

霞ヶ浦周辺干拓地土壤の改良に関する研究

第2報 干陸年次の異なる2, 3干拓地土壤の物理的特徴

平山 力. 本村 悟** 石川昌男*

*Improvement of the Polder Soil on Neighbouring Areas
of Lake Kasumigaura*

*Part II. Physical Property of Lake Bottom Soil and
Some Polder Soils of Several Land Reclaimed Field*

*Chikara Hirayama, Satoru Motomura**,*

Masao Ishihawa,*

* 現県教育普及課

** 農林省農業技術研究所化学部

I 緒 言

前報¹⁾では主として霞ヶ浦周辺において、新規に造成された干拓地をとりあげ、その土壌の種類、分布とその化学的特徴をあきらかにした。これによれば、霞ヶ浦周辺に分布する干拓地土壌の大部分は、粘土含量の高い重粘な土壌で占められていることがあきらかとなった。

いうまでもなく、重粘地土壌は、きわめてち密な組織をもっていることから、実際作物の栽培にあたっては通気性、透水性などが問題となり、過湿あるいは過乾におち入り易い。地下水位の低い場合には乾燥し易く、一旦乾燥すると非常に硬くなって耕起や砕土を困難にし、作物根の伸張を阻害する。一方、地下水の高い場合には周年湛水し、土壌は軟弱となる上、可塑性、粘着性が増大し、機械作業の面で著しい支障をきたす。

干拓地の機械作業を円滑にし、安定した作物栽培を望むためには、まず第一に土壌の乾燥を促進し、機械導入に対する適応性の高い土壌基盤を作りあげることであり、そして第二には、作物の根の伸張を容易にする土壌条件を作りあげることである。このような問題に対処するためには、まず土壌の脱水酸化をいかに早く促進させるかにかかっており、そのためには土壌構造の発達、安定化の機構をあきらかにすることが基礎であると考えられる。

このような立場から、本報では霞ヶ浦湖底土とこれに隣接する干拓年次の異なる2、3の土壌を対象とし、まず干陸にともなう土壌構造の発達、安定性およびこれに関与する要因を、主に土壌の物理性の面から比較検討を試み、その物理的特性をあきらかにしようとした。このような観点から、若干の実験を行なったところ、2、3の知見が得られたので、その結果を報告する。

II 供試土壌および実験方法

1) 供試土壌の概要

本研究の供試土壌は、高浜入湖底土および既設干拓地の余郷入土壌(干拓8年目)、本新島土壌(干拓18年目)、八木土壌(干拓50年目)を供試した。なお対象干拓地は図-1に示したとおりである。いずれも霞ヶ浦周辺に分布する干拓地土壌で、非固結水成岩を母材としている。土壌調査は昭和48年5月17～18日に行ない土壌断面形態の特徴は図-2にしめしたとおりである。

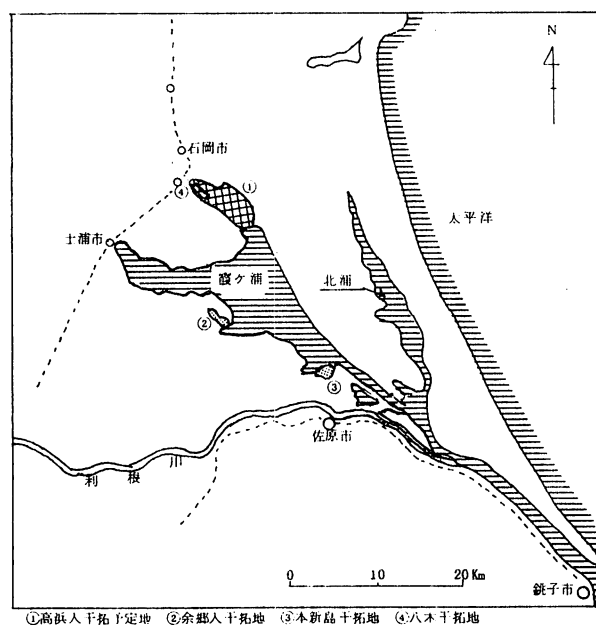


図-1 干拓地位置図

図-2 現地土壌断面形態

余郷入, 強グライ土壌

層界 (cm)	土色 (湿)	腐植	班紋結核	ジピルジ ル反応	ベンチジ ン反応	土性	石礫	構造 (程度)	孔隙	ち 密度 (mm)	可 塑性	粘 着性	湿 り	湧 水面 (cm)	植物 根分布
10	5Y5/1	含む	膜含む 雲含む	卍	-	LiC	なし	角塊状 (中)	細孔 あり	9	中	中	湿		密
19	7.5Y ² / ₁	含む	膜富む 管あり	卍	-	SiC	なし	角塊状	細孔あり 小孔含む	15	大	大	湿		中
40	7.5Y ³ / ₁	富む	管含む うん管 あり	卍	-	HC	なし	MC	細孔あり 小孔含む	6	大	大	湿	30	少
	7.5Y ² / ₁	富む	なし	卍	-	HC	なし	MS	細孔 あり	測定 不能	大	大	潤		なし

本新島, 強グライ土壌

層界 (cm)	土色 (湿)	腐植	班紋結核	ジピルジ ル反応	ベンチジ ン反応	土性	石礫	構造 (程度)	孔隙	ち 密度 (mm)	可 塑性	粘 着性	湿 り	湧 水面 (cm)	植物 根分布
15	5Y ⁴ / ₂	含む	雲富む 膜含む 糸根	-	-	LiC	なし	角塊状	細孔 小孔 あり	13	中	中	半 湿		密
37	10Y ³ / ₁	富む	うん管含む 雲あり 膜あり	卍	-	LiC	なし	柱状 (弱)	小孔富む 細孔含む	15	大	大	湿		中
50	10Y ³ / ₁	富む	なし	卍	-	CL	なし	MS	細孔 小孔 含む	9	大	大	湿		なし
	10Y ³ / ₁	富む	なし	卍	-	LiC	なし	MS	細孔 小孔 あり	8	大	大	潤		なし

層界 (cm)	土色 (湿)	腐植	斑紋結核	ジピルジ ル反応	ベンチジ ン反応	土性	石礫	構造 (程度)	孔隙	ち 密度 (mm)	可 塑性	粘 着性	湿 り	湧 水面 (cm)	植 物 根 分 布
16	2.5Y ⁴ / ₁	含む	膜 富む うん管富む	卍	—	LiC	なし	角塊状 (弱)	細孔 含む	8	大	大	湿		密
26	N. ¹⁵ / ₀ 2.5GY ² / ₁	富む	糸根あり	卍	—	LiC	なし	柱状	細孔 含む	10	大	大	湿		中
	5GY ³ / ₁	あり	膜)あり 糸根	卍	—	HC	なし	角塊状 (弱)	細孔 あり	6	大	大	湿	38	あ り

高浜入湖底土 (新鮮土)

土色 (湿)	土性	腐植	石礫	ジピルジ ル反 応	pH
10GY ² / ₁	HC	富む	なし	卍	6.60

(1) 高浜入湖底土

採取地：茨城県行方郡玉造町地先高浜入干拓予定地

本湖底土は高浜入水域のほゞ中央部水深約 4m の湖底から採取したものである。主要粘土鉱物は 2:1 型のモンモリロナイト系および 1:1 型のカオリナイト系からなる。採取時における湖底土はきわめて水分の多い粘土の集合体で浮遊泥状を呈し、土性は粘土含量の多い HC である。土色は新鮮土で 10GY²/₁ の緑黒色を呈していたが、これを室内に持ち帰り除々に風乾させると、2.5Y⁵/₁ の黄灰色に変化し、乾燥化にともなう収縮、固結度の増大はきわめて大きかった。

(2) 余郷入土壤

採取地：茨城県稲敷郡江戸崎町余郷入干拓地

本干拓地は火山灰台地に挟まれた細長い入江を干拓したもので、干拓地は南北に長い楕円形で、南北に走る大排水路を中心に東西に小排水路で区切られている。本干拓地の暗きょ排水工事は干陸後 3 年目から本格的に始められ約 3 カ年で全圃場の施工を完了した。暗きょは 1 区画 (30m × 100m) に 10m 間隔で 3 本、土管暗きょで、深さ 50cm に埋設され小排水路に通じている。このようなことか

ら、本干拓地土壤の乾燥化は急速に進み、刈取後から春先までの期間は大排水路の水位は極端に下がり、暗きよ施工の効果は発揮され、クラックの発生が散見される。

本調査地点は干拓地中央排水路に近く、表層は排水路工事の際、下層土のサンドアップによる影響が観察された。本土壤の主要粘土鉱物は1:1型のカオリナイトおよび雲母型粘土鉱物で、2:1型のモンモリロナイト系鉱物の存在はきわめて少ない。さらに非晶質のアロフェンの存在も認められている³⁾ことから火山灰が混入しているものと考えられる。土壤断面形態をみると、調査時で全層湿潤、地下水位は30cmで排水は不良であった。作土の土色は5Y 5/1で灰色、2層7.5 Y 2/1で黒色、3層以下7.5 Y 3/1でオリーブ黒色を呈し、土性は全層粘土含量の高い重粘で作土から順にLiC、SiC、HCで2層に若干シルトの混入が認められた。ジピルシル反応は全層即時鮮明、斑鉄は1.2層に膜状、雲状が富み、3層に管状、うん管状が僅かに認められ、1層から続く亀裂も観察された。土壤構造は1.2層に発達中程度の角塊状構造、3層以下は壁状の無構造であった。ち密度は山中式硬度計で1層9mm、2層15mm、3層6mmで2層にち密度の形成がうかがわれた。

本土壤は施肥改善方式の強グライ土壤強粘土斑鉄型で飯沼統(全国統名一白山統)に属する。

(3) 本新島土壤

採取地：茨城県稲敷郡東村本新島干拓地

本干拓地は霞ヶ浦の南部に位置し、本研究の対象とした供試土壤の中でもっとも海岸からの距離の近いところである。干拓地はほぼ円形に近く、火山灰台地との距離も比較的遠い。

大排水路は南西から北西に走り、これを中心に小排水路が南北に走っている。本干拓地の暗きよ排水工事は干陸後3年目から始められ、約3カ年では全圃場の施工を完了した。暗きよは1区画(30m×100m)に3~4本、土管暗きよは深さ約50cmに埋設され小排水路に通じている。工事以後の土壤の乾燥は急速に進み、施工後4~5年目で大型機械の導入は可能であった。本調査地点は大排水路との距離が比較的近い位置にある。本土壤の主要粘土鉱物は、2:1型のモンモリロナイト系および1:1型のカオリン系³⁾粘土鉱物で、高浜入土壤とよく類似している。調査時は全層半湿、地下水位は60cm以下で排水は比較的良好であった。土色は1層5 Y 4/2の灰オリーブ色、2層以下10 Y 3/1のグライ色を呈し、ジピルシル反応は作土に認められず、2層以下即時鮮明、土性は1, 2, 4層LiC 3層やや粗粒でCLとなっている。斑鉄は1, 2層に雲状、膜状、糸根状、うん管状に富み、亀裂の発生も認められた。土壤構造は1層に発達中程度の角塊状構造、2層に発達弱度の柱状構造が認められたが、3層以下は壁状の無構造であった。ち密度は山中式硬度計で1層13mm、2層15mm、4層9.8mmで1.2層に比べて3.4層はきわめて軟弱であった。なお本土壤は全郷入土壤と同様、施肥改善方式の強グライ土壤強粘土斑鉄型で飯沼統(全国統名一白山統)に属する。

(4) 八木土壤

採取地：茨城県石岡市八木干拓地

本土壤は霞ヶ浦の北部、現在干拓予定地の高浜入に対して堤防を狭んで隣接し、西端は火山灰台に続いている。本土壤は供試土壌の中では干陸年次のもっとも古い土壌であるが、排水路および暗きよ施工など乾田化に対する施策が不完全で、現在に至っても排水不良のところが多い。本調査地点は干拓の予定されている高浜入に近くしかも排水路からの距離も近いところに位置している。

本土壤の主要粘土鉱物はおゝむね高浜入に類似するものと考えられる。土壌断面形態をみると、調査時で全層湿潤、地下水位 38 cm で排水は不良であった。作土の土色は、2.5 Y 4/1 の灰色、1.2 の中間に N1.5/0 の黒色のグライ斑が散見され、2.3 層 2.5 GY 2/1, 5GY 3/1 のグライ色を呈する。土性は 1.2 層 LiC, 3 層 HC, ジピルシル反応は全層即時鮮明であった。亀裂は 3 層まで達し、土壌構造は 1 層角塊状、2 層柱状、3 層角塊状でいずれも発達程度は弱度であった。斑鉄は 1 層膜状、うん管状に富み、2.3 層に膜状、糸根状が僅かに観察された。ち密度は 1 層 8 mm, 2 層 10 mm, 3 層 6 mm で 2 層に若干ち密度層の形成がうかがわれたが、全体的に軟弱で土壌の脱水乾燥は進んでいない。なお、本土壤は施肥改善方式で強グライ土壌強粘土斑鉄型の飯沼統（全国統名一白山統）に属する。

2) 実験方法

まず土壌の物理工学的性質の解明については、主として土壌構造の発達、安定性およびこれに関与する因子の解析を行なった。すなわち、土壌粒子間の結合状態に規定される土壌構造の安定性、土壌粒子の配列状態に規定される土壌の孔隙に関する性質については三相分布、仮比重、土壌水分、最大容水量および飽和透水係数を、構成土壌粒子については粒径組成を、液性形態に関する性質として懸濁液の分散状態および水中沈定容積を、そ性に関する性質として、アッターベルグ常数を、剛性に関する性質として切断強度を測定した。

一方、土壌の化学的性質の解明については一般化学性および湖底土の 2 価鉄の存在形態、乾燥化にともなう土色、pH の経時変化、可酸化性硫黄なども測定した。実験方法の要点はつぎのとおりである。

(1) 三相分布、仮比重

内容 10ml の現地容積重測定装置を用いて採土し、常法にしたがって乾土、水分の重量を求めて三相分布および仮比重を求めたが、この場合の真比重は 2.6 とした。

(2) 土壌水分

ここでは主として膨潤水とされている pF 4.2 以上の段階の水分含量を蒸気圧法で、pF 4.2（永久いちょう点）、pF 3.0（水分当量）の水分含量を遠心分離法で求め、pF—水分曲線でしめした。すなわち、蒸気圧法では小型デシケーター内に $K_2Cr_2O_7$ （pF 4.5）、 $NH_4H_2PO_4$ （pF 5.0） $NaCl$ （pF 5.7） CrO_3 （pF 6.2）の飽和溶液を調整し、恒温室中で 4～5 日放置し、デシケーター内の蒸気圧を一定にする。その後 2 mm 以下の風乾細土約 4.0g をガラス製小型シャーレに秤取し、

できるだけ平らにひろげてデシケーター内に 20 日間放置し、常法によって水分含量を求め、各 pF 段階の含水量とした。一方、遠心分離法では pF 水分測定用（佐久間製）遠心分離器を用い、pF 4.2 段階を 14,000 回転、pF 3.0 段階を 3,500 回転で 1 時間遠心分離し、常法により水分含量を求め各 pF 段階における含水量とした。なおこの場合の試料は、2 mm 以下に篩別した風乾細土を一夜水で飽和し、その中から一定量採取し測定した。

(3) 最大容水量

ヒルガート皿に風乾細土を填充し、水に一夜浸漬して常法にしたがって測定した。

(4) 飽和透水係数

所定のサンプラー（ステンレス製、内径 3.8 cm、高さ 5 cm）を用いて土壤断面の各土層位から現地構造のまま垂直方向、水平方向に採土して測定に供した。透水係数の測定は福桜、横井⁴⁾の測定装置を用いて変水位法で測定した。また同様に 2 mm 篩別の風乾細土 15 g を秤取して、圧砕強度用油圧機で加圧充填し測定した。すなわち、あらかじめ水で飽和した試料の上下面から加圧時の脱気と脱水が自由に行なわれる加圧板上で、0.5、3.0、6.0 Kg/cm² の加重で加圧して、圧がほぼ一定になるまで（30 分間）加圧を継続し、その充填試料につき飽和透水係数を測定した。同時に供試土壤の仮比重および孔隙量を求めた。透水係数は K 20 (cm/sec) で表示した。

(5) 粒径組成

一般器械分析は常法により H₂ O₂ で有機物を分解した後、ヘキサメタリン酸ソーダを用い、ピペット法によったが、一部の試料では末風乾土および風乾細土について、有機物の有無、風乾、末風乾のちがいによる粒径組成の変化を比較検討するため、H₂ O₂ 処理を省略し、直ちに分散剤で分散し、分析に供した。

(6) 水中沈定容積、分散状態

末風乾土および 2 mm 篩別の風乾細土について、青峯の方法⁶⁾にしたがって水中沈定容積を測定し、乾土 1 g 当りの容積で表示した。また土壤粒子の分散状態は 4 つの段階（－：完全沈降，＋：僅かに分散， \equiv ：分散， $\equiv\equiv$ ：著しく分散）に分けて記載した。

(7) 液性および塑性限界

末風乾土および 2 mm 篩別風乾細土について、JIS 規格に準拠して液性限界、塑性限界を求めた。塑性指数は液性限界と塑性限界との差であり、タフネス指数は塑性指数と流動指数との比である。さらにコンシステンシー指数は液性限界と自然含水比との差と塑性指数との比である。

(8) 収縮限界

末風乾土および 2 mm 篩別の風乾細土について、JIS 規格に準拠して収縮限界、収縮比および体積変化を求めた。この場合の収縮皿はテフロン製を用いて測定した。

(9) 切断強度

切断強度の測定は所定の切断強度測定容器に土壤断面の各層位から垂直方向に採土し、試料の水分を変えて山中の方法⁸⁾(Atterbergの方式により山中が改良した装置一刃の角度13°, 刃の中2cm)によって測定した。なお試料の調整は、現地で採土した現地構造試料は室内で乾燥剤の入らないデシケーター内で除々に乾燥し、乾燥した試料について面を平らにするためサンドペーパーで成形し、測定毎に断面積を測定し、単位断面積あたりのKgで表示した。さらに、2mm篩別の風乾細土および末風乾土の練り返し試料についても測定した。

(10) 一般化学性

⁹⁾ 常法にしたがってpH、EC、CEC、置換性塩基、遊離酸化鉄、りん酸吸収係数などを測定した。

III 実験結果および考察

1) 物理工学的特性の解明

(1) 三相分布, 仮比重

供試土壤の三相分布, 現地仮比重および風乾細土の容積重を表-1に, それらの土壤断面内の垂直

表-1 供試土壤の三相分布

(48.5.17~18採取)

土 壤	層位	三 相 分 布 (%)			孔隙率 (%)	現 地 含 水 比 (%)	仮 比 重 (現地構造)	容 積 量 (風乾細土)
		固 相	液 相	気 相				
余郷入	1	14.5	64.0	11.5	85.5	170.8	0.38	0.51
	2	20.6	72.6	6.8	79.4	135.9	0.54	0.57
	3	13.3	86.7	0	86.7	246.3	0.36	0.70
本新島	1	26.4	50.6	23.0	73.7	73.8	0.69	0.87
	2	33.1	60.3	6.6	66.9	70.1	0.86	0.88
	3	29.7	69.7	0.6	70.3	90.2	0.77	0.90
	4	15.2	84.8	0	84.8	214.7	0.39	0.68
八 木	1	18.9	65.8	13.3	81.1	133.8	0.50	0.81
	2	21.3	67.7	11.0	78.7	122.4	0.55	0.75
	3	14.4	82.8	6.8	85.6	221.8	0.38	0.70

変化を図-3.4図にしめした。この結果によれば, 作土の気相は本新島土壤で20%以上をしめしたのに対し, 余郷入, 八木土壤では12~13%程度で小さく, いずれも下層に向って急激に減少している。さらに固相, 液相の分布割合をみると, 干拓年次の異なる供試土壤の中では, 本新島土壤の各層がもっとも固相割合が高く, 液相が少ない。このことはさきの土壤断面形態の亀裂の発生, 酸化層の発達様相からもうかがわれるように本新島土壤の乾燥化が他の両者に比べてあきらかに促進されている

ことをしめしている。またいずれの土壤も下層になるにしたがって液相の分布割合が増加している。

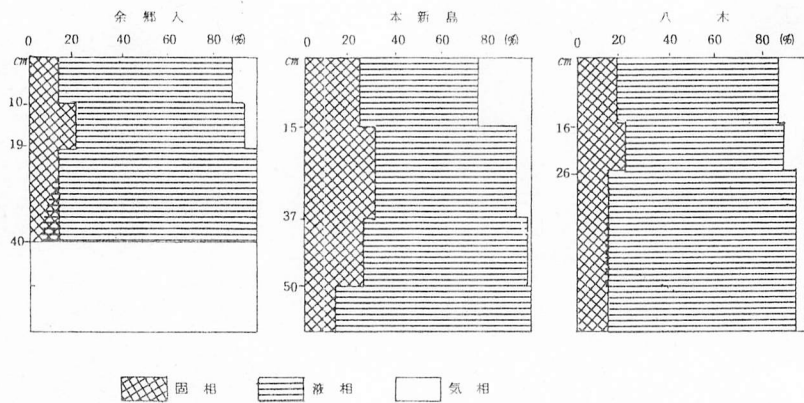


図-3 三相分布

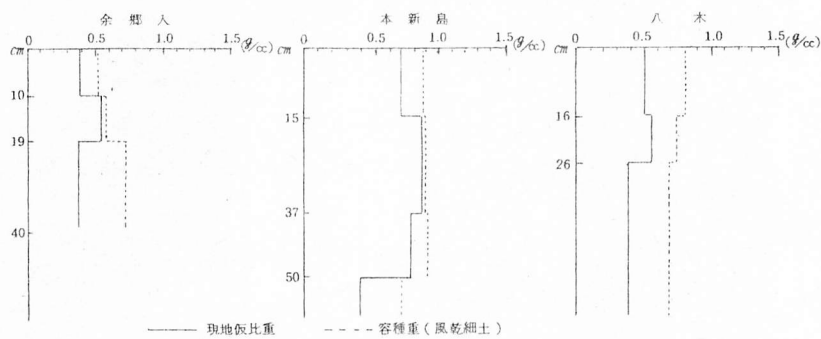


図-4 仮比重

すなわち、下層土はいずれも親水的で著しく和น้ำされ、いわゆるジェリー状構造を形成し、還元的な性格が著しく強いことをしめしている。このことは現地仮比重、風乾細土の容積重の測定結果にもよく反映されており、垂直変化をみてもまったく同様の傾向がうかがわれた。すなわち、作土の現地仮比重は、本新島土壤で0.69であるのに対し、八木土壤で0.50、余郷入土壤0.38で本新島の約1/2の値となっており、さらに風乾細土

の容積重についてみると本新島土壤で0.87、八木土壤0.81、余郷入土壤0.51でいずれも本土新島土壤で高い傾向が認められた。なお風乾細土の容積重は現地仮比重に比べていずれも高い傾向をしめし、とくに最下層にいちじるしい。このことは最下層の現地含水比がいずれの土壤においても高いことからあきらかなように、下層土は多量の吸着水のため、土壤は膨潤し、和น้ำ度がきわめて高くなっていることによるものと考えられる。また現地仮比重において2層の仮比重がいずれも高い傾向がみられるが、これはさきの土壤断面調査の際2層のち密度がいずれも高い傾向をしめしたことに符合するもので、おそらくち密層の生成発達を暗示しているものと考えられる。

以上のように供試土壤の三相分布、仮比重の調査結果によれば、気相率、固相率および仮比重の値は斑鉄の生成発達および土壤構造の認められた1.2層で高く、現地含水比の高い下層で低い傾向が認められた。またこれらの値は本新島土壤>八木土壤>余郷入土壤の順であった。すなわち、干拓年次の古い土壤ほど、また干拓年次が新しくても排水処理の効果が著しい土壤ほど、液相率の低下が顕著で、それにともない固相率、気相率の増加が認められた。しかしながら、供試土壤のいずれの下層土も著しく膨潤しておりグライ層土壤の特色を端的にしめしている。

(2) 土壤水分

湖底に堆積した湖底土は、過飽和の水分状態におかれているため、干陸後の乾燥化は非常に困難である。したがって、湖底土の水分特性を知ることは湖底土の乾燥化にともなう物理工学的性質を知る上で重要である。

表-2に末風乾土、風乾細土の含水量および最大容水量を、表-3および図-5にpF- 含水比の

表-2 水分含量と最大容水量

土 壤 層 位	末 風 乾 土		風 乾 土		最 大 容 水 量	
	水分率	含水比	水分率	含水比		
高 浜 入 -	79.8 ^{%)}	395.0 ^{%)}	12.9 ^{%)}	14.8 ^{%)}	170.7 ^{%)}	
余 郷 入	I	64.0	170.8	12.8	15.4	225.0
	II	72.6	135.9	9.4	9.9	156.0
	III	86.7	246.3	10.4	9.3	132.9
本 新 嶋	I	50.6	73.8	5.2	3.5	87.9
	II	60.3	70.1	6.3	4.3	91.4
	III	69.7	90.2	6.5	7.0	81.7
	IV	84.8	214.7	15.8	18.7	144.8
八 木	I	65.8	133.8	8.4	9.1	97.2
	II	67.7	122.4	7.9	8.6	107.0
	III	82.8	221.8	13.3	15.3	121.1

表-3 pF と 含 水 比

土 壤	pF 6.2	pF 5.7	pF 5.0	pF 4.5	pF 4.2	pF 3.0	
高 浜 入 -	6.60 [%]	11.8 [%]	15.3 [%]	20.2 [%]	32.3 [%]	65.5 [%]	
余 郷 入	I	6.2	11.2	14.8	17.6	28.8	57.0
	II	5.9	9.8	13.8	18.6	27.6	45.8
	III	5.8	10.0	13.5	16.7	27.9	45.2
本 新 嶋	I	3.4	5.6	8.5	11.6	17.4	32.4
	II	4.3	7.2	12.2	17.7	20.7	37.0
	III	3.8	6.9	10.5	17.1	19.5	33.0
	IV	6.0	11.9	14.1	19.3	30.4	40.5
八 木	I	5.6	8.5	11.3	14.2	26.0	35.9
	II	6.3	9.3	12.5	16.1	28.1	36.0
	III	7.3	12.8	16.3	19.5	33.1	39.0

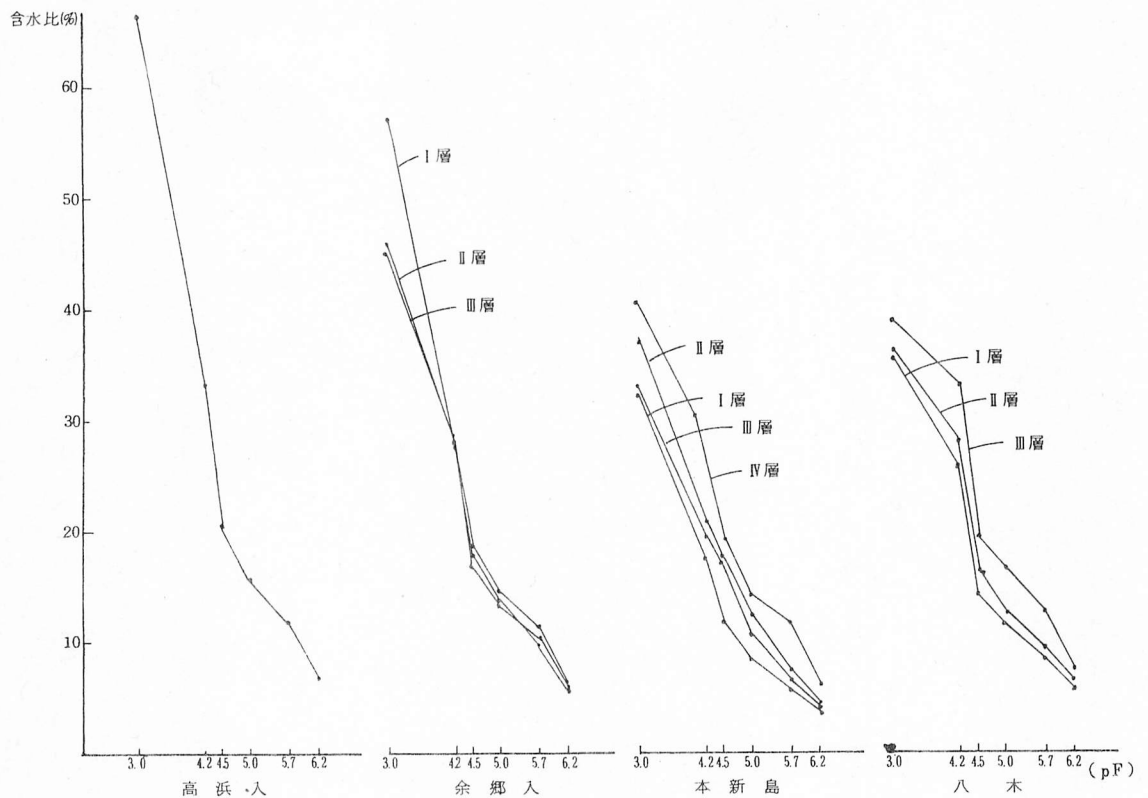


図-5 pF — 水分曲線

分析データをしめした。その結果、未風乾土の含水比は試料採取時における圃場の水分状態に左右されるので厳密な比較はできないが、高浜入湖底土は400%前後の値で既干拓地土壤に比較してかなり高い値が認められた。このことはあきらかに土壤粒子のもつ水分特性の差を反映しているものと考えられる。さらに既干拓地土壤についてみると、本新島土壤の1, 2, 3層が70~90%で、余郷入、八木土壤の120~170%に比べて低い。また下層土はいずれの土壤においても200%以上で高い値をしめしている。つぎに風乾細土の含水比はほぼ未風乾土の場合と同様の傾向がうかがわれた。なお、余郷入土壤表層で高い値をしめしていることは、前述の土壤断面形態の特徴からもうかがわれるように、サンドアップにともなう下層土混入の影響が反映されているものと考えられる。

つぎにpFと含水比の関係を検討した結果によれば、各段階におけるpFと含水比の関係は前述の水分特性とほぼ同様の傾向をしめした。すなわち各pF段階を通して高浜入土壤ならびに各土壤の下層土の値が高くなっている。一般に土壤中の水分は土壤粒子に吸着保持されている力の程度によって形態別されているが、pF 4.2以上の高pFの水分は膨潤水あるいは吸着水であり、土壤中では移動が困難な不動水と考えられ、pF 4.2以下の低pF水分は毛管水および重力水である。

以上の実験結果からもあきらかなように、高浜入湖底土ならびに各土壤の最下層における吸着水、膨潤水含量は、いずれの値も本新島土壤1層の約2倍になっており、これらの土壤が著しく和水分していることをしめしている。また最大含水量は高浜入湖底土で170%、その他の下層土でもこれに前

後した値をしめし、この値は八郎瀉の90～120%¹⁰⁾、有明の100～110%¹¹⁾などに比べてかなり高い。このことは前述のように土壤粒子のもつ水分特性の差異を反映しているものと考えられる。

(3) 飽和透水係数

土壤の透水性は土壤構造の発達と密接に関係し、構造の発達方向によって透水性に方向性のあることがあきらかにされている。¹²⁾したがって、現地土壤断面の各層位から垂直方向、水平方向に現地構造を保ったまま採土し、その試料について変水位法により飽和透水係数を測定した結果を表-4に、さらにその断面垂直変化を図-6にしめした。また現地構造を保った試料の透水係数については、これを風乾細土充填試料と比較することにより、現地土壤の構造の発達程度をある程度評価できることはすでにあきらかにされている。⁴⁾したがって、現地構造の透水性に対する意義をあきらかにするために、2mm篩別の風乾細土についても充填試料の加重によって、仮比重を変えて飽和透水係数を測定した。その結果を表-5にしめし、さらに飽和透水係数と仮比重との関係を図-7にしめした。

まず現地構造試料の飽和透水係数は各土壤の断面形態の特徴が端的に反映されている。すなわち、余郷入土壤についてみると、垂直、水平方向の透水係数は1、2層とも大差なく $3.5 \sim 7.2 \times 10^{-5}$ で、透水性は良好であるのに対し、3層においては水平方向に対して垂直方向の透水係数が高く、あきらかに透水性に方向性のあることが認められた。本土壤は干拓後における経過年数が浅いにもかかわらず、透水性が良好になっている。このことは前述の土壤断面調査結果からもあきらかなように、1、2層は斑鉄に富み、かなり鮮明な角塊状構造の発達が認められており、3層におよぶ亀裂の発生が観察されることからもうらづけされている。一方、本土壤の粘土鉱物は1:1型のカオリナイト型が主体で、膨潤型のモンモリロナイト系の鉱物の少ないことなどから、干陸後土壤の脱水、乾燥にもとづく土壤構造の生成発達もかなり促進され、透水性を良好にしているものと考えられる。なお本土壤の3層においては、透水性に方向性が認められるが、このことは、現地土壤断面において構造の確認が得られないにしても、亀裂の発生にともなう2価鉄の存在形態の変化、さらに水稻根の伸張などにより、土壤コロイド粒子の配列およびその内容に変化をもたらし、将来、柱状構造など垂直方向への土壤構造の発達を暗示している。

つぎに本新島土壤についてみると、1、2ならびに4層では垂直、水平方向とも $1.2 \sim 5.1 \times 10^{-6}$ で大差なく、⁻⁶10⁻⁶オーダーの値をしめしたが、3層では垂直方向 2.3×10^{-5} 、水平方向 4.0×10^{-6} で水平、垂直比0.17であきらかに透水性に方向性のあることがうかがわれた。これまでの調査結果によれば、本土壤は供試土壤の中でも、もっとも乾燥化が進んだものと考えられるが、1、2層において透水性の低下していることは、現地土壤断面形態の特徴からもあきらかなように、土壤の脱水、乾燥化にともなって土壤粒子の配列がち密化し、現地仮比重が高まったことによって、透水に有効な孔隙量が減少したためと推定される。また、4層についてみると、この層位は1、2層同様飽和透水係数

表-4 飽和透水係數(現地試料)

土 壤 層 位	試 料	垂 直 方 向				水 平 方 向				水 平 垂 直 比	
		仮比重(%)	孔隙量%	間隙比	K ₂₀ (cm/sec)	仮比重(%)	孔隙量%	間隙比	K ₂₀ (cm/sec)		
余 郷 入	I	1	0.41	89.3	8.3	7.07×10^{-5}	0.45	88.4	7.6	2.52×10^{-5}	0.94
		2	0.44	88.7	7.8	3.47×10^{-5}	0.46	87.9	7.3	5.23×10^{-5}	
		3	0.40	89.6	8.6	8.77×10^{-6}	0.43	88.8	7.9	2.97×10^{-5}	
		M	0.42	89.2	8.2	3.81×10^{-5}	0.45	88.4	7.6	3.57×10^{-5}	
	II	1	0.50	88.7	7.9	1.08×10^{-4}	0.59	84.7	5.6	6.75×10^{-5}	0.49
		2	0.51	86.7	6.5	2.15×10^{-6}	0.62	84.0	5.2	4.95×10^{-6}	
		3	0.48	87.5	7.0	1.08×10^{-4}	0.62	83.9	5.2	3.36×10^{-5}	
		M	0.50	87.1	6.8	7.24×10^{-5}	0.61	84.2	5.3	3.54×10^{-5}	
	III	1	0.34	91.1	10.3	2.22×10^{-5}	0.36	90.6	9.7	8.47×10^{-7}	0.27
		2	0.37	90.3	9.3	3.30×10^{-5}	0.32	91.6	10.9	4.44×10^{-5}	
		3	0.38	90.3	9.3	1.21×10^{-4}	0.34	91.1	10.3	1.76×10^{-6}	
		M	0.36	90.6	9.6	5.87×10^{-5}	0.34	91.1	10.3	1.57×10^{-5}	
本 新 島	I	1	0.73	80.9	4.2	7.65×10^{-6}	0.83	78.5	3.7	1.83×10^{-6}	0.28
		2	0.73	81.1	4.3	1.85×10^{-6}	0.80	79.2	3.8	1.40×10^{-6}	
		3	0.76	80.3	4.1	5.92×10^{-6}	0.84	78.3	3.6	1.07×10^{-6}	
		M	0.74	81.0	4.3	5.14×10^{-6}	0.82	78.7	3.7	1.43×10^{-6}	
	II	1	0.86	77.5	3.4	1.13×10^{-6}	0.79	79.5	3.9	5.03×10^{-6}	3.86
		2	0.85	77.9	3.5	1.28×10^{-6}	0.80	79.3	3.8	6.42×10^{-6}	
		3	0.87	76.9	3.3	1.27×10^{-6}	0.89	76.9	3.3	2.79×10^{-6}	
		M	0.87	77.4	3.4	1.23×10^{-6}	0.82	78.6	3.7	4.75×10^{-6}	
	III	1	0.82	78.8	3.7	2.91×10^{-4}	0.88	78.6	3.4	3.91×10^{-6}	0.17
		2	0.83	78.3	3.6	2.36×10^{-5}	0.84	78.3	3.6	3.30×10^{-6}	
		3	0.82	78.7	3.7	4.32×10^{-5}	0.81	78.8	3.7	4.73×10^{-6}	
		M	0.82	78.6	3.7	2.32×10^{-5}	0.84	78.5	3.7	3.98×10^{-6}	
IV	1	0.43	88.8	7.9	1.13×10^{-6}	0.46	88.8	7.3	3.86×10^{-6}	3.10	
	2	0.45	88.4	7.6	1.66×10^{-6}	0.44	88.4	7.7	3.86×10^{-6}		
	3	0.49	87.2	6.8	1.23×10^{-6}	0.44	87.2	7.7	4.74×10^{-6}		
	M	0.46	88.0	7.4	1.34×10^{-6}	0.45	88.0	7.5	4.15×10^{-6}		
八 木	I	1	0.57	85.1	5.7	—	0.57	85.1	5.7	2.81×10^{-6}	2.56
		2	0.57	85.3	5.8	2.43×10^{-6}	0.62	84.0	5.3	8.83×10^{-6}	
		3	0.56	85.6	5.9	1.70×10^{-6}	0.56	85.3	5.8	4.26×10^{-6}	
		M	0.57	85.3	5.8	2.07×10^{-6}	0.59	84.8	5.6	5.30×10^{-6}	
	II	1	0.53	86.1	6.2	3.42×10^{-5}	0.59	84.6	5.5	1.41×10^{-6}	0.25
		2	0.53	86.3	6.3	2.29×10^{-6}	0.53	86.1	6.2	5.82×10^{-6}	
		3	0.61	84.2	5.3	8.51×10^{-7}	0.62	83.8	5.2	2.01×10^{-6}	
		M	0.56	85.6	5.9	1.24×10^{-5}	0.58	84.8	5.6	3.08×10^{-6}	
	III	1	0.40	89.7	8.7	3.31×10^{-6}	0.39	89.8	8.8	4.04×10^{-5}	1.67
		2	0.42	89.2	8.2	1.65×10^{-5}	0.37	90.4	9.4	2.34×10^{-5}	
		3	0.41	89.4	8.4	3.22×10^{-5}	0.42	89.2	9.4	2.30×10^{-5}	
		M	0.41	89.4	8.4	1.73×10^{-5}	0.39	89.8	9.2	2.89×10^{-5}	

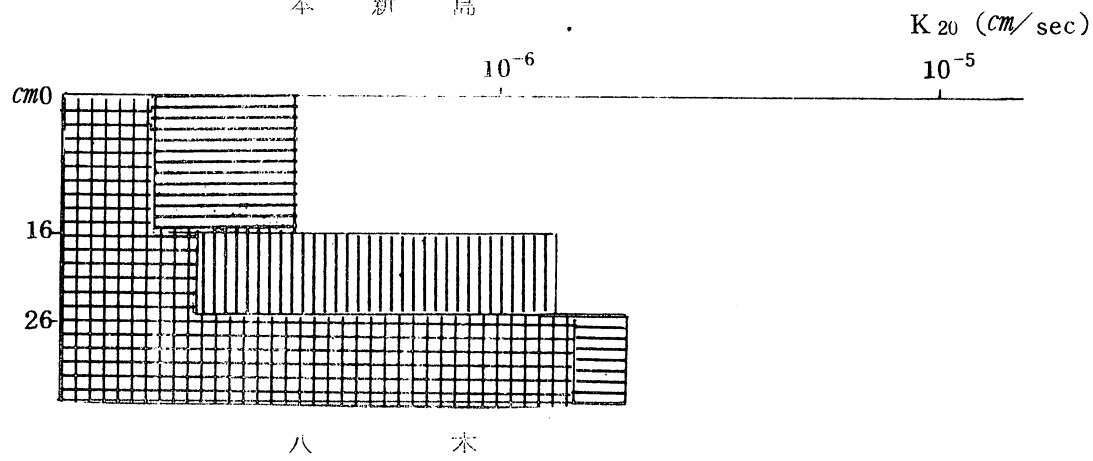
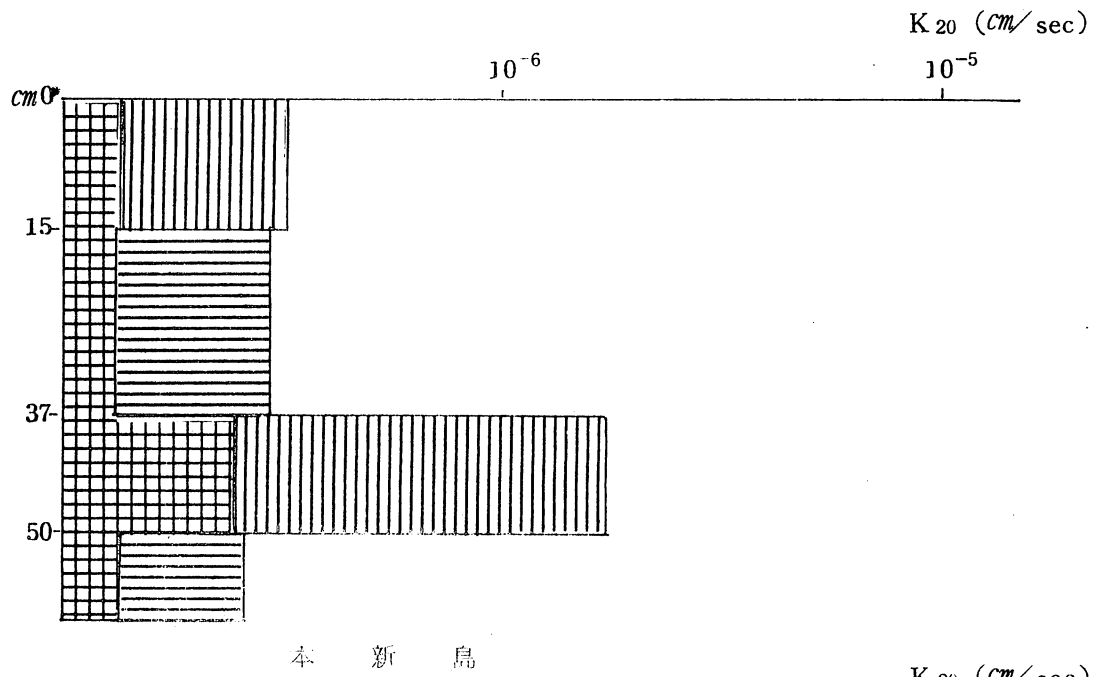
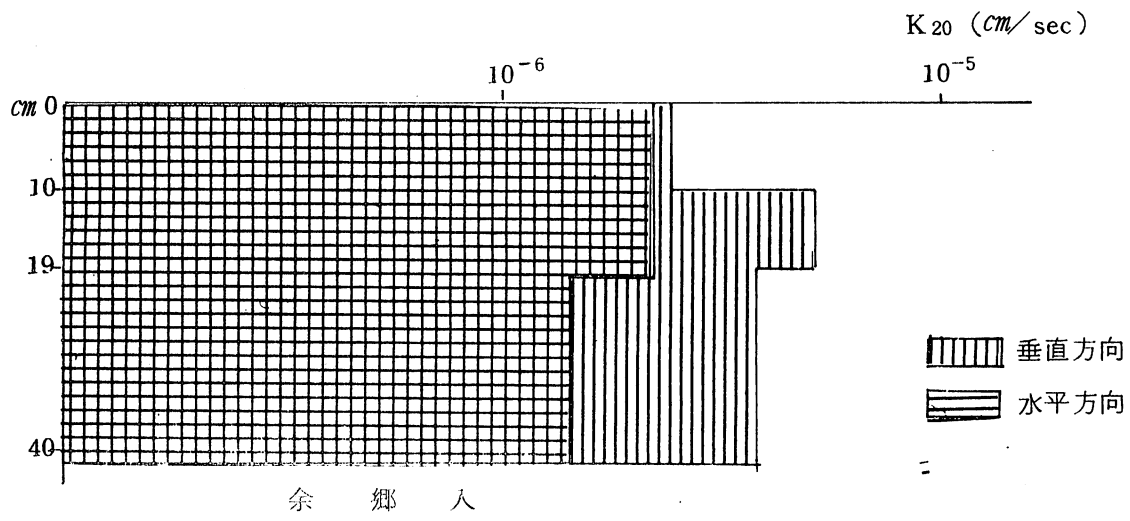
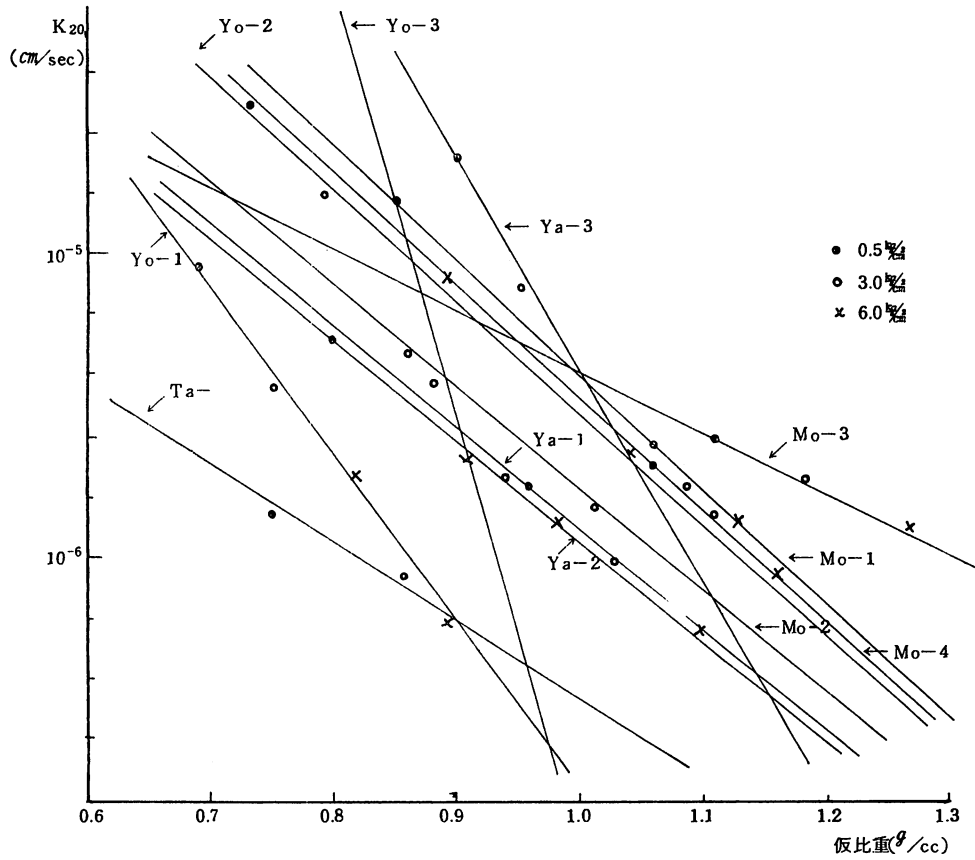


図-6 飽和透水係数 (K_{20}) の垂直変化 (現地構造試料)

表一 5 加重による飽和透水係数(風乾試料)

上 壤 層 位	0.5 (Kg/cm ²)				3.0 (Kg/cm ²)				6.0 (Kg/cm ²)				
	仮比重(ρ/c)	孔隙率(e)	間隙比(e)	K ₂₀ (cm/sec)	仮比重(ρ/c)	孔隙率(e)	間隙比(e)	K ₂₀ (cm/sec)	仮比重(ρ/c)	孔隙率(e)	間隙比(e)	K ₂₀ (cm/sec)	
高 浜 入 -	0.75	80.46	4.1	1.39 × 10 ⁻⁵	0.86	77.64	3.5	9.46 × 10 ⁻⁶	0.88	77.22	3.4	7.76 × 10 ⁻⁶	
余 郷 入	I	0.69	82.00	4.6	9.62 × 10 ⁻⁵	0.75	80.46	4.1	5.23 × 10 ⁻⁵	0.82	78.68	3.7	2.44 × 10 ⁻⁵
	II	0.73	79.10	4.2	4.44 × 10 ⁻⁴	0.79	79.40	3.9	1.95 × 10 ⁻⁴	0.89	76.86	3.3	9.93 × 10 ⁻⁵
	III	0.85	78.00	3.5	1.74 × 10 ⁻⁴	0.88	77.10	3.4	5.27 × 10 ⁻⁵	0.91	76.40	3.2	2.57 × 10 ⁻⁵
木 新 島	I	1.06	72.44	2.6	3.80 × 10 ⁻⁵	1.09	71.80	2.5	2.32 × 10 ⁻⁵	1.13	65.50	2.2	1.60 × 10 ⁻⁵
	II	0.85	77.52	3.5	6.75 × 10 ⁻⁵	1.01	73.76	2.8	1.76 × 10 ⁻⁵	1.06	72.50	2.6	1.28 × 10 ⁻⁵
	III	1.11	71.14	2.5	3.75 × 10 ⁻⁵	1.18	69.32	2.3	2.30 × 10 ⁻⁵	1.27	66.98	2.0	1.72 × 10 ⁻⁵
	IV	1.06	72.49	2.6	3.09 × 10 ⁻⁵	1.11	71.09	2.5	1.25 × 10 ⁻⁵	1.16	69.83	2.3	9.95 × 10 ⁻⁶
八 木	I	0.96	75.04	3.1	2.27 × 10 ⁻⁵	1.03	73.22	2.7	9.97 × 10 ⁻⁶	1.10	71.40	2.5	3.84 × 10 ⁻⁶
	II	0.80	79.28	3.8	5.03 × 10 ⁻⁵	0.94	75.61	3.1	2.73 × 10 ⁻⁵	0.98	64.20	2.5	1.92 × 10 ⁻⁵
	III	0.90	76.60	3.3	3.21 × 10 ⁻⁴	0.95	75.25	3.1	7.76 × 10 ⁻⁵	1.04	72.92	2.7	3.62 × 10 ⁻⁵



図一 7 仮比重と K₂₀ との関係

の値は低かった。このことは後述の水中沈定容積の測定結果によってもあきらかなように、膨潤型の2:1型粘土鉱物を主体とする本土壤の特徴が

反映され、この層位における土壤は著しく膨潤し、土壤コロイドの構造が、表層の場合と著しく異なっていることによるものと考えられる。

さらに八木土壤についてみると、1層では垂直、水平方向とも $2.0 \sim 5.3 \times 10^{-6}$ で、本新島土壤1層と大差なく 10^{-6} オーダーをしめしたが、下層にいくにしたがって、透水性は良好になる傾向が認められ、3層においては垂直、水平方向とも $1.7 \sim 2.9 \times 10^{-5}$ でさらに透水性は良好になっている。このことは現地土壤断面の特徴からもあきらかなように、本土壤は、1層に発達程度の進んだ角塊状、2層に柱状さらに3層に角塊状と土壤構造が各層位に観察されていることからうらがきされるが、さらに下層においては、水稻根の伸張にともなって透水性に有効な孔隙が増加したためと考えられる。

以上のように、いずれの土壤においても、作土層では垂直、水平方向における透水性の差異は明白ではないが、下層では垂直方向の透水係数が高い傾向が認められた。一般に干拓地土壤においては、干陸当初は土壤粒子のもつ著しい膨潤水のためゼリー状構造を呈し、透水性は極めて悪いが、表面水の排除、地下水の低下にともなう土壤粒子の脱水乾燥は著しい土壤の収縮を招来して、クラックの発生を惹起し、垂直方向の透水性が良好になるとともに柱状構造が発達する。しかしながら、作土層では耕耘その他によって、この柱状構造は破壊されるが、土壤粒子の脱水乾燥が更に進むと、角塊状ないし、塊状構造からさらに粒状構造へと進展するものと推定される。したがって、これらの土層においては透水性の方向性はみられない。作付け年次が更に進み、作土下にいわゆる鋤床層が形成されると、この層では水平方向への透水性が良好になってくるものと考えられる。

つぎに風乾細土充填試料の飽和透水係数を仮比重との関連でみると、供試土壤の大部分の飽和透水係数の値は、現地構造試料の値より大きい傾向が認められた。このことはあきらかに風乾処理によって、透水性は著しく良好になったことを暗示している。さらに透水係数の値は加重によって圧密し、仮比重を増加することによってほぼ直線的に小さくなる傾向をしめした。一般に仮比重と透水係数との間には負の相関が認められているが、図-7もある程度このことを証明している。しかしながら、土壤間にかなりの幅が認められ、これは土壤粒子のもつ水分特性（主として膨潤水、吸着水の多寡）および土壤粒子を構成している基本要素（一次粒子の大きさおよび質さらに一次粒子が結合している二次粒子の大きさおよび結合の程度など）の差異を反映しているものと推定される。すなわち、余郷入、八木土壤3層では、加重によって圧密しても仮比重の増加はきわめて少なく、これに対して透水係数は極端に低下している。またこれらの試料では圧密することによって孔隙量そのものの影響は少なかったが、土壤孔隙の質的変換がおり、土壤孔隙内部における通水路の長さが増加した結果と推定される。このことは後述の表-6の粒径組成の分析結果からもあきらかなように、余郷入、八木土壤3層の風乾細土を H_2O_2 処理しないで分析した場合、 CoS 、 FS に相当するアグリゲートが全体の約70%を占めていることからあきらかである。

以上の結果からあきらかなように、土壌の透水性は現地土壌の断面形態の特徴に大きく反映されており、基本的には排水改良を十分考慮し、土壌の乾燥、酸化によって土壌構造の生成発達を促進させることが、透水性改良にきわめて重要であると推察される。さらに和水性の高いグライ層の特性にもとづく透水性不良原因が存在する場合、土壌の特性に応じた改良工法が配慮されるべきことはいうまでもない。しかしながら霞ヶ浦周辺干拓地土壌にはすでにあきらかなように硫化物を多量に含み、脱水、乾燥にともなう土壌の酸性化が十分懸念される。したがって、干陸直後の土壌について透水性改良を考える場合においては、すでに邑知潟の調査結果で丸山技師が指摘しているように、石灰の投入などにより、土壌の酸性反応を抑制しながら、土壌構造の生成発達の促進を図るべきで、このような観点から改良対策を考慮することが重要と考えられる。

(4) 粒径組成

器械分析の結果は表-6にしめした。これによると、供試土壌は本新島3層を除いて粘土含量はおおむね25%以上で、土性はすべてLiC~HCの強粘質土壌に該当した。また干拓の予定されてい

表-6 器械分析 (%)

土 壤 層 位	C o . S	F . S	S i l t	C l a y	土 性
高 浜 入 一	0.4	13.0	24.5	62.1	H C
余 郷 入 I	0.2	21.6	36.0	42.2	L i C
余 郷 入 II	0.1	13.0	48.0	38.9	S i C
余 郷 入 III	0.3	11.0	38.5	50.2	H C
本 新 島 I	2.2	45.2	26.5	26.1	L i C
本 新 島 II	0.2	33.3	38.0	28.5	L i C
本 新 島 III	0.1	48.2	29.0	22.7	C L
本 新 島 IV	0.2	16.1	41.4	42.3	L i C
八 木 I	2.8	22.1	26.2	38.9	L i C
八 木 II	1.9	25.8	29.5	42.8	L i C
八 木 III	0.6	7.3	40.0	52.1	H C

る高浜入湖底土の粘土含量は62.1%で著しく高い値をしめした。これに対して本新島土壌では全般的に粘土含量は若干低く、シルト、細砂の含量は比較的高い傾向をしめし、とくに3層では細砂含量が48.2%で高く土性はCLになっている。また、全般的に下層ほど粘土含量の高い傾向が認められた。

表-7は土壌の風乾、H₂O₂処理の有無が土壌の粒径組成の変化にどのように影響するかを検討したものである。供試土壌は高浜入湖底土の2mm篩別風乾細土、未風乾土を、全郷入、八木土壌では3層のみについて2mm篩別風乾細土を供試した。

表-7 湖底土の風乾, H₂O₂ 処理による粒団組成の変化
(100gあたり%)

処 理	項 目	Co.S	F.S	T-S	Silt	Clay	土性
高浜入	無 処 理 (A)	55.2	27.1	82.3	13.3	4.5	SL
	風乾土 H ₂ O ₂ 処理 (B)	0.3	15.5	15.8	22.5	61.7	HC
	(A) - (B)	54.9	11.6	66.5	-9.2	-57.2	-
高浜入	無 処 理 (A)	11.4	37.9	49.3	33.1	17.7	CL
	湿潤土 H ₂ O ₂ 処理 (B)	0.2	1.3	1.5	29.9	68.6	HC
	(A) - (B)	11.2	36.6	47.8	3.2	-50.9	-
余郷入	無 処 理 (A)	71.3	12.3	83.6	6.0	10.4	CoSL
	風乾土 H ₂ O ₂ 処理 (B)	0.3	11.0	11.3	38.5	50.2	HC
	(A) - (B)	71.0	1.3	72.3	-32.5	-39.8	-
八 木	無 処 理 (A)	67.4	9.3	76.7	6.0	17.4	SCL
	風乾土 H ₂ O ₂ 処理 (B)	0.6	7.3	7.9	40.0	52.1	HC
	(A) - (B)	66.8	2.0	68.8	-34.0	-34.7	-

この結果によると、土壤の粒径組成は風乾およびH₂O₂ 処理の有無によりあきらかに変化することが認められた。すなわち、高浜入湖底土では風乾細土試料のH₂O₂ 処理によって求めた粒径組成は粘土含量61.7%、シルト22.5%、砂合計15.8%で、土性区分HCに該当したが、無処理(H₂O₂ 処理を省略し、直ちにカルボン分散を行なって求めた)の場合の粒径組成は粘土含量4.5%、シルト13.3%、細砂82.3%で土性区分SLに該当し、粘土粒子、シルト粒子は結合して、より大きいミクロアグリゲート(二次粒子)として存在することが認められた。

一方、未風乾土についてみると、H₂O₂ 処理によって求めた粘土含量は68.6%、シルト29.9%、砂合計1.5%で、土性はHCに該当したが、H₂O₂ 無処理の場合は、粘土含量17.7%、シルト33.1%、砂合計49.3%で土性はCLに該当し、この場合の粘土粒子の凝集は風乾細土の場合に比べて少ない傾向が認められた。これは風乾処理によってミクロアグリゲートの生成が促進された結果と考えられる。同様の傾向は余郷入、八木3層風乾細土を供試して求めた場合も認められ、余郷入ではHCであったものがCoSLに、八木ではHCであったものがSCLに変化している。

このような粘土あるいはシルトによる安定なミクロアグリゲートの生成は、完全分散下で得られた粒径組成から判断される土壤の物理的な諸性質に対して、より粗粒質的な性格を持つはづであり、実際の圃場条件下での土壤の物理性を考える場合、ミクロアグリゲートを考慮した土性区分が必要と考えられる。

(5) 水中沈定容積および分散状態

水中沈定容積は一般に土壤ゲルのある種の状態、すなわち、粘土含量、形状、粘土鉱物組成、土壤

が、おかれている環境の影響などが総合的にあらわれた状態をしめすものであり、これらは土壤-水分系の中で、ゲルとして行動しようとする土壤粒子の量の一つの指標となり、土壤粒子の側からみた土壤構造の発達、安定性を考える場合、欠くことのできない測定項目の一つに考えられている。したがってここでは供試土壤について未風乾土、風乾細土を用い、水中沈定容積および分散状態を測定し、その結果を表-8にしめた。

まず水中沈定容積時における各土壤の分散状態についてみると、風乾細土はいずれも土壤粒子が凝集沈降して、上澄液はほとんど透明になっていたのに対し、未風乾土では、とくに高浜入湖底土、八木土壤1.3層で分散が著しく、さらに本新島1層、八木2層においても僅かの分散が認められた。

表-8 水中沈定容積

土壤層位	未風乾土				A/B	風乾細土				C/D	B/D
	1日目 ml/g (A) 分散状態	10日目 ml/g (B) 分散状態				1日目 ml/g (C) 分散状態	10日目 ml/g (D) 分散状態				
高浜入一	9.40	卍	9.45	—	0.99	2.62	—	2.62	—	1.00	3.61
I	3.80	—	3.83	—	0.97	2.55	—	2.55	—	1.00	1.50
余郷入II	3.96	—	3.92	—*	1.01	2.40	—	2.38	—	1.01	1.65
III	5.29	—	5.24	—	1.01	2.29	—	2.28	—	1.00	2.30
I	1.92	+	1.89	—	1.02	1.78	—	1.75	—	1.02	1.05
本新島II	2.59	—	2.48	—	1.04	1.74	—	1.71	—	1.02	1.45
III	3.46	—	3.08	—	1.12	1.44	—	1.44	—	1.00	2.14
IV	4.51	—	3.28	—	1.38	2.06	—	2.04	—	1.01	1.61
I	3.48	卍	3.21	卍	1.08	2.05	—	2.04	—	1.00	1.57
八木II	4.07	+	3.76	+*	1.08	1.99	—	1.98	—	1.00	1.90
III	5.07	卍	3.64	+	1.39	1.99	—	1.97	—	1.01	1.85

注) 分散状態：—著しい，—中，+僅か，—ぎょう集 * 上澄液上部褐色

このような土壤粒子の分散、凝集の差異は、粒子間の吸着力チオンおよび水和性、土壤懸濁液中の電解質の濃度などによって影響され、荷電によって生ずる粒子の反撥力が電解イオンによって中和されると、粒子は凝集して沈降するといわれている。またこの現象は土壤溶液中の塩基類や、遊離鉄との関係が深いとされているが、後述した化学性の分析結果では、分散状態の結果とそれらの因子との関係はあきらかではない。

つぎに、水中沈定容積の経時変化についてみると、水中沈定容積の値は、親水性の高い高浜入湖底土未風乾土で9.40 ml/g、風乾細土で2.62 ml/gでもっとも高い値をしめし、時間の経過にともなう

変化はほとんど認められなかった。この値は八郎瀨未風乾土の¹⁰⁾9.28 ml/g, 風乾細土 3.56 ml/g に匹敵するもので、膨潤水を多量に含んだゲル状構造の特質といえよう。これについて余郷入、八木の順で本新島土壌でもっとも低かった。また、各層位についてみると、未風乾土では下層土の値が高くなっており、これに対して風乾細土では低い傾向が認められた。

一方、土壌粒子の安定度を知るために、1日目と10日目の値の比をとってみると、いずれも未風乾土は風乾土より高く、さらに作土より下層土の高い傾向がうかがわれた。作土においては乾燥湿潤の反復の過程で、土壌粒子は安定化の方向に向っているため、下層土に比べて風乾処理の影響は少ないものと考えられる。土壌の水中沈定容積は風乾処理によって減少するといわれているが、このことは風乾処理によって、とくに吸着水や膨潤水などの不可逆的な脱水が行なわれ、土壌コロイド構造に変化をおよぼした結果と考えられる。¹⁷⁾

以上のように、高浜入湖底土ではきわめて高い水中沈定容積の値がみられたが、風乾処理によってその値は $\frac{1}{3}$ に低下し、ほぼ既干拓地土壌に匹敵する程度にまで減少した。水中沈定容積と他の物理的性質との関係は必ずしも明確にされてはいないが、水中沈定容積の減少にともなって、透水性がよくなることが報告されており、水中沈定容積の変化は当然土壌粒子の質的転換が予想され、今後の土壌対策、施工後の効果の判定などに対して、重要な指標として役立つものと考えられる。

(6) 液性限界および塑性限界

2mm篩別の風乾細土および未風乾土の液性限界、塑性限界を測定し、さらにこれらの数値から塑性指数、流動指数、タフネス指数およびコンシステンシー指数を算出した結果を表-9にしめした。さらに土壌断面内における垂直変化を図-8にしめした。

この結果によると、液性限界、塑性限界の含水比は未風乾土、風乾細土いずれも高浜入湖底土が他の土壌に比べて著しく高い傾向をしめした。またこの値は余郷入>八木>本新島の順でさらに作土から下層に行くにしたがって大きくなっている。これらの傾向は水中沈定容積の場合とほぼ同様、風乾処理による土壌コロイドの質的な変化がアッターベルグ常数に対しても反映されるものと考えられる。液性限界における含水比を最大含水量に比較してみると、高浜入湖底土、余郷入土壌では液性限界よりも低い値をしめし、現地土壌が比較的弱い外力に対して容易に流動することを暗示している。

また、各土壌の塑性指数を土壌断面の垂直変化でみると、各土壌ともおむね下層ほどその値は大きくなる傾向がみられる。このことはあきらかに乾きにくいことを暗示している。塑性限界におけるねばりの強さ、あるいはせん断強度をしめすといわれるタフネス指数を塑性指数/流動指数によって求めた。これによると未風乾土では高浜入湖底土がもっとも高かった。コンシステンシー指数は一般に機械作業における走行可能性の判定基準の一つとして用いられているが、これを液性限界と現地含水比との差/塑性指数によって求めた。その結果によると、高浜入湖底土以外の各土壌の1.2層はおむね正の値をしめし、とくに本新島においては1層0.38、2層0.49で大型機械による作業の可能

範囲にあることが確認された。

表-9 液性および塑性限界

土 壤 層 位	液 性 限 界 (LL)		そ 性 限 界 (PL)		そ 性 指 数 (IP)		流 動 指 数 (If)		タフネス指数 (IC)		コンシステンシー指数 (It)		
	未風乾土	風 乾 土	未風乾土	風 乾 土	未風乾土	風 乾 土	未風乾土	風 乾 土	未風乾土	風 乾 土	未風乾土	風 乾 土	
高 浜 入 一	339.0	100.0	161.5	67.8	177.5	32.2	77.0	20.0	2.30	1.61	-0.32	-0.15	
余 郷 入	I	167.0	94.0	94.6	55.7	72.4	38.3	96.0	21.7	0.75	1.76	-0.05	2.05
	II	153.0	82.2	99.2	59.7	53.8	22.5	98.0	13.5	0.55	1.67	0.32	3.21
	III	208.0	88.0	131.8	55.1	76.2	32.9	88.5	19.5	0.86	1.69	-0.50	2.39
本 新 島	I	89.0	65.0	49.3	44.3	39.7	20.7	26.5	8.5	1.50	2.44	0.38	2.97
	II	89.5	58.4	43.5	39.0	46.0	19.4	40.0	21.3	1.15	0.91	0.49	2.79
	III	79.4	53.8	49.1	36.3	30.3	17.5	31.0	12.6	0.98	1.39	-0.91	1.92
	IV	142.0	80.0	61.7	48.0	80.3	32.0	60.0	19.0	1.34	1.68	-0.91	1.92
八 木	I	146.0	81.1	71.3	49.4	74.7	31.7	36.2	21.2	2.06	1.50	0.16	2.27
	II	175.0	81.6	85.4	58.7	89.6	22.9	52.0	21.5	1.72	1.07	0.59	3.19
	III	171.5	88.5	93.6	62.6	77.9	25.9	63.0	24.9	1.24	1.04	-0.65	2.83

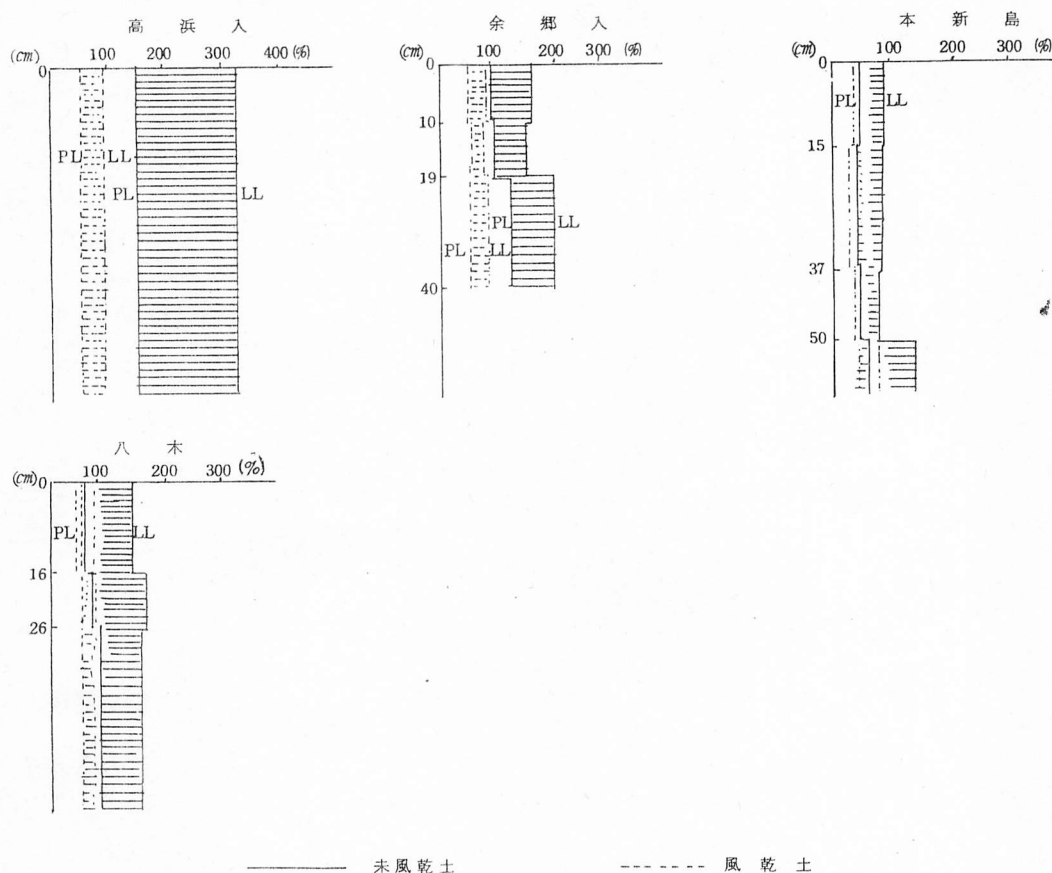


図-8 液性および塑性限界の垂直変化

(7) 収縮限界

供試土壌の未風乾土，風乾細土について土壌の収縮常数を測定した。その結果は表-10にしめしたとおりである。これによると，収縮限界はいずれの土壌においても未風乾土，風乾細土の値に大差

表-10 収 縮 限 界

土 壤 層 位	収縮限界 (%)		収 縮 比		体積変化 (%)		線 収 縮 (%)		
	未風乾土	風乾土	未風乾土	風乾土	未風乾土	風乾土	未風乾土	風乾土	
高 浜 入 一	37.4	44.1	1.15	1.14	399.9	58.4	47.6	14.2	
余 郷 入	I	58.8	55.5	0.96	1.02	101.4	46.2	21.0	11.9
	II	44.4	49.4	1.15	1.08	122.7	37.5	23.4	10.0
	III	27.4	31.2	1.32	1.33	294.1	69.7	36.7	16.2
本 新 島	I	37.8	30.2	1.27	1.38	51.8	44.5	12.9	11.6
	II	38.3	30.7	1.29	1.40	66.4	43.6	15.7	11.4
	III	41.0	32.8	1.26	1.39	50.6	29.4	12.8	8.2
	IV	48.0	40.4	1.14	1.25	92.5	50.2	19.6	12.7
八 木	I	28.8	28.0	1.36	1.40	132.1	72.2	24.5	16.6
	II	35.0	33.5	1.26	1.32	151.9	66.1	26.5	15.5
	III	39.8	35.9	1.24	1.27	149.7	75.1	26.3	17.0

なく，余郷入土壌以外は表層から下層に向って若干低下する傾向がうかがわれた。なお余郷入土壌作土層の高い値はおそらくサンドアップの影響によるものと考えられる。一般に収縮限界と収縮比との間には負の相関がなりたつとされているが，本実験の結果によってもこれに符合し，いずれも収縮限界の増加にともなって収縮比は低下する傾向をしめした。収縮比は乾燥極限状態の容積重を意味し，したがって，収縮限界の小さい土壌ほど容積重が大きくなることをしめしており，収縮限界の大小は土壌のち密度と密接な関係をしめしている。したがって，収縮比の大きい土壌ほど，現地圃場においても容積重が大きく，ち密化しやすいと考えられる。

つぎに体積変化についてみると，高浜入湖底土の未風乾土では400%というきわめて大きい体積変化をしめした。このことは乾燥によって土壌の容積が著しく減少することを意味し，干陸後，脱水乾燥が進むと土壌は著しく収縮し，それにともなって地盤沈下がおこることが予想される。一方，余郷入土壌では101~294%，本新島土壌では52~93%，八木土壌では132~150%で，いずれも下層ほど大きい値をしめした。このことは，作土においては乾燥，湿潤の繰返えしによる膨潤水の不可逆

的な減少ばかりでなく、有機物含量の増加ならびにマイクロアグリゲートの生成なども関与しているものと考えられる。

乾燥にともなって土壌を収縮させる力は主として土壌の毛管張力と考えられ、それを左右する要因はマイクロアグリゲートを含む土壌粒子の大きさおよびその配列状態、それによって生じる孔隙の質と量、水の界面張力などで、このような力は粘土含量の高いものほど大きい。一方、これに抵抗する力、すなわち土壌粒子内の骨格抵抗は砂のような比較的粗粒なもので強く、粘土で弱い。したがって粘土含量の高い土壌では収縮されやすく、砂の多い土壌ほど収縮されにくいといわれる。

(8) 切断強度

現地断面各層から採土した試料を室内で徐々に水分を減少させ、半風乾、風乾、熱乾の各段階における切断強度の測定を行ない表-11に、土壌断面内におけるその垂直変化を図-9にしめした。さらに繰り返し試料について水分含量の変化と切断強度の関係を測定した結果を表-12に、切断強度と水分関係曲線を図-10にしめした。

表-11 切断強度(現地試料)

土壌	層位	処理	切断強度 (Kg/cm ²)	水分 (%)
余郷入	I	半風乾	2.01	19.1
		風乾	6.55	6.2
		熱乾	11.70	—
	II	半風乾	2.54	31.8
		風乾	10.58	7.0
		熱乾	14.40	—
	III	半風乾	1.07	46.1
		風乾	11.90	7.6
		熱乾	10.00	—
本新島	I	半風乾	0.92	18.2
		風乾	2.18	4.2
		熱乾	2.94	—
	II	半風乾	1.14	24.9
		風乾	3.07	5.1
		熱乾	3.87	—
	III	半風乾	0.47	20.4
		風乾	0.92	4.7
		熱乾	1.10	—
八木	I	半風乾	1.54	18.5
		風乾	1.76	6.8
		熱乾	2.01	—
	II	半風乾	2.34	31.0
		風乾	3.04	8.4
		熱乾	5.35	—
	III	半風乾	4.26	32.6
		風乾	22.28	8.7
		熱乾	24.10	—

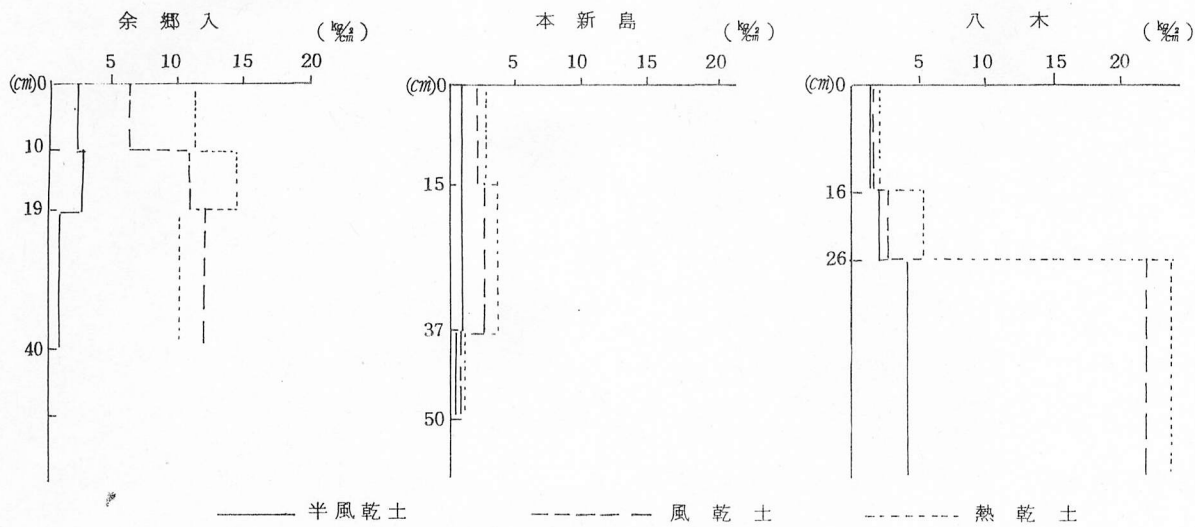


図-9 切断強度の垂直変化

これによると、切断強度はいずれの土壤も水分の減少にともなって増加し、また作土から下層に行くにしたがって増大した。土壤別では表層ではとくに余郷入土壤が、下層においては八木土壤が高く、本新島土壤ではおおむね全層にわたって低い値をしめし、とくに3層において低い傾向をしめした。

切断強度は土壤粒子内に働く土壤の凝集力をしめすもので、土壤粒子が細かく、また含水量の減少にともなう毛管圧の増加によって増大するとされている。前述のように本新島土壤の粘土含量は他の二者に比べて少なく、とくに3層では細砂優位の土壤であり、凝集力は他の二者に比べて低いのは当然であろう。

つぎに練り返し試料の切断強度についてみると、現地構造の場合に比べて全般的に切断強度の値は高く、とくに風乾から熱乾にかけてその値は急激に増加した。また全般的に下層ほど高い値がみられるのは現地構造試料の場合と同じであった。土壤別にみると高浜入>八木>余郷入>本新島土壤の順に切断強度は低い値をしめした。

つぎに切断強度水分関係曲線を見ると、切断強度は水分の減少にともなって最初は徐々に、そして風乾直前の水分域から急激にその値が高まっている。また一部の試料では水分含量約15~20%附近(変色点)で曲線はピークをしめし、その後一時減少し、さらに風乾前後の水分域で急激に増加する曲線がみられる。そしてこの現象はいずれも未風乾土の作土で顕著に認められている。このようなことはすでにベーパー¹⁸⁾によって指摘されており、さらに山中⁸⁾ならびに本村ら¹⁹⁾の実験によっても経験されておるところであり、この原因についてはつぎのように理解されている。すなわち、土壤水分の乾燥する際、この点が土色で暗色から明色に変化するところと考えられ、この点で土壤の収縮は停滞し、

表-12 水分含量の変化と切断強度

土 壤 層位	未 風 乾 土		風 乾 土	
	切断強度 (Kg/cm ²)	含水比 (%)	切断強度 (Kg/cm ²)	含水比 (%)
高浜入 一	0.69	147.6	1.30	70.4
	0.96	125.2	2.56	49.6
	4.13	73.8	3.40	36.9
	5.79	45.9	3.78	31.9
	6.29	33.6	4.87	29.3
	11.59	10.2	11.66	9.5
	29.35	—	24.60	—
I	0.76	119.0	1.27	59.7
	1.02	116.3	1.52	49.5
	2.56	79.4	2.34	36.1
	3.21	21.0	3.02	24.7
	3.78	28.7	4.04	19.5
	3.16	8.4	6.33	10.0
	5.51	—	7.10	—
余郷入 II	0.67	110.0	1.22	54.8
	1.28	97.3	1.97	43.3
	2.34	47.9	2.11	32.4
	2.71	37.4	3.53	26.1
	3.17	20.9	3.55	22.8
	5.72	9.1	3.59	15.7
	7.78	—	5.82	—
III	0.63	140.7	1.90	53.8
	1.36	118.8	2.63	43.2
	2.48	76.6	4.66	30.9
	5.58	46.8	4.88	25.6
	7.95	25.6	6.33	15.8
	12.24	7.4	12.74	9.6
	16.25	—	13.07	—
本新島 I	1.27	43.2	1.24	34.8
	1.52	35.2	1.31	32.1
	2.40	24.5	1.74	21.7
	7.11	10.6	2.66	16.0
	5.47	7.2	2.40	14.4
	5.33	4.6	3.36	5.4
	5.88	—	7.49	—

(表-12 つづき)

土 壤 層 位	未 風 乾 土		風 乾 土	
	切断強度 (Kg/cm ²)	含 水 比 (%)	切断強度 (Kg/cm ²)	含 水 比 (%)
II	1.71	40.9	1.12	39.8
	2.01	35.8	1.52	34.0
	2.34	33.2	2.22	24.0
	5.17	20.9	3.15	18.5
	5.98	10.4	4.34	13.4
	5.09	5.6	5.43	7.0
	8.88	—	10.12	—
本新島 III	1.26	38.1	0.68	33.9
	1.33	36.7	0.81	26.6
	2.02	25.5	1.21	18.1
	2.78	9.3	1.75	15.7
	3.52	7.4	2.33	14.0
	3.41	5.4	5.35	6.1
	3.27	—	6.09	—
IV	1.80	60.6	1.21	52.5
	2.30	50.5	1.56	44.7
	3.54	37.2	2.04	33.6
	4.38	18.2	2.35	28.4
	4.08	11.6	3.53	23.3
	5.87	8.0	7.61	10.3
	7.45	—	8.89	—
I	0.57	92.2	1.97	47.7
	1.63	70.5	2.02	42.2
	7.36	31.0	5.46	26.2
	8.37	22.2	9.08	19.3
	8.04	15.0	11.30	12.0
	14.66	7.2	14.36	8.2
	11.85	—	20.74	—
八 木 II	1.02	84.5	1.82	46.5
	1.32	74.8	2.54	38.2
	5.85	20.2	6.17	28.9
	6.40	11.1	6.58	23.2
	13.06	8.4	8.23	13.8
	15.43	8.0	10.88	9.2
	16.44	—	16.23	—
III	0.99	99.4	0.78	51.2
	2.41	70.0	1.36	40.0
	4.55	47.3	2.67	35.4
	5.10	25.8	4.24	27.2
	8.01	11.9	6.06	19.5
	18.25	7.9	13.50	10.0
	22.63	—	24.04	—

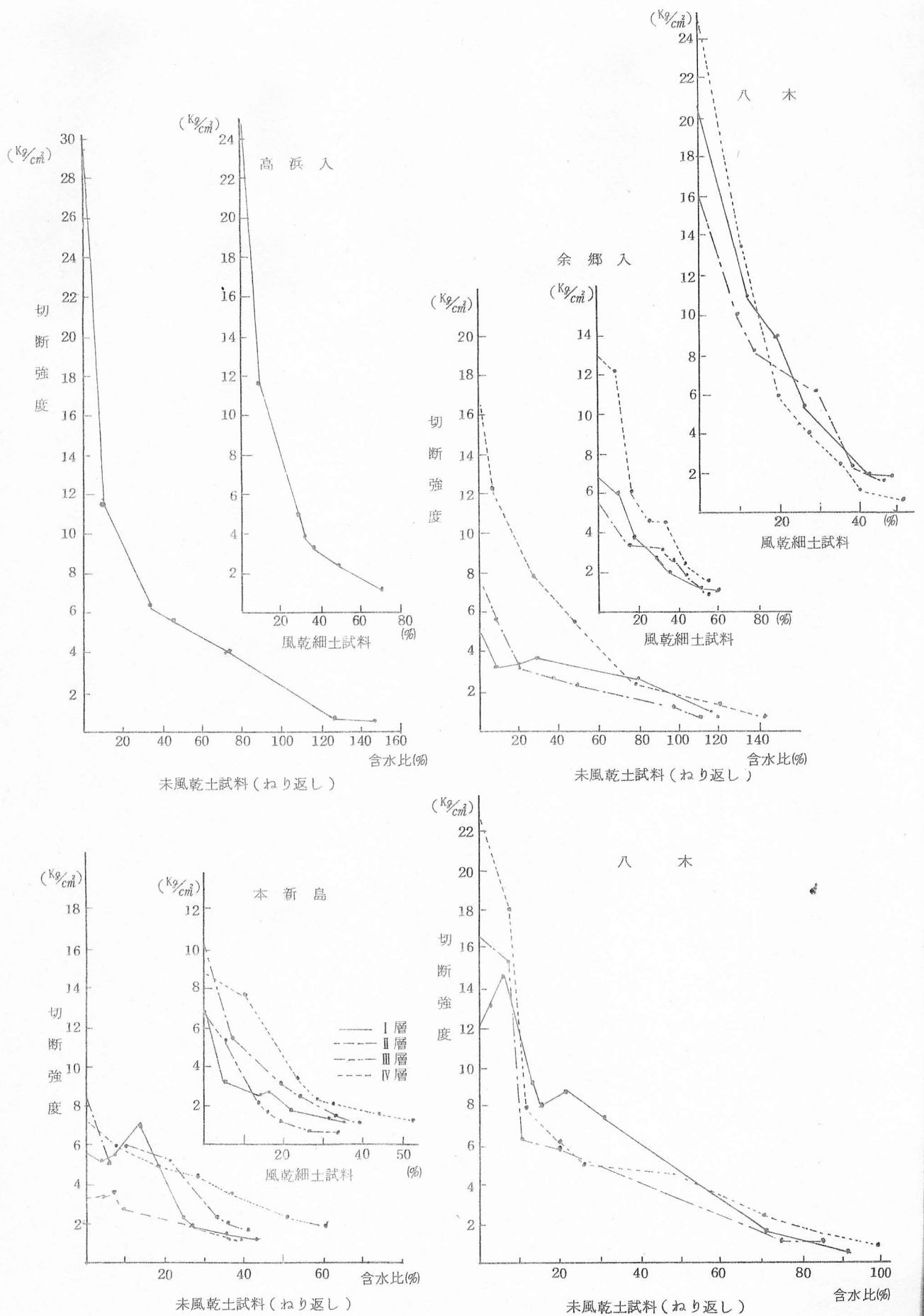


図-10 切断強度と水分関係曲線

最初水でみたされていた孔隙に空気が浸入するため凝集力は弱められたものと考えられる。

切断強度は土壌粒子間に働く土壌の凝集力をしめすもので、土壌粒子を引き離すのに要する引張り抵抗力を意味しており、二粒子間の切点の周りにリング状に懸着する水フィルムによる毛管圧に密接に関係している。したがって、土壌粒子が細くなるにしたがい、つまり粘土含量が増加するにしたがって切断強度は増大することになる。

切断強度換言すれば土壌の凝集力の測定は、農作業機械の支持力、碎土の難易、さらに発芽、苗立ちなど現実の栽培上における各種の問題点を解決する際の有効な指標の一つであると考えられる。

一方 練り返し試料では、自然状態において土壌が破壊された場合の究極的な土壌の凝集力をしめすものと考えられている。これは不適当な条件下での機械運行作業などによって、土壌の団粒構造が破壊され、圧密された状態における土壌の究極的な硬さをしめすもので、この状態においては、土壌の碎土や耕耘などの作業効率は著しく低下するものと考えられる。したがって、機械運行に際しては、これらのことを十分に考慮しなければならない。

2) 化学的特性の解明

(1) 湖底土壌の酸性化

干拓地土壌はおゝむね海水の影響をうけ、多量の硫化物を含んでいるため、乾燥過程において、硫化物が酸化されて硫酸が生成し、土壌が酸性化することはよく知られており、霞ヶ浦周辺干拓地土壌の酸性化についても、すでに小林²⁰⁾によってあきらかにされている。したがって、高浜入湖底土についても酸性化の程度を知るためつぎの実験を行なった。

室内に未風乾土を放置し、自然乾燥させ、水分の減少にともなう土壌 pH，土色の変化を追跡した。その結果を表-13, 14 および 図-11 にしめた。これによると、pH は水分の減少にともなって次第に低下し、同時に土色の変化もあきらかに認められた。

すなわち、実験当初水分含量 83.5% で pH 6.60 であったものが、水分含量が 20.3% まで減少したとき pH は 5.45 に低下した。一方土色は表層と内層ではその変化の様相があきらかに異なっていることが認められた。

干拓地土壌の pH の低下は硫酸還元菌の作用による硫化物から硫酸への酸化に由来するもので、この作用は、畑状態の水分に保った場合に最も活発であることが知られている。しかるに本実験では、大気中に風乾させ、その過程での pH を追跡したために、pH の低下は 5.45 で留まった。畑状態でインキュベートすれば、pH の低下は一層著しいものになると予想される。

つぎに水分状態の異なる土塊について、表層、内層別に土色、水分、pH の変化を検討した。この結果によると、土塊の表層、内層における土色、水分、pH の変化はあきらかに異なることが認められた。土色は土塊の表層でいずれも酸化的な色相を呈したが、内層では還元的な色相を呈した。さらに水分についてみると、湿潤土塊、風乾土塊においては表層、内層とも大差はみられなかったが、半湿

表-13 湖底土の乾燥過程における土壌の変化

月 日	水分%	pH(H ₂ O)	土 色 (Munsell)	
			表 層	内 層
5. 21	83.5	6.60	10GY $\frac{3}{1}$ (緑黒)	10GY $\frac{3}{1}$ (緑黒)
5. 22	81.3	6.57	7.5GY $\frac{2}{1}$ (緑黒)	10GY $\frac{3}{1}$ (緑黒)
5. 24	79.8	6.50	5Y $\frac{3}{2}$ (オリーブ黒)	10GY $\frac{3}{1}$ (緑黒)(クラック発生)
5. 26	75.5	6.22	5Y $\frac{3}{2}$ (オリーブ黒)	10GY $\frac{3}{1}$ (緑黒)
5. 28	70.7	6.10	2.5Y $\frac{3}{2}$ (黒褐)	10GY $\frac{3}{1}$ (緑黒)
5. 30	67.9	5.74	2.5Y $\frac{3}{2}$ (黒褐)	7.5GY $\frac{2}{1}$ (緑黒)
6. 1	52.4	5.65	2.5Y $\frac{3}{2}$ (黒褐)	7.5GY $\frac{2}{1}$ (緑黒)
6. 4	39.3	5.51	2.5Y $\frac{4}{1}$ (黄灰)	2.5GY $\frac{4}{1}$ (暗オリーブ灰)
6. 7	32.8	5.47	2.5Y $\frac{4}{1}$ (黄灰)	2.5GY $\frac{4}{1}$ (暗オリーブ灰)
6. 9	20.3	5.45	2.5Y $\frac{4}{1}$ (黄灰)	7.5 Y $\frac{5}{1}$ (灰)
6. 13	11.4	5.44	2.5Y $\frac{5}{1}$ (黄灰)	5 Y $\frac{5}{1}$ (灰)
6. 20	9.8	5.44	2.5Y $\frac{5}{1}$ (黄灰)	5 Y $\frac{5}{1}$ (灰)
7. 20	8.7	5.45	2.5Y $\frac{5}{1}$ (黄灰)	5 Y $\frac{5}{1}$ (灰)

注), pH, 水分は土塊の表層, 内層の混合には測定値

表-14 湖底土の乾燥過程における土塊の表層, 内層別土壌の変化

乾, 湿	土 塊 の 表 内層別	土 色 (Munsell)	水 分 %	pH (H ₂ O)
	内 層 10GY $\frac{2}{1}$ (緑黒)	83.3	7.02	
湿	表 層 2.5Y $\frac{3}{2}$ (黒褐)	67.2	5.75	
	内 層 7.5GY $\frac{2}{1}$ (緑黒)	65.5	6.85	
半乾	表 層 2.5Y $\frac{4}{1}$ (黄灰)	39.5	5.53	
	内 層 2.5GY $\frac{4}{1}$ (暗オリーブ灰)	40.2	6.70	
乾	表 層 2.5Y $\frac{5}{1}$ (黄灰)	14.8	5.52	
	内 層 5Y $\frac{5}{1}$ (灰)	14.9	5.55	

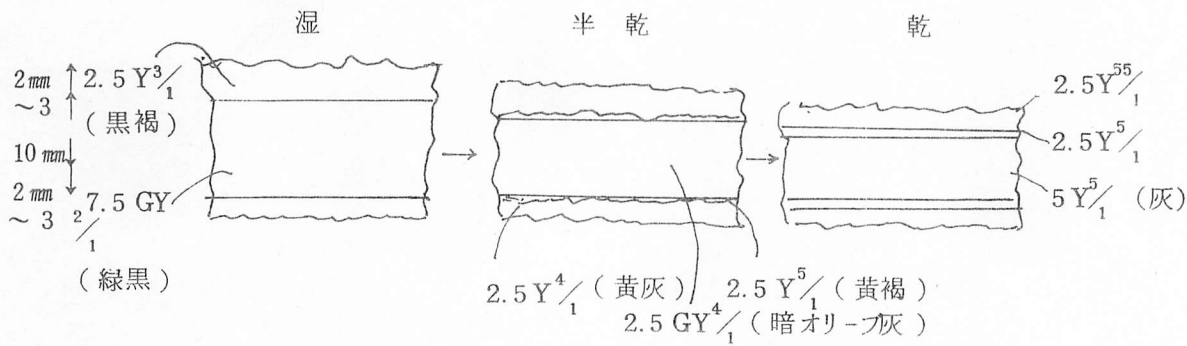


図-11 湖底土風乾過程(クラック発生後)における土塊の層の変化模式図

潤状態の土塊では表層に比べて内層の水分含量が若干少ない傾向がみられた。また pH はいずれの土塊においても表層に比べて内層の pH の高い傾向が認められた。

(2) 一般化学性

供試土壌の一般化学性の分析結果は表-15にしめたとおりである。

表-15 一般化学性 (乾土 100g あたり)

土壌 層位	pH		T-C (%)	腐植 (%)	C-E-C (me)	置 換 性 塩 基 (me)					遊離酸 化 鉄 (%)	りん酸吸 収係数	
	H ₂ O	Kcl				Ca	Mg	Ca/Mg	K	Na			
高浜入 -	5.60	4.90	4.20	7.20	38.7	8.90	11.25	0.79	0.83	4.84	1.82	1,620	
余郷入	I	3.15	2.90	5.57	9.60	23.3	2.20	1.90	1.16	0.55	2.82	2.72	1,900
	II	2.57	2.40	5.35	9.23	22.3	2.68	2.50	1.07	1.10	2.42	2.14	1,160
	III	3.62	3.28	4.52	7.80	26.3	5.00	6.00	0.83	0.55	3.23	1.65	1,480
本新島	I	5.68	5.00	2.00	3.45	17.3	3.13	5.30	0.59	0.26	8.06	1.38	780
	II	6.25	5.72	2.18	3.77	19.2	3.57	5.65	0.63	1.11	12.90	1.42	900
	III	6.30	5.78	1.72	2.98	18.1	3.13	4.92	0.64	1.38	12.52	1.04	800
	IV	6.60	6.05	3.05	5.25	22.4	7.25	13.80	0.53	2.66	17.35	1.49	1,420
八木	I	5.28	4.20	3.47	6.00	22.7	5.36	3.14	1.70	1.11	3.23	2.21	1,180
	II	4.70	3.95	4.65	8.02	25.0	5.82	4.39	1.33	1.11	2.81	2.24	1,520
	III	4.78	4.15	4.70	8.12	25.0	6.71	5.00	1.34	0.83	2.78	2.17	1,660

まず供試土壌の pH についてみると、高浜入湖底土は、本新島土壌と同様 H₂O 浸出で 5.60, Kcl で 4.90 で微酸性であったが、余郷入、八木土壌では強酸性を呈し、とくに余郷入土壌においては全層 3.0 前後のきわめて低い値が認められた。

腐植含量は高浜入湖底土で7.2%，余郷入土壤各層9.6～7.8%，本新島土壤で3.5～5.3%，八木土壤で6.0～8.1%の範囲で、余郷入>高浜入>八木>本新島の順であった。またこれを他の干拓地との比較でみると、八郎瀨¹⁰⁾で3.6～6.4%，邑知瀨¹³⁾で5.9～5.5%，有明²¹⁾で2.1～3.4%，中海で3.6～3.0%となっており、これらの値からみても、高浜入および隣接干拓地土壤における腐植含量の多いことはあきらかである。

つぎにCEC についてみると、高浜入湖底土で38 m·e，余郷入22～26 m·e，八木で23～25 m·e，本新島17～22 m·e の順であった。これを他の干拓地の比較でみると、八郎瀨¹⁰⁾40～45 m·e，邑知瀨¹³⁾38～49 m·e，有明²¹⁾32～39 m·e となっており、供試土壤のCECは全般的に低い傾向がうかがわれた。塩基含量は供試土壤の中では余郷入土壤において全般的に低い傾向が認められた。高浜入湖底土のCa，Mg 含量はほぼ本新島4層に匹敵しており、余郷入，八木，本新島表層に比べて高かった。また各土壤とも、表層に比べて下層の含量が高かった。

一般に海水の影響の大きい土壤はCa 含量に対してMg 含量が大きいとされている。このようなことからこれをCa /Mg 比 でみると、高浜入，本新島および余郷入3層はあきらかに1以下であり、海水の影響の大きいことがうかがわれた。Na 含量は本新島土壤の各層で高い値をしめし、この値は高浜入湖底土の約2倍，余郷入，八木土壤の約4倍の値であった。遊離酸化鉄は、余郷入，八木>高浜入>本新島の順となり、りん酸吸収係数では余郷入1層の1,900がもっとも高く、ついで高浜入1,620，八木1層1,180，本新島780の順であった。

以上の結果からもあきらかなように、高浜入湖底土を含む霞ヶ浦周辺干拓地土壤は、土壤の乾燥化にもとづいて土壤反応は低下し、強酸性化することはあきらかであり、さらに有機物含量が我が国の代表的な干拓地に比較して高く、CEC，塩分含量は比較的低い傾向をしめしている。一方、生成的にみて、火山灰台地に隣接している干拓地は、非晶質のアロフエンの粘土鉱物の存在²²⁾もうかがわれ、さらに比較的りん酸吸収係数の値の高いことは、火山灰の混入を裏書きするものであろう。これらの性質は前報で報告したとおりであり、湖底土を含む霞ヶ浦周辺干拓地土壤の特徴としてあげられよう。²³⁾したがって、干拓後において土壤対策を考える場合、これまで述べた土壤の化学的特性を十分配慮した上で、検討することが望ましいと考えられる。

V 要 約

霞ヶ浦周辺干拓地土壤の物理的特徴をあきらかにするために高浜入湖底土と干拓年次の異なる2.3干拓地土壤を供試して、これらの理化学的特性を比較検討した。その結果を要約すればつぎのようである。

(1) 三相分布，仮比重

作土層の気相率は本新島土壤で20%以上，余郷入，八木土壤では12～13%程度で小さかった。また、本新島土壤は1・2・3層とも固相割合が高く，液相が少なかった。

さらにいずれの土壤も表層に比べて下層で液相の占める割合が高かった。仮比重は作土で本新島土壤 0.69 > 八木土壤 0.50 > 余郷入土壤 0.38 の順で、いずれも下層ほどその値は小さかった。

(2) 土壤水分

未風乾土の含水比は高浜入湖底土 400 % 前後 > 余郷入、八木土壤 120 ~ 170 % > 本新島土壤 70 ~ 90 % の順に低くなった。また含水比は下層ほど高くなり、いずれの土壤においても最下層では 200 % 以上で高かった。さらに高浜入湖底土ならびに各土壤の最下層におおて吸着水、膨潤水が多く、最大含水量は高浜入湖底土で 170 % であった。

(3) 飽和透水係数

飽和透水係数は現地土壤構造の発達方向によって透水性に方向性がみられた。

(4) 粒径組成

高浜入湖底土の粘土含量は 62.1 % であった。その他の供試土壤もおおむね粘土含量 25 % 以上で土性は LiC ~ HC であった。

また、湖底土を風乾処理するとマイクロアグリゲートの生成が認められ、これらに關与する有機物の存在意義も大きかった。

(5) 水中沈定容積

高浜入、八木土壤の未風乾土では、著しく分散したが、風乾土ではいずれの土壤でも凝集沈降した。高浜入湖底土は未風乾土の水中沈定容積は 9.40 ml/g をしめし、風乾土で 3.56 ml/g で $\frac{1}{3}$ に低下した。ついで余郷入、八木土壤の順であった。

(6) 液性限界および塑性限界

液性限界は高浜入 > 余郷入 > 八木 > 本新島の順となり、塑性限界も同様の傾向をしめした。なおコンシステンシー指数から、本新島土壤では大型機械による作業範囲にあることが確認された。

(7) 収縮限界

体積変化でみると、未風乾土で高浜入湖底土 400 % > 余郷入作土 101 ~ 3 層 294 % > 八木作土 132 ~ 3 層 150 % > 本新島作土 52 ~ 4 層 93 % であった。

(8) 切断強度

切断強度は粘土含量におおむね比例する傾向がみられ、練り返し試料で高浜入 > 八木 > 余郷入 > 本新島土壤の順であった。

2) 化学的特性の解明

(2) 湖底土の酸性化

室内自然風乾で、水分含量 83.5 % のとき、pH 6.60 であったものが、水分含量 20.3 % のとき pH 5.45 に低下した。

(3) 一般化学性

高浜入湖底土の風乾細土のpHはH₂O浸出で5.60, KClで4.90であった。本新島土壌の反応も高浜入と同様の値であった。一方、余郷入、八木土壌ではpH3.0前後の強酸性を呈した。腐植含量は余郷入9.6~7.8%>八木6.0~8.1%>高浜入7.2%>本新島3.5~5.3であった。我が国の代表的な干拓地の比較でみると、腐植含量はきわめて高いことが確認された。CECは高浜入湖底土38me>余郷入22~26me>八木23~25me>本新島17~22meの順であった。これを他の干拓地に比べると全般的に低い傾向が確認された。塩基含量は他の干拓地に比べて全般的に少ない傾向をしめした。Ca/Mg比から供試土壌は海水の影響をうけていることが確認された。遊離鉄は余郷入、八木>高浜入>本新島の順であった。りん酸吸収係数は余郷入1層1,900>高浜入1,620>八木1層1,180>本新島1層780の順で一部では火山灰の影響のあることが認められた。

謝 辞

本研究は昭和48年5月1日から同年10月31日まで、茨城県農業試験場の依頼研究員として、農林省農業技術研究所化学部土壌第二科土壌立地第一研究室で実施したものであり、本研究の実施にあたり、ご助言を承まわった横井肇第二科長、本実験逐行上親切なご指導、ご援助をいただいた同研究室、仲谷紀男技官に対し、さらに土壌二科各研究室員、土壌物理研究室寺沢四郎室長、茨城農試土壌肥料部石川実主任研究員、茨城県農地計画課宮本正係長の各位に対し、厚く感謝の意を表する次第である。

本研究の一部は日本土壌肥料学会において発表した。

引用文献

- 1) 平山ら(1977): 霞ヶ浦周辺干拓地土壌の改良に関する研究(第1報)茨農試特別研報第3号
- 2) 東京農地事務局(1960): 高浜入干拓計画地区土壌調査報告書
- 3) 茨城農試(1972): 高浜入干拓畑地化新技術開発調査試験成績書
- 4) 福桜盛一, 横井肇(1968): 土壌の飽和透水係数測定について, 土肥誌, 39, 321~326
- 5) 土壌物理性測定委員会編(1972): 土壌物理性測定法 65~70
- 6) 青峯, 本荘(1953): 負圧力の中沈定容積, 日土肥誌 24, 13~16
- 7) 土質工学会編: 土質試験法 93~132
- 8) 山中(1965): 土壌の凝集力に関する研究, 農研報告B, 6
- 9) 土壌養分測定法委員会編: 土壌養分分析法
- 10) 農林水産技術会議事務局, 秋田農試(1972): 八郎潟干拓地土壌の特性と耕地化過程に関する土壌学的研究

- 11) 農技研化学部土壤第 2 科, 第 3 科 (1968) : 研究成績
- 12) 横井, 池宗, 水野 (1969) : 土壤の透水係数の方向性について, 日土肥誌 7, 271 ~ 275
- 13) 農技研化学部, 土壤第 2 科 (1969) : 研究成績 (別冊)
- 14) 柏木, 横井 (1953) : 土壤コロイド構造に関する研究, 日土肥誌 24, 21 ~ 24
- 15) 安富六郎 (1962) : 土壤の沈定容積について, 土壤の物理性 6, 1 ~ 8
- 16) 後藤正司, 森麟 : 土質工学ハンドブック
- 17) 青峯 (1948) : 土壤の水中沈定容積におよぼす風乾の影響 (第 2 報) 日土肥誌 19, 2 ~ 35
- 18) ベーパー (1955) : 土壤物理学 118 ~ 119
- 19) 農技研化学部土壤 2 科, 3 科 (1969) : 研究成績 24 ~ 27
- 20) 小林 (1939) : 干拓地不良土改善に関する研究, 茨農試臨時報告第 3 号
- 21) 農技研化学部土壤 2 科, 3 科 (1969) : 研究成績 24 ~ 27
- 22) 平山 (1977) : 霞ヶ浦周辺干拓地土壤の改良に関する研究 (第 3 報) 茨農試特別研報第 3 号
- 23) 平山ら (1977) : 霞ヶ浦周辺干拓地土壤の改良に関する研究 (第 1 報) 茨農試特別研報第 3 号