ (5)	カラマツ 良好	約40
48	BI	山頂 平坦面	840	NE 5°	ヒノキ (5) (造)	不良	約45
49	BI	同上	800	E 5°	ヒノキ (5) (造)	不良	同上
50	BI	山頂 緩斜面下部	720	S 60° E 25°	ヒノキ (5) (造)	良	同上
51	BI (糊化)	山頂 緩斜面上部	780	N 30° W 20°	ヒノキ (3) (造) ヤシヤブシ (2) サクラ (1) リョウブ (1)	不良 よく成林 せず	同上

52	BA	痔尾根 頂部	580	S 25°	アカマツ (3) コナラ (2) ミズナラ (2) リョウブ (1)			
53	Bc	鈍頂 尾根上部 緩斜面	550	S 15°	コナラ (3) ミズナラ (1) クリ (1) アオダモ (1)			
54	Bc	稜線上 平坦面	560	S 60° W 9°	アカマツ (3) コナラ (1) ウリハダカエデ (1) ミヤコザサ (2)			
55	Bd	稜線鞍部に 近い凹地	600	N 70° E 25°	スギ (4) (造) カラマツ (1) クロモジ (2) キイチゴ (2)	30	24	約50
56	Bd	山脚部	520	S 18°	ヒノキ (2) (造) アカマツ (2) (造) ヤマツツジ (1) チゴユリ (1)	不	良	約60
57	Be	山脚部	220	S 25°	スギ (5) (造) タマブキ (+)	22	21	35
58	Be	山脚部	550	S 45° E 32°	ミズキ (5) ヤマジノホトトギス (+) オダカラコウ (+)	10	10	10
59	Bl (dry)	山頂 平坦面	540		クリ (3) ミズナラ (1) アカマツ (+) カシワ (+)			
60	Bl (dry)	山頂 緩斜面	800	N 20°	ミズナラ (1) マンサク (1) ウリハダカエデ (1) スズタケ (5)			
61	Bl (comp.)	山麓 緩斜面 (押出)	500	N 6°	コナラ (1) クリ (1) カシワ (1) シバ (5)			
62	Bl (wet)	準平原 平坦面	540	SE 8°	スギ (5) (造) ミズキ (1) フジ (2) ヤマドリゼンマイ (3)	18	13	25
63	Bl (wet) crumb	沢沿い 山脚部	420	N 70° E 12°	スギ (5) (造) フジ (+) ハナイカダ (+) モミヂハグマ (+)	良	好	約30

64	BA	小尾根 頂部	300	S 10°	アカマツ (4) ウラジロノキ (2) コバノトネリコ (1) コナラ (1)			
65	BA	尾根上 山頂部	510	S 24°	アカマツ (3) ヒノキ (4) (造) コナラ (1) オオバスのノキ (1)	アカマツ 40 20 ヒノキ 10 8		約50
66	Bl (comp.)	残丘脚部 (平坦面)	460	E 8°	カラマツ (4) (造) アカマツ (1) シバ (5) ノチドメ (4)			約20
67	Bl (wet)	残丘脚部 (平坦)	550	E 6°	コナラ (4) ミズナラ (3) カシワ (+) ニツコウザサ (5) トリアシショウマ (1)			
68	Bn	尾根頂部	670	S 12°	ヒノキ (5) (造) アセビ (3) ヒノキ (3) ヒカゲノカズラ (3)	28	19	約65
69	Bn	長大斜面 上部	660	N 54° W 40°	ヒノキ (5) (造) ヒサカキ (2) アセビ (2) ヒカゲノカズラ (2)	26	14	同上
70	Bn	長大斜面 上部	680	E 35°	スギ (5) (造) アオハダ (2) アオダモ (+) スズタケ (+)	良		同上
71	Bn	長大斜面 中腹	640	S 70° E 49°	スギ (3) (造) クリ (1) コナラ (1)	18	13	同上
72	Be	長大斜面 下部	610	SE 38°	スギ (5) (造) サワアジサイ (+) マツカゼソウ (+)	36	25	同上
73	Be	山脚部	600	SE 37°	スギ (5) (造) マツカゼソウ (+)	36	26	同上
74	Bl (dry)	痔尾根 頂部	1040	S 78° E 33°	コナラ (5) クリ (1) ミズナラ (1) ミヤコザサ (5)			
75	Bl (wet)	稜線鞍部 平坦面	1080	N 52° E 17°	ススキ (5) トダシバ (2) ヒカゲスゲ (2) ワラビ (1)			

76	B/ (dry)	瘠尾根 頂部	1120	S 78° W 20°	カラマツ (3) (造) マンサク (2) アカマツ (+) コナラ (3)	8	7	約40
77	B/ (crumb)	山脚部	930	S 22°	スギ (5) (造) クリ (+) コナラ (+)	22	19	同上
78	BA	稜線頂部	460	S 40° E 9°	ヒノキ (5) (造) ヒサカキ (3) サカキ (3) シキミ (2)	11	9.5	34
79	Bc	稜線上部 緩斜面	420	S 37° W 22°	スギ (5) (造) モミ (2) アセビ (1) コアジサイ (3)	15	10.5	52
80	Bd'	稜線頂部 (準平原) 平坦面	500		ヒノキ (5) (造) モミ (2) ネジキ (1) スズタケ (4)	13	9.5	45
81	Bd	斜面中腹	430	N 23° W 35°	ヒノキ (5) (造) † ヒサカキ (2) サワアデサイ (1) ムラサキシキブ (1)	19	15.5	38
82	Bd	稜線頂部 (準平原) 平坦面	500		ヒノキ (5) (造) アブラチヤン (+) チゴザサ (+)	25	17.0	46
83	Bd	同上	500	W 12°	ヒノキ (5) (造) トウゲシバ (+) ミヤマシキミ (+)	21	16.0	39
84	Bd	斜面中腹	360	S 40° W 20°	スギ (5) (造) アオキ (1) クロモジ (1) コアジサイ (3)	29	18.5	51
85	Be	山脚部	360	N 78° W 30°	スギ (5) (造) アオキ (2) ハナイカダ (2) ヤブムラサキ (1)	22	17.5	40

植生: カッコ内の数字は優占度, (造)は造林木

植生はおおよそ高木, 亜高木, 低木, 地表の階層に分けて主要なものを記載した。

また, 造林木の成長は断面付近 10~20 m² 内の平均木の胸高直径と樹高を表わした。

なお, 樹幹解析を行ったものについては小数下一位まで表わした。

考 察

森林土壌の水分状態を把握するにはまだ乏しい資料であり, また採集法, 採集時期等についても不完全なものであるが, 得られた結果の範囲内で考察を試みた。

試料採集の時期は昭和 29 年 8 月より同 31 年 6 月までの間で, 月別にすれば, 1, 2 月を除いておおよそ毎月試料の採集を行っているから, Bd 型および B/ 型 (適潤性) 土壌については最も乾いているときの pF 値, 最も湿っている pF 値および平均の値を提示することに意義があると考えられよう。

ほかの土壌型については試料の数が不足であるからあまり信頼をおける値ではないが, 同時に採集した Bd 型土壌の pF 値と比較して, どの程度乾いているか, または湿っているかを推察することはできるであろう。

各土壌型の水湿状態

第3表に各土壌型の各層位について採集時水分の pF 値の平均値および最低値, 最高値を示した。

Table 3. 各土壌型の採集時水分の pF 値の平均値, 最低および最高値
Average, lowest and highest pF values of each types of soils in natural conditions.

土 壌 型 Type of Soil	層 位 Horizon	pF		
		平 均 Average	最 低 Lowest	最 高 Highest
BA	A (m)	3.6	3.5	3.8
	B	2.7	2.5	2.9
Bn	A (H-A)	2.6	1.9	2.9
	B	2.5	2.4	2.7
Bc	A	2.5	2.3	2.7
	B	2.4	2.2	2.6
Bd'	A	2.7	2.7	2.8
	B	2.4	2.3	2.5
Bd	A ₁	2.14	1.7	2.7
	A ₂	2.02	1.9	2.5
	B	2.00	1.7	2.6
Be	A	1.88	1.6	2.5
	B	1.89	1.7	2.3
B/ (dry)	A ₁	2.4	2.2	2.6
	A ₂	2.2	2.0	2.5
	B	2.2	2.0	2.3
B/	A ₁	2.04	1.9	2.2
	A ₂	2.03	1.8	2.2
	B	1.97	1.8	2.1
B/ (wet)	A ₁	1.9	1.8	1.9
	A ₂	1.8	1.7	1.9
	B	1.8	1.7	1.9

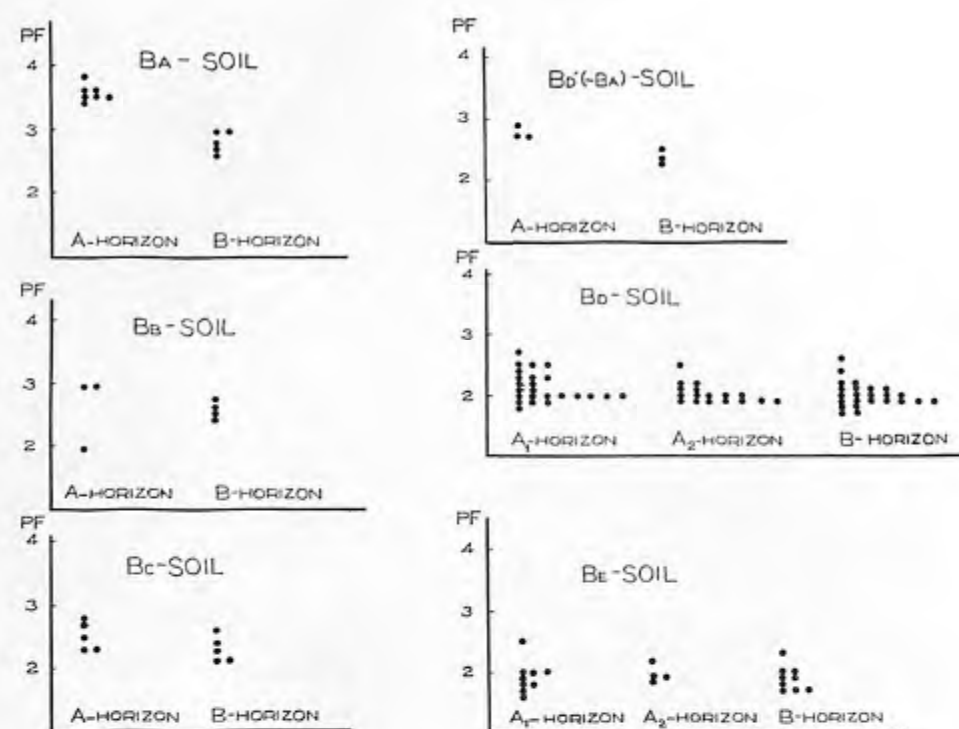


Fig. 4 各土壌型の水湿状態 (pF 値)
pF values of each types of soils in natural condition.

各土壌型の水湿状態およびその特徴は第3表から次のように考えられる。

BA 型土壌は各土壌型中、常に最も乾いている。また、季節的な変化もあまり認められない。特に A 層はすこぶる乾いている。

Bb 型土壌は試料が少ないので、水湿状態の傾向はわからないが、A 層 (H-A) はかなり湿つていときがあるようである。しかし、この場合でも B 層は乾いている。A 層土のかかなり乾いていることももちろんある。

Bc 型土壌は弱乾性の特徴を表わしている。

Bd 型土壌 (乾性の Bd 型) は試料が少ないので確かなことはいえないが、かなり乾いている。これは BA 型に近い Bd'~(BA) 型の土壌を採集したためであろう。

Be 型土壌は pF 2 付近に一番よく集まっている。われわれが適潤と考えている水湿状態はおおよそこの付近であろうと考えられる。

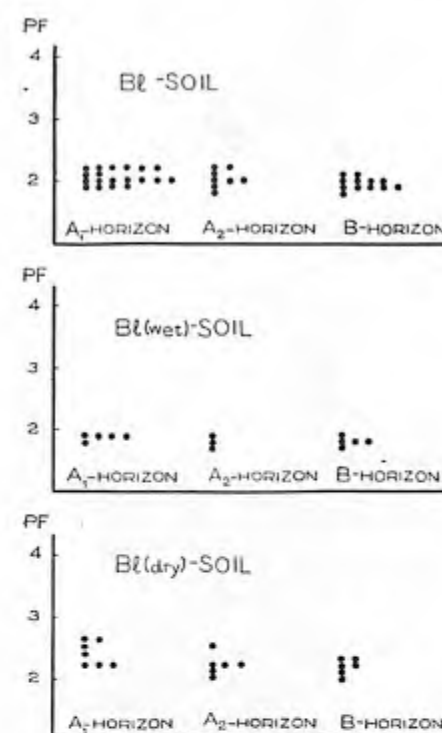
Bl 型土壌は Bd 型よりわずかに湿っている。

Bl 型土壌についても大体おなじようなことがいえる。すなわち、Bl 型 (適潤) は Bd 型と同様に pF 2 付近に集中する。また、Bl (dry) 型はこれより乾性で、Bl (wet) 型はわずかに湿っている。

第4図に各土壌型の採集時 pF 値を図示した。これによっても上記のような分布状態が知れよう。

水分飽和度と pF 値

第1表から知れるように、土壌の含水量 (絶乾細土重に対する水分量の%) はまったく水湿状態を表わしていない。このことは緒言にも述べたが、この原因は土性 (機械的組成) だけにあるわけでもない。那



須国有林および沢渡国有林の場合のように、火山灰土では一般に含水量が高いようである。

また、飽水度 (最大含水量に対する %) も pF 値と一致しないことも緒言で述べた。このことは土壌の構造、特につまり方の違いによつて pF 値が異なるのである。第3表から見てもカベ状構造 (Massive) の土壌は一般に飽水度が高く、団粒状構造 (Cr.) あるいは粒状構造 (Gr.) の発達したものは飽水度が比較的低くても湿つた状態にあるのである。

飽水の難易

土壌には水に浸漬してもほとんど吸水しないか、または非常に吸水し難いものがある。特に乾性土壌の表層土が乾いているとき、吸水し難くなるという結果を得^{41, 42)} ているが、このような傾向は第1表からも考えられる。すなわち、第1表の採集時水分の標示で、飽水量に対する % のうち、カッコを付した数字は、吸水困難な土壌をアルコールでしめらせてから飽水させ、この飽水量に対する % を表わしたものである。アルコール散布をしたときとしないときとで飽水量の差が大きい土壌ほど、

吸水し難いと考えてよい。

このような吸水し難い性質のあらわれる水湿状態は、pF 2.6~2.7 ぐらいと思われる。下層土は乾いていてもこのような性質はあまりあらわさない。

土壌の水湿状態と pF 値

本報告のはじめに森林土壌調査で用いている水湿状態の基準とこれに対応する pF 値の範囲を示したが、各土壌型の pF 値から考えて、pF 値と水湿状態との関係は次のようにした方がよいと思われる。

pF 値	3 以上	3~2.5	2.5~2	2~1.7	1.7 以下
水 湿 状 態	乾	やや乾	潤	湿	過 湿

摘 要

1. 森林における土壌の水湿状態は普通どの程度か、また土壌型によつてどの程度、水湿状態に差があるのかという問題について実験を行つた。
2. 土壌の水湿状態は含水量によつては表わし得ない。また、飽水度 (飽水量に対する %) でも完全な標示はできない。pF 値による標示が最も適している。
3. 各土壌型の水湿状態についてはおおよそ第3表のような結果を得た。なお、Bd 型、Bl 型 (適潤性) 土壌以外は試料が少ないので、あまり確かではないが、BA 型、Bb 型、Bc 型、Bd 型、Be 型の順

に乾性から湿性になっている。すなわち、土壤断面の形態的特徴によつて類別した土壤型が、水分を基礎にした土壤型分類の概念とよく一致するものである。

また、実験結果の範囲では、次のようなことがいえる。

BA 型土壤は常に最も乾いている。

BB 型土壤の表層土はかなり湿つた状態のものがある。

BC 型土壤は弱乾性の土壤である。

BD 型土壤は pF 2 付近の水湿状態にあることが多い。

BE 型土壤は弱湿性の特徴を表わしている。

BI 型土壤についても同様に、BI (dry) 型土壤は弱乾性、BI (wet) 型土壤は弱湿性の水湿状態を表わしている。

文 献

- 1) COLMAN, E. A.: Soil Sci. 63 (1947)
- 2) CRONEY, D., COLMAN, J. D.: Jour. Soil Sci. 5 (1954)
- 3) LAATSCH: Dynamik der mitteleuropäischen mineral Böden (1954)
- 4) 真下育久: 日林誌, 34, 5 (1952)
- 5) " : " 38, 2 (1956)
- 6) " : " 38, 10 (1956)
- 7) 大政正隆: 林土調報 1 (1951)
- 8) " : 真下育久: 林土調報 8 (1957)
- 9) RICHARDS, L. A., WEAVER, L. A.: Jour. Agr. Res. 69 (1944)
- 10) 林野庁・林業試験場: 国有林林野土壤調査方法書 (1955)

Moisture Condition (pF) of Forest Soil

Yoshihisa MASHIMO

(Résumé)

The forest soils in our country have been surveyed in recent years in accordance with the classification originated by Dr. OHMASA, in which the so-called brown forest soils were classified into the following main 6 unit-types on the basis of their characteristics such as form and disposal of organic matter, size and shape of structure.

Brown Forest Soils

BA-soil	Dry brown forest soil (Steep slope type)
BB-soil	" (Gentle slope type)
BC-soil	Weakly dried brown forest soil
BD-soil	Moderately moist brown forest soil
BE-soil	Weakly wetted brown forest soil
BF-soil	Wet brown forest soil

The black soils which have pure black color in A horizon were also divided into 3 unit-types as follows:—

Black Soils (Ando Soil black)

BI (dry)-soil	Weakly dried black soil
BI-soil	Moderately moist black soil
BI (wet)-soil	Weakly wetted black soil

These unit-types of soil were classified not by their moisture conditions in the field but by their morphological characteristics, because the moisture conditions of the soils were variable depending upon the atmospheric phenomena.

To make clear the correlation between the unit-types of soil and its moisture condition, 85 profiles containing 204 samples were collected from 8 forests located in the middle and north-eastern part of Japan at various times from August 1954 to June 1956 and measured for moisture (pF values) of them in natural conditions by a membrane-suction method.

The core samples of soil (4 cm × 100 cm²) were wetted with water for about 24 hours and then placed on the apparatus shown in Phot. 1 contacted with water through the membrane. The water held in the soils was extracted to the bullet (E) according to the suction supplied. Thus the pF-moisture curves of the soils were made. But a centrifugal method was used for measuring above pF 2.7 of them.

The membrane used for this measuring was a filter paper coated with collodion, which was made by soaking in solution of collodion-acetic acid and fixing in water.

The data of the soil for those other than BD-, BE- and BI-soil are not sufficient to discuss the moisture condition of each type of soil, but so far as the data given in Table 1 are concerned, the soils classified on the basis of morphological characteristics are seemingly closely related to moisture conditions seen in Table 3 and Fig. 4. The average pF values of each unit-type of soils in natural conditions are ranged from high to low in accordance with the order of BA-, BB-, BC-, BD-, BE-soil, and the same relationship is recognized in the case of the black soils.

The moistness of the soils will be expressed by pF values as follows:—

Moistness of soil	Dry	Weakly dry	Moderate Moistness	Weakly wet	Wet
pF	above 3	3~2.5	2.5~2	2~1.7	below 1.7

TIURIN 法による土壤有機炭素の定量の検討 およびその改良法について*

河 田 弘⁽¹⁾

I ま え が き

土壤の有機炭素の定量法としては乾式、または湿式燃焼法および酸化滴定法が用いられている。燃焼法は精度は高いが高度の技術と熟練を必要とし、また定量に多くの時間を必要とする。これに対して酸化滴定法は迅速かつ簡易に行い得るが、精度の劣る欠点がある。現在わが国の森林土壤調査では有機炭素の定量法として TIURIN 法（酸化滴定法）を採用しているが、従来の経験によればこの方法においては実験誤差および個人誤差が比較的大きく、その精度は必ずしも満足すべきものとは言い難いように思われる。

筆者は TIURIN 法のこれ等の欠点を除きたいと思つて、実験条件について多少の検討を加えた結果はほぼ満足し得る段階に到達したので、その結果をここに報告する。また酸化滴定法では後で述べるように $K_2Cr_2O_7$ の消費量は、腐植の形態および組成の相異に伴つて炭素含有量以外の因子によつて影響を受け、必ずしも炭素含有量と比例しないことが指摘されているが、森林土壤についてこの点に関する知見もあわせて検討することとした。

この研究を行うに当り終始御鞭撻を賜つた前場長（現東大教授）大政正隆博士ならびに土壤調査部長宮崎博士に深く感謝する。

II 今までの研究

土壤、または堆肥の有機炭素の酸化滴定法による定量は、一定量の $K_2Cr_2O_7$ を用いて（ H_2SO_4 存在下に）有機炭素を酸化して CO_2 とし、未消費の $K_2Cr_2O_7$ の定量値から酸化に要した $K_2Cr_2O_7$ の量を求め、有機炭素を定量する方法である。この方法は SCHOLLENBERGER⁽¹⁾ 以後多くの方法が提案されているが、そのおもな相異点は (1) 試料の供試量、(2) $K_2Cr_2O_7$ および H_2SO_4 の濃度および使用量、(3) 加熱温度および時間、(4) $K_2Cr_2O_7$ の定量法等である。

今までに提案されているおもな方法は次のごとくである。

(1) SCHOLLENBERGER⁽¹⁾ 法。

試料 0.5 g、大型試験管中で約 0.35 N $K_2Cr_2O_7$ — H_2SO_4 溶液 [$K_2Cr_2O_7$ の conc. H_2SO_4 飽和溶液] 10 cc を加え、加熱して 175°C に 90 秒保ち、1 分間放冷後水冷し、水で 100 cc に希釈し、NaF 5 g を添加し、Diphenylamine を指示薬として 0.4 N 硫酸第 1 鉄アンモニウム溶液で滴定する。

(2) TIURIN⁽²⁾ 法

試料 0.1~0.5 g、100 cc の三角フラスコ中で、0.4 N $K_2Cr_2O_7$ 溶液 (1:1 H_2SO_4 溶液) 10 cc を加え、加熱して 5 分間煮沸し、放冷後 250 cc に希釈し、Diphenylamine を指示薬として 0.2 N 硫酸第 1

* この報告の一部は日林誌 37, (1955), p. 270~275. に発表した。

(1) 土壤調査部土壤微生物研究室兼土地保全および土壤調査室員

鉄アンモニウム溶液で滴定する。

(3) WALKLEY-BLACK¹⁹⁾ 法。

試料は炭素として 10~25 mg, 350 cc のコニカルビーカー中で, $\text{N K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 溶液 10 cc および conc. H_2SO_4 20 cc を加え, 1 分間振盪後水で 200 cc に稀釈し, NaF 5 g, または H_3PO_4 (85%) 10 cc を加え, Diphenylamine を指示薬として, 0.4 N 硫酸第 1 鉄アンモニウム溶液で滴定する。

(4) RAUTENBERG-KREMKUS²¹⁾ 法。

試料 1~5 g, 250 cc メスコルベン中で, 2 N $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 溶液 25 cc を加え, conc. H_2SO_4 40 cc を水冷しながら加え, 沸騰湯煎中に 3 時間保ち, 冷却後水を加えて 250 cc とし, そのうち 10 cc をとり 0.1 N 硫酸第 1 鉄アンモニウム溶液 25 cc および H_3PO_4 (H_3PO_4 150 cc および conc. H_2SO_4 150 cc に水を加えて 1 l にする) 2 cc を加え, Diphenylaminsulfonsäure を指示薬として 0.1 N $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 溶液で逆滴定する。

(5) ALTEN-WANDROWSKY-KNIPPENBERG 法¹¹⁾ [LICHTERFELDE 法]

RAUTENBERG-KREMKUS 法とはほぼ同様であるが, 沸騰湯煎上で 1.5 時間加熱, 一定量に稀釈後一部を用いて Jodometry で $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ を定量する。

(6) KICK²¹⁾ 法。

RAUTENBERG-KREMKUS 法とはほぼ同様, 沸騰湯煎上で 1 時間加熱する。

(7) SAUERLANDT-BERWECKE¹⁹⁾ 法 [厩肥の炭素の定量]

試料 200 mg, 250 cc メスコルベン中で conc. H_2SO_4 50 cc を加え 5~10 分放置, 水冷しながら 2 N $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 溶液 25 cc を加え, 1.5 時間 125°C の油煎上で加熱, 冷却後 250 cc とし, そのうち 20 cc をとり, 水 100 cc および Diphenylamine を加え, 0.2 N 硫酸第 1 鉄アンモニウム溶液で滴定する。

(8) SPRINGER-KLEE¹²⁾ 法。

試料 1~5 g, 200 cc メスコルベン中で 2 N $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 20 cc, conc. H_2SO_4 26 cc を加え, 加熱し 10 分間弱度の沸騰状態に保ち, 放冷後 200 cc とし, 1 夜放置, または遠心分離後, 10 cc をとり 0.1 N 硫酸第 1 鉄アンモニウム溶液 25 cc, H_3PO_4 [H_3PO_4 150 cc および conc. H_2SO_4 150 cc に水を加えて 1 l にする] 2 cc, および Diphenylaminsulfonsäure を加え 0.1 N $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 溶液で逆滴定する。

上記の方法によつて得られた有機炭素の定量値の燃焼法による定量値に対する回収率は次のごとくである。

第 3 回国際土壤学会有機炭素委員会報告²¹⁾によれば, 9 種の同じ試料を用いて行われた分析値は比較的大きな変動を示している。すなわち乾式燃焼法の値に比べて, SCHOLLENBERGER 法は 86~96% 平均 89.0%, Ag_2SO_4 を添加した場合は 88~105%, 平均 94.0% の回収率を示し, TIURIN 法は 82~93% 平均 86.8%, Ag_2SO_4 0.1 g 添加した場合は 88~99% 平均 93.1% および 94~108% 平均 97.7% (2 研究所における分析値) の回収率を示し, WALKLEY-BLACK 法は 63~93% 平均 72.2~84.2% (5 研究所における分析値) の回収率を示している。

SCHOLLENBERGER 法は同氏の報告¹¹⁾では 3 種の土壤について 100~112% の回収率を示すという。

TIURIN 法について関および白石¹²⁾はわが国の 9 種 20 点の土壤の分析値は湿式燃焼法に比べて 88~117% 平均 96% の回収率を示すことを認め, また WAKSMAN^{17), 18)}も TIURIN 法は燃焼法に比べてきわめて満足すべき結果が得られるという。WALKLEY-BLACK 法は同氏等の報告¹⁹⁾では 20 種の英国その

他の土壤について, 燃焼法に比べて 60~86% 平均 76% の回収率を示し, したがつて $\text{N K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 溶液 1 cc を炭素 4 mg として計算することを提案している。SAUERLANDT-BERWECKE 法は同氏等の報告¹⁹⁾では 68 箇の試料について, 乾式燃焼法に対して平均 105% の回収率を示すことを明らかにし, 0.95 の factor を用いることを提案している。SPRINGER および KLEE の結果¹²⁾では大土壌群に属する各種の土壤, 堆肥および泥炭等について, 湿式燃焼法に対して ALTEN-WANDROWSKY-KNIPPENBERG 法は 85~105%, RAUTENBERG-KREMKUS 法は 83~110%, KICK 法は 83~95%, WALKLEY-BLACK 法は 89~120% ($\text{N K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 溶液 1 cc を炭素 4 mg として計算) の回収率を示している。

以上のように酸化滴定法は燃焼法に比べて近似的な回収率を示すが, 試料によつては比較的大きい偏差を示すことが認められる。この原因としては土壤中の Cl^- ²¹⁾ (一般の土壤ではほとんど影響しない), Mn 酸化物²⁰⁾ の存在による影響が指摘され, また H, S, P, Fe^{++} 等の影響もあり得る¹²⁾のではないかと考えられている。さらに, 有機物の carboxyl 基が $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ の消費に関係しないこともこれ等の原因の一部をなすと考えられている¹²⁾。

また, TIURIN¹¹⁾は湿式燃焼法において CO_2 および同時に消費された $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ から有機炭素を定量比較した結果, 湿潤な気候帯の土壤では $\text{CO}_2 < \text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ であるが, 半乾性の気候帯の土壤では $\text{CO}_2 \approx \text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$, 乾性の気候帯の土壤では $\text{CO}_2 > \text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ で, それぞれ $\text{C}_n\text{H}_{2m}\text{O}_{m-r}$, $\text{C}_n\text{H}_{2m}\text{O}_m$, $\text{C}_n\text{H}_{2m}\text{O}_{m+r}$ の腐植の組成を示すことが考えられ, したがつて乾性な気候帯の土壤ほど高度に酸化された腐植の形態を示すことを明らかにしている。また, SPRINGER および KLEE¹²⁾は Schwarzerde の腐植はほかの土壤型に比べて酸化に対する抵抗力が強いことを指摘している。CROWTHER²¹⁾も酸化滴定法においては土壤有機物の形態および組成の相異に伴つて燃焼法に対する回収率も偏差を示し, したがつて一般的な補正值を用いることが困難なことを指摘している。

最近滴定の代りに比色法を用いる定量法も提案されている。すなわち,

GRAHAM¹¹⁾, CAROLAN²¹⁾, RAUTENBERG および SANDHOFF²¹⁾は前記の WALKLEY-BLACK 法¹⁹⁾とはほぼ同様の条件で有機物を酸化し, 未消費の $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ を比色定量する方法を提案し, また CAROLAN²¹⁾, WESTERHOFF²⁰⁾, SPRINGER および KLEE¹²⁾は酸化によつて生成された $\text{Cr}_2(\text{SO}_4)_3$ を比色定量する方法を提案しているが, これ等の比色定量法は滴定法に比べてきわめて良く一致した定量値が得られるという。

その他の酸化滴定法としては, PACHECO-BLASCO²¹⁾法が提案されている。すなわち, 試料 0.1 g に 9% H_2SO_4 25 cc を加え 3 分間加熱, 0.5 cc conc. HNO_3 を加えてさらに 3 分間加熱, 冷却後水を加えて約 125 cc に稀釈し, 0.1 N KMnO_4 25 cc を加えて 5 分間煮沸, やや過剰の $(\text{COOH})_2$ を加え, 残存する $(\text{COOH})_2$ を 0.1 N KMnO_4 で滴定, 消費された 0.1 N KMnO_4 25 cc は 12.9 mg の腐植に相当する。

RAUTENBERG および KREMKUS²¹⁾によればこの方法は同氏等の方法とよく一致した結果が得られたという。

III 実験および考察

A 実験方法

1. 酸化滴定法

実験方法は Tiurin¹¹⁾ 法に準じて行つた。

(a) 試 薬

- i) $N K_2Cr_2O_7$ 溶液— $K_2Cr_2O_7$ 49.035 g を水に溶解 1 l にする。
 - ii) conc. H_2SO_4 。
 - iii) 0.2 N 硫酸第 1 鉄アンモニウム溶液—硫酸第 1 鉄アンモニウム 40 g を conc. H_2SO_4 10 cc を含む水 500 cc に溶解、規定度は前記の $N K_2Cr_2O_7$ 溶液一定量に対する滴定値から求める。
 - iv) $H_3PO_4-H_2PO_4$ (比重 1.7) 1:1 溶液。
 - v) Diphenylamine 溶液—Diphenylamine 0.5 g を水 20 cc に溶解し、水冷しながら conc. H_2SO_4 100 cc を加える。
- $K_2Cr_2O_7$ 溶液と conc. H_2SO_4 の混合液 (1:1) は調製後 $K_2Cr_2O_7$ の結晶が析出 (特に冬期に) することが多いので別々に調製して使用した。

(b) 操 作

試料は有機物層は細粉後 0.5 mm の篩で篩別した試料を、鉱質土層は乳鉢で十分に圧砕したものを供試した。

試料 50~1000 mg (carbon として約 15~20 mg) を 100 cc 三角コルベンにとり、 $N K_2Cr_2O_7$ 溶液 10 cc を加えてよく混和した後、conc. H_2SO_4 10 cc を加え、小型ロートで蓋をして、ただちにあらかじめ所定の温度に加熱してある油煎中に移し、ときどきコルベンを回転しながら一定時間加熱した。暫時放冷後コルベンの内容物を 600 cc 容蒸発皿に移し、コルベンの内壁およびロートを洗滌し、さらに水を加えて全容を約 250 cc とし、 H_3PO_4 10 cc および Diphenylamine 10 滴を加え、硫酸第 1 鉄アンモニウム溶液で滴定し、液が藍青色を失つて鼠緑色になる点を以て終点とした。

試料中の $Cmg = 0.6 \times (B - V) \times F$

B: ブランクにおける滴定値 (cc), V: 本定量の滴定値 (cc), F: 0.2 N 硫酸第 1 鉄アンモニウム溶液の Factor。

2. 湿 式 燃 焼 法

実験方法は農学会法¹²⁾に準じて行つた。

(a) 装 置

大政⁶⁾の方法にしたがつて途中で燃焼管一直径約 3 cm、長さ 60 cm の石英管に、あらかじめ灼熱して有機物を除いた軽石をつめる一を設けた。 CO_2 の吸収は 0.2 N NaOH 50 cc を添加した 3 つの三角コルベン (200 cc) または大型試験管に、先端を毛細管にした通気管をつけて使用した。

(b) 操 作

試料 (carbon として 50 mg 前後) を燃焼フラスコにとり、約 10 分間通気して内部の CO_2 を除いた後、0.2 N NaOH を添加した前記の三角コルベン (または大型試験管) を接続し、燃焼フラスコ中に無水クロム酸液 (40%) 10 cc を加え、ついで conc. H_2SO_4 40 cc を発泡の状態に注意しながら徐々に添加する。ついで最初ゆるやかに加熱し、徐々に加熱の度を強め弱い沸騰状態を持続する。30 分加熱後三角コルベンをとりはずし、通気管の内外壁を CO_2 を除いた水で洗滌し、各コルベンに 10% $BaCl_2$ 溶液 20 cc を加え、先端を毛細管にしたガラス管をつけたゴム栓をはめて加熱、1 分間沸騰状態を保つた後、ただちに phenolphthalein を指示薬として 0.2 N HCl で滴定する。

$$Cmg = 1.2 \times (B - V) \times F$$

B: ブランクの HCl 滴定値 (cc), V: 本定量の HCl 滴定値 (cc), F: 0.2 N HCl の Factor

以下に示す定量値は Tiurin 法および湿式燃焼法ともに 3 回の平均値を以て示した。

B Tiurin 法の実験条件—加熱温度および時間—の検討

前述の CROWTHER³⁾, SPRINGER および KLEE¹²⁾ の結果に示されているように、おなじ試料についての定量値が分析方法の相異によつて異なることは、加熱温度および時間の相異が $K_2Cr_2O_7$ の有機炭素の酸化に著しい影響をおよぼすことを示すものと思われる。したがつて筆者は Tiurin 法についてまずこの点を検討することとした。加熱方法は油煎 (流動パラフィン) を使用した。なぜならば砂皿または金網上では常に一定した加熱状態を得ることはきわめて困難であり、前述のように実験誤差および個人誤差が比較的大きい原因も加熱条件の不安定なことが大きな原因と考えられたからである。

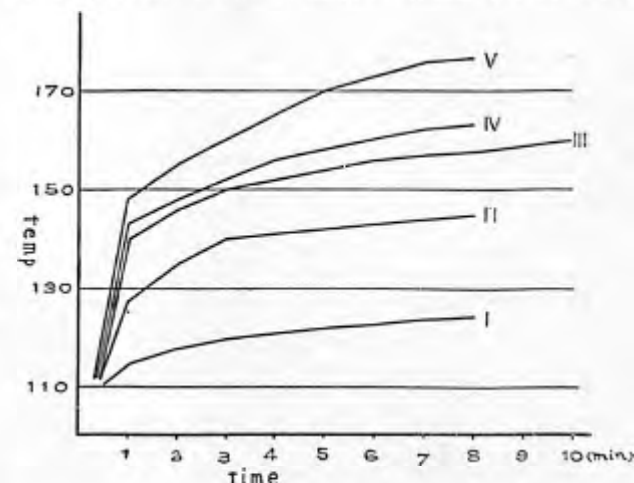
(1) 液温と発泡 (沸騰) との関係

Tiurin 法では、試料に $K_2Cr_2O_7-H_2SO_4$ 溶液を添加後加熱して 5 分間弱度の沸騰 (煮沸) 状態を保つとしてゐる。筆者が液温と沸騰状態 (煮沸) との関係を検討した結果、ブランクテスト (毛細管添加) では液温 140°C 付近から弱い沸騰が始り、液温の上昇につれて沸騰は次第に烈しくなり、170°C 付近以上では白煙を生ずるにいたる。数種の土壌について行つた場合もほぼ同様の結果が得られた。したがつて沸騰状態を保つとしても液温は 140~170°C の比較的低い巾が存在する。

(2) 油煎の温度と燃焼液の温度の関係

$K_2Cr_2O_7$ 溶液および H_2SO_4 を混合直後液温は約 110° 前後に上昇する。これをただちに一定温度に保つた油煎中に浸漬した場合の燃焼液の温度の上昇経過は Fig. 1 に示すごとくである。

液温の上昇経過は土壌の種類および添加量の相異によつて、浸漬後 1~4 分間



油煎温度:

Temperature of oil bath is as follows:

I: 130~135°C II: 160~165°C III: 175~180°C

IV: 190~195°C V: 205~210°C

第 1 図 燃焼液の温度曲線

Fig. 1 Temperature curve of combustion solution.

第 1 表 ブランクテストにおける加熱による $K_2Cr_2O_7$ の分解量

Table 1 Amount of decomposed $K_2Cr_2O_7$ by heating in blank test.

油煎温度および加熱時間 Temp. of oil bath and time of heating.	$K_2Cr_2O_7$ の分解量 Amount of decomp. $K_2Cr_2O_7$ (%)	相対誤差 Relative error (%)
130~135°C 8 min.	0.34	0.02
160~165°C 8 min.	0.54	0.06
190~195°C 8 min.	1.08	0.07
205~210°C 8 min.	3.45	0.45
215~220°C 8 min.	6.38	1.20
175~180°C 5 min.	0.17	0.03
175~180°C 10 min.	0.79	0.06
175~180°C 15 min.	2.55	0.44

燃焼液の温度曲線は Fig. 1 に示した。

Temperature curve of combustion solution is shown in Fig. 1.

は $\pm 2^{\circ}\text{C}$ 位の相異が見られるが、5分以後の温度経過はほとんど差が見られない。ブランクテストの場合は土壌を添加した場合に比べて $160\sim 165^{\circ}\text{C}$ [II] 以下の温度ではほとんど差が見られないが、 $175\sim 180^{\circ}\text{C}$ [III] 以上の場合は浸漬後 1~2 分間は $2\sim 4^{\circ}\text{C}$ くらい低い、以後の経過はほとんど同じである。したがって油煎を用いる場合は燃焼液の温度はほぼ一定の条件に保たれ、加熱条件の不安定なことに基く影響は除かれると見て差支えないであろう。

油煎の温度はコルベンの底部—燃焼液付近の温度を測定した。なお、この測定の場合は小型ロットで蓋をしていないので、本定量の場合はいずれもさらに多少高温になっているのではないと思われる。

(3) 加熱条件と $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ の自己分解の関係

各加熱条件における $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ の自己分解（ブランクテストにおける）は Table 1 に示すごとくである。比較的低温（ $130\sim 135^{\circ}\text{C}$ 、8 分）においても自己分解を示し、加熱温度および時間の増大するに伴って自己分解は次第に増大し、 200°C 以上では著しく増大する。また、相対誤差は $190\sim 195^{\circ}\text{C}$ 、8 分以下では僅少であるが、 200°C 、8 分以上および $175\sim 180^{\circ}\text{C}$ 、15 分では著しく増大する。

(4) 加熱条件の相異に伴う炭素定量値の変化—(1)。

加熱条件と炭素定量値の関係について、次の 4 種の土壌—東京都水源林土壌の Bb 型土壌 A および B 層、Bc 型土壌 A 層、Be 型土壌 A₁ 層—について、油煎温度を (i) $130\sim 135^{\circ}\text{C}$ 、(ii) $160\sim 165^{\circ}\text{C}$ 、(iii) $190\sim 195^{\circ}\text{C}$ として検討した。加熱時間はいずれも 8 分を用いたが、この点は燃焼液の温度が (i) $120\sim 125^{\circ}\text{C}$ 、(ii) $140\sim 145^{\circ}\text{C}$ 、(iii) $153\sim 163^{\circ}\text{C}$ に 5 分間保たれるようにした (Fig. 1 参照)。

分析結果は Table 2 に示すごとくである。

第2表 加熱温度の異なる場合の Tiurin 法による土壌有機炭素の定量値
Table 2 Organic carbon content of soil determined by the Tiurin's method with different temperature of heating.

試料番号 Sample No.	湿式燃焼法による炭素含有量 Carbon content by wet combustion method % (C_1)	Tiurin 法による炭素含有量 Carbon content by Tiurin's method % (C_2)			回 収 率 Rate of recovery ($\frac{C_2}{C_1}$) %		
		油 煎 温 度 Temperature of oil bath					
		$130\sim 135^{\circ}\text{C}$	$160\sim 165^{\circ}\text{C}$	$190\sim 195^{\circ}\text{C}$	$130\sim 135^{\circ}\text{C}$	$160\sim 165^{\circ}\text{C}$	$190\sim 195^{\circ}\text{C}$
2	18.1 0.79%*	15.4 1.20%*	16.3 0.56%*	17.7 1.24%*	85.1	90.1	97.8
3	5.46 0.63	4.65 0.56	5.12 0.38	5.74 0.52	85.2	93.8	105.1
4	8.99 0.47	8.15 0.48	8.65 0.48	9.18 1.12	90.6	96.1	102.0
9	11.1 0.23	9.96 0.31	10.3 0.62	11.3 0.78	89.7	92.8	101.8

試料番号は Table 4 とおなじ Sample No. is same as Table 4.

加熱時間は 8 分 Time of heating is 8 minutes.

* 相対誤差 Relative error.

(i) は有機物の発泡は 4~6 分で終りコルベンの底面からの泡沸は見られない。(ii) および (iii) では有機物の分解による烈しい発泡は約 3 分で終り、以後はコルベンの底面から弱い泡沸が続く。

炭素定量値の湿式燃焼法に対する回収率は各試料いずれも温度の高いほど増大し、(iii) が最も良好な

価が得られた。

おなじ温度における回収率が試料によつて著しく異なることは、腐植の組成および形態の相異によつて酸化に対する抵抗力が異なることを示すものと思われる。また (ii) および (iii) の回収率は比較的大きい差異が見られたが、この点は沸騰状態に持続—(iii) の方が烈しい—という加熱条件の規制では、燃焼液の温度の相異に伴つて $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ の酸化力に比較的大きな相異が見られることを示し、この点は前述の Tiurin 法において個人誤差および実験誤差が比較的大きいことを裏付けるものと思われる。

(5) 加熱条件の相異に伴う炭素定量値の変化—(2)。

(4) の結果油煎温度 $190\sim 195^{\circ}\text{C}$ 、8 分が最も良好な結果が得られたが、この温度では流動パラフィンに多少白煙を生じ、連続的に使用するには不便である。したがって油煎温度を $175\sim 180^{\circ}\text{C}$ に定め、加熱時間—5 分、10 分、15 分—の検討を (4) とおなじ試料を用いて行つた。

分析結果は Table 3 に示すごとくである。

第3表 加熱時間の異なる場合の Tiurin 法による土壌有機炭素の定量値
Table 3 Soil organic carbon determined by the Tiurin's method with different time of heating.

試料番号 Sample No.	湿式燃焼法による炭素含有量 Carbon content by wet combustion method % (C_1)	Tiurin 法による炭素含有量 Carbon content by Tiurin's method % (C_2)			回 収 率 Rate of recovery ($\frac{C_2}{C_1}$) %		
		加 熱 時 間 Time of heating					
		5 min.	10 min.	15 min.	5 min.	10 min.	15 min.
2	18.1 0.79%*	16.9 0.96%*	17.7 0.92%*	17.6 0.86%	93.4	97.8	97.2
3	5.46 0.63	5.35 0.99	5.70 0.13	5.67 0.53	98.0	104.4	104.0
4	8.99 0.47	9.07 0.24	9.17 0.24	9.20 0.96	100.9	102.0	102.3
9	11.1 0.23	10.5 1.18	11.0 1.21	10.9 0.81	94.6	99.1	98.2

試料番号は Table 4 とおなじ Sample No. is same as Table 4.

油煎温度は $175\sim 180^{\circ}$ ($177.5\pm 2.5^{\circ}$)C

Temperature of oil bath is $175\sim 180^{\circ}$ ($177.5\pm 2.5^{\circ}$)C.

* 相対誤差 Relative error.

炭素の回収率は 10 分および 15 分の場合にはほぼおなじ値を示し、湿式燃焼法に最も近い値が得られた。

$175\sim 180^{\circ}\text{C}$ 、15 分加熱は Table 1 に示すように $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ の自己分解も 10 分に比べて著しく増大するので、 $175\sim 180^{\circ}\text{C}$ 、10 分加熱が最適条件と認められた。

C 各種土壌の分析結果

以上の実験結果に基づいて、 $175\sim 180^{\circ}\text{C}$ 、10 分加熱の条件により各種の土壌型に属する試料を用いて定量を行つた。分析結果は Table 4 に示すごとくである。

供試試料 44 点の結果では湿式燃焼法に比べて $93.8\sim 113.6\%$ の回収率を示し、ほぼ満足すべき結果が得られた。すなわち、F および H 層 6 例は $96.4\sim 102.9\%$ 、A 層 30 例では No. 32 (Ba 型土壌 A—(B) 層) および No. 39 (PdI 型土壌 A₂ 層) を除くと $95.2\sim 105.4\%$ 、B 層 8 例では $93.8\sim 104.9\%$ の

第4表 TURIN 法(改良法)による土壌有機炭素の定量値
Table 4 Organic carbon content of soil determined by the modified
TURIN's method.

試料番号 Sample No.	土 壌 型 Type of soil	層 位 Horizon	炭 素 Carbon (%)		回 収 率 Rate of recovery ($\frac{C_2}{C_1}$) %
			湿 式 燃 焼 法 by wet combustion method (C ₁)	TURIN 法 (改良法) by modified TURIN's method (C ₂)	
山梨県東京都水源林の落葉広葉樹林土壌 Deciduous forest soils of Tokyo City Forest in Yamanashi Prefecture.					
1	BB	H	41.1 0.16%*	40.2 0.54%*	97.8
2		A	18.1 0.79	17.7 0.92	97.8
3		B	5.46 0.63	5.70 0.13	104.4
4	Bc	A	8.99 0.47	9.17 0.24	102.0
5		A—B	4.61 1.19	4.40 0.12	95.4
6		B	3.10 1.13	2.93 0.98	94.5
7	Bd(d)	A ₁	16.5 0.92	16.7 1.10	101.2
8		A ₂	13.3 0.44	13.7 1.21	103.0
9	Be	A ₁	11.1 0.23	11.0 1.21	99.1
10		A ₂	8.60 0.36	8.59 1.29	99.9
東京都水源林(同上)のカラマツおよびヒノキ混交林 Mixed forest soils of larch and Japanese cypress of the same Tokyo City Forest.					
11	BlA	A	9.83 0.05	10.2 0.94	103.8
12		A—B	6.19 0.52	6.41 1.39	103.6
13	BlC	A ₁ —A ₂	10.7 0.64	11.0 1.02	102.8
14		B ₁	6.11 0.97	5.73 0.52	93.8
15	BlD(d)	A ₁	17.3 0.20	17.2 0.26	99.4
16		A ₂	14.3 0.25	15.0 0.76	104.9

17	B/D	A	9.77 0.48	10.3 0.99	105.4
18		A—B	6.18 0.07	6.45 1.26	104.4
19	B/E—F	A ₁	5.78 0.41	6.04 1.10	104.5
20		A ₂ —(B)	5.25 0.97	5.16 0.57	98.3
21	(B/D)C	A ₁	8.50 0.17	8.96 0.40	105.2
22		A ₂	9.10 0.59	9.21 0.91	101.2
23		B ₁	5.63 0.41	5.87 0.62	104.3
長野県浅間国有林のアカマツ林土壌 Pine forest soils of Asama National Forest in Nagano Prefecture.					
24	BA	F	43.1 0.60	43.3 0.56	100.5
25		B ₁	1.47 0.22	1.45 1.27	98.6
26	B/D—E	F	49.2 0.49	48.0 0.42	97.6
27		A ₁	13.8 0.16	13.4 0.41	97.1
28		A ₂	9.23 1.01	8.79 0.73	95.2
群馬県小根山国有林の落葉広葉樹林土壌 Deciduous forest soil of Oneyama National Forest in Gunma Prefecture.					
29	B/D—E	F	36.5 0.61	35.2 0.51	96.4
30		A ₁	5.54 0.25	5.70 0.88	102.9
31		A ₂	4.28 0.30	4.32 0.83	100.9
秋田県仁館国有林のスギ林土壌 Japanese cedar forest soils of Nibuna National Forest in Akita Prefecture.					
32	BA	A—(B)	7.87 0.40	8.78 1.17	111.6
33		B	4.72 0.12	4.69 0.23	99.4
34	BB	H	37.9 0.84	39.0 0.41	102.9
35		A—(B)	5.92 0.22	6.00 0.38	101.4
36		B	2.78 0.21	2.69 0.63	96.4

37	Bd	A	6.39 0.68	6.25 0.63	97.3
秋田県岩瀬国有林のスギ林土壌 Japanese cedar forest soils of Iwase National Forest in Akita Prefecture.					
38	PDI	H	42.8 0.30	43.5 0.20	101.6
39		A ₂	4.91 0.98	5.58 1.49	113.6
40		B ₁	3.87 0.54	4.06 1.23	104.9
41	BE	A ₁	12.6 0.32	12.4 0.18	98.4
42		A ₂	7.83 0.61	7.76 1.01	99.1
山形県安楽城国有林の落葉広葉樹林土壌および原野土壌 Deciduous forest soil (No. 43) and grassland soil (No. 44) in Araki National Forest in Yamagata Prefecture.					
43	(Bl)c	A	9.53 0.72	9.22 1.19	96.7
44	Blb(d)	A	12.7 0.79	13.0 0.61	102.4

* 相対誤差 Relative error.

土壌型 Type of soil is as follows:

PdI...ポドゾル Podzol.

BA...乾性褐色森林土, 急斜面型 Dry brown forest soil (steep slope type).

BB...乾性褐色森林土, 緩斜面型 Dry brown forest soil (Gentle slope type).

BC...弱乾性褐色森林土 Weakly dried brown forest soil.

Bd(d)...やや乾性の Bd 型土壌 Bd soil that has well developed granular or nutty structure in A horizon.

BD...適潤性褐色森林土 Moderately moist brown forest soil.

Bd-E...Bd および BE 型土壌の中間型

Intermediate type between Bd and BE soil.

BE...弱湿性褐色森林土 Slightly wetted brown forest soil.

BE-F...BE および BF (湿性褐色森林土) の中間型

Intermediate type between BE and BF (wet brown forest soil) soil.

Bf は黒色土 Bf is the black soil and the type of Bf soil is classified in the same way as the brown forest soil.

(Bf) は退色型黒色土 (Bf) is the degraded black soil.

回収率であった。No. 32 は 111.6%, No. 39 は 113.6% でほかの試料より高い値を示していた。回収率と土壌型との関係は試料が少ないために明瞭な関連性はいまだし難かつたが、東京都水源林の黒色土の A 層 11 例は 98.3~105.6% でほかの A 層に比べてやや高い値を示すように思われた。

以上の実験における相対誤差は 14 例が 1% 以上 (max. 1.49%), ほかの 30 例はいずれも 1% 以下であった。森林土壌では粗砂または未分解の有機物の細かな破片を多く含む試料を処理する場合も少なくないが、このような不均一性の大きい試料では一般に相対誤差が増大する傾向が認められる。0.5 mm の篩で篩別した F および H 層の相対誤差が 0.2~0.6% の精度を示していたが、この点は Tiurin 法にお

いて加熱条件に十分な注意を払えば (試料の不均一性による誤差は別にして) 安定した結果が得られることを示すものと思われる。

D 溶液中の有機炭素の定量

筆者はさらに溶液中の有機炭素—たとえば腐植抽出液等—の定量を行う場合を考慮して次のような実験を行つた。

試薬—0.5 N $K_2Cr_2O_7-H_2SO_4$ 溶液, $K_2Cr_2O_7$ 25 g を conc. H_2SO_4 1 l に溶解。

ほかはいずれも前と同様である。

試料は No. 1, 32, 37 および 44 を用いた。試料 (carbon として 15~20 mg) を 100 cc 三角コルベシにとり、水または 0.5% NaOH 溶液 20 cc を添加したものを供試した。

実験方法は上記の試料に 0.5 N $K_2Cr_2O_7-H_2SO_4$ 溶液 20 cc を加え、ただちに油煎中で 10 分間加熱、以下同様に処理して、未消費の $K_2Cr_2O_7$ を定量した。

油煎の温度は 175~180°C では液量が増大するために、燃焼液の温度の上昇 curve は Fig. 1 の III に比べていずれも 4~5° 低かつた。また、油煎温度を 185°±2.5°C 上昇させた場合、Fig. 1 の III と同様の温度の経過を示した。

加熱温度 185°±2.5°C および 175~180°C の場合の定量結果は Table 5 に示すように (0.5% NaOH 溶液 20 cc 添加の場合だけ示した), ほぼおなじ定量値を示し、満足し得る結果が得られた。したがって溶液中の有機炭素の定量の場合の液温も同様に扱って (全液量 40 cc までは) 差し支えないと思われる。

E おわりに

酸化滴定法による土壌有機炭素の定量は、前に述べた Tiurin¹¹⁾ の指摘するように有機物の組成の相異によつて生ずる燃焼法に対する回収率の相異はいかんともし難いが、以上の筆者の実験では加熱条件を一定にすることによつて安定した実験結果が得られ、燃焼法に比べてほぼ満足し得る近似的な定量値が得られた。

酸化滴定法における一般的な注意として、 H_2SO_4 の濃度について Tiurin¹¹⁾ は 1:1,

SPRINGER および KLEE¹²⁾ は 51~61% に保つことの必要性を指摘し、 $K_2Cr_2O_7$ 消費量について Tiurin¹¹⁾ は約 1/2, SPRINGER および KLEE¹²⁾ は 2/3~4/5 までに留めることを指摘している。これ

第5表 溶液中の有機炭素を Tiurin 法 (改良法) で定量する場合の予備試験

Table 5 Preliminary test for determination of organic carbon content in solution by the modified Tiurin's method.

試料番号 Sample No.	炭素 Carbon (%)		
	I	II	III
1	40.2 0.54%*	40.3 0.43%*	40.2 0.27%*
32	8.78 1.17%	8.83 0.46%	8.73 0.48%
37	6.25 0.63%	6.22 0.52%	6.20 0.47%
44	13.0 0.61%	13.0 0.22%	12.9 0.35%

I...改良法によつて定量

II, III...土壌に 20 cc の 0.5% NaOH 溶液を添加、ついで 0.5 N $K_2Cr_2O_7-H_2SO_4$ 溶液 20 cc で改良法どおり操作した。油煎温度は II は 185°±2.5°C, III は 175°~180°C.

* 相対誤差 Relative error.

I...Determined by the recommended procedure.

II, III...Soil in the flask was added with 20 cc of 0.5% NaOH solution, and treated with 20 cc of 0.5 N $K_2Cr_2O_7-H_2SO_4$ solution same as the recommended procedure. Temperature of oil bath was 185°±2.5°C in II and 175°~180°C in III.

等の点は燃焼液中の H_2SO_4 の濃度は液温の上昇に関連し（筆者の経験では H_2SO_4 の濃度が低い場合は液温の上昇が阻害される，たとえば H_2SO_4 の濃度が 1/3 の場合は約 140°C を限度として以後の上昇はきわめてゆるやかである），また $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ の消費量の大きい場合は試料中の有機炭素の含有量に比例しない（消費量の低下を示す）からである。筆者は $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 消費量を 1/2~2/3 にとどめたが，この範囲では満足すべき結果が得られた。

IV 要 約

- (1) TIURIN 法（酸化滴定法）による土壌の有機炭素の定量における安定した実験条件—温度および時間—について検討を加えた。
- (2) $175\sim 180^\circ\text{C}$ の油煎中で 10 分間加熱した場合最も良好な結果が得られた。
- (3) 44 種の試料について改良法を用いて定量を行つた結果，湿式燃焼法に比べてほぼ満足し得る結果が得られた。
- (4) 溶液中の有機炭素の定量を行う場合の実験条件について検討を加え， $0.5\text{ N K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7\text{—H}_2\text{SO}_4$ 溶液を用いて同様の操作を行えば満足し得る結果が得られることを明らかにした。

文 献

- 1) ALLEN, F., B. WANDROWSKY und E. KNIPPENBERG: Ergebnisse der Agrikulturchemie, Bd. IV, 61~69, (1935) [(10), (13) から引用]
- 2) CAROLAN, R.: Soil Sci. 66, (1948), p. 242~247
- 3) CROWTHER, E. M.: Transa. 3rd Intern. Congr. Soil Sci. 1, (1935), p. 114~129, (Oxford)
- 4) GRAHAM, E. R.: Soil Sci. 65, (1948), p. 181~183
- 5) KICK, H.: Z. Pflanzenernähr., Düng. u. Bodenk., 53, (1951) p. 97~120.
- 6) 大政正隆: 林野土壤調査報告 I, (1951), p. 1~243.
- 7) PACHECO, J. de la RUBIA and F. BLASCO: 4th Intern. Congr. Soil Sci. II, (1950), p. 101~104, (Amsterdam) [(8) から引用]
- 8) RAUTENBERG, E. und F. KREMKUS: Z. Pflanzenernähr., Düng. u. Bodenk., 54, (1951) p. 240~249.
- 9) RAUTENBERG, E. und H. SANDHOFF: ibid., 54, (1951), p. 15~23.
- 10) SAUERLANDT, W. und H. BERWECHE: ibid., 56, (1952), p. 204~226.
- 11) SCHOLLENBERGER, C. J.: Soil Sci., 24, (1927), p. 65~68, ibid., 32, (1931), p. 483~486.
- 12) 関 豊太郎, 白石麗一: 日土肥誌, 11, (1937), p. 299~300.
- 13) SPRINGER, U. und J. KLEE: Z. Pflanzenernähr., Düng. u. Bodenk., 64, (1954), p. 1~23.
- 14) TIURIN, I. V.: Pedology, 26, (1931), p. 36~47, Trans. DOKUCHAJEV, Soil Inst. 34 (No. 4), (1934), [(3), (12), (18) から引用]
- 15) ibid.: Transa. 3rd Intern. Congr. Soil Sci., 1, (1935), p. 111~113, (Oxford)
- 16) 東京大学農芸化学教室編: 実験農芸化学, 朝倉書店, (1952)
- 17) WAKSMAN, S. A.: Soil Sci., 36, (1933) p. 125~148.
- 18) ibid.: Humus, (1936), p. 404~405, Baltimore.
- 19) WALKLEY, A. and I. A. BLACK: Soil Sci., 37, (1934), p. 29~38.
- 20) WESTERHOFF, H.: Z. Pflanzenernähr., Düng. u. Bodenk., 56, (1952), p. 49~53.

An Examination of the TIURIN's Method for Determination of Soil Organic Carbon and a Proposed Modification of the Chromic Acid Titration Method.

Hiroshi KAWADA

(Résumé)

The determinations of soil organic carbon by the TIURIN's chromic acid titration method give approximate figures to the combustion method, but the rates of recovery for the combustion method are not constant on account of the differences of the forms or compositions of soil organic matters. Besides, it has been suggested that the results obtained by the original TIURIN's method showed somewhat unsatisfactory personal and experimental errors.

The writer examined the analytical procedures of this method in order to get more stable and less erroneous results. As the unsatisfactory results by the original TIURIN's method seemed to be induced by the unstable heating condition, the writer used an oil bath (liquid paraffin bath) for heating. The temperature curves of combustion solution treated the same as the following modified procedure in different temperatures of oil bath are shown in Fig. 1. Each of them showed almost the same curve in spite of the differences of amount or type of soil. The boiling of combustion solution began at near 140°C and intensified gradually according to the rising of temperature. At near 170°C , the fuming of combustion solution was seen and the decomposition of $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ by heating increased remarkably (see Table 1 and Fig. 1). The boiling temperature of combustion solution showed a relatively wide range from 140° to 170°C . The amount of decomposition of $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ by heating at each temperature are shown in Table 1.

To examine the rates of recovery for the wet combustion method on different temperatures of combustion solution, such as at $120\sim 125^\circ\text{C}$ (no boiling), $140\sim 145^\circ\text{C}$ (slightly or moderately boiling) and $153\sim 163^\circ$ (moderately or somewhat intense boiling) for 5 minutes, the digestions were done in the oil bath at $130\sim 135^\circ\text{C}$, $160\sim 165^\circ\text{C}$ and $190\sim 195^\circ\text{C}$, respectively, for 8 minutes. As shown in Table 2, the rates of recovery increased according to the rising of temperature, and the digestions at $190\sim 195^\circ$ were most satisfactory. But such high temperature was inconvenient for continuous analyses on account of the fuming of oil.

So the rates of recovery digested in the oil bath at $175\sim 180^\circ\text{C}$ for 5, 10 and 15 minutes were examined. As shown in Table 3, the digestions for 10 minutes were most satisfactory.

From the above results, the following modifications of the TIURIN's method are recommended.

Soil containing $15\sim 20\text{ mg}$ of organic carbon is placed in 100 cc Erlenmeyer flask; 10 cc of $\text{N K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ solution (49.035 g of $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ dissolved in 1 liter of water) are added and mixed well with soil. 10 cc of conc. H_2SO_4 are added, and the flask is covered with a small funnel, which acts as a condenser. At once, the flask is heated in an oil bath maintained at $175\sim 180^\circ\text{C}$ for 10 minutes with frequent rotations of flask. The flask is allowed to cool, and the contents are transferred to a 600 cc porcelain dish with about 250 cc

of water. The materials adhering to the funnel are rinsed into the dish, too. 10 drops of diphenylamine solution (0.5 g of diphenylamine dissolved in 100 cc of conc. H_2SO_4 + 20 cc of water) and 10 cc of 1:1 H_3PO_4 are added. The solution is titrated with 0.2 N ferrous-ammoniumsulfate solution (80 g of salt dissolved in 1 liter of water containing 20 cc of conc. H_2SO_4 and is standardized with above N $K_2Cr_2O_7$ solution) until the violet-blue color of solution just changes to gray-green.

The carbon content is obtained by the following formula.

$$C\text{ mg} = 0.6 \times (B - v) \times F$$

B: the titration figure of ferrous-ammoniumsulfate solution on blank test.

v: the titration figure of ferrous-ammoniumsulfate solution on sample.

F: factor of 0.2 N ferrous-ammoniumsulfate solution.

The results on different types of forest soils by this modified procedure are shown in Table 4. They showed satisfactory rates of recovery for the wet combustion method and small experimental errors. On F and H layers (6 samples), A horizons (30 samples) and B horizons (8 samples), the rates of recovery were 96.4~102.9%, 95.2~105.4% (except for No. 32 and 39) and 93.8~104.9%, respectively. No. 32 and 39 showed higher rates of recovery, such as 111.6% and 113.6%, than other soils.

This modified method can also be used for determining the organic carbon content of solution. In this case, 20 cc of solution (containing 15~20 mg carbon) are digested with 20 cc of 0.5 N $K_2Cr_2O_7$ — H_2SO_4 solution (25 g of $K_2Cr_2O_7$ dissolved in 1 liter of conc. H_2SO_4). Other procedures are the same as the above modified method (see Table 5).

森林土壤の土壤型と化学的性質との 関係について*

河 田 弘⁽¹⁾
鷹 見 守 兄⁽²⁾

I ま え が き

現在わが国の国有林および民有林土壤調査では環境——特に地形を基にした土壤の水分環境——の相違に基いた環境型の土壤分類が行われている。この分類体系は大政⁽¹⁾によつて確立され、また各土壤型（褐色森林土壤群、ポドゾル土壤群および地下水土壤群）の形態的特徴、生成および相互の類縁関係等については同氏によつて詳細に論じられている。

各土壤型の理化学的性質を明らかにするとともに環境因子が土壤の理化学的性質にどのような影響をおよぼしているか——すなわち、各土壤型相互の理化学的性質の関連性——を明らかにすることは、各土壤型相互の関係および生成条件をさらに明瞭にするためにも、また各土壤型における造林、保育および適応樹種等の問題を解明するためにもきわめて重要な問題である。

筆者らはこれらの問題を解明するために、土壤型と化学的性質の関係を明らかにするとともに、またあわせて土壤型と林木の成長との関係についての知見を得たいと思つて、2, 3の林地について検討を行つたので、その結果をここに報告する。筆者らがこの報告で取り扱つた化学的性質は C—N 率, pH, 置換および加水酸度, 塩基置換容量, 置換性 Ca, 同 Mg および同 Mn 含有量, 置換性 Ca および同 Mg 飽和度である。

この報告で取り扱つた林地は次の5個所である。すなわち

- (1) 東京都水源林の落葉広葉樹林土壤（褐色森林土壤群）およびカラマツ、ヒノキ林土壤（主として黒色土壤群）
- (2) 秋田県岩瀬および仁鶴国有林のスギ林土壤（褐色森林土壤群および乾性ポドゾル）
- (3) 長野県浅間国有林のアカマツ林土壤（主として黒色土壤群）
- (4) 群馬県小根山国有林の落葉広葉樹林（黒色土壤群）
- (5) 山形県安楽城国有林および秋田県岩瀬国有林の黒色土壤群

である。

この研究を行うにあつて終始御鞭撻を賜つた前場長（現東京大学教授）大政正隆博士、前土壤調査部長林行五技官および土壤調査部長宮崎博士に深く感謝する。また、東京都水源林土壤の野外調査全般は土壤調査部黒鳥忠技官、松井光瑞技官、真下育久技官および筆者らの1人河田の協同によつて行われた結果を引用した。上記の各位に対し心から感謝する。またいろいろとお世話になつた東京都水源林落合

* この報告の一部は日林誌 36, 216—220, 331—335 (1954), 37, 321—325, 379—383 (1955), 38, 54—52, 216—218, 238—243, 259—262 (1956) に発表した。

(1) (2) 土壤調査部土壤微生物研究室兼土地保全および土壤調査室員

事務所、能代、山瀬、真室川、前橋、岩村田各営林署の各位に厚く御礼申し上げます。

Ⅱ 実験方法

(1) 有機炭素の定量

東京都水源林および小根山国有林の場合は湿式燃焼法*を用いたが、他はいずれも TIURIN 法(改良法)¹⁷⁾を用いた。

(2) 有機窒素の定量

KJELDAHL 法を用いた。

(3) pH の測定

A₀ 層は5倍量、A および B 層は 2.5 倍量の水を加え、1時間振盪後懸濁液についてガラス電極を用いて測定した。

(4) 置換および加水酸度

常法とおり行い(1時間振盪), y₁ をもって示した。

(5) 塩基置換容量

(a) 実験方法

塩基置換容量は PEECH 法¹⁴⁾(NaCl 溶液で浸出する方法)に準じて行つた。すなわち、

風乾土 10g を 300cc の三角コルペンにとり、N 醋酸アンモニウム溶液(pH 7.0) 100cc を加え、15分ごとに4回振盪した後1夜放置(25°—27°C)後吸引濾過し、残渣を 300cc の N 醋酸アンモニウム溶液を少量ずつ用いて洗滌後、残渣をさらに 300cc のメタノール(85%, bromthymol blue で pH7.0 に調節)を用いて洗滌して過剰の醋酸アンモニウムを除いた後、10% NaCl 溶液(約 0.005 N になるように HCl を添加) 400cc を少量ずつ用いて洗滌し、洗滌液は NaOH 溶液を加えて蒸溜し、溜出液 200cc について常法とおり NH₃ を定量して塩基置換容量(m.e./per 100g dry soil)を算出した。

(b) 塩基置換容量の定量法についての2, 3の考察。

上記の定量方法と A. O. A. C. 法¹⁵⁾との比較検討を行つた。試料としては有機物に富む BD 型土壌の A₁ 層と有機物に乏しい Bc 型土壌の B₂ 層を用い、1時間および1夜浸出を行つた。

実験方法(A. O. A. C. 法)は次のごとくである。

上記の PEECH 法¹⁴⁾によつて得られたメタノール洗滌を終つた残渣を濾紙ごとケルダールフラスコに移し、水および 40% NaOH 溶液(NaOH 1N になるように)および抑泡材としてパラフィンの小片を加えて常法とおり水蒸気蒸溜を行い、溜出液 200cc について NH₃ を定量した。また、試料 10g を用い同様に水蒸気蒸溜を行いブランクテストとした。

分析結果は第1表に示すとおりである。

ブランクテストにおいて溜出する NH₃ は腐植に富む試料ではきわめて大きい値を示した。筆者らの他の森林土壌における結果では N 醋酸アンモニウム溶液処理後(1夜放置)の置換された全 NH₃ 量に対して、A 層では 12~20% (乾性土壌より湿性土壌の方が大きい)、B 層では 5~10% の値を示した。一般に森林土壌は農耕地土壌に比べると有機物含有量がきわめて大きいために、NaOH を加えて蒸溜した場合有機物の分解によつて生ずる NH₃ の量が多く、したがつて A. O. A. C. 法¹⁵⁾ および PEECH 法¹⁴⁾ (土

* 詳細は別報¹⁷⁾ 参照

第1表 PEECH¹⁴⁾ 法および A. O. A. C. 法¹⁵⁾ による塩基置換容量の比較
Table 1 Base exchange capacities of soils determined by PEECH's¹⁴⁾ and A. O. A. C.¹⁵⁾ method. (milliequivalent per 100 g air-dried soil)

試料 Sample	醋酸アンモニウム溶液 処理時間 Time of NH ₄ -acetate treatment	A. O. A. C. 法 Absorbed NH ₃ determined by A. O. A. C. method. (X)	ブランクに おける NH ₃ in blank ¹⁾ . (Y)	X-Y	PEECH 法 Base exch. capacity by PEECH's method ¹⁴⁾ .	備 考 Remarks
A	1 時間 1 h.	36.4	6.71	29.7	31.6	A ₁ horizon of Bd-soil. Total-C is 11.5%. Total-N is 0.72%.
	1 夜 over night	37.1		30.4	33.3	
B	1 時間 1 h.	7.49	0.45	7.04	6.76	B ₂ horizon of Bc-soil. Total-C is 0.53%. Total-N is 0.04%.
	1 夜 over night	9.10		8.65	8.44	

(1) Soil without NH₄-acetate treatment is distilled with NaOH as A. O. A. C. method.¹⁵⁾

(2) Soil is extracted with NaCl soln. after NH₄-acetate treatment as PEECH's method.¹⁴⁾

壌を直接蒸溜する方法*)のようにブランクテストを差し引かない場合は塩基置換容量は著しく過大な値を与えると思われる。

浸出時間は、1時間浸出より1夜放置の方が大きい値を示した。A. O. A. C. 法では表土は下層土に比べて浸出時間による差が小さいことは醋酸アンモニウム溶液中に有機物の溶出量が多いこと(着色が著しく強い)が原因であろうと思われる。PEECH 法は A. O. A. C. 法(ブランクを差し引く)に比べて表土はいずれも大きな値(1夜放置の方が差が大きい)を示していたが、下層土はほとんど差が見られないことは易溶性の有機物の溶出が原因であろうと思われる。

醋酸アンモニウム浸出液は微酸性を呈し、腐植酸に相当する fraction の溶出は認められず、したがつて置換能を有する腐植成分の溶出は考えられない。上記の諸点を考えあわせると塩基置換容量の定量法としては森林土壌の場合は PEECH 法(NaCl 溶液で浸出する方法)が適しているように思われる。

上記の方法において洗滌に要する NaCl 溶液の量については、多くの試料について最初の洗滌液 250cc とさらに洗滌をつづけた洗滌液 250cc を用いて別々に NH₃ の定量を行つた結果では、土壌に置換された NH₃ のほとんど大部分は最初の 250cc 中に溶出され、後の 250cc 中にはきわめて少量であつた。したがつて、NaCl 洗滌液は 350~400cc を用いれば完全に NH₃ の溶出が行われると見なして差し支えないであろう。

また NaCl 洗滌液は着色しない、同じ浸出液について NaOH および MgO を用いた NH₃ の定量値はいずれも等しい値が得られたので、易溶性有機物が NaCl 溶液中へ溶出することは無視しうるであろう。

浸出温度については伊東および稲松¹¹⁾は土壌によつては低温の場合著しく低い値を与えることを指摘している。筆者らは 25~27° で浸出を行つた。

(6) 置換性 Ca, 同 Mg および同 Mn の定量

置換性 Ca の定量は東京都水源林の場合は醋酸アンモニウム浸出液を蒸発乾固後、王水で処理して有機

* NaOH の濃度は約 0.06N であるから、ブランクテストにおける NH₃ の溜出は A. O. A. C. 法よりは少ないと思われる。

物を破壊し、残渣を 10cc の 1:1 HCl に溶解し、常法により R_2O_5 を除いた後 oxalate 法によつて定量した。

その他の場合は EDTA 法^{31,32} (versinate 法) を用いた。

(a) 浅間国有林および小根山国有林の場合は次の方法で置換性 Ca および同 Mg 含有量を定量した。

oxalate 法と同様に有機物を破壊した後、10cc の 1:1 HCl で残渣を溶解濾過した後、計算量の 1:3 のアンモニア水を加えてほぼ中和し、6N $(NH_4)_2S$ 溶液 5cc (15N NH_4OH 200cc を冷却しながら H_2S を飽和するまで通じた後 15N NH_4OH 200cc および水を加えて 1*l* とする。使用のつと調製した新鮮なものを使用) および水を加えて 250cc とし、密栓して 1 夜放置する。Fe, Al および Mn の硫化物 (沈殿) を乾燥濾紙を用いて濾化し、濾液について Ca および Mg を定量した。すなわち、濾液 10~20cc をとり 2% KCN 溶液 2cc および murexide 粉末 (murexide 0.2g に K_2SO_4 40g を混和) 約 0.2g を加え、さらに N KOH 溶液を液が鮮赤色になるまで加え、約 M/100 EDTA 溶液 ($CaCO_3$ 1.0008g を少量の HCl に溶かし水を加えて 1*l* にした標準 Ca 液を用いて力価を検定) で液が紫色に変色するまで滴定して Ca 含有量を求め、また濾液 10~20cc に 2% KCN 溶液 2cc および EBT 液 (Eriochrome Black T 0.5g, Hydroxylamine 4.5g をメタノール 100cc に溶解) 数滴を加え、さらに NH_4Cl-NH_4OH 緩衝液 [NH_4Cl 67.5g, 28% NH_4OH 570cc* に水を加えて 1*l* にする] を液が wine red になるまで加え、約 M/100 EDTA 溶液で青色になるまで滴定して Ca+Mg 含有量を求めた。また、醋酸アンモニウム溶液 400cc について同様にプランクテストを行った。

$(NH_4)_2S$ の存在は伊東および稲松³³ の指摘するように上記の濃度では滴定に際して妨害作用は認められなかった。

(b) 岩瀬および仁徳国有林 (スギ林土壌)、岩瀬および安楽城国有林 (黒色土) の場合は次の方法で置換性 Ca, Mg および Mn を定量した。

醋酸アンモニウム浸出液を蒸発乾固後 H_2O_2 (HCl 酸性) を加えて蒸発乾固し、有機物を破壊した後、残渣を少量の 1:1 HCl に溶解し、1:3 NH_4OH を加えて pH 7.0 として (ガラス電極を使用) R_2O_5 の沈殿を濾別し、濾液および洗滌液を合わせて 250cc とし、その一定量 (10~20cc) を用いて (a) と同様に murexide により Ca を、EBT により Ca+Mg+Mn を求めた。またその一定量を蒸発乾固し、 H_2SO_4 で Cl^- を追い出した後 KIO₃ 法³⁴ で Mn を比色定量した。置換性 Mn のきわめて少ない試料は別に行つた試料 10g についての醋酸アンモニウム浸出液全量を用いて定量した。

Ⅱ 各林地における土壌型と化学的性質および林木の成長との関係——結果および考察

各土壌型相互間の化学的性質を比較する場合、筆者らは大政³¹ の指摘したように乾性ポドゾル→乾性褐色森林土→過渡性褐色森林土→湿性褐色森林土の各系列を比較し、Bc 型土壌 (弱乾性褐色森林土) および黒色土壌群は別に取り扱った。

なぜならば、Bc 型土壌は地表面からの直接の乾燥よりも、むしろ樹幹上を吹き渡る風の影響による樹体を通じての乾燥が相当強い場合に生成されるのであろうということは、すでに大政³¹ によつて指摘さ

れているが、Bc 型土壌の成因は他の褐色森林土壌群の各土壌型とは異なると考えられるからである。また黒色土壌群についてはその成因は明らかではないが、褐色森林土壌群の場合とは異なるであろうと想像され、以下に述べるように上記の土壌型と化学的性質の関連性も褐色森林土壌群の場合に見られるような一定の傾向を示さない場合も見られたからである。

Bd(d) 型土壌は上記の褐色森林土壌群の系列に含めて考察を行つた。なぜならば Bd(d) 型土壌は断面形態および出現地形からは、Bb 型土壌および Bd 型土壌の中間型——むしろ Bd 型土壌に近い——と考えられるからである。

各供試土壌の地形、断面形態、植生および化学的性質は一括して末尾の第 10 図、第 3、4 および 5 表に示した。

各地域の供試土壌についての結果は次のごとくである。

(A) 東京都水源林土壌

(1) 試料採取地点

筆者らが試料を採取した地域は多摩川水系上流御沢川および高橋川流域地帯 (山梨県東山梨郡神金村合および高橋) である。この地域は玉手および藤井³⁵ によれば表日本型の冷涼な気候で [落合における年平均気温 7.4°, 1月 -4.8°, 7月 19°, 年降水量 1745mm (大正 3—昭和 28 年平均)], プナ帯に属する。地質は小出ら³⁶ によれば大体落合を南北に連ねる線を境にして西側は花崗閃緑岩、東側は小仏層に對比される中世層である。

筆者らは藤尾天狗山の南東斜面における天然生落葉広葉樹林 (中世層砂岩) において褐色森林土壌群の各土壌型、また花崗閃緑岩 (深層風化) 地域のカラマツおよびヒノキ混交林において、主としてこの地域に広く分布している黒色土壌群の各土壌型について検討を行つた。

(2) 落葉広葉樹林土壌の土壌型と化学的性質との関係

落葉広葉樹林 Prof. No. 1~4 は第 1 図に示すように同じ山腹斜面のきわめて近接した地点に存在するが、微地形の相違に伴う水分環境——土壌型——の相違に伴つて、化学的性質は顕著な相違が見られた。

Bb→Bd(d)→Bd-E 型土壌について A 層を比較すると次のごとくであつた。

C—N 率、置換および加水酸度は上記の順に明瞭な減少を示した。pH は Bb 型土壌の A 層と Bd(d) 型土壌の A₁ 層の間および Bd(d) および Bd-E 型土壌の A₂ 層の間では差が見られなかったが、大体において湿性型土壌ほど上昇する傾向が見られ、置換性 Ca 含有量および同飽和度も同様に上記の順に明瞭な増大を示していた。

Bc 型土壌の A 層は C—N 率は比較的大きく、また pH は比較的高かつた。置換性 Ca 含有量は比較的小さ



第 1 図 東京都水源林土壌 Prof. No. 1—4 の位置図

Fig. 1 Location of sampling plots of Tokyo City Forest (Prof. No. 1—4).

* 伊東および稲松³³ は 57cc を使用しているが、CHEN KNANG LU および BRAY³¹, BANEWIZ および KENNER³² は 570cc を使用している。筆者らは 570cc の方が緩衝液の添加量が少なく便利のために途中から 570cc に改めた。

いが、同飽和度はほぼ $Bd(d)$ 型土壌に等しい値を示していた。置換酸度は比較的大きく、また加水酸度に対する比は他の各土壌型より著しく大きい。

(3) カラマツ、ヒノキ林土壌の土壌型と化学的性質との関係

Prof. No. 7 の $B/d(d)$ 型土壌は尾根筋に位置し、 B/b または B/c 型土壌の出現が予想される地形であるが、同地点はサルオガセの顕著な着生からも明らかなように、高海拔高の影響も加わって空中湿度がきわめて高い状態（懸雲）におかれているために水分の蒸散が阻害されることが原因となつて、 $B/d(d)$ 型土壌が出現しているのではないと思われる。また、同地点は海拔高が高く寒冷な環境におかれていることは、4月上旬の調査において各試料中 No. 7 だけに凍結 (A_1 層は融解, A_2 層だけ凍結) が見られたことから明らかなである。このような低温多湿の影響は後述のように置換性 Ca の面に明瞭に示されている。

$B/A \rightarrow B/d(d) \rightarrow B/d \rightarrow B/E-F$ 型土壌の系列について A 層を比較すると次のごとくであつた。

$C-N$ 率は $B/d(d)$ 型土壌と B/d 型土壌の相違は僅少であつたが、上記の順に明瞭な減少が見られた。 pH 、置換酸度、加水酸度は B/A 、 $B/d(d)$ および B/d 型土壌の間ではいずれも pH は比較的低く、置換および加水酸度は比較的高くて著しい相違は認められなかつたが、 $B/E-F$ 型土壌ではこれらの各土壌型に比べて pH は著しく高く、置換および加水酸度は著しく小さかつた。置換性 Ca 含有量、特に同飽和度は $B/E-F$ 型土壌は他の土壌型より著しく高い値を示していたが、他の3者の間では明瞭な関係は見られなかつた。 $B/d(d)$ 型土壌の置換性 Ca 飽和度が他の黒色土—— B/c 型土壌も含めて——より低い値を示すことは、前に述べたように低温多湿な環境の影響によつて置換性塩基の溶脱が促進された結果と思われる。

また B/A 型土壌が後に述べる B/c 型土壌とともに、乾性型土壌であるにもかかわらず置換性 Ca 飽和度が著しく高い値を示すことはきわめて注目すべき現象であつた。同じ母材料の Bc 型土壌 (Prof. No. 10—11) の置換性石灰飽和度が比較的低いことを考えあわせると、乾性型土壌における A 層または A_1 層における著しく高い置換性 Ca 飽和度はこの地域の黒色土壌群の特徴を示すと同時に、黒色土壌群の生成過程が褐色森林土壌群と異なることを示すものではないかと思われる。

B/c 型土壌は $C-N$ 率は比較的大きく、他の黒色土 ($B/E-F$ 型土壌を除く) に比べて pH は比較的高く、置換および加水酸度は比較的小さかつた。

Bc 型土壌の $C-N$ 率は、Prof. No. 11 では著しく高い値を示したが、Prof. No. 10 では比較的小さく、 pH は Prof. No. 10 の A 層は比較的低かつたが、No. 11 では比較的高い値を示した。置換酸度は比較的大きく、また加水酸度に対する比は他の土壌型より著しく大きく Prof. No. 3 と同様の傾向を示していた。

(4) カラマツおよびヒノキの成長と土壌型との関係

この地域ではカラマツおよびヒノキの人工造林 (35 年生) が広く行われ、カラマツおよびヒノキの混交林、またはカラマツの純林を形成しているが、混交林の場合は現在カラマツを上木としヒノキを下木とする2段林を形成している。全般的に見てこの地域のカラマツおよびヒノキの成長は良好である。

各土壌型におけるカラマツおよびヒノキの成長は次のごとくである。

B/A 型土壌ではカラマツおよびヒノキは成立本数が少なく樹冠は鈍形をなしている。また林内にはミズナラ、コナラ、クリ等の広葉樹の侵入が見られ、カラマツおよびヒノキの成長は良好とはいえない。

$B/d(d)$ 型土壌におけるカラマツ、 B/c および B/d 型土壌におけるカラマツおよびヒノキの成長はいずれも健全で成長は良好である。しかし、 $B/d(d)$ 型土壌におけるカラマツおよび B/c 型土壌におけるカラ

マツおよびヒノキの成長は B/d 型土壌に比べると多少劣る。この点は $B/d(d)$ 型土壌の場合は前に述べた気象条件の影響ではないかと思われ、 B/c 型土壌の場合は乾性の要因が作用しているものと思われる。

$B/E-F$ 型土壌ではカラマツの成長量は大きい、上長成長はむらが大きく形質も良好とはいえない。ヒノキはややトツクリ型を呈し、成長および形質ともに良好とはいえない。

Bc 型土壌では、Prof. No. 11 のカラマツは成立本数がやや少なく、クリ、ウツミズザクラ、リョウブ、ヤマシバカエデ等の侵入が見られるが、Prof. No. 10 および 11 のカラマツの成長は健全かつ良好である。

花崗閃緑岩地域には同じ母材料からなる褐色森林土壌群の分布が見られ、カラマツおよびヒノキの造林が行われているが、その成長は各対応する黒色土壌群の各土壌型の場合とほぼ同様であつて、両土壌群の間の林木の成長は相違が見られなかつた。

(B) 秋田県岩瀬および仁館国有林のスギ林土壌

(1) 試料採取地点

筆者らはスギ林土壌について検討を加えるために、秋田県米代川流域の岩瀬経営区 (北秋田郡山瀬村、山瀬営林署管内) および仁館経営区 (山本郡澤村田代、能代営林署管内) のスギ林土壌について検討を行った。

筆者らは岩瀬経営区の大淵谷付近の石英粗面岩を母材料とするボドゾルおよび褐色森林土壌群の各土壌型と、仁館国有林の第3紀層砂岩を母材料とする学術参考林 (4 林班) およびその付近の褐色森林土壌群の各土壌型を供試した。この両地域の気候条件については茨木ら¹¹⁾ の詳細な記載があるので省略する。

(2) 化学的性質と土壌型との関係

岩瀬国有林の PdI 、 $PdII$ 、 $PdIII \rightarrow Bb \rightarrow Bd-E \rightarrow Be$ 型土壌の系列について、 A 層を比較すると次のごとくであつた。

$C-N$ 率、置換および加水酸度は明瞭に上記の順に減少を示し、 pH 、置換性 Ca 、同 Mg 、同 Mn 含有量および飽和度は明瞭に上昇を示していた。しかし、ボドゾル土壌群の各土壌型における上記の各性質は特に顕著な差を示さず、また $Bd-E$ および Be 型土壌の $C-N$ 率は同様に明らかな差が見られなかつた。また乾性型土壌およびボドゾルでは置換酸度の加水酸度に対する比は湿性型土壌に比べると著しく大きい——特にボドゾルで——ことは、これらの土壌型では塩基の溶脱と土壌の酸性化が著しいことを示すものと思われる。また、置換性 Mn 含有量は置換性 Ca および同 Mg 含有量に比べるときわめて小さかつた。

仁館国有林の $Ba \rightarrow Bb \rightarrow Bd-E \rightarrow Be-F$ 型土壌の A 層を比較すると、 $Ba \rightarrow Bd-E$ 型土壌までは乾性型土壌から湿性型土壌に移るにしたがつて、岩瀬国有林の場合と同様の傾向を示した。しかし岩瀬国有林の場合に比べると、乾性型土壌 (Ba および Bb 型土壌、Prof. No. 18 および 19) の置換酸度が著しく高いことが注目される。また、 $Be-F$ 型土壌は $Bd-E$ 型土壌に比べると $C-N$ 率、置換性 Ca 、同 Mg および同 Mn 含有量はほぼ同様の値を示したが、飽和度はやや低下を示し、置換および加水酸度は増大を示していた。しかし、これらの $Be-F$ および $Bd-E$ 型土壌間の相違は Bb および $Bd-E$ 型土壌間の相違ほど顕著ではない。 $Be-F$ 型土壌 (Prof. No. 21 および 22) は $Bd-E$ 型土壌 (Prof. No. 20) に比べると A_1 層がやや厚く、薄層ではあるが H 層の形成が見られる。 A_1 または $H-A_1$ 層の上部に弱度の団粒状構造 (crumb structure) がみられるが、以下は塊状 (massive)、湿、還元色はあまり明瞭ではないが、

B-C 層に局部的に斑鉄の存在が認められる。したがって筆者らは BE-F 型土壌として取り扱ったが、typical な BF 型土壌が得られなかつたために一般に BF 型土壌の化学的性質が上記のような傾向を示すとは断定しがたい。しかし A₀ 層の形態から推察されるように、水分環境が BD-E 型土壌よりさらに湿性に傾くために土壤微生物の分解活動の減退と、それに伴う有機物の不完全分解 (H 層の形成) に基く酸性腐植の増大が原因ではないかと推察される。

H 層については両国有林を通じて PD-I, PD-II, PD-III, BB および BE-F 型土壌に見られたが、炭素含有量は 30~40% (除 No. 14), C-N 率は 20~27, 大部分は 20~23 で土壌型との関連性は明らかでなかつた。しかし pH はポドゾル土壌群の各土壌型では低く, BB, BE-F 型土壌の順に上昇を示していた。

置換性 Mn 含有量は岩瀬国有林の場合と同様に置換性 Ca および同 Mg 含有量に比べれば著しく小さいが、岩瀬および仁鶴国有林の同じ土壌型を比較すると仁鶴は岩瀬よりも著しく高い値を示していた。この点はおそらく母材料の組成の相違に基づくものではないかと思われる。

(3) スギ林土壌の化学的性質についての今までの研究

スギ林土壌の主として化学的性質については多くの研究が行われている。川島、永田、田中および陶山ら²¹⁾²⁶⁾³⁰⁾³¹⁾は九州および東北地方の各地のスギ林土壌について、スギの優良林は酸度が弱く置換性 Ca 含有量が大きい、劣等地は酸度が強く置換性 Ca 含有量が少なく、酸度および置換性石灰含有量の多少がスギの生育を支配するという。大政³²⁾は千葉県東大演習林でスギ林土壌の深さ 20cm までの pH と置換酸度はスギの成長と密接な関係のあることを指摘した。芝本³³⁾は福島県目黒国有林のスギ林土壌について優良地は不良地に比べると置換酸度が小さく、可給態の CaO, P₂O₅, K₂O の多いことを明らかにした。これらの諸氏の結果はいずれもほぼ同様の傾向を示している。

後で述べるようにスギの優良林は適潤ないし湿性型土壌であり、不良地は乾性型の土壌であると考えて差し支えないように思われるので、これらのスギ林土壌において見られる化学的性質に関する上記の傾向は土壌型の相違に伴う化学的性質の一般的な変化から説明しうるように思われる。

またスギの落葉中の Ca 含有量の大きいことは、守屋および永井³⁴⁾の分析値からも明らかであるが、川島、永田および陶山²³⁾²⁵⁾もスギ林土壌の H 層がすこぶる Ca に富むことを明らかにしている。また、大政³¹⁾は土壌の置換性 Ca 含有量はスギ、ブナ、ヒバの順に減少が見られることを明らかにし、スギ林土壌が置換性 Ca に富むことはスギ落葉中の Ca 含有量の大きいことによるものであろうとしている。

以上の諸氏の研究結果からすれば、スギ林の乾性型土壌において置換性 Ca 含有量が乏しく、また酸性の強いことは、これらの乾性型土壌においてスギの成長が不良であるために、スギの落葉量の少ないこと、すなわち落葉による Ca の補給が少ないことが原因のようにも考えられるが、仁鶴国有林の学術参考林 (Prof. No. 18—21) —190~220 年生のスギの優良林で、尾根筋の乾性型土壌においても同じ林内の湿性型土壌に比べると成長は多少劣るがきわめて良好な成長を示し、ほぼ純林を形成している—は特殊例であるかもしれないが、乾性型土壌において前に述べたように塩基の溶脱と酸性化が進んでいる点を考えると、上記のスギ林土壌に見られる化学的性質の相違は樹種の影響よりも土壌型の影響の方が大きいように思われる。

(4) 岩瀬および仁鶴国有林における各土壌型とスギの成長との関係

PD 型土壌の出現は岩瀬国有林においては標高 400m 付近から見られる。天然生のヒバ、またはブナが侵入しスギの植栽木は被圧されて成長は著しく不良で、大政³¹⁾の指摘したようにブナ、またはヒバの天然

林にスギが侵入したような林相を呈する。一般にブナを主とする地域とヒバを主とする地域に区分され、Prof. No. 14 のようにブナおよびヒバの混交している場合は少ないように思われる。

乾性型の褐色森林土としては岩瀬および仁鶴両国有林の 300~350m 以下の低山地帯の中腹以上、主として尾根筋に BB 型土壌が比較的広く分布する。断面形態は母材料の異なる両国有林ともに同様の特徴を示し、A₀ 層は比較的薄く (4~5cm), また薄層ではあるが H 層を形成する場合が多い。A 層は比較的淡色で A—(B) 層に近い色調を示すことが多く、粒状構造 (granular structure) とともに団粒状構造も比較的発達する。B 層上部は粒状および堅果状構造 (nutty structure) が発達し、A, B 層の境界は漸变的である。このように、この地域に見られる BB 型土壌は typical な BB 型土壌に比べると多少湿性の特徴を示している。今回は一応 BB 型土壌として区分したが、上記の BB 型土壌の形態的特徴は低山地帯の BE 型土壌に共通して見られる傾向ではないかと思われるが、調査資料が少ないので今後の検討にまかしたいと思う。一般にこの土壌型におけるスギ人工林の成長は不良で、天然生の広葉樹——ミズナラ、リョウブ、ハウチワカエデ、マルバマンサク等——に被圧され、大政³¹⁾の指摘したようにこれらの広葉樹林にスギが侵入したような林相を呈する。

適潤ないし湿性型の褐色森林土としては、山腹の下部斜面、または中腹の緩斜地に BD または BD-E 型土壌が、沢沿いの緩斜ないし平坦地に BE 型または、BE-F 型土壌が出現する。これらの各土壌型におけるスギの成長は良好で、特に BE および BE-F 型土壌ではきわめて良好である。BE および BE-F 型土壌ではリョウメンシダ、サカゲイノデ、ジエウモンジシダ、アキタブキなどの湿性植物が多く見られ、仁鶴国有林の石礫質の土壌では、これらの湿性植物のほかにヤグルマソウおよびヤマドリゼンマイの豊富な出現が見られた。BD および BD-E 型土壌ではこれらの湿性植物の出現は比較的少なかつた。

土壌型とスギの成長との関係について、大政³¹⁾は東北地方のスギの優良林は BE および BF 型土壌に限られることを指摘し、茨木ら³⁵⁾は秋田県米代川流域地帯のスギ林土壌について、BE および BF 型土壌の人工林は例外なく優良な成長を示し、また BD 型土壌は比較的良好な成長を示すが、BE および BF 型土壌に比べれば劣ることを明らかにした。また大政³¹⁾および茨木ら³⁵⁾は乾性型土壌および乾性ポドゾルではスギの成長はきわめて劣悪であることを指摘している。筆者らの調査した地域でも上記の諸氏とほぼ同様の傾向が見られた。

(C) 長野県浅間国有林のアカマツ林土壌

(1) 試料採取地点

筆者らは浅間経営区 (長野県北佐久郡軽井沢町、小沼村、北大井村一帯、岩村田営林署管内) のアカマツ林土壌について検討を行つた。浅間山麓一帯は黒色土壌群に属する土壌が広範囲に分布しており、また浅間山の火山活動に伴って噴出時代の異なる火山噴出物の堆積が見られる。この地域の調査は、今までに資料の乏しかつた黒色土壌群の性質についての知見をうることを主な目的とし、あわせて母材料の相違が同じ土壌型の化学的性質に対して与える影響を明らかにすることと、またこの地域の霧上松として有名なアカマツ林について土壌との関係を明らかにすることにあつた。

この地域の火山噴出物の成層状態は複雑であるが、横山³⁶⁾によれば第2図に示すとおりである。

小沼村一帯は浅間山麓の第1期に属する黒斑熔岩 (含橄欖石複輝石安山岩) と集塊岩の累層をなし、この累層は東に延びて沓掛付近に至っている。また海拔高約 1700m 以上の山体部はこの累層が裸出して岩石地を形成しているが、山脚部は基盤上に軽石層および火山灰層が順次に厚く堆積している。



A: 黒斑熔岩地帯 (Kurofu lava district) B: 抛岩屑地帯 (Volcanic detritus district)
C: 火山弾泥流地帯 (Volcanic mud-flow district) D: 軽石地帯 (Pumice district)
.....: 地質境界線 (Geological border line) x: 試料採取地点 (Sampling plot)

第2図 浅間山南麓の地質図
Fig. 2 Geological map of southern foot of Mt. Asama.

小沼村の東方清万地区には石尊山 (1667 m) を挟んで 2 条の火山弾泥流および抛岩屑地帯が存在して、前記の累層、軽石および火山灰層の上を覆っている。軽井沢町一帯はヒダマ岩屑流の上を軽石層が厚く覆い、軽石層は年代を異にして数回堆積しているが、その成層状態は群馬県小根山国有林³²⁾の場合と同様である。最表層は天明3年 (1783 年) の噴火による軽石層 (含橄欖石安山岩) で、その後も絶えず行われている浅間山の火山活動に伴って新鮮な火山灰および火山砂礫を混じている。

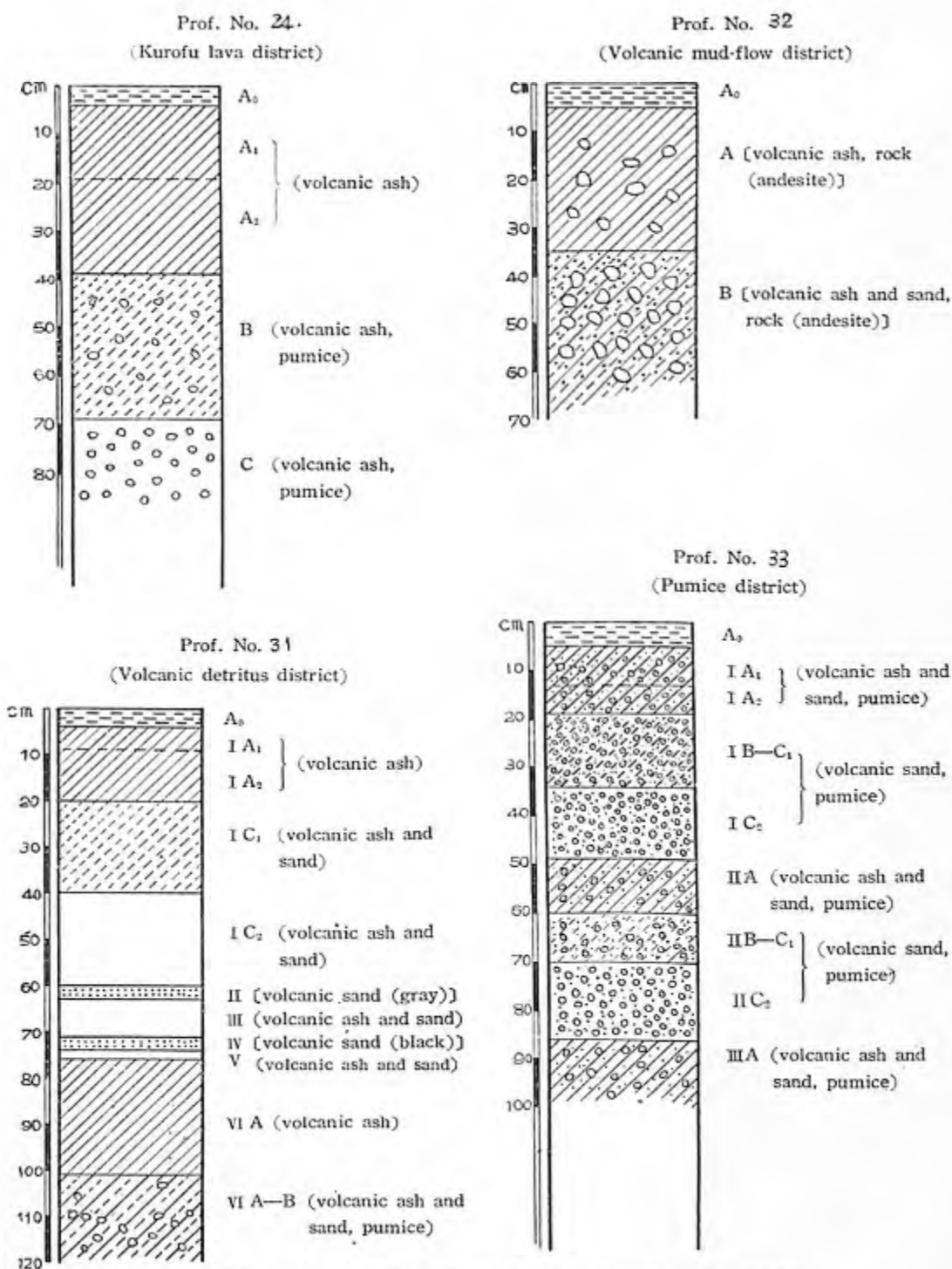
筆者らが調査したのは小沼村一帯の抛岩屑地帯以西の地域と軽井沢町一帯であるが、これらの母材料の異なる各地区の代表的な土壌断面を模式化して示すと第3図のとおりである。

(2) 供試土壌の化学的性質

この地域には B/D 型土壌およびこれに近い土壌型が広く分布するが、乾性型の黒色土が得られなかつたために、黒色土壌群に属する各土壌型と化学的性質との関係は充分な論議を行いがたい。

全般的にみるとこれらの黒色土の A₁ 層では、C-N 率は 14.2—18.9 で比較的広い巾を示し、pH および置換性 Ca および同 Mg 飽和度は火山弾泥流地区 (Prof. No. 32) では 5.40, 8% および 3%, 他の地区では 5.50—6.00, 20—58% および 3.9—10.5% で同様に比較的広い巾を示し、置換および加水酸度は火山弾泥流地区ではやや大きかったが、他はいずれも小さかった。またこの地域に見られた褐色森林土 [BD および Bd(d) 型土壌] もほぼ同様の傾向を示していた。

したがって、この地域の土壌は黒色土壌群および褐色森林土壌群いずれも一般に pH が高く、また火山弾泥流地区を除けば置換性 Ca および同 Mg 飽和度の高い土壌とみて差し支えないであろう。これらの点は前述の他の林地における分析結果からみても、適潤型またはこれに近い土壌型がこのような傾向を示すことは肯定しうる点であるが、上記の pH および置換性 Ca 飽和度は他の林地の同じ土壌型に比べると高い値を示す試料が多い。この点は母材料の影響、すなわち玄武安山岩質の塩基に富んだ火山噴出物 (黒斑熔岩および軽石地帯) の影響が大きいに思われる。たとえば、一般に高海拔高の地域では A₀ 層が発達し、塩基の溶脱および酸性化の進んだ土壌の出現する機会が多いが、この地域では Prof. No. 27 および No. 29 (海拔高 1600—1700 m) のように pH が高く、置換性 Ca および Mg 含有量、同飽和度の著しく大きい土壌が出現することは母材料の影響を物語るものではないかと思われる。また、母材



第3図 第2図の各地域における代表的な土壌断面 (浅間国有林)
Fig. 3 Schematic presentations of typical profile in each district shown in Fig. 2 (Asama National Forest).

料の影響は前述の火山弾泥流地区 (Prof. No. 32) が他の地区の B/D 型土壌に比べて、pH が多少低く、置換性 Ca、同 Mg 含有量および飽和度が著しく低く、置換および加水酸度が大きいことは同様に母材料の影響を示すものと思われる。また広葉樹の混交率の大きい——または著しく大きい——Prof. No. 25、27 および 29——特に No. 27 および 29 は高海拔高にかかわらず——の A₁ 層の C—N 率は 13.4~14.5 を示し、他のアカマツ林土壌より小さいことはアカマツの針葉に比べて比較的分解の容易な広葉樹落葉²²⁾の影響が大きいことを示すものと思われる。

(3) アカマツ林土壌についての今までの研究

川島、永田および岡山¹⁹⁾²²⁾²⁴⁾²⁶⁾²⁷⁾²⁸⁾³⁰⁾は九州地方のアカマツの優良林土壌について、表土の pH は 3.39~5.81 までの強酸性から弱酸性までの広範囲にわたっているために適応酸度は決定しがたいが、表土の置換性 Ca 含有量は 0.003~0.074% で大部分は 0.01% またはそれ以下であり、したがってアカマツは嫌石灰植物であるとした。宮崎⁴⁷⁾⁴⁸⁾は四国地方のアカマツ林は一般に腐植土層の発達が悪く、菌糸網を伴い、窒素その他の養分に乏しく、土壌の堆積状態はすこぶる密であるか、またはすこぶる軽鬆で、自然状態の容積重が大きく圧結度も大で、他の林地に比べると土壌の理化学的性質が劣り、土壌含水量も最も小さく、断面形態は褐色森林土壌発達の初期の段階を示すという。芝本⁴⁹⁾は大坂管林局管内のアカマツ林土壌は、表土の発達が悪く菌糸網の影響によつて乾燥し、堅密で強酸性 (pH 4.15~4.49) を呈することを明らかにした。また木下²²⁾も瀬戸内海沿岸のアカマツ林土壌は前記の宮崎⁴⁷⁾⁴⁸⁾および芝本⁴⁹⁾の結果と同様に、A 層の発達が悪く理学的性質も不良であるという。

植杉⁴⁴⁾⁴⁵⁾は青森管林局管内のアカマツ優良林は、平坦地または緩斜地に多く、腐植土層が深く腐植に富み、団粒組織を有し、孔隙量が大きく圧結度は小さく、適度の水分を有し、宮崎⁴⁷⁾の褐色森林土壌発達のすすんだ標準型に属するものが多く、関東以西のアカマツ林土壌と異なることを指摘している。また植杉は同地方のアカマツ林の A 層は pH 3.7~5.8 で、平均値は地位の上下にかかわらず pH 4.8~4.9 であるという。川島²⁰⁾はその後、東北地方のアカマツ優良林は酸度が弱く、置換性 Ca 含有量のかなり豊富な (0.067~0.223%) 土壌に広く成立し、スギの適地に近い性質を有することを認め、九州地方における結論は東北地方には適用できないとしている。

宮崎⁴⁸⁾は四国地方のアカマツ林は砂礫土ないし粘土にも成立し、土性に対する適応性の広いことを明らかにし、植杉⁴⁴⁾も東北地方のアカマツ林は砂土から粘土におよびアカマツの成長と土性の関係は見いだしたいとしている。

(4) 浅間山麓のアカマツ林の土壌と成長との関係

この経営区の高海拔 1000~1700m の地域にはアカマツ林が広く分布するが、そのうち霧上松⁴⁶⁾として有名な形質および成長の優良な天然生アカマツは、軽井沢町および小沼村一帯の高海拔 1000~1300m の間に分布するアカマツで、その他の地区のアカマツは成長および形質ともに劣り、霧上松にいがたいとされている。筆者らが供試した土壌は Prof. No. 27 および 29 を除けば霧上松を取り扱っているとみて差し支えないであろう。

前に述べたように、今までのアカマツ林土壌について行われた研究結果によれば、アカマツ林土壌の形態および性質は東北地方と関西以西では著しい相違のあることが認められるが、この地域のアカマツ優良林は軽石地帯を除けば、東北地方のアカマツ優良林と同様の傾向を示すように思われる。

浅間山麓のアカマツ林地帯は一般に緩傾斜の起伏に乏しい地形をなし、黒色および褐色森林土壌群の適

第 2 表 アカマツの成長量 (浅間国有林)
Table 2 Growth of pines (Asama National Forest).

断面番号 Profile No.	樹令平均 最大—最小 Age average max.—min.	樹高平均 最大—最小 Height (m) average max.—min.	直径平均 最大—最小 Diameter (cm) average max.—min.	材 積 Volume (m ³)/ha
23	124 144—99	24 28—13	36 50—16	400
24	84 94—74	21 25—20	32 44—30	270
25	40 45—34	18 20—9	26 42—8	230
26	120 140—100	16 23—13	30 44—20	29 *1
27	—	—	—	— *2
28	(110) (120—70)	—	—	(325)*3
29	—	—	—	— *2
30	68 73—53	21 23—18	34 46—22	300
31	60	17 20—15	24 36—18	250
32	59 69—49	16 18—10	24 46—12	185
33	124 164—84	20 23—19	36 48—28	260

Remarks.

*1 Mother trees. *2 Broad-leaved forest. Pines are occasional or rare. *3 Felled area.
Prof. No. 28 は長野管林局第 4 次編成経営案 (昭 14—24 実施)、他はいずれも同第 6 次編成経営案 (昭 28 年検定) の資料によつた。

潤性またはこれに近い土壌型が広く分布する。この地域のアカマツの優良林 (霧上松) はすべてこのような土壌型に属する。しかし第 2 表に示すように各地区別に比較すると母材料の相違に伴う土壌条件の相違にしたがつてアカマツの成長には差異が見られる。

霧上松の主な分布区域である黒斑礫岩地帯 (Prof. No. 23~30) はいずれも砂礫土で、A 層は厚く 30 cm に達し、土壌 (A+B 層) も深く 60 cm ないし、それ以上に達する。Prof. No. 26 (Bd(d) 型土壌) を除けばいずれも断面形態および分析値から推察されるように良好な理化学的性質を示している。Prof. No. 26 は A₁ 層の粒状構造の発達、堅密な A₂ 層等から推察されるように、理学的性質の劣ることがアカマツの成長の劣る原因ではないかと思われる。

この地区では高海拔が高くなるにつれて、ミズナラ、カンバ、カラマツ (天然) の侵入が烈しくなり、それに伴つてアカマツの成長も低下する。Prof. No. 27 および 29 では土壌条件は他のアカマツ優良林と同様であるにもかかわらず、アカマツの混交率および成長が著しく低下する点は高海拔の影響と思われる。この地域におけるアカマツ優良林の限界については、伐採跡地であるが Prof. No. 28 は良好な成長を示していたことが明らかであり、また付近の 24 林班 (1350m) のアカマツ人工林 (45 年生) が良好な成長を示している点からみて、高海拔 1350 m 付近まではアカマツの良好な成長が期待できるように思わ

れる。またこの地区におけるアカマツの天然更新は、広葉樹およびササの侵入が烈しいために困難を伴うであろうと思われる。

抛山岩屑地区のアカマツの成長は黒斑熔岩地区に比べると一般に劣るように思われる。A層の理化学的性質は黒斑熔岩地区とほぼ同様と思われるが、A層は20cm内外で多少薄く、堅密なC₁層につづく。このように土壌がうすく下層の堅密なことがアカマツの成長を低下させている原因と思われる。

火山弾泥流地区は同様に黒斑熔岩地区に比べると一般にアカマツの成長は劣るように思われる。A層は30cm内外に達し、団粒状構造が発達するが大型の石礫を混じ、B—C層は火山弾を多く混えた多礫質で、礫の間隙を満している火山灰砂層は著しく堅密な層をなし、時には盤層の形成が認められることがある。化学的性質も前に述べたように他の地区に比べると劣る。したがって、このような理化学的性質の劣ることがアカマツの成長を低下させている原因ではないかと思われる。

軽石地帯では戦時中の伐採のために現存する天然生アカマツ優良林はきわめて少ないので、充分な論議は難しいが、Prof. No. 33は黒斑熔岩地区に比べると多少成長は劣るように思われる。芝本²⁰⁾はこの地区(長倉山国有林)から群馬県小根山試験地にかけて分布するアカマツ林土壌は、母材料の火山噴出物は年代が若く風化程度が微弱であつて、理化学的性質が不良であること、またCaの含有量の大きいことを明らかにしているが、Prof. No. 33もほぼ同様の傾向を示していた。Prof. No. 33はA層がやや薄く、腐植含有量の少ない多礫質の未熟な土壌で、堅密な火山砂礫層の堆積物より成るB—C₁層につづく。このように土壌の理化学的性質の劣ることがアカマツの成長を低下させている原因ではないかと思われる。この地区におけるアカマツの天然更新は広葉樹の侵入が烈しいために相当の困難を伴うことが予想される。

以上のように浅間山麓のアカマツ優良林地帯では、ほぼ同じ土壌型ではあるが母材料の相違、土壌の理化学的性質、土壌の深度等の相違に伴って成長の差が見られる。しかし、このような土壌条件の相違に伴うアカマツの成長の相違も特に著しいものではなく、したがってアカマツは土壌条件に対して適応性の広い樹種と考えて差し支えないであろう。

(D) 群馬県小根山国有林のケヤキ林およびクリ、コナラ混交林土壌

(1) 試料採取地点

筆者らは群馬県小根山国有林(小根山試験地碓氷郡日井町、前橋営林署管内)のケヤキ林(Prof. No. 34)およびクリ、コナラ混交林(Prof. No. 35)について検討を行つた。この調査の主な目的は同じ土壌型および立地条件において、樹種の相違が土壌の化学的性質にどのような影響をあたえるかを明らかにすることにあつた。またあわせて、黒色土壌群についての知見をうることもこの目的の一つであつた。

試料の採取地点は大致、河田および河田²¹⁾によつて微生物群落の調査が行われた箇所と同じである。断面形態、植生および地形の詳細は前記の報告にゆずる。

(2) 供試土壌の化学的性質

両林地ともにC—Nは小さく、pHは高く、置換および加水酸度も小さく、置換性Caおよび同Mg含有量は大きな値ではないが、飽和度はA₁層ではいずれも高かつた。これらの点は前述の他の林地の適潤—弱湿性土壌と同様の傾向を示していた。

クリ、コナラ混交林のF層の炭素含有量の低いことは、この林地では落葉の分解が早く、試料の採取が行われた晩秋にはF層は薄層を形成して、F—(A)層に近い状態で存在した。したがって複雑な腐植土壌を完全に除去することができなかつたために、そのまま細粉して供試したことに基くものであろう。

樹種の相違が化学的性質におよぼす影響については次の諸点が認められた。

落葉の分解はクリ、コナラ混交林はケヤキ林よりもさらに良好であると思われる。この点はF層の形態と炭素含有量およびC—N率が前者は後者より小さいことからもうかがわれる。また同じ層位を比較するとケヤキ林はクリ、コナラ混交林よりもいずれもpHが高く、置換および加水酸度が小さかつたが、両林地間の相違はF層のpHを除けば著しいものではなかつた。両林地の相違が顕著に見られたのはA₁層における置換性Ca含有量および同飽和度であつて、ケヤキ林はクリ、コナラ混交林に比べると著しく多かつたが、置換性Mg含有量および同飽和度は明瞭な差を示さなかつた。

今までの研究結果によると、大致および森²²⁾は林内に設置したポット試験の結果、クリおよびコナラの落葉はいずれも分解が早い、ケヤキの落葉は分解が相当に困難であることを認め、ケヤキの落葉中のSiO₂含有量が著しく大きいことが分解を遅らせる原因であろうと推察している。筆者らの結果ではクリ、コナラの落葉はケヤキの落葉より分解が早く同氏らと同様の傾向が認められたが、ケヤキの落葉の分解は自然状態においては同氏らの指摘するように特に困難であるとは考えがたかつた。

川島、永田および陶山²³⁾はケヤキ林土壌はスギ林土壌に類似した性質を示し、酸性が弱く置換性石灰に富むという。また川島²⁴⁾、川島および陶山²⁵⁾はクリ園土壌は置換性Caに乏しく、クリは石灰嫌忌植物であるという。筆者らの結果はケヤキ林については同様の傾向を示していたが、一般にケヤキ優良林は適潤ないし弱湿性土壌に見られることを考えると、上記の傾向はケヤキ林土壌の性質と見るよりもむしろ土壌型の影響によるものではないかと思われる。クリ林土壌については川島らの結果は人為的に肥培管理が行われる果樹園土壌であるから、林地の場合と同一に論ずることはできないが、一般に林地において、クリは置換性Caに乏しいと思われる乾性土壌にも多く見られるが、Prof. No. 35のクリの植栽木が良好な成長を示している点からみてクリは石灰嫌忌植物であるとみるよりも、置換性Caに乏しい土壌にも耐えうる植物であると考えの方が妥当ではないかと思われる。

(E) 山形県安楽城国有林および秋田県岩瀬国有林の黒色土壌群

(1) 試料採取地点

筆者らは黒色土壌群の化学的性質についての知見をうる目的で山形県安楽城国有林(最上郡及位村、真室川営林署管内)および岩瀬国有林(前述)のいずれも第3紀層緑色凝灰岩を母材料とする黒色土について検討を行つた。

(2) 供試土壌の化学的性質

安楽城国有林のProf. No. 36—38はいずれも近接して存在し、Prof. No. 36はコナラおよびミズナラ、No. 38はスギの造林地であるが植栽前はNo. 37と同様原野であつたという。これらの黒色土壌群の各土壌型の化学的性質は、前述の各林地における褐色森林土壌群の各対応する土壌型と同様の傾向を示していた。

またProf. No. 38のB/E型土壌のスギ優良林の下層植生は前述の岩瀬および仁徳国有林の場合と同様であつた。

Prof. No. 37の採草地のA層は炭素含有量およびC—N率は比較的大きい。A層の炭素含有量は森林下の場合はいずれも原野に比べて減少を示していた。また(B/E)C型土壌では乾性の水分環境の影響を受けて、置換性Ca、同Mg含有量および飽和度の減少、pHの低下を示していたが、B/D(d)、B/E型土壌の順にこれらの値は上昇を示していた。B/D(d)およびB/E型土壌では置換性Ca含有量に比べて同

Mg 含有量の比率が著しく大きい(前述の他の林地の結果に比べて)ことが注目される。おそらくこの点は母材料の組成が影響しているのではないと思われる。

置換および加水酸度は BlE 型土壌の A_1 層——弱湿性型土壌としては比較的大きい——を除くといずれも著しく高い値を示しているが、この点は火山灰に由来する母材料の影響と思われる。また $(Bl)C$ 型土壌 (Prof. No. 36) では置換酸度の加水酸度に対する比は著しく大きく、塩基の溶脱と土壌の酸性化がすすんでいることを示している。

岩瀬国有林の Prof. No. 39 および 40 はいずれも原野(採草地および未墾地)である。断面形態⁴¹は Prof. No. 40 は A 層がきわめて厚く、表層の薄層は粒状構造の発達が見られるが、この点はおそらく閉鎖されていないために地表面からの乾燥が大きいことによるのではないと思われる。両断面の出現地および断面形態は湿性型土壌の特徴を示している。 $A-B$ 層における還元色ないし斑鉄の存在は明らかではないので $Bl(w)$ [BlE] として分類したが、森林下に見られる湿性型 [BE , BlE] 土壌に比べると、 A 層は表層の薄層(約 1~2cm)を除けば塊状堅密で構造の発達が認められない点など著しい相違が見られる。化学的性質も置換性 Ca 、同 Mg 含有量および飽和度が著しく低いことが注目されるが、これらの諸点は前述の他地方の黒色土壌群(湿性型)とは著しい相違を示していた。また A 層の炭素含有量および $C-N$ 率は比較的大きく(No. 39 の $C-N$ 率は特に顕著)、 pH も比較的低く、置換および加水酸度も大きな値を示していた。

以上の岩瀬国有林における黒色土の化学的性質および断面形態の特徴は、茨木ら¹¹⁾の米代川流域地帯の黒色土についての結果と同様の傾向を示している。

Ⅳ 森林土壌の化学的性質と土壌型との関係についての考察 (1)

褐色森林土壌群および乾性ポドゾル

前に述べた各林地における褐色森林土壌群および乾性ポドゾルの各土壌型間に見られた化学的性質の顕著な相違は、地形に基く水の移動、これに伴う水分環境の相違によつて生ずる落葉の分解過程の相違、土壌の化学的性質の相違によつてもたらされる落葉の成分の相違等の諸因子の影響によつてもたらされたものと考えられるが、またさらに母材料の相違が、地形および土壌の化学的性質に大きな影響を与え、それに伴つて各土壌型の出現に大きな影響をもたらすことが考えられる。

筆者らはこれらの問題について総合的な考察を行いたいと思う。

(A) 土壌型と化学的性質との関係

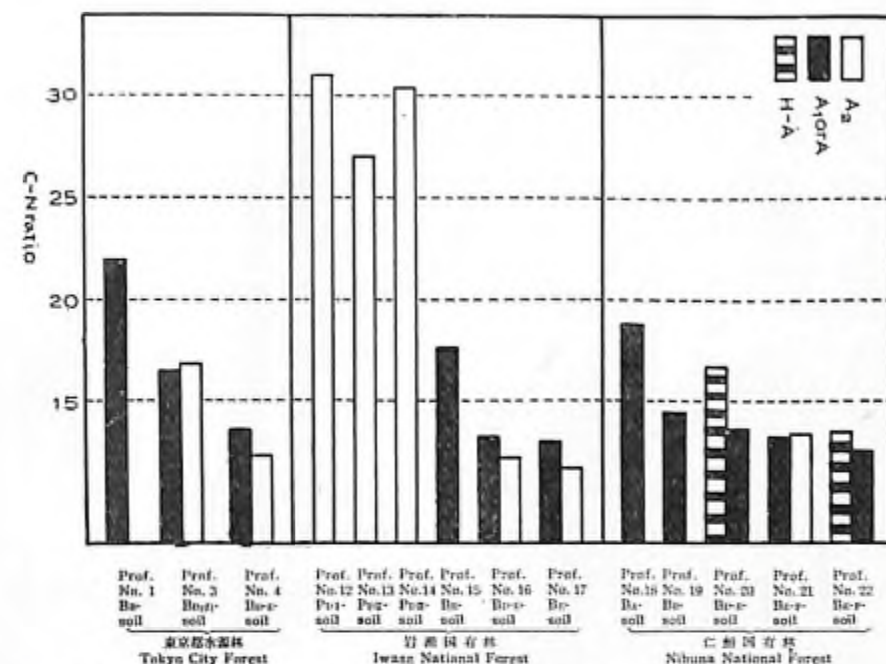
各土壌型と化学的性質との関係についての今までの研究は次のごとくである。

大政¹¹⁾は東北地方のブナ林地帯の土壌について各土壌型の同じ層位を比較すると、乾性型土壌は湿性型土壌より $C-N$ 率が大きく、 pH が低く、置換性 Ca 含有量が少ないことを明らかにした。さらに乾性型土壌では湿性型土壌より置換酸度が大きく、乾性ポドゾルが乾性型土壌と同様の傾向を示すことなども含めて、上述の傾向は窪田、井上および岩川^{17,18)}、山谷¹⁹⁾、真下および久保¹²⁾、茨木ら¹¹⁾の調査においても認められている。

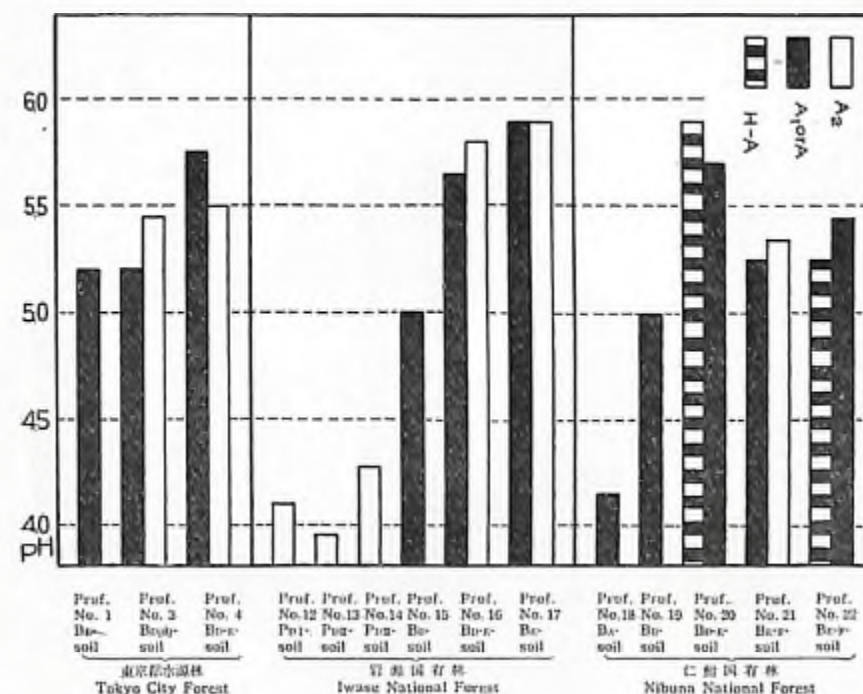
これらの諸氏の結果はいずれも広い地域について調査が行われているために、各土壌型を代表する試料

⁴¹ No. 39 は岩瀬営林署から送付された試料であるために詳細は不明。

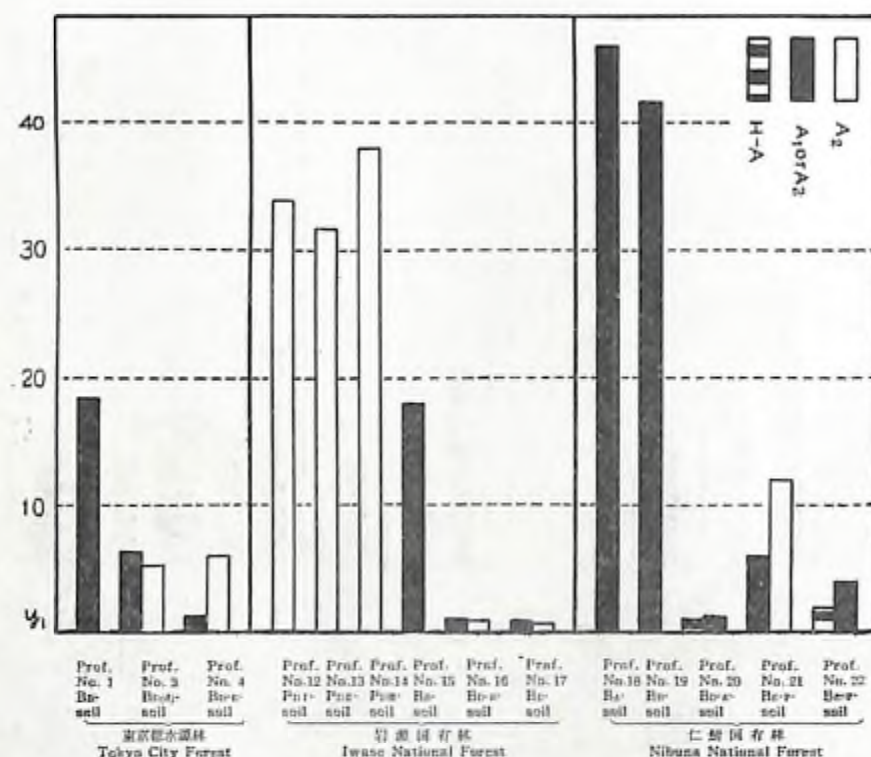
⁴² 置換性 Ca でなく熱 HCl 可溶性 Ca について同様の傾向を認めている。



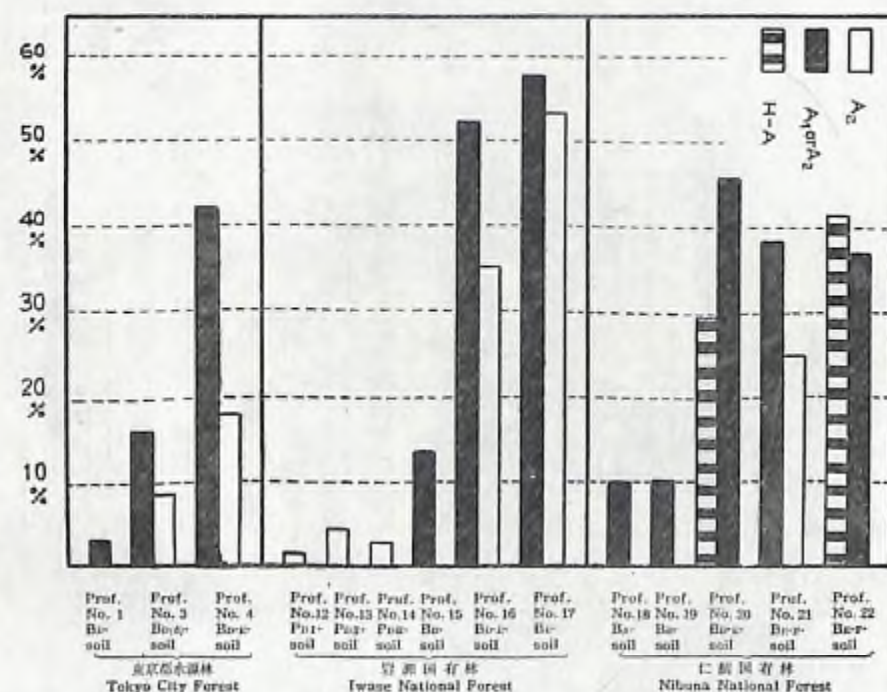
第4図 各土壌型の $C-N$ 率の比較 (褐色森林土および乾性ポドゾル)
Fig. 4 Comparison of $C-N$ ratio (Brown forest soil and dry podzolic soil).



第5図 各土壌型の pH の比較 (褐色森林土および乾性ポドゾル)
Fig. 5 Comparison of pH value (Brown forest soil and dry podzolic soil).



第 6 図 各土壌型の置換酸度の比較 (褐色森林土および乾性ポドゾル)
Fig. 6 Comparison of exch. acidity (Brown forest soil and dry podzolic soil).



第 7 図 各土壌型の置換性 Ca 飽和度の比較 (褐色森林土および乾性ポドゾル)
Fig. 7 Comparison of rate of exch. Ca saturation (Brown forest soil and dry podzolic soil).

は母材料または主林木が相違したり、また海拔高が著しく異なる場合が多い。高海拔高の場合には低温が落葉の分解に影響をおよぼし、また樹種および母材料の相違が土壌の化学的性質に影響をおよぼすと考えられるので、これらの結果は地形に基づく水分環境の相違——土壌型——以外の諸因子の影響が除去されていないが、全般的な傾向として各土壌型と化学的性質との関係を示すものと見なして差し支えないであろう。

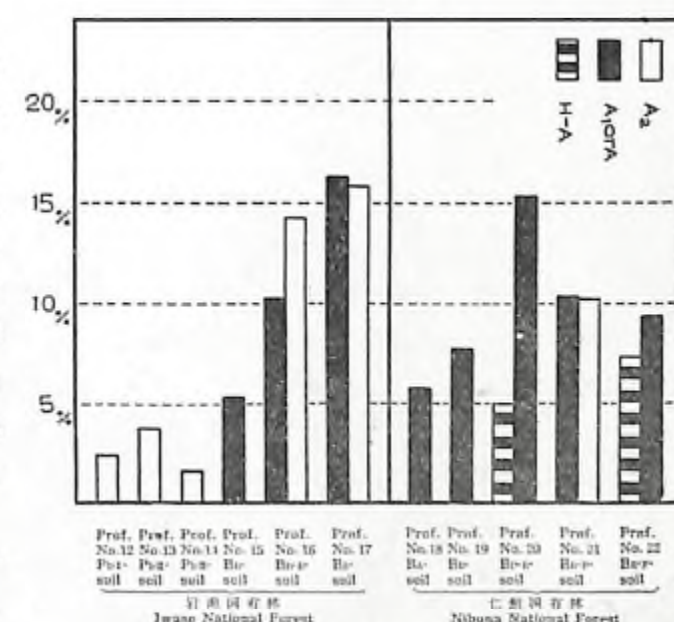
筆者らはこれらの問題を明らかにするために、前述のように比較的接近した地域——同じ山腹斜面または海拔高の差の少ない接近した地域——において、母材料および主林木の同じ林地を対象として検討を試みた。

筆者らは以下の考察を行う場合に主として A 層を対象とし、H 層は別個に取り扱い、B 層は除外した。なぜならば、有機物層 (H 層) と鉱質土層 (A 層) とはその組成および性質に著しい相違が見られ、また一部の土壌型では H 層を欠除しているからである。また、B 層は母材料から A 層に推移する過程における中間的な土層で、その化学的性質は必ずしも A 層と関連性を示さず、また上記の化学的性質におよぼす諸因子の影響を顕著に反映していない場合がしばしば認められたからである。

各土壌型の化学的性質について筆者らは C—N 率、置換性 Ca および同 Mg 飽和度、pH、置換酸度、置換酸度の加水酸度に対する比等を重視した。森林土壌では同じ土壌型に属する各土壌の陽値含有量は比較的大きな相違を示す場合が多く、それに伴って各土壌の炭素および N 含有量、置換容量、置換性 Ca および同 Mg 含有量、加水酸度等の個々の性質の量的な関係は当然大きな相違を示している。したがって、これらの諸性質相互の相対的な関係を検討する方が、各土壌型の化学的性質の特徴をより明瞭に示しうると考えられるからである。

褐色森林土壌群および乾性ポドゾルを対象とした東京都水源林、岩瀬および仁徳国有林における結果は、第 4～8 図に図示したが、ほぼ前述の諸氏の結果と同様の傾向が認められた。

筆者らは前に述べたように BC 型土壌は生成条件が異なると考えられるので別個に取り扱い、PD I, PD II, PD III → BA → BB → BD (d), BD → BE → BF 型土壌、すなわち乾性ポドゾル → 乾性型褐色森林土 → 過潤型褐色森林土 → 弱湿性型褐色森林土 → 湿性型褐色森林土の系列について比較したいと思う。上記の各林地における結果を総合すると、各土壌型間に見られる一般的な傾向として PD → BE 型土壌は上記の順に C—N 率の減少、pH の上昇、置換性 Ca および同 Mg 飽和度の上昇、置換酸度および置換酸度の加水酸度に対する比の減少が見られ、乾性ポドゾルおよび乾性型土壌では塩基の脱落と土壌の酸性化が著しい



第 8 図 各土壌型の置換性 Mg 飽和度の比較 (褐色森林土および乾性ポドゾル)
Fig. 8 Comparison of rate of exch. Mg saturation (Brown forest soil and dry podzolic soil).

が、上記の順に土壌型の推移に伴ってこれらの作用は抑制され、弱湿性型土壌ではむしろ塩基の集積の傾向を示すように思われる。Br 型土壌については typical な資料が欠落しているために断定しがたいが、仁徳国有林の BE-F 型土壌について前に指摘したように、BE 型土壌より pH、置換性 Ca および同 Mg 飽和度は多少減少を示すのではないかとと思われる。

Pd 型土壌は出現地形および形態的特徴から乾性型褐色森林土の高山型と考えられることは、すでに大政¹¹⁾によつて指摘され、その後の各国有林土壌調査においても同様の事実が認められているが、その化学的性質からみても乾性型褐色森林土よりさらに塩基の溶脱が著しく、上記の系列にはいることを示している。Bd(d) 型土壌は前述のように断面形態は Bd 型土壌より乾性の特徴を示しており、したがつてその化学的性質も Bd 型土壌より乾性型土壌に近づくのではないかと予想されるが、筆者らの今回の資料では断定しがたいので今後の検討に待ちたいと思う。

各土壌型の同じ断面における各層位を比較すると、置換性 Ca および同 Mg 飽和度は BE (または Bd-E) 型土壌では各層位間の差は小さかつたが、他の土壌型ではいずれも下層ほど著しい減少を示していた。また pH は一般に下層ほど増大の傾向を示していたが、BE 型土壌においては各層位の差はきわめて小さく、A₁ 層が A₂ 層より高い場合も認められた。また置換性 Ca および同 Mg 含有量は各土壌型いずれも A₁ 層 (または A 層) が最も大きく下層ほど減少を示していた。この点は土壌 (特に A 層) の置換性 Ca および同 Mg は落葉の分解によつて供給されることを示すものと思われる。BE 型土壌における上記の結果は後述のように落葉の良好な分解過程および塩基の集積を示すものと思われる。

置換性塩基については Ca が最も多く、Mg がこれに次ぎ、Mn はきわめて少なかつた。Ca/Mg の比は上記の土壌型の推移に伴って増大の傾向を示していたが、この点 Ca は Mg よりも溶脱されやすいことを示すものと思われる。

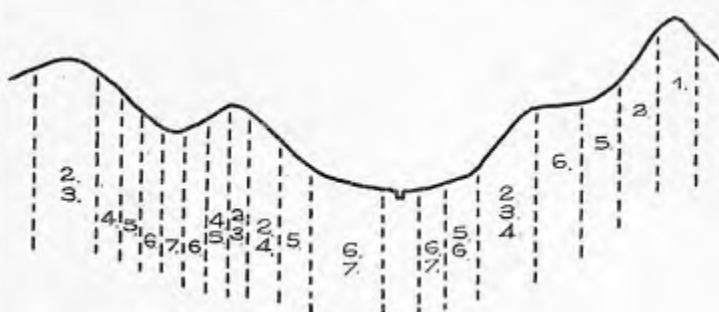
H 層については前に述べたように Pd, BB, BE-F 型土壌に出現した。C-N 率は土壌型と明らかな関連性は認められなかつたが、pH は明らかに上記の順に上昇を示していた。

Bc 型土壌については資料が少ないために十分な論議はむずかしいが、化学的性質はその出現地形から

予想されるように適潤型および乾性型土壌の中間、またはむしろ乾性型土壌に近い値を示していた。

(B) 土壌の化学的性質におよぼす地形の影響

第9図はこれまでの国有林土壌調査の資料に基づいて、褐色森林土壌群の各土壌型と出現地形の関係を模式化して示したものである。地域的な微細地形および微気象の影響によつて例外も認められるが、基本的にはこのような関係を示すとみて差し支え



第9図 地形と各土壌型の関係 (模式図、褐色森林土)
Fig. 9 Schematic presentation showing the relationships between type of soil and relief (Brown forest soil).

ないであろう。海拔の高い場合、または寒冷な気候条件のもとでは乾性型褐色森林土は乾性ポドゾルに推移する場合が多い。

各土壌型の出現地形と化学的性質の関係については尾根筋の乾性型土壌では塩基の溶脱が著しく、山腹下部、中腹の平坦ないし凹地形、沢筋に近い適潤ないし湿性土壌では塩基の集積が認められる。

地形の土壌におよぼす影響については伊藤および山根¹²⁾は原野土壌において斜面上部の乾性型土壌は置換性 Ca に乏しく、斜面下部および凹地では置換性 Ca に富むことを指摘している。土壌中の塩基の溶脱および集積と地形との関係について、POLYNOV¹³⁾は一流域の土壌では塩基の高地からの流亡と低地における集積の見られることを明らかにしている。前述のように土壌中の置換性 Ca および同 Mg は落葉の分解による供給によるものと考えられるが、各土壌型における土壌→植物体→落葉→土壌という物質の循環系を一単位と考えるならば、ここに循環する Ca および Mg の量は上記の順に土壌型の推移に従って増大すると考えられる。前記の POLYNOV の理論は広大な地域について実証されたものであるが、同じ山腹斜面のきわめて近接した地域のミクロの地形においても、山腹斜面に沿った水の流動とそれに伴って可溶性の物質 (塩基、その他) の移動が行われるであろうと推察すると、POLYNOV と同様の考え方が適用できるように思われる。

(C) 土壌の化学的性質と落葉の組成および分解過程の関係および樹種の相違の影響

前述のように各土壌型間に見られる化学的性質の顕著な相違は、地形の相違——水の移動に伴う塩基の流亡および集積——によつて顕著な影響を受けることが推察されるが、同時に地形に基づく水分環境の相違による土壌微生物の落葉および土壌有機物の分解過程の相違によつて、さらに助長されるのではないかと推察される。また同時に、これらの落葉および土壌有機物の分解過程、落葉の組成および土壌の化学的性質は相互に密接不可分の関係にあると考えられる。

今までこの方面の研究においては、樹種の相違が落葉の組成、分解過程、土壌の化学的性質に大きな影響をおよぼすであろうという見地から、各樹種の落葉の pH、N 含有量 (C-N 率)、塩基 (特に Ca) 含有量、有機物の組成等について多くの研究が行われている。

CHANDLER¹⁴⁾, GARSTKA¹⁵⁾, COILE¹⁶⁾ は落葉の Ca 含有量は樹種によつて異なり、Ca 含有量の高い場合はムル型の腐植を、少ない場合はモル型の腐植を生ずるとしている。また COILE¹⁷⁾ は落葉の pH は樹種によつて異なり、pH の高い場合はムル型の腐植を、低い場合はモル型の腐植を生ずることを指摘している。しかし、ALWAY ら¹⁸⁾ は落葉の pH の樹種による相違は小さいことを指摘し、岡氏らおよび MATTSO ン¹⁹⁾ は落葉の Ca および N 含有量を重視して、Ca および N の多い (したがつて C-N 率の低い) 落葉からはムル型の腐植が、少ない場合はモル型の腐植が生ずるとしている。大政および森²⁰⁾, WITTICH²¹⁾, BROADFOOT および PIERRE²²⁾ も C-N 率の大小が落葉の分解を支配する——C-N 率の小さい場合は分解が早い——大きな因子であることを指摘しているが、COILE¹⁷⁾ は C-N 率の大小は必ずしも落葉の分解の良否に関連性を示さず、むしろリグニンおよびエーテル可溶性物質の多少が大きな影響をおよぼし、これらの含有量の大きい場合は分解が阻害されることを明らかにしている。リグニンおよびエーテル可溶性物質の阻害作用については WAKSMAN²³⁾、大政および森²⁴⁾ も同様の事実を認めている。

落葉中の Ca 含有量の多少が分解に大きな影響をおよぼす理由については、ALWAY ら¹⁸⁾ は Ca の多い場合は duff および leafmold 層 (F および H 層) の pH を高め、これらの層における分解を著しく促進することを明らかにしている。LAATSCH²⁵⁾, CHANDLER¹⁴⁾, BROADFOOT および PIERRE²²⁾ も落葉の

分解中に生ずる酸性物質に対する落葉中の塩基含有量の量的な関係が、落葉の分解を支配する決定的な因子であるとして、塩基——特に Ca——の酸性物質に対する緩衝作用の重要性を強調している。

以上のように落葉成分——特に N と Ca——が分解に対して重要な関係を有することが明らかであるが、一般にこれらの落葉の成分と分解過程の良否が、土壌の化学的性質——主として N と Ca の含有量——と不可分の関係にあることが明らかにされている。すなわち ALWAY¹⁸⁾、COILE¹⁹⁾ は Ca および N に富む落葉下の表土は Ca および N に富むことを明らかにし、CHANDLER²⁰⁾ も Ca について同様の事実を認め、また LAATSCH²¹⁾ は落葉の N および塩基含有量の多少は土壌の N および塩基含有量の多少に比例することを明らかにし、HARLEY²²⁾ も N について同様の事実を認めている。

以上の諸外国における研究例の多くは天然林を対象としているために、主林木の分布は土壌条件によって支配されている場合が多いと思われる。

わが国の森林土壌については、大政¹¹⁾ は東北地方のブナ林地帯の土壌について、同じ土壌型の同じ層位を比べると、C/N 率はブナはスギ、ヒバより小さく、置換性 Ca 含有量はスギ>ブナ>ヒバの順に減少することを指摘し、また筆者らの前述の小根山国有林におけるケヤキ林⁸⁾とクリ、コナラ混交林⁹⁾の相違および浅間国有林のアカツキ林土壌において、広葉樹の混交率の高い林地²³⁾では高海拔高にもかかわらず C—N 率の小さいことなどは、一般に広葉樹の C—N 率は針葉樹より小さいこと²⁴⁾²⁵⁾、スギ、ケヤキの落葉が Ca に富むこと²⁶⁾²⁷⁾などの樹種の相違の影響と考えられる。

落葉の成分と分解過程を論議する場合、立地条件——地形および気候の影響——も見のがしてはならない。大政¹¹⁾はブナの落葉の灰分について、BD、Pdm および PwII 型土壌では、K₂O および P₂O₅ 含有量は前記の順に減少するが、CaO 含有量は差が見られないことを指摘し、Pdm および PwII 型土壌ではモル型の腐植が、BD 型土壌ではムル型の腐植の生成する理由を気候条件および地形の影響によるものであろうと解釈している。また、MATTHEW²⁸⁾²⁹⁾は寒冷湿潤な気候条件下では、冬から早春にかけて落葉の分解がはじまる前に落葉中の塩基が急速に溶脱されることを明らかにしている。ROMELL および HEIBERG³⁰⁾も duff (モル型の腐植)における F および H 層の Ca 含有量は、多数の試料の間では著しい相違がしばしば見られることを指摘し、この点は落葉中の Ca の溶脱および林木の根の Ca 吸収力の相違によるものと解釈している。このように地形および気候条件——土壌型——の相違の影響による塩基の溶脱も前記の落葉の分解およびそれに伴う各土壌型間の化学的性質の相違に大きな影響をおよぼしているのではないかと推察される。

わが国の森林土壌の主として人工更新の行われているブナ林地帯以下の林地では、同じ樹種を主林木とする林地において、PD 型土壌および乾性型土壌ではモル型の腐植が、適潤ないし弱湿性型土壌ではムル型の腐植が形成され、土壌の水分環境の相違に伴って落葉の分解過程が著しく異なることが一般に認められる。したがって前述のように樹種の相違が落葉の分解および土壌の化学的性質に影響をおよぼすことももちろん認められるが、土壌の水分環境の相違の方が分解過程に対してより大きな影響をおよぼしているのではないかと推察される。

以上の諸研究者の結果に基づいて推察すると、各土壌型間に見られる化学的性質の相違——特に置換性 Ca (および Mg) 含有量および C—N 率——は落葉の組成に影響をおよぼし、各土壌型における落葉の組

成および水分環境の相違は落葉の分解過程を支配し、さらに分解過程は土壌の化学的性質に影響をおよぼすと考えられ、これらの各因子の相互作用が行われることが想像される。またさらに気候および地形の影響に基づく水の移動に伴って落葉および土壌中の塩基の溶脱も関連して、上記の各土壌型間に見られる顕著な化学的性質の相違がもたらされているように思われる。

(D) 母材料の影響³¹⁾

母材料の相違が土壌型および土壌の化学的性質におよぼす影響として、筆者らは母材料の塩基含有量の多少が土壌の置換性塩基におよぼす影響および母材料の風化および侵蝕過程の相違が山腹斜面の地形に影響をおよぼし、それに伴って各土壌型の出現状態におよぼす影響を重要視したい。

佐々木および石塚³²⁾³³⁾は北海道において、同じ気候条件下では母材料の塩基含有量の多少に従ってポドゾル化の程度および土壌の置換性塩基含有量が著しく異なることを明らかにした。菅野ら³⁴⁾³⁵⁾も日本火山灰土(黒色土)は一般に塩基飽和度が低い、材料の相違に伴って塩基飽和度の異なることを指摘している。

森林土壌については前述の浅間国有林の置換性 Ca および同 Mg 飽和度が高いこと——高海拔高の地区においても——、また同国有林の火山弾泥流地区の置換性 Ca および同 Mg 飽和度の低いこと、安楽城国有林の置換性 Mg 飽和度が同 Ca 飽和度と比べて著しく大きいこと、仁徳国有林の置換性 Mn 含有量の大きいことなどは母材料の影響を示すものと思われる。

母材料の相違に伴う風化および侵蝕過程の相違が、山腹の斜面地形に影響をおよぼし、これに伴って各山腹斜面上に出現する土壌の性質の異なることは、小出³⁶⁾および山田³⁷⁾によつて明らかにされている。母材料の相違に伴う山腹斜面の地形の相違によつて各土壌型の出現状態の異なることは大子国有林³⁸⁾および瀬尻国有林³⁹⁾の調査において明らかにされている。

V 森林土壌の化学的性質と土壌型との関係についての考察 (2) 黒色土壌群

現在わが国の森林土壌調査では、上層が著しく黒色を呈する土壌を黒色土壌群として暫定的に分類している。わが国の黒色土壌群の分類についてはなお多くの論議の分れるところでまだ定説をみない。また、黒色土壌群の生成過程についての論議もいずれもまだ仮説の域を脱していない現在、黒色土壌群について考察を行うことは時期尚早の感があるが、森林下の黒色土壌群について今までの資料に基づいて考察を行うことにする。

断面形態の特徴および出現地形によつて褐色森林土壌群の各土壌型に対応して分類された黒色土壌群の各土壌型と化学的性質との関係は、前に述べた褐色森林土壌群および乾性ポドゾルにおいて見られるような一定の傾向は見いだし難いように思われる。

今までの資料に基づく、黒色土は(1)置換性 Ca に乏しい型と(2)置換性 Ca に富む型の2つに大別しようように思われ、林木の成長に影響をおよぼす土壌因子もそれぞれ異なっているように思われる。

(1) 置換性 Ca に乏しい型の黒色土としては、真下および久保⁴⁰⁾は段戸国有林(母材料:花崗岩および古生層の変成岩)、木崎および渡辺⁴¹⁾は大子国有林(母材料:花崗岩)の黒色土について、いずれも出現地形および断面形態からは適潤ないし弱湿型に近い土壌型に属すると認められるが、置換性 Ca 含有量はきわめて少ないことを明らかにした。また、茨木ら⁴²⁾は米代川流域地帯の黒色土は湿性型土壌

³¹⁾ 母材料の影響については黒色土の場合も含めて論議を行うことにした。

³²⁾ 黒色土

³³⁾ 黒色土および退色型黒色土を含むが樹種の相違の影響が見られるためにここに引用した。

(B/w)でも同様に置換性 Ca 含有量がきわめて乏しいことを認め、また筆者らの岩瀬国有林の B/d 型土壌も同様の傾向を示していた。

(2) 置換性 Ca に富む型の黒色土としては、山谷⁽⁴⁾の津軽半島南部の黒色土(第3紀層)、筆者らの東京都水源林、浅間国有林、小根山国有林、安楽城国有林がこれに属する。この型の黒色土においては、すくなくとも適潤ないし弱湿性型土壌では褐色森林土の場合と同様に、豊富な置換性 Ca 含有量(高い同飽和度)を示すことを特徴とする。

このように森林下の黒色土壌群の各土壌型と化学的性質との関係は、著しく異なつた傾向が見られるが、現在の段階では黒色土壌群の成因が不明であり、また資料も少ないために充分な論議は後日に譲りたいと思う。

上記の各型の黒色土における林木の成長に影響を与える因子はそれぞれ異なつていようと思われる。すなわち、

(1) 置換性 Ca に乏しい型の黒色土について、真下および久保⁽¹¹⁾⁽¹²⁾は段戸国有林では残積土の場合には土壌の物理性が悪く、ヒノキの成長は劣悪であるが、残積土→崩行土→崩積土の順に土壌の物理性が良好となり、それに伴つてヒノキの成長も良好となることを明らかにした。木崎および渡辺⁽¹³⁾は大子国有林で、スギ、ヒノキの成長は残積土の場合はきわめて悪いが崩積土の場合は良好な成長を示すという。これらの黒色土は化学的性質はいずれも著しい相違は見られないので、土壌の堆積様式の相違およびそれに伴う理学的性質の相違が林木の成長に大きな影響をおよぼしているように思われる。

(2) 置換性 Ca に富む黒色土の場合は、前に述べた筆者らおよび山谷⁽⁴⁾の結果では、いずれも水分環境の相違に伴つて、乾性型土壌では林木の成長が劣り、適潤型土壌では良好な成長を示し、褐色森林土壌群の場合と同様に水分環境の相違が林木の成長に大きな影響をおよぼすと考えられる。

Ⅱ 要 約

(1) 森林土壌における土壌型と化学的性質との関係を明らかにし、またあわせて土壌型と林木の成長との関係について知見をうるために各種の森林土壌について検討を行った。

(2) 東京都水源林落葉広葉樹林、秋田県岩瀬および仁館国有林のスギ林土壌の結果から、乾性ボドゾルおよび褐色森林土壌群では次のような傾向が推察された。

(a) PD→BA→BB→BD(d), BD→BE 型土壌の順に A 層における C—N 率の減少、pH の上昇、置換酸度の加水酸度に対する比の減少、置換性 Ca および同 Mg 飽和度の上昇する傾向が見られた。

(b) BE→BF 型土壌では pH の低下、置換および加水酸度の増大、置換性 Ca および同 Mg 飽和度の減少が予想された。

(c) H 層については C—N 率は著しい相違が見られなかったが、pH は PD→BB→BE-F 型土壌の順に上昇を示していた。

(d) Be 型土壌の上記の化学的性質は乾性および適潤型土壌の中間ないしむしろ前者に近い傾向を示していた。

(3) 黒色土壌群については、長野県浅間国有林、群馬県小根山国有林および山形県安楽城国有林の黒色土壌群の各土壌型の化学的性質は、各対応する褐色森林土壌群の各土壌型と同様の傾向を示していたが、東京都水源林の黒色土は乾性型土壌でも置換性 Ca 飽和度が高く、岩瀬国有林の黒色土は湿性型土壌

にかかわらず置換性 Ca および同 Mg 飽和度は著しく低く、したがって黒色土壌群について上記の関係は一定の傾向が認め難かつた。

(3) 浅間国有林の火山弾泥流地区(B/d 型土壌)の置換性 Ca および同 Mg 飽和度の低いこと、仁館国有林の各土壌型いずれも置換性 Mn 含有量の大きいこと、安楽城国有林(B/d(d) および B/E 型土壌)の置換性 Mg 飽和度が置換性 Ca 飽和度と比べて高いことは母材料の影響によるのではないかと考えられた。

(5) 浅間国有林のアカマツ林土壌では広葉樹の混交率の大きい林地では C—N 率が低く、また小根山国有林のケヤキ林土壌は同じ立地および土壌条件下のタリ、コナラ混交林土壌に比べて F 層の pH が高く、A₁ 層の置換性 Ca 飽和度が高いことは樹種の影響によるものと考えられた。

(6) わが国のアカマツ林土壌およびスギ林土壌の化学的性質について全般的な考察を行った。

(7) 東京都水源林土壌のカラマツおよびヒノキ混交林の成長は B/c, Be, B/d(d), B/d 型土壌では良好であつたが、B/A および B/E-F 型土壌では不良であつた。

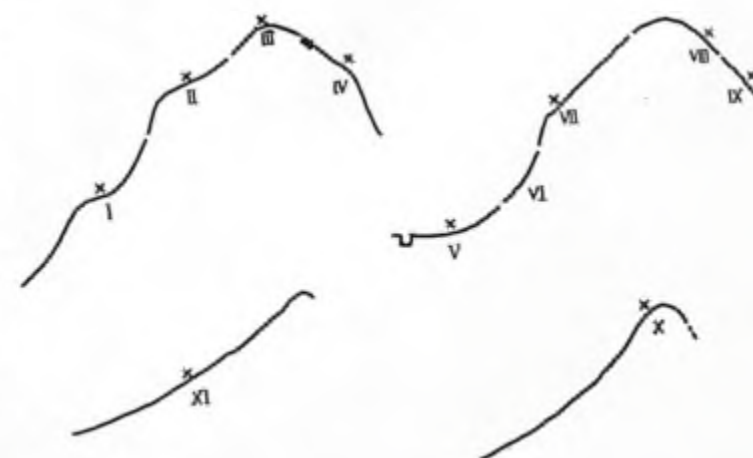
(8) 岩瀬、仁館および安楽城国有林のスギ林の成長は、BD-E, BE, B/E, BE-F 型土壌では良好であつたが、PD, BA および BB 型土壌では不良であつた。

(9) 浅間国有林のアカマツ林の成長は樹高 1350m 付近以上では、しだいに低下すること、また同じ土壌型でも母材料の相違に伴う土壌条件によつて相違を示し、土壌が深く理化学的性質の良好な黒斑熔岩地区が最も良好で、他は土壌の浅いことおよび理学的ないし化学的性質の劣るに従つて成長の劣ることが認められた。

(10) 地形に基く水分環境、樹種、落葉の成分および分解過程、母材料の相違等の諸因子の相違が土壌の化学的性質におよぼす影響について論議し、またこれらの各因子の影響によつて上記の褐色森林土壌群および乾性ボドゾルの各土壌

型間に見られる化学的性質の変化がもたらされることについて考察を行った。

(11) 黒色土壌群については、置換性 Ca に乏しい型と豊富な型に暫定的に分類し、林木の成長は前者では土壌の堆積様式の相違およびそれに伴う理学的性質の相違によつて、後者は褐色森林土壌群の場合と同様水分環境の相違によつて影響を受けることを明らかにした。



第10図 試料採取地点の地形(模式図) (第4表参照)
Fig. 10 Schematic presentation of relief of sampling plot
(see Table 4).

第3表 断面記載

Table 3 Description of Profile.

断面 番号 Profile No.	土壌型 Type of soil	層位 Horizon	厚さ Thick- ness (cm)	色 Color	推移状態 Definition of bound- ary	土性 Texture	構造 Structure	堅密度 Com- pactness	根系, 外生菌 根, 石礫 Root, Ectotrophic mycorrhiza, Stone
東京都水源林 (Tokyo City Forest in water-shed region of River Tama)									
1	BB	A ₀ A B ₁	L: 2~3cm, F: 2~4cm, H: 3~5cm 7~10 30+	grayish Br light Br	C	L	N, Gr N, Gr	3 3	4, Em: + 2, stony
2	BC	A ₀ A A-B ₁ B ₂	L: 3cm, F: 3cm 12~20 15~20 20+	dark grayish Y-Br dark grayish Y-Br light Br	G G	L CL	N N (upper) M (lower)	3 3 3	4, Em: + 2 +
3	BD(d)	A ₀ A ₁ A ₂ B ₁ B ₂	L: 1cm, F: 2~4cm 5~6 10 8~12 20+	dark Br (dark) Br grayish Br light Br	C C G	L L L	Gr, Cr G Bl M	2 3 3 3	4 2 1 +
4	BD-E	A ₀ A ₁ A ₂ A ₂ -(B) B	L: +~0.5cm, F: 2cm 8~10 12~15 8~10 20+	dark Br dark Br grayish Br grayish Y	G G G	L L L	Cr Cr M M	1 2~3 3 3	4~3 2 1, stony +, stony
5	BLA	A ₀ A A-B ₁ B ₂	L: +~1cm, F: 2cm, H: + 1~10 10~15 30+	grayish Bl dark G-Y light Y	C C	SL SL SL	loose Gr loose Gr (slightly) loose Gr	1 1 2~3	5, Em: abund- ant 4, Em: + 2
6	Ble	A ₀ A ₁ A ₂ B ₁ B ₂	L, F: 2cm 4~8 12~16 14~20 30+	Bl Bl dark G-Br light O-Br	G C C	L L CL SL	Gr N N M	2~3 3 3 2~3	5, Em+ 4 2~1 +
7	BLD(d)	A ₀ A ₁ A ₂ B ₁ B ₂	L: 1~2cm, F: 0~3cm 5 20 10 20	dark Bl-Br Bl (dark) Br light Br	C C C	SiL SiL SL SL	G, Cr G, N Bl (slightly) M	1 2~3 2~3 2~3	3 4 3 1
8	BLD	A ₀ A A-B ₁ B ₂	L: 1cm, F: 2~8cm (校打後) 20 10~15 25	Bl dark G-Br G-Br	G G	SiL SL SL	Cr Bl M	1 2 2	4 3 1

9	BLE-F	A ₀ A ₁ A ₂ A ₂ -B ₁ B ₂ B ₂	L: 1cm 12~15 20 10 20~25 20+	dark Bl-(Br) dark G-Bl Bl dark G-Br light Y	G G G C~G	SL SL L L	Cr (slightly) M M M	1~2 2 2 2~3 3	2~3 1 + +~1 -
10	Bc (Bl)C	A ₀ A ₁ A ₂ B ₁ B ₂	L-F: 2cm sand: 3~4cm 5~8 12~18 8~10 20	dark Br Bl dark G-Br G-Br	C C C	SL SL SL SL	G, Cr N N M	2 3 3 3	4 2 1 +
11	Bc	A ₀ A A ₂ -B ₁ B ₂	L: 0.5cm, F: 1~1.5cm 12~15 12~15 30	Br dark Y-Br light Y	C C~G	SL L L	N N M	2 3 3	4 2 1
岩瀬国有林 (Iwase National Forest)									
12	PD I	A ₀ A ₁ A ₂ B ₁ B ₂ -C	L: 1~2cm, F: 2~3cm, H: 2~3cm +~0.5 5~8 5~8 20+	Bl G~light grayish Br dark reddish Br light Y	S S C	SL SL S G	Cr M Bl —	2 3 3~4	4: stony 3: eluvial horizon, stony 2: illuvial horizon, stony +: stony
13	PD II	A ₀ A ₁ A ₂ B C	L: 1cm, F: 2~3cm, H: 2~4cm 0.5 4~5 15~20 10+	blackish Br grayish Br dark reddish Br light Y	S C C	S S S G	Cr Cr (slightly) M	1~2 2~3 3	4: stony 3~2: eluvial horizon, stony 2~1: illuvial horizon, stony —
14	PD III	A ₀ A ₁ A ₂ B C	L: 1cm, F: 1cm, (F)-H, 2cm +~1 3~4 20 10+	blackish Br (grayish) Br reddish Br light Y	S G C	S S S~SL G	Cr M M —	1~2 3 3	4: (stony) 2: stony +: stony
15	Bn	A ₀ A-(B) B ₁ B ₂ -C	L: 1cm, (F)-H: 2cm 5~6 20 20	dark yellowish Br yellowish Br light yellowish Br	G G	SL S S	Cr, G G, N M	2~3 3 3	4: Em: + 3: Em: +, stony 2: stony

16	BD-E	A ₀	L: 0~1cm, F: 1cm						
		A ₁	6~10	blackish Br	G	L	Cr	1~2	3: stony
		A ₂	50+	dark blackish Br	G	SL	M	2~3	2: stony
		(A ₃ -B)	10	dark Br	G	SL	M	3	+: stony

17	BE	A ₀	L-F: 1~2cm						
		A ₁	10~12	dark Br	G	CL	Cr	1~2	3~2
		A ₂	16~18	dark (grayish) Br	G	CL	M	2~3	2
		A ₃ -B	30	dark grayish Y-B	G	CL	M	3	1~+
		(B)-C	20+	light Y	G	G	—		+

仁徳園有林 (Nibuna National Forest)

18	BA	A ₀	L: +, F: 1~2cm, H: 0.5cm						
		A-(B)	8	dark yellowish Br	G	SL	N, loose Gr	1	4~5
		B	30	yellowish Br	S	Loose Gr		2~3	2

19	BB	A ₀	L: 1cm, F: 2cm, H: 2~3cm						
		A-(B)	15~20	dark yellowish Br	G	SL	Cr, G	2~3	4
		B	25	yellowish Br	G	SL	Bl (upper) M (lower)	3	2
		C	10+	light Y	G	G			

20	BD-E	A ₀	L-F: 1~2cm						
		H-A	7~10	dark Br	G	CL	Cr	1~2	4~3
		A	20	dark (grayish) Br	C	SL	Cr (slightly)	2	2
		(B)-C	20+	grayish Y	G	G	—		

21	BE-F	A ₀	L-F: 1~2cm, H: 2~3cm						
		A ₁	5~6	dark grayish Bl-Br	G	CL	Cr (upper) M (lower)	1~2	3
		A ₂	10~20	grayish Br	C	L	M	2~3	2~1
		(B)-C	20+	grayish Y	G	G	—		

22	BE-F	A ₀	L: 2cm, F: 1~2cm, (F)-H: 2cm						
		(H)-A ₁	4	dark grayish Bl-Br	G	CL	Cr (slightly)	1~2	3~2
		A ₂	10~15	grayish Br	C	L	M	2~3	2~1
		B-C	20	(reddish) Br	G	G	—		

浅間園有林 (Asama National Forest)

23	B/D-E	A ₀	L: 1cm, F: 3~4cm						
		A ₁	12~15	Bl-(Br)	G	SL	Cr	1	4~3
		A ₂	25	Bl	G	SL	M	2	2
		A-B	20	blackish Br	G	SL	M	2~3	2~1
		A'	30	Bl	G	SL	M	3	1

24	B/D	A ₀	L: 1cm, F: 2~4cm						
		A ₁	15	Bl-(Br)	G	SL	Cr	1	4~3
		A ₂	20	Bl	G	SL	M	2~3	2
		B	30	dark yellowish Br	G	SL	M	3	+

25	(B/D)	A ₀	L-F: 1~2cm						
		A ₁	10~15	blackish Br	G	SL	Cr	1	4
		A ₂	20~25	Bl-(Br)	G	SL	M	2	2
		A-B	30+	dark yellowish Br	G	SL	M	2~3	2~1

26	BD(d)	A ₀	L-F: 2cm						
		A ₁	7~8	dark Br	G	SL	Gr	2	4
		A ₂	22~25	dark blackish Br	C	SL	M	3	3
		B	30+	dark Y	C	SL	M	3	1

27	BD	A ₀	L: +~1cm, F: 3cm						
		A ₁	10	dark Br	G	SL	Cr	1~2	4~3
		A ₂	25~30	blackish Br	G	SL	M	2~3	2
		A-B	30+	dark yellowish Br	G	SL	M	3	1

28	B/D	A ₀	L-F: 1~2cm						
		A ₁	5	Bl-(Br)	G	SL	Cr (slightly)	1	5 (grass)
		A ₂	30	Bl	C	SL	M	2~3	4~3 (grass)
		B	30	dark grayish Br	C	SL	M	3	+
		A'	20+	Bl	C	SL	M	3	—

29	B/D	A ₀	L: 2cm, F: 2~4cm						
		A ₁	10~15	Bl-(Br)	G	SL	Cr	1	4
		A ₂	20	Bl	G	SL	Cr	1~2	2
		A'	25	Bl	G	SL	M	2~3	1~+
		B'	20	dark grayish Br	G	SL	M	3	—

30	B/D	A ₀	L-F: 1~2cm						
		A ₁	2~5	Bl-(Br)	G	SL	Cr	1	3
		A ₂	25	Bl	C~S	SL	M	2	4
		B	25+	dark Br	C~S	SL	M	3~4	1~+

31	B/D	A ₀	L: 1~2cm, F: 2cm						
		A ₁	4~6	Bl-(Br)	G	SL	Cr	1~2	3
		A ₂	10~12	Bl	C~S	SL	M	2	3~2
		C ₁	20	reddish brown	C~S	S	—	3~4	

32	B/D	A ₀	I: 1cm, F: 4~5cm		G~C	SL	Cr (upper) M (lower)	1(upper) 2(lower)	4~3: stony
		A	30cm	Bl					
		B-C	20+	reddish Br-Y		G	M	4	1: stony

33	B/D	A ₀	L: 1~2cm, F: 2~4cm		C	S	—	2	3~4	(each horizon contains pumice abundantly)
		A ₁	6~10	Bl-(Br)						
		A ₂	5~6	Bl						
		B-C ₁	13~15	yellowish Br		G	—	3~4	1	

小根山国有林 (Oneyama National Forest)

34	B/D	A ₀	L: 2~3cm, F: 0.5~1cm		C	SL	Cr	1	4	(each horizon contains pumice abundantly)
		A ₁	5~8	Bl-(Br)						
		A ₂	7~10	Bl		SL	M	2	3~2	
		(B)-C ₁	10	yellowish Br		G	—	3	1~+	

35	B/D	Same as Prof. No. 35								
----	-----	----------------------	--	--	--	--	--	--	--	--

安楽城国有林 (Araki National Forest)

36	(B/C)	A ₀	L-F: 2cm		S	SL	N	3	4	
		A	7~8	grayish Bl-Br						
		B	15~20	light Y-B		S	N	3	2: stony	
		C	10+	light Y		G	—		+: stony	

37	B/D(d)	A ₀	L-F: 2cm		C	SL	G	2	4~5 (grass)	
		A ₁	15	Bl						
		A ₂ -B ₁	10	grayish Bl		SL	M	3	3: stony	
		B ₂ -C	20+	yellowish Br		S	M	3	+: stony	

38	B/E	A ₀	L-F: 2cm		C	SL	Cr	1~2	2~3	
		A ₁	5	Bl						
		A ₂ -(B)	15	Bl-(Br)		SL	M	2~3	1~2: stony	
		B	10~20	yellowish Br		S	M	3	+: stony	
		C	20+	light Y		G	—		—	

岩瀬国有林 (Iwase National Forest)

39	B/E	A	25+	Black		L	M			
----	-----	---	-----	-------	--	---	---	--	--	--

40	B/E	A ₀	L-F: +~1cm		G	L	M	3	4 (grass)	
		A	60	Bl						
		A-B	20+	blackish Y-B		L	M	3	—	

Remarks.

Types of soil. (土壌型)

PD I: Podzol. (ポドゾル)

PD II: Podzolic soil. (ポドゾル化土壌)

PD III: Slightly podzolised soil. (弱ポドゾル化土壌)

BA: Dry brown forest soil (Steep slope type). (乾性褐色森林土, 急斜面型)

BB: ibid. (Gentle slope type). (乾性褐色森林土, 緩斜面型)

BC: Weakly dried brown forest soil. (弱乾性褐色森林土)

BD(d): BD soil that has well developed granular or nutty structure in A horizon. (やや乾性の BD 型土壌)

BD: Moderately moist brown forest soil. (適潤性褐色森林土)

BD-E: Intermediate type between BD and BE soil. (BD および BE 型土壌の中間型)

BE: Slightly wetted brown forest soil. (弱湿性褐色森林土)

BE-F: Intermediate type between BE and BF soil. (BE および BF 型土壌の中間型)

BF: Wet brown forest soil. (湿性褐色森林土)

Bl: Black soil corresponds to each type of brown forest soil group. (黒色土)

(Bl): Degraded black soil corresponds to each type of brown forest soil group. (退色型黒色土)

Color (色)

Bl: black (黒色) Br: brown (褐色) Y: yellow (黄色) O: orange (橙色)

G: gray (灰色)

Definition of boundary. (推移状態)

S: sharply defined. (明) C: Clearly defined. (判) G: Gradually merging. (漸)

Texture. (土性)

CL: Clay loam (埴壌土) L: Loam (壤土) SiL: Silt loam (微砂質壤土)

SL: Sandy loam (砂質壤土) S: Sand (砂土) G: Gravel (石礫土)

Structure (構造)

loose Gr: Loose granular structure. (細粒状構造) Gr: Granular structure. (粒状構造)

N: Nutty structure. (堅果状構造) Bl: Blocky structure. (塊状構造)

Cr: Crumb structure. (団粒状構造) M: Massive. (カベ状)

Compactness (堅密土)

1: Soil aggregates bound loosely. (鬆)

2: Soil aggregates bound densely and firmly. (軟)

3: Soil aggregates bound compactly. (堅)

4: Soil aggregates bound very compactly. (すこぶる堅)

Ectotrophic mycorrhiza (外生菌根)

Em: +...developed

Root (根)

5: Very abundant

4: Abundant

3: Frequent

2: Occasional

1: Rare

第4表 試料採取場所の植生および立地条件

Table 4 Vegetation and site conditions of sampling plot.

断面 番号 Prof. No.	土壌型 Type of soil	植生 (Vegetation)	林班, 地形, 海拔高, 方位, 傾斜 Working unit, Relief, Height above sea level, Direction, Inclination
東京都水源林 (Tokyo City Forest)			
[Parent material: No. 1~4 (sandstone, mesozoic), No. 5~11 (Granite Diorite)]			
1	Bc	(D) ブナ 3 (25m×80cm), ハクウンボク 2 (20m×40cm), (Ds) リョウブ 3 (4~8m×3~10cm), ナツツバキ 2 (5~8m×3~8cm), イタヤメイゲツ 2 (9m×15cm), イヌブナ 1 (8m×18cm), コシアブラ 1 (5~8m×3~6cm), (Sh) ミツバツツジ 2, リョウブ 1, (G) ミズナラ 1, リョウブ 1	37, III*, 1200m, N70°E, 22°
2	Bd	(D) ミズナラ 5 (23×55~80), アサヒカエデ 2 (12~20×8~20), (Ds) ウリハダカエデ 5 (9×5), アカシデ 3 (8~12×4~10), クマシデ 2 (9×6), ハクウンボク 2 (7×4), アオダモ 1 (4×2), (Sh) アオダモ, ハクウンボク, ウラジロノキ, (G) ミズナラ 1, チゴユリ 1, フクコウソウ 1	37, II, 1200m, S15°E, 18°
3	Bd(d)	(D) クリ 4 (18~25×20~27), ミズナラ 2 (10~18×6~14), ハクウンボク 1 (17×20), (Ds) コシアブラ 2 (10×7~10), リョウブ 2 (5~7×2~6), ウラミズナラ 1 (10×10), ウリハダカエデ 1 (12×6), エンコウカエデ 1 (10×5), ダンコウバイ 1 (8×2~4), (G) コアジサイ 1, ヤブレガサ 1	37, II, 1200m, N70°E, 17°
4	Bd-E	(D) イヌブナ 4 (10~22×10~20), サワグルミ 2 (12×20), ハクウンボク 2 (20×20), (Ds) イヌブナ 1 (2~6×5~10), エンコウカエデ 1 (2~4×5~8), サワシバ 1 (2~4×3~6), (G) トリアシシヨウマ, コアジサイ, ハリギリ, ミヤマクマワラビ	37, I, 1150m, N65°E, 35°
5	B/A	(D) カラマツ 2 (15×15), ヒノキ 1 (13×15), アカマツ (天然) 2 (16×36), クリ (天然) 1 (10×22), (Sh) ヤマツツジ 3, ミズナラ 2, コナラ 1, クリ 1, (G) コウヤボウキ 4, ヒノキ (稚樹)	17, III, 1300m, WSW, 20°
6	B/c	(D) カラマツ 5 (15×20), ヒノキ (8×20), (Ds) ヤマザクラ 1, ミズナラ 1	17, II, 1300m, NW, 25°
7	B/d(d)	(D) カラマツ 5 (15×15), (Ds) ダケカンパ 1, (Sh) キイチゴ 3, ネジキ 2, リョウブ 1, ヤマハシノキ 1, (G) ススキ 1, ミヤコザサ 1, イワノガリヤス 2	17, III, 1570m, N40°E, 24°
8	B/d	(D) カラマツ 5 (18×18), ヒノキ 3 (12×15)	17, VI, 1440m, SE, 25°
9	B/E-F	(D) カラマツ 5 (20×25), ヒノキ 3 (8×15), (G) ヤマブキ, コナラ, モミヂイチョウ, ヤマシロギク	17, V, 1400m, W, 20°
10	Bc (B/c)	(D) カラマツ 5 (13×25), ヒノキ 4 (10×20)	35, II, 1380m, S, 7~8°
11	Bc	(D) カラマツ 3 (18×13), ヒノキ 4 (9×10), ウラミズナラ (天然) 3 (18×13), ハリギリ (天然) 3 (25×13), クリ (天然) 2 (17×14), (G) コバノトネリコ 1, ヒカゲスグ 1, ヤマシバカエデ 1, ヒノキ, リョウブ, ウラミズナラ	34, II, 1200m, N40°E, 15°
岩瀬国有林 (Iwase National Forest) (Parent material: Liparite)			
12	PdI	(D) ブナ (天然) (a), スギ (天然) (f), (Ds) ブナ (f), ミネカエデ (f), (Sh) リョウブ (a), マンサタ (a), ヤマウルシ (a), アズキナシ (a), ミネカエデ (f), ニオイコブシ (f), オオカメノキ (f), オオバノキ (f), アカミノウツギ (f), スノキ (f), クロモジ (f), (G) ミヤマハシノキ (f), チシマザサ (f), イワカガミ (f)	82 (ろ), III, 470m, S, 18°
13	PdII	(D) スギ (天然) (f), ブナ (a), ミズナラ (f), (Sh) オオカメノキ (f), リョウブ (f), マルバマンサタ (f), ニオイコブシ (f), アカミノウツギ (f), コミネカエデ (f), ヤマウルシ (f), チシマザサ (f), (G) イワウチワ (f), ウルシキミ (f), アタシバ (f), ハナヒリノキ (f), オオバノキ (f)	82 (ろ), III, 470m, W, 10°
14	PdIII	(D) ヒバ (a), ブナ (f), スギ (植栽) (o), (Sh) ヒバ (a), ゴンゼツ (a-f), コミネカエデ (o), アオダモ (o), (G) ヤマソテツ (f), ヒメアオキ (f), シノブカダマ (f), ミヤマイトチシダ (f), シシガシラ (f), イワウチワ (la), イワカガミ (la)	82 (へ), IX, 400m, S20°W, 30°

15	Bn	(D) スギ (植栽) (f), ミズナラ (f), クリ (f), (Ds) マルバマンサタ (f), ヤマモミジ (f), ハウチワカエデ (f), アオダモ (f), (Sh) リョウブ (a), マルバマンサタ (a), ノリウツギ (f), ニオイコブシ (o), ミヤマガマズミ (o), (G) クロモジ (f), アオダモ (f), ウツバネウツギ (o), チゴユリ (o), ミヤマカンスゲ (o), トリアシシヨウマ (o)	36 (ろ), III, 300m, S, 15°
16	Bd-E	(D) スギ (植栽) (a), (Sh) ヤマダマ (a), キイチゴ (a), クサキ (f), ヒメアオキ (f), クロモジ (o), アブラチヤン (o), サワアジサイ (o), (G) カンスゲ (f), イタヤカエデ (o), ミズナラ (o), サルナシ (o), ノブドウ (o), ニガトコ (o), アキタブキ (o)	36 (ろ), I, 260m, S, 12°
17	BE	(D) スギ (植栽) (a), (Sh) ヤブデマリ (o), シウリザクラ (o), (G) アキタブキ (Va), タマブキ (Va), リョウメンシダ (f), ジュウモンシダ (f), キンミズヒキ (f), ミヤマイトチシダ (f), サカゲイノデ (f)	34 (ろ), V, 200m, S, 2°
仁徳国有林 (Nibuna National Forest) [Parent material: tuffaceous sandstone (tertiary)]			
18	BA	(D) スギ (天然, 190~230年生) (a), ブナ (f), ミズナラ (f), (Ds) ハウチワカエデ (f), ミネカエデ (f), オオノキ (f), (Sh) オオカメノキ (f), ブナ (f), (G) クロモジ (f), オオカメノキ (f), エゾユズリハ (f), ヒメアオキ (f), ミヤマシキミ (f), ハイイヌガヤ (f), チシマザサ (f), マイヅルソウ (f), ヤブコウジ (f), カンスゲ (f)	4 (い), X, 260m, N70°W, 25°
19	Bn	(D) スギ (天然) (a), (Ds) ブナ (f), ハウチワカエデ (f), (Sh) ヒメアオキ (a), クロモジ (a), オオカメノキ (a), ハウチワカエデ (f), チシマザサ (f), ハイイヌガヤ (o)	4 (い), III, 260m, N70°W, 30°
20	Bd-E	(D) スギ (天然) (a), (Sh) クロモジ (f), シウリザクラ (f), ハナイカダ (f), (G) ミゾシダ (a), ヤマドリゼンマイ (a), オシダ (f), オオカメノキ (f), ヒメアオキ (f), ミヤマイトチシダ (o)	4 (い), VI, 230m, S20°W, 30°
21	BE-F	(D) スギ (天然) (a), (Ds) トチ (f), (Sh) サワグルミ (f), クロモジ (f), ハイイヌガヤ (o), アブラチヤン (o), (G) ヤグルマソウ (a), ミゾシダ (a), ヤマドリゼンマイ (a), トリアシシヨウマ (a), リョウメンシダ (f), サカゲイノデ (f), オシダ (f)	4 (い), V, 220m, S20°W, 5°
22	BE-F	(D) スギ (植栽) (a), (G) ヤグルマソウ (a), タマアジサイ (a), ミゾシダ (a), ヤマドリゼンマイ (a), オシダ (a), サカゲイノデ (a), アキタブキ (f), トリアシシヨウマ (f)	5 (と), V, 300m, N20°E, 5°
浅間国有林 (Asama National Forest) (Parent material: Volcanic eruption)			
23	B/d-E	(D) アカマツ (a), (Sh) ツリバナマユミ (a), ツノハシバミ (f), ミズナラ (f), ダンコウバイ (f), チョウジザサ (f), ハナイカダ (f), ムラサキシキブ (f), (G) ササ (a), アケビ (a), ツタウルシ (a)	32 (ち), XI, 1000m, S, 10°
24	B/d	(D) アカマツ (a), (Sh) ミズナラ (f), ツリバナマユミ (f), ツノハシバミ (f), オオカメノキ (f), (G) ササ (a)	32 (ろ), XI, 1000m, S, 10°
25	(B/d)	(D) アカマツ (f), クリ (f), ウラミズナラ (f), (Sh) レンゲツツジ (f), ミズナラ (f), クリ (f), ウルシ (f), ツノハシバミ (f), ツリバナマユミ (f), (G) キボシ (f), ササ (f)	33 (は), XI, 1150m, S25°E, 10°
26	Bn(d)	(D) アカマツ (f)-(o) (保存木), (Ds) クリ (a)-(f), (Sh) ウルシ (f), ミズナラ (o), ツノハシバミ (f), ツリバナマユミ (f), サワフタギ (f), ノリウツギ (f), (G) シモツケソウ (f), オカトラノオ (f)	34 (い), XI, 1300m, S15°E, 10°
27	Bd	(D) アカマツ (o)-(r), ミズナラ (f), シラカンパ (f), (Sh) ノリウツギ (o), アオダモ (o), アズキナシ (o), (G) ササ (a), ヤマモミジ (f), オカトラノオ (f), シモツケソウ (f), ウツボグサ (f)	35 (い), XI, 1600m, S, 15°
28	B/d	(D) アカマツ (母樹) (r), (G) ササ (va), ススキ (f), チガヤ (f), ワレモコウ (f), ミツバヒヨドリ (f), アザミ (f), オケラ (f)	27 (は), XI, 1300m, S, 2°
29	B/d	(D) アカマツ (o), カラマツ (f), ミズナラ (a), シラカンパ (a)-(f), (Sh) レンゲツツジ (f), (G) ササ (va), ワラビ (f)	23 (へ), VII, 1700m, S30°E, 12°
30	B/d	(D) アカマツ (a), (G) ササ (va), ニガイチゴ (f)	16 (は), XI, 1000m, S, 2°
31	B/d	(D) アカマツ (a), (Ds) ミズナラ (f), クマシデ (f), (Sh) フウダンツツジ (f), ツリバナマユミ (f), リョウブ (f), (G) フキ (f), サルトイバラ (f), ミヤマクマワラビ (f), スズキ (f), ヤマブドウ (f), ゴトウグサ (f)	50 (い), XI, 1300m, S, 5°

32	B/D	(D) アカマツ (a), クリ (r), ミズナラ (r), ミズキ (r), (Ds) ヤマボウシ (r), ミズナラ (r), (Sh) ミズナラ (r), マユミ (r), (G) ジンヨウイチヤク (a), ヌスビトハギ (r)	45 (イ), M, 1000m, S. 3
33	B/D	(D) アカマツ (f), (Ds) ミズキ (f), ウリハダカエデ (f), (Sh) ミズナラ (f), ハリギリ (f), ウワミズザクラ (f), オオフギレモミジ (f), ナナカマド (f), ハナイカダ (f), トチ (f), ツリバナマユミ (f), オオカメノキ (f), モミ (a), (G) キボシ (f), ユタウルシ (f)	130 (と), M, 1100m, S. 10
小根山国有林 (Oneyama National Forest) (Parent material: Volcanic eruption)			
34	B/D	(D) ケヤキ (va), (Ds) コナラ (f), (Sh) ミズキ (a)-(f), サンショウ (f), アブラチヤン (f), ミヤマウグイスカグラ (f), コゴメウツギ (f), ウワミズザクラ (f), (G) モミジガサ (a), クサボタン (a), アケビ (f), シロヤマギク (f), モミジイチョ (f)	VI, 640m, E, 18~20°
35	B/D	(D) クリ (f), コナラ (f), (Sh) コゴメウツギ (a), ウワミズザクラ (f), (G) アケビ (a), ウマノミツバ (a), モミジイチョ (f), モミジガサ (f), ヤブレガサ (f), ニリンソウ (f)	VI, 640m, E, 18~20°
安楽城国有林 (Araki National Forest) (Parent material: green tuff (tertiary))			
36	(B/C)	(D) コナラ (a), ミズナラ (植栽, 混雑林, 35 年生) (a), (Sh) ミズナラ (a), クリ (f), ヤマウルシ (f), イタヤカエデ (f), マユミ (f), (G) ササ (Va), クリ (f), ヤマブドウ (f), ユタウルシ (f)	78 (ホ), III, 280m, S65°W, 20°
37	B/D(d)	(G) ススキ (va), イタドリ (f), ワラビ (f), オカトラノオ (f), ハギ (f), ヒメジョオン (o), クズ (o)	28 (ネ), III, 280m, S20°E, 15°
38	B/E	(D) スギ (植栽, 32 年生) (a), (G) オシダ (f), ミゾシダ (f), リョウメシダ (f)	78 (ロ), VI, 250m, SW, 15°
岩瀬国有林 (Iwase National Forest) (Parent material: green tuff (tertiary))			
39	B/E	禾本科草本類	Iwase Nursery,
40	B/E	(G) シバ (va), ススキ (f), スズメノヒエ (f), キジムシロ (f), アオスギ (f), チドメダサ (o)	106 (は), V, 240m, SW, 12°

Prof. No. 1-11 は優占度で示した。

D....Dominant tree layer, Ds....Subdominant tree layer, Sh....Shrub layer, G....Ground flora.

Prof. No. 12-41: Va....very abundant, a....abundant, f....frequent, o....occasional, r....rare, lf....locally frequent.

地形 (Relief) I-XI は Fig. 10 の地形型で示した。

第5表 化学的性質
Table 5 Chemical properties.

Table 3. Chemical properties. (on dry basis)																
断面番号 Prof. No.	土壌型 Type of soil	層位 Horizon	深さ Depth from surface (cm)	炭素 Carbon %	窒素 Nitro- gen %	C-N率 C-N ratio	交換性酸度 Exch. acidity (y ₁)	加水酸度 Hydrol. acidity (y ₁)	pH H ₂ O	塩基置換 容 量 Base exch. capacity ⁽¹⁾ (A)	置換性 Ca Exch. Ca ⁽¹⁾ (B)	置換性 Mg Exch. Mg ⁽¹⁾ (C)	置換性 Mn Exch. Mn ⁽¹⁾	(on dry basis)		
														Ca飽和度 Rate of exch. Ca saturation (B/A)% (C/A)%	Mg飽和度 Rate of exch. Mg saturation (B/A)% (C/A)%	
東京都水源林 (Tokyo City Forest)																
1	Bn	H	6~9	41.1	1.97	20.9	18.4	126.4	4.00	40.3	1.18				2.9	
		A	11~15	18.1	0.82	22.0	2.4	22.3	5.35	12.7	0.75				5.9	
		B	18~25	5.46	0.25	22.1										
2	Bc	A	8~18	8.99	0.47	19.0	13.0	40.5	5.50	26.0	3.53				13.6	
		A-B ₁	20~30	4.61	0.14	32.9	8.4	19.0	5.60	16.1	1.25				7.8	
		B ₂	32~40	3.10	0.07	44.3	4.8	10.6	5.40	14.4	1.21				8.4	
3	Bn(d)	A ₁	6~10	16.5	1.00	16.5	6.4	97.4	5.20	38.9	6.13				15.8	
		A ₂	12~18	13.3	0.78	16.9	5.4	71.9	5.45	37.0	2.56				8.4	
		A ₃	3~10	11.1	0.82	13.5	1.2	48.1	5.75	30.4	15.8				42.5	
4	Bb-E	A ₂	12~20	8.60	0.70	12.3	5.9	63.9	5.50	26.1	4.64				17.8	
		A	3~10	9.83	0.53	18.7	5.6	81.8	5.30	29.5	11.1				37.7	
		A-B	13~20	6.19	0.34	18.1	12.1	63.0	5.35	20.7	3.39				16.3	
5	B/A	A ₁ -A ₂	4~15	10.7	0.63	17.0	3.5	37.2	5.80	34.9	10.3				29.6	
		B ₁	17~30	6.49	0.32	20.5	8.2	25.9	5.45	19.2	2.88				15.0	
		B ₂	35~45	0.53	0.04	13.3	8.3	8.4	5.50	10.6	1.51				14.3	
7	B/D(d)	A ₁	5~10	17.3	1.15	15.1	7.9	91.5	5.20	43.6	9.02				20.7	
		A ₂	12~22	14.2	1.00	14.2	9.6	101.1	5.50	35.2	3.92				11.1	
		A	5~20	9.77	0.67	14.5	5.9	80.3	5.20	23.0	7.40				32.2	
8	B/D	A-B ₁	30~40	6.18	0.40	15.3	4.5	55.4	5.65	15.6	3.38				21.6	
		A ₁	2~10	5.78	0.50	11.5	0.6	42.8	5.90	24.3	15.0				61.7	
		A ₂	15~30	5.25	0.42	12.8	0.5	42.2	5.95	26.8	12.7				47.4	
10	B ₀ [(B/C)]	A ₁	8~14	8.50	0.56	15.2	12.8	42.2	5.25	25.8	3.09				12.0	
		A ₂	16~25	9.10	0.57	16.1	13.2	43.3	5.40	24.4	2.55				10.4	
		B ₁	30~35	5.63	0.36	15.6	8.3	24.7	5.30	16.4	1.16				7.1	
11	B ₀	A ₁	3~13	8.40	0.31	27.1	14.2	39.5	5.50	26.3	2.13				8.1	
		A ₂ -B ₁	17~25	5.07	0.18	27.6	7.1	21.4	5.35	24.2	0.92				3.8	
		B ₂	32~40	2.93	0.18	16.4	7.4	12.6	5.35	25.5	1.01				4.0	
岩瀬国有林 (Iwase National Forest)																
12	Pd1	H	5~8	43.7	1.84	23.8			4.10						1.6	2.4
		A ₂	10~15	5.28	0.17	31.1	35.3	50.5	4.10	14.5	0.23			tr.	1.9	1.9
		B ₁	17~22	4.01	0.14	28.6	20.8	29.4	4.65	17.2	0.33			tr.		

13	PdII	H A ₂ B ₁	4~7 9~12 15~25	40.4 7.05 6.11	1.51 0.26 0.25	26.8 27.1 24.4	4.05 3.95 4.70	19.6 27.3	0.92 0.98	0.73 0.40	tr. tr.	4.7 3.6	3.7 1.5
14	PdIII	H ^(a) A ₂ -(B) B ₁	2~4 6~9 12~22	21.4 9.72 8.01	0.98 0.32 0.28	21.9 30.4 28.6	4.40 4.35 4.65	64.8 69.1 57.2	0.92 0.74 0.42	0.73 0.41 0.63	tr. tr.	2.8 1.7	1.6 2.5
15	Bb	(F)-H A ₂ -(B) B ₁	1~3 4~8 10~20	35.7 5.30 3.26	1.61 0.30 0.24	22.2 17.7 13.6	5.10 5.00 5.25	46.9 27.4 27.4	2.65 1.33	1.07 1.02	0.04 0.03	13.4 7.9	5.4
16	Bd-E	A ₁ A ₂ A ₂ -B	3~10 12~22 30~40	11.9 8.17 5.92	0.91 0.67 0.45	13.2 12.2 13.2	5.65 5.80 5.60	46.3 40.5 35.9	25.1 12.8 5.78	4.94 5.21 2.24	0.07 0.03 0.02	52.5 35.2 21.3	10.3 14.3 8.3
17	BE	A ₁ A ₂ A ₂ -B	3~10 15~25 30~40	10.1 7.82 5.38	0.78 0.67 0.48	13.0 11.7 11.2	5.90 5.90 6.00	35.1 33.0 28.3	30.4 23.5 19.9	8.56 7.01 5.81	0.08 0.05 0.05	57.9 53.3 51.6	16.3 15.9 15.1

仁朗国有林 (Nibuna National Forest)

18	BA	A-(B) B	3~8 12~20	8.26 4.98	0.44 0.41	18.8 12.1	45.8 29.8	91.4 53.7	4.15 4.95	35.4 28.0	3.50 2.19	2.07 1.80	0.05 0.04	9.9 7.8	5.8 6.4
19	BB	H A-(B) B	4~6 8~20 25~35	33.7 6.83 3.21	1.58 0.47 0.13	21.3 14.5 17.0	41.7 25.7	69.0 43.3	4.50 5.00 5.25	36.2 28.0	3.67 1.69	2.83 1.88	0.08 0.04	10.1 6.0	7.8 6.7
20	BD-E	H-A A	3~10 13~25	19.3 7.96	1.15 0.58	16.8 13.7	1.2 1.1	64.4 30.3	5.90 5.70	71.7 39.0	21.1 17.9	3.62 6.01	0.52 0.25	29.4 45.9	5.0 15.4
21	BE-F	H A ₁ A ₂	2~4 5~10 12~22	30.8 11.7 7.28	1.52 0.88 0.54	20.4 13.3 13.5	5.9 15.4	64.5 52.2	5.25 5.35	51.5 38.7	19.8 9.66	5.38 3.99	0.48 0.20	38.4 25.0	10.4 10.3
22	BE-F	(F)-H (H)-A ₁ A ₂	4~6 7~10 12~20	39.0 17.9 6.89	1.74 1.32 0.55	22.5 13.6 12.7	2.1 4.0	62.7 40.0	5.40 5.25 5.45	62.4 32.0	25.9 11.8	4.63 3.02	0.52 0.20	41.3 36.9	7.4 9.4

浅間国有林 (Asama National Forest)

23	B/D-E	F	1~4	48.0	1.26	38.1	5.00	44.0	19.8	3.16	44.9
		A ₁	6~18	13.4	0.87	15.3	2.5	37.0	7.34	1.19	7.2
		A ₂	20~35	8.79	0.60	14.7	3.9	31.1	7.34	1.19	3.7
		A ₁	5~15	10.3	0.60	17.1	2.9	41.0	8.64	2.05	6.6
24	B/D	A ₂	20~35	4.84	0.32	15.1	1.9	24.7	2.43	0.42	2.5
		B	40~55	2.67	0.23	11.6	0.7	14.3	2.05	0.44	2.0
		A ₁	3~13	7.54	0.53	14.2	3.2	33.0	5.90	1.14	3.9
25	(B/D)	A ₂	18~30	5.54	0.42	13.2	1.1	25.3	4.27	0.69	1.3
		A-B	40~55	4.16	0.32	13.0	0.7	18.0	3.37	0.52	2.7
		A ₁	3~8	9.51	0.52	18.3	3.1	30.6	8.20	1.56	5.5
26	B/D(d)	A ₂	10~25	5.34	0.31	17.2	1.7	23.4	2.74	0.85	4.0

27	Bd	A ₁ A ₂ A—B	4~12 15~30 45~60	9.24 6.37 4.05	0.69 0.49 0.28	13.4 13.0 14.5	1.4 1.6 0.6	23.6 26.9 15.2	6.40 5.90 6.05	33.2 25.1 19.6	18.8 5.39 2.97	3.72 1.26 0.51	56.7 21.5 2.6	11.2 5.6 2.6
28	B/d	A ₁ A ₂	3~7 10~25	12.5 7.76	0.71 0.59	17.6 13.1	2.6 0.7	44.6 24.7	5.75 6.20	45.6 30.7	14.1 12.6	2.53 1.90	31.0 40.9	5.5 6.2
29	B/d	A ₁ A ₂ A'	7~15 22~32 42~57	7.27 5.38 7.40	0.50 0.43 0.49	14.5 12.5 15.1	1.1 2.0 1.1	30.6 25.9 31.3	6.00 5.95 6.00	21.7 17.2 24.1	5.27 1.91 4.18	1.73 0.64 0.74	24.3 11.1 17.4	8.0 3.1 3.1
30	B/d	A ₁ A ₂ B	3~6 8~23 33~48	11.9 8.08 2.57	0.70 0.61 0.20	17.0 13.2 12.9	1.1 1.0 0.5	32.5 26.3 13.3	6.00 6.10 6.00	38.6 32.9 13.3	22.3 14.3 4.09	2.59 1.56 0.29	57.7 43.5 30.8	6.7 4.7 2.2
31	B/d	A ₁ A ₂ C ₁	5~8 10~18 20~30	6.92 5.75 0.77	0.43 0.38 0.06	16.1 15.1 12.8	3.9 2.5 0.3	37.1 30.3 5.2	5.65 5.80 6.30	20.6 16.6 3.71	6.39 4.42 1.29	1.11 0.81 0.30	31.0 26.7 34.8	5.4 4.9 8.1
32	B/d	A	5~20	7.21	0.38	18.9	7.6	40.7	5.40	23.3	1.81	0.68	7.8	2.9
33	Bd	F ⁽¹⁾ A ₁ A ₂	1~3 5~12 15~20	23.2 2.42 3.65	0.72 0.13 0.2	32.2 18.6 17.4	1.5 3.1	11.3 15.0	5.35 5.40 5.50	6.73 9.56	3.41 2.93	0.71 0.65	50.7 30.6	10.5 6.8

小堀山国有林 (Oneyama National Forest)

	B/D	F	(2~3)~ (3~4) 5~10 11~16	0.93 0.41 0.39	39.1 13.5 11.0	1.0 4.8	18.4 19.2	6.00 5.80 5.55	20.0 14.4	9.48 2.04	2.11 1.17	47.4 14.2	10.6 8.1
34	A ₁ A ₂												
35	B/D	F	(2~3)~ (3~4) 5~10 11~16	1.07 0.50 0.48	22.7 13.0 13.5	1.6 4.2	21.6 25.5	5.60 5.65 5.35	18.6 18.8	6.54 3.24	2.13 1.48	35.2 17.2	11.5 7.9

安楽城国有林 (Araki National Forest)

		A	3~8 12~22	7.17 4.31	0.48 0.28	15.1 15.3	36.0 40.0	66.7 49.5	5.00 5.10	33.4 27.1	2.39 0.55	1.84 1.11	7.2 2.0	5.5 4.1
36	(B/c)	B												
		A ₁	3~13	13.7	0.82	16.6	24.3	82.2	5.15	59.8	10.7	9.16	17.9	15.3
37	B/r(d)	A ₂ B	18~28	7.85	0.54	14.5	60.2	90.2	4.95	46.9	2.39	4.56	5.1	9.7
		A ₁	3~7	8.56	0.73	11.8	2.9	43.0	5.45	48.0	16.3	7.89	34.0	16.4
38	B/E	A ₂ -(B)	8~20	5.90	0.55	10.7	17.6	50.1	5.30	39.7	8.46	7.90	21.3	19.9

岩國國有林 (Iwase National Forest)

		右側平均値		左側平均値		右側標準偏差		左側標準偏差		F 係数		P 確率	
39	B/E	A	2~15	13.3	0.64	20.7	16.2	64.4	5.10	40.9	0.74	fr.	1.8
40	B/E	A	5~25	14.6	0.99	14.7	8.3	48.9	5.40	40.5	0.98	1.02	tr.
													2.4
													2.5

Order	Remarks
-------	---------

(1) Milliequivalent per 100 g dry soil. (乾土 100g 当の mg 当量)

(2) Prof. No. 14 is the creeping soil on the upper part of the mountain slope, and its H layer contains fine gravels and sands abundantly. (Prof. No. 14 は山腹上部の傾行土で H 層には多量の細い砂礫を含む)

(3) F layer contains fresh volcanic ash and sand of Mt. Asama (active volcano) abundantly. (F 層は浅間山の新鮮な噴出物を含む)

文 献

- 1) ALWAY, F. J., J. KITTREDGE and W. J. METHLEY: Soil Sci., 36, (1933), p. 387~398
- 2) ALWAY, F. J., W. J. METHLEY and O. R. YOUNG: ibid., 36, (1933), p. 399~407
- 3) BANEWICZ, J. and C. T. KENNER: Anal. Chem., 24, (1952), p. 1186~1188
- 4) BROADFOOT, W. M. and W. H. PIERRE: Soil Sci., 48, (1939), p. 329~348
- 5) CHANDLER, R. F.: J. Forest., 35, (1937), p. 27~32
- 6) CHEN KNANG LU and R. H. BRAY: Soil Sci. 72, (1951), p. 449~458
- 7) COILE, T. S.: Ecol., 14, (1933), p. 323~333
- 8) ibid.: Soil Sci., 43, (1937), p. 349~355
- 9) GARSTKA, W. U.: J. Forest., 30, (1932), p. 395~405
- 10) HARLEY, L. J.: J. Ecol. 25, (1937), p. 421~423
- 11) 茨木親義・栗田 章・舩川英雄・伊藤幸雄・鈴木信三郎・伊藤忠雄: 林野土壤調査報告, 7, (1956), p. 1~153
- 12) 伊藤 巖・山根一郎: 東北大農研彙報, 7, (1955), p. 38~71
- 13) 伊東正夫・稲松勝子: 日土肥誌, 25, (1955), p. 197~202
- 14) 同上: 同上, (1955), p. 245~248
- 15) 菅野一郎・永井政雄・有村支洋: 同上, 23, (1953), p. 173~177
- 16) 菅野一郎・中島治己・有村支洋・徳留昭一: 九州農試彙報, 3, (1955), p. 155~169
- 17) 河田 弘: 林野土壤調査報告, 8, (1957), 67~80
- 18) 川島禄郎: 日農化誌, 15, (1939), p. 744~750
- 19) 同上: 赤松施業法研究論文集, 日本林学会, (1942), p. 71~82
- 20) 同上: 青森, 岩手両県におけるアカマツ林土壌について, 青森営林局, (1948)
- 21) 川島禄郎・永田正直・田中四郎・陶山源一郎: 日土肥誌, 15, (1941), p. 518~524
- 22) 川島禄郎・永田正直・陶山源一郎: 同上, 16, (1942), p. 293~300
- 23) 同上: 同上, 16, (1942), p. 333~340
- 24) 同上: 同上, 16, (1942), p. 393~398
- 25) 同上: 同上, 16, (1942), p. 451~458
- 26) 同上: 同上, 17, (1943), p. 229~232
- 27) 同上: 日農化誌, 19, (1943) p. 598~602
- 28) 同上: 同上, 20, (1944), p. 33~36
- 29) 川島禄郎・陶山源一郎: 日土肥誌, 14, (1940), p. 143~147
- 30) 同上: 日農化誌, 18, (1942), p. 1095~1100
- 31) 同上: 同上, 18, (1942), p. 1153~1158
- 32) 木下貞次: アカマツに関する研究論文集, 日本林学会他, (1954), p. 59~65
- 33) 木崎隆弘・渡辺利夫: 林野土壤調査報告, 4, (1954), p. 1~26
- 34) 子幡弘之・木崎隆弘・渡辺利夫, 同上, 2, (1952), p. 1~22
- 35) 小田 博: 応用地質 (1), 古今書院, (1952)
- 36) 小田 博・牛来正夫・大森昌衛・森本良平・田附治夫: 森林保全に関する研究, 昭 28 年報告 1 号, 森林保全研究会, (1954)
- 37) 窪田四郎・井上輝一郎: 林野土壤調査報告, 2, (1952), p. 69~122
- 38) 窪田四郎・井上輝一郎・岩川雄幸: 同上, 高知営林局 2 号, (1956)
- 39) LAATSCH, W.: Dynamyk d. Mitteleuropäischen Mineralböden. (Dresden u. Leipzig), (1954)
- 40) 柳山次郎: 日本地方地質誌 (中部地方), 朝倉書店, (1950)
- 41) 真下育久: 日林誌, 38, (1956), p. 49~53
- 42) 真下育久・久保哲茂: 林野土壤調査報告, 6, (1956), p. 1~29
- 43) MATTSO, S. and E. KOULTER-ANDERSON: Annals of the Agric. College of Sweden, 9, 1, 1941 [cited from (39)]
- 44) MATTSO, S. and N. KARLSON: ibid., 12, 70, (1944) [cited from (39)]
- 45) Method of analysis A. O. A. C., 7th Ed., (1950)
- 46) 三宅 勇: 各地の有名松, II, 13~20, 林業試験場誌, (1954)
- 47) 宮崎 樹: 四国森林植生と土壌形態との関係について, 興林会, (1942)
- 48) 同上: 赤松施業法研究論文集, 日本林学会, (1942), p. 391~446
- 49) 守屋重政・永井芳雄: 林試報告, 26, (1925), p. 1~23
- 50) 大政正隆: 東大演習林報告, 8, (1929), p. 1~22
- 51) 同上: 林野土壤調査報告, 1, (1951), p. 1~243
- 52) 大政正隆, 河田 弘, 河田明子: 林試報告, 95, (1957) に発表予定
- 53) 大政正隆, 森 健一: 帝室林野林試報告, 3, (1937), p. 39~107
- 54) PEECH, M.: U. S. Dept. Agr. circular No. 757, (1947) [船曳真吾・青峯重範: 土壌実験法, 養賢堂, (1953) より引用]
- 55) POLYXOV, B. B.: The cycle of the weathering. (London), (1937)
- 56) 林野庁, 林業試験場: 国有林野土壤調査方法書 (1955)
- 57) ROMELL, L. G. and S. O. HEIBERG: Ecol., 12, (1931), p. 567~608
- 58) 佐々木清一, 石塚喜明: 日土肥誌, 23, (1952), p. 17~22
- 59) 同上: 同上, 23, (1953), p. 293~296
- 60) 芝本武夫: 赤松施業法研究論文集, 日本林学会, (1942), p. 55~70
- 61) 同上: スギ, ヒノキ, アカマツの栄養並びに森林土壌の肥沃度に関する研究, 林野庁, (1952)
- 62) 玉手三乗寿・藤井真一: 森林保全に関する研究, 昭 28 年報告 8 号, 森林保全研究会, (1954)
- 63) 東京大学農芸化学教室編: 実験農芸化学, 朝倉書店, (1952)
- 64) 植杉哲夫: 岩手地方赤松林の収獲並びに施業法に関する研究, 林野庁, (1952), p. 41~44
- 65) 同上: アカマツ天然生林の取扱法, 大日本山林会, (1953), p. 7~13
- 66) WAKSMAN, S. A.: Humus., Baltimore, (1936)
- 67) WITTICH, W.: Schriftenreihe d. Forstl. Fakultät d. Univ. Göttingen, Bd. 4, (1952), [cited from (39)]
- 68) 山田昌一: 微細地形解析に関する森林立地学的研究, 林野共済会, (1955)
- 59) 山谷孝一: 林野土壤調査報告, 5, (1956), p. 1~132

A Study on Correlations between Chemical Properties and Types of Forest Soil.

Hiroshi KAWADA and Morie TAKAMI

(Résumé)

This study was made to make clear the correlations between chemical properties and types of forest soils. These inferences are necessary for throwing light upon the mutual relations of taxonomic position of each type of soil and the effect of chemical properties upon the growth of stands.

(1) Analytical methods.

Carbon was determined by the wet combustion method (Prof. No. 1~11 and No. 34~35) or TIURIN's method (Prof. No. 12~33 and No. 36~40). Nitrogen was by KJELDAHL's method. Base exch. capacity was by PEECH's¹¹⁾ method (soil was extracted with NaCl solution after NH_4 -acetate treatment for 16 hours (over night) at 27°C). Exch. Ca was by the oxalate method (Prof. No. 1~11). Exch. Ca and Mg were by the versinate method after the isolation of R_2O_3 and Mn with $(\text{NH}_4)_2\text{S}$ (Prof. No. 23~35). Exch. Ca and Mg plus Mn were by the versinate method after the isolation of R_2O_3 with NH_4OH , and Mn was by KIO_4 method (Prof. No. 12~22 and No. 36~40). pH was by the glass electrode on the suspension of 1:2.5 (A or B horizon) or 1:5 (A_0 horizon) part of water after shaking for one hour.

(2) The correlations between types of soil and chemical properties or growth of stands.

On the chemical properties, A horizons and H layers are discussed separately for the difference of compositions and the lack of development of H layer in some types of soil. B horizons are not discussed for their transitional and immature characters.

On the above correlations, the following order as dry podzolic soil→dry type of soil→moderately moist type of soil→slightly wetted type of soil→wet type of soil is taken into consideration. On Bc-soil (weakly dried brown forest soil), the loss of water through vegetation bodies is more effective than the direct evaporation from the surface of soil as OHMASA¹¹⁾ pointed out, consequently its generating process is different from other types of brown forest soil. So the results on Bc-soils were discussed separately. On BD(d)-soil, it seems to locate between BB- and BD-soil, but to be rather nearer to the latter than the former as shown in its likeness of morphological characters of profile. On PD-soils, they seem to be the high altitude or cold climate type of BA- and BB- soil as OHMASA¹¹⁾ pointed out, and as shown in their resemblances of morphological characters and topographical relationships. On the black soil group, the above correlations were discussed separately, too, for its generating process is not yet clearly confirmed, but seems to be different from the brown forest soil group.

The information obtained from the tested forest soils are as follows: Their reliefs, site conditions, morphological characters of profile, vegetations and chemical properties are shown in Fig. 10, Table 3, 4 and 5.

(A) Tokyo City Forest in the water-shed region of the Tama river (Prof. 1~11).

Tokyo City Forest in this region is divided into the sandstone (mesozoic) and granodiorite district. Prof. No. 1~4 were the deciduous forest soils in the sandstone district, and situate

on the same mountain slope and neighbouring one another (See Fig. 1). In the following order as Bu→BD(d)→BD-E soil, C-N ratio, exch. and hydrol. acidities were decreased and pH value, exch. Ca content, and rate of exch. Ca saturation were increased. Bc-soil showed the relatively high C-N ratio and pH value, but relatively low rate of exch. Ca saturation.

Prof. No. 5~11 were the mixed forest of larch (*Larix Kaempferi*) and Japanese cypress (*Chamaecyparis obtusa*) in the granodiorite district. In this district, the soils belonging to the black soil group distributed widely along with the brown forest soil group. The black soils (Prof. No. 5~9) were able to be classified in accordance with the differences of morphological characters of profile except for the color of A horizons to the corresponding types of soil of the brown forest soil group. The relations between each type of the black soil group and micro-change of relief was the same as the corresponding type of the brown forest soil group.

On the chemical properties of the black soil group, the facts that the rates of exch. Ca saturation were very high, even in the soils belonging to the dry type of soil (B/A- and B/C-soil) and that they were not distinguished from the moderately moist type of soil (B/D) was characteristic. These facts suggest the different generating process of black soil group in this district from the brown forest soil group.

The decrease of C-N ratio in the following order as B/A→B/D(d)→B/D→B/E-F-soil suggests the effect of the changes of soil humidity-circumstance upon the decomposition of organic matters. B/E-F-soil showed higher pH value and lower exch. and hydrol. acidities than the other three types of soil that showed no remarkable differences among them. The fact that there were no remarkable differences except C-N ratio between dry and moderately moist soils is rather unusual. B/C-soil showed relatively low exch. and hydrol. acidities and relatively high pH value and C-N ratio. Bc-soil showed relatively low rates of exch. Ca saturation, high exch. acidities and pH values (especially Prof. No. 10), but low hydrol. acidities.

The growth of *L. Kaempferi* and *C. obtusa* is healthy and superior on B/C- and Bc-soils, and more excellent on B/D-soil. On B/D(d)-soil, the growth of *L. Kaempferi* is not so superior as the above 3 types of soil because it locates in a higher altitude and is under more cold and humid climatic conditions than the other 3 types of soil. On B/A-soil, the growth of *L. Kaempferi* and *C. obtusa* is inferior and the stands are oppressed by the naturally invaded pines and hardwoods. On B/E-F-soils, the growth of *L. Kaempferi* is good as a whole, but shows a lack of uniformity, and the growth of *C. obtusa* is inferior.

(B) Japanese cedar (*Cryptomeria japonica*) forest soils of Iwase and Nibuna National Forest (Prof. No. 12~22).

The increase of pH values, exch. Ca, Mg and Mn contents, rates of their saturation and the decrease of C-N ratios, exch. and hydrol. acidities according to the transition of the types of soil as PD I- , PD II- , PD III-→BB→BD-E→BE soil, successively, were seen in Iwase National Forest.

In Nibuna National Forest, the same tendency as in Iwase National Forest was seen in the following order as BA-→BB-→BD-E-soil. But BE-F-soils showed lower rates of exch. Ca and Mg saturations and pH values and higher exch. and hydrol. acidities than BD-E-soil. The H layers develop in BE-F-soils, but H-A layer in BD-E-soil. These facts seem to be attributed to the somewhat more inferior decomposition of organic matters induced by the more wetted soil humidity-circumstances in BE-F soils than in BD-E-soil. On H layers

that developed in PD₁-, PD₂-, PD₃-, BB- and BE-F-soil of both national forests, pH value increased according to the following order as PD₁-, PD₂-, PD₃-→BB→BE-F-soil, but C-N ratio showed no distinguished difference among them.

In BD-E-, BE- and BE-F-soil, the growth of *C. japonica* is excellent, especially in the latter two. In PD- and BB-soil, the growth of stands were inferior to the above types of soil, and were oppressed by the naturally invaded hardwoods or conifers.

(C) The pine (*Pinus densiflora*) forest soils of Asama National Forest (Prof. No. 23~33).

The pine forests at the southern foot of Mt. Asama are famous for their excellent quality and superior growth. In this region, the reliefs are mild and the soils belonging to the moderately moist type or near so are widely distributed. As shown in Fig. 2, the distributions of the volcanic eruptions of Mt. Asama that are the parent materials of surface soil are complicated. In detail, as shown in Table 2, the growth of pines differs according to the difference of parent materials among the same types of soil. The examinations on the effects of differences of soil properties among the same types of soil on the growth of stands and on the properties of the soils belonging to the black soil group that are widely distributed along with the brown forest soils are the main object of the study in this region. The typical soil profile of each district is schematically shown in Fig. 3.

The morphological characters of the black soils (moderately moist type of black soil group) were the same as the corresponding types of the brown forest soil group except for the color of A horizons. Both soil groups (moderately moist black and brown forest soil or near so) showed high pH values and low acidities and were rich in exch. Ca and Mg except for Prof. No. 32. The lower C-N ratios of Prof. No. 27 and 29 that were mixed more abundantly with hardwoods than other profiles in spite of the high altitudes, seemed to be induced by the difference of compositions of leaf litters. The remarkably lower rate of exch. Ca and Mg saturation of Prof. No. 32 (volcanic mud-flow district) than other profiles would be affected by the difference of its parent material.

The growth of pines was as follows:

In Kurofu lava district [(A), Prof. No. 23~30, basaltic andesite], A or A plus B horizon of each profile is thick and is over 30 or 60 cm, respectively, and growth of stands is the most excellent among all the districts as a whole. In detail, in the area above about 1,400 m from the sea level the growth of pines is lessened by the oppression of naturally invaded hardwoods and larches in proportion to the increase of height in comparison with that of the area of 1,000~1,300 m in spite of the same soil conditions. In Prof. No. 26 that belongs to Bd(d)-soil, the growth of pine is more inferior than in B/d- or (B/d)-soils.

In the volcanic detritus district [(B), Prof. No. 31], A horizon is somewhat thin (20 cm) and the development of B horizon is very poor. The more inferior growth of pines there than in [A] seems to be induced by the unsatisfactory depth of soil.

In the volcanic mud-flow district [(C), Prof. No. 32], A horizon is thick (30 cm) but it contains gravels abundantly and continues to the gravelly and compact B-C horizon. The more inferior growth of pines there than in [A] corresponds to the unfavorable physical properties and to the above mentioned chemical properties of the soil.

In the pumic district [(D), Prof. No. 33, basaltic andesite], the parent material of soil is the fresh volcanic eruptions (170 years old). A horizon is thin and contains unweathered volcanic sands and pumices very abundantly, and it continues to (B)-C-horizon that is

composed by unweathered volcanic eruptions. Besides, A horizon contains only a small amount of organic matter. These facts suggest that the inferior chemical and physical properties are responsible for the somewhat worse growth of pines there than in (A).

(D) The deciduous forest soils of Oneyama National Forest (Prof. No. 34 and 35).

The study in this region was designed to throw light on the differences of chemical properties of soils that were induced by the difference of forest types under the same site conditions. The better decomposition of leaf litter in the mixed forest of *Castanea crenata* and *Quercus serrata* than in the forest of *Zelkova serrata* was confirmed by the field observation in late autumn, and lower C-N ratio and humus content of F layer in the former than in the latter. The higher pH values of all soil layers, especially of F layer, exch. Ca content and rate of its saturation of A₁ horizon in the forest of *Z. serrata* than in the mixed forest of *C. crenata* and *Q. serrata* were distinguished. But other chemical properties showed no remarkable differences between the same soil layers of both forests.

(E) The black soils of Iwase and Araki National Forest (Prof. No. 36~40).

In Iwase National Forest, A horizons of the black soils under grassland were thick and rich in organic matter. The fact that they belonged to the slightly wetted type of soil but showed relatively high C-N ratio, especially Prof. No. 39, very low content and rate of saturation of exch. Ca and Mg were characteristic.

In Araki National Forest, A horizons of the tested profiles were rather thin. The organic matter contents of the soils under forest were less than under grassland. (B/c)-soil was relatively poor in exch. Ca and Mg. But they increased in A horizons of B/d(d)- and B/e-soil, successively. The high exch. Mg contents of B/d(d)- and B/e-soil in comparison with exch. Ca were characteristic. Black soils in this region were rich in exch. Ca and Mg in contrast with Iwase National Forest, as a whole.

(3) Discussions on the black soil group.

On the black soil group, the correlations between chemical properties and types of soil classified by the morphological characters of profiles and topographical relationships show no definite tendency. But the black soils under forests or grasslands seem to be classifiable provisionally into the following two groups—Group (A) and (B)—according to the results of the present writers and other authors.

Group (A). The very low content of exch. Ca and Mg, especially Ca, are characteristic as seen in the National Forests at the northern part of Akita Prefecture¹¹⁾, Daigo¹²⁾, Dando¹³⁾ and the above mentioned Iwase National Forest. The morphological characters and topographical relationships suggest that the black soils in these regions belong to the moderately moist or wet type of soil, and the typical dry types of soil are not seen in these regions. In the residual soils, their A horizons are massive and compact, and the growth of stands is inferior. But in the creeping and colluvial soils, the growth of stands is superior, successively, according to the improvement of the physical properties of the soil. So in this group, the difference of the physical properties of soil induced by the mode of formation of soil exerts the most important effect upon the growth of stands.

Group (B). The high rate of exch. Ca and Mg saturation and their contents in the moderately moist- or wet-type of soil are characteristic as seen in the southern district of the Tsugaru Peninsula¹⁴⁾, the above mentioned Tokyo City Forest, Asama, Oneyama and Araki National Forest. The differences of the morphological characters except for the color of A horizon and topographical relationships among the types of this group are the

same as the brown forest soils. So they are able to be classified into the corresponding types of the brown forest soil group. The differences of the growth of stands among the types of this group are the same as in the case of the brown forest soil group. So in this group, the differences of chemical and physical properties induced by the soil humidity-circumstances are the most important factors that affect the growth of stands.

(4) Discussions on the dry podzolic soils and brown forest soil group.

The relations between the reliefs and types of the brown forest soil group are shown schematically in Fig. 9. The dry types of the brown forest soil group will change into the dry podzolic soils in the high altitude or cold climate regions. From the above mentioned results of Tokyo City Forest, Iwase and Nibuna National Forests, the following inferences are summarized as a whole. In the following order as PD→BA-, BB→BD(d), BD→BE-soil, C-N ratio, exch. and hydrol. acidities are decreased, but pH values, exch. Ca and Mg contents and rates of their saturation are increased. These changes of chemical properties seem to be induced by the differences of decomposing process of leaf litters that are affected by the changes of soil humidity-circumstance. These inferences are assumed to be identified by the following field observations that in general the mor type of humus is seen in the dry podzolic soils and dry brown forest soils, but the mull type of humus in the moderately moist and slightly wetted brown forest soils. The leaching of exch. bases and the acidification of soil seem to increase in BE-F-soil more so than in BE-soil (see Nibuna National Forest).

The increases of rate of exch. acidity to hydrol. one and of exch. Mg to exch. Ca in the dry podzolic soil and dry types of brown forest soil as compared with the moderately moist, slightly wetted and wet type of brown forest soil are noticeable. These facts seem to show the increased eluviation of bases in the former two and the illuviation of bases in the latter two, and the more easy eluviation of Ca than of Mg. The decreases of the contents and rates of exch. Ca and Mg saturation of the lower horizon in comparison with the upper one in the same profile were usually observed. These facts point to the effects of the decomposition of leaf litters upon the exch. Ca and Mg contents of soils. The fact that the contents of nitrogen (C-N ratio) and bases, especially Ca, of leaf litters have an affect upon their decomposing processes and nitrogen (C-N ratio) and base contents of the upper horizons of soils were pointed out by some authors.^{11,12,13,14,15,16,17,18,19,20,21,22,23,24,25,26,27,28,29,30,31,32,33,34,35,36,37,38,39,40,41,42,43,44,45,46,47,48,49,50,51,52,53,54,55,56,57,58,59,60,61,62,63,64,65,66,67,68,69,70,71,72,73,74,75,76,77,78,79,80,81,82,83,84,85,86,87,88,89,90,91,92,93,94,95,96,97,98,99,100} In this study these relations have not yet been examined. But considering the following circulating system of nitrogen and bases as soil→vegetation body→leaf litters→soil, the eluviation of bases in the ridge or upper part of the mountain slope, i. e. the dry podzolic soils or dry types of brown forest soil, and the illuviation of bases in the lower part of the mountain slope or valley floor, i. e. the moderately moist, slightly wetted or wet type of soil, are seen according to the changes of topography.

鉄の重クロム酸塩滴定法について

—土壤分析への応用—

新 名 謹 之 助⁽¹⁾

I 序 言

岩石や土壌の分析において Fe (III) のマクロあるいはセミ・ミクロ量を定量するには、一般に Fe (III) を還元して Fe (II) とし、これを酸化剤の標準溶液で滴定する容量法が用いられている。還元法と酸化滴定法の組合せを一般的に表示すると、第1表のようになる。還元に関係する元素には、Fe と Ti のほかに V・Cr・Mo などがあるが、一般の土壌では V 以下の元素については通常考慮する必要がないと思われるから、それらは除外した。これら方法のうち岩石や土壌の分析に最もよく用いられているのは、アマルガム還元・KMnO₄ 滴定、SnCl₂ 還元・KMnO₄ 滴定および H₂S 還元・KMnO₄ 滴定であろう。KMnO₄ 滴定は、Zimmermann-Reinhardt 試薬を添加すれば、HCl を含有する溶液中でも行えないことはないが、原則としては H₂SO₄ だけの溶液で行うべきである。したがって、H₂SO₄ 酸性溶液中で

第1表 鉄定量のための還元法および還元後の酸化滴定法についての概要

還 元 法	液 性	還 元 状 態		酸化滴定法	文 献 あるいは引用例
		Fe (III)	Ti (IV)		
亜鉛 アマルガム (Zn—Hg)	固状 (Jones の還元器) 液状 (小林・中園の還元器)	H ₂ SO ₄ (または HCl)	Fe (II) Ti (III)	KMnO ₄	石丸 (総括的記述) ⁸⁾
塩 化 第 1 錫 (SnCl ₂)	HCl	Fe (II)	Ti (III) 部分的	KMnO ₄	KOLTHOFF and SANDELL ⁹⁾ p. 707 および p. 573
				K ₂ Cr ₂ O ₇	KOLTHOFF and SANDELL ⁹⁾ p. 707 および p. 580
銀 (Ag, WALDEN の還元器)	HCl	Fe (II)	Ti (IV)	Ce(SO ₄) ₂	WALDEN, HAMMETT and EDMONDS ¹⁰⁾
				K ₂ Cr ₂ O ₇	HENRY and GELBACH ¹¹⁾
硫 化 水 素 (H ₂ S)	H ₂ SO ₄	Fe (II)	Ti (IV)	KMnO ₄	GROVES ¹²⁾ , p. 72. PIPER ¹³⁾ , p. 140.
亜硫酸ガス (SO ₂)	H ₂ SO ₄ (または HCl)	Fe (II)	Ti (IV)	KMnO ₄	

注: i) HCl を含んだ溶液の KMnO₄ 滴定の際には、滴定に先立ち、Zimmermann-Reinhardt の処理法が必要である。

ii) 本表のすべての方法についての概説は、たとえば文献 4) の pp. 390~398 にある。

KMnO₄ 滴定を行うのが常道であるかのような印象をうけがちである。これは、一つには古典的な系統分析の過程で、シリカ分離後の濾液から NH₄OH でいわゆる混合酸化物の沈殿をつくり、その灼熱量を求めてからピロ硫酸塩縮融を行い、その H₂SO₄ 酸性溶液中で Fe (III) を定量する習慣に由来するのである。けれども、シリカ分離後の濾液を定容とし、その一定分量をいくつかとつてそれぞれの中で個別的に、Fe・Al その他を容量法や比色法で定量しようとする場合は、一般的には HCl 酸性溶液の方がむしろ H₂SO₄ 酸性溶液よりも必要なことが多い。HCl 酸性溶液中の Fe (III) の容量分析法としては、第1表から次の3つがあげられる。

A. Ag 還元・K₂Cr₂O₇ 滴定法¹⁾

B. SnCl₂ 還元・K₂Cr₂O₇ 滴定法²⁾

C. Ag 還元・Ce(SO₄)₂ 滴定法¹⁶⁾

このうち C 法は、Ce(SO₄)₂ が KMnO₄ と同じくらい強い酸化力をもつ以外に KMnO₄ よりすぐれた点をいくつかもっている。きわめて優秀な方法であるが、硫酸第2セリウム・アンモニウム（外国製）が相当高価なのと、滴定の際 H₂SO₄ を多量に必要とするので、経済的な見地から実用分析には推奨できない。そこで、ここには A・B 両法について標準的操作法を詳細に紹介し、土壌分析に適用する際留意すべき事項をそえて、まだ用いたことのない同学の士の活用に使いたいと思う。正確さについてはすでに引用文献中に証明されているので、筆者の僅少な実験データは蛇足であると思うけれども、一応そえておく。

HCl 酸性溶液中における Fe の K₂Cr₂O₇ 滴定法は、筆者の調査した範囲では土壌分析にほとんど用いられていない。わずかに KARIM⁷⁾ が土壌および粘土中の遊離鉄の定量に SnCl₂ 還元・K₂Cr₂O₇ 滴定を採用したのをみただけである。これら方法は KMnO₄ 滴定と同様に用いられる価値があると思われる。

〔付〕 Fe (III) の容量分析法には第1表の諸方法以外に、Fe (III) を還元剤で直接還元滴定する方法がある（たとえば文献 4) pp. 398~400, および 14) pp. 358~362 参照）。これら方法は、SnCl₂ や TiCl₃ のようなきわめて酸化されやすい試薬を標準溶液として用いるので取扱いが厄介で、あまり実際には用いられない。これに反し、比較的近年 BRADBURY and EDWARDS¹¹⁾ が見だし、KUNIN^{10) 11)} が珪酸塩や土壌に適用しうることを確かめた硝酸第1水銀滴定法は、Hg₂(NO₃)₂ 標準溶液が相当安定で、操作法がきわめて簡単な点で注目されてよい方法である。これは Hg₂⁺⁺ による Fe⁺⁺⁺ の直接還元ではなくて、大過剰に加えた NH₄CNS と Fe (III) の血赤色の錯塩を Hg₂⁺⁺ が一時脱色する性質を利用した¹¹⁾ とのことである。ただ筆者の不審に思うのは、文献 1), 10) および 11) の結果が良好なのにもかかわらず、分析化学の方面からこれが無視されている点である。標準溶液の安定度・滴定の条件・応用性等についてなら綿密な研究がなく、今のところ詳細な容量分析書でもこの方法について一言も言及していない。

最近、京大・川口教授のもとで土壌中の遊離鉄の定量にこの方法を採用されている⁹⁾。筆者も少し経験してみたが、まだ明確な知見をえていないので、ここではふれないことにする。

Ⅱ 分 析 法

A. Ag 還元・K₂Cr₂O₇ 滴定法¹⁾

(1) Ag 還元器¹⁴⁾

a) つく り 方

内径約 2 cm の JONES

還元器型の硬質硝子製還元

器を用意する(第1図a)。

コックはすり合わせを特に

ていねいに作らせ、良質の

コック・グリースをうすくぬり、

装着しておく。コラムの底に目皿(磁製または硝子製)を平らに入れ、その上にグラス・ウールのゆるいつめものを 2 cm くらいの厚さに入れる。0.1 M H₂SO₄ (conc. H₂SO₄ 55.6 ml をうすめて 1000 ml とする)を注入してコラムの半分ほどを満し、脚の下

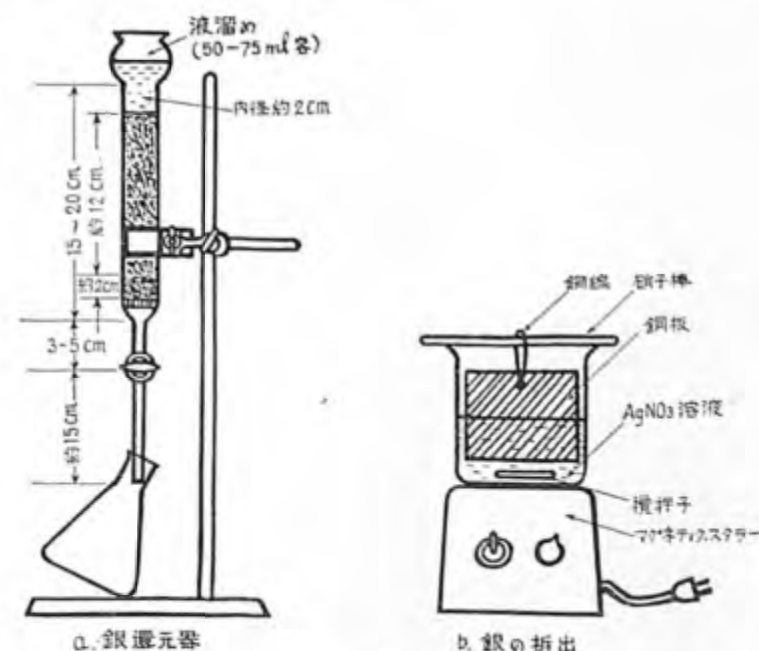
に 1 l 容くらいのビーカーをおいて、コックを全開する。つめものの数 mm 上まで液面がきたら、コックを閉じる。これで Ag を入れる準備ができたのである。

1 l ビーカーに水 400 ml を入れ、特級・硝酸銀 29 g をとかし、HNO₃ 数滴を添加してから煮沸近くまで熱する。火からおろし、この熱溶液中へ第1図bのようにして硝子棒に銅線で吊した約 10 cm² の電解銅板(手に入らなければ、できるだけ純度の高い普通銅板で、厚さがすくなくとも 3 mm くらいのものを求める)を液の底近くまで挿入する。銅板上に直ちに灰白色の銀が析出し、液は青く着色してくる。銀の析出が非常に緩慢になるまで、液を連続的に激しく攪拌する(図のようにマグネティック・スタラーを用いると一番よいが、なければ普通のモーター・スタラーや攪拌棒によつてもよい)。

Ag が認められるほどには析出しなくなつたら、攪拌を止め銅板を取り出し、銀が沈着してから傾瀉して上液をすて、0.1 M H₂SO₄ を加えて攪拌し、傾瀉して上液をすてる。傾瀉法による 0.1 M H₂SO₄ での洗滌を数回くりかえしてから、銀の懸濁液を先に準備しておいた還元器中に注入し、液が液溜めに一ぱいになつたらコックを開いて流下する。ビーカー中の Ag は、0.1 M H₂SO₄ を用いて還元器中にことごとく流し込む。この操作中、Ag のコラムの頂がけつして液面上に露出しないよう注意する。Ag が液面外に露出すると、コラム中に気泡のポケットができて、液が規則正しく流れるのを妨害するからである。Ag は微細な分散状態にあるけれども、液は容易に流れ、使用時はコックで流速を抑制しなければならないほどである。50 ml くらいずつの 0.1 M H₂SO₄ で器壁についている Ag 粒子を洗い落とすようにしながら、3, 4 回コラムを洗う。

つぎに、1 M HCl (大量に使用するから数 l つくつておくといふ。conc. HCl 約 83.3 ml を水で 1 l とすると大体 1 M となる)を加えては流下し(最初の 1, 2 回は流出液が AgCl の白濁を呈する)、0.1 M H₂SO₄ を完全に 1 M HCl と置きかえる。最後に液溜めの半分ぐらいまで 1 M HCl を満し、上にビーカーの蓋をしておく。これで還元器の使用準備ができたのである。

鉄の重クロム酸塩滴定法について (新名)



第1図 銀還元器

b) 使 い 方

還元器中の液が Ag コラムの頂から数 mm 上のところにくるまで液を流出してから、還元された液をうけ入れる三角フラスコの頸のところに脚の先端を挿入し、三角フラスコが斜に脚によりかかるよう、還元器の高さを調節する(第1図 a のよう)。つぎに、100 ml ビーカーに入れた Fe 塩の 1 M HCl 溶液 50 ml (50 ml 以下の場合は 1 M HCl を加えて大体 50 ml とした方がよい) を口移しに液溜めに注入する。別にはかりとつておいた 1 M HCl 150 ml のうちの少量でビーカーを洗って液溜めに注入し、ビーカーのくちばしのところの液を液溜めの縁でとつて loss をしないように注意する。コックを静かに開いて毎分約 30 ml の速さで銀コラムを通過させる(あらかじめ 1 M HCl だけのときに練習して、液面の動く速さを大体記憶しておくといふ)。Ag の 2~3 mm くらい上まで液が流下してきたらコックを閉じ、150 ml の 1 M HCl の残部を 3, 4 回にわけてビーカーと液溜めを洗いながら、第1回目と同様にして還元器中に通す(0.05 M Fe 溶液 50 ml を還元する場合、この洗い方で完全で、ブランク補正は無視しうるほど小さく、直ちに次の試料溶液の還元を行うことができる)。

還元を行うにつれ、コラムの頂から漸次 AgCl の形成のため暗色に変ってくる(0.05 M Fe 溶液 50 ml について約 3~4 mm の割で伸びてゆく)。この暗色の環がコラムの全長の 3/4 以上に伸長したら、先の場合と逆に 1 M HCl を 0.1 M H₂SO₄ で置きかえてから、亜鉛棒(なるべく純度の高いもの)の先端を軽く Ag 中に挿入したまま放置しておく、盛んに気泡が殆どながら AgCl は Zn によりかなり速やかに還元されて Ag に戻る。再生が終わったら(外観は全くもとどおりにはならないが、紫がかつた色の消えたことで知れる)、ふたたび 0.1 M H₂SO₄ を 1 M HCl と置きかえて、次の還元を用いる。以後この操作を反復する。2, 3 本のコラムを用意しておいて、再生しながら使用すれば、連続的に分析を行うことができる。

(2) Ag 還元・K₂Cr₂O₇ 滴定法²⁾

a) 試 薬 類

i) 0.05 N FeNH₄(SO₄)₂ 溶液……特級・硫酸第2鉄アンモニウム(鉄明礬) FeNH₄(SO₄)₂ · 12H₂O 約 12.1 g を秤取し、1 N HCl にとかし、500 ml メス・フラスコへ移し入れ、1 N HCl でうすめて定容とする。もし浮遊物があつたら乾燥濾紙で濾過し、濾液を清浄にして乾燥しておいた共栓試薬瓶中に保存する。鉄明礬は風解性なので、標定する必要がある。つぎに、重量法による標定の仕方を示す。

〔標定法〕: 攪拌棒と時計皿の蓋をそなえた 400 ml ビーカー 2 個中に、約 0.05 N の FeNH₄(SO₄)₂ 溶液 50 ml ずつをビベットでとり、水 150 ml を加えてから煮沸近くまで熱する。液をたえず攪拌しながら、(1:1) NH₄OH を小ビーカーから徐々に流し込み、NH₃ ガスを吹き去つた後ビーカー中になおわずかに臭気が残る程度に、NH₄OH を小過剰に加える。ビーカーを火からおろしてしばらく静置し、沈澱を沈析させる。東洋濾紙 No. 5 A (11 cm) を通して傾瀉法により濾過する。ビーカー中の沈澱を、毎回 75~100 ml の熱湯を用いて、3, 4 回傾瀉法で洗う。つぎに沈澱を濾紙へ移し入れてから、ポリスマンで器壁と攪拌棒についている沈澱をことごとく取り去り、熱湯で濾紙上に移し入れ、最後に濾紙上の沈澱を熱湯でなお 2, 3 回洗滌する。1 夜放置して水をきり、一部乾燥させる。あらかじめ灼熱して恒量を求めておいた磁製坩堝の中に入れ、常法により灰化・灼熱する。灼熱は、坩堝を三角架上に傾け、蓋をこれにもたせかけ、坩堝の底を強く短かい酸化焰で熱して行う(ガス焰により酸化鉄の一部還元が起るのをさける)。最強熱(坩堝の内部は約 800~900°C になるはず)で 15 分間熱し、火を消してから赤熱以下まで

放冷し、坩堝をデシケイターに入れ、天秤箱の近くにおき、30 分後に秤量する。10 または 15 分間ずつ、恒量(0.2 mg 以内)になるまで灼熱をくりかえす。灼熱残渣の恒量値の平均から濾紙の灰分量を差し引いた値を Wg とすると、次式から FeNH₄(SO₄)₂ 標準溶液の規定度が求められる。

$$\text{FeNH}_4(\text{SO}_4)_2 \text{ 溶液の規定度} = \frac{W \times 20}{79.85}$$

ii) 0.05 N K₂Cr₂O₇ 溶液……特級・重クロム酸カリウム 4.9 g を温湯にとかし、室温に冷えたら 2 l メス・フラスコ中で定容とする。清浄にした共栓試薬瓶中に保存する。

〔標定法〕: 0.05 N FeNH₄(SO₄)₂ 標準溶液 25 ml を 100 ml ビーカー中にビベットでとり、1 M HCl 約 25 ml を添加してから、試料溶液の分析操作法と全く同様にしてこの K₂Cr₂O₇ 溶液で滴定し、K₂Cr₂O₇ 溶液の規定度を算出する。

$$\text{規定度} = \frac{\text{FeNH}_4(\text{SO}_4)_2 \text{ の規定度} \times \text{ml 数}}{\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7 \text{ の ml 数 (3 回の平均値)}}$$

iii) H₃PO₄……特級・磷酸(85%)

iv) 指示薬……0.2% Na diphenylamine sulfonate 水溶液。この指示薬は、diphenylamine のように conc. H₂SO₄ 溶液としないで水溶液とすればよいこと、diphenylamine より終点の変色ははるかに鮮鋭なことなどの利点をもつ(国産品は東京化成製のものがある)。

b) 操 作 法

試料の 1 M HCl 溶液 50 ml を Ag 還元器で還元し、液を 300 ml 三角フラスコにうける。85% H₃PO₄ 5 ml および指示薬 0.3 ml (約 6 滴) を加え、0.05 N K₂Cr₂O₇ 標準溶液で滴定する。充分振盪しながら、最初は徐々にではあるが連続的に滴下し、終点近くではきわめて徐々に滴々加入する。緑色を経て、振盪しても消失しない紫色に変わる瞬間を終点とする。

c) 計 算

滴定された溶液中の Fe の量 (mg) = K₂Cr₂O₇ の規定度 × K₂Cr₂O₇ の ml 数 × 55.85 (Fe として)

$$= \quad \times \quad \times 79.85 \text{ (Fe}_2\text{O}_3 \text{ として)}$$

滴定に用いた液の稀釈度を考慮に入れ、この試料溶液をつくるのに用いた最初の粘土あるいは細土の乾燥重量(場合によっては灼熱重量)に対するパーセンテージを算出する。

B. SnCl₂ 還元・K₂Cr₂O₇ 滴定法³⁾

a) 試 薬 類

i) SnCl₂ 溶液……特級・塩化第1錫 SnCl₂ · 2H₂O (白色結晶。湿つたり黄色をおひているものは、加水分解していて溶解するとき白濁するおそれがある) 15 g を (1:2) HCl 100 ml にとかし。必要充分量だけつくり、毎日つくりたてのものを用いる。(やむをえず 3, 4 日間使用する場合、小さな瓶中に空間を少なくして、密栓・保存するとよい。1 週間以上たつたものは用いない方が安全である)。

ii) HgCl₂ 溶液……特級・塩化第2水銀(昇汞)の 5% 水溶液

iii) (1:5) H₂SO₄

iv) 85% H₃PO₄

v) 指示薬……0.2% Na diphenylamine sulfonate 水溶液

vi) 0.05 N K₂Cr₂O₇ 標準溶液……A 法と同じようにしてつくる。

〔標定法〕: A 法と同様にしてつくり、重量法により標定した 0.05 N FeNH₄(SO₄)₂ 標準溶液 25 ml を

250 ml 三角フラスコにビュレットでとり、conc. HCl 3 ml を加え、ほとんど煮沸するまで熱し、以後下記操作法の SnCl₂ 溶液を滴加する操作以下のとおりにして、標定しようとする約 0.05 N K₂Cr₂O₇ で滴定する。A 法と同様にして、K₂Cr₂O₇ の規定度を算出する。

b) 操 作 法

試料溶液を 100 ml ビーカーに入れ三角架と時計皿でカバーをして、water bath 上で蒸発乾涸し乾涸したらすぐ残渣に (1:1) HCl 10 ml を加え、注意して少し加熱して溶解し、溶液を 250 ml 三角フラスコに移し入れる。10 ml までの水を 2, 3 回にわけて、ビーカーをフラスコ中へ洗い込む。フラスコを金網上で静かに熱してほとんど煮沸するまでにし、振盪しながら駒込ビュレットから SnCl₂ 溶液を滴々加えてゆく。FeCl₃ の黄色が消失してからなお 1, 2 滴だけ過剰に加える (この操作は白紙を背景にして見ながら行うとよい)。フラスコに極くゴム栓をして水冷し (25°C 以下にする)、水からとり出してから、右手で振盪しながら左手から HgCl₂ 溶液 10 ml を 1 度に全部注入してしまう (このときえられる沈殿は、白色で絹糸光沢をもつていなければいけない。もし沈殿が現われなければ、SnCl₂ の量が不充分であつたのであり、またもし沈殿が灰色になつたら、HgCl₂ の加え方が徐々であつたため Hg まで還元されたので、これらの場合は実験が失敗となつたのであるから、やり直す。上の記述どおり操作すれば失敗しないはずである)。水 100 ml を加え、3~5 分間放置後、(1:5) H₂SO₄ 10 ml および 85% H₃PO₄ 5 ml (あるいは前者 2 容対後者 1 容を混合しておいて、その 15 ml ずつを用いてもよい) および指示薬 0.3 ml (約 6 滴) を加え、三角フラスコを揺動させながら 0.05 N K₂Cr₂O₇ 標準溶液で滴定する。最初は徐々にはあが連続的に滴加し、緑色が灰緑色になつたら滴々徐々に加えて、最後に紫色になつた瞬間を終点とする。

c) 計算: A 法の (2)c) 項と同じ。

Ⅱ 土壌分析への応用上留意すべき事項

A. 試料溶液の種類

両方法とも、土壌(細土あるいは粘土)の溶液あるいは土壌抽出液からのいわゆる混合酸化物の HCl 溶液中の全鉄の定量に、正確かつ簡便に適用しうる。土壌分析で対象となる普通の例を 2, 3 あげると、次のようなものがある。

a) 粘土を白金坩堝中で Na₂CO₃ 熔融し、熔融物を HCl 溶液とし、蒸発・乾涸してシリカを脱水・濾別した濾液中の全鉄、あるいはさらにこの濾液から NH₄OH でおとした混合酸化物を濾別し、HCl にかした溶液 (これら操作の詳細はたとえば文献 9) の pp. 701~709 参照) 中の全鉄。

b) 粘土を白金坩堝または皿中で HF-H₂SO₄ 処理し濃縮したものの水溶液から、NH₄OH でおとした混合酸化物の HCl 溶液。

c) 細土の熱濃塩酸浸出液の有機物破壊・シリカ分離後の溶液中の全鉄。

d) 種々な方法で抽出したいわゆる遊離酸化物の溶液の有機物破壊・シリカ分離 (たとえば、灼熱と酸処理¹⁾、あるいは H₂SO₄-HClO₄ 処理²⁾) 後の HCl 溶液中の全鉄。

B. 定量しようとする Fe の量

上記分析法において標準溶液の濃度を 0.05 N としたのは、比較的一般に用いうると思つたからで、各自の都合で 0.1 N あるいは 0.01 N 溶液を用いてもよい。ただし、あまりうすい標準溶液を用いると、安定度・反応の鋭敏度・指示薬補正 (0.2% 指示薬 0.1 ml が 0.01 N K₂Cr₂O₇ 0.12 ml に相当) 等の点

第2表 定量しうる Fe の限界量と標準溶液の濃度およびビュレットの大きさの関係

定量し る Fe の 大 体 の 限 界 量 mg	K ₂ Cr ₂ O ₇ 標 準 溶 液 の 濃 度			
	0.1 N		0.05 N	
	ビュレットの種類 (括弧内は 1 目盛の大きさ)			
	50ml ビュレット (0.1 ml)	10ml 精密ビュレット (0.02 ml)	50ml ビュレット (0.1 ml)	10ml 精密ビュレット (0.02 ml)
Fe として	280	56	140	28
Fe ₂ O ₃ として	400	80	200	40

で精度度が低下すると思うから、なるべく 0.1~0.05 N の範囲を用いることをすすめる。定量しうる Fe の大体の限界量と標準溶液の濃度およびビュレットの大きさの関係を示すと、第2表のようになる。

実際にはこの限界量の 2/3~4/5 以下になるよう、原試料のとり方、もし試料溶液をうすめるならそのうすめ方と一定分量のとり方を調節するのがよい (Fe 標準溶液の黄色の濃さと対比してごく概略の見当をつけるのも一つの手である)。

土壌中の遊離鉄のように Fe₂O₃ として数 % 以下の場合には、10 ml 精密ビュレット (1 目盛: 0.02 ml) と 0.05 N K₂Cr₂O₇ を用いて、かなり少量まで正確に定量できる (極微量のときは、容量法よりもむしろ Na salicylate 法のような比色法によつた方がよい)。

C. 試料溶液の酸度

(1) 還元の際の酸度

Ag 還元では 1 M HCl 酸性、SnCl₂ 還元では (1:1) HCl とし 10 ml を含む全液 20~25 ml という条件を厳守する。酸度不明の場合は water bath 上でちょうど乾涸するまで蒸発し、Ag 還元の場合は残渣を 1 M HCl 約 50 ml に溶解し、SnCl₂ 還元の場合は操作法の記述とおりにすればよい。

(2) 酸化滴定の際の酸度

Diphenylamine sulfonate 指示薬の変色に適當な酸度は、最終体積において HCl あるいは H₂SO₄ について (混合する場合はその含量について) 少なくとも 0.5 N (文献 14) p. 195) である。この指示薬が求められなくて diphenylamine を代用する場合は、1% 濃硫酸溶液 (H₂SO₄ をあたためると diphenylamine はとけやすくなる) をつくり毎回 1 滴を加えればよいが、この場合は最終体積において HCl あるいは H₂SO₄ につき少なくとも 1 N になるようにしておく (文献 14) p. 194)。ここに記述した操作法についていえば、Ag 還元の場合はそのままよいが、SnCl₂ 還元の場合は (1:5) H₂SO₄ の量を倍にして 20 ml を加えればよい。

D. 共存元素の影響

ここに述べた方法で土壌溶液あるいは土壌抽出液中の Fe を定量する場合は共存元素の妨害は全くない。ただ Ti と Pt について言及しておく。

(1) Ti

Ti は 1 M HCl 酸性では Ag 還元器により實際上全く還元されない。たとえば、0.1755 N FeCl₃ 25 ml を Ag 還元・K₂Cr₂O₇ 滴定する場合、0.1 M Ti(SO₄)₂ 25 ml のような大量を添加しても、FeCl₃ の分析値は 0.1756 N となつてほとんど変化がなかつた³⁾。

SnCl_2 は Ti を一部還元するが、 Ti の量は Fe の量に比べて少ない上に、特に HgCl_2 の存在においては Ti (III) はきわめて空気酸化をうけやすい¹²⁾ので容易に Ti (IV) に戻ってしまうから、空気中におけるこのような滴定の条件のもとでは、 Ti (III) の量は実際上全く無視しうる。実際にも土壌粘土溶液中の Fe の量に対する Ti の量の極大限以上に $\text{Ti}(\text{SO}_4)_2$ を添加してみたが、 Fe の滴定値は Ti 不含有のときと全く同一であつた。

(アマルガム還元の場合はこれに反し、 Ti が完全に還元されるから、 CO_2 ガス中で空気酸化をさけながら滴定するか、あるいは滴定前に適当な方法¹³⁾により Ti (III) だけを酸化してしまうかする必要がある)。

(2) Pt

HCl によるシリカの脱水の際白金皿を用いると、少量溶解してくる Pt (IV) が SnCl_2 還元の場合還元されて Pt (II) となり、これは HgCl_2 を加えてもそのままでは、滴定の際 $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ で酸化されるから、正誤差を与える。破製皿を用いるならこの誤差は無視しうる。

IV 実 験 例

A. 鉄明礬溶液の分析

(1) 器 具

- a) Ag 還元器
- b) ビュレット、ビベット、およびメス・フラスコ……すべて目盛の calibration を行い、これらを用いて測定した溶液の体積も常に標準溶液 20°C における体積に換算した。

(2) 試 薬 類

- a) $0.05\text{N K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 標準溶液……標準試薬・重クロム酸カリウム (大坂工業試験所製、含量 99.98%) を $130\sim 140^\circ\text{C}$ で 2 時間乾燥した後、差による秤量法で一定量とり、水にとかして定容とした。

計算値: $2.5080\text{ g K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7/\text{l}$, 0.05115 N

- b) $\text{FeNH}_4(\text{SO}_4)_2$ 溶液 ($1\text{ ml} \equiv$ 約 5 mg Fe)……特級・破製第 2 鉄アンモニウムを、 HCl を含む水にとかした。ただし、 HCl の量は最終体積において 1 M となるようにする。極微量の塵埃と不溶物が認められたので、濾過した後使用した。その 50 ml をとり重量法により標定したら、 5.020 mg Fe/ml , 0.08989 N であつた。

- c) 指示薬…… 0.2% $\text{Na diphenylamine sulfonate}$ 水溶液。

- d) その他は既述のとおり。

- (3) 分析結果: $\text{FeNH}_4(\text{SO}_4)_2$ 溶液 25 ml をとり既述の操作法にしたがつて分析したところ、第 3 表のような結果がえられた。

第 3 表 鉄明礬溶液の分析

分 析 法	0.05115 N $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 溶液の 滴定量 (3 回の平均) ml (20°C)	FeNH ₄ (SO ₄) ₂ 溶液 重量分析値: 5.020 mg Fe/ml ; 0.08989 N		
		試料として とつた量 ml (20°C)	K ₂ Cr ₂ O ₇ を基準とした分析値	
			N	mg Fe/ml
A. Ag 還元・ $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 滴定	43.97	25.03	0.08986	5.019
B. SnCl_2 還元・ $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 滴定	43.97	25.03	0.08986	5.019

この結果から次の 2 つのことがわかる。

- i) A・B 両法はほとんど一致した正確な値を与える。
- ii) 標準試薬級の $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ を用いれば、既述の操作法に示したように別に重量法で標定した $\text{FeNH}_4(\text{SO}_4)_2$ 溶液に対して滴定して標定するという操作を省略し、ただその秤取量から規定度を算出しさえすればよい。

〔付〕標準試薬級・重クロム酸カリウム: JIS 規格 (含量 99.99%) の市販品がある (たとえば、和光純薬製 100 g 瓶入り) が、特級品を注意して 2~3 回水から再結し、 150°C で恒量になるまで乾燥したのも同等に用いることができる。市販品でも自製品でも、秤量前に必要なだけとり、珊瑚乳鉢中で粉末とし、 $130\sim 140^\circ\text{C}$ で 2 時間乾燥してから精秤する (0.1000 N : $4.903\text{ g K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7/\text{l}$)。

(4) Ag 還元法と SnCl_2 還元法の比較

- i) 両方法とも同程度に正確である。
- ii) Ag 還元法は還元器をつくり再生するてまがかかるが、滴定は沈澱を含まない全く透明な溶液中で行える。 SnCl_2 還元法は還元器を必要としない代りに、滴定は沈澱の共存において行う。
- iii) 両方法とも全般的に考えると、きわめて簡単な操作によつてゐる。どちらを採択するかは実験の都合と実験者の好みによつてきめればよい。

B. 試料の分析

(1) 試 料

福岡県香椎の埋設赤色土 2 種 (地質研究室木立技官採取。普通の土壌でなくて不適当な例であると思うが、ここでは最後の分析値が両方法についてほとんど一致することを示すのに、たまたま引用するだけである)。

(2) 試料の処理法

各試料とも i) JEFFRIES の $\text{K}_2\text{C}_2\text{O}_4\text{—H}_2\text{C}_2\text{O}_4\text{—Mg}$ ・リボン法¹⁴⁾および ii) KARIM の $\text{K}_2\text{C}_2\text{O}_4\text{—H}_2\text{C}_2\text{O}_4\text{—Zn}$ 末法¹⁵⁾で Fe を抽出した後 $\text{HNO}_3\text{—HClO}_4$ 処理により抽出液の有機物破壊とシリカ脱水を行い、水でうすめてシリカを濾去した。濾液から NH_4OH で混合酸化物を沈澱し、沈澱を HCl にとかし、溶液を定容とした。

(3) 分 析 法

それぞれの溶液から一定分量をとつて、前述の操作法にしたがつて分析した。

(4) 分 析 結 果

容量分析でえられた値を、乾燥試料に対する Fe_2O_3 のパーセンテージとして示すと、第 4 表のように

第 4 表 試料の分析例

試 料	抽 出 法	遊 離 鉄, % Fe_2O_3	
		A. Ag 還元・ $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 滴定	B. SnCl_2 還元・ $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 滴定
C 63 下	JEFFRIES 法	3.07	3.12
C 63 下	KARIM 法	3.41	3.44
C 77 上	JEFFRIES 法	19.0	18.9
C 77 上	KARIM 法	18.9	18.8

なり、両滴定法がほとんど一致した値を与えた。

V 総 括

(1) HCl 溶液中の Fe を Al・Ti・Mn 等の共有において、重クロム酸塩滴定により正確・簡単に定量する方法を、土壌分析に広く活用することを推奨したいと思い、2種の操作法を詳細に記述し、応用上の二、三の注意を添えておいた。

(2) 本法は、 H_2SO_4 溶液における $KMnO_4$ 滴定法と同等に正確である。 $KMnO_4$ 滴定に優る点は、 $K_2Cr_2O_7$ 標準溶液の調製・保存の容易なこと、反応の簡明なことである。

文 献

- BRADBURY, F. R. and EDWARDS, E. G.: A new method for the volumetric determination of ferric iron. *J. Soc. Chem. Ind.*, **59**, 5 (1940), pp. 96~98
- GROVES, A. W.: *Silicate Analysis*. George Allen & Unwin Ltd., London, 2 ed. (1951)
- HENRY, J. L. and GELBACH, R. W.: Dichromate determination of iron, using the silver reductor. *Ind. Eng. Chem., Anal. Ed.*, **16** (1944), p. 49
- HILLEBRAND, W. F. and LUNDELL, G. E. F.: *Applied Inorganic Analysis*. John Wiley & Sons, New York, 2 ed. (1953)
- 石丸三郎: 液状アマルガム応用分析法・化学実験学, 第1部, 第10巻, 分析化学II, 河出書房 (1942, 昭 17), pp. 1~94
- JEFFRIES, C. D. and JACKSON, M. L.: Mineralogical analysis of soils. *Soil Sci.*, **63** (1949), pp. 57~73
- KARIM, A.: A method for the determination of free iron oxide in soil and clay. *The Pakistan Journal of Forestry*, **3** (1953), pp. 48~50
- 川口桂三郎・松尾嘉郎: 土壌中の遊離鉄の定量法, 苦土還元一硝酸水銀滴定法, 土肥誌, **25** (1954), pp. 31~35
- KOLTHOFF, I. M. and SANDELL, E. B.: *Textbook of Quantitative Inorganic Analysis*. The MacMillan Company, New York, 3 ed. (1952)
- KUNIN, R.: Determination of iron in soils and silicates by the mercurous nitrate method. *Soil Sci.*, **53** (1942), pp. 211~214
- KUNIN, R.: Microdetermination of iron by the mercurous nitrate method. *Soil Sci.*, **55** (1943), p. 457
- MENABD, W. M. and SKOLNIK, H.: Volumetric determination of iron and titanium. *Ind. Eng. Chem., Anal. Ed.*, **14** (1942), pp. 711~713
- PIPER, C. S.: *Soil and Plant Analysis*. The University of Adelaide, Adelaide (1950)
- SUTTON, F. (revised by J. GRANT): *A Systematic Handbook of Volumetric Analysis*. Butterworths Scientific Publication, London, 13th ed. (1955)
- TRUOG, E. and PEARSON, R. W.: Iron determination in presence of titanium using zinc reduction. *Ind. Eng. Chem., Anal. Ed.*, **10** (1938), pp. 631~632
- WALDEN, G. H., JR., HAMMETT, L. P. and EDMONDS, S. M.: The direct determination of iron in the presence of vanadium. *J. Am. Chem. Soc.*, **56** (1934), pp. 350~353

On the Dichromate Determination of Iron. Application to soil analysis.

Kinnosuke NINA

(Résumé)

(1) In the case of determining total iron in macro- or semimicro-scale from soil solutions or soil extracts, we have often felt it necessary and convenient to determine it in hydrochloric acid solution instead of in sulfuric acid solution. To do this, it is simple and accurate to titrate ferrous iron with potassium dichromate after the reduction of ferric iron by silver reductor or stannous chloride solution. It is a wonder that this simple and accurate method has not been more frequently employed in soil analysis. In my review of literature and books on soil analysis, I have found none who employed this method but A. KARIM⁷⁾. So I have described the following two standard procedures in detail, and recommend them to soil analysts wishing to put them to practical use:

- Silver reduction—dichromate titration¹⁾,
- and
- Stannous chloride reduction—dichromate titration¹⁾.

(2) The dichromate method is not only as accurate as the permanganate method, but has some advantages over the latter. Dichromate standard solution is more easily prepared and is more stable than permanganate standard solution. The reaction of titration is simple and no side reactions occur.

Tiron による鉄とチタンの比色定量について

— 土 壌 分 析 へ の 応 用 —

新 名 謹 之 助⁽¹⁾

I 序 言

“Tiron” は disodium-1, 2-dihydroxybenzene-3, 5-disulfonate, $(\text{HO})_2\text{C}_6\text{H}_3(\text{SO}_3\text{Na})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ の通称名である。1944 年にはじめて YOE and JONES¹⁾ がこの試薬を Fe (III) の比色定量に用い、方法の吟味をしているうちに、さらにそれが Ti の比色定量にも用いられることを指摘した。1947 年に YOE and ARMSTRONG²⁾ は Tiron による Ti の比色定量法を確立し、しかも同一溶液中で Tiron により Fe と Ti を定量しうる条件を見いだした。土壌学の領域では、M. L. JACKSON が、COREY と共同でつくり上げた珪酸塩の迅速なセミ・マイクロ分析の体系³⁾ において、上記の 2 つの研究にもとづく Fe と Ti の Tiron 法を採用した。

COREY and JACKSON の方法³⁾ は、主要な機械・器具として白金坩堝・光電比色計・遠心分離器および蛍光光度計を用い、Si・Al・Fe および Ti は比色法（それぞれ silicomolybdate 法・aluminon 法・Tiron 法）、Ca および Mg は容量法（EDTA 滴定）、Na および K は蛍光光度法により、珪酸塩および類似物質をきわめて迅速に分析しうるものである。しかも分析操作そのものはかなり簡単で、高度のテクニックを必要としない。これら条件は筆者の実験室の仕事の要求をすべて満足するので、1955 年前半期数カ月の間、NBS（アメリカの National Bureau of Standards）の標準試料 No. 98: Plastic clay を試料として Si・Al・Fe および Ti についてこの方法を追試してみた。その結果は次のようであった。

i) Na_2CO_3 熔融して Si と Al を分析する系統では、Si の比色分析値が高くでるうえにバラつきが大きかった。注意して何回も反復してみたが結果は同様であった。Al の値もそれに応じてよい値が求められなかった。シリカの脱水・分離の操作のところに原因があるのではないかと思うが、よくわかるまで追究する時日のよゆうがなくなつたので一時中止した。やむをえず暫定的に普通の重量法により Si を定量し、Al は混合酸化物の重量から別に求めた Fe と Ti の量を差し引いて差から定量する古典的な方法を用いて試料分析を行っている。原報の記述とおりの結果がえられるならきわめて簡便な方法であるので、他日慎重に再検討してみたいと思つている。

ii) これに反し、 $\text{HF}-\text{H}_2\text{SO}_4-\text{HClO}_4$ 処理後、Tiron により Fe および Ti を比色定量する系統はきわめて良好な結果を与えたので、直ちに試料分析に採用した。以上のように COREY and JACKSON の全系統を採用できなかったのは遺憾であるが、Tiron による Fe および Ti の比色定量法が、操作が簡単で迅速に正確な結果を与えることを知つたので、この定量法単独でも他の定量法との組合せ方によつては土壌分析の過程を大いに簡略にしうる場合もあるかと思つて、ここに操作法の詳細を示して同学の士の参考に資したいと思う。

(1) 土壌調査部土壌分析室長

II Tiron による土壌粘土中の Fe と Ti の比色定量法

1. 試料

風乾試料をトル・ビーカー中で H_2O_2 処理して有機物を破壊した後、(1:3,000)の割合に NH_4OH を添加した水と硬質硝子円筒中で end-over-end 振盪機により振盪して分散させ、沈降法で採集した粘土の懸濁液から、Sharples の Supercentrifuge によつて粒子をほとんどすべてとり集め、風乾してから珽乳鉢で細粉とする。

(注 i) 化学分析用の粘土を分別するための分散法には定法はなく、各自がさまざまな仕方をしているようである。PIPER²⁾ は $NaCl$ 法と PUBI の $(NH_4)_2CO_3$ 法を推奨している。筆者はまだこの問題について知見をほとんど持たないので、暫定的に古い NH_4OH による分散法を採用している。

(注 ii) 粘土粒子の大きさは routine work 用には取量の点から便宜上 $<2\mu$ をとることにしているが、この International Clay Fraction はやや範囲が広すぎて若干の未風解物を包含しているから、仕事の必要に応じて $<0.2\mu$ や $<0.1\mu$ の部分をとる。

2. 試料の秤取

a) 分析試料の秤取

風乾・細粉した粘土約 0.12 g を秤量 (0.1 mg まで、以下同じ) 済の 30 ml 白金坩堝に入れ秤量する (風乾試料の重量を $W'g$ とする)。

b) 乾燥重量の求め方

分析試料を秤取するのと同時に、105~110°C で4時間乾燥し風袋を求めておいた秤量瓶 (3cm×3cm) に約 0.2 g の風乾試料を秤取し ($w'g$)、105~110°C で4時間乾燥し、デシケイター中で45分間放冷後秤量する (wg)。次式により分析用試料の乾燥重量を算出する

$$\text{分析用試料の乾燥重量, } Wg = \frac{w}{w'} \times W'$$

c) 灼熱重量の求め方

30 ml 石英あるいは磁製坩堝をマッフル炉中で約 700°C で30分間熱し、デシケイター中で45分間放冷後秤量し風袋を求めておく。分析試料を秤取するのと同時に、その坩堝に風乾粘土約 0.2 g を秤取し、冷えたマッフル炉に入れ徐々に温度を上げ、約 700°C で30分間加熱し、デシケイター中で45分間放冷後秤量する。b) 項と同様にして分析試料の灼熱重量を算出する。

(注 i) 乾燥重量あるいは灼熱重量は、分析値をパーセンテージで表わすのに必要である。

(注 ii) 試料のストツタが少ないときは、分析用試料を直接乾燥あるいは灼熱してもよい。ただし、灼熱の際は最初から急熱すると水蒸気の噴出のため試料が吹きとばされるから、あらかじめ電気乾燥器で乾燥するか、加熱を注意して徐々に行うかする。あるいは乾燥重量を求めた後灼熱重量を求め、それを分析してもよい。

3. 試料の溶解および“試料溶液”のつくり方

手順や残余の溶液の利用の仕方などの実験の都合により次の処理法のどちらかを選ぶ。

a) HF 処理法¹⁾

白金坩堝中の試料に、注意して 60% $HClO_4$ 0.5 ml, (1:1) H_2SO_4 1 ml, 46% HF (東芝製分析用) 5 ml を順次加え、振盪して混合する。蓋をとつたままドラフト中の約 200°C の空気浴中で熱する。加熱

は、沸騰を起さないで、しかも揮発しつづけるよう調節する。透明な溶液となつた後、さらにほとんど乾涸するまで加熱しつづける。坩堝を空気浴からとりだして磁製板上で放冷後、(1:1) HCl 5 ml を加え、水で坩堝の 2/3 ぐらいまでうすめる。坩堝を空気浴におき戻し、蓋をして約5分間注意して加熱し、残渣を完全に溶解する。放冷後溶液を 100 ml メス・フラスコに移し、

坩堝を水でよく洗い、洗液をフラスコに入れ、比色の準備ができた水で定容とする (以後これを“試料溶液”ということにする)。

(注 i) 試薬類は特記していないものは、JIS 規格特級品を用いる (以下においても同様)。

(注 ii) 筆者の実験室では第1図のような空気浴を用いている。適当な排気経路があればボット・プレートを用いて室内で揮発を行うこともできる。

b) Na_2CO_3 熔融法^{1) 2)}

常法により Na_2CO_3 熔融を行い (たとえば文献 2) 参照)、熔融物を dil. HCl にとかし、直接メス・フラスコ中に濾過し定容とする。

(注 i) 土壌や土壌粘土の溶液中にあるような大量の Si も、この定量の妨害をしないから、この定量のためだけにはシリカ分離が不必要^{1) 2)}なのは珍重すべきことである。

(注 ii) 筆者はこの方法の方はまだ用いていないので、細かく記述できない。熔融物の溶解に用いる HCl の量や、比色用溶液のうすめ方は、HF 処理の場合に準拠して算定すればよいと思う。

4. Tiron による Fe および Ti の比色定量

a) 試薬類

i) pH 4.7 緩衝溶液……1 M CH_3COOH と 1 M Na acetate の等容混合物をつくり、硝子電極 pH 計でその pH をチェックし、必要に応じて $NaOH$ または CH_3COOH を追加する。ポリエチレン試薬瓶中に保存する。

ii) Tiron 溶液……Tiron (和光純薬から英国 BDH 社製品を求めた。最近国産品もある。同仁薬化学研究所製・和光純薬発売) 4 g を水にとかし、うすめて 100 ml とする。かなり安定であるが、数週間も放置しておくと、淡黄色をおびて用いられなくなるから、なるべく必要のつと新鮮な溶液をつくる方がよい。

iii) 3% H_2O_2 水溶液……30% H_2O_2 (江戸川化学製分析用) を 10 倍にうすめる。

iv) $Na_2S_2O_4$ ……ハイドロサルファイト。純品は空气中 (特に湿つた) で不安定なので、普通市販品は 1 級以下の品位のものしかない。密栓して保存しておけば 1 級品でも役だつ。 SO_2 ガスの臭気が少ないとなつて、Fe-complex を脱色しにくくなつたものは使用にたえない (筆者は三井化学・染料課のご好意で含量 90% 以上の品をわけてもらつた)。



第1図 空気浴

v) Fe 標準溶液

α) 原液 (1 ml ≡ 100 μg Fe ≡ 143 μg Fe₂O₃):

硫酸第1鉄アンモニウム FeSO₄ · (NH₄)₂SO₄ · 6H₂O 0.7022 g を 250 ml ビーカー中で水 100 ml と HCl 10 ml に溶解する。時計皿で蓋をし、30% H₂O₂ 1 ml を加え、注意して静かに煮沸し、過剰の H₂O₂ は煮沸して追い出す (3~5 分間かかる)。放冷後 1 l メス・フラスコに移し入れ、時計皿とビーカーを洗って、水で定容とする。

β) 使用液 (1 ml ≡ 50 μg Fe ≡ 71.5 μg Fe₂O₃):

使用の際、原液 50 ml をピペットでとって 100 ml メス・フラスコに入れ、水でうすめて定容とする。

vi) Ti 標準溶液

α) 原液 (1 ml ≡ 0.6 mg Ti ≡ 1.0 mg TiO₂):

硫酸チタンル・カリウム K₂TiO(C₂O₄)₂ · 2H₂O (英商 BDH 社製 A. R. 級を用いた) 4.436 g を 200 ml Kjeldahl フラスコに秤取し、(NH₄)₂SO₄ 8 g と H₂SO₄ 50 ml を加え、徐々に熱していって、10 分間煮沸しつづける。冷えたら溶液を水 500 ml 中に注入し、フラスコを充分洗い、溶液と洗液を 1 l メス・フラスコ中で水でうすめて定容とする。

【標定法】: 50 ml をピペットでとって 400 ml ビーカーに入れ、水でうすめて 200 ml とし、煮沸近くまで熱して (1:1) NH₄OH を過剰に加えて、TiO₂ · xH₂O を沈澱する。東洋濾紙 No. 5A で濾過し、熱湯で洗い、硫酸培場中で灼熱して、TiO₂ として秤量する。少なくとも 2 点の分析値の平均 (W mg TiO₂) を求め、次式から濃度を算出する。

$$\text{原液の濃度, } \mu\text{g TiO}_2/\text{ml} = \frac{W}{50} \times 1000 = W \times 20$$

(前記 BDH 社 A. R. 級品は含量 100% にきわめて近かつた)

β) 使用液 (1 ml ≡ 15 μg Ti ≡ 25 μg TiO₂):

使用の際、原液 5 ml を 200 ml メス・フラスコにとり、水でうすめて定容とする。

b) 比色装置

光電比色計あるいは分光光電光度計 (筆者のところでは、島津・分光光電光度計 GB-50 型を用い、吸収セルは 10.0 mm のものを用いている)。

c) 操作法^{i) ii)}

i) 検量線の作製

50 ml メス・フラスコに pH 4.7 緩衝液 10.0 ml を入れ、水で全容約 30 ml とし、Tiron 溶液 5.0 ml を加え混合する。このようなメス・フラスコを 11 本用意する。各フラスコに、10 ml 精密ビュレットから、Fe 標準溶液 (50 μg Fe/ml) 2, 4, 6, 8, 10 ml および Ti 標準溶液 (15 μg Ti/ml) 2, 4, 6, 8, 10 ml を加入し、水で標線までうすめる。適当量を吸収セルに入れ、Fe は波長 560 mμ, Ti は波長 410 mμ で、それぞれブランクの透過率 (% transmission) を 100 とし、これに対し透過率を測定する。片対数方眼紙の縦軸に透過率、横軸に成分量 (全容 50 ml についての μg 数) をプロットして、それぞれの検量線を書く。成分量は Fe や Ti の値に並べて Fe₂O₃ や TiO₂ の値を記し、よみ取りの際は直接 Fe₂O₃ や TiO₂ の値を求める方が計算に便利である。

(注 i) フィルターを用いる比色計の場合は、上記波長に近いフィルターを選ばよ。

(注 ii) 鉄は Fe として 10 p. p. m. (500 μg/50 ml) まで、チタニウムは Ti として 3

p. p. m. (150 μg/50 ml) まで、BEER の法則にしたがう。complex はきわめて安定であるが、正確を要する測定には、日ごとに新しく調製する方がよい。

ii) 試料溶液の分析

α) Fe の定量

50 ml メス・フラスコに pH 4.7 緩衝液 10.0 ml を入れ、水でうすめて大体 30 ml とし、Tiron 水溶液 5.0 ml を加え混合する。このようなメス・フラスコを試料溶液の数より 1 本多いだけ用意する。1 本はブランクとする。つぎに、先に定容とした 100 ml メス・フラスコ中の“試料溶液”(もしこの溶液を用いて他の元素を定量しようとするなら、あらかじめ必要な一定分量をとりわけて、その残余を用いる)に 3% H₂O₂ 水溶液 1 滴を加えて混合し、その中から 50~300 μg の Fe を含有する一定分量 (v ml, 第 1 表参照) をとって、先に用意しておいた 50 ml メス・フラスコに加入し、水で標線までうすめる。分光光電光度計の場合は波長を 560 mμ に合わせ、光電比色計の場合はこの波長に最も近いフィルターを選ぶ。ブランク溶液と発色した試料溶液をそれぞれ吸収セルに入れ、ブランクの透過率 100 に対し試料溶液の透過率のよみをとる。Fe の検量線からこのよみに対応する Fe₂O₃ の μg 数をよみとり、次式から試料中の Fe₂O₃ のパーセンテージ (乾燥試料あるいは灼熱試料に対する) を算出する。

$$\text{試料中の Fe}_2\text{O}_3 \text{ の } \frac{\text{検量線からよみとった Fe}_2\text{O}_3 \text{ の } \mu\text{g 数}}{\text{とった試料溶液の ml 数, } v} \times \frac{0.01}{\text{とった試料の乾燥(あるいは灼熱)重量 (g 単位), } W}$$

β) Ti の定量

Fe の場合と全く同様にして、緩衝液と Tiron 溶液を含有する 50 ml メス・フラスコを用意する。Fe 定量用に液をとった残りのメス・フラスコ中の“試料溶液”から、15~105 μg の Ti を含有する一定分量 (v ml, 第 1 表参照) をとり、先に用意しておいた 50 ml メス・フラスコに加入し、水で定容とする。溶液 50 ml につき Na₂S₂O₄ 25 mg を加え、できるだけ静かに混和して溶解する。ブランクにも同様に Na₂S₂O₄ を加えて溶解する。加入後 15 分以内に 410 mμ (フィルターはこれに最も近いものを選ぶ)において、ブランクの透過率を 100 とし、これに対し黄色の Ti-complex の透過率を測定する。Ti の検量線からこのよみに対応する TiO₂ の μg 数をよみとり、次式から試料中の TiO₂ のパーセンテージ (乾燥試料あるいは灼熱試料に対する) を算出する。

$$\text{試料中の TiO}_2 \text{ の } \frac{\text{検量線からよみとった TiO}_2 \text{ の } \mu\text{g 数}}{\text{とった試料溶液の ml 数, } v} \times \frac{0.01}{\text{とった試料の乾燥(あるいは灼熱)重量 (g 単位), } W}$$

(注 i) 3% H₂O₂ 水溶液は、Na₂CO₃ 培融法でつくった試料溶液には加えない。

(注 ii) “試料溶液”からの一定分量 (v ml) のとり方の基準を求めるため、従来の内外国の土壤粘土の分析値を概観し第 1 表のような計算を試みた。もちろんこの範囲外のものにも出あうと思うが、それについてはそのつど本表にならつて考えればよい。

比色装置の精度のよい範囲と検量線のよみとり誤差の少ない領域を考えると、理想的な v の値は大体第 1 表の最後の列のようになる。一般には Fe の定量用に 3 ml, Ti 定量用に 10 ml とればよいと思う。一度測定してみて、あまりにうすすぎたりこすぎたりして、測定の誤差があまりに大きくなると思われたら、“試料溶液”の量を変えて測定し直す (Ti の場合、含量が小さすぎて 20 ml もとる場合は、50 ml メス・フラスコを用意するとき、緩衝液をうすめる水の量を約 10 ml にへらす必要がある)。

(注 iii) Fe の含量が Fe₂O₃ として数 % 以下の場合は、“試料溶液” 10 ml 前後をと

第1表 “試料溶液”中のFeおよびTiの量

	土壤粘土中のFeの含量, %		乾燥(あるいは灼熱)試料0.1g中のFeの量, mg	“試料溶液”100ml中のFeの量, μg^*	“試料溶液”1ml中のFeの量, μg	とるべき“試料溶液”のml数, v
	Fe_2O_3 として	Feとして				
Fe	20	14	14	14×10^3	140	2
	15	10.5	10.5	10.5×10^3	105	2(あるいは3)
	10	7	7	7×10^3	70	3(あるいは4)
	5	3.5	3.5	3.5×10^3	35	6(あるいは7)
	土壤粘土中のTiの含量, %		乾燥(あるいは灼熱)試料0.1g中のTiの量, mg	“試料溶液”100ml中のTiの量, μg	“試料溶液”1ml中のTiの量, μg	とるべき“試料溶液”のml数, v
	TiO_2 として	Tiとして				
Ti	1.5	0.9	0.9	0.9×10^3	9	2
	1	0.6	0.6	0.6×10^3	6	10
	0.5	0.3	0.3	0.3×10^3	3	20

* μg (microgram) = 10^{-3} mg (=7)

つて、同一溶液中で、Fe-complexの比色後、 $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$ を加えてFe-complexの脱色後、Ti-complexの比色を行うことができ、操作が一層簡便となる¹⁾。

(注iv) “試料溶液”を測りとるには、Ostwaldのホール・ビベット(1, 2, 3, 4, 5および10ml)を用いると便利である。このビベットは、液を標線まで吹き上げたら、外側の液をぬぐいとつてから全開放出し、最後に残液を軽く吹いて出して用いる。

II 標準試料についての分析例

NBSの標準試料No. 98, Plastic clayを所定どおり乾燥(140°Cで2時間)後、秤量し、COREY and JACKSON¹⁾の操作法にしたがつて分析した。結果は第2表に示すようである。分析証明書は、一定の分析法にしたがつて、8人の熟練せる分析者が別々の実験室で求めた値である。筆者の分析者Aは化学実験を一応習得した人、分析者Bは化学実験をほとんどやつたことのない人で、どちらもこの分析ははじめてであった。操作の単純なわりにはきわめて良好な成績がえられるものと判定してよからう。

第2表 NBS標準試料No. 98, Plastic clayの分析

Fe_2O_3				TiO_2			
分析証明書の値		分析者AおよびBの値		分析証明書の値		分析者AおよびBの値	
分析者	%	分析者	%	分析者	%	分析者	%
1	2.04	A	2.01	1	1.42	A	1.44
2	2.04	"	2.07	2	1.40	"	1.44
3	2.09	"	2.00	3	1.47	"	1.49
4	2.04	"	2.07	4	1.46	"	1.48
5	2.07	"	2.16	5	1.45	"	1.47
6	2.11	B	2.00	6	1.35	B	1.43
7	2.08	"	2.05	7	1.42	"	1.42
8	2.00			8	1.50		
平均: 2.05		平均: 2.05		平均: 1.43		平均: 1.45	

IV 結 語

(1) YOEおよびその門下の研究によるTironを用いるFeおよびTiの比色定量法^{1) 4)}が簡単・迅速に正確な分析値を与えることを知った。

(2) この方法を土壌塩の系統的な分析体系に採用したCOREY and JACKSON¹⁾の操作法を主幹とし、原方法を参照して、試料を土壤粘土に限定した場合の操作法を詳細に紹介した。

終りにこの報告に関する実験に従事された山本佳子・春原敏子・北島雅子の3嬢に深い謝意を表する。春原嬢はこの方法による試料分析の多くの経験から本報作成にあたって有益な助言を与えられた。あわせて感謝する。

文 献

- COREY, R. B. and JACKSON, M. L.: Silicate analysis by a rapid semimicrochemical system. Anal. Chem., 25 (1953), pp. 624~628
- KOLTHOFF, I. M. and SANDELL, E. B.: Textbook of Quantitative Inorganic Analysis. The MacMillan Co., New York, 3rd ed. (1952), pp. 391~392
- PIPER, C. S.: Soil and Plant Analysis. The University of Adelaide, Adelaide (1950), pp. 239~244
- YOE, J. H. and JONES, A. L.: Colorimetric determination of iron with disodium-1, 2-dihydroxybenzene-3, 5-disulfonate. Ind. Eng. Chem., Anal. Ed., 16 (1944), pp. 111~115
- YOE, J. H. and ARMSTRONG, A. R.: Colorimetric determination of titanium with disodium-1, 2-dihydroxybenzene-3, 5-disulfonate. Anal. Chem., 19 (1947), pp. 100~102

On the Colorimetric Determination of Iron and Titanium with Tiron.

— Application to soil analysis —

Kinnosuke NITTA

(Résumé)

The procedure of the colorimetric determination of iron and titanium with Tiron by YOE and JONES¹⁾, YOE and ARMSTRONG²⁾ and COREY and JACKSON¹⁾ has been applied to the analysis of soil clays in our laboratory. It gives accurate results simply and rapidly. The writer shows here the procedure applying to soil clays in detail, and recommends that soil analysts make use of it widely.

昭和32年2月20日 印刷
昭和32年2月25日 発行

林野土壤調査報告 第8号

編 纂 農林省林業試験場
東京都目黒区下目黒4丁目770
電話 大崎(49) 8131~8137

発 行 社団法人林野共済会
東京都文京区小石川町1の1
電話小石川(92) 2032・8389