

台地土壤の物理的特性について

—— Pseudogley Soil についての考察 ——

佐久間 敏 雄*

はじめに

北海道北部の海岸沿いには広大な洪積台地が発達しており、道北農業にとってきわめて重要な地域であるが、この台地上には、凝灰質粘土を母材とするち密な土層が2 m内外の厚さで堆積している。この凝灰質粘土層は、粗孔隙の発達が微弱で難透水性を呈するため、寒冷湿潤な気候条件とあいまって、台地土壤の生成過程を強く規制しており、農業立地として多くの欠陥をもつ土壤を分布させる要因になっている。このような台地土壤に対してあたえられた“重粘土”という名称、あるいは“重粘、堅密で…”といった記述の技術的内容はかならずしも明確ではないが、これらの台地土壤の農業立地としての弱点がその物理的性質にあることをよく示している。したがって、台地土壤の改良工法を考える場合、その物理的特性を的確に把握しておくことは第一に重要なことであるが、さらに一步前進して、そのように劣悪な物理性がいかなる土壤生成作用の結果から生じ、また今後の土壤の進化をどのように規制しているかを知ることは、適切な改良計画を樹立するうえできわめて重要なことである。このような認識にたつてはじめて、個々の土壤断面におけるいろいろな物理的屬性が有機的つながりをもって理解され、自然の土壤進化の過程を人為的に調整しようとする試みである土地改良が、いかにして行なわれるべきかを的確に把握できるからである。

この小論は、上記のような見地から、台地土壤のもっとも重要な土壤型の一つである、疑似グライ土-Pseudogley Soil-の物理的特性に関する知見を整理し、生成論的な立場から考察を加えて、改良計画の方向を基礎づけようと試みたものである。しかし、知識の整理が不十分で、莫然とした点が多く、台地土壤の改良工法における問題点を適切に指摘できなかったうらみがあるので、諸賢の御叱正を賜われれば幸いである。

疑似グライ土 -Pseudogley Soil とは

オホーツク海沿岸の台地地帯の土壤調査をしていると、図-1に示したような断面形態をもった土壤がかなり広い面積をもって分布していることに気付く。このような土壤は中位段丘面（オホーツク海沿岸の海岸段丘は

3群に大別され、高位面から順に T_1 、 T_2 、 T_3 面と呼ばれる、中位段丘はこの T_2 面に相当し、沼の上付近から北見枝幸までの標高20~50 mの段丘面である。）にもっとも広く分布し（図-2参照）ている。

断面形態の特徴をみると次のようである。

1. 一般に、 A_1 - A_3 -B or Bg-Cg or CGの層序をもつが、A層下部に微弱な漂白層を伴うことが多い。
2. 表層部分の有機物集積量はかなり多いが、層厚は薄く、下層に漸移するが、層界は比較的明瞭である。
3. B層は一般に堅硬で、縦方向の亀裂が発達しており角柱状構造をなす。

微小なグライ斑と鉄斑が認められ、しばしばモザイク状の特徴的な模様を形成している。

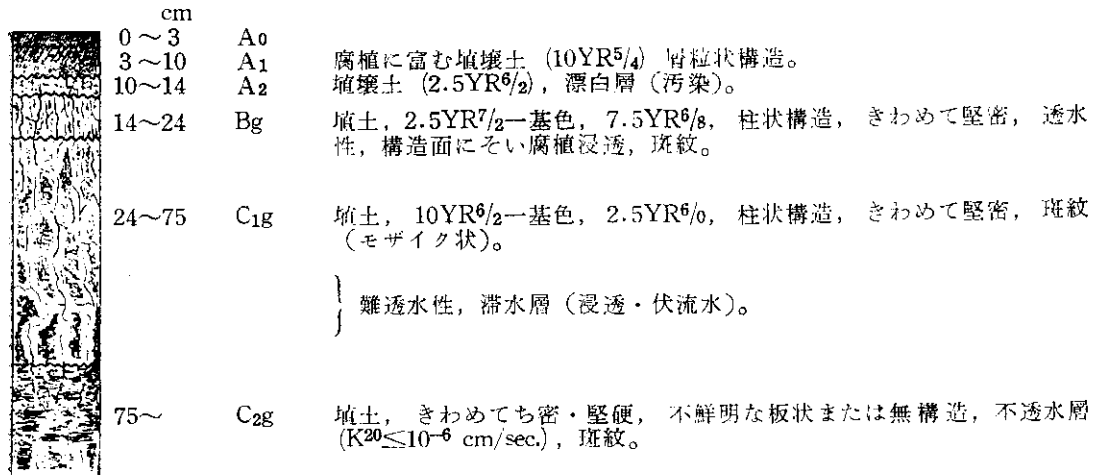
4. B層が明瞭な集積層の形態をとることはほとんどないが、構造面には粘土被膜の沈着が認められ、ある程度溶脱が起こっていることを示している。
5. C層は、微弱なグライ化を受けており、グライ斑と鉄斑のモザイク模様が発達している。普通比較的湿潤で硬度の低い層位（浸透水の通過または停滞による）ときわめてち密で難透水性の層位に区分される。下部は一般にグライ化の程度が進んでおり、G層になっている場合が多い。

以上のような形態的特徴をもつ土壤を疑似グライ土—Pseudogley Soil—として“Genetic Soil Type”の段階で分類している。このような土壤は Bushnell によって“Planosol”として区分され、その後青野（1954）はこれを“Low Humic Gley Soil”として分類すべきであるとし、佐々木（1960）は“Gley Podzol”として分類している。最近、松井（1963）は下北半島における分類と対比し“Podzol Stagnogley”とでもすべきであろうと述べている。これより先、鴨下（1941）は秋田県和歌野地方でこれと類似の形態的特徴をもつ土壤を“Nasse Wald Böden”に分類している。この“Nasse Wald Böden”という述語は Stremme（1927）の提案によるもので、冬から春の湿潤期にかけてはほとんど完全に飽水した状態にあり土層の還元がある程度進むが、夏の乾燥期には余剰重力水がほとんど涸渇し、酸化的な状態にもどるとい

*土壤保全研究室主任研究員

ポドゾルの疑似グライ土

地 点 : 紋別市小向 (八十土)
 植 生 : シラカバ, カシワ, ナラ, ササ
 地 形 : 中低段丘面, 平坦
 母 材 : 洪積段丘堆積物 (凝灰質粘土)



典型的疑似グライ土

地 点 : 紋別市小向海岸
 植 生 : ドロ, シラカバ, ササ
 地 形 : 中位段丘面, 平坦
 母 材 : 洪積段丘堆積物 (凝灰質粘土層)

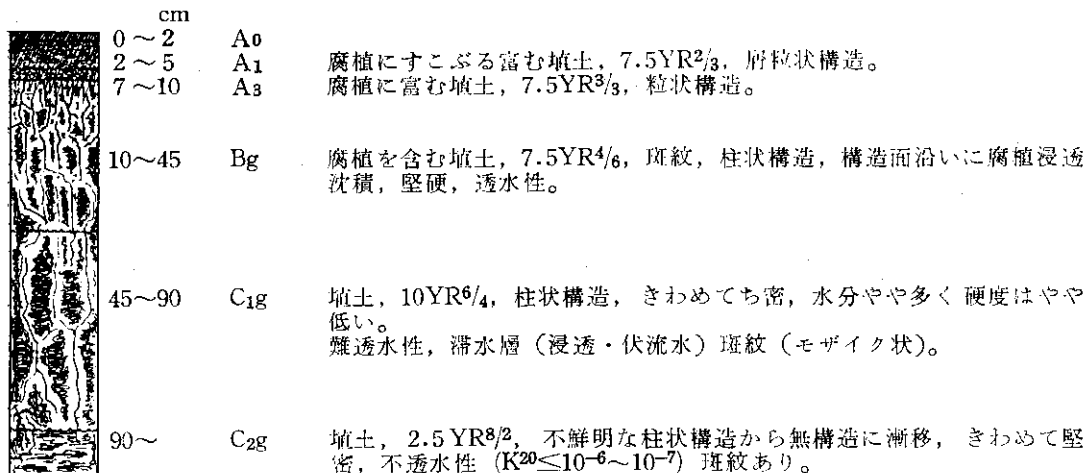


図-1 疑似グライ土の代表的土壌断面

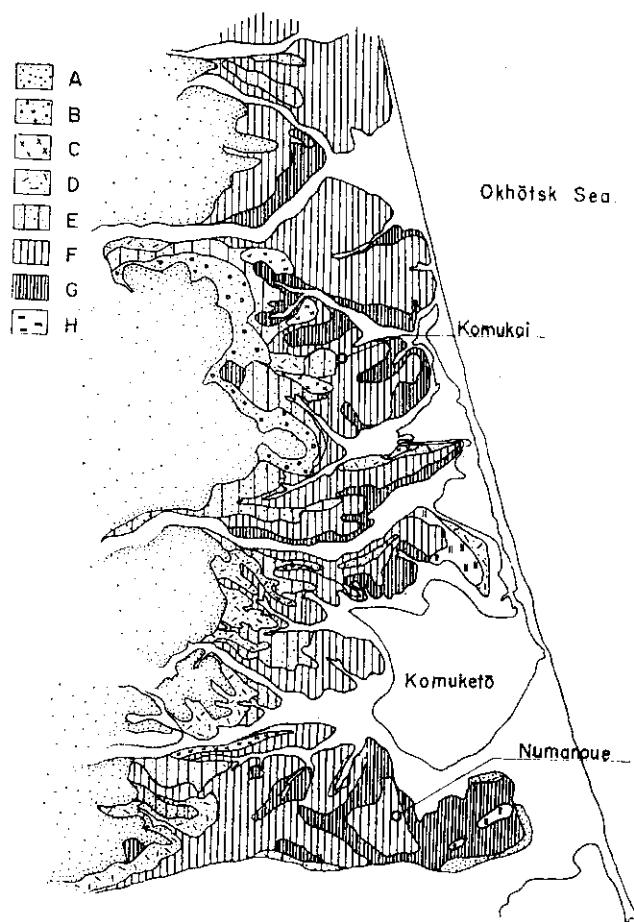
ように季節的な乾湿の変動に伴って, 緩慢な変化を繰り返すような特異な水分状態下に形成された土壌に与えられた名称である。Kraus (1928) の “Gley Artige Böden”, Laatsch (1937) の “Marmorierte Böden” と同じものである。これは, 後に Kübiena (1953) によって “Pseudogley Soil” と呼ぶことが提案され, Mückenhausen, Reuter, Laatsch などのドイツの研究者によって詳しく研究されている。

Mückenhausen (1961) は以上の研究成果を水分環境の面から整理し, 特異な “Hydrodynamics” を示すものとして Genetic Soil Type の段階で区分することを主張し

ているが, この点については全般的な意見の一致をみているわけではなく, ソヴィエトの土壌分類をはじめ多くの研究者が “Gley Podzol” などとして Podzol の一亜型として分類する立場をとっている。

このように, 分類上にもなお疑問点が残されているわけであるが, Mückenhausen (1956) が指摘しているように “Pseudogley Soil” の発達の背景として, 特異な水分状況があり, これを規制する土壌 (母岩) の物理的特性が重要な役割を果していることは想像に難くない。

以下, 一般物理性から順を追って, 物理性の調査結果を整理し, 他の土壌型のそれと対比しながら論議を進め



A: 酸性褐色森林土, B: 酸性褐色森林土 (礫質),
C: ポドゾールの疑似グライ土, D: 疑似グライ的
酸性褐色土, E: 酸性褐色土の疑似グライ土, F:
疑似グライ土, G: 腐植質グライ土, H: 泥炭土。

図-2 小向～沼の上地区の土壤図

ていく。

1. 母材の機械的組成と Pseudogley Soil の発達

母材の機械的組成は土壤断面の分化、発達に大きな影響を及ぼしている。

図-3 は浜頓別周辺の台地地帯における各種土壤亜型の粒度組成を示したものである。この図から明らかなように、典型的な疑似グライ土は埴質の母材のうえに発達しており、粗粒側に移行するにつれて、酸性褐色土的重型に移行し、さらに砂質の堆積物の上にはポドゾールが発達している。図-4 は同様の対比を雄武町曙地区の T₂ 段丘面上に発達した Catena を構成する土壤について行なったものである。ここでは、物理的粘土 (<0.01mm) は 70~80% で各調査地点とも大差のない含有率を示すにもかかわらず、酸性褐色土・疑似グライ土・泥炭質グライ土の 3 土壤型が分化発達している。以上の二つの結果は、母材の究極粒度組成は粗粒側に偏った場合には、ここに発達する土壤型を大きく制限するが、埴質の場合は

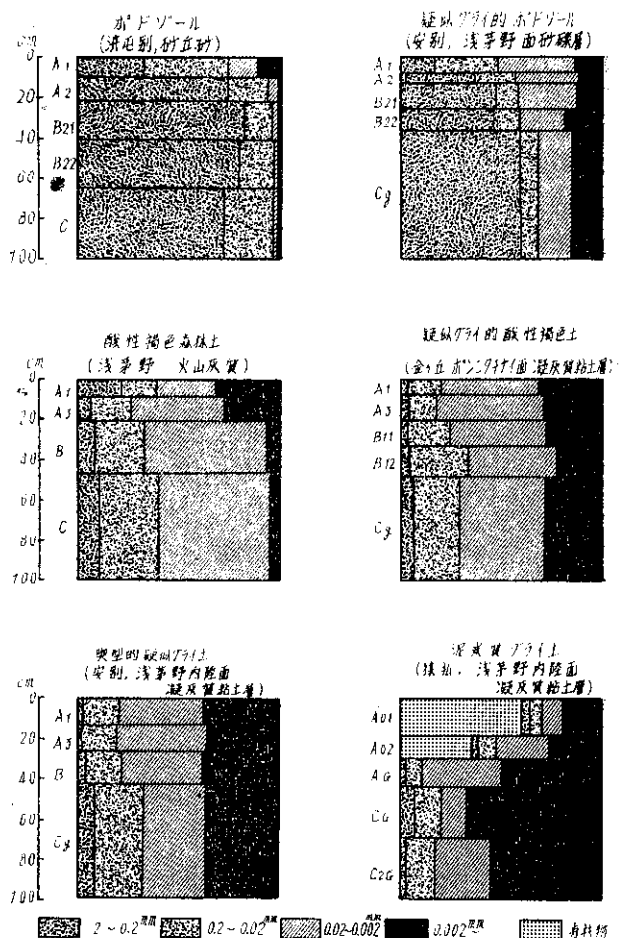


図-3 粒径組成と土壤型 (浜頓別—浅茅野)

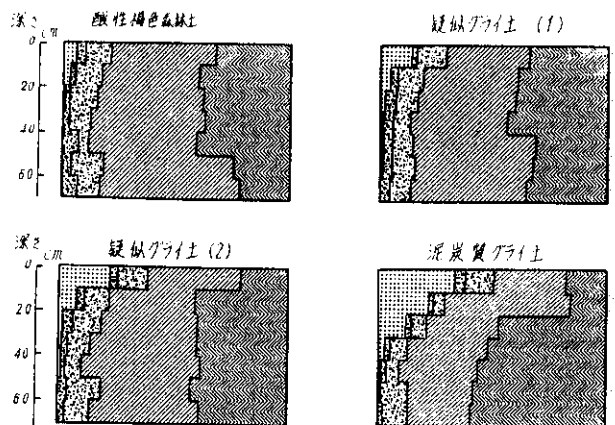


図-4 粒径組成と土壤型 (曙カテナ)

その規制範囲が広がって、同じ粒度組成のものから異なった土壤型を分化せしめる可能性があることを示している。これは、粘土含有率がある範囲を越えると、二次的な集合体形成の可能性が生じ、究極粒度組成と土の物理的挙動の相関が乱されてくるためであろう。

その他の多くの調査結果をみても、疑似グライ土は砂壤土以下の砂質の母材からは生成されていない。Reuter (1960) も同様のことを述べており、その理由を母材の透水性によって説明している。つまり、粗粒で透水性の高

い土層においては、仮に地下水位が相当高くても常に明瞭な地下水面を構成し、水分含有率が毛管飽和～飽和含水量の間を緩慢に変動するような状態は起こらず、特徴的な鉄斑～グライ斑のモザイク模様を有するような土層は形成されない。この説明は、当地域の台地土壌全般の調査結果と照し合わせてみても、ほぼ妥当なものである。

以上のように、粘土含有率の高い母材は疑似グライ土の発達のための必要条件ではあるが、必要十分条件とはいえない。上記の考察から、土層の透水性は母材の粒度組成とからんで重要な位置を占めるものと思われるので、次に透水性についてみる。

2. 透水性と土壌断面の分化・発達の相互関係

表-1 は表層土壌の浸透性に関する調査結果の代表例

表-1 Infiltration capacities.

層位	曙-1 酸性褐色土	曙-3 疑似グライ土	曙-5 泥炭質グライ土	元稲府 酸性褐色土	八十土 ポドゾールの疑似グライ土	小向海岸 疑似グライ土	沢木 酸性褐色土	岡島 酸性褐色土
Fi	78.5	14.0	66.2	144.0	153.0	16.0	4.0	29.0
Ff	1.0	4.2	6.0	65.8	142.1	7.5	12.0	8.5

Fi=Infiltration capacity (Initial). Ff=Infiltration capacity (Final).

を示したものである。浸透度は径20cmの浸透管を20cmの深さまで打込んで、管内に10mmの水深で湛水しつつ浸透量を測定しmm/hrに換算して得られたものである。この結果から明らかなように、表層土壌の浸透性は台地土壌では一般にかなり低い、八十土の例にみられるように疑似グライ土でもポドゾール化の傾向をもつものでは相当高い浸透度を有するものがある。しかし、最終浸

透能5～10mm/hrという値はきわめて低いものであって、これに地形の起伏が伴った場合、雨水の再配分が急速に行なわれ、台地上に過湿地を点々と発生させる大きな要因になる。

次に、表層20cmを除いた土層（ほぼB層以下に相当する）の透水性を測定した結果をみる。（表-2参照）測定法は径30～40cm、深さ70～80cmの円形試掘坑

表-2 Hydraulic conductivities.

層位	曙-1 酸性褐色土	曙-3 疑似グライ土	曙-5 泥炭質グライ土	元稲府 酸性褐色土	八十土 ポドゾールの疑似グライ土	小向海岸 疑似グライ土	沢木 酸性褐色土	岡島 酸性褐色土	摘要
B-C	0.76	0.22	2.45	2.70	3.62	2.35	3.51	3.43	Kt
C	0.26	0.018	0.0056	2.64	0.015	0.0002	1.12	0.10	Kc

Hydraulic conductivity : $K = \text{cm/sec.} \times 10^{-3}$.

を利用した定水位給水法（現地試験）である。この測定結果は別途報告したので詳論はさけるが、各種土壌の透水係数断面を整理してみると、図-5のような結果が得られる。ポドゾールのように溶脱が盛んに行なわれる土壌では、全体として透水性が良く 10^{-2}cm/sec. のオーダーにあり、表層部より、下層土の透水性が高い傾向を示す。酸性褐色森林土では、透水係数は $10^{-3} \sim 10^{-4} \text{cm/sec.}$ のオーダーに低下するが、測定された範囲では、下層まではほぼ一定の値をとる。これに対して、疑似グライ土は表層部を含めて測定すると $10^{-3} \sim 10^{-4} \text{cm/sec.}$ と酸性褐色土とはほぼ同等のオーダーになるが、下層に移行するに従って透水性が急激に減少し、CG層では $10^{-6} \sim 10^{-7} \text{cm/sec.}$ のきわめて低いオーダーになる。B-C層を含めた透水係数がかなり高く測定されることについて、山崎等

（1963）は小向重粘地研究室の圃場で行なわれた排水工

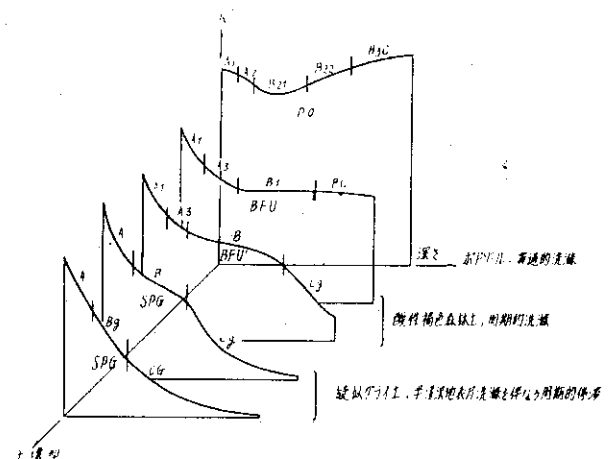


図-5 透水性断面と土壌型

一6は、 K_t/K_c 比と K_c の相関図の形で透水性断面の特徴を対比したものである。これらの透水性に関する調査結果を総括してみると、透水性の大小はそれ自体土壌断面の形態分化和密接な関係をもつものであるが、とくにその垂直分布の特性に注意しなければならない。疑似グライ土についてみるならば、表層部 20cm 内外の浸透性は、皿型（ポドゾールの疑似グライドなど）と関連して重要なものであるが、それ以上に下層の 100cm 以内に重力水の下降運動をほとんど阻止してしまうような難透水層の存在することが重要な条件であるように思われる。この点は、Mückenhausen (1961) もとくに重視しており、透水係数が 10^{-6} cm/sec. 以下のオーダーの難透水層 (Staukörper) が 150cm 以内に存在することを疑似グライ土発達の必要条件としてあげている。

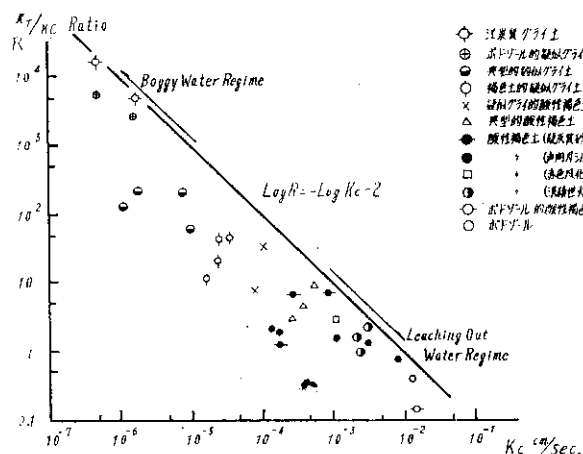


図-6 KT/KC Ratio と KC の相対関係

3. 土層の圧密—疑似グライ土のもっとも顕著な物理的特性—

森(1953)をはじめ多くの研究者が、紋別～小向地域の疑似グライ土は容積重 $1.4 \sim 1.6 \text{ g/cm}^3$ 程度の高度に圧密された土層をもっていることを指摘している。図一7

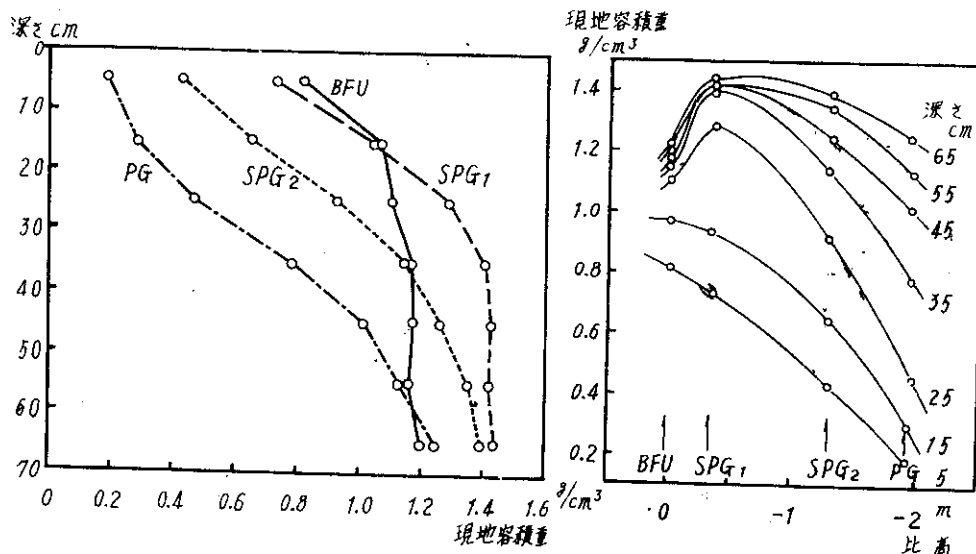


図-7 現地容積重の垂直水平分布（曙カテナ）

は曙カタナを構成する土壌型の代表断面について、容積重の垂直的、水平的分布の状態を対比したものである。この結果のうち、有機物含有率が少ないB～C層について対比してみると、酸性褐色土、泥炭質グライ土は巨視的な構造状態は著しく異なるが、現地容積重は $1.0 \sim 1.2 \text{ g/cm}^3$ の範囲にあり、ほとんど差異が認められない。これに対して、疑似グライ土のB～C層では $1.4 \sim 1.6 \text{ g/cm}^3$ の範囲にあり、他の二土壌型に比較して著しく高い容積重を示している。その他の地点についてみても同様の傾向があり、疑似グライ土は全般に高い現地容積重、固相容積比をもっている。調査した範囲の最大値は小向

付近の T₂ 段丘上の典型的疑似グライ土の CG 層で認められ、容積重 1.891g/cm³、固相容積 72% である。Reuter (1960) は西ドイツにおける氷成粘土を母材にした疑似グライ土の例として固相容積 75.6% のものを報告しており、Rode (1955) も埴質のシェロゼーム、グライポドゾールの例として容積重 1.7~1.9g/cm³、固相容積比 70~75% のものがあることを記述している。さらに Rode はこれらの圧密された層位がいずれもグライ化作用と関係があることに注目して、グライ化の過程で団粒中の結合物質である鉄化合物が還元される結果、土壌がこれを構成する個々の粒子に分散し、土層が圧密される可能性が生

ずると述べている。

グライ化に伴う団粒の分散と、これに続く乾燥による土壌構造の変化は、川口、喜田 (1958), Ahmad (1963) の報告によっても確認されており、グライ化の進行に伴って団粒が破壊され、分散度が高くなって来るが、これをそのまま脱水、乾燥していくと脱水過程の進行に伴って、最初より強固な内部結合力をもった土塊が生成してくる。粗孔隙形態の分析の結果は、疑似グライ土における土粒子の密充填と重力孔隙形態はあまり関係がないことを予想させ、団粒分析の結果からは酸性褐色森林土と疑似グライ土以下の湿潤型土壌の差異が検出されるが、疑似グライ土に特徴的な現象はみつめられない。これらの結果は、二次粒子内部の微小構造の相違、つまり集合体内部の孔隙率が問題になることを示している。集合体の内部孔隙については、顕微鏡観察による結果が箱石 (1964) によって報告されている。内部孔隙量の直接測定はあまり行なわれていないが、定性的な段階で、疑似グライ土の下層土がとくに密な組織をもっていることは容易に推定できる。図-8は風乾細土 (>1.0mm) に

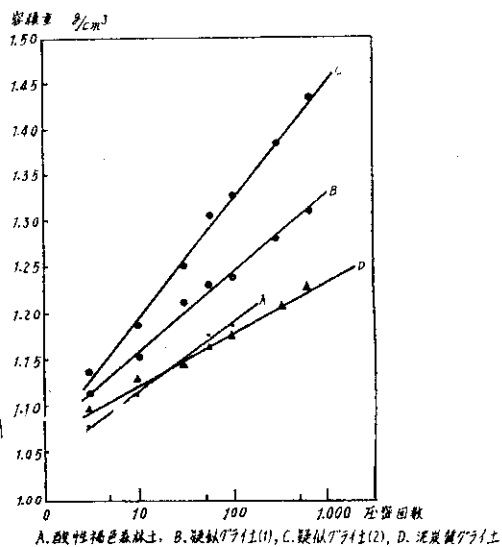


図-8 圧密特性の対比 (曙カタナ-C層)

よる圧密試験の結果を示したものであるが、突き固め回数と密度は半対数座標上でほぼ直線になり、この突き固め圧密曲線は疑似グライ土でもっとも高い位置に分布し、その勾配も酸性褐色土、泥炭質グライ土に比較して著しく大きい。一定荷重による突き固め曲線の勾配は、風乾細土の粒経構成がほぼ一樣であれば、細土を構成する土粒 (二次粒子の破片) の平均密度に関係してきまってくるものと考えてよいであろう。したがって、図-8の結果から疑似グライ土の集合体内部の密度が他の二土壌と比較して著しく大きいことが判断できる。

突き固め曲線の上記のような特性は興味あるもので、

突き固め、圧密過程で関与してくるいくつかの因子を厳密に調整できれば、定量的な方法として二次粒子密度の測定に利用できるであろう。

以上の諸結果から、疑似グライ土は台地地帯にみられる他の土壌型 (酸性褐色森林土、泥炭質グライ土) に比較して、著しく粒子充填が進行した型のものと考えてよい。これを、泥炭質グライ土→疑似グライ土→酸性褐色森林土の乾燥過程で考えてみる。泥炭質グライ土のような泥状堆積物 (Muddy Deposit) の脱水過程における土層の圧密 (Packing) は Zonneveld (1958) による干拓地土壌の研究で明らかにされている。還元分散状態からの脱水 (地下水位低下に伴う) は個々の土粒子間の間隙水の脱落に伴う、水分張力の増大、さらに粘土鉱物間の配位された水分子による Hydrogen Bridge の形成による固結をもたらす (Hendricks & Jefferson)。鱗片状あるいは、板状の Kaolin 系粘土鉱物の優先する粘土を、多量に含む凝灰質粘土層では上記のような脱水に伴う圧密、固結が極度に進行する条件をもっている。もちろん、泥炭質グライ土から疑似グライ土にいたる乾燥過程で生ずる Fe_2O_3 の膠結作用も無視できない効果であるが、次の土壌硬度相の測定結果によっても脱水に伴う圧密として

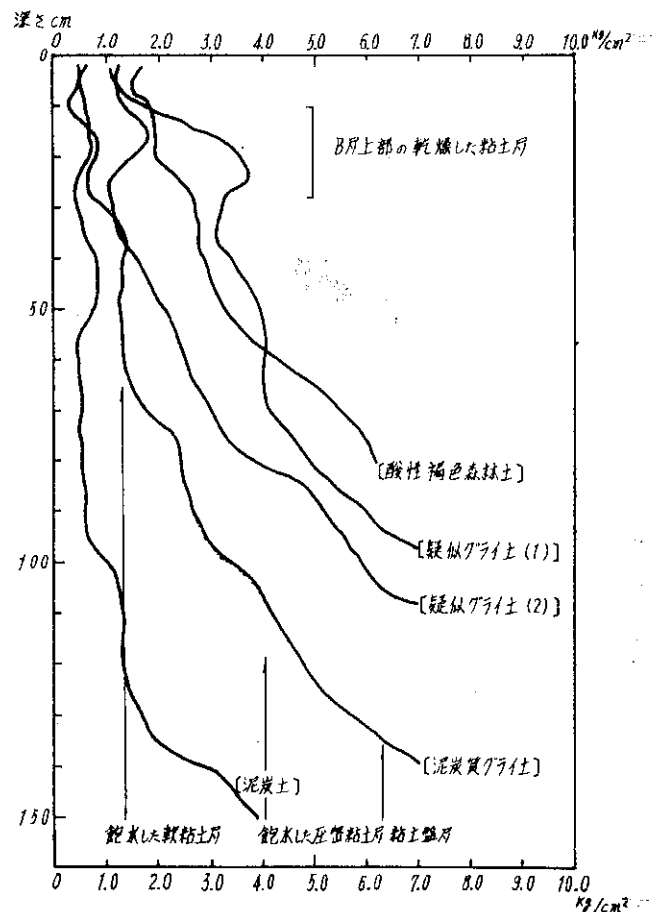


図-9 貫入抵抗指数の垂直分布 (曙カタナ)

Hendricks & Jefferson のような説明をとるほうがより適切であろう。図-10は硬度・含水率の相関関係と主要調査地点の硬度相を示したものである。硬度—含水率の相関関係は含水率35% (対湿土重量%) 以下では半対数座標上で直線になり、含水率の減少に伴って硬度は指数曲線的に増大する。硬度相は疑似グライ土で顕著な逆S

字型を描き、Bg 層、Cg 層の硬度が著しく高くなっていることが注目される。この Cg 層は先に述べた Mückenhausen の Staukörper に相当する層位であり、土粒子の充填が極度に進行した結果、全孔隙量が低下し、含水率を高め得ない状態になっている層位である。図-9は曙カテナ土壌における静的貫入試験の結果を示すもの

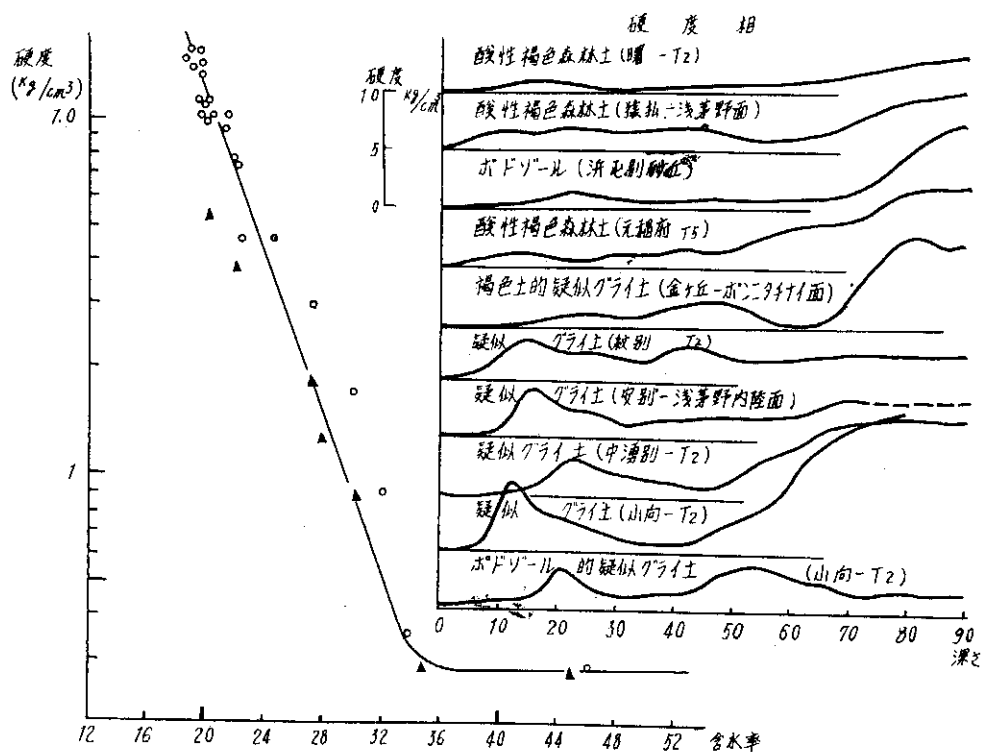


図-10 硬度—含水率の相関関係と土壌硬度相

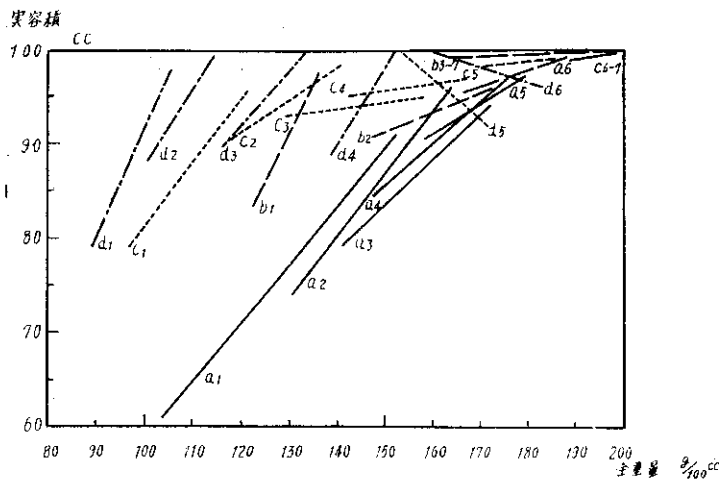
である。硬度相の場合と同様、貫入抵抗の垂直分布にも B 層、Cg 層のピークが明瞭に認められる。ただし、図-10ではもの一つ注意しなければならない現象がある。すなわち、現在、表層部に軟弱な泥炭層、飽水した粘土層を有する泥炭質グライ土においても 120~150cm の層位になると貫入抵抗値がかなり大きくなっていくことである。この層位では土層は常時飽水状態にあるから貫入抵抗の増大は充填密度の増加と同義である。つまり、泥炭質グライ土も下層に顕著に圧密、充填された層位を持っているのである。土層の圧密に関する土質力学の理論から考えて、上記のような地表から 100~150cm の浅い位置にある圧密された層位は乾燥脱水による先行圧密—Preconsolidation—の存在を予想させるものである。逆にいうならば、地表から 100~150cm 以内にある圧密された層位は、過去においてこれらの土壌が還元分散状態 (Muddy Deposit) から脱水—圧密作用を受けて生成されてきた証拠と考えることができる。

4. 三相分布、含水率の季節的変動の特性

これまでに記述したことから明らかなように、台地上

壤の生成過程で基本的に重要なことは、静穏な堆積現況下で進行する粒径淘汰と還元分解による表層部の粘土富化ならびに、段丘化の過程において進行する土層の脱水・圧密現象であることが理解され、この結果として土層内部での重力水の移動、排除の方式が特異な形態をとり、湿潤地が形成されやすく、疑似グライ土や泥炭質グライ土のような湿潤型の成帯内性土壌を発達させる要因になっていることが明らかになった。次に、このような基本的特性が実際の土壌の物理的挙動とどのように結びついているかについて、三相分布、含水率の変動の面からみてみよう。土壌の含水率、三相分布の特性の観測は土壌水文学の研究にとって、もっとも基礎的な研究手段であるが、現段階では継続的、非破壊的測定法が確立していないために、それらの動態を明確に把握することは困難な状態にある。ここでは実容積法 (美國1958) による測定結果について検討する。

図-11は曙カテナの各土壌型について1962~1963の農耕期間について測定した結果をV-W, Vs-VLの相関図の形でまとめたものである。全重量(W)と実容積(V)の相関



a = 酸性褐色森林土, b = 疑似グライ土(1), c = 疑似グライ土(2), d = 泥炭質グライ土

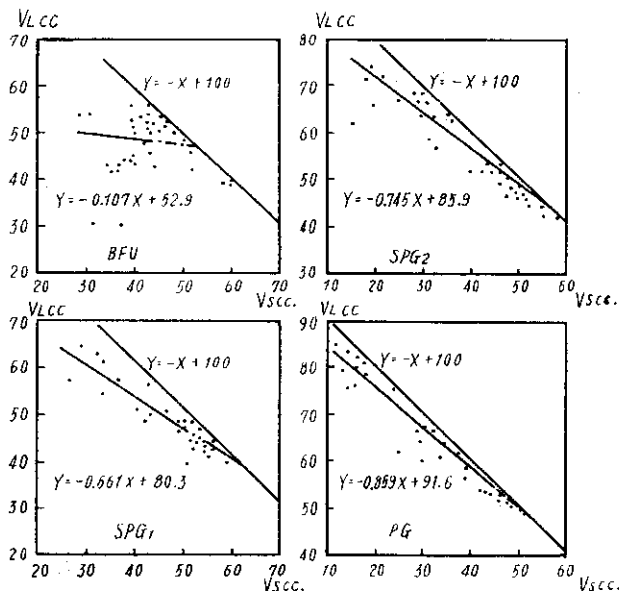


図-11 全重量—実容積, 固相—液相容積の相関関係 (曙カテナ1962~1963)

関係を示す回帰係数は表層から下層に向って、また乾燥型から湿潤型に向って規則的に減少する(表層部を除く)。最表層 A₁ 層の部分では、V-W 相関の回帰係数(b)は有機物の多い泥炭質の土壤ではほぼ 1 になり、総体として $1 > b > \frac{1}{d}$ (ただし、d = 土壌の真比重) の範囲にある。酸性褐色森林土ではこの関係は 40~50cm まで保たれているが、疑似グライ土では Bg 層に相当する 20~30cm の層位から、泥炭質グライ土では AG~CG に相当する 40~50cm の層位から $b < \frac{1}{d}$ の関係になり、V-W の回帰直線は X 軸にほぼ平行になる。泥炭質グライ土の飽水した土層では回帰係数 b の値はときに負の値をとることがある。また、層別にみた V-W 相関の Lineality も同様の傾向をとり、表層土壌ほど、また乾燥型土壌ほど回帰の Lineality が高くなる傾向を示す。

固相容積 (V_L) と液相容積 (V_L) の関係は全層的にみた場合、土壌型の相違によって、特徴的な相関を示す。乾燥~湿潤型の酸性褐色森林土では Vs-VL の相関関係は明瞭でなく、Lineality が著しく低い、この回帰係数 (m) は -0.5~0.5 のオーダーにあり、相関係数 (r) も 0.1~0.3 の低い値をとる。Vs-VL の全層相関の直線性は湿潤型土壌になるほど増大し、また m の値も湿潤型土壌ほど -1 に近づき、 $y = -x + 100$ の飽和状態に近づいていく。

曙カテナを構成する各土壌型でみられる上記のような相関関係の特徴は、この地域の台地土壌で普遍的に認められるものであり、主要土壌型について総括してみると Vs-VL の相関図は図-12 のようになり、代表例について Vs-VL の相関関係を示す諸量を計算してみると表-3 のようになる。ここで m の値は、Vs-VL 相関の分布方向をきめる因子であり、これと -1 との差は、土層内部における気相容積の広がりを示す。また相関係数 r は m に対するデータの集中度を示すものであり、含水率の季節的な変動と密接な関係をもっている。疑似グライ土では $m = -0.6 \sim -0.9$, $r = 0.85 \sim 0.95$ の範囲にあり、酸性褐色森林土と泥炭質グライ土の中間に位する。

V-W, Vs-VL の相関関係による解析を総括してみると、

- ① 有機含有率の増加は固相容積比の変動巾を低下せしめ、 $b \rightarrow 1$, $m \rightarrow \infty$ の傾向をとらせる。

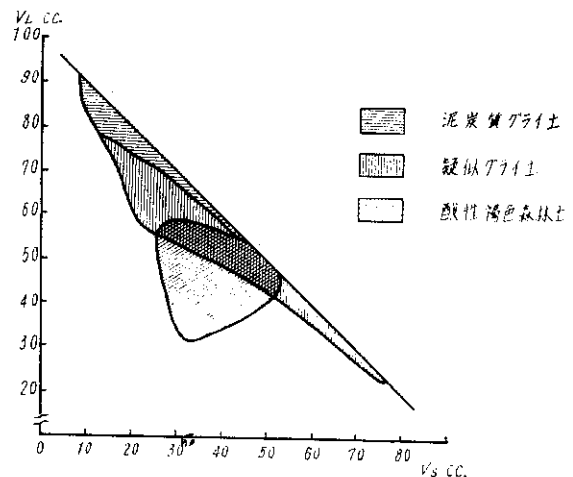


図-12 固相—液相容積の相関関係と土壌型

表-3 Vs-VL correlation characteristics.

Locality	Soil type	Vs	VL	a	b	r
Omu	BFU (typical)	54.6	34.9	49.6	- 0.269	0.159
Akebono	BFU (SPG)	42.1	48.5	52.9	- 0.107	0.101
Komukai	SPG (BFU)	41.2	39.4	28.2	- 0.271	0.461
Akebono	SPG-BFU	47.9	8.74	80.3	- 0.661	0.919
〃	SPG (typical)	42.0	54.9	85.9	- 0.742	0.943
Komukai	〃	58.7	39.5	83.3	- 0.830	0.923
Nakayubestu	SPG-PG	54.0	44.9	94.9	- 0.925	0.988
Yamausu	PG	30.5	66.3	95.8	- 0.893	0.978
Akebono	PG	28.5	67.6	91.6	- 0.839	0.958

② 屑粒状～粒状構造の発達した層位では $\frac{1}{d} < b < 1$ の範囲にあり、V-W 相関の有意性が高い、その反面、経時的にみた Vs-VL の相関関係は分散巾が広く明確な相関性を検出しえない。これは、表層部と下層部で VL の変動巾が大巾に異なっていることに起因するものであって、土層全体としての水分動態が Massive または Prismatic な構造を示す土壌とはまったく異なることを暗示している。

③ 疑似グライ土の B～C 層のように、土粒子の充填密度が高い土層では、全体として含水率の変動巾は小さく、 $-\frac{1}{d} > b \geq 0$ の関係にあり、 $m \geq -1$ となって、V-W 相関の相関係数が低下し、逆に Vs-VL の相関係数は 0.85～0.95 の高い値をとる。つまり、液相容積が増大すると相補的に固相容積が減じ、全体としての W の増減は起こり得るが、V の増減はきわめて小さくなる。実験方法上の制約から、角柱状構造間の粗大孔隙は以上の V-W、VL-Vs 相関にあまり大きな影響を表わしていないものと思われるから、上記の関係は角柱状～角塊状構造内部の現象における関係と理解するのが妥当であろう。したがって、疑似グライ土の B～C 層では、土層全体としての含水率変動～水分動態～とち密な柱状構造内部の水分の動きに、かなり違った面が現われてくることが予想される。すなわち、B～C 層の柱状構造間の縦方向の粗孔隙を通して雨水は比較的急速に Bg～CG 層に集積し、B 層上部は季節的な含水率の変動からとりのこされた形になりやすく、含水率の変動巾が著しくせまくなっていく。このために、B 層部の構造の再編成は、かえって進み難くなり、固結した状態となって、硬度相にみられるような特異な物理性の垂直分布をとらしめる要因になる。

④ 泥炭質グライ土の下層土壌のように、軟弱な飽水した粘土層では全重量の増加に実容積の増加が対応しない場合がある。つまり、 $b \leq 0$ となることが認められ

る。これは、軟弱な飽水粘土層の脱水過程における特異な現象とみられ、Vs-VL 相関の特異な形態によって裏づけされている。

⑤ 以上のように V-W、Vs-VL の相関関係は土層の三相分布の季節的変動を総括的に表示する方法として有効なものである。この相関関係は乾燥型土壌から湿潤型土壌にむかって規則的に変化し、その回帰係数、相関係数などは土壌型または土壌亜型の分類に際し、重要な物理的指標になり得ると思われる。

図-13は、曙カタナについて測定した含水率の変動経過をそれぞれの水分恒数値と対比して図化したものである。また図-14は基礎とした水分恒数値を図示したものである。図-13から明らかなように、疑似グライ土の含水率は表層土壌でも飽和容水量～水分当量、下層土壌では飽和容水量から毛管飽和容水量の間にあって含水率の変動巾が著しくせまい。図-14から明らかなように、毛管飽和容水量～水分当量の巾が小さく、とくに下層土では年間を通じてほとんど飽和した状態で経過しているといつてよい。現地容水量÷飽和容水量である層位は 30～70cm の層位を上下しているが、その変動経過は酸性褐色森林土と比較してきわめて緩徐であるが、泥炭質グライ土と比較すると、季節的な乾湿の変動に強く影響されていることがわかる。全体の含水率の変動巾についてみると、酸性褐色森林土では表層～B 層付近までは毛管飽和容水量～初期萎凋点、B-C 層でも飽和容水量～毛管連絡切断含水量付近までの変動巾をもっている。飽水層位は 70～120cm (?) の範囲にあり、その変動はかなり短周期の気候条件の変動に対応しているようである。泥炭質グライ土では、ほとんど全期間、全層位を通じ、飽和～毛管飽和容水量の範囲にあるといつてよい。飽水層位も 50～20cm で変動巾がせまく、気候的な乾湿の変動に対する感応性も酸性褐色土、疑似グライ土に比較して鈍感で、年周期のより長い変動に対応しているようにみえる。

このような、水分状態の季節的な変動の状態は、なお

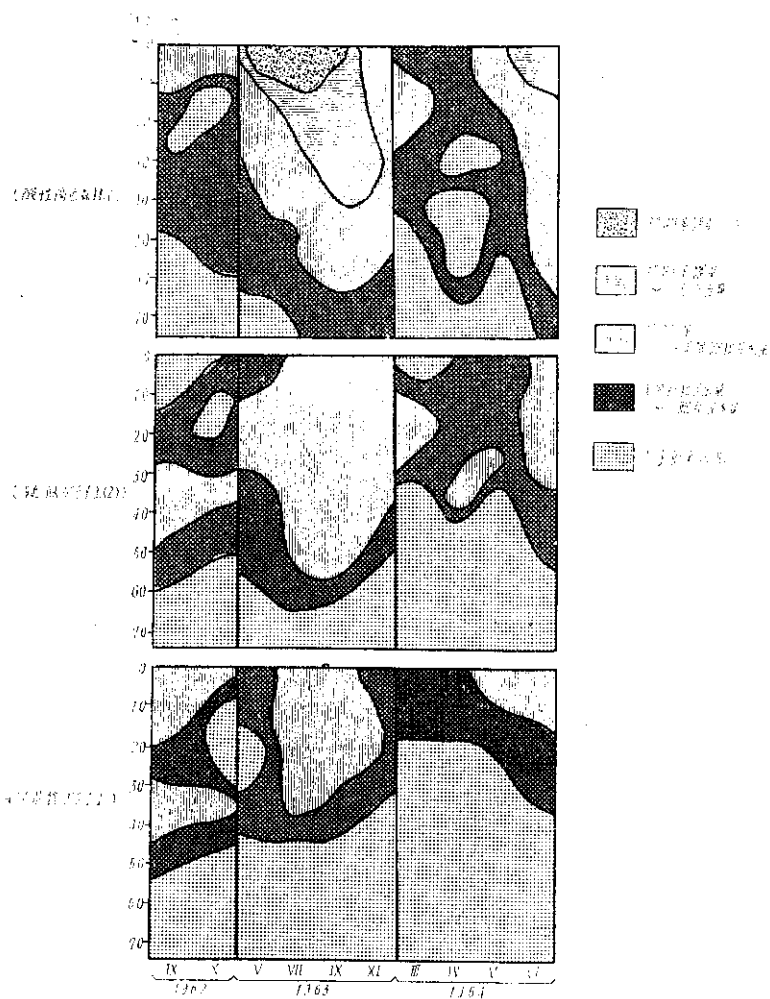


図-13 水分状態の季節的変動の対比（曙カタナ）

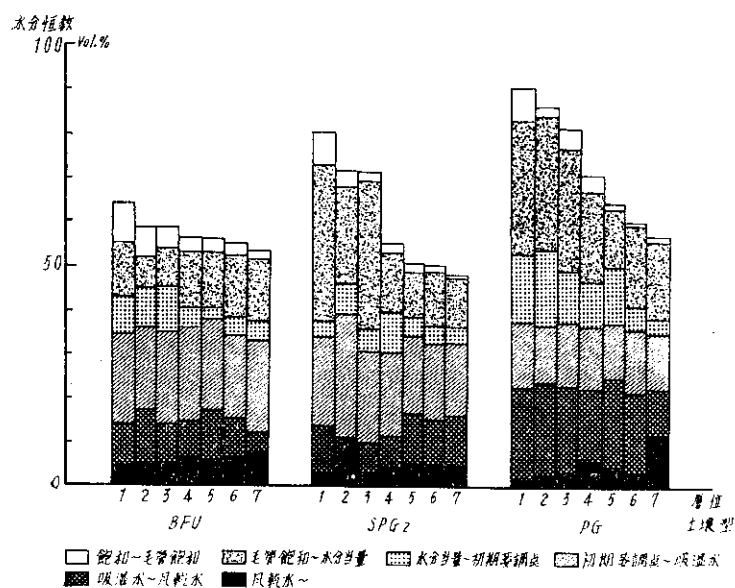


図-14 水分恒数の土壌型・層位間の対比（曙カタナ）

多くの実例について検証する必要があるが、一応土壌型別に整理してみる。

酸性褐色森林土：地形的に高い箇所、凸地形の箇所に分布し、かつ下層に難透水層が存在しないから、気候的な乾湿（気候環境）と土壌体内における水分状態（地象環境）は完全に対応している。このために酸性褐色森林土では含水率はほぼ懸垂水の範囲を大巾に変動し、貫通的洗滌と非洗滌（土壌水の上向運動）が優先する時期とが交代するような水分状態におかれている。

疑似グライ土：地形的に平坦または低地に位置するために、周辺の緩傾斜地～傾斜地からの浸透、伏流水の影響を強く受け、不透水層の存在と相伴って特異な水分状況會出現する。すなわち、冬期積雪期間、融雪期などには飽水状態會出現するが、夏の乾燥期には重力水がほとんど蒸発し、飽水層位が土層の下限界付近まで低下する。この状態では土層は全体として酸化的条件にあり、構造間隙を通じてかなり旺盛な通気が行なわれる。浸透、伏流水による湿潤化が行なわれるために含水率の変動形態は気候的な乾湿の変動に完全に対応するわけではないが、浸透、伏流水の供給がとまった状態では気候的乾湿の影響をうける。

泥炭質グライ土：台地上の低地、凹地に主として分布するため伏流水の影響をもっとも強く受ける。下層に難透水性の土層があるために、地表停滞水を多量に発生し土層は年間を通じて飽水状態になっている。

以上の水分状態を、Rode (1960), Mückenhausen (1961) の分類と対比してみると次のようになる。

土壌型	Rodeの分類による	Mückenhausenの分類による
酸性褐色森林土	周期的洗滌型— 湿潤タイガ亜型	Hängenässe
疑似グライ土	周期的洗滌型— 半沼沢地亜型	Staunässe
泥炭質グライ土	周期的洗滌型— 沼沢地亜型	—

以上のような水分状態の相違は当然グライ化作用と関連しており、飽水層最高位と

斑紋状グライと鉄錆斑のモザイク模様を有する層位 (Bg層)、飽和層最低位と G 層位がほぼ一致している。また疑似グライ土では泥炭質グライ土に比較して全般にかなり酸化的な状態にあり、 E_h は +300~400mV のオーダーに保たれている。泥炭質グライ土または停滞水グライ土では亜酸化鉄含有率が高く、 E_h は -50~+100 mV 程度の値を占めるが、暗渠排水などの施工によって水分状態が変わってくると、B~C層位の縦方向の粗孔隙が発達するにつれて漸次酸化的な状態になり、 E_h が +300~400mV に上昇してくる。これに伴って、土層内部の余剰水が排除され B 層位の固結が進んでくる。つまり、疑似グライ化の過程が進行する。同様の事実は Wolharb, (1960) によっても報告されており、真のグライ土壌に対して排水を施工することによって漸次疑似グライ化作用が進行してくることが明らかにされている。

5. 水分物理性

以上みてきたように、台地土壌の基礎的な特性、つまり粘土富化と土層の圧密は水分物理性を媒介にして土壌の物理的挙動を規制しているといつてよいであろう。図-14は曙カテナを構成する土壌型の代表地点について水分恒数値を測定した結果である。最大容水量、毛管飽和容水量は吸収法、水分当量・初期萎凋点は遠心法によって、また吸湿水、風乾含水量はデシケーター法によって測定した。

まず、低張力部分の保水性についてみると、最大容水量と毛管飽和容水量の測定結果から明らかなように、有機物含有率と密度が低張力部分の保水性をもっとも強く規制してくる。有機物含有率の影響範囲は図-15から明らかなように 1% 付近に限界があるようである。毛管飽和容水量についてもほぼ同様の関係が認められ、低張力部分の保水性は有機物とこれによって影響される構造上の特性と密接な関係をもっている。図-16は岡島付近の T₁ 段丘上にみられる酸性褐色森林土、疑似グライ土、泥炭質グライ土の三土壌型からなるカテナの代表地点について、粗孔隙分布の特徴を示したものである。粗孔隙量の垂直分布は曙カテナの場合と同様な、酸性褐色森林土では B₃C 層 (約 50cm) まで 5~20% の粗孔隙を有するが、疑似グライ土では、Bg 層 0~6%、BG 層ではほとんど誤差の範囲に入ってしまう。泥炭質グライ土の場合は泥炭層の部分を除けば粗孔隙はほとんど含まれないといつてよい状態にある。

これらの粗孔隙の測定は 100cc 容の円筒形試料によって行なっているが、測定誤差がかなり大きく、A 層部分で 95% 水準の信頼幅が ±1.3%、B 層部分で ±0.8%、C 層部分では ±0.5% (いずれも 5 反復実験) である。し

最大容水量
含水比

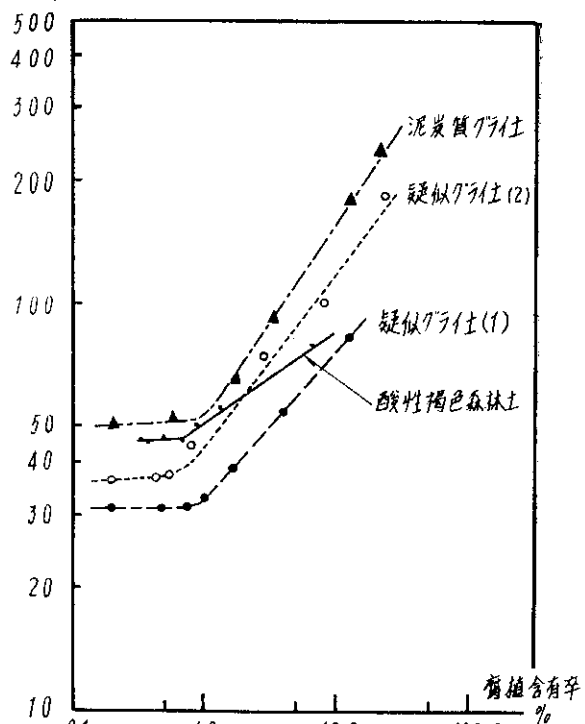


図-15 有機物含有率と最大容水量の相関関係 (曙カテナ)

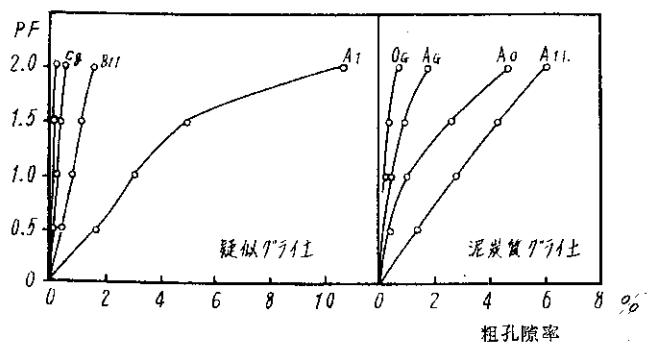
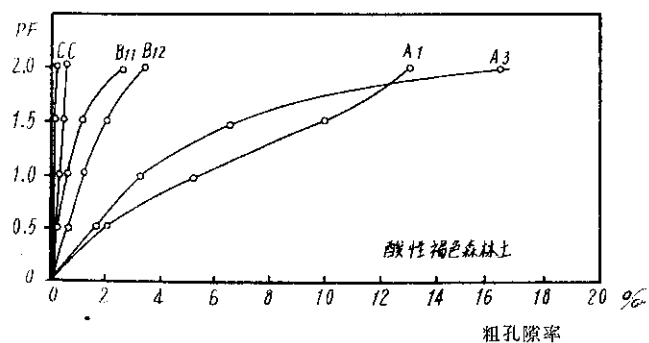


図-16 粗孔隙分布と土壌型 (岡島カテナ)

たがって、疑似グライ土の B-C 層の粗孔隙量はいずれも誤差範囲に入ってしまう。大容積の試料による測定結果 (望月他) によると、小向試験地の重力排水孔隙は 1.0~2.0% 程度となっているが、これらの粗孔隙容量の測定方法は、なお確立したものとはいえない (重粘性土壌のように異方性の不均質性の著しい土壌ではとくに)

ようである。

毛管水以上の高張力部分の保水性においても、保水性の要因として、有機物が重要な位置を占めていることには変わりはない。図-17は毛管水、吸湿水の保水性の要因を調べる目的で行なった実験結果の一部を示したものである。

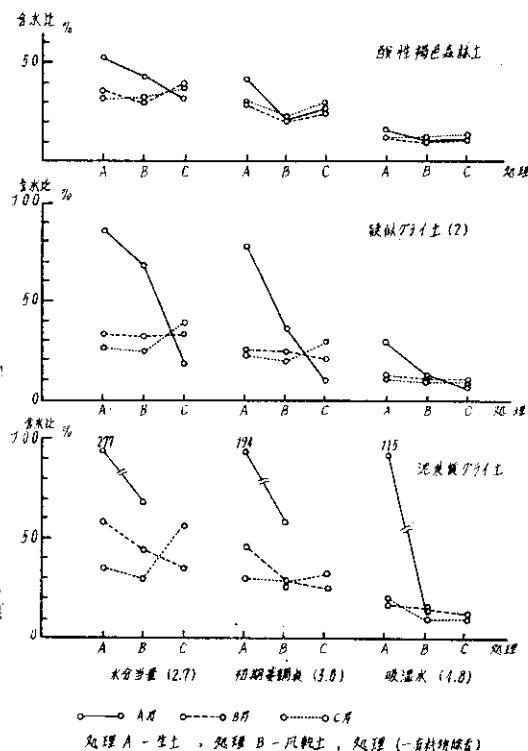


図-17 処理による水分恒数の変化 (曙カタナ)

る。すなわち、生土をそのまま供試した場合、風乾した場合、および生土を H₂O₂ 処理 (6%, 40℃以下) した場合の3者を比較したものである。有機物含有率の高い土壌では H₂O₂ 処理、風乾処理によって保水性は著しく低下する。このことは、有機物が保水力の増大に大きく寄与していることを示すと同時に、有機物のうち風乾処理によって不可逆的な変化をうけるような重合度の低い、非晶質の部分が表層土壌の保水性に大きく寄与していることを物語っている。また、有機物の影響がほとんどないと思われる下層土においても風乾処理によって保水性が低下することは、鉍質物中にも風乾によって不活性化するようなゲル状物質が存在し、これが保水性を増加させる原因になっていることを示している。この“風乾効果”は泥炭質グライ土の下層土にもっとも大きく、疑似グライ土、酸性褐色森林の順に減少する。泥炭質グライ土の下層土では Tamm 試薬可溶性のゲル状物質 (SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃) の量をもっとも多くなっており、“風乾効果”はこの量に比例して大きくなっているといえる。竹中 (1963) は関東ロームについても同様の現象を認め、これを非晶質の粘土鉍物 (アロフエン) の存在によ

るものと考えている。下層土における有機物除去処理の実際的な効果は原土における粒子の配列状態を破壊し、分散させることにあるが、この結果は図-17から明らかのように保水性を増大せしめる。しかし、この“分散効果”は PF=3.8 程度までしか認められず、吸湿水 (PF=4.8) の測定値にはほとんどその影響が及んでいない。土壌型別に対比すると、疑似グライ土において“分散効果”がもっとも大きく現われている。この2点から、疑似グライ土の生成過程で起こる脱水、圧密の際に働く負圧は少なくとも PF 3.8 に達し飽水状態 (還元分散状態) から地下水位の低下 (段丘化) に伴って強い水分張力が作用し、粒子の再配列が進行していったものと推察される。

このほか、工学的特性についても2, 3検討を加えているが、ここで提起した問題と直接関係がないので省略する。

台地土壌の生成過程と物理性の相互関係

—疑似グライ土の生成過程に関連して—

疑似グライ土を中心にして台地土壌の代表的土壌型の物理的特性を比較対照した結果、疑似グライ土の生成条件のいくつかが明らかにされてきた。これを整理してみると次のようになる。

1. 粘土含有率の高い泥状堆積物の集積。
2. 段丘化 (地下水位低下) に伴う土層の圧密と収縮 (Physical Ripening) の進行。
3. 難透水性土層 (Staukörper) の形成。
4. 低温、湿潤な気象条件。
5. 地表停滞水の集中を招くような地形的要因。

台地土壌の母材は、静穏な内海のまたは沼沢的な状態で微細な凝灰質粘土が集積された、いわゆる、泥土堆積物 “Muddy-Deposit” であると思われる (北川他1964)。海退または地盤の隆起に伴って、真の地下水位は漸次低下し、Zonneveld などのいわゆる物理的土壌生成作用 “Physical Ripening” が進行する。この次の状態で優先する土壌生成作用はグライ化作用である。Physical Ripening → Gleyization の過程で著しい還元風化が起こり、土層の粘土富化はさらに進行するであろう。そのうえ、段丘化が進んで地下水位が低下するに伴って土層の脱水が進行し、水分張力が漸増すると同時に、土層下部では土圧の影響も加わって漸次圧密が進んでくる。この段階になると、段丘上の地形条件の相違による水理学的な環境因子の相違が生じ、物理、化学、生物学的な諸反応はいろいろな方向をとり得るようになる。典型的な疑似グライ土が広く分布する T₂ 段丘面 (中位面) の段丘化の時期はウルム氷期に相当すると推定されるので、段丘形

成後の地表条件はウルム氷期の寒冷な気候によって強く規制されたであろう。地表下0.5~1.5mの土層の顕著な脱水圧密過程 (preconsolidation) に凍結による水分奪取が大きな影響をあたえたと考えられることもできるであろう。

すでに陸地化した、凸地形の箇所では、凍結、融解の繰り返しによる土壌構造の再編成、クリオターベーション (Cryoturbation) も起こったであろう。このような凍結を中心とした寒冷気候の影響がどのようなものであったかを示す具体的な資料はいまのところ得られていないが、疑似グライ土に特有なち密で不透水性の基盤つまり“Staukörper”の形成過程を考える場合、段丘化に伴う地下水位の低下と、寒冷気候下に進行した古土壌生成作用 (paleosoilformation) を考慮に入れざるを得ない。この意味で現在の台地地帯における疑似グライ土、泥炭質グライ土は、過去の乾燥、圧密によって生成した“Stau-Körper”の存在によって、水文学的な状態を規制されつつ発達してきたものであり、“Fossil soil”の一種と考えることができる。Kubiena (1953), Mückenhausen (1961) もヨーロッパにおける“Pseudogley”はほとんど化石土壌であることを報告している。このように考えてくると、現在の疑似グライ土は過去の疑似グライ化作用と現在の疑似グライ化作用の重複した結果として生成し、泥炭質グライ土は過去の疑似グライ化作用と現在の有機物集積作用、グライ化作用の複合によって形成されたものとみることができる。疑似グライ土の生成条件としての気候

因子について、Mückenhausen (1961) は、降水量 50mm 以上、平均気温 12° 以下、相対湿度 60% 以上と規定している。また Semihumid Region では疑似グライ土は形成されているとも述べているが、この規定は現在のオーツク海沿岸の気候条件と比較した場合、かなり大まかなものであって、気象条件の意義はそれほど大きいとはいえないであろう。疑似グライ土の分布が本州北部以北にほぼ限られていることからみて、気候条件の影響を無視することはもちろんできないであろうが、曙カテナの水分環境の比較からも明らかなように気候条件の影響が、浸透、伏流水の効果によって平均化され、緩和された形で土壌に作用しているといつてよい。したがって、疑似グライ土生成の条件としては地表水の再配分、停滞水の集積を助長するような地形条件と土壌の物理的特性がもっとも重要なものであることが理解される。

以上の疑似グライ土を中心とした台地土壌の生成過程に関する推論は、なお多くの点にわたって実証的な裏付けが必要であるが、台地土壌生成の地史的過程の基本と考えている。このような生成的特徴についての考察にもとづいて、オホーツク海沿岸の台地地帯の土壌型分類の概念を物理的特性の面から基礎づけようとしたものが図一18である。疑似グライ土は成帯性土壌であるポドゾル、酸性褐色森林土と完全な水成土壌である停滞水グライ土、泥炭質グライ土の中間に相当する水分状態にあり、水分の移動、保持の様式：物質代謝の形態は酸性褐色森林土とも真のグライ土壌とも異なっており、生成的

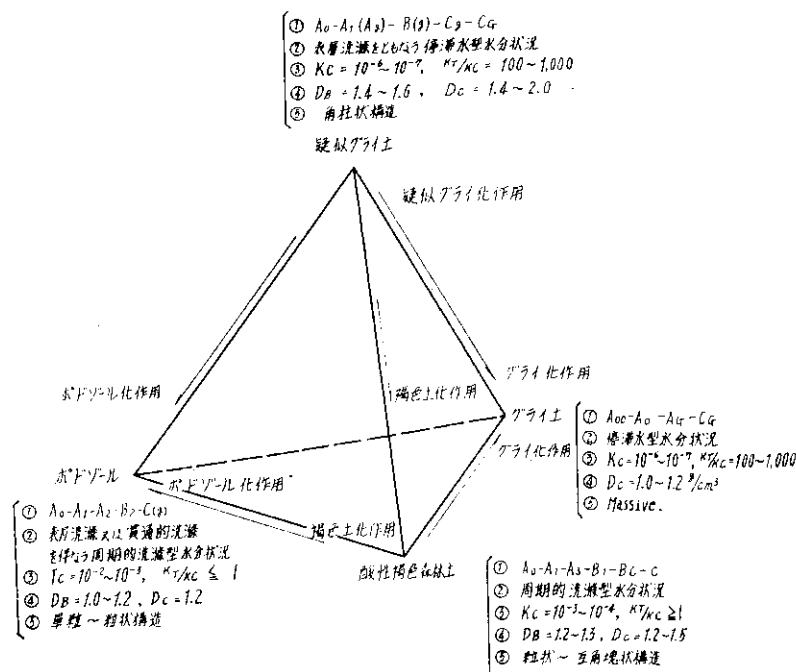


図-18 台地土壌の土壌型と物理性

土壌型の一つとして独自の分類的位置を与えるべきであるという主張はこの地域の台地土壌の調査結果からみても妥当である。

疑似グライ土の発達過程

一進化の方向と改良の基本方針の方向づけ一

停滞水グライ土、泥炭質グライ土 > (乾燥化 (疑似グライ土生成作用) → 疑似グライ土

表層洗滌の進行 (ポドゾール生成過程) → ポドゾールの疑似グライ土・ポドゾール
構造の再編成 (褐色土生成作用) → 酸性褐色森林土

一方、土地利用・改良の面から考えた場合、疑似グライ土を中心とする、いわゆる重粘性土壌の不良性は劣悪な Tilth と水管理の困難性にあると集約できる。したがって、Tilth の改善と水分環境、水分物理性が当面、もっとも重要な改良対象となる。この意味で、現在の台地土壌のうちから理想にもっとも近い土壌を選ぶとすれば、酸性褐色森林土のほかにはない。したがって、土壌改良の方向としては、酸性褐色森林土の条件により近づけるような方向を選ぶべきである。この観点からまず考えられるのは排水である。しかし、排水、乾燥化に伴う土壌の変化は、すでに述べてきたカテナ的配列の特性、さらに Wolharb (1960), Myliauskas (1961), 開発局農水計画課 (1963), 山崎等 (1963) の報告などから考えると、停滞水グライ土、泥炭質グライ土→疑似グライ土の変化は比較的急速に起こり得るが、疑似グライ土から酸性褐色土への変化過程には物理的にも化学的にもより長周期の反応が関与しているものとみられ、そう急速には起こり得ないものと考えられる。排水によって縦方向の割れ目の発達したB層が生成して表層部の透水性が増大する結果、B→C層に発達するち密、堅硬な角柱状構造は、むしろ気象的な乾湿の変動からとり残された形になり、表層部のみの洗浄が進行して、疑似グライ土→ポドゾールの疑似グライ土の変化過程をとりやすい。比較的乾燥した箇所における疑似グライ土が一般に微弱な漂白層を有しポドゾールに類似した断面形態を示し、多くの研究者によってポドゾールのグループに分類されているのは、上記の理由によるものと思われる。したがって、土質改善の方向としては、グライ土壌から疑似グライ土を経てポドゾールの疑似グライ土またはポドゾールにいたる乾燥過程における変化ルートを断ち切って、疑似グライ土から酸性褐色森林土にいたる可能性を大きくするような方法が検討されなければならない。これは単なる排水によって達成することは困難である。

重粘性土壌地帯における排水について Edaphic な立場から考えてみる。排水による、表層土壌の含水率の低下は土壌通気条件を改善し、作物生育環境を良くすると同時に融雪期、豪雨後などの農作業条件を改善する。

以上、台地土壌の物理的性質を疑似グライ土を中心に、して概観し、これらと土壌生成過程の相互関係をみてきたわけであるが、図一18からわかるように、台地上に発達した水成土壌の乾燥化に伴って起こる変化過程は次のように考えられる。

半面、乾燥期においては水分の吸収・利用の面で大きな困難性を生ぜしめる。その理由の第一は、もちろん、作物土の含水率そのものが低下することであるが、もう一つ、土壌中の空気量の増大によって土層の透水性が顕著に低下し、より下層にある滞水層からの水分供給が阻害されるということがある。したがって、ある特定の排水計画においては、常に二つの制限水位を考慮する必要がある。その高いほうは、作物根に対する空気の補給が十分なされるという保障のもとにきめられる水位であり、低いほうは作物根に対する水分供給が阻害されないという条件によって決定される水位である。疑似グライ土を中心としたオホーツク海沿岸地域の台地土壌においては、そのおかれた気候条件とその土壌自体の物理的特性から、上述のような二つの制限水位を考慮した排水計画の妥協点を見出すことは、一般に、かなり困難である。このような意味も含めて、重粘性土壌地帯における排水管理計画のあり方については、再検討を要する点が、2, 3 指摘されている。一般に、半湿潤～湿潤地域における Water Management においては、土壌の地下排水能の改善、有効保水量の増大とその効果的な利用が重要課題であるといわれている (Russel M.B. 1962)。当地域は気候的には過湿 (Superhumid: Thornthwait の分類による) とされているが、含水率の季節的変動の観測結果からも明らかなように5～7月の乾燥期においては、表層土壌の含水率は初期萎凋点付近まで低下し、下層土からの水分補給が十分に行なわれない場合には、さらに乾燥する危険性もある。したがって、土層の有効保水量の増大とその効果的な利用という課題は当地域の重粘性土壌の水管理問題のもっとも重要な側面であるといえる。

画一的な暗渠排水計画に対する批判のもっとも基本的なものは上記のような反省にもとづくものである。これから派生して、暗渠の埋設深さや渠間の取り方に対する具体的な改善策が提案されつつある (開発局農水計画課 1903)。開発局では、心土破碎と暗渠排水の組合わせが上記のような要求をある程度充足し得るものと考えて、いろいろな角度から検討を加えている。心土破碎は土層の透水性を増加せしめて自然排水 (地下排水) 条件を改

良するから、排水工法としても効果的なものであるが、土層全体の水分流動の特徴を本質的に変えることによって、有効保水量を増加せしめる。このことは、心土破碎施工による孔隙率の変化からも推察される。破碎層位における全孔隙率の変化は15~20%で、このうち、PF 1.5以下の粗孔隙は8~12%であるから、PF 1.5~3.0の毛管孔隙部分の増加は7~10%程度である。乾燥化の過程が進んだ疑似グライ土においては、心土破碎による孔隙率の増加はとくに明瞭である。心土破碎によって、土壤本来の堅密な組織が破壊されて、柱状~角塊状構造内部に束縛された土壤水分を開放することとなる。心土破碎施工による土壤水分状態の変化は、現在の段階では、かならずしも十分把握されているとはいえないが、流出機構の変化、圃場容水量、水分張力の垂直分布形態の変化などから、心土破碎が上記のような Water Management上の要請に応えるものであることが、漸次明らかにされつつある。このほか、B層位の堅硬な盤層状の土層を破壊することによって、耕耘抵抗性も50~70%減少し、その後、土層改良工事施工の困難性を大幅に軽減すること、土塊内部の結合力を弱めて易耕性を改善することが明らかにされている。このように、心土破碎は疑似グライ土の改良の対症療法として広範な効果を有するものであるが、より重要なことは、疑似グライ土の特徴的な水分環境—Staunässe—を根本的に改変して酸性褐色森林土のそれに近い状態にするということである。もちろん、排水管理と心土破碎の併用によって、一挙に酸性褐色森林土に近い物理的状态になるということだけでなく、疑似グライ土→酸性褐色森林土の変化ルートにのせることができそうだという意味であり、今後とも水理学的な条

件の変化を中心にしてより長周期の調査、研究を進めていく必要がある。

以上、台地土壤の物理的特性とその土壤進化との関係から外延的に推論を進めて、疑似グライ土の改良工法として排水管理および心土破碎（一般的にはB層の処理）がもっとも望ましい方向であるとの理解に達した。もちろん、排水管理と心土破碎がどのように組合わされるべきであるか、また、その組合わせの仕方が土壤の性状によってどのように調整されるべきであるかなどの技術的な問題点は未解決のままであるし、このような土地改良（基盤整備）に付随する肥培、管理上の問題点も数多く残されている。より多くの研究者によって、この種の問題についての興味が高まることが望まれるわけである。

この小論は重粘土構造分類調査の過程で生みだされたものである。このような広い範囲にわたる調査の機会を与えていただき、なにかと御指導願った加藤勇太郎氏をはじめ局農水部計画課の関係各位に厚く御礼申しあげ。さらに、調査班の一員として現地調査に苦楽をともにし、討論を重ねてきた北川芳男、松野正の諸兄に心からの謝意を表す。また、資源科学研究所松井健氏、北大農学部佐々木助教には現地調査や討論の過程で貴重な示唆を受けた。さらにはまた、現地調査にあつては、網走開発建設部、稚内開発建設部の関係各位の協力を得、現地調査・分析・資料整理には研究室の沖田良隆、矢戸信貞、赤石宏昭君の協力を得た、記して感謝の意を表する次第である。

参 考 文 献

1. 北海道開発局農業水産部計画課：重粘土構造分類調査報告書（昭和37年度）（1963）
2. 松野正：ペドロジスト，8，2~20，（1964）
3. Bushnell, T.M. and Ritchie, T.E. GHQ, NRS Rept, NO. 110-H (1951)
4. 菅野一郎他：九州農試彙報，2，327~338（1954）
5. 松井健：下北半島の土壤地理学的研究（1964）
6. 佐々木清一：北海道土壤地理論（1960）
7. 鴨下寛：土肥誌，15，145~152，（1941）
8. Stremme, H. : Peterm. Mitt. Nr. 226- (1936)
9. Kraus G. ; Jahresber. d. Deutsch Forst vereins. (1928)
10. Laatsch W. : Kolloid Beiheft 46. (1937)
11. Kübiena W.L. : Bestimmungsbuch und Systematik der Boden Europas. Stuttgart. (1953)
12. Mückenhausen E. : Science du Sol No. 1, 1~9 (1963)
13. Mückenhausen E. : VI, Congrès Intern. Sc. du Sol. S. 111~114. (1956).
14. Reuter G. : VII. Congres. Intern. Sc. of Soil S. 212~217 (1960)
15. 山崎不二夫他：農土研，Vol. 30, 427~434. (1963)
16. Mückenhausen E. : Notizbl. hess. L-Amt. Bodenforsch, 89 400~414 (1961)
17. 森哲郎：北農試彙報 No. 65, 17~24 (1953)

18. Роде А.А. : Водные Свойства Почв и грунтов pp. 6 (1955)
19. 川口桂三郎, 喜田大三 : 土肥誌 vol. 31 375~379, (1960)
20. Ahmad N. : Trop. Agric. Trin. 40, 205~209 (1963)
21. 箱石正 : 北海道土肥通信, 50, 20~ (1964)
22. Zonneveld I. S. : VI Congrès. Sc. du Sol S. 129~ (1956)
23. 美園繁 : 土肥誌, vol 29, 70. (1958)
24. Роде А.А. : VI Congrès. Intern. Sc. du Sol S. 117~125 (1956)
25. Wolharb, B. : Z. Pflernhär. Düng 90, 193~204.
26. 北海道開発局農業水産部計画課 : 重粘土構造分類調査報告書 (昭和38年度) (1964)
27. 竹中肇 : 農土研, 別冊 No. 7, 68~75 (1964)
28. 北川芳男他 : 地球科学, vol 75 1~12, (1964)
29. 北海道開発局農業水産部計画課 : 重粘土地開発試験報告書 (1964)
30. Myliyauskas v. Почвоведение 1963, No. 1, 43~53
31. Russel M. B. : Soil Sci. Soc. of Amer. proc. vol 25, 451~455 (1961)
32. 北海道開発局農業水産部計画課 : 心土破碎施工法調査報告書 (昭和38年度) (1964)

On the physical properties of upland soils — A study of pseudogley soil —

T. SAKUMA

Summary

Pseudogley soil is a major soil type of the upland soils in the coastal region of Okhotsk sea, Hokkaido. The author tried to evaluate the suitable method of land improvement for this type of soil through the genetical discussions based on the physical characteristics of the upland soils in this region.

The physical characters of pseudogley soil is as follows.

(1) heavy texture (silty clay or heavy clay). (2) high bulk density (max. 1.82 g/cm³), (3) low hydraulic conductivity (especially in the Cg horizon, 10⁻⁶~10⁻⁷ cm/sec.) (4) small volume of actual pore, (5) very hard (when dry), very sticky (when wet), (6) narrow range of moisture content variation.

It seems that the heavy texture (clay enrichment) and the high bulk density (consolidation and shrinkage derived with the dehydration of muddy deposit) is the most fundamental characters of pseudogley soil. Therefore, following process should be considered as the process of the formation of pseudogley soil in this region, i.e. formation of an inland lake, lagoon → filling up fine sediments (clay enrichment) ⇄ formation of marsh land (upheaval and terracing, lowering of G.W.L.) → fossil gleization (physical ripening of marsh soil, dehydration and consolidation) → formation of fossil pseudogley soil (further upheaval and development of physical ripening, formation of staukörper) [paleosoilformation] → recent gleization, recent pseudogleization, humus accumulation.

In well drained site, recent pseudogleization is apt to take podzolizing process, which makes some difficulties by the formation of solidified B horizon. Because of impermeable subsoil impeding the infiltration of meteorologic water, pseudogley soil is saturated by water for a time (winter~early spring), but it dries in summer. It seems that such a peculiar hydrological circumstance is a important condition of recent pseudogleization.

The agrologic worth of pseudogley soil varies with the relative length of these two phases. Judging from meteorological data, this region is thought to lie on the superhumid-microthermal zone. Therefore, it is considered in general that drainage is the most important method of land improvement for this type of soil. However, for reasons described in former section of this article, it is considered that we should not be able to improve pseudogley soil by drainage alone. Drainage for pseudogley soil must be followed with the mechanical breaking of the B-C horizon, solidified with dehydration.

Subsoil breaking is applied for this purpose. The agrologic effects of subsoil breaking is studying from the various point of view. But we have as yet very little information about it. It appears of interest to investigate further the effects of this method from the viewpoint of soil hydrology.