

I 緒 言

農業立地上、北海道に対して寒冷地という表現が使われているが、その気候と農業との関係を要約すると大よそつぎのとおりである¹⁾。

無霜期間はおおむね120～160日で、関東地方に比べるとその%程度であり、山間地帯などではさらに短く、したがって作物の栽培はこの期間に集中され、作物の種類や品種が限定されるだけでなく、労働のピークが高く現われる。農期間の気温は、夏はおおむね適温であるが、春秋の気温は低く生育遅延型の冷害を招きやすい。年による変動は他府県に比べて大きく、とくに夏において著しく、このため障害型冷害を受けることもあり、これらは北海道の農業を不安定にしている要因である。

一方夏の気温は昼夜間の較差が大きく、作物の炭水化物の蓄積には有利である。年平均気温はおおむね5～8℃で一般に北部と南部では2℃位の差があり東部は西部に比べて低い。降水量は他府県に比べると少ないが、農業用水に不足するというほどのことはない。しかし春の農作物の発芽生育期間に少なく、夏秋の成熟期間に多いという不利な条件下にある。また緯度が高いので日照時間が長いうえ、天候も比較的良好のため、この点では他府県と大差がない。しかし太平洋岸では海霧などの影響で日照時間は短い。

これらの気象条件から水稲の品種ならびにその生育相は他府県と様相を異にし²⁾、かつ北海道内においてもその地域間において変異をみせている。また気温の低いことと、冬期間の裏作のないことにより、酸化、還元の繰り返しに伴う水田土壌化作用が弱い。さらに寒冷地という条件から泥炭の分布が広く、有機物の分解が緩慢なため、いわゆる有機質水田や有機物の多い水田が広く分布している。

水田は主に大小河川による沖積層の平野、盆地などに分布し、洪積層や第三紀層を母材とする水田の分布は少ない。沖積地水田のうち泥炭地および洪積台地に隣接する水田では概して地下水面が高く排水不良であり、反対に河川に近づくにつれ

地下水面が低く排水が良好となっている。また扇状地の末端部では湧水する水田もある。

1965年の統計によれば、北海道の水田は、239,998 ha で全耕地面積の約25%を占め、その主要稲作地帯は空知、上川地域でそれぞれ89,450, 62,282 ha に達し、その他は石狩 27,031 ha、道南 14,299 ha、後志 11,416 ha、網走 8,900 ha、十勝 3,994 ha となっている。その 10 a 当たり平均収量は 385 kg と比較的高収量である³⁾。

北海道における稲作の歴史を記録により顧みると⁴⁾、貞享2年(1685年)に大野町において開田されたともあり、また元禄5年(1692年)亀田村付近で新田が試みられたこともあり、大よそ本道の稲作の歴史は300年になろうとしているのである。しかしながら水田面積がかなり多くなってきたのは大正5年(1916年)の59,000 ha、昭和7年(1932年)の199,000 haで、このころになって初めて本道の稲作が空知、上川を中心にその基盤が確立されたようであり⁵⁾、その後幾多の変せんを経て今日に至っているのである。したがってその水田の歴史は、おおむね40～50年を経るにすぎず、他府県の水田に比べて“若い”という表現があてはまる。

一方稲作においては絶対不適地とされた北海道が、過去70数年間の稲作技術の進歩(品種改良、栽培法の改善、病虫害防除など)により全国有数の米産地となり、日本の食糧供給基地としての重要な位置を占めるようになった。かくして現在においてはその生産性の向上を更に高めるために、品種の改良、栽培法の改善、病虫害の防除はもちろん、とくに水田土壌の研究を中心とした高度利用、機械化を前提とする基盤整備、施肥技術の確立などの問題点解明の要求が急激に高まっている。

本来水田は水稲の生育する場であり、水稲はその土壌によって水分と養分の供給を受けている。従来この種の研究については、土壌の特性の相異が水稲の生育、収量を大きく支配するという思想がもたれながらも、研究の場としては主に作物の面からの栄養生理の問題、2, 3の土壌間の生産性の相異を検討したり、あるいは土壌分類の面からは、その生産可能性の想定から生産性の相異を

比較するに止まり、土壌分類と作物の生産性の関係づけが薄かったようである。

柳沢、高橋⁹⁰⁾は、水田土壌は母材のちがいにより生産力がちがうばかりでなく、堆積様式、老朽化の程度、地下水の高低などによっても相異なる。このため水稲の生産力の増強に対する対策も画一的に行なうことは危険であり、水田土壌をその生産力に対応して適当な手段により分類整理し、水稲の生産力を一層高めるための問題点を明らかにし、かつその対策の適応範囲を明確にしてゆくことが必要であると論じているが、筆者もまた同様な立場で広く稲作の生産性を考えている。水田の各種土壌に対応する生産性要因の解析研究はきわめて少なく、上記の柳沢、高橋に止まる。なお筆者のいう生産性とは、土壌のもつ生産力も含め、水稲の生産を高めるための適切な土壌管理、施肥管理、さらには施肥反応等広い意味の内容をもつ生産に関係を有する性質を表現する。

水田土壌の形態分類に関する研究は、諸外国でははなはだ少なく、THORP⁹²⁾、HOU・MA⁹³⁾の研究を数えるのみである。またわが国では鴨下³³⁾⁹⁹⁾、内山⁶³⁾、菅野⁶⁰⁾¹¹⁾、山崎⁹⁵⁾、小山⁶⁶⁾、松井⁴³⁾、吉沢⁹⁶⁾による研究報告がある。これらの研究における水田土壌の分類は主に水田土壌化作用に基づく形態的特徴によるものであり、また主に無機質水田土壌を対象としており、有機質水田についてはふれるところは少ないが、ただ吉沢のみが有機質水田土壌をも加えて取扱ってはいるが、なおかつ有機質水田土壌についてはさらに細分して分類体系を樹立する必要があると述べている。

上記の分類は山崎を除きいずれも土壌分類そのものであり、土壌学的側面として土壌の性格やその生産性の可能性を示唆するにすぎない。ただ山崎のみが土壌分類と生産力を具体的に関係づけて論じているのが特筆される。

筆者は稲作における水田土壌の特徴とその水稲の生育とを関連させる生産性の問題を扱うために、土壌分類そのものを論ずるのではなく、生産の場として水田土壌の相異を比較する。そして水稲の生育との関係を求め、とくに土地改良、土壌改良、施肥改善、栽培法改善に対する指針を確立

せんとするものである。したがって土壌分類そのものを論ずる意図はなく、施肥改善事業の成績をとりまとめ、その中での土壌類型区分と施肥試験との関連から生産性を論じようとする。その意味から土壌類型区分の方式は、実際に調査に採用した施肥改善事業方式⁹⁴⁾を、小山案⁶⁶⁾に準じたものとして取扱っている。

従来北海道においては、水田土壌の実態を体系的に取りまとめた研究実績はほとんどなく、また水田土壌の特徴を水稲の生産に具体的に関係づけた研究は全くない。

以上の観点から筆者は1953年から1963年までの10年間、北海道の主要水田地帯全域にわたり約56,000 ha^{20)~23)}について詳細な土壌調査を実施し、類型区分を行ない各層位別に土壌を採取し理化学分析を合わせ行なった^{20)~23)}(試料総数966点)。またこれと同時に施肥試験を実施し(試験地数109か所)、これらの調査研究成績をもとに北海道の水田土壌の特質と生産性の関係を明らかにせんことを意図した。したがって本研究は1953年から1963年までの施肥改善事業成績をとりまとめたものであり、これが北海道の稲作の将来へいささかなりとも裨益させうれば幸いである。

本研究は農林省振興局農産課の施肥改善事業費をもって実施したものであり、この間懇切な指導と研究遂行上の便宜を与えられた前農林水産技術会議参事官今泉吉郎氏、前農林省振興局企画管理官小西千賀三博士、前農林省振興局農産課川田則雄技官、現同課松山良三技官、前農業技術研究所山中金次郎博士、農業技術研究所小山正忠博士に深甚の謝意を表す。またご懇篤な指導と有益なご助言を与えられた前農林省北海道農業試験場瀬尾春雄技官に深く感謝する。さらに本研究における調査と実験に協力された北海道立中央農業試験場化学部南松雄技師、小林非司技師、盛時雄技師、北海道立道南農業試験場黒川春一技師、北海道立上川農業試験場小田切弘一技師ならびに調査、分析、施肥試験に協力された北海道立上川農業試験場土壌肥料科職員、各市町村、農協、普及所の各位、また本研究の取りまとめに協力を与えられた北海道立北見農業試験場長内俊一博士、島田徹技師、但野利秋技師に厚く感謝する。

なお本報告に対しご懇篤なご指導とご助言を賜わり、ご校閲をいただいた北海道大学農学部教授石塚喜明博

す士、同佐々木清一博士、同田中明博士に謹んで感謝する。

II 水田土壌分類に関する従来の研究

従来の水田土壌の分類については水田土壌を水成土壌の概念で取扱い、この場合には水田土壌を生成論的に考える立場(内山⁸³⁾、菅野⁴⁰⁾⁴¹⁾、山崎⁹⁵⁾、松井ら⁴³⁾)と土壌形態学的に思考する鴨下³⁸⁾³⁹⁾の流れをくみ、アメリカ農務省土壌分類第7次案の特徴土層という概念を取入れ、開田以前の陸地土壌の「残留土層」をも含めて考える立場(小山⁶⁶⁾、吉沢⁹⁸⁾)があり、また一方では北海道で古くより実施されている北海道農業試験場調査法(瀬尾⁶⁹⁾)があり、これは水田土壌を水成土壌としてとくに取扱うのではなく、陸地土壌としての枠の中で主に母材、堆積様式、土壌の風化の状態、土性、排水の良否などを主な分類基準とするものである。

それらの分類の概要はつぎのとおりである。鴨下は青森県津軽平野の土壌調査を実施し、水田土壌は主として地下水の作用によって生成された土壌であるとみなし、STREMMER の分類方式にならって地下水土壌型(Nassbodentypen)に属するものであるとし、地下水の影響の強弱によって5種の土壌型(Bodentypen)に分類し、有機質土壌として泥炭土、黒泥土、無機質水田土壌として低湿地土、灰色低地土、褐色低地土を提案した。これはわが国における水田土壌を土壌形態学的に分類したものの始めであり、これを契機として水田土壌に対する形態分類学が発展したことからみても画期的なものといえよう。

内山は朝鮮における土壌調査の結果、水田土壌は地下水の影響によるばかりでなく、さらに灌漑水の影響により溶脱・集積も受けるものであるとし、無機質水田土壌の4つの基本型として青色還元型、灰色溶脱型、灰褐色中間型、褐色中間型を分類した。これが水田土壌生成論の緒をなしたものとといえよう。

菅野は水田土壌は水成的性格(hydromorphic characteristics)によって1つの系列に配列されるとし、地下水の影響を強く受けたもの、灌漑水の影響を強く受けたもの、またその中間的性格を

有するものの3群に分け、それぞれ表面水型(surface-water type)、中間型(intermediate type)、地下水型(ground-water type)とし、さらにグライ層、グライ斑、鉄、マンガンの斑紋を指標にその酸化、還元状態の程度によってI~V型の無機質水田土壌の基本型を提案した。

山崎は生成論的立場から水田土壌の生成には灌漑水と地下水の両方が関与することを指摘し、水田土壌生成作用、グライ化作用により第1層を酸化状態、弱還元状態、強還元状態を呈するものの3つに区別し、第2層を酸化層、弱還元層、強還元層、漂白層の4つに区別した。さらに斑鉄の形状は土層の酸化、還元電位(Eh)に大きく影響され、管状・糸状および斑点状の斑鉄は酸化層に、暈管状斑鉄は弱還元層に生成されるとした。すなわちそれらの影響の程度によりそれぞれ地下水土壌型類と灌漑水土壌型類とに大別し、影響を最も明確に反映する第1層、第2層を中心にその特徴土層の配列の状態によって、地下水土壌型類としてGrgr, Gigr, Gigi, Aigi型、また灌漑水土壌型類としてAib, A₁b, Aia, A₁a型を分類し8つの基本型を提案した。山崎の分類は水田土壌の生成のメカニズムを実験的に実証していることと、土壌分類を生産性によく関連づけている点が画期的であり特筆される。

小山は水田土壌の断面形態より7つの特徴土層を確認し、それらの土層の有無、出現位置、厚さなどによって分類し7大群、13亜群を提案した。それらについてはつぎのとおりである。

大 群	亜 群
泥炭土壌群	{ 泥炭土壌 泥炭層土壌 退位泥炭土壌
黒泥土壌群	{ 黒泥土壌 黒泥層土壌 退位黒泥土壌
グライ土壌群	{ 強グライ土壌 グライ土壌
灰色土壌群	灰色土壌
黄褐色土壌群	黄褐色土壌
黒色火山灰土壌群	{ 黒色火山灰土壌 火山灰グライ土壌
明色火山灰土壌群	明色火山灰土壌

吉沢は北陸地域の湿田を調査して、既往の水田土壌分類は主に水田土壌生成作用に基づく形態的特徴によっており、各層位における理化学的諸性質との相互関係にうすいことと、また無機質水田土壌を主に分類の対象としていることを指摘し、とくに理化学的諸性質と各層位との関連を求め、さらに有機質水田土壌を分類体系に取入れ、小山の特徴的土層の概念を採用して、湿田土壌を(1)泥炭層土壌、(2)黒泥層土壌、(3)黒色火山灰質湿性土壌、(4)グライ層土壌、(5)泥岩質グライ層土壌の5つの土壌群に大別し、斑紋の出現状態によって、さらに土性によって細分し北陸地域の湿田土壌に21の土壌型を与えた。これは土壌の形態的特徴に土壌の理化学的特徴を関係つけた点に特色があるが、基本的には小山の概念と同じと考えられる。

松井らは静岡市周辺の土壌調査を実施して沖積平野の水田土壌分類に関する試案として発表している。すなわち、自然分類の立場から水田土壌を特殊な人工土壌であるとし、これを土壌型の段階で区分した。さらに泥炭土、黒泥土などのように有機質沼沢土に由来するものを、沖積土に由来するもの(無機質水田土壌)と別な土壌型として区別し、有機質水田土壌と無機質水田土壌の2土壌型に区分し無機質水田土壌では菅野の方法に準じている。しかしながら、これらの分類は水田土壌化作用(山崎は灌漑水による溶脱・集積作用を水田土壌生成作用といい、地下水によるグライ化作用と区別しているが、吉沢は両作用を水田土壌生成作用としている。筆者は両作用を合わせて水田土壌化作用とした。)と形態的特徴に重点をおき、その生産性に関する諸性質を稲作との関連に求めたものは、山崎、吉沢らにすぎず農業への実際的利用に欠けるきらいがある。

また、これらの分類の対象となった調査地域の立地的諸条件例えば母材、堆積様式、気象的諸要因、稲作の条件などに相異があり、したがってそれぞれの地域の水田土壌断面にも特徴が認められ、それらの半面的特性から普遍化させる場合の困難性もあり、水田土壌分類においては大いに論議の余地のあるところである。

筆者はここで北海道の水田土壌を広く調査し類

型区分のまとめに当たって、水田土壌立地の背景として他府県の実情と相異する点を要約してみるところのようになる。

1) 水田の歴史が浅く、(開田後40~60年を経過したにすぎぬものが多い)水田土壌化も未熟であると考えられる。

2) 泥炭や新しい風積火山性物質の堆積する特殊な水田土壌が多く、酸化・還元による断面形態の確認が困難である。

3) 稲作は1毛作であって、一般に秋の土壌攪拌は少ない(秋耕も少ない)。

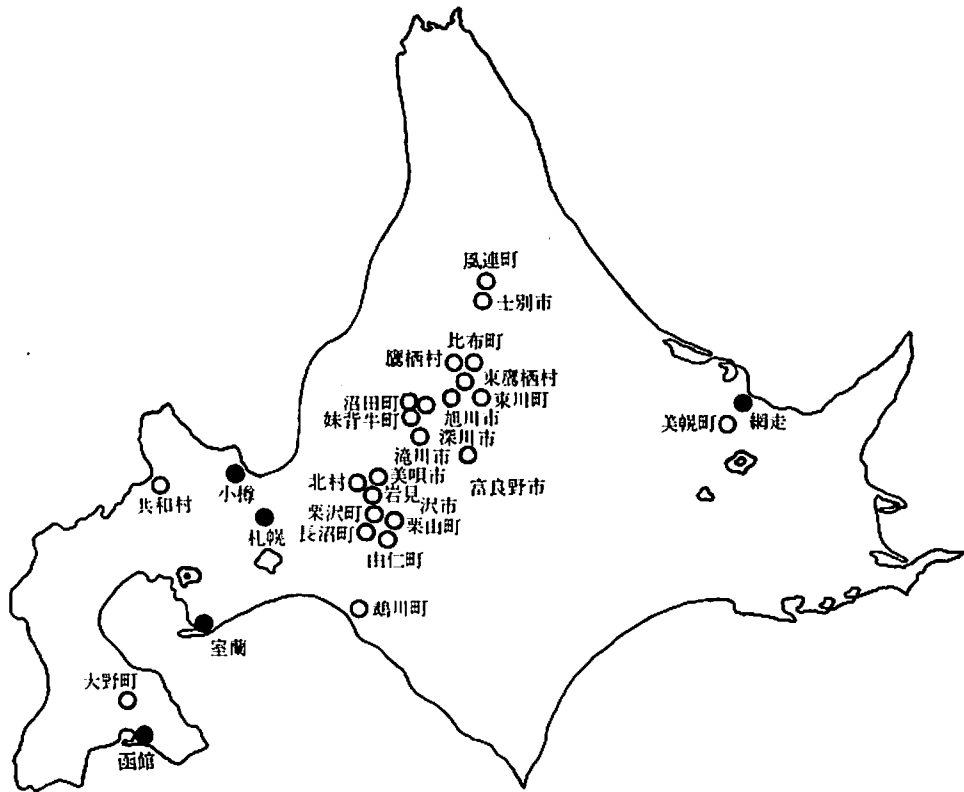
4) 寒冷地のため気温の上昇は他府県に比べて低く、有機物の分解程度も緩慢で、酸化・還元の程度も弱い。

5) 沖積低地では泥炭の生成に対応して、はんらんがくりかえされ、泥炭を含んだ沖積土壌も多く、沖積土壌ではグライ化が進み有機物含量も多く、質的には有機質水田と認めざるを得ない水田も少なくない。

したがって北海道の水田を類型区分する場合、他府県での分類概念をそのままあてはめることは不可能である。例えば無機質水田土壌の生成要因としての酸化・還元系を鉄、マンガン斑、グライ層、グライ斑を指標として区分しても、火山灰層やその他の透水過良な水田では必ずしも適切な方法とはいえない。また水田歴史の浅いためや、他府県に比べ寒冷な気象条件などのため斑紋形成も典型的なものばかりでなく、水田土壌化の状態よりもむしろ開田以前の陸地土壌としての性質(母材、堆積様式等の因子)が強く特徴づけられ、したがって残留土層の性格が強調されてくるものもある。泥炭土壌の多い北海道では、この取扱いもまた別の形式でなされねばならない。

このように従来分類方法を北海道の水田に適用させると不十分の内容が少なくない。したがって筆者は現状を忠実に掘し、水田土壌化の要因として地下水、灌漑水の影響を認め、有機質水田においては合理的な概念をもって、しかも水田土壌化の未熟なもの、また緩慢なものにおいては残留土層をも考慮し、水田土壌類型区分を試みた。

しかしながら、その類型区分基準は結局のど



第1図 水田土壌調査実施地区名

ろ施肥改善事業で採用した類型区分に、小山案を加味し、さらに北海道の水田の実体に適合させるため修正を加えたものである。

III 北海道における水田土壌の類型区分の基準としての特徴的土層と水田土壌化の程度

北海道における水田約24万 ha のうち、主要水田地帯の空知、上川地域を中心に地形、地質、母材、堆積様式などと、そこに行なわれる稲作の特徴をも考慮に入れて、胆振、網走、後志、渡島地域をもこれに加え、土壌のいろいろな特徴を網羅して調査を実施した。このようにして調査した試坑調査地点は2,965地点に及び詳細な断面調査と代表地点の土壌分析を実施した。調査地域と調査面積と調査点数はそれぞれ第1図、第1表のとおりである。

本論文は前章にも述べたように、農林省の施肥改善事業での調査に基づいたものであり、また本論文の意図も水田土壌分類そのものを提案し論議するものでなく、北海道における水田土壌の特質を明らかにし、その生産性を論ずる立場をとっている。したがって調査結果を合理的にかつ円滑に類型区分に入れうるという意図をもって、その類型区分基準としては、施肥改善事業での類型区分方式⁵⁴⁾⁵⁵⁾と、それに基づきアメリカ農務省土壌分類第7次案⁷⁵⁾の分類基準を採用した小山の分類方法⁵⁶⁾に準じ、「特徴的土層」の概念を採用した。

さらに水田土壌化の程度を表わす斑鉄の形状、出現状態については、北海道では明瞭な水田土壌化の程度の指標とはならないので、類型区分基準としての位置づけをさけて、その特徴の表現のみ止めた。

第 1 表 調査対象市町村名、調査および調査試験点数、試穿点数^{(1)(2)(1)~(2)}

調査年	調査対象市町村	調査面積 (ha)	試験点数 (点)	試穿点数 (点)
1953年 (昭和28年)	美 唄 市	4,830	140	48
	岩 見 沢 市	1,500	65	22
	北 村	600	19	0
1954年	岩 見 沢 市	2,260	165	85
	栗 沢 町	2,820	82	30
1955年	長 沼 町	5,000	270	258
1956年	鶴 川 町	1,530	151	262
	山 仁 町	1,030	51	126
	栗 山 町	1,850	85	150
1957年	妹 背 牛 町	2,410	145	246
	滝 川 市	1,580	73	112
	沼 田 町	1,630	124	257
	深川市 (田一邑)	1,580	103	152
1958年	鷹 栖 村	3,380	165	232
	東 川 町	2,540	156	236
1959年	士 別 市	5,310	227	683
	風 連 町	2,810	196	574
1960年	旭川市 (田本山町)	1,940	107	512
	比 布 町	2,120	103	321
	富 良 野 市	2,050	75	225
1961年	大 野 町	1,590	100	297
	共 和 村	2,250	150	420
	美 幌 町	570	40	100
1962年	東 鷹 栖 村	3,170	173	485
合 計		56,350	2,965	5,833

1. 特徴的土層

特徴的土層 (Diagnostic horizon) とは、ほかと区別しうる明瞭な特徴を持つ土層を意味し、この概念はアメリカでの第 7 次案⁽³⁾で、主な分類基準として採用されているものであるが、小山⁽⁶⁾はこの考え方を水田土壌分類の基準として取入れ、新分類を提案したが、著筆もまた本論文での類型区分の基準として特徴的土層の概念を採用し、特徴的土層の有無、位置、厚さなどによって土壌類型区分を試みた。この場合、小山のいう「残留土壌層位」も大いに考慮し、特徴的土層の認識の段階においても灌漑水および地下水による影響をも充

分検討した。

筆者がここに定義する「特徴的土層」の内容は小山のそれと見解の異なるものがあることは、北海道の水田土壌の特徴が本州のそれとは異なったり、あるいは認識の相異によるためである。

1) 泥炭層

泥炭は北海道に広く分布し、沖積低地の水田にもまた多い。一部洪積台地の低湿地に存在している場合もある。

北海道農業試験場では、ドイツのバイエル農事試験場の標準を採用して「泥炭土とは主として多少腐植化した植物残体が自然に集積してできた土壌で、その有機物含量が50%を下らないもの」と定義している⁽³⁾。

泥炭はその生成条件によってその内容を異にするが、通常肉眼的には構成植物の種類によって、つぎの3つに区分されている。

- ① ミズゴケ、ツルコケモモ、ヤチヤナギを主体にホロムイソウ、ホロムイソゲを随伴しているもの。通常高位泥炭と称する。
 - ② ワタスゲ、ホロムイソゲ、スマガヤを主体に各種の木泥炭を随伴しているもの。通常中間泥炭と称する。
 - ③ ヨシ、ビロードスゲを主体にハンの木などを随伴しているもの。通常低位泥炭と称する。
- 一般に北海道の泥炭土壌では、火山灰や河川の土砂を混在しており、有機物の全道平均では67.6%である⁽³⁾。

またこれらの土砂と泥炭の混り合ったもので、泥炭がきわめて少ない場合は論外として、泥炭がかなり多く混っていて有機物含量が50%以下の泥炭土を亜泥炭土壌と称し⁽³⁾、泥炭層のはんちゆうに入れた。

北海道の泥炭は下層に深く堆積しているものが多く、その厚さは1~2m から篠津の泥炭地等では7m もある所がある。また泥炭生成とはんらんのかえしにより泥炭とはんらん土の交互堆積の地帯も多い。

泥炭の堆積については、一般に1mの厚さに1,000年を要するといわれているが、アメリカの DAVIS, J. F. and R. E. LUCAS の報告⁽³⁾によれ

ば、 C^{14} の測定によって得られたものでは、日本の泥炭は14フィートで5,680年であるとされ、この計算では1mで約1,500年を要するという数字となる。

泥炭の分解は酸化分解により促進せられ³⁰⁾、この過程で黒色を帯びるようになり、分解の進んだものは黒褐色を、未分解のものは褐色を呈し、大体黒褐色から褐色までの色彩をとる。しかし泥炭質のものでは泥土の土色を混じり黒灰～褐灰を呈する。

泥炭の分解度の測定には、一般に von POST⁸⁶⁾法が使われているが、土壌調査には本法は好適である。すなわち H_1 は泥炭の未分解の状態を、 H_{10} は完全に分解した泥炭の分解度を表わす。したがって $H_1 \sim H_{10}$ までその分解度は10段階で表現されている。湿っている泥炭を手の中で押しつぶし、抽出される水の色と手の中に残っている繊維の量で分解の程度を示すものである。また有機質水田土壌の分類を考える場合には、泥炭の構成植物、泥炭の厚さ、位置(深さ)、泥炭層の上、下の土壌などによってその基準を決めるべきであろう。例えばアメリカのミンガン州の有機質土壌分類の基準⁶⁾として、(1)植物組成、(2)深さ、(3)土壌反応、(4)薄層泥炭の下にある物質をあげている。

本研究では、北海道の泥炭層および亜泥炭層の概念に基づき、「泥炭層とは、挺水植物遺体を主とし、その遺体を確認できる有機物含量の高い有機質堆積層で、泥炭、亜泥炭ではそれぞれ有機物含量が50%以上、20%以上を基準とする⁵⁷⁾⁶⁶⁾。色はおおむね泥炭では、黒褐～褐色で、亜泥炭では黒灰～褐灰色を呈する。構成植物の相異によって前記の3つに区分する」。

なお泥炭土壌の区分には、「施肥改善事業⁵³⁾」の区分方法に準じ、泥炭層が深さ1m以内に厚さ50cm以上、あるいは深さ50cm以内に20cm以上の原さを有する土壌とすることとし、泥炭が1m以内に薄層で出現しても、植生に対する影響がほとんど考えられないものはこのはんちうより除外した。

2) 黒泥層

北海道農業試験場では、有機物含量が50%以上で植物残体を認めない程度に植物の分解が進んだものを黒泥土と定義しているが³⁰⁾、実際には有機物含量はさらに少ない。

本研究では、「施肥改善事業⁵⁰⁾」および小山案におけると同様に、泥炭の植物繊維が肉眼的にはほとんど認められない程度に分解し、湿土の色が明度3以下の黒色を呈している有機質母材と無機質の混合層で、火山灰に由来しない土層とした。一般に黒泥層の下層はほとんどの場合泥炭層に漸変し、その土壌は泥炭土壌の周辺に分布している。北海道では筆者らの調査ではその分布は狭いようである。これらの土層の厚さ、深さの基準は泥炭層のそれに準じて取扱った。

3) グライ層

グライ層の定義³¹⁾⁴⁷⁾⁸⁷⁾については種々論議のあるところであり、このことについては小山は種々批判を加えているが、本研究では「施肥改善事業」におけると同様に「永久的に地下水面下にあるか、または年間の大部分の間は地下水位下にあると考えられる基色が還元色、つまり青灰～青緑色を呈し(場合によっては灰色も含める)、ジビリルによる Fe^{++} の反応が顕著な土層³³⁾」とした。この場合斑鉄および結核は存在しないか、または糸根状、脈状、管状の斑鉄が存在してもその含量は少ない。

また単なる還元層としては、 Fe^{++} の反応のある泥炭層、黒泥層、黒色火山灰層、非黒色火山灰層が存在するが、これらはグライ層としなかった。グライ層では土壌構造はほとんどないかまたは微弱である。

4) 灰褐色土層

小山は灰色土層³⁰⁾とは、グライ層の定義に入らない灰色のすべての土層としているが、これには排水によりグライ層から変化したもの、作土中の灰色粘土が作土下の割れ目、あるいは孔隙にそって流下し沈定したもの、灰色の岩石の碎屑物を母材とする水田土壌の母材の色もことごとく入ることになり、一方では酸化還元系の性格を示し、一方では然らざるものとの、あいまいな性格で規定づけられている。筆者が北海道の水田を調査した

限りでは、灰色を呈するものは母材の色であり、またある場合には腐植に汚染されたものであったり、そのほとんどが還元を呈しグライ層のはんちゆうに入れるべきであり、開田後の歴史が浅くそのほとんどが老朽化水田にみられる溶脱層とは認められず、鴨下の「灰色低地土」、内山の「灰色溶脱型」に該当するものとは考えられない。したがって小山の灰色土層は内容的に性格の異なったものを2分して取扱った方がより合理的であろうと考えられる。

筆者はグライ層が排水によって鉄、マンガンの斑紋が形成されて土色が青緑より灰、灰褐と進むことと、本道には灰色溶脱と認められる土層が明瞭でない現状から考え、また小山の灰色土層の性格の不明瞭ならびに土層から直接うけるイメージをも合わせ考え、「灰褐色土層」という表現を用い、本土層では明確に酸化的性格をもたせた。したがって本研究では、灰褐色土層とは、土色が灰～灰褐色を呈し酸化的でしかも鉄、マンガンの斑紋が生成されている土層とした。なおこれには、沖積土に由来するものと、腐朽礫斑紋と柱状構造を有する洪積土に由来するものの2つがある。

5) 黄褐色土層

本道の石狩川、天塩川の沿岸等に主に分布する酸化型の黄褐色を呈する水田土壤に存在する。小山は黄褐色土壤の定義として「明色土層が土層の主要部分を占める無機質水田土壤」を与え、明色土層とは無機質土層で彩度が3またはそれ以上高いためにグライ層でも灰色土層でもなく、火山灰の理化学的諸性質をもたない土層。明度は3またはそれ以上で黒色を呈せず、色相は 10 YR またはそれより赤いとし、その特徴として、作土を除き土層が黄褐色ないし赤褐色を呈する地下水の低い水田土壤で下層への水の透通性が著しく悪く、灌漑水によって表面だけがグライ化しているか、または著しく過良で下層土は酸化的形態を保持する2つの場合があり、前者は火山灰でない台地上の水田土壤の場合であり、後者は沖積地の自然堤防上の土壤であると述べている。しかしこの内容については明確さを欠くものがあり、疑問の点が多い。

筆者は小山の黄褐色土壤、明色土層とは明確にその内容を異にし、黄褐色土層とは、無機質土層で黄褐色を呈し、火山灰の理化学的諸性質をもたない酸化土層とした。

その特徴は小山の「後者」に類似する。著しく水の透通性が過良で下層土が酸化的形態を有し、河川に近い沖積水田土壤である。したがって小山の黄褐色土壤とはその定義と内容において明らかに区別される。また前者の洪積土壤に対する黄褐色土壤の定義については、筆者はその黄褐色の呈色はむしろ腐朽礫斑紋の色であるとの見解から、その基色としては灰褐色を認め、灰褐色土層に含めた。

内山⁴³⁾が発達不十分な水田土壤という中で、「砂質または土壤構造の顕著に発達せる粗鬆な土壤であって気水の透通きわめて容易な場合はいかに永年にわたって水田として耕作するも土壤の還元化ならびに溶脱、集積の現象がほとんど現われず、仮りに現われたとするもその進捗は極度に遅緩であって、全然水田土壤化作用が行なわれなかったかのような外観を呈する。かかる種類のものは発達不十分な土壤と見るよりもむしろ先天的に水田土壤化の困難なるものというべきであって、褐色酸化型土壤に属せしむるのが適当と考える」と述べているが、おそらくこの種のものに該当するのではないかと考えられる。

6) 黒色火山灰土層

北海道の水田土壤には、黒色を呈するが生成学的には黒泥層とは認めがたい土層が存在する。本土層の理化学的特性は本邦に広く分布するいわゆる黒色火山灰土壤のそれに類似している。本土層については小山は、泥炭層でも黒泥層でもなく、湿上の明度は3またはそれ以下の土層で火山性を示す理化学性のすべてをもつ土層と定義し、また吉沢⁴⁴⁾は黒色火山灰質湿性土層の定義として「明度3以下の黒色を呈し、かつ火山灰土壤の特性もっていて、ジビリジル反応⁴⁵⁾を示す土層」を与え、この土壤は火山灰に由来すると思われる台地上の黒色火山灰土壤が付近の低地に流入し、再堆積して生成したのと考えられ、一般の火山灰土壤とは異なり、粘土含量が比較的高いとしてい

る。

北海道における本土層は、ほとんど前2者と同様なもので、筆者は明度3以下の黒色を呈し、火山灰土壌の特性を有する土層とし、凝灰岩を母材とする黒色土壌⁹⁾が低地に再堆積されたものと考えられ、一般の火山灰土壌とは異なり粘土含量が比較的高い性質を有する。主に上川盆地と滝川以北の石狩川沿岸の沖積地、洪積台地および道南地方、日高地方に分布している。

7) 非黒色火山灰土層

本道には火山の降灰地域がきわめて多く、とくに南東部では厚層に堆積する地域が広く、空知南部から胆振、日高に及ぶ地域の水田のほとんどは火山灰水田である。これらはすべて有珠岳、樽前山の降灰による風積火山灰土壌である¹⁰⁾。これらはいずれも新しい風積火山灰で本邦の他府県には余り見られない水田土壌ではないかと思われる。

小山は明色火山灰土層の定義として、明色火山灰土層は、色については明色土層の特徴をもち、そのほかに火山灰の理化学特性のすべてを特つ無機質土層と述べている。

筆者のいう非黒色火山灰土層とは、色については、清色の白色、灰色、黄褐色、淡赤褐色等を呈し、主に色相は2.5YR-5Y、明度は7以上、彩度は3以上で火山灰の理化学的特性のすべてを有する無機質土層とした。

2. 水田土壌化の程度と水田土層中の斑紋および結核

水田土壌は地下水または灌漑水の影響を受け、その水の動きあるいは湛水、落水によって酸化、還元状態がくりかえされ各種の斑紋の形成が行なわれている。したがってこれらの水田土層中にみられる斑紋の有無、量、形状および出現位置等は地下水の高低、湛水時、落水時の酸化、還元の状態を示すものとして重要視されている。

これらの斑紋、結核の生成については、鴨下、内山、山中、山崎、小山、吉沢によって、それぞれ独自の見解が発表されているが、北海道の水田では、その気象条件、環境条件、水田の歴史等の相異から必ずしも全面的に許容できないものがあ

る。すなわち斑紋の生成が地下水や灌漑水によるのかの判然たる区別はしにくい。したがって北海道の水田では、斑紋、結核の生成が必ずしも水田土壌化の程度を表わす指標とはなり難い。

1) 斑紋および結核とその形状

北海道の水田は、その環境条件として夏季の気温、水温、地温はその程度、持続時間等を見ても他府県に比べそれほど高温ではなく、冬季の約半年は雪の下にあること、またその水田歴史も多くは40~50年を経るにすぎず、水田土壌化の熟度も他府県に比べて未熟であると考えられ、斑紋、結核の生成も十分な状態として考えて良いか疑問である。したがって斑紋の生成から水田土壌化または生産的に必要な条件まで言及することは困難であろう。とくに山崎¹¹⁾は、はじめて斑紋の生成とその形態によって水田土壌を分類したが、北海道ではそれほど土壌についての明確な特徴は現在のところ認められない。

筆者はかかる見地から斑紋の生成については、ある程度の水の動き、排水の良否等の指標にしているにすぎず、山崎の斑紋の生成を重視しての土壌分類ならびに生産性の関連づけにまでは言及していない。斑紋および結核の形状については、前述のように各種の見解があるが、筆者は小山の提案を採用し、これにしたがって北海道において認められたものを第2表にとりまとめた。

なお生成の条件、形態の特徴については、おおよそ小山提案のとおりであるが、斑紋の色、マンガン反応については一部異なるものが認められた。

2) 斑紋および結核の出現状態

水田土層中にみられる斑紋および結核の生成、出現状態については前述のように、とくに山崎が詳細に発表しているところであり、灌漑水あるいは地下水の影響の強弱の程度を反映し、また落水状態における土層の乾燥、酸化の程度を示す重要な指標と考えられるとしている。

筆者の調査では、その出現状態については、第2表および斑紋の形態に関する前項の記載のとおりであるが、さきに述べたとおり、酸化、還元の状態の指標の役割りは北海道ではかなり大ざっぱ

第 2 表 斑紋の形態および特徴 (小山⁶⁶⁾提案を準用し、一部修正した。)

項目 形状	色	基質中への 浸潤の程度	大 き さ	マンガン 反応	発達した 形 態	乾 湿	構造組織土性	備 考
糸 状	黄 褐 (赤 褐) △	ほとん ど なし	径 0.5mm 以下	なし	—	比較的乾	塊状, 小細孔 中~細粒質	細, 小孔に沿っ て発達
糸根状	黄褐 ~ 赤褐	わずかに あり	径 0.5~1mm	なし	—	同	同	同
膜 状	黄 褐 (赤 褐) △	ほとん ど なし	厚さ 0.5mm 以下	なし	時とし て盤状	同	塊状 (塊面) 板状 △ 中~細粒質	塊状塊の表面, 板状の表面, 隙 間
脈 状	黄 褐 (赤 褐) △	顕 著	径 1~3mm	なし	—	多 湿	大塊, マツシブ 中孔 細粒質	小中孔に沿つて 発達
管 状	同 △	同	径 3mm 以上	なし	管状結核	同	同	同
結核状	黒褐 ~ 褐 黄 褐 △	あ り	径 0.5~2mm	顕著	結 核	半 乾	大塊状~無構造 中~細粒質	土塊内部構造に 無関係
点 状	黄褐 ~ 褐 △	ほとん ど なし	径 0.5 mm	なし	—	比較的乾	粒状~単粒 粗粒質	粒子間または面
雲 状	黄褐 ~ 暗褐	顕 著	2mm 以上	あり	—	半 乾	単粒 粗粒質	粒子を結合した 感じ

注) △印は修正部分 (小山案に対し、北海道で認めたものに修正した。)

膜 状: 土塊の表面または剖目の表面を被覆する薄い斑紋, 黄褐色 (赤褐色) を呈する。主に上部層位に認められた。

糸 状: 主に水稻根等の細根のあと等の細孔隙をうめる。膜状と同様に土の基質に浸潤していない。黄褐色または赤褐色を呈する。主に上部層位に認められた。

糸 根 状: 糸状と下記の管状, 脈状等の中間形態。いくらか基質に浸潤している。黄褐色または赤褐色を呈する。主に上部層位に認められた。

脈状・管状: 主に黄褐色 (褐色) を呈し, 大孔隙または細小孔を満たし土中に浸潤している斑紋。管状斑は中央に孔があるか, または白色粘土で中央部が占められている斑紋で, 中央まで黄褐色を呈する場合には脈状という。なお本道では, 管状斑の一部に褐色を呈するものがある。主に下部層位に認められた。

結 核 状: 土塊中に 0.5~2mm の核を有し, 土塊中に浸潤した形状を有す。マンガンの反応が顕著な黒褐~褐色を呈する場合と, 黄褐色を呈する場合とがあり, 主に上部層位に認められた。

点 状: 土層中に 0.5mm の大きさの斑点状の沈積物。主に上部層位に認められ, 黄褐色から褐色を呈する。

雲 状: 土塊の基質に浸潤し, 不定形の雲のような状態に広がっている沈積で, 全層に認められた。斑紋の色は主に黄褐色を呈し, 一部に暗褐色を呈するものがあつた。

なお斑紋については黄褐色~赤褐色~黒褐色になるにつれて, マンガン反応が顕著になることが認められており, また本道においては, 吉沢⁹⁸⁾の発表にかかる白色の炭酸第一鉄の斑紋は筆者の調査の範囲では未だ認められていない。

であると考えられる。したがって斑紋, 結核の有無, 出現部位よつての分類は困難である。

なお土壌断面での斑紋の量の表現は困難であるので, 感じでつぎのように表現した。

斑紋および結核の含有 程度の表現	断面中に占める斑紋およ び結核の占める面積割合
すこぶる富む	50%以上
富む	50~20%
含む	20~10%
あり	10%以下

IV 水田土壌類型の設定とその類型別 理化学的性質

北海道における水田はそのほとんどが第 3 表のように沖積低地, 泥炭地に, その一部は洪積台地に分布し, その母材・堆積様式の特徴は佐々木⁹⁷⁾によれば第 4 表のようになる。これらを第 5 表の水田分布¹²⁾と照合してみると, 例えば主要水田地帯の上川, 空知の主要母材は主に沖積層, 泥炭, 洪積層等で, 面積の少ない胆振, 日高では火山

第3表 北海道の水田地域の地域区分表⁶⁵⁾
(渡辺光氏による)

A~3.	北見山地	d 諸谷底平野
A~5.	中央低地帯	a. 頓別低地 b. 名寄盆地 c. 上川盆地 d. 富良野盆地
A~7.	十勝平野	b. 開析扇状地 と海岸平野 c. 沖積平野
A~9.	石狩, 勇払低地	a. 沖積低地 b. 周縁扇状地 開析扇状地 c. 南部火山灰台地
B~3.	中央窪地帯	a. 寿都湾頭低地 b. 噴火湾頭低地 c. 函館平野

第4表 北海道における水田分布地域と
土壌母材の特徴⁶⁷⁾

水田分布支庁名	土壌母材の特徴
渡島, 檜山支庁管内	火山灰, 安山岩, 泥炭, 沖積層
後志支庁管内	火山灰, 沖積層, 洪積層, 三紀層, 泥炭
石狩, 空知支庁管内	泥炭, 沖積層, 洪積層, 洪積火山灰層, 砂丘, 安山岩, 三紀層 石英粗面岩, 変成岩
上川支庁管内	沖積層, 泥炭, 洪積層, 第三紀 石英粗面岩, 安山岩
留萌支庁管内	沖積層, 洪積層
網走支庁管内	沖積層, 洪積層, 泥炭, 凝灰岩 流紋岩, 安山岩
十勝支庁管内	火山灰, 泥炭, 沖積層
胆振, 日高支庁管内	火山灰, 沖積層

第5表 北海道における水田面積一覽表¹²⁾

支庁名	水田面積 (ha)	支庁名	水田面積 (ha)
北海道	239,998	日高支庁	6,472
石狩支庁	27,031	十勝支庁	3,994
空知支庁	89,450	釧路支庁	20
上川支庁	62,282	根室支庁	0
後志支庁	11,416	網走支庁	9,857
檜山支庁	6,064	宗谷支庁	0
渡島支庁	7,235	留萌支庁	7,227
胆振支庁	8,950		

灰, 沖積層であることが理解できる。

これらの特徴を持つ北海道の水田土壌を, 前章における「特徴的土層」を基準として, 類型区分し水田土壌類型を設定し, その主要な断面形態を記載し, 類型別の理化学的性質を述べる。

1. 主要な水田土壌類型とその断面形態

Ⅲにおける7種の「特徴的土層」を主体に「残留土層位」をも含めて, それぞれの土層の有無, 位置, 厚さなどによって小山の分類方法に準じて水田土壌類型の設定を試みた。それらの内容はつぎのとおりである。

すなわち, 水田土壌大群としての小山案の分類の中で, ほぼ同一の定義と内容で考えたものは, 泥炭土壌, 黒泥土壌, グライ土壌, 黒色火山灰土壌であり, 灰褐色土壌, 黄褐色土壌, 非黒色火山灰土壌については, 新らしいもの, 同名異質のものとして, 定義, 内容の相異を指摘した。したがってそれらの定義と特徴についての概要をつぎにのべる。

1) 泥炭土壌類型群

(1) 定義 厚い泥炭層を有するか, またはある厚さ以上の泥炭層が土層の主要部分を占めるか, またはその他の土層中に, ある厚さ以上の泥炭層をもつ水田土壌。ここでいう厚いとは50 cm以上の厚さをいい, 土層の主要部分とは上部50 cm以内をいい, ある厚さとは20 cmをいう。

(2) 性質 土層中少なくとも一部は泥炭層から構成されている土壌。泥炭層は構成植物の種類により, ミズゴケ泥炭, ワタスゲ泥炭, ヨシ泥炭からなる。主に三角州, 河川はんらん原中の沼沢地, 海岸潟湖, 湖辺で, 浅く挺水植物が繁茂した条件が比較的最近まで継続した場所に分布する。この水田の作土は主に粘土質の客土がなされている。概して地下水位が高い。往時沼沢地であった所に火山の降灰により泥炭が埋没してしまっているものは, 本土壌の定義により, かなり下層に存在するときは非黒色火山灰土壌の中で扱っている。

(3) 種類 泥炭層が大部分を占める泥炭土壌亜群, 泥炭層が薄くても土層中比較的上部にある泥

炭層土壌亜群, および泥炭層の上に厚く無機母材が堆積した下層泥炭土壌亜群がある。

土壌類型群	土壌類型亜群	土壌類型種
泥炭土壌	泥炭土壌	全層泥炭 重粘土泥炭 粘土泥炭 (壤土泥炭) (砂土泥炭)
		泥炭層土壌 { 重粘土泥炭層 粘土泥炭層 (壤土泥炭層)
	下層泥炭土壌 (小山の退位泥炭土 壤に相当する。)	{ 重粘土下層泥炭 (粘土下層泥炭) (壤土下層泥炭)

また, () を付したものは, 今回までの調査では認められなかったが, 今後調査が進むにつれて出現可能と考えられる土壌類型である。

(4) 性状 大部分有機物からできている泥炭層の容積重は低く, またこれが混入している作土層でも容積重は当然低く, 作土の炭素含量, 窒素含量は多い。乾土効果, 温度上昇効果はいずれもやや高い。一般に全層泥炭では塩基置換容量, 磷酸吸収係数がやや大きい。泥炭層の炭素含量はほとんど20%以上である。

(5) 他の土壌類型群との関係

泥炭の生成がそ害され, または, 氾濫・降灰等により無機質堆積物の供給が著しく多い場合等には黒泥土壌, グライ土壌, 黒色火山灰土壌, 非黒色火山灰土壌へ転移する (付図1, 2, 3参照)。

2) 黒泥土壌類型群

(1) 定義 泥炭層がないか, または泥炭層があっても土層の下部の一部にしかない土壌で, 厚い黒泥層があるか, ある厚さ以上の黒泥土が土層の主要部分を占めるか, もしくは以上の規定には入らないある厚さ以上の黒泥層のある水田土壌。ここでいう厚いとは50cm以上の厚さをいい, 土層の主要部分とは上部50cmをいい, ある厚さとは20cmをいう。

(2) 性状 黒泥層が土層中の大部分を占めるか, 上部に比較的厚く堆積した層をもつ土壌である。泥炭の生成がそ害され無機質母材と混合するか, またはほかの場所で生成された泥炭が無機質母材とともに再堆積されたかによって生成され,

泥炭土壌と無機質土壌の中間を占める。黒泥土の下層は泥炭層になっている場合が多い。地下水はおおむね高い。北海道にはこの種の土壌の分布はきわめて少ない。

(3) 性質 容積重は低く, 炭素, 窒素の含量はいずれも多く, 磷酸吸収係数, 塩基置換容量も大きい場合が多い。おおむね作土は客土がなされており, 黒泥の性質の弱められているものも少ない。

(4) 種類

土壌類型群	土壌類型亜群	土壌類型種
黒泥土壌	黒泥土壌	{ 重粘土黒泥 (粘土黒泥) (壤土黒泥)
	(黒泥層土壌)	{ (重粘土黒泥層) (粘土黒泥層) (壤土黒泥層)
	(下層黒泥土壌) (小山の退位黒泥土 壤に相当する。)	{ (重粘土下層黒泥) (粘土下層黒泥) (壤土下層黒泥)

注) : 黒泥土壌亜群の土壌類型種の中で, 全層黒泥を除いた理由は, 黒泥の生成条件から考えて, 全層黒泥の出現の可能性が考えられないからである。

(5) 他の土壌類型群との関係

黒泥土が泥炭層と無機質層との中間的な性質をもっと同じように黒泥土壌は泥炭土壌がしだいに無機化過程をたどる場合の移行段階を占める土壌であり, 類型区分上でも, 分布から見ても泥炭土壌およびグライ土壌の中間型である (付図2参照)。

3) グライ土壌類型群

(1) 定義 厚いグライ層があるか, 永久的なグライ層が土層の主要部分を占める無機質水田土壌。グライ層が土層中の大部分を占める土壌で

① 全層がグライ層であるか, 作土をのぞく他の土層がグライ層である土壌。

② 50cm以内から下部がグライ層である土壌の2つに分かれ, 前者を「強グライ土壌」, 後者を「グライ土壌」とする。グライ層はあってもこれ以外の土壌はグライ土壌としない。

(2) 性質 地下水位はおおむね高い低湿地土壌であって, 湛水田, 湿田はこの土壌類型群に包含される。作土も作土下の土層も構造はあまり発達せず, 溶脱も少ない。泥炭土壌, 黒泥土壌と共存し分布している。グライ層中の斑紋は主に黄褐色

の糸状、糸根状、管状斑紋である。容積重はやや高く、炭素含量は一般に2.5～5.0%で、黒泥、泥炭土壌より明らかに少なく、燐酸吸収係数は1,000～1,500でやや大きい。小山が指摘しているほど乾土効果がとくに高いということは筆者の調査では認められなかった。

(3) 種類 グライ層の位置が最も高い強グライ土壌、グライ層の位置がやや低いグライ土壌の2つがある。さらにそれらをそれぞれ沖積土系と洪積土系に2区分した。洪積土系の下層はきわめて堅密である。

土壌類型群	土壌類型亜群	土壌類型種
グライ土壌	強グライ土壌	重粘土質強グライ (粘土質強グライ) 沖積土系 壤土質強グライ 砂土質強グライ 洪積土系 砂礫質強グライ
	グライ土壌	重粘土質グライ 粘土質グライ 沖積土系 (壤土質グライ) (砂土質グライ) 洪積土系 (砂礫質グライ)

(4) 他の土壌類型群との関係

泥炭土壌、黒泥土壌と近接し、その周辺に分布し、地下水位は同様に高い。地下水位が低くなると灰褐色土壌に移行する(付図1, 2参照)。

4) 灰褐色土壌類型群

(1) 定義 灰褐色土層が主要部分を占める無機質水田土壌。

(2) 性質 地下水位が低く、グライ層が存在しても80cm以下であるか、または作土のみグライ層であるにすぎない。土壌は灰～灰褐色を呈し本道の主要な沖積地、洪積地に広く分布する。さきに『「灰褐色土層」、「黄褐色土層」の項で説明したように、小山のいう「黄褐色土層」での火山灰に由来しない台地上の水田土壌(洪積土壌)は、本灰褐色土壌類型群に入れるべきが合理的と考え、土壌類型種のところで、沖積土系と洪積土系の2区分とした。両者とも容積重がやや高く、前者では一般に腐植含量はやや少なく、鉄およびマンガン斑は顕著で、燐酸吸収係数はやや大きい。後者では、沖積土系より腐植含量、燐酸吸収係数が高く、下層は一般にきわめて堅密で、柱状ないし

角塊状の構造を呈する。また黄褐～赤褐色の腐朽礫斑紋に富んでいる。

(3) 種類 この土壌は広範囲の乾田型土壌を包含する。沖積土系、洪積土系については、土壌断面の中で、土性、構造、密度、腐朽礫斑紋、斑鉄等によって明らかに区分される。

土壌類型群	土壌類型亜群	土壌類型種
灰褐色土壌	灰褐色土壌	重粘土質灰褐色 粘土質灰褐色 沖積土系 壤土質灰褐色 砂土質灰褐色 (粘土質礫層灰褐色) 洪積土系 (砂土質礫層灰褐色) 砂礫質灰褐色 砂礫土質灰褐色

(4) 他の土壌類型群との関係

灰褐色土壌は沖積地、洪積台地上に最も普通に認められる水田土壌で、その分布も広い。沖積土系では泥炭土壌、黒泥土壌等に隣接して分布することは少ないが、グライ土壌が排水によって転移するか、または河川の流れが変わったために、削剥、再堆積された場合に転移する(この場合の転移は比較的早い)。黄褐色土壌へは、当土壌より河川の自然堤防へ向かって移行する(付図1, 2参照)。

また洪積土系では、洪積台地上で、グライ土壌が自然条件あるいは人為的に排水がなされた場合に転移する。

5) 黄褐色土壌類型群

(1) 定義 黄褐色土層が主要部分を占める無機質水田土壌。

作土を除き土層が黄褐色を呈する地下水の低い水田土壌。透水性が著しく過良で、下層土は常時酸化的となっている。沖積地の自然堤防地に近く分布する水田土壌で、水田土壌化作用の困難なものと理解される。

(2) 種類 この土壌は陸性土壌に近い。

土壌類型群	土壌類型亜群	土壌類型種
黄褐色土壌	黄褐色土壌	重粘土質黄褐色 粘土質黄褐色 壤土質黄褐色 砂土質黄褐色 (粘土質礫層黄褐色) (砂土質礫層黄褐色) (砂礫質黄褐色) (砂礫土質黄褐色)

(3) 性質 容積重がやや大きく、一般に乾土効果が低いのが特徴である。

6) 黑色火山灰土壌類型群

(1) 定義 腐植質火山灰土層が、土層の主要部分を占める土壌を黑色火山灰土壌という。

(2) 性質 洪積台地上および沖積地に主に再堆積されたもので、一般の火山灰と異なり粘土含量が比較的多い。一般に透水性は良好である。火山灰土壌の理化学性を有し、容積重がやや小さく、磷酸吸収係数が大きく、塩基置換容量がやや大きく、乾土効果、温度上昇効果が低く、全炭素含量が多く、炭素率がやや大きい。小山の指摘している乾土効果が高いということには筆者の調査では必ずしも一致しない。

(3) 種類 北海道では筆者の調査によると今まで1種類しか認めることができなかった。

土壌類型群 土壌類型亜群 土壌類型種

黑色火山灰土壌	黑色火山灰土壌	{ <ul style="list-style-type: none"> 粘土質黑色火山灰 (壤土質黑色火山灰) (砂土質黑色火山灰) (粘土質礫層黑色火山灰) (砂土質礫層黑色火山灰) (砂礫質黑色火山灰) (砂礫土質黑色火山灰) }
---------	---------	---

7) 非黑色火山灰土壌類型群

(1) 定義 非黑色火山灰土層が土層の主要部分を占める土壌を非黑色火山灰土壌という。

(2) 性質 火山噴火の降灰による新しい風積火山灰水田で、実際には粗粒なものが多く、主に胆振、日高地方の水田に広く分布し、この種ものは全道に散在する。透水性は過良である。一般に粘土含量が少なく、粗粒火山灰の性質を表わすが、実際の水田では粘土の客入が実施されている。全炭素、全窒素が少なく、塩基置換容量はきわめて小さく、磷酸吸収は小さい。

(3) 種類

土壌類型群 土壌類型亜群 土壌類型種

非黑色火山灰土壌	非黑色火山灰土壌	{ <ul style="list-style-type: none"> (粘土質非黑色火山灰) (壤土質非黑色火山灰) 砂土質非黑色火山灰 (粘土質礫層非黑色火山灰) (砂土質礫層非黑色火山灰) (砂礫質非黑色火山灰) (砂礫土質非黑色火山灰) }
----------	----------	--

なお前述の泥炭土壌、黒泥土壌、黑色火山灰土壌、非黑色火山灰土壌等において、泥炭層、黒泥層、火山灰層上に堆積された土壌(客土も含む)のある場合は、すべてそれらは粘土泥炭、壤土黒泥、砂土非黑色火山灰のように呼び、黒泥、火山灰そのものの土性を表現する場合および客土するものをお混ぜられて泥炭および火山灰の性質を示す場合は、粘土質黒泥、砂土質非黑色火山灰のように“質”という字句を加える。またグライ土壌、灰褐色土壌、黄褐色土壌についても同様とする。

また土壌類型種における土性の区別は次のようにした。

砂礫土質：砂礫層が地表下 30 cm 以内より出現する。

砂礫質：砂礫層が地表下 30~60 cm より出現するもの。

砂土質礫層：礫層が地表より 60 cm 以下に出現し、その上部が砂質のもの。

重粘土質：SC, LiC, SiC, HC を包含する。

粘土質：SCL, CL, SiCL を包含する。

壤土質：SL, L, SiL を包含する。

砂土質：S, LS を包含する。

以上の各土壌類型をとりまとめてみると第6表のようになる。

第6表 北海道における水田土壌類型区分

土壌類型群	土壌類型亜群	土 壤 類 型 種
泥炭土壌	泥炭土壌	全層泥炭 重粘土泥炭 粘土泥炭 (壤土泥炭) (砂土泥炭)
	泥炭層土壌	重粘土泥炭層 粘土泥炭層 (壤土泥炭層)
	下層泥炭土壌	重粘土下層泥炭 (粘土下層泥炭) (壤土下層泥炭)
黒泥土壌	黒泥土壌	重粘土黒泥 (粘土黒泥) (壤土黒泥)
	(黒泥層土壌)	(重粘土黒泥層)

		(粘土黒泥層) (壤土黒泥層)	
	(下層黒泥土壌)	(重粘土下層黒泥) (粘土下層黒泥) (壤土下層黒泥)	
グライ土壌	強グライ土壌	重粘土質強グライ (粘土質強グライ) 壤土質強グライ 砂土質強グライ 砂礫質強グライ	沖積土系 洪積土系
	グライ土壌	重粘土質グライ 粘土質グライ (壤土質グライ) (砂土質グライ) (砂礫質グライ)	沖積土系 洪積土系
灰褐色土壌	灰褐色土壌	重粘土質灰褐色 粘土質灰褐色 壤土質灰褐色 砂土質灰褐色 (粘土質礫層灰褐色) (砂土質礫層灰褐色) 砂礫質灰褐色 砂礫土質灰褐色	沖積土系 洪積土系
黄褐色土壌	黄褐色土壌	重粘土質黄褐色 粘土質黄褐色 壤土質黄褐色 砂土質黄褐色 (粘土質礫層黄褐色) (砂土質礫層黄褐色) (砂礫質黄褐色) (砂礫土質黄褐色)	
黒色火山灰土壌	黒色火山灰土壌	粘土質黒色火山灰 (壤土質黒色火山灰) (砂土質黒色火山灰) (粘土質礫層黒色火山灰) (砂土質礫層黒色火山灰) (砂礫質黒色火山灰) (砂礫土質黒色火山灰)	
非黒色火山灰土壌	非黒色火山灰土壌	(粘土質非黒色火山灰) (壤土質非黒色火山灰) 砂土質非黒色火山灰 (粘土質礫層非黒色火山灰) (砂土質礫層非黒色火山灰) (砂礫質非黒色火山灰) (砂礫土質非黒色火山灰)	

したがって、7土壌類型群、12土壌類型亜群、78土壌類型種の設定をみた。しかし筆者の今までの調査によれば、認められた土壌類型種の数28である。

本土壌類型区分を小山の分類に対比し、大きな相異を示すものは次のものである。

灰褐色土壌 Ⅱ 灰褐色土層の項およびⅣ 灰褐色土壌類型群の項参照

黄褐色土壌 Ⅱ 黄褐色土層の項参照

すなわち本類型区分は、小山の分類を北海道における水田土壌の実態に則して、修正を加えたものになる。

さらに各土壌類型の相互関係ならびに実際の土壌調査によって得られた土壌類型区分は、付図12、3によって明らかにした。

それらの断面形態の主要なもの1例を示すと、第2図のとおりである。

2. 水田土壌類型別理化学的性質

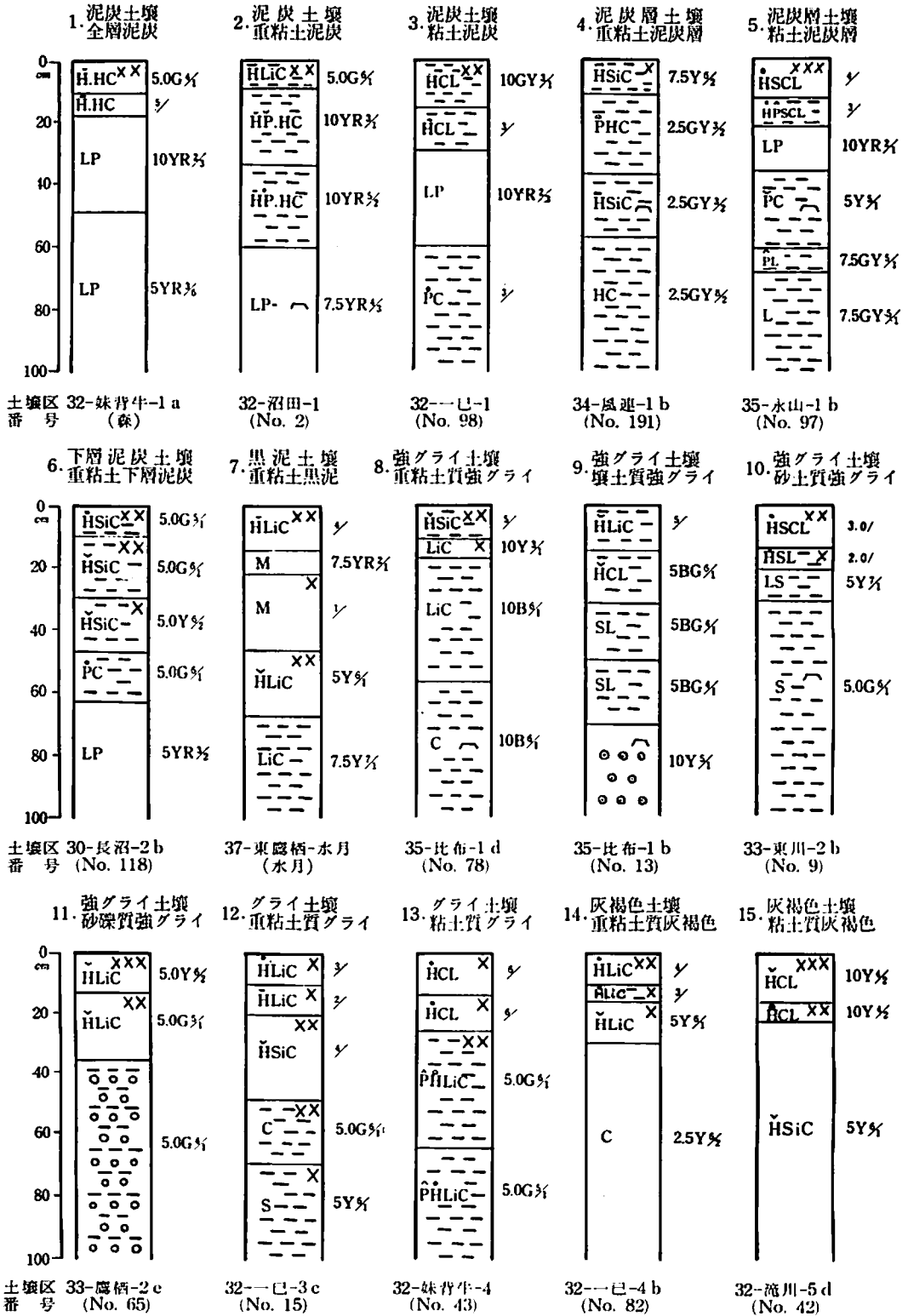
北海道における各種水田土壌470余点について層位別に理化学的諸性質を調べた。さらにこれらを土壌類型ごとに集計し、北海道の水田土壌の特質と共に各土壌類型のもつ特徴を明らかにしようとした。これらの分析成績は巻末の付表1、2に一括し取りまとめた。

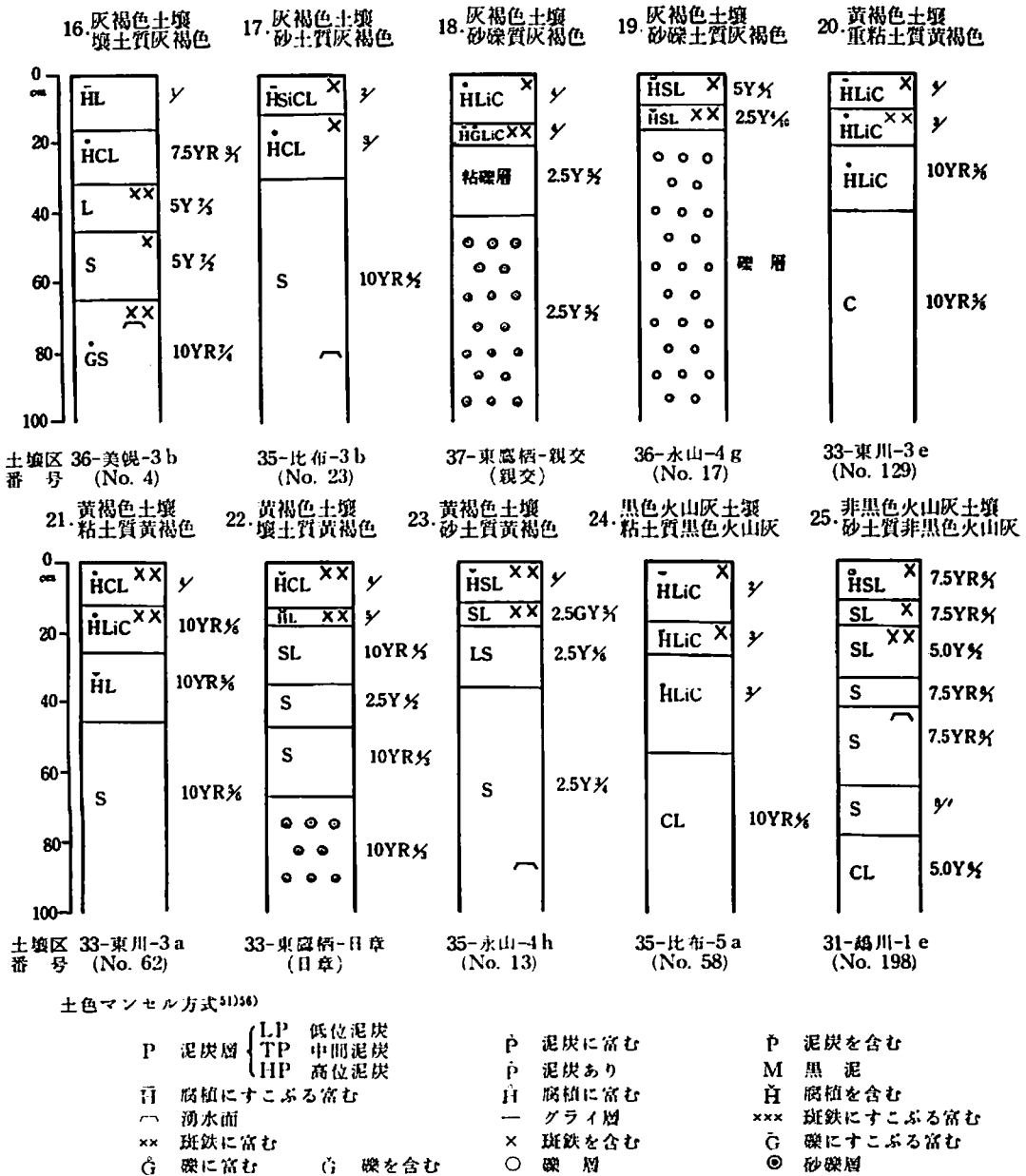
1) 土壌の粒徑組成および容積重

197か所の土壌について、層位別に(3~4層)機械分析および容積重の測定を実施した。機械分析はピベット法²³⁾により、土性区分は国際法を採用した。容積重は山中式容積重測定器²²⁾を用い測定した。

筆者らの調査によれば、北海道における水田土壌には、重粘土質から砂質のものまで広範囲に分布しているが、そのほとんどが重粘土質、粘土質からなっているといっても過言ではない。したがって重粘土質、粘土質のものの分布は広範囲にわたっており、とくに日高、胆振、十勝、渡島の火山灰質水田といわれるものを除くと、壤土質、砂質水田の分布はきわめて少なくなる。

今ここで筆者は道内水田の197地点の水田土壌の機械分析成績から、これらの内容をとりまとめ





第2図 主要水田土壌類型の断面形態

で見るとつぎのようになる(もちろんこれによって精確には、土性分布ならびにその土壌の広がりについて言及することはできないが、上記の197点は、筆者らの全道の調査の代表地点での分析データであれば、任意抽出ともなり、かなり精度の高いものと考えられる)。

第7表によると、上層のみについてみると、重粘土質が64%と過半を占め、重粘土質、粘土質と粘土分の多い土壌についてみると、実に93%とい

う数値となり、本道の水田土壌の大部は重粘土質、粘土質といっても差支えない。

また、これを上層、下層を共に合わせて、土層

第7表 土性分布概要表(上層のみ)

実数割合	項目	重粘土質 Vf	粘土質 F	壤土質 ME	砂質 CO	総体
実数値		126	57	4	10	197
%		64	29	2	5	100

全体について見たものが第 8 表である。これによれば、その大部分は上層から下層まで均質な土性分布を示し、一段階の差まで考慮に入れると、そのほとんどが大よそ均質な垂直分布を示すといふことができる。なお上層、下層共重粘土質のものは 57% で、上層、下層共重粘土質ないし粘土質のものは 86% の多きに達する。

第 8 表 土層断面の土性分布表

土性	上層 下層	実数	土性	上層 下層	実数
Vf (126) 64%	$\frac{Vf}{Vf}$	112(57%)	ME (4) 2%	$\frac{ME}{Vf}$	1
	$\frac{Vf}{F}$	9		$\frac{ME}{F}$	1
	$\frac{Vf}{CO}$	2		$\frac{ME}{ME}$	1
	$\frac{Vf}{Peat}$	3		$\frac{ME}{CO}$	1
F (57) 29%	$\frac{F}{Vf}$	16	CO (10) 5%	$\frac{CO}{Vf}$	1
	$\frac{F}{F}$	33		$\frac{CO}{CO}$	9
	$\frac{F}{ME}$	4			
	$\frac{F}{CO}$	3			
	$\frac{F}{Peat}$	1			

注) 重粘土質 (Vf) : SC, LiC, SiC, HC
 粘土質 (F) : SCL, CL, SiCL
 壤土質 (ME) : SL, L, SiL
 砂質 (CO) : S, LS
 上層 : 第 1 層 (作土)
 下層 : 第 2, 3 層
 (上層+下層) : 地表下約 50 cm

(1) 上層、下層同一土性

$$\frac{Vf}{Vf} (112) \cdot \frac{F}{F} (33) \cdot \frac{ME}{ME} (1) \cdot \frac{CO}{CO} (9) = 155 \text{例} (79\%)$$

(2) 上層、下層の土性が一段階異なるもの

$$\frac{Vf}{F} (9) \cdot \frac{F}{Vf} (16) \cdot \frac{F}{ME} (4) \cdot \frac{ME}{F} (1) = 31 \text{例} (16\%)$$

(3) 上層、下層の土性が二段階異なるもの

$$\frac{Vf}{CO} (2) \cdot \frac{Vf}{Peat} (3) \cdot \frac{F}{CO} (3) \cdot \frac{F}{Peat} (1) = 11 \text{例} (5\%)$$

(4) 上層、下層共重粘土質のもの 112例 (57%)

(5) 上層、下層共重粘土質~粘土質のもの 170例 (86%)

さらに土壌類型別の特徴としては、次のようである。

泥炭土壌：一部沖積、火山性の砂質のものの堆積を除き、第 1 層は CL, SiC, LiC, HC (粘土含量 20~65%) とかなり土性分布の範囲は広いが、大部分は SiC, LiC, HC (粘土含量 30~50%) であった。第 2 層も第 1 層と同様な傾向であるが、ただ泥炭層の浅く出現するものでは、第 2 層が泥炭となっていた。

黒泥土壌：筆者らの現在までの調査では、本土壌の分布も少なく、したがって試料点数もまた少なく、的確な傾向の指摘はできないが、本調査の結果では第 1 層は SiL~LiC とその土性分布の幅は広いが、第 2 層は概して粘土質~重粘土質であった。

強グライ土壌：ごく一部を除き、第 1 層、第 2 層共ほとんど重粘土質で、SiC, LiC, HC を呈しその粘土含量は大よそ 30~55% であった。

グライ土壌：ごく一部を除き、第 1, 第 2 層共 SiC, LiC を呈し、粘土含量は 25~44% で強グライ土壌より概して粘土含量が少ない傾向が見られた。

灰褐色土壌：一部に CL, HC を呈する土壌が存在するが、大部分は第 1, 第 2 層共 SiC, LiC で、その粘土含量は 30~44% であった。

黄褐色土壌：第 1 層、第 2 層共同様な土性分布を示し、大部分は SiC, LiC (粘土含量 25~40%) のグループと L~CL (粘土含量 13~25%) のグループの 2 つのタイプが認められた。

黒色火山灰土壌：第 1 層、第 2 層共同様な土性分布を示し、CL~LiC で粘土含量は 20~30% であった。

非黒色火山灰土壌：第 1 層は客土されたものもあり、SL~CL と土性分布の幅が広く、第 2 層はおおむね S~SL であった。

以上を総じてみるに、酸化的な土壌ほど粘土含量は少なく、粗になる傾向を示している。

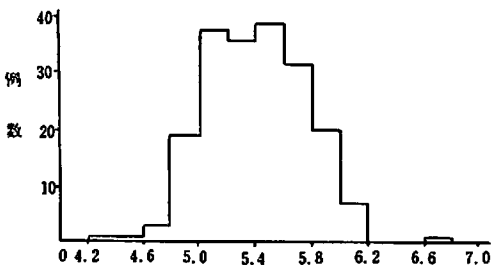
容積重では付表 1 のようにその大部分は、0.75~0.95 であり、154 例の第 1 層の平均値 (火山性土壌を除く) は 0.77 であった。泥炭層土壌、黒泥層土壌等では容積重は 0.7 以下のものが多かった。非

黒色火山灰については、容積重を調べなかったが、その低いことは多くの報告によって明らかである。黒泥土および泥炭層上の腐植のきわめて多いものでは容積重が0.43~0.46を示しきわめて低かった。泥炭そのものについては0.14~0.18とこれまたきわめて低い値を示している。またとくに第2層以下において容積重が1.0以上を示すものが154例中22例を示し、これらのほとんどは重粘の洪積土壌であり、強グライ土壌、灰褐色土壌、黄褐色土壌に属している。

2) 土壌反応

pHは水浸によりガラス電極法で測定した。全土壌がpH 7.0以下で、大部分が5.0~6.0に分布し、5.5前後が多かった。pHの低いものは泥炭土壌、黒泥土壌、重粘性土壌にあり、最低値は泥炭土壌に属する(美幌~1)のもので、第1層4.83第2層4.51を示し、また最高値では粘土質黒色火山灰土壌(東川~3g)に属するもので第1層6.65第2層が6.00を示した。

泥炭土壌の酸性は主に腐植質に、重粘性土壌は主に鉱質酸性に由来するものと考えられる。泥炭土壌、黒泥土壌、一部の重粘性土壌を除き、土壌類型それぞれの特徴は認められなかった。なお全国の水田土壌に比べると、その特徴としてpHが7.0をこえるものがないこと、その平均値が5.42(標準偏差0.36)で、全国平均5.57¹¹⁾(標準偏差0.61)に比しやや低く酸性であるといえる。なおその頻度分布は第3図のとおりである。



第3図 pHに関する頻度分布
pH (197例)

3) 塩基置換容量および塩基飽和度

各土壌類型の主要土層について、塩基置換容量(196例)ならびに全置換性塩基(155例)を測定

し、塩基飽和度も算出した。塩基置換容量の測定はSCHOLLENBERGER⁴⁹⁾法に準じた。また全置換性塩基はBRAY and WILLHITE²⁾に準じて測定した⁴⁹⁾。

(1) 塩基置換容量

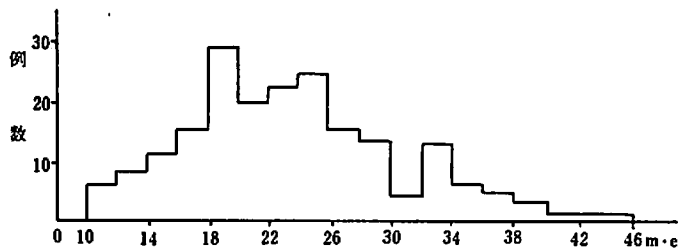
第1層(作土層)についてみれば、最大値は44.2 me/乾土100g、最小値は10.4 me/乾土100gで、平均値は23.7 me(標準偏差7.00 me)で全国平均の19.5 me(標準偏差10.3 me)よりはやや大きい値を示し、養分保持力の大きいことが理解できる。

最大値を示した土壌は、重粘土質灰褐色土壌で(鷹栖-4a, 鷹栖-No. 4)粘土含量38.6%, 全炭素含量8.77%であった。また最小値を示した土壌は砂土質非黒色火山灰土壌で(由仁-3a, 由仁-No. 47)粘土含量11.8%, 全炭素含量4.24%であった。現在までの調査土壌196点についてみると、10 me以下は1点もなく、10~20 meは69点、20~30 meは93点、30~40 meは31点、40 me以上は3点であった。全点数の約65%が20 me以上であり、これらは重粘土、粘土質のもので、しかも全炭素含量も多い土壌であった。非黒色火山灰土壌を除き余り土壌類型には関係なく、むしろ粘土量と腐植含量に密接な関係のあることは既説のとおりである。第1層と第2層との関係については土性分布の項で述べたように、土性層序および腐植含量が明らかに異なるようである。その頻度分布は第4図に示した。

(2) 全置換性塩基および塩基飽和度

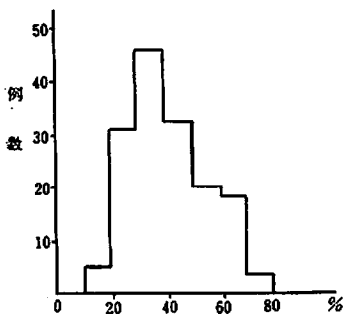
全置換性塩基(ここでは置換性K, Na, Ca, Mg…を合して全置換性塩基とする)では分析土壌(作土)の約60%が10 me/乾土100g以下であり、作土の最大値は24.4 me(重粘土質強グライ土壌)であり最小値は4.5 me(粘土質灰褐色土壌)であった。土壌によって分析数値の変異がみられ、それらの変異は塩基置換容量の数値とは無関係であった。また土壌類型にも余り関係が無いようである。

作土の塩基飽和度についてみると、全般に10~80%の間に分布し、30~50%のものが、155点中78点と最多で過半を占め、ついで50~70%の38点10~30%が36点であった。



第4図 塩基置換容量の頻度分布 塩基置換容量 (196例)

なお本分析による平均値は38.4% (標準偏差15.9%)で、全国平均¹⁾の数値61.03% (標準偏差17.89%)より少なく、北海道の水田土壌は、ほかの地域の水田土壌に比べ塩基に未飽和の土壌であることがいえる。このことは前述のようにpHの低いことも関連がある。また土壌類型には余り関係のないものと考えられる。この頻度分布を示すと第5図のとおりである。



第5図 塩基飽和度の頻度分布 塩基飽和度 (155例)

4) 窒素および磷酸吸収係数

窒素および磷酸吸収係数は2.5%磷酸アンモニア法にて測定した。

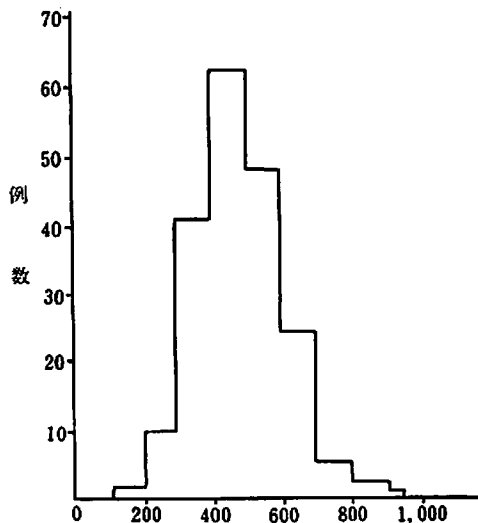
(1) 窒素吸収係数

分析点数は195点であるが、作土についてみると、窒素吸収係数が600以上のものは32点、600~400が111点、400~200が51点、200以下が1点で、600~400がその過半を占め、その最大が907 (重粘土泥炭, 長沼-2a 土壌区, 30-長沼-59), 最小が164 (重粘土質強グライ, 岩見沢-3a 土壌区, 29-岩-114)であった。窒素吸収係数で400以上を大きい範ちゆうに考えると、その75%に近いものが該当し、一般に本道の水田土壌の窒素吸収係数は大きい部

類に属すると考えられる。

すなわち、全国の水田土壌の窒素吸収係数の平均値¹⁾354 (標準偏差184)に対し、本分析成績の平均値は470 (標準偏差139)であった。これらのうちとくに小さい値を示したものとしては、粘土質ないし砂質で腐植の少ない土壌に多く、土壌類型としては非黒色火山灰土壌が該当し、そのほかはとくに土壌類型による差異は認められなかった。

作土下の土壌については、泥炭層、黒泥層ではとくに大きく、また反対に砂質および粗粒火山灰層ではきわめて小さかった。なおその頻度分布については第6図のとおりである。



第6図 窒素吸収係数の頻度分布 窒素吸収係数 (195例)

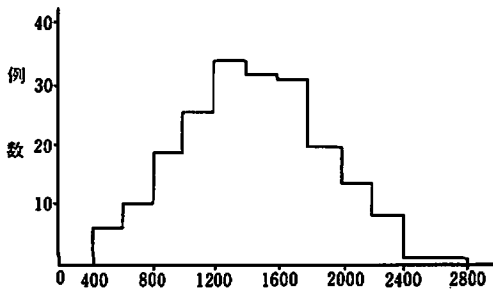
(2) 磷酸吸収係数

作土の分析点数195点のうち、磷酸吸収係数2,000以上のものが20点、2,000~1,500が64点、1,500~1,000が74点、1,000~500が30点、500以

下はわずかに4点であった。すなわち、大きい部類に属する1,000以上のものは、約80%をこえその平均値は1,438(標準偏差455)で、全国平均869(標準偏差)⁵⁰⁾値に比べると、はるかに大きく、これらのことから本道の水田土壌の磷酸吸収係数は他府県のそれに比べて大きいといえる。これらのうち、作土の最大値は2,677(重粘土質灰褐色土壌、滝川4a土壌区、32-滝川66)で、LiC、腐植含量15.7%を示し、また作土の最小値は427(重粘土下層泥炭富良野-2土壌区、35-富-40)で、SCL、腐植含量11.6%(35~63cm黒泥、63cm以下礫層)を示していた。とくに大きいものとしては、重粘土で腐植の多いもの、土壌類型としては黒色火山灰土壌がとくに大きかった。泥炭土壌、黒泥土壌では作土に客土がなされたものが多いため、とくに大きいとはいえないが、作土下の泥炭層、黒泥層では大きかった。とくに小さいものは、粘土質ないし砂質で腐植の少ないものであった。

前述のように、とくに大きいものを除き一般に土壌類型での差異は認められなかった。

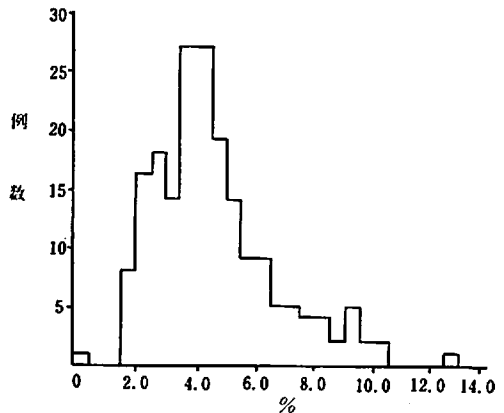
窒素吸収係数との間では、磷酸吸収係数の大きいものが窒素吸収係数が大きいという正の相関が認められた。なおその頻度分布を示すと第7図のようになる。



第7図 磷酸吸収係数の頻度分布
磷酸吸収係数 (195例)

泥炭土壌では、上層の全炭素含量は7~8%以上のものが多く、とくに富良野 No. 36、佐藤(鷹栖)の第1層ではそれぞれ10.3%、12.8%を示した。また泥炭層土壌の上層では、3.5~5%のものが多く、黒泥土壌の上層も5%以上で黒泥層では12%から40%のものも認められた。黒色火山灰土壌の全炭素含量も多くそのほとんどが5%以上であった。

そのほかの土壌では、土壌類型による含量の差異はみられず、そのほとんどが2.5~5%で下層土は作土より含量が少ない傾向も認められた。重粘土質のものでは、3~5%、砂質のものでは1~2%であった。非黒色火山灰土壌では、上層に客土されたものでは全炭素含量はやや多かったが、火山灰そのものでは1.5%以下であった。全分析成績の平均値は、4.65%(標準偏差1.89%)で、全国平均⁵¹⁾の3.19%(標準偏差2.13%)に比べ、全炭素含量が多かった。これは寒地においては、有機物の分解が弱く、したがって有機物の残存含量が多いことによると考えられる。これらの頻度分布は第8図に示した。



第8図 全炭素の頻度分布
全炭素 (195例)

5) 全炭素、全窒素および炭素率

全炭素はチューリン法、全窒素はマイクロケルダール法により測定した。

(1) 全炭素

分析成績についてみると、泥炭土壌、泥炭層土壌、黒泥土壌、黒色火山灰土壌の全炭素含量が著しく多かった。すなわち泥炭層が表層に近く厚い

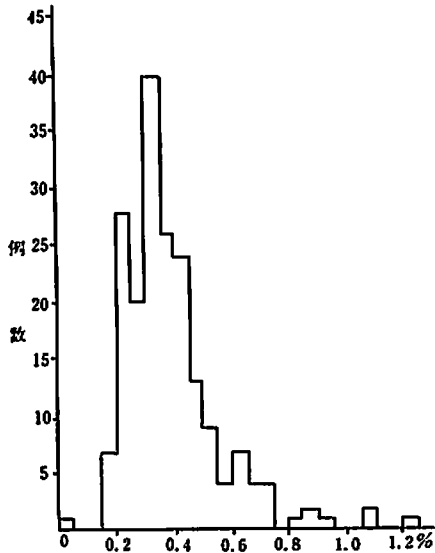
(2) 全窒素

全窒素においては、全炭素含量にほぼ類似の傾向を示し泥炭土壌、泥炭層土壌がかなり多い値を示した。泥炭層が表層に近く厚い全層泥炭では、その上層の窒素含量は0.5~1.2%のものが多く、とくに富良野 No. 36、佐藤(鷹栖)の第1層ではそれぞれ0.9~1.2%を示した。また泥炭層土壌、黒

泥土壌の上層では0.3~0.5%のものが多く、黒泥層では0.8~1.6%のものも認められた。黒色火山灰土壌では、おおよそ0.4~0.6%を示しやや高含量のものとして久保(東川)の0.8%があった。そのほかの土壌では、土壌類型による含量の差異はみられず、その多くは0.2~0.5%で一般に下層土は作土より含量が少ない傾向にあった。すなわち各土壌類型の重粘土質および砂土質のそれぞれの平均値は、重粘土質は0.3~0.39、砂土質は0.33%であった。

非黒色火山灰土壌では、上層は客土されたものが多かったが、その窒素含量は0.23~0.44%と、ふれが大きく一般にやや少なかった。

全分析成績の平均値は0.38% (標準偏差 0.17%) で、全国の0.295%³¹⁾ (標準偏差 0.153%) に比べ、かなり高い値を示した。これは全炭素の場合と同様のことが考えられ、潜在地力の高いことを示唆するものである。これらの頻度分布は第9図に示した。

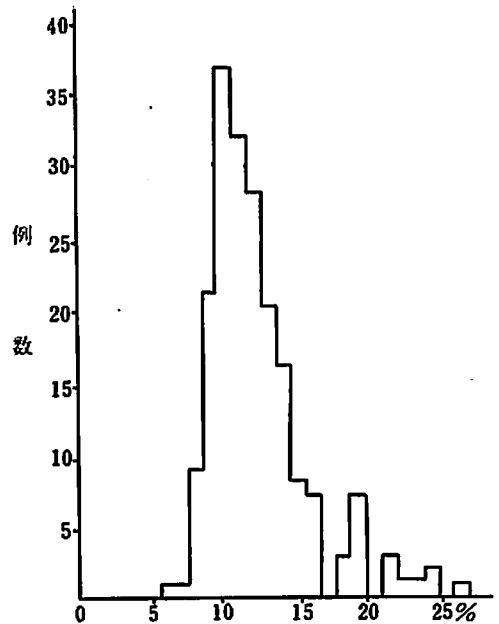


第9図 全窒素の頻度分布
全窒素 (195例)

(3) 炭素率

泥炭土壌においては作土が客土されたものが多かったためか、それほど高い傾向を示さず、作土における炭素率は実際に土壌類型間に判然とした差異は認められず、その幅はおおよそ9~14の間であり、20以上を示すものは195例中わずかに7例で

あった。作土、心土の対比ではとくに泥炭層、黒泥層、黒色火山灰層および非黒色火山灰層などの存在する以外は炭素率は近似的であった。炭素率の値の最高なものは重粘土質灰褐色土壌(洪積土系)の滝川 No. 66 の26であった。炭素率の全道平均は12.2 (標準偏差 3.6) で、全国平均の10.8³¹⁾ (標準偏差 3.6) に比べ、やや大きい数値を示した。炭素率の頻度分布は第10図に示した。



第10図 炭素率の頻度分布
炭素率 (195例)

6) アンモニア態窒素の生成

作土の湿潤土、風乾土を各種温度(湿潤土では20°C, 30°C, 40°C, 風乾土では20°C, 30°C, ただし20°Cのものについては点数は少ない。)にて、28日間湛水状態で放置し、そのアンモニア生成量を調べた。

北海道の主要稲作地帯の空知、上川地方の水田地温の推移は、中央農業試験場稲作部、上川農業試験場の成績によれば、稲作初期ではおおよそ14~15°Cであり、夏季(7~8月)ではおおよそ17~25°Cである。したがって20°CインキュベーションによるNH₃-Nの測定から実際の窒素供給も推定できる。

調査した土壌159点についての各処理温度におけるNH₃-Nの生成量は付表2に、その頻度分布は第11図に示した。

第9表 各処理温度における NH₃-N 生成量 (mg/100 g 乾土)

区別	20°C		30°C		40°C
	湿润土	風乾土	湿润土	風乾土	湿润土
泥炭土壌	2.0	7.1	4.9	11.2	9.2
強グライ土壌	2.8	9.8	6.8	14.2	12.3
グライ土壌	3.3	11.0	4.7	10.5	10.5
灰褐色土壌	4.6	8.5	5.9	12.1	10.2
黄褐色土壌	1.6	5.8	5.3	11.3	9.5
黒色火山灰土壌	2.3	4.4	3.7	9.4	9.6
最多	4.9	13.8	21.9	33.7	17.9
最少	1.6	4.4	1.4	4.0	4.5
平均	3.2	8.8	5.6	12.1	9.9

注) 20°Cについては15例, 30°C, 40°Cについては83例の平均で示した。

(4) 湿润土, 風乾土の NH₃-N の生成量は, 土壌の全窒素含量には無関係であった。

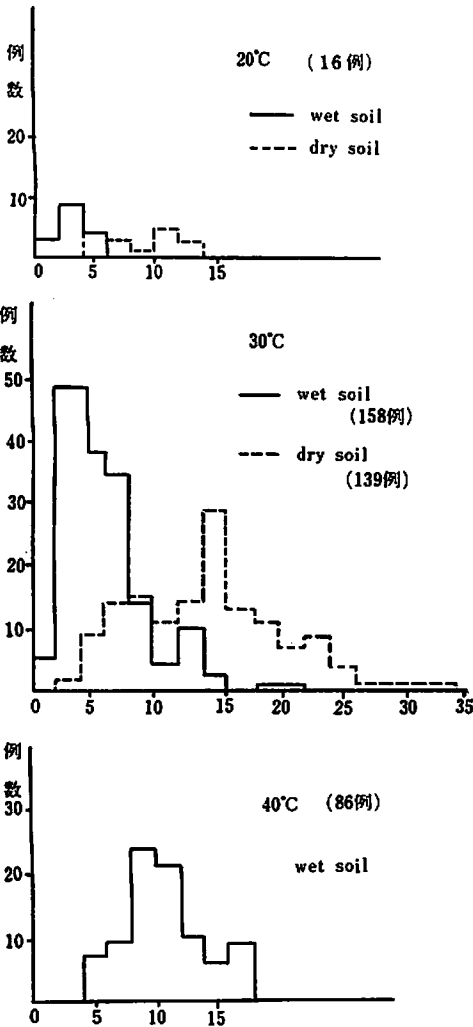
これらの数値について既往の報告をまとめた第10表と比較してみると, 排水状態その他について種々条件の相異があると思われるが, 湿润土, 風乾土は共に塩入, 青峰, 宇野, 原田の報告^{7D)}よりも多く, 吉沢^{8B)}の報告にある北陸地方の湿田より少ないことが知られた。北海道の水田は北陸地方の湿田よりはるかに排水条件の良好なことと, 第9表による乾田から湿田に移行するにつれ NH₃-N の生成が多くなることが示唆された。

第10表 各地域の NH₃-N の生成量 (mg/10a)

区別	18°C		24°C		26°C*		30°C	
	湿润土	風乾土	湿润土	風乾土	湿润土	風乾土	湿润土	風乾土
最多	10.5	32.9	12.2	40.1	5.0	20.0	18.5	44.0
最少	1.0	4.7	1.4	8.4	1.0	4.0	1.7	11.0
平均	3.5	17.7	3.9	20.9	2.7	8.5	5.3	24.2

注) * 塩入, 青峰, 宇野, 原田^{7D)}による道府県農事試験場の水田土壌47点の成績。
その他は吉沢による北陸地方の湿田土壌77点の分析成績による。

土壌の種類と NH₃-N 生成量との関係についてみると, 湿润土, 風乾土と共に排水条件の悪い強グライ, グライ土壌が多く, 泥炭土壌が比較的多くないのは, 本分析成績が作土のみであり, 泥炭土壌の作土はそのほとんどが客入土のためによるものと考えられる。

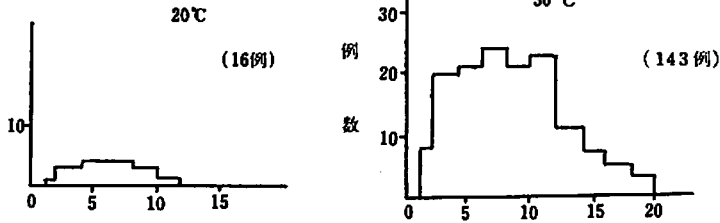


第11図 各処理温度における NH₃-N 生産量の頻度分布 (mg/100 g 乾土)

また各処理温度における湿润土および風乾土の NH₃-N 生成量の最多, 最少, 平均値をとりまとめたものは第9表のとおりである。

分析結果によれば, 各種土壌における NH₃-N 生成量については, 次の傾向が認められた。

- (1) 処理温度が高くなるほど, かなり増加する。
- (2) 風乾土では湿润土に比べて, 著しく増加する。
- (3) 湿润土では, 処理温度が20°C→30°Cよりも30°C→40°Cの方が, その増加量は著しい傾向がある。



第 12 図 20°C, 30°Cにおける乾土効果の頻度分布 (mg/100 g)

しかし水稲の植生にかなり影響を与えるであろう第 2 層の NH₃-N 生成量は泥炭土壤が最も多い(24)~28)。

また第 9 表から、北海道において水田土壤からの窒素供給は大よそ 2~5 kg/10 a 程度が期待できることが分かる。

7) 乾土効果

20°C, 30°Cにおける乾土効果については、その成績は付表 2 に、頻度分布は第 12 図に示した。

分析成績の作土 143 点 (30°C incubate 143 点, 20°C incubate 16 点) の平均値を示すと第 11 表のとおりである。

第 9 表によると 20°C より 30°C の方が多く、(最多値と平均値が高く、最少値はわずかながら逆転している)、30°C の乾土効果では 143 点中、10.0 mg/100g 乾土より少ないものが 94 点、10.0~15.0 mg が 36 点、15.0 mg 以上が 13 点で、そのほとんどが 15 mg 以下であった。

第 11 表 20°C, 30°Cにおける乾土効果 (NH₃-N mg/100 g 乾土)

項目	処理温度	30°C	20°C
最 高		19.4	11.0
最 低		1.2	1.6
平 均		8.2	6.2

注) 30°Cは143点, 20°Cは16点の測定で、平均はそれぞれの総平均である。

各土壤類型についてみると、黄褐色土壤、黒色火山灰土壤が総じて低かったほかは、一般に顕著な傾向は認められなかった。また一部に同一土壤類型の中でも極端な高低を示すものも見られた。全国平均⁵¹⁾ (30°C incubate) 11.73 mg (標準偏差 7.53 mg) に対し、本成績の平均値は 8.2 mg (標準偏差

4.31 mg) で、かなり低い傾向を示した。したがって乾燥による窒素の発現は北海道では少ないことが示唆される。

8) 温度上昇効果

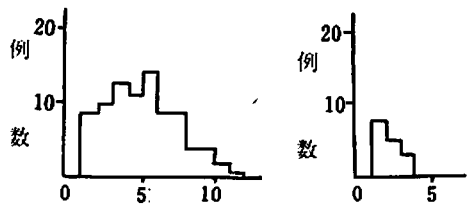
温度上昇効果は 20°C→30°C と 30°C→40°C の 2 つについて測定した。一般に乾土効果より低い値を示した。その平均値は第 12 表に、その頻度分布は第 13 図に示した。

第 12 表 20°C, 30°Cにおける温度上昇効果 (NH₃-N mg/100 g 乾土)

項目	処理温度	30°C	20°C
最 高		11.9	3.7
最 低		1.2	1.1
平 均		5.0	2.1

注) 30°Cは87点, 20°Cは16点の測定で、平均はそれぞれの総平均である。

30°C→40°C (wet soil) (87例) 20°C→30°C (wet soil) (16例)



第 13 図 20°C, 30°Cにおける温度上昇効果の頻度分布 (mg/100 g)

温度上昇効果 30°C→40°C についてみると、最高は 11.9 mg, 最低は 1.2 mg, 平均 5.0 mg で、87 点中 5.0 mg 以下が 43 点、5.0~10.0 mg が 41 点と相半ばし、10 mg 以上はわずかに 3 点であった。これを全国平均の 7.02 mg⁵¹⁾ (標準偏差 4.90 mg) に比べると、やや低い傾向が認められた。

各土壌類型における特徴はほとんど認められなかった。したがって温度の上昇に伴う窒素の発現も乾土効果同様に北海道では低いことを示唆している。

V 水田土壌類型に対応する水稲の反応、特に生育・収量

北海道における水稲の生育相の特徴については、石塚、田中³⁶⁾が詳細に報告しているところである。とくに北と南の稲の比較において論じているところに興味深い。

石塚、田中は「ある特定の地点における特定の品種の生育相は、その品種の特性と、その地点の環境条件との相互作用として特徴づけられる」とし、特定の品種はその地点の累年平均の環境条件を前提として育種されたもので、特性そのものは環境条件を反映したものであると述べている。

したがって、単純に生育相を一律に決めつけることは難しいが、筆者が意図する水稲の生育に対

する水田土壌の寄与（とくに水稲の生育に最も関係する窒素の影響に結びつける）に関係する水稲の生育相の顕著な特徴に限定することとする。

その特徴は、石塚、田中によるとつぎのとおりである。

1) 第13表のように、草丈が小さく、したがって稈重も小さく、籾重比が大きい。

2) 幼穂形成期が第14、15表のように、最高分けつ期の以前にあり、したがって栄養生長と生殖生長の分離が明瞭でなく、栄養生長の完了しないうちに生殖生長が開始され、栄養生長生産物より生殖生長生産物が多い。

3) 一般に各生育時期別においても第16表のと

第13表 北海道と中国地方との水稲の収穫物の特性（石塚、田中³⁶⁾）

地域	品種	草丈 (cm)	籾重/稈重	稈中の窒素含有率 (N%)
北海道	中生栄光	97	1.03	0.82
中国地方	朝日	108	0.69	0.55

第14表 生育各時期の暦日（石塚、田中³⁹⁾）

項目 地域	播種期	移植期	最高分けつ期	幼穂形成期	開花期	成熟期	生育日数 (移植より成熟期まで)
北海道	5月7日	6月10日	8月2日	7月24日	8月18日	10月4日	116日
*1 中央農試 (稲作部)	4月29日	5月29日	7月30日	7月10日	(出穂期) 8月12日	9月28日	123
*2 上川農試	4月25日	5月25日	7月20日	7月7日	(") 8月3日	9月15日	114
*3 北見農試	5月1日	6月1日	7月25日	7月10日	(") 8月5日	9月25日	117
東北	4月23日	6月5日	7月15日	7月15日	8月8日	9月19日	106
関東	5月16日	6月28日	7月28日	8月4日	8月30日	10月25日	119
中国	5月13日	7月4日	8月4日	8月19日	9月12日	11月7日	126

注1) *1 (栄光・昭和29~38年平均) *2 (フクユキ、シオカリの平年値) *3 (農林20号、昭和31~40年平均値)

注2) 石塚・田中の資料と時期を異にしているため、品種、栽培法も異なっており、多少生育の各時期が異なっている。

おり窒素含有率が高く経過する。

4) 生育各時期の気温は第17表のとおり、低温において移植がなされ、気温が最高に達するころに開花して登熟する。

5) 北海道では幼穂形成期が7月上旬~中旬であり、水稲は感温性が大で、この時期の温度によって幼穂形成期が早められたり、遅くさせられたりもする。すなわち、このころの気温が高温で初

期生育がおう盛の場合、幼穂が早く形成される。また幼穂の発育とくに花粉母細胞の分裂時期に平均気温が18.5℃以下に下がると、いわゆる障害型冷害となり著しい不稔の発生となる³²⁾(第18表参照)。

このことについては、北見農業試験場における昭和41年「稲作不安定地域における現状と問題点」(未発表)および「北海道における農作物の収量と