

干拓新田における盤層の 形成過程について

米 田 茂 男

(岡山大学農学部)

I 緒 言

児島湾沿岸を中心として展開する岡山県下の干拓新田のうち、とくに児島湾内部地域には、母材としての泥土堆積物の物理的および化学的性質が近似し、ただ干拓年次、従って開田後の年数のみを異にした水田が、堤防から内部に向って、ほぼ帯状に分布している。従って土壌生成作用に伴う各層位の組成変化、水田耕作に伴う盤層の形成過程、さらには地力の推移を追究する上に、他に比類のない研究材料を提供している。

著者は、これらの干拓地土壌を対象として生成的研究を行った結果、本地域の干拓新田の土壌は、主として溶脱作用と水田土壌生成作用によって規則的に変化すること、かかる変化の過程によって若干の類型に分類できること⁵⁾、かつ土壌の物理的性質の変化は、化学的性質の変化と密接な関連を有すること^{7,8)}、などを明らかにした。

とくに物理的性質の生成的变化の見地からすると、干拓初期の未熟土壌の易耕性は、きわめて劣悪であるが、生成の進行に伴って作土の易耕性は次第に向上する一方、干拓後約50年を経過すると明らかに盤層が形成され、作土と盤層の物理的性質の間に、著しい相違を生じることを知った。かくて本研究の結果から干拓新田における盤層の形成過程を、ある程度把握できることが判った。

別に川口および喜田^{1,2)}は、同じく児島湾干拓地の、開田後の年数を異にした干拓田を対象として、盤層の形成と、これに伴う土壌断面における物理的および化学的性質の変化について詳細な研究を行った。

以下これらの研究成果を総合して、干拓新田における盤層の形成過程について、若干の考察を試みる。

II 供試土壌の性格

供試土壌としては、天然型、微溶脱型、弱溶脱型および強溶脱型の4型、6種を用いた。これらの土壌および地下水の組成は第1表に示すとおりである。

干拓年次の新しい天然型と微溶脱型土壌では、土層の分化は発達せず、後者で第2層がややしまっているが、まだ盤層の形成は認められなかった。弱および強溶脱型土壌では、B₁G層に斑鉄、マンガン斑または結核が顕著に現われ、柱状構造も出現し、かつB₁G層の上部または全部が盤層に相当していた。

土壌の機械的組成は第2表に示すとおりで、粘土含量には若干の差が生じたがその大部分がHeavy Clay またはLight Clayで、土性はかなり近似していた。

次に土壌の化学的組成のうちで、とくに物理的性質と関連が深いと考えられる若干の性質を掲げる。

まず腐植含量をみるに、第2表に示すとおり、作土の含量は肥培管理の影響によって、次第に増加したが、第2層以下の含量は、アルカリ性溶脱の影響によって、古い干拓田では明らかに減少の傾向を示

した。

第1表 土壤および地下水の組成

No.	地点	深さcm	層位	干拓後の年数	PH	Cl ⁻ %	地下水位 地下水のCl ⁻
天然型土壤							
95F-1	児島干拓 7区	0-20	A ₁ G	2	7.4	0.92	45cm
2		20~	G		7.7	0.58	0.71%
微溶脱型土壤							
94B-1	児島干拓 6区	0-12	A ₁ G	12	6.7	0.06	52cm
2		12-42	A ₂ G		6.4	0.28	0.18%
3		42~	G		7.0	0.26	
弱溶脱型土壤							
89A-1	児島郡 興除村	0-13	A	60	6.3	0.02	65cm
2		13-48	B ₁ G		6.5	0.03	0.14%
3		48-84	B ₂ G		6.4	0.04	
82F-1	"	0-14	A ₁ G	130	5.6	0.02	60cm
2		14-44	B ₁ G		6.1	0.03	0.10%
3		44-60	B ₂ G		6.1	0.07	
強溶脱型土壤							
70C-1	倉敷市 豊洲	0-16	A	246	5.4	0.03	71cm
2		16-32	B ₁ G		6.3	0.02	0.09%
3		32-55	B ₂ G		6.8	0.02	
63A-1	都窪郡 吉備町	0-12	A ₁ G	323	5.2	0.03	112cm
2		12-23	B ₁ G		6.0	0.01	0.03%
3		23-58	B ₂ G		6.0	0.05	

第2表 土壤の機械的組成と腐植含量

No.	腐植 %	粗砂 2.0- 0.2mm %	細砂 0.2- 0.02mm %	シルト 0.02- 0.002mm %	粘土 0.002mm> %	土性
天然型土壤						
95F-1	2.63	0.8	6.8	40.9	51.5	Heavy Clay
2	2.90	Tr	3.1	44.0	52.9	"
微溶脱型土壤						
94B-1	4.20	0.4	10.5	42.7	46.4	Heavy Clay
2	2.37	0	18.2	37.8	44.0	Light Clay
3	2.44	0	20.1	37.4	42.5	"
弱溶脱型土壤						
89A-1	2.87	7.4	15.7	35.7	41.2	Light Clay
2	1.32	12.5	22.8	29.8	35.0	"
3	1.08	26.0	33.1	19.6	21.3	Sandy Clay loam
82F-1	7.06	2.3	20.7	36.2	40.8	Light Clay
2	1.70	1.1	11.3	42.7	44.9	"
3	1.58	0	23.0	44.9	32.1	"
強溶脱型土壤						
70C-1	3.86	7.8	32.3	32.1	27.9	Light Clay
2	1.47	2.8	35.1	30.2	31.8	"
3	1.74	3.0	34.1	32.8	30.2	"
63A-1	4.63	25.1	12.6	32.4	29.9	"
2	2.24	6.8	15.3	47.1	31.1	Silty Clay
3	1.08	2.7	17.6	42.9	36.9	Light Clay

塩基置換容量と置換性塩基の組成は、第3表に示すとおりで、前者は試料間で若干の差を生じ、粘土含量との間に関連性が認められた。

天然型土壤の置換性MgとNaイオンの含有率は著しく高く、1価カチオンの含量も12%をはるかに上回る高い値を示した。しかるに生成の進行に伴って、1価カチオンとMgイオンはまず作土から減少し始め、これが次第に下層土に進展し、強溶脱型土壤に至ると1価カチオンの含量も、ほぼ12%以下にまで減少した。

第3表 土壤の置換性塩基とマンガン含量

No	塩基置換容量 me/100g	置換性塩基 (置換容量に対する百分率)				塩基飽和度 V	Mn ₂ O ₃ 有効性	ppm HCl 可溶性
		Ca	Mg	Na	K			
天然型土壤								
95F-1	24.9	35.7	30.7	24.7	5.5	96.6	490	
	27.2	28.3	38.5	22.7	10.5	99.9	820	
微溶脱型土壤								
94B-1	26.4	28.8	24.4	9.6	4.4	67.2	770	2,365
	24.9	22.7	30.7	24.6	8.1	86.0	525	1,900
	23.1	23.6	34.2	27.1	14.0	98.9	285	1,900
弱溶脱型土壤								
89A-1	22.5	32.8	9.1	5.6	2.5	49.9	192	1,000
	20.0	32.3	31.7	11.9	3.8	79.6	286	1,170
	15.0	25.2	39.2	12.8	6.8	84.0	91	1,055
82F-1	30.7	29.7	3.4	4.3	3.0	40.4	330	875
	29.3	29.1	35.9	9.5	7.9	82.3	1,505	2,760
	24.6	24.7	37.2	14.3	9.0	85.1	470	1,805
強溶脱型土壤								
70C-1	17.3	43.4	6.9	4.7	1.6	56.5	60	700
	17.3	48.1	31.5	8.2	2.1	89.8	1,515	2,445
	16.6	38.2	39.3	9.7	3.1	90.3	150	795
63A-1	16.9	54.2	6.2	Tr	Tr	60.3	72	
	14.2	67.2	8.0	7.5	2.0	84.7	128	
	13.8	54.5	14.1	9.4	2.5	80.4	122	

次に有効性および塩酸可溶性マンガンの含量を検討するに、天然型と微溶脱型の未熟土壤においては、層位間に一定の傾向を生じなかったが、弱および強溶脱型の成熟土壤においては盤層の部位に著しく集積することが判った。川口および喜田¹⁾も盤層に活性マンガンおよび活性鉄が集積すること、また粘土はハロイサイトを主体とし、モンモリロナイト系のものをまじえていることを報じている。

III 水田土壤生成作用に伴う盤層の形成と土壤構造の変化

児島湾内部地域の新しい干拓地土壤の多くは、含塩アルカリ土型の埴土および埴壤土よりなり、かつ泥土堆積物は高度に水和されているため易耕性は極度に不良である。従って物理的にみた重粘なる干拓地土壤の熟畑化は、一に解膠分散状態を呈する一次粒子が凝固、粒団化して安定構造を発達する現象と

解釈できる。よって土壌生成作用の進行に伴って作土の易耕性がいかに向上するか、かつまた水田耕作によって盤層がいかに形成されるかの動的過程を究明した。

まず土壌の構造およびこれと関連ある諸性質として、土壌の懸濁液の分散状態と水中沈定容積、分散度、粗粒団と微粒団の粒団化度および透水度を既報⁹⁾の方法によって測定した。また水分定数として、HILGARD法による最大含水量と関法⁵⁾による水容水量を測定した。

1. 土壌の懸濁度および分散度

懸濁度 土壌懸濁液の分散状態と水中沈定容積の測定結果は、第4表に示すとおりである。

第4表 土壌の懸濁度、分散度および水分定数

No.	懸濁*1 状態	水中沈定 容積 ml/g	分散率 %	容 水 小容水量 PF=3.0	量 率 最大含水量 PF=0
天 然 型 土 壤					
95F-1	卍	(全分散)	97.4	37.8	64.8
2	卍	"	94.1	58.7	90.3
微 溶 脱 型 土 壤					
94B-1	—	2.95	83.4	43.6	64.4
2	—	3.80	96.6	49.3	69.3
3	—	3.95	95.2	42.9	67.4
弱 溶 脱 型 土 壤					
89A-1	—	1.80	54.8	33.6	55.9
2	卍	(3.15)*2	99.1	31.5	50.1
3	+	1.90	95.6	22.3	42.4
82F-1	—	2.85	68.0	47.3	81.7
2	—	4.90	95.2	44.5	72.8
3	—	3.95	95.9	40.1	67.4
強 溶 脱 型 土 壤					
70C-1	—	1.63	53.8	30.2	57.1
2	+	3.55	100.5	29.0	48.7
3	卍	(全分散)	87.5	28.2	50.0
63A-1	—	1.65	50.0	31.6	56.0
2	—	3.15	77.3	29.7	45.8
3	—	4.10	89.0	33.5	50.3

*1 卍……完全分散，卍……強分散，卍……弱分散，+……微分散，—……凝固

*2 () は転移点を示す。

天然型土壌の各層位は、ほぼ完全分散の状態を呈し、沈定容積は識別できなかった。しかるに溶脱土壌の作土は、いずれも凝固沈定し、沈定容積は1.63~2.95ml/gの範囲を示した。第2層および第3層の場合は、試料によって懸濁状態に差異を生じたが、弱および強溶脱型土壌の盤層の沈定容積は、3.15~4.90ml/gと、作土に比べて顕著に大きいことは、注目に値する。

分散度 各土壌の分散率は、懸濁度の場合とほぼ同様の傾向を示した。すなわち天然型土壌の分散率は95%に近い高率を示したが、溶脱土壌の作土の分散率は、天然型土壌のそれらに比べて明らかに低

い値を示した。かつ生成の進行につれて、分散率はおおむね低下する傾向を生じたが、盤層および下層土の分散率は、作土に比べて著しく大で、その多くが天然型土壤に近い高率を示した。

天然型土壤の全層位および微溶脱型と弱溶脱型の土壤の第2層位以下が、高度の分散度を示したのは、置換性1価カチオンの含量が、すべて12%以上の値を示すことから、アルカリ化作用の影響によるものと推定される。これに対して溶脱土壤の作土の分散度が低いのは、置換性1価カチオンの含量が12%以下に低下していることと、脱水による水和度の低下に基づくと考えられる。しかして強溶脱型土壤の盤層では、同じく1価カチオンの含量は12%以下を示すのにかかわらず、高度の分散度を示したのは、脱水が十分に進まないため、まだ水和度が高い水準に保たれているためと解釈できる。

2. 容水量

最大容水量と小容水量の測定値をみるに、第4表に示すとおり、おおむね粘土含量の多少との間に関連性を示した以外は、土壤類型別にみても、層位別にみても、一定の傾向は存在しなかった。

3. 粒団化度

粗粒団および微粒団の粒団化度の測定値は第5表に示すとおりで、天然型土壤の両粒団化度はきわめて小さく、とくに安定な構造単位をほとんど欠いていることが判った。

次に溶脱土壤の作土の粒団化度を比較するに、微溶脱型土壤において、すでに粗粒団および微粒団は顕著に発達し、かつ弱および強溶脱型に至ると、わずかながら粒団化は一そう発達する徴候を認めた。しかして粒団化度の相違は、むしろ第2層の試料間で顕著に発現した。すなわち微溶脱型土壤においては、粗粒団の粒団化度はいまだ天然型土壤のそれと大差なく、かつ微粒団の粒団化度も天然型土壤に比べて若干高い値を示す程度に止った。しかるに盤層が形成されると粗粒団の粒団化度は著しく増大し、弱溶脱型をへて強溶脱型に至ると、粒団化度は更に顕著に増大する傾向を示し、後者においては作土と大差を認めない程度にまで発達した。これに対して微粒団の粒団化度は、弱および強溶脱型の各試料間で大差なく、いずれもが微溶脱型土壤に比べると明らかに増大はしたが、その程度は粗粒団の場合に比べると、はるかに僅少で、作土のそれに比べて著しく低い値を示した。

天然型土壤に耐水性粒団を欠いているのは、粘土の脱水が不十分で水和度が高いこと、置換性1価カチオンおよびMgイオンの含有率が高いことに基づく。また微溶脱型から強溶脱型へと生成の進むとともに、作土の粒団化が向上したのは、乾燥と湿潤が反覆されたこと、置換性塩基の組成に変化を生じたこと、有機物含量が増加して結合作用を発揮したこと、更には作物の根系の作用も加わってくるなどに基づくと考えられる。川口および喜田²⁾は、作土層では種々の原因により土壤は攪乱されて粒団は破壊されるとともに、分散した土壤粒子は有機物および活性鉄により再び結合されると推察している。

次に盤層について考察するに、微溶脱型土壤ではまだ明確な盤層の形成は認められず、置換性1価カチオンとMgイオンが多く、活性酸化物の集積も進まず、水和度も高い水準にあるため、第2層の粒団化度は低い値を示した。しかるに弱溶脱型土壤に至ると、置換性1価カチオンとMgイオンの含有率がやや大きいことと、水和度も高いことによって、構造単位に相当する安定な微粒団の形成は作土に比べると劣るが、活性酸化物の結合作用によって、安定度のやや劣る粗粒団はかなり多く形成され、強溶脱型土壤の盤層においては、置換性塩基の組成変化と活性酸化物の集積の増加によって、粗粒団の形成は一そう進行する傾向を示した。

4. 透 水 度

GILBOYの変水位透水量測定装置を用いて、風乾細土を容器に密の状態につめた場合の透水係数kを測定した結果は第5表のとおりである。

第5表 土壤の粒団化度と透水量

No.	粒 団 化 度 係 数				透 水 係 数 $cm/hour$	
	粗 粒 団 *1		微 粒 団 *2		k ₁	k ₂
	4-2 mm	>0.25 mm	>0.05 mm	>0.01 mm		
天 然 型 土 壤						
95F-1	3.9	11.8	1.1	0.6	0,02598	0,00133
2	6.3	7.8	1.5	1.5	0,00895	0,00137
微 溶 脱 型 土 壤						
94B-1	31.8	64.5	61.6	69.5	0,00917	0,00599
2	4.2	6.7	4.2	5.7	0,00361	
3 弱 溶 脱 型 土 壤						
89A-1	38.1	77.1	81.6	83.6	0,24902	0,20667
2	18.6	27.7	9.7	18.9	0,04415	
82F-1	28.3	58.7	63.8	66.4	0,01773	0,01613
2	15.2	19.8	7.3	21.0	0,00445	
強 溶 脱 型 土 壤						
70C-1	30.2	67.4	76.2	78.9	0,17729	0,14197
2	31.1	49.0	7.3	11.4	0,04582	
63A-1	36.3	66.9	74.9	80.3	0,06160	0,06021
2	40.2	61.6	11.1	21.5	0,03218	

*1 湿式篩別法による。

*2 A.S.K法による。

まず天然型土壤の透水係数をみるに、本試料は含塩量が多いため、第1回目の測定値k₁に比べて第2回目の純水50mlを用いて試料を洗浄した後に測定したk₂の値は、著しく低下した。このことは自然土壤の除塩が進むと、透水量が低下することを示唆している。しかしk₂の測定値は、層位間で大差はなく、ともにきわめて低い値を示した。しかるに微溶脱型土壤の透水量は、天然型土壤に比べると明らかに増大し、第1層では約7倍に、また第2層と第3層でも約3倍に近い値を示した。

次に弱および強溶脱型に属する試料間の透水係数を層位別に比較すると、測定値に著しい差異を生じ、一定した傾向は存在しなかったが、共通的な現象として、各土壤において作土の透水係数は微溶脱型土壤のそれに比べて著しく増大した。しかし盤層および下層土の透水係数は作土に比べて明らかに低く、おおむね盤層に比べて下層土の透水量がさらに小さい傾向を認めた。

5. 土壤断面における水の分布および容積重と孔隙量の変化

川口および喜田¹⁾は、児島湾干拓地の、干拓後20年ないし300年を経過した5ヵ所の水田土壤を対象として、土壤断面における水の分布、容積重および孔隙量の変化、酸化還元状態および活性酸化物の移動集積などを、盤層の形成との関連性において究明した。その結果を要約すると次のとおりである。

(1) 土壤断面における水の分布

干拓後排水が進むにつれて地下水位は低下し、下層土の水分は次第に減少していた。同一土壤断面

中では盤層の水分含量が最もすくなく、盤層を境にして断面中の水の分布状態がことなっていた。古い干拓田の作土は、新しい干拓田の作土に比べて容水量に対する水分割合が大であったが、これは古い干拓田ほど盤層がちみつで、不透水性が大であって、盤層によって上下の水分体系が切断されたからである。

作土の排水は干拓後漸次良好となるが、干拓後200年以上経過している古い干拓田においては盤層の発達により再び不良化していた。盤層自体の水分含量は減少するも、その上層の湿潤度はましていた。

(2) 土壌断面における容積重および孔隙量の変化

土壌水分の減少によって、下層土は収縮して容積重は次第に大きくなると共に、亀裂が入り、柱状構造が発達していた。そして空気がより深く入りこみ、下層土は酸化的になっていた。

干拓後耕耘管理によって鋤床層がまず作土直下につくられ、その後この層に作土から還元溶脱された鉄・マンガン等が最大集積したと考えられた。

耕耘管理や活性鉄・マンガン等の集積によって、盤層では干拓後の年数が経過するにつれて容積重は一層大きくなり、孔隙量は減少しており、その結果盤層はちみつになっていた。古い干拓田では盤層がちみつであるので作物の根系の伸長が阻害され、また盤層の透水性がわるいので作土の排水が阻止されており、作物の低収量の一原因と考えられた。

IV 土壌生成作用に伴う土壌緊硬度の変化

溶脱作用および水田土壌生成作用の進行に伴って干拓地土壌の緊硬度にいかなる変化を生じるか、とくに盤層の形成によって作土と盤層の凝集力にいかなる相違を生じるか、さらには化学的組成の変化との間にいかなる関連性を示すかを究明した。

本実験においては、土壌の緊硬度および緊硬限界に関する物理的性質として、圧砕度、針入度、固結度と連結度、可塑性限界、液性限界および可塑指数を既報⁹⁾の方法によって測定した。

1. 圧 砕 度

各試料を用いて、予めネン和成型した試片の圧砕抵抗と含水量との関係曲線を求め、次に該曲線より若干の含水量における圧砕度を求めた結果は、第6表のとおりである。

圧砕度の試料間差異を検討するに、可塑性限界において若干の差異を生じ、含水量の減少に伴って試料間差異は一そう顕著に現われた。

天然型土壌の圧砕度は、層位間で大差を生じなかったが、溶脱土壌に比べるとおおむね高い値を示した。しかし作土の圧砕度は、微溶脱型から弱溶脱型をへて強溶脱型に移るにつれて顕著に減少し、土壌の生成につれて作土の凝集力は低下することが判った。

次に溶脱土壌の各層位の圧砕度を比較するに、各試料ともに第2層の圧砕度は第1層のそれに比べて明らかに大で、かかる現象は微溶脱型土壌においてすでに認められる一方、盤層の発達した強溶脱型土壌では、とくに顕著に現われた。かつ盤層の圧砕度はおおむね天然型土壌のそれと大差ない値を示した。

2. 針 入 度

HILGARD法によって最大容水量を測定した後、本試料を用いて針入抵抗と含水量との関係曲線を求め、次に該曲線より若干の含水量における針入抵抗を求めた結果は第6表に示すとおりである。

第6表 土壤の圧砕度および針入度と含水量との関係

項目 No. 含水量	圧砕抵抗 kg			針入抵抗 kg		
	可塑性 限界	10%	5%	15%	10%	7%
天然型土壤						
95F-1	8.0	15.0	24.6	2.45	3.97	5.75
2	7.5	18.7	24.5	3.40	5.80	7.35
微溶脱型土壤						
94B-1	5.5	8.8	14.9	3.10	4.70	5.40
2	5.5	9.5	21.3	3.50	5.20	5.85
3				4.10	5.00	5.50
弱溶脱型土壤						
89A-1	4.0	6.2	13.4	1.25	1.55	1.90
2	5.0	7.7	17.5	1.80	3.20	4.40
3				1.00	1.60	2.25
82F-1	4.0	13.0	16.1	1.25	1.66	1.95
2	8.0	14.0	26.0	4.25	5.50	6.50
3				2.80	3.50	3.90
強溶脱型土壤						
70C-1	4.0	3.8	8.1	0.95	1.20	1.35
2	6.0	9.3	22.5	1.90	4.05	6.10
3				1.55	2.45	3.80
63A-1	4.0	3.9	5.0	0.80	1.20	1.55
2	7.5	11.6	17.3	2.25	3.25	3.85
3				2.00	3.10	3.50

まず各土壤の作土の針入度を比較するに、天然型と微溶脱型の両土壤の針入度には大差はなく、かつ弱および強溶脱型の各試料の針入度に比べて、すこぶる高い値を示した。しかして作土の針入度は弱溶脱型をへて強溶脱型に移るにつれて明らかに減少し、前記の圧砕度の場合と同様の傾向を示した。

次に層位別の針入度を比較するに、天然型および微溶脱型土壤の下層土は、作土に比べて若干高い値を示すように止ったが、弱および強溶脱型土壤では、盤層の針入度は作土のそれに比べて著しく高い値を示した。また下層土の針入度は盤層に比べて、むしろ低い値を示す場合の多いことを認めた。

3. 固結度および連結度

各試料のネ和成型試片の切断抵抗より固結度を、また風乾細土を用いて粒団を破壊することなく、毛管力にて吸収させて成型せる試片の切断抵抗より連結度を求め、次に両測定値より剛性率を算出した。これらの結果は第7表に示すとおりである。

まず固結度を比較するに、天然型および微溶脱型の未熟土壤の作土は、成熟土壤の作土に比べて著しく高い値を示し、かつ層位間でも大差を生じなかった。しかるに生成の進行につれて、作土の固結度は次第に減少する傾向を示したのに対して、盤層の固結度は土壤類型間で大差はなく、生成に伴う変化はほとんど認められなかった。

各土壤の作土の連結度の変化にも、固結度の場合と同様の傾向を生じた。しかして連結度の場合は、

第7表 土壤の緊硬限界と切断抵抗

No	緊 硬 限 界		可塑指数	切 断 抵 抗		
	可塑性限界 %	液性限界 %		固結度 A kg	連結度 B kg	剛性率 B/A × 100
天 然 型 土 壤						
95F-1	27.6	62.4	34.8	10.7	5.2	48.6
2	32.5	98.9	66.4	12.0	6.8	56.7
微 溶 脱 型 土 壤						
94B-1	28.9	71.1	42.2	10.1	2.1	20.8
2	28.7	79.9	51.2	10.2	2.5	24.5
弱 溶 脱 型 土 壤						
89A-1	25.4	56.9	31.5	7.3	0.9	12.3
2	21.9	55.8	33.9	11.0	1.9	17.2
82F-1	37.0	71.2	34.2	6.8	0.6	8.8
2	25.9	73.1	47.2	11.7	2.6	22.2
強 溶 脱 型 土 壤						
70C-1	23.8	48.0	24.2	5.7	0.4	7.0
2	17.0	45.6	28.6	11.4	1.7	14.9
63A-1	23.0	51.8	28.8	5.0	0.5	10.0
2	18.0	55.8	37.8	10.9	1.6	14.7

微溶脱型においてすでに著しい低下を生じるとともに、生成に伴う連結度の低下は、固結度に比べるとはるかに大であった。かつ第2層の連結度も固結度の場合と異なり、生成に伴って明らかに低下したが、その程度は作土に比べると小さかった。かくて弱および強溶脱型土壤においては、作土と盤層との間の差異も固結度の場合に比べて一そう顕著に発現した。

各土壤の剛性率の変化も連結度の場合ときわめて近似した傾向を示し、各層位とも生成に伴って減少する一方、各層位間では、第2層が高い値を示した。

ネン和成型した試片の切断抵抗である固結度が、天然型土壤と溶脱型土壤の作土間で顕著な差異を生じたのは、両土壤間の置換性塩基の組成の相違に起因すると考えられる。しかるに、これら土壤の第2層の固結度に差異がみられなかったのは、天然型と微溶脱型の両土壤では、置換性NaイオンとMgイオンが凝集力の増大に作用したのに対して、弱および強溶脱型の土壤では、むしろ活性酸化物が凝集力の増大に作用したものと推定される。

これに対して粒団を破壊することなく測定した連結度では、粒団化の影響が盤層の連結度に反映して、粒団化の進んだ弱および強溶脱型の盤層の連結度は、天然型土壤の第2層に比べると著しく低い値を示す一方、活性酸化物の膠着作用によって、それぞれの作土に比べると連結度は高い値を示した。

4. 緊 硬 限 界

GASAGRANDE液性限界測定装置を用いて、まず各試料の液性限界を測定した。

次に前記の圧砕抵抗と含水量との関係曲線および成型試片の圧砕状態の特徴などから可塑性限界を求め、さらに液性限界から可塑性限界を控除して、可塑指数を求めた結果は、第7表に示したとおりである。

弱溶脱型と強溶脱型の4試料の作土と盤層をそれぞれ比較するに、盤層の可塑性限界の値は作土のそれに比べて明らかに小さく、これに対して液性限界の値は作土と盤層で大差はなく、従って可塑指数は各試料とも盤層が作土に比べて明らかに高い値を示した。

このように成熟土壌では、作土と盤層の緊硬限界と可塑指数に関して、一定の傾向を生じたが、天然型土壌と微溶脱型土壌では、第1層と第2層の粘土含量には大差がないにもかかわらず、液性限界と可塑指数はいずれも第2層の測定値が第1層に比べて著しく高い値を示したが、供試土壌がそれぞれ1点づつであることから、ここに得られた第1層と第2層の差が普遍性を有するか否かは明らかではない。

V 要 結

児島湾内部地域に分布する干拓新田を対象として、水田耕作に伴う盤層の形成過程を中心として、土壌の生成作用による土壌の構造および緊硬度の経時的变化を追究し、次の結果を得た。

- 1) 作土の易耕性は土壌生成作用の進行に伴って明らかに向上した。すなわち粒団化度と透水度は増大し、懸濁度、分散度および凝集力は減少した。
- 2) 作土の易耕性が向上した理由として、置換性1価カチオンとMgイオンの含有率が減少したこと、乾燥脱水によって粘土の水和度が減少したこと、乾燥と湿潤が反覆されたこと、腐植含量が増加し、栽培作物の根系の作用が加わったこと、以上の諸点を指摘することができる。
- 3) 盤層の形成によって、作土と盤層との間の物理的性質に顕著な差異を生じた。すなわち盤層は作土に比べて分散度、水中沈定容積は大で、また粗粒団は活性酸化物の集積によって増大したが、安定なる構造単位の形成は作土に比べて著しく少なく、透水度も小であった。また緊硬度を比較しても、盤層の圧碎度、針入度、固結度および連結度は作土に比べて大で、盤層の凝集力は作土に比べて著しく高い値を示した。
- 4) 盤層と作土の物理性に差異を生じた理由として、盤層の乾燥脱水が進まないため粘土の水和度が大きいこと、活性酸化物が膠着剤として作用すること、試料の一部では未だ置換性NaイオンとMgイオンの含有率が作土に比べて高い値を示すこと、以上を指摘することができる。

これは要するに、強溶脱型土壌の盤層の凝集力が大きいことは、本層がちみつで、かつ孔隙量の少ないことと相俟って、作物の根系の発達を阻止し、また透水度の劣ることは、おそらく排水を不良化すると考えられ、本型土壌において地力低下を生じていることの原因の一つをなすものと推定される。

易耕性を、作物生育培地としての、土壌の物理的環境を規定する土壌性質なる見地から、その良否を判定する場合、水田と畑地の土壌では、本質的に異なることが判明した。すなわち重粘質の天然型土壌に示される分散性と凝集力の著しく大きいことは、畑作物に対しては明らかに不良環境を生じる反面、水田においては、必ずしも水稻の生育に対して極端な不良環境を生じるとは限らないことである。かつ本干拓地土壌では、生成の進行に伴って、裏作の麦類の生育収量は明らかに向上する反面、ちみつな盤層の形成は、古い干拓田における水稻の収量低下の一因をなすことが推定された。従って水稻を対象として論ずる場合は、古い干拓田の易耕性は、むしろ低下の方向に進むとも解釈できる。

文 献

- 1) 川口桂三郎・喜田大三：土肥誌，28，97（1957）
- 2) 川口桂三郎・喜田大三：土肥誌，28，153（1957）
- 3) 関豊太郎：土肥誌，15，294（1941）
- 4) 米田茂男・川田登：岡大農学術報告，2，1（1953）
- 5) 米田茂男・川田登：岡大農学術報告，2，8（1953）
- 6) 米田茂男・川田登・河内知道：土肥誌，26，57（1955）
- 7) 米田茂男・河内知道：土肥誌，30，367（1959）
- 8) 米田茂男：土肥誌，30，388（1959）
- 9) 米田茂男：土壤の物理性，2，24（1960）