
農耕地における土壌中の水と 硝酸態窒素の移動の相互関係

(研究課題番号：09660264)

平成9年度～平成10年度科学研究費補助金
(基盤研究(C)(2))
研究成果報告書

平成12年3月

研究代表者：豊満幸雄
(宮崎大学農学部助教授)

はしがき

現在、農業と環境との関連において、わが国を含めた先進国では窒素をめぐって、河川の富栄養化、地下水の硝酸濃度の上昇、大気中の亜酸化窒素の増大などの問題が発生している。特にわが国では、畜産物需要の急速な拡大に伴って家畜飼養頭数が急増し、それに伴って家畜から糞尿として排泄され農地に還元される窒素量も急増したため、その一部が硝酸態として河川の富栄養化や地下水の硝酸汚染を引き起こしていると考えられる。さらに、わが国では化学肥料の施用量も多く、化学肥料由来の硝酸が農耕地から流出し、地下水への負荷を高めている例が指摘されている。これらの点から、農耕地の土壌中での硝酸態窒素の移動について筆者らは研究を行ってきた。その結果、降雨によってもたらされた土壌水の移動が硝酸態窒素の移動に大きく影響することが分かった。しかしながら、これまでのような土壌水の圧力ポテンシャルの測定のみでは土壌水の移動を把握するのに限界がある。すなわち、土壌水の移動量を定量化できない。したがって、農耕地由来の硝酸による水質汚染のメカニズムを明らかにするためには、土壌水の移動量を定量化する必要がある。

窒素化合物の一形態である硝酸は水に溶解し、水の移動と共に農耕地の土壌中を移動し、地下水、河川へ流出すると推

察される。本研究は、現場の土壌水分量を経時的に測定できるとして注目され始めた新しい測定法であるTDR法を用いて土壌水の移動量を定量化し、土壌中の水と硝酸態窒素の移動との相互関係を明らかにしようとするものである。

研究組織

研究代表者：豊 満 幸 雄 （宮崎大学農学部助教授）

研究分担者：武 藤 勲 （宮崎大学農学部助教授）

研究分担者：杉 本 安 寛 （宮崎大学農学部教授）

研究経費

平成 9 年度 1, 9 0 0 千円

平成 1 0 年度 6 0 0 千円

計 2, 5 0 0 千円

研究発表

未定

目 次

I	調査圃場と測定の方法	1
	1. 調査圃場	1
	2. 測定の方法	1
	(1) 窒素移動の測定	1
	(2) 降雨量の測定	2
	(3) 土壌水の圧力ポテンシャルの測定	2
	(4) 土壌水分量(体積含水率)の測定	2
II	調査圃場の土壌物理性	5
	1. 土層断面	5
	2. 土壌物理性	5
III	TDR法の検討	11
	1. TDR法の検定	11
	2. 降雨時のTDR法体積含水率の変化から 求めた土壌内貯水量と降雨量との関係	11
	3. まとめ	13
IV	測定期間中の圃場Iの土壌水分環境	17
	1. 各深さの圧力ポテンシャルの経時変化	17
	2. 土壌水の移動方向	18
V	土壌水の移動速さ	25
	1. 降雨に伴うTDR法による体積含水率	

2 . 圃場 I における土壌水の移動速度 -----	26
VI 土壌中の窒素の移動 -----	31
VII まとめ -----	45
引用文献 -----	47

I 調査圃場と測定の方法

1. 調査圃場

調査圃場は、宮崎大学農学部（宮崎県宮崎市学園木花台西1-1）の学内圃場で、台地上に位置する（図-1）。

窒素移動の調査は圃場Iで行い、圃場IIではTDR水分測定装置の検定のために土壌水分量の測定を行った。圃場の状態はいずれも裸地である。

2. 測定の方法

（1）窒素移動の測定

1998年10月5日に、65cm×150cmの区画に KNO_3 の形態で窒素を $100\text{g}/\text{m}^2$ 散布した。

2～4週間毎に、深さ15cm毎に210cm深さまで試験区の土壌を採取した。土壌の採取には直径約20mmのスクリー型オーガーを用いた。また、圃場Iの土壌にもともと含まれている窒素量を把握するために、 KNO_3 を散布していない試験区近くの土壌も採取して窒素量を測定した。

採取した土壌の含水比を15cm深さ毎に測定する。また15cm深さ毎にアンモニア態窒素と硝酸態窒素の量を測定する。これらの手順は以下の通りである。

- ① 土壌に10%KClを50ml加えて1時間振とうし、抽出液を濾過する。

② 10%KCl 抽出液中のアンモニア態窒素と硝酸態窒素の量を
アクアテックの分析器で測定する。

③ 求めたアンモニア態窒素と硝酸態窒素の量は乾土 100g に
含まれる量として換算し、さらに 15cm 深さの単位面積
当たりの土壤に保持される量として示す。

(2) 降雨量の測定

降雨量は転倒升型雨量計により 0.5mm 精度で測定し、デー
タロガーに記録させた。

(3) 土壤水の圧力ポテンシャルの測定

地表から 30cm、50cm、70cm、90cm、110cm、130cm、150cm、170cm
深さの位置にテンシオメータを埋設して、半導体型圧力計に
より、1時間間隔で土壤水の圧力ポテンシャルの自動計測を
した。解析には、1時間毎と1日毎（午前 4:00 の測定値）の
測定値を用いた。

(4) 土壤水分量（体積含水率）の測定

TDR 水分測定装置（本実験では米国、CAMPBELL 社製を
使用）により土壤水分量（体積含水率）を1時間間隔で自動
計測を行った。以下、TDR 水分測定装置による体積含水率
の測定を TDR 法と書く。

測定深さは、TDR 水分測定装置のプロープの長さが 30cm
であったので、0-30cm、10-40cm、20-50cm、30-60cm、40-70cm、50-80cm、
60-90cm 深さの土壤水分量を測定した。また、圃場 II でも T D

R 水分測定装置の検定のために土壌水分量の測定を行った。

宮崎大学農学部附属農場配置図

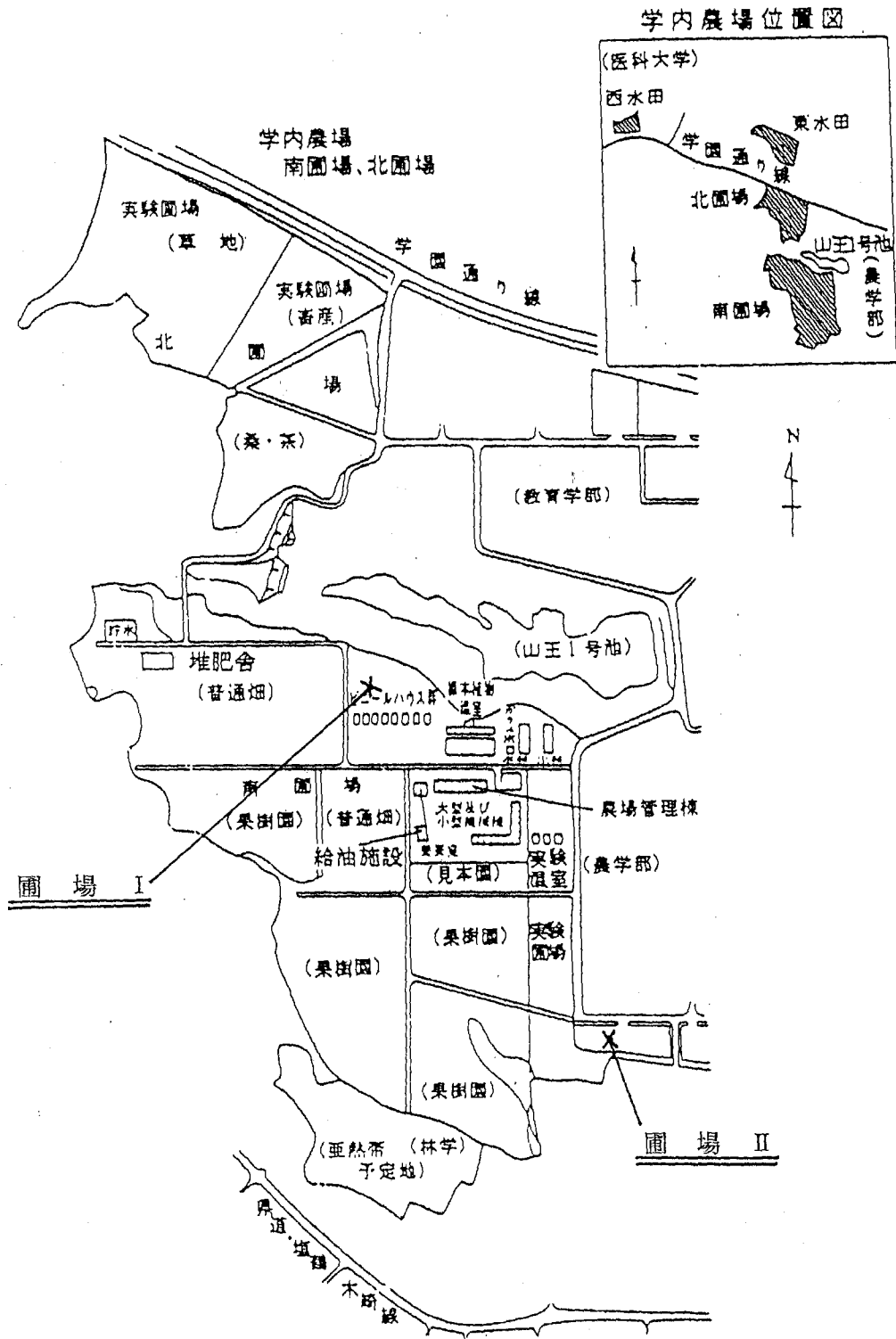


図1 調査圃場の位置

II 調査圃場の土壌物理性

1. 土層断面

調査圃場の土壌断面は、図 2 に示す通りであり、土層は全て火山灰土壌からなり、深さ 50cm ~ 74cm に赤ホヤ層が存在する。なお、圃場 II の土層は、0-28cm : 黒ボク、28-36cm : 漸移層、36-62cm : 赤ホヤ、62-78cm : 黒ニガ、78cm 以深 : 火山灰土である。

2. 土壌物理性

土壌の三相分布は図 3 に示す通りであり、固相率が赤ホヤ層でもっとも小さく 15%程度であり、表層から 25cm 深さまでが 30%以上の値を示した。火山灰土 III の固相率が 25-29%と表層に次いで大きくなり、その他の層の固相率は 20%程度であった。

土粒子の密度は深くなるほど大きくなる傾向を示す(表 1)が、固相率を反映して、仮比重は赤ホヤ層で最も小さい(図 4)。すなわち、赤ホヤ層の土粒子の充填度合いは粗であると判断される。赤ホヤ層を挟んで浅くなるほど、また深くなるほど土粒子の充填度合いは密になる傾向にある(図 3, 図 4)。

透水係数については、自然透水係数と飽和透水係数の測定を行った。自然透水係数とは、降雨が直接土壌中に侵入して

いく状態と仮定して、100cc サンプラーで採取してきた土壌を飽和処理しないで直接湛水して透水係数を求める方法である。飽和透水係数は、自然透水係数測定後に真空ポンプにより -70cmHg 程度まで段階的に減圧して土壌内の空気を抜いたもので、20 分間程度脱気した時の透水係数である。自然透水係数時の飽和度は 83-94% (平均 88.3%) であったのに対し、飽和透水係数時のそれは 92-100% (平均 96.5%) で、平均 8% 程度の飽和度の増大があった (表 1)。

透水係数の分布は図 5 の通りであり、赤ホヤ層の透水性が自然、飽和透水係数ともに最もよく、 10^{-2} cm/s のオーダーで一般の土層と比較しても極めて透水のよい土層である。その他の層も 10^{-3} cm/s のオーダーであるので、全体として透水のよい土壌条件といえる。自然透水係数では表層の 5-10cm 深さと火山灰土 III 層に 10^{-4} cm/s のオーダーが存在する。

なお、本圃場の土壌の自然透水係数は、飽和透水係数の約 50% の値であった (図 6)。



図 2 圃場 I の土壌断面図

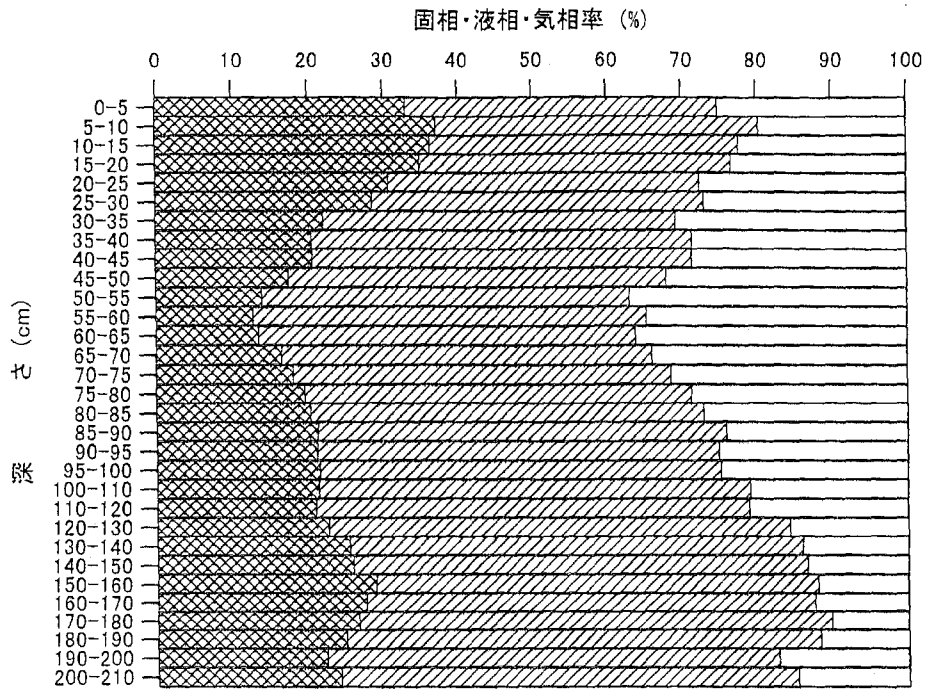


図3 土壌の三相分布

☒ 固相率 ☑ 液相率 □ 気相率

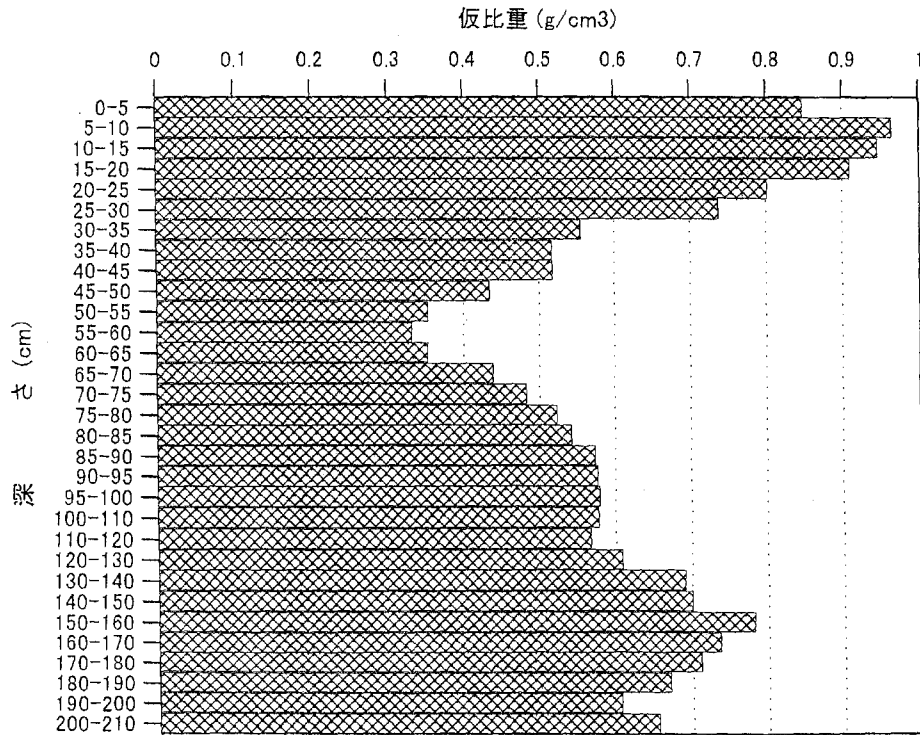


図4 仮比重の分布

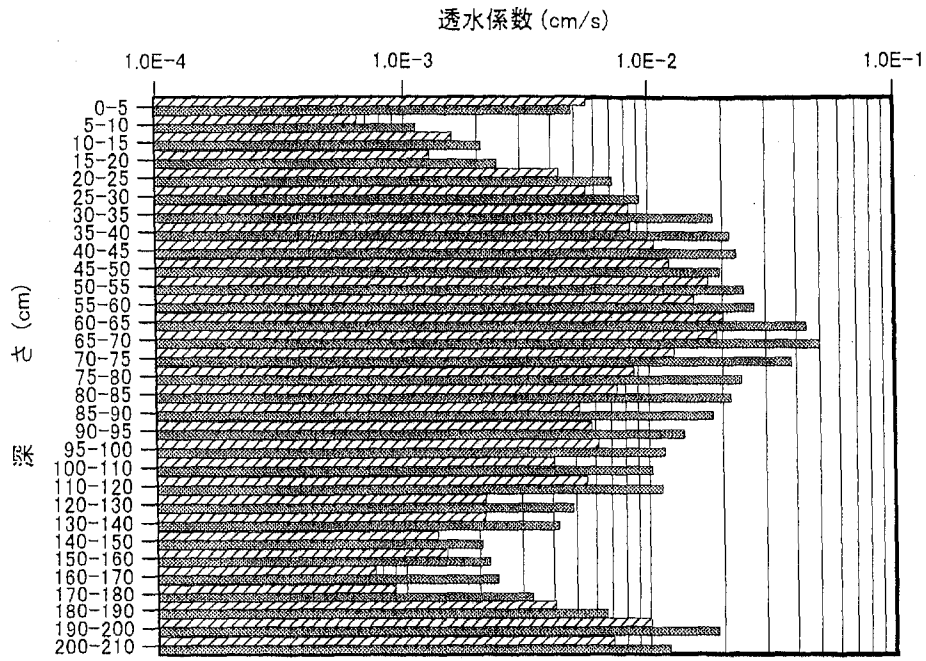


図5 自然および飽和透水係数の分布
 ▨ 自然透水係数 ■ 飽和透水係数

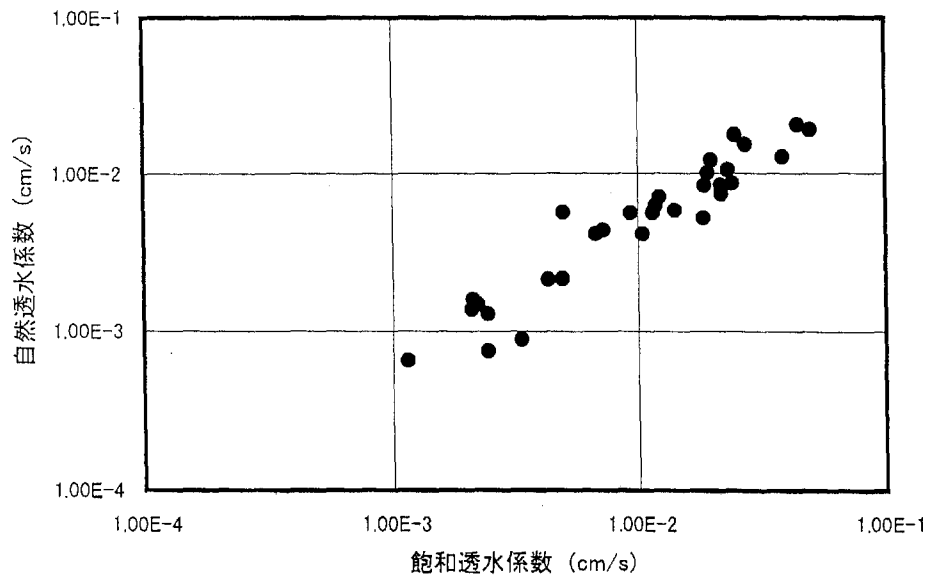


図6 飽和透水係数と自然透水係数との関係

$R = 0.9279$ 標本数 = 31
 $y = 0.000965 + 0.405x$

表1 圃場Iの土壌物理性

深さ (cm)	固相率 (%)	液相率 (%)	気相率 (%)	間隙率 (%)	仮比重 (g/cm ³)	土粒子 の密度 (g/cm ³)	透水係数		飽和度		自然 透水性 体積含水率	飽和 透水性 体積含水率
							自然 (cm/s)	飽和 (cm/s)	自然透水性 (%)	飽和透水性 (%)		
0-5	33.2	41.7	25.0	66.8	0.849	2.556	5.67E-003	4.93E-003	85.9	93.9	0.57	0.63
5-10	37.3	43.2	19.6	62.7	0.966	2.591	6.54E-004	1.14E-003	83.1	93.0	0.52	0.58
10-15	36.4	41.3	22.3	63.6	0.947	2.602	1.60E-003	2.10E-003	83.6	94.3	0.53	0.60
15-20	35.0	41.7	23.3	65.0	0.911	2.602	1.29E-003	2.44E-003	84.3	92.6	0.55	0.60
20-25	30.9	41.6	27.5	69.1	0.802	2.597	4.37E-003	7.21E-003	84.4	92.3	0.58	0.64
25-30	28.7	44.4	26.9	71.3	0.738	2.569	5.63E-003	9.33E-003	85.0	92.7	0.61	0.66
30-35	22.2	47.2	30.7	77.8	0.556	2.509	8.42E-003	1.86E-002	85.9	95.4	0.67	0.74
35-40	20.7	50.8	28.6	79.3	0.518	2.504	8.54E-003	2.17E-002	86.2	96.4	0.68	0.76
40-45	20.7	50.8	28.5	79.3	0.519	2.506	1.07E-002	2.31E-002	86.1	96.2	0.68	0.76
45-50	17.5	50.5	32.0	82.5	0.435	2.492	1.23E-002	1.99E-002	87.5	95.1	0.72	0.78
50-55	14.0	49.1	36.9	86.0	0.354	2.531	1.77E-002	2.47E-002	87.8	94.8	0.76	0.82
55-60	12.9	52.4	34.7	87.1	0.333	2.592	1.55E-002	2.73E-002	88.2	95.5	0.77	0.83
60-65	13.6	50.3	36.1	86.4	0.353	2.593	2.04E-002	4.45E-002	89.5	97.7	0.77	0.84
65-70	16.5	49.5	33.9	83.5	0.440	2.659	1.92E-002	4.99E-002	89.0	98.3	0.74	0.82
70-75	18.1	50.5	31.4	81.9	0.484	2.672	1.28E-002	3.86E-002	88.5	98.5	0.72	0.81
75-80	19.7	51.6	28.7	80.3	0.524	2.666	8.72E-003	2.41E-002	87.1	96.4	0.70	0.77
80-85	20.4	52.6	27.1	79.6	0.543	2.667	7.47E-003	2.18E-002	87.9	97.3	0.70	0.77
85-90	21.4	54.6	24.0	78.6	0.574	2.688	5.23E-003	1.83E-002	88.7	98.0	0.70	0.77
90-95	21.3	53.7	25.1	78.7	0.577	2.714	5.84E-003	1.40E-002	87.2	95.6	0.69	0.75
95-100	21.5	53.7	24.8	78.5	0.580	2.692	6.24E-003	1.17E-002	88.8	96.4	0.70	0.76
100-110	21.4	57.8	20.9	78.6	0.578	2.705	4.12E-003	1.04E-002	89.4	97.4	0.70	0.77
110-120	21.0	58.0	21.0	79.0	0.567	2.702	5.59E-003	1.14E-002	90.2	98.0	0.71	0.77
120-130	22.7	61.7	15.6	77.3	0.609	2.687	2.15E-003	4.89E-003	90.7	98.2	0.70	0.76
130-140	25.5	60.6	14.0	74.5	0.691	2.711	2.13E-003	4.27E-003	90.6	98.7	0.67	0.74
140-150	25.9	60.8	13.3	74.1	0.701	2.704	1.36E-003	2.08E-003	90.7	97.4	0.67	0.72
150-160	28.9	59.2	11.9	71.1	0.782	2.706	1.48E-003	2.22E-003	90.6	96.6	0.64	0.69
160-170	27.5	60.1	12.4	72.5	0.737	2.677	7.57E-004	2.42E-003	91.2	97.5	0.66	0.71
170-180	26.7	63.2	10.2	73.3	0.711	2.666	8.98E-004	3.33E-003	93.7	100.7	0.69	0.74
180-190	24.9	63.4	11.6	75.1	0.671	2.691	4.13E-003	6.72E-003	92.7	98.9	0.70	0.74
190-200	22.3	60.5	17.1	77.7	0.606	2.711	1.01E-002	1.91E-002	91.9	98.7	0.71	0.77
200-210	24.2	61.2	14.6	75.8	0.655	2.712	7.13E-003	1.21E-002	92.1	97.8	0.70	0.74

Ⅲ T D R 法の検討

1. T D R 法の検定

近年普及してきた T D R 法は、比誘電率から土壌の体積含水率を求める方法であるが、黒ボク土では例えば Topp et al. によって求められた実験式を用いると体積含水率を小さく見積もることが報告されている¹⁾。

そこで、圃場Ⅰと圃場Ⅱにおいて T D R 法の検定を行った。30cm 深さ毎に 90cm 深さまで採取した土壌の水分量から体積含水率を求め、T D R 法で求めた体積含水率と比較した。図 7 ~ 図 9 は圃場Ⅰの、図 10 ~ 図 12 は圃場Ⅱの採土法と T D R 法との測定結果を示したものであり、いずれの圃場、深さにおいても 1 対 1 の対応になっていないことが分かる。特に圃場Ⅰの深さ 30-60cm および 60-90cm、圃場Ⅱ 30-60cm 深さは相関係数が低い。これらの層は、いずれも赤ホヤ層である。

以上のことから、T D R 法で求めた体積含水率の値は調査圃場では適用できないことが分かった。

2. 降雨時の T D R 法体積含水率の変化から求めた土壌

内貯水量と降雨量との関係

降雨時の T D R 法による体積含水率の変化から、深さ 90cm までの土壌に貯留される水量を次のように求めた。

$$\text{体積含水率} = V_w / V = (w / \rho_w) / V = e$$

ここで、 V_w : 土壌水の体積

V : 土壌の体積

w : 体積 V の土壌に含まれる水の質量

ρ_w : 水の密度 (1 g/cm³)

体積含水率の増加量を Δe とし、土壌水の増加量 Δw とすると、

$$\Delta e = (\Delta w / \rho_w) / V$$

$$\therefore \Delta w = \Delta e \cdot V \cdot \rho_w$$

単位面積 1 m² 当たりの土壌水分の増加量を水深 H_w (mm) で表示すると、

$$H_w = 10 (\Delta w / \rho_w) / (100 \times 100)$$

$$= 10 \Delta e \times V / (100 \times 100)$$

となる。

例えば、深さ 0-30cm の体積含水率が 0.35 から 0.40 に増加したとすると、

$$\text{土壌の体積 } V = 30 \times 100 \times 100 \quad (\text{cm}^3)$$

$$\therefore H_w = 10 \times [\Delta e \times 30 \times 100 \times 100] / (100 \times 100)$$

$$= \Delta e \times 30 \times 10$$

$$= (0.40 - 0.35) \times 300$$

$$= 15 \quad (\text{mm})$$

なお、深さ 30cm の土壌中の貯水量 H (mm) は、

$$H = e \times 30 \times 10$$

上式を用いて 0-30cm, 30-60cm, 60-90cm の深さの体積含水率からそれぞれの層の貯水量を求め、それらを合計して 0-90cm 深さの貯水量（以下、単に貯水量と書く）とした。降雨開始後の貯水量は徐々に増大し、やがて減少する。この間の最大貯水量と増大前の貯水量との差をそれぞれの降雨に対する増加貯水量とした。雨水が全て土壤中に侵入するとすれば、増加貯水量は降雨量に相当すると考え、これらの関係を検討した。

図 13 に示したように、増加貯水量と降雨量との関係はほぼ 1 対 1 の関係が成立し、多くの場合、降雨は全て土壤中に浸透するものと見なされる。しかし、一雨降雨が 100mm を越えると図 13 に示すように 1 対 1 直線から大きく離れ、増加貯水量は一雨降雨量の 50% 程度である。すなわち、一雨降雨が 100mm を越えると地表流出が起きるものと思われる。降雨強度も影響するものと思われるが、この点については今後検討する必要がある。

3. まとめ

1. および 2. の結果から、TDR 法では、土壤の体積含水率は測定できないが、土壤の貯水量の変化は求めることができることが分かった。このことから、土壤水の移動速さを判断できるのではないかと考える。

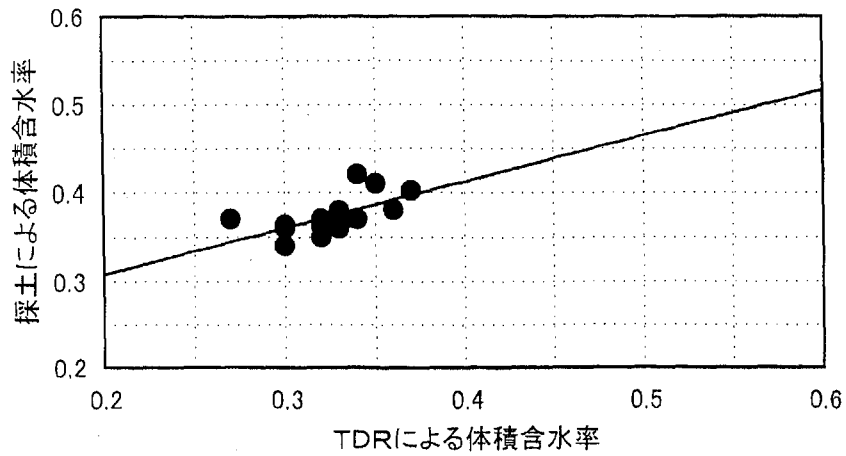


図7 採土法とTDR法による体積含水率の関係
(0~30cm深さ) $y = 0.203 + 0.522x$
 $R = 0.6124$

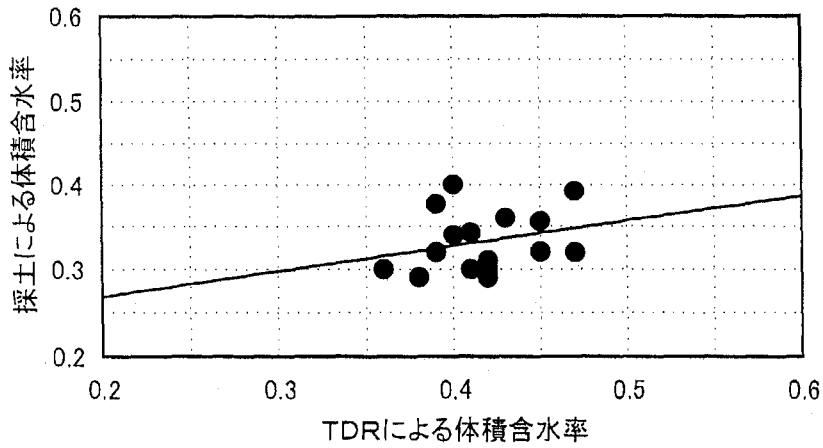


図8 採土法とTDR法による体積含水率の関係
(30~60cm深さ) $y = 0.209 + 0.297x$
 $R = 0.2583$

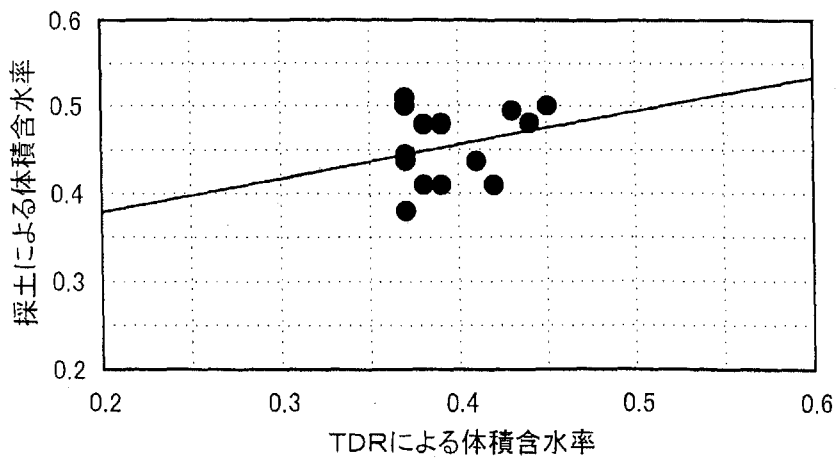


図9 採土法とTDR法による体積含水率の関係
(60~90cm深さ) $y = 0.301 + 0.386x$
 $R = 0.2516$

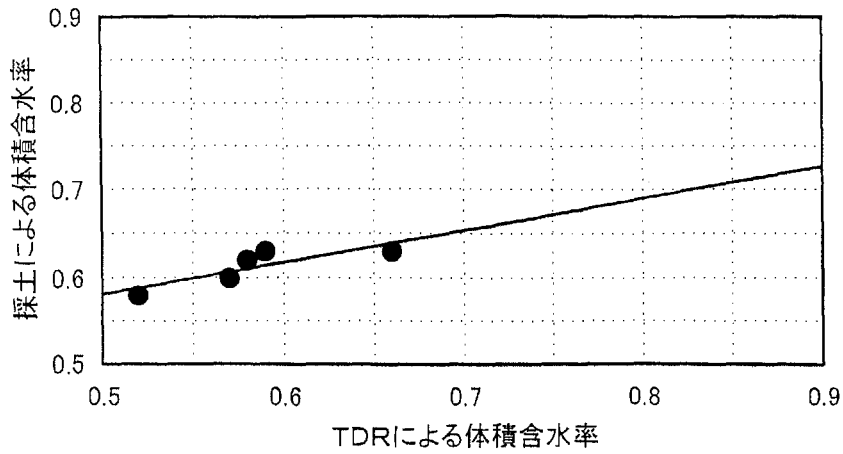


図 10 採土法とTDR法による体積含水率の関係
 (圃場Ⅱ 0~30cm深さ) $y = 0.401 + 0.362x$
 $R=0.8390$

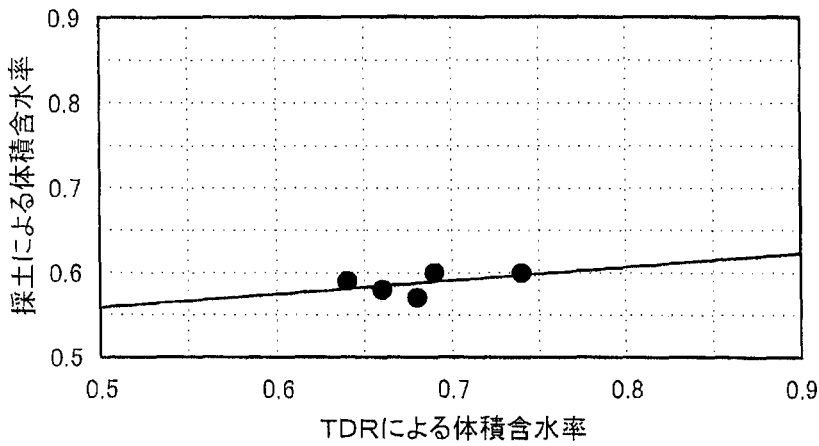


図 11 採土法とTDR法による体積含水率の関係
 (圃場Ⅱ 30~60cm深さ) $y = 0.478 + 0.162x$
 $R=0.4680$

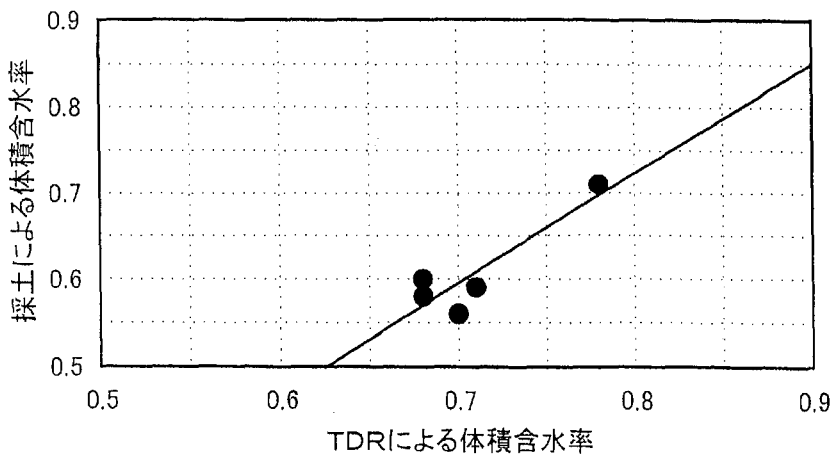


図 12 採土法とTDR法による体積含水率の関係
 (圃場Ⅱ 60~90cm深さ) $y = -0.3 + 1.28x$
 $R=0.8955$

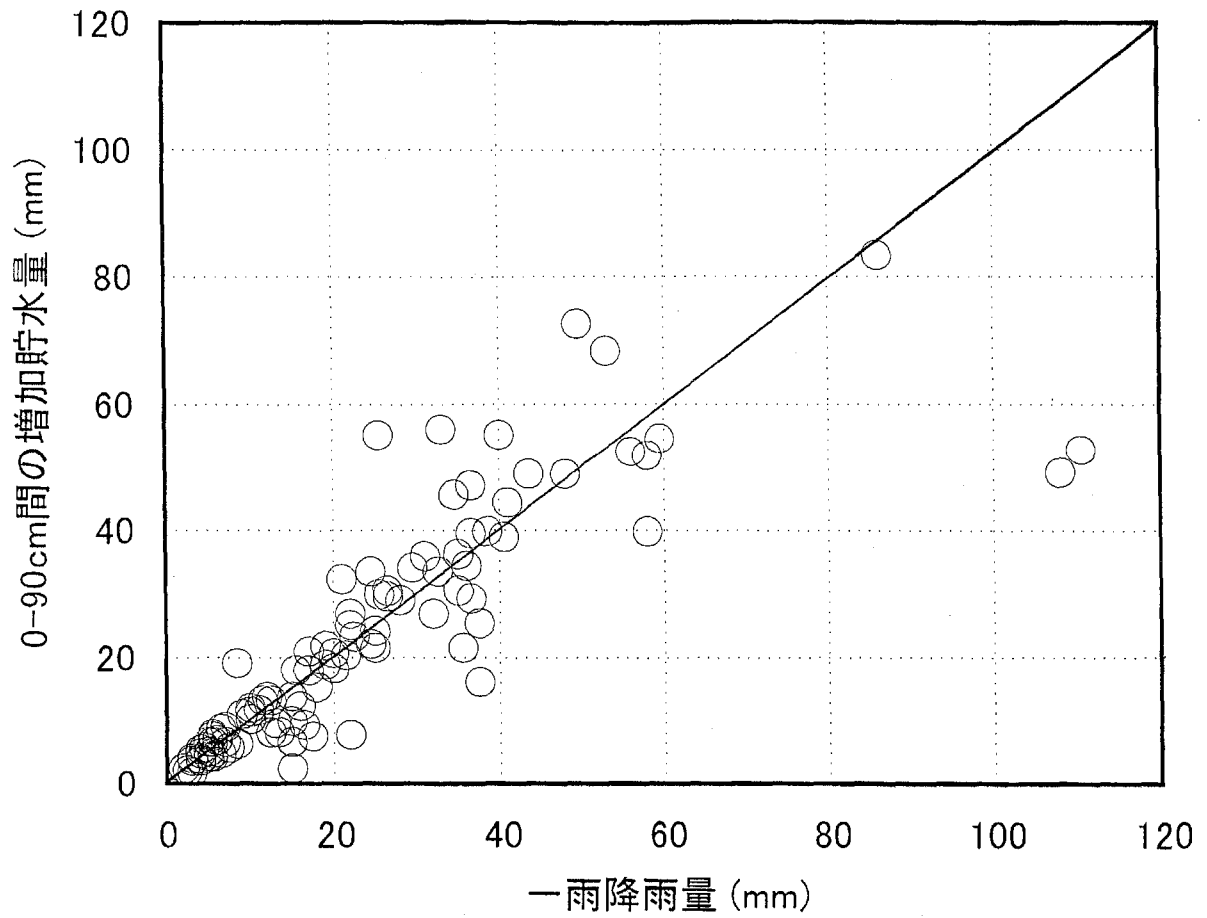


図 13 降雨量と深さ0-90cmの土壤に貯留された水分量との関係

IV 測定期間中の圃場 I の土壌水分環境

1. 各深さの圧力ポテンシャルの経時変化

測定期間中の圃場 I の土壌水分環境を概観するために毎日 4:00 の測定値を図 14～図 21 に示した。これまでの研究により、晴天時の日中の圧力ポテンシャル測定値はテンシオメータのエアータンク内の空気が太陽エネルギーのために体積膨張して正確な圧力ポテンシャルの測定ができないことが分かっている。日没後から日の出前までの測定値が安定している。そこで本研究では各日の圧力ポテンシャルの代表値を午前 4:00 とした。図 14～図 21 は、それぞれ深さ 30cm、50cm、70cm、90cm、110cm、130cm、150cm、170cm における土壌水の圧力ポテンシャルの日変化を示すものである。

時期的にみると、通常では圧力ポテンシャルは干天の続く夏期（7～8月）が最も低く、次いで降雨の少ない冬期（1～2月）に低い値を示す。しかし、調査した 1998 年 10 月から 1999 年 10 月の期間では、7 月、8 月の夏場に降雨が多く晴天が少なかったために、50cm 深さを除く各深さでは 1999 年 1 月から 2 月に圧力ポテンシャルは最も低い値を示した。深くなるほど圧力ポテンシャルの変動は小さく、90cm 以深では、最も低い 1～2 月でも $-200\text{cmH}_2\text{O}$ 以上（pF 2.30 以下）であり、そのほかの時期では $-100\text{cmH}_2\text{O}$ （pF 2.0）程度であった。

2. 土壌水の移動方向

各深さの圧力ポテンシャルから動水勾配を求めて土壌水の移動方向を概観すると、深さ 70cm までは測定期間中に圧力ポテンシャルが最も低い値を示した時期すなわち土壌が乾燥したと思われる 1999 年 1 月と 4～5 月、夏場の 8 月に土壌水は上向きに流れる（図 22、図 23）。深さ 70～110cm では、上述した 1 月の時期だけに土壌水は上向きの流れになっている。深さ 110～150cm では 12 月に動水勾配が大きく変化しているが、深さ 130cm の圧力ポテンシャル変化が急激であることから測定ミスと思われ、この間での土壌水の移動方向は常に下向きであったと判断される。

以上のことから、深さ 110cm までの土壌水は、測定期間の多くは下降流であるが、1999 年 1 月、4 月、5 月および 8 月に上昇流になる。深さ 110cm 以深では、測定期間中下降流である。したがって、深さ 110cm より深い位置まで移動した窒素はより深く移動し、上方には移動しないものと思われる。

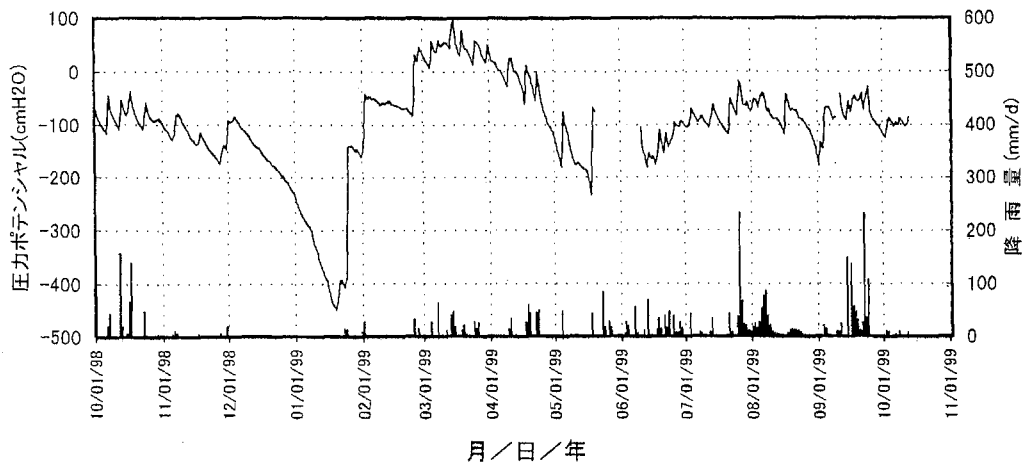


図 14 土壌水の圧力ポテンシャルの経時変化 (30cm深さ)

■ 降雨量 — 圧力ポテンシャル

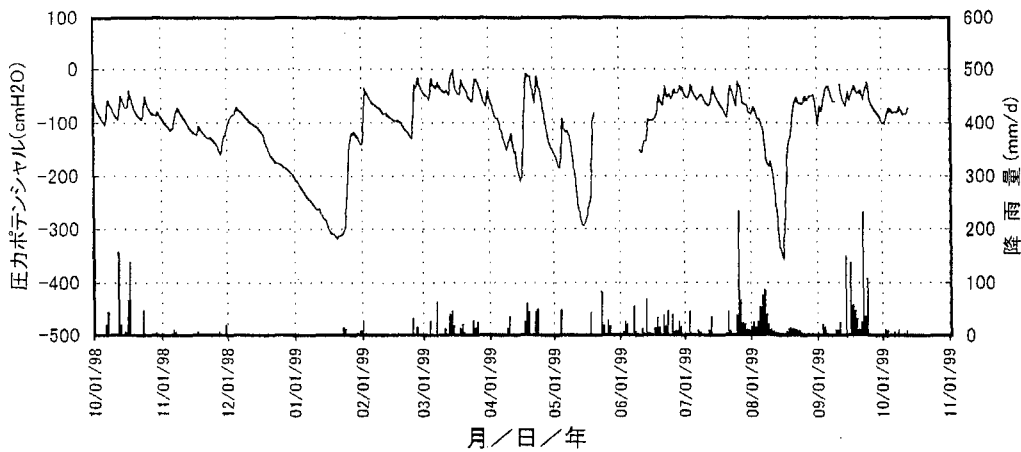


図 15 土壌水の圧力ポテンシャルの経時変化 (50cm深さ)

■ 降雨量 — 圧力ポテンシャル

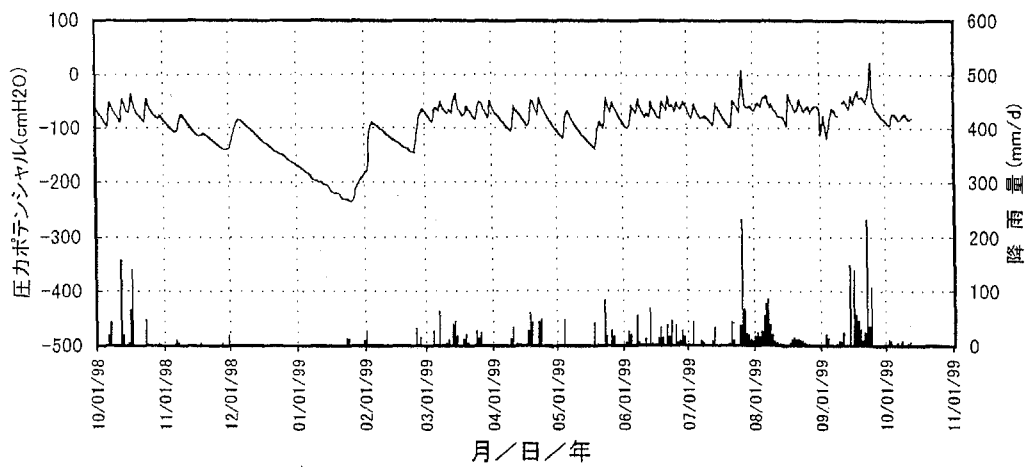


図 16 土壌水の圧力ポテンシャルの経時変化 (70cm深さ)

■ 降雨量 — 圧力ポテンシャル

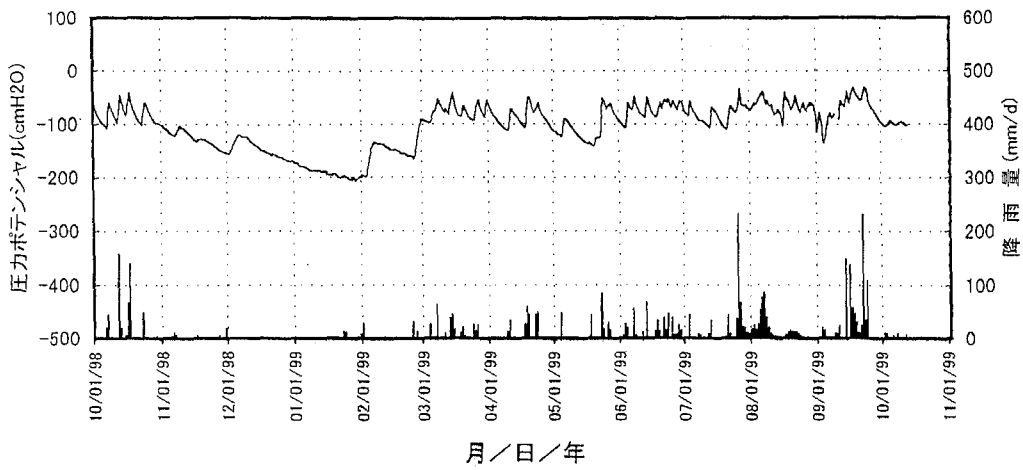


図 17 土壤水の圧力ポテンシャルの経時変化 (90cm深さ)

■ 降雨量 — 圧力ポテンシャル

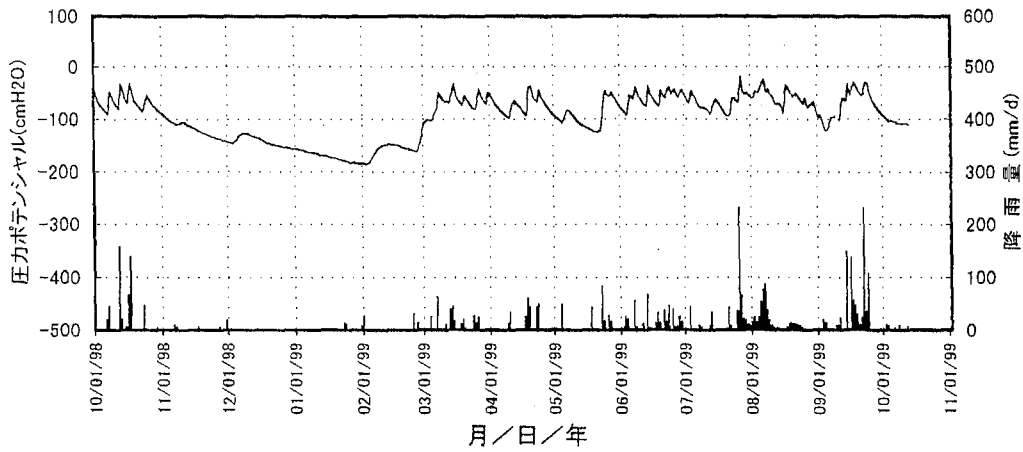


図 18 土壤水の圧力ポテンシャルの経時変化 (110cm深さ)

■ 降雨量 — 圧力ポテンシャル

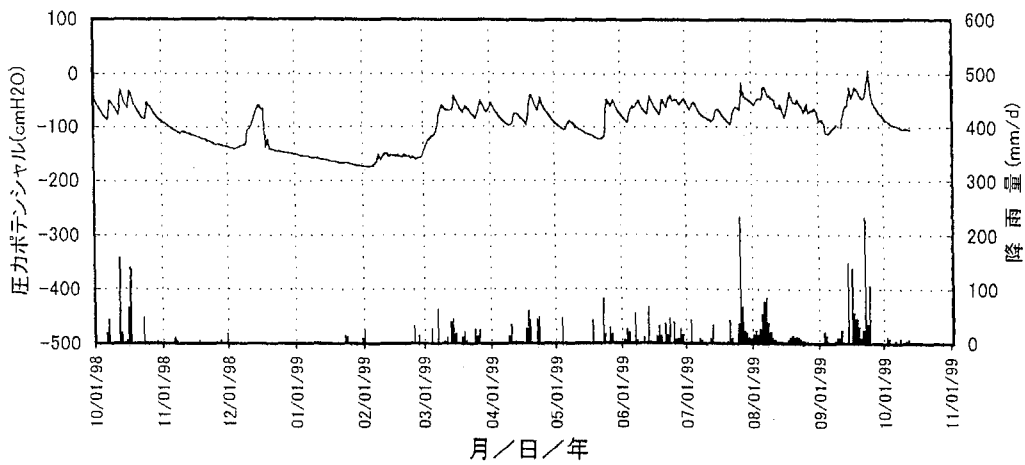


図 19 土壤水の圧力ポテンシャルの経時変化 (130cm深さ)

■ 降雨量 — 圧力ポテンシャル

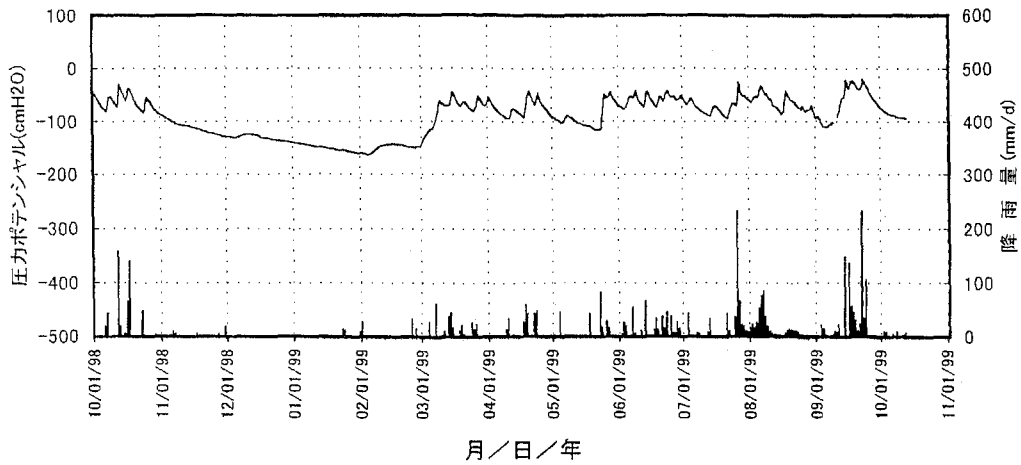


図 20 土壤水の圧力ポテンシャルの経時変化 (150cm深さ)

■ 降水量 — 圧力ポテンシャル

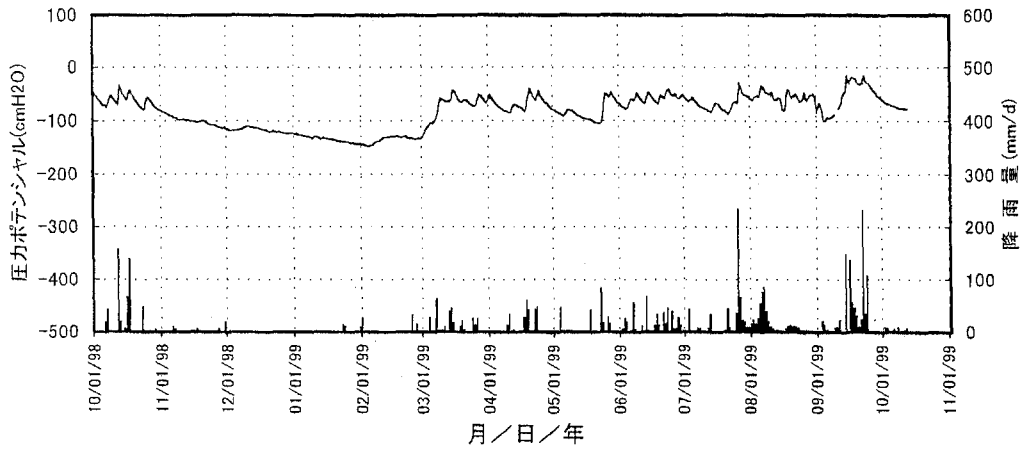


図 21 土壤水の圧力ポテンシャルの経時変化 (170cm深さ)

■ 降水量 — 圧力ポテンシャル

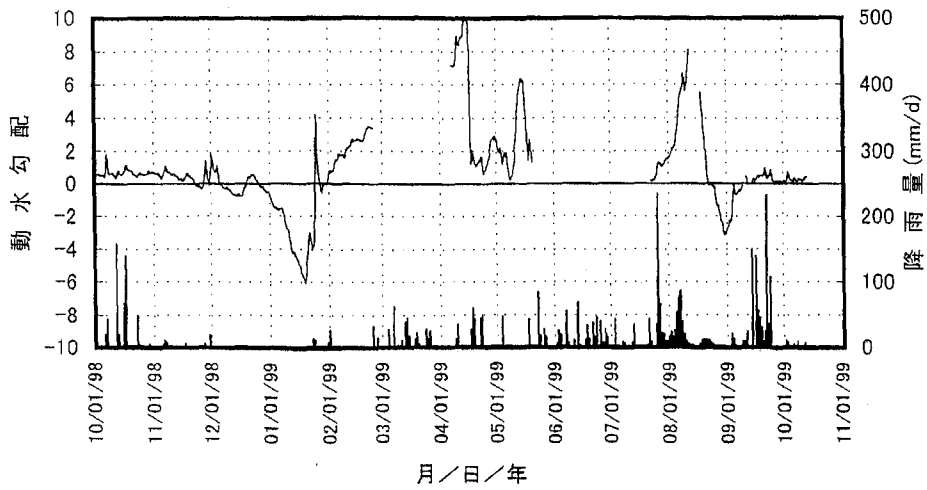


図 22 深さ30-50cm間の動水勾配の経時変化
 ■ 降雨量 — 動水勾配 (+: 下降流)

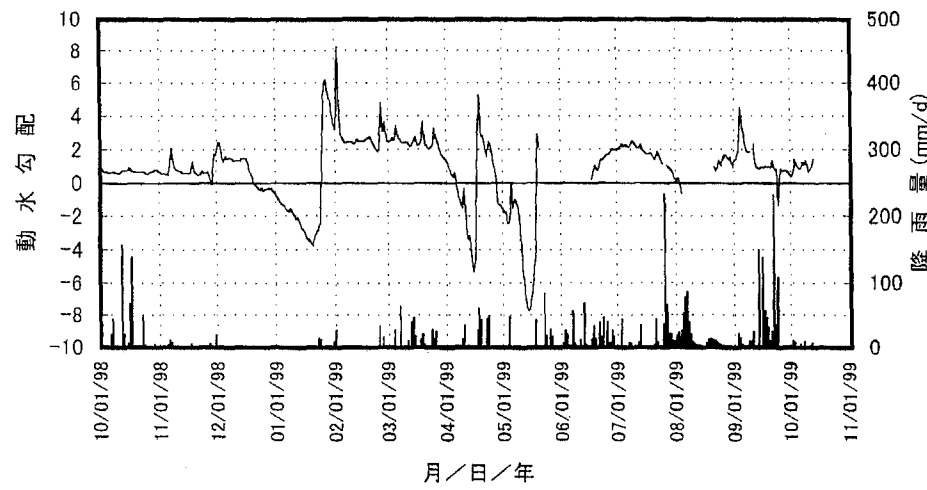


図 23 深さ50-70cm間の動水勾配の経時変化
 ■ 降雨量 — 動水勾配 (+: 下降流)

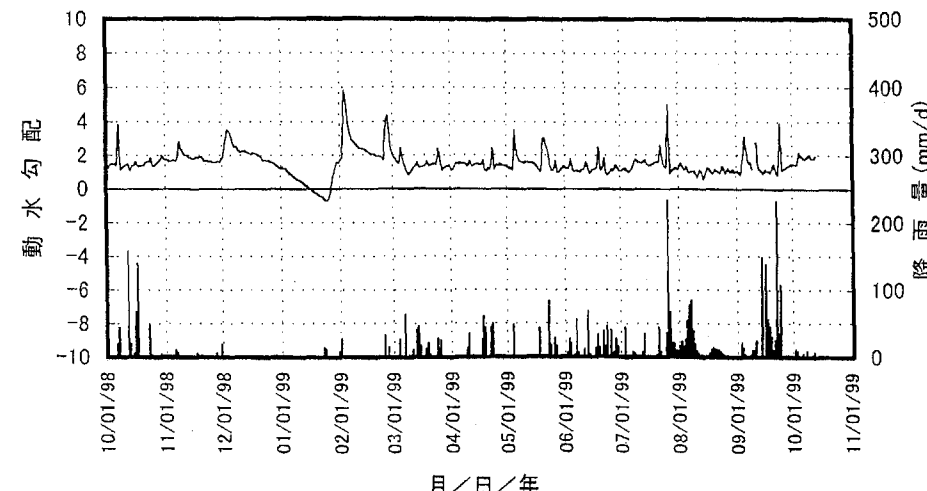


図 24 深さ70-90cm間の動水勾配の経時変化
 ■ 降雨量 — 動水勾配 (+: 下降流)

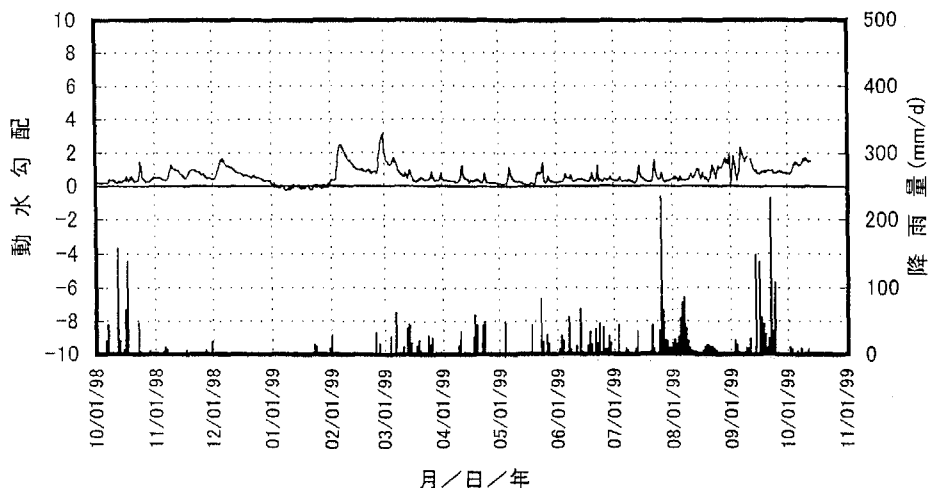


図 25 深さ90-110cm間の動水勾配の経時変化
 ■ 降雨量 — 動水勾配 (+: 下降流)

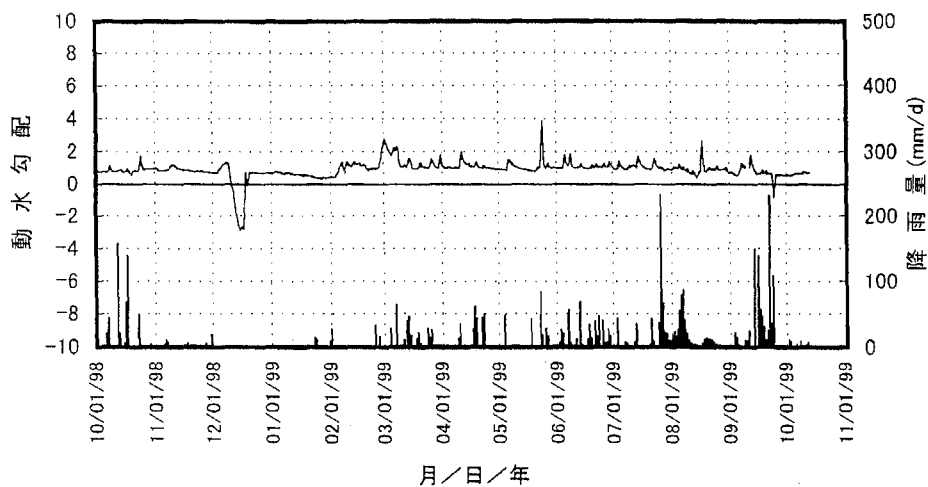


図 26 深さ110-130cm間の動水勾配の経時変化
 ■ 降雨量 — 動水勾配 (+: 下降流)

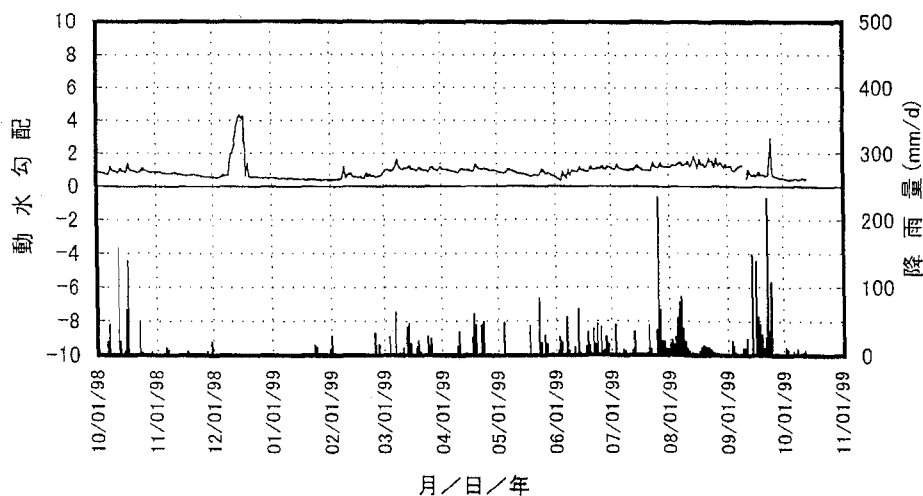


図 27 深さ130-150cm間の動水勾配の経時変化
 ■ 降雨量 — 動水勾配 (+: 下降流)

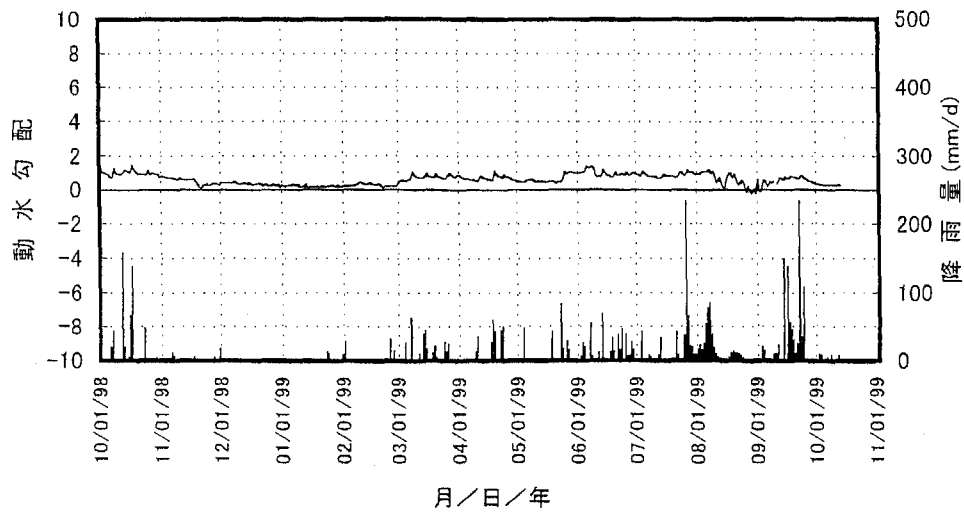


図 28 深さ150-170cm間の動水勾配の経時変化
 ■ 降雨量 — 動水勾配 (+:下降流)

V 土壌水の移動速さ

1. 降雨に伴う TDR 法による体積含水率の変化と圧力ポテンシャルの変化

降雨に伴う TDR 法による体積含水率の変化と圧力ポテンシャルの変化は、例えば図 29、図 30 の様である。この例は、1999 年 5 月 26 日 13:00 から降雨が始まり、翌日の 6:00 までの 17 時間に 45mm の降雨があった場合である。深さ 60cm の土壌水分が上昇し始めたのは、図 29 に示すように、降雨開始後 7 時間であった。深さ 60-90cm の水分量は 19 時間後にそのピークを迎え、64 時間後に降雨前の水分量に戻った。深さ 0-30cm の水分量は、図 31 に示すように、降雨開始とともに水分量を増加させ、14 時間後に水分量のピークを迎え、67 時間後に降雨前の水分量に戻った。深さ 30-60cm の水分量は、降雨開始 3 時間後に水分量が増加し始め、16 時間後に水分量のピークを迎え、70 時間後に降雨前の水分量に戻った（図 32）。より上層から順に降雨前の水分量に戻らないのは、各深さの水分量が上層からのインプットと下層へのアウトプットによって決まるためと思われる。

一方、土壌水の圧力ポテンシャルの変化は、図 30 に示すように、深さ 70cm では降雨開始から 5 時間後に上昇し始め、深さ 60cm の水分量より 2 時間早く反応している。これは、圧

力ポテンシャルの変化が水分量の変化によるものばかりではなく、単に圧力の伝搬である可能性を示唆しているものと思われる。そこで、深さ 30cm と深さ 50cm の降雨開始後の土壤水分量と圧力ポテンシャルの上昇開始時間を比較すると、いずれの場合も圧力ポテンシャルの上昇開始時間が土壤水分量のそれより短いことが分かる（図 33、34）。

なお、図 30 に示すように、深さ 70cm の圧力ポテンシャルが降雨前の値に戻ったのは、降雨前の水分量に戻った時間と一致し、64 時間後であった。深さ 90cm の圧力ポテンシャルの変化は深さ 70cm とほぼ同様であり、降雨開始から 8 時間後圧力ポテンシャルの上昇がに始まり、64 時間後に降雨前の圧力ポテンシャルに戻った。

2. 圃場 I における土壤水の移動速さ

1. のことから、土壤水の移動速さは圧力ポテンシャルの変化からは判断できないことが分かった。そこで、土壤水の移動速さを TDR 法での水分量の変化から検討する。

土壤水の移動速さは、土壤・土層条件が同じならば、土壤の初期水分量、降雨の性質（降雨強度、降雨分布、降雨継続時間）、温度に影響されるものと思われる。現場ではこれらの条件が複雑に絡み合っただけでなく、土壤水の移動が起きていると思われる。そこで、ここでは約 1 年の測定結果から、前後に他の降雨の影響がない降雨に対する土壤水の移動速さについて、

圃場 I の深さ 0-90cm の土壌水が何日程度でより下層に移動するのかを検討する。

前後に他の降雨の影響がない降雨は 4 例のみであった (表 2)。これらから判断すると土壌水の移動速さは前述のように土壌の初期水分量、降雨の性質に影響され、本圃場において、雨水の大部分は数日程度で 90cm 深さより下層に移動し、20 日程度経過すると雨水のほとんど全部が 90cm 深さより下層に移動するか蒸発するものと思われる。

表 2 土壌水分移動速さ (降雨前の水分に戻るまでの時間)

降雨開始	年/月/日	98/11/30	99/05/04	99/05/26	99/07/12
降雨時間	(hr)	7	11	17	16
降雨量	(mm)	19.0	48.0	45.0	42.5
0-30cm深さ	初期水分量	0.31	0.29	0.34	0.31
降雨開始前	0-30cm	380	172	67	131
の水分量到	30-60cm	435	213	70	152
達時間*(hr)	60-90cm	398	211	64	168

*降雨開始前の水分量到達時間：降雨開始からの経過時間 (hr)

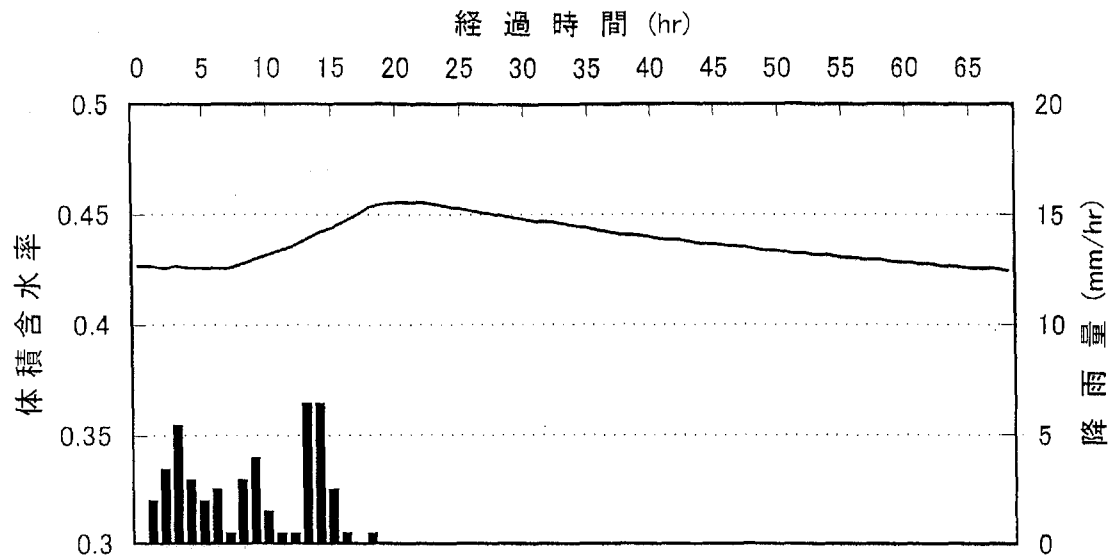


図 29 土壌水分量の経時変化 (60-90cm深さ)

■ 降雨量 — 体積含水率

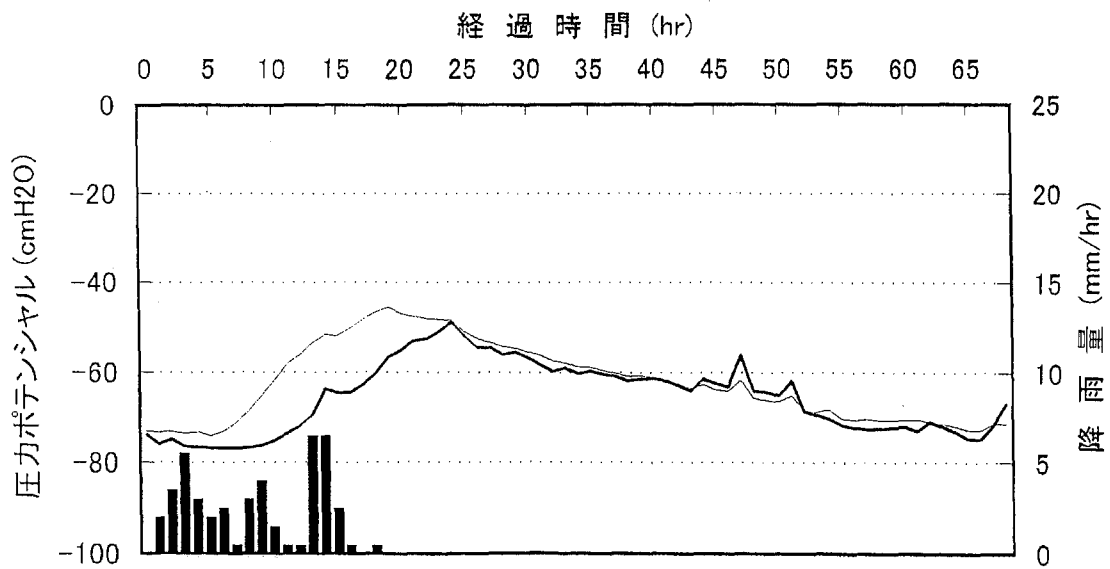


図 30 圧力ポテンシャルの経時変化

■ 降雨量 — 深さ70cm — 深さ90cm

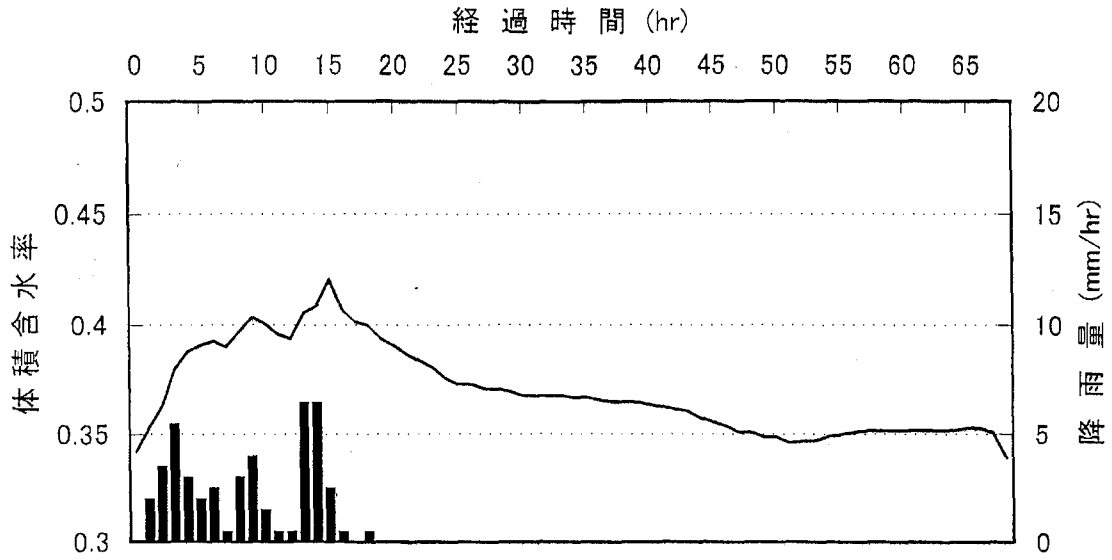


図 31 土壤水分量の経時変化 (0-30cm深さ)

■ 降雨量 — 体積含水率

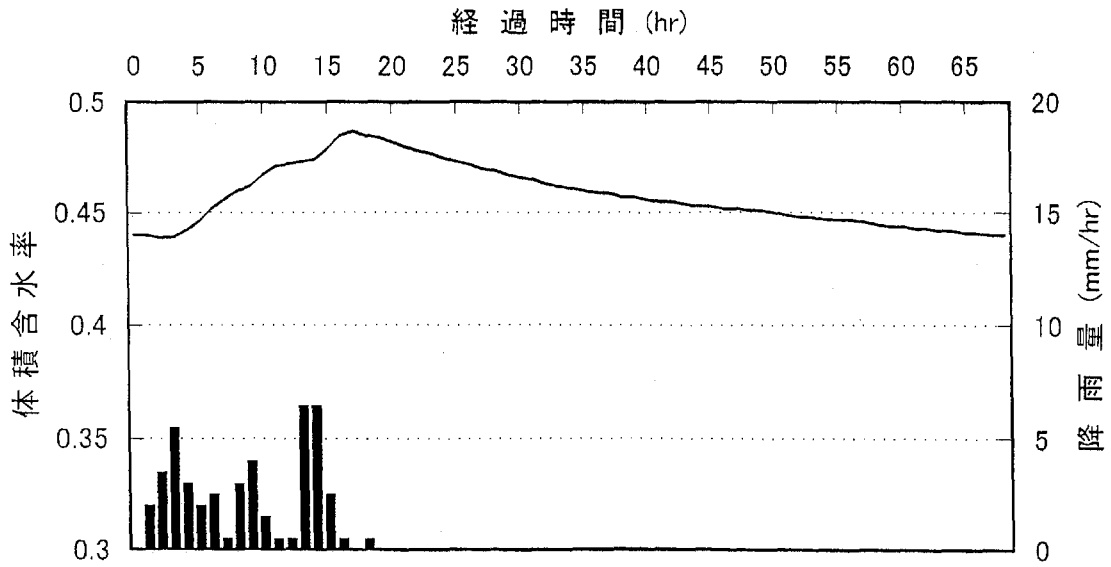


図32 土壤水分量の経時変化 (30-60cm深さ)

■ 降雨量 — 体積含水率

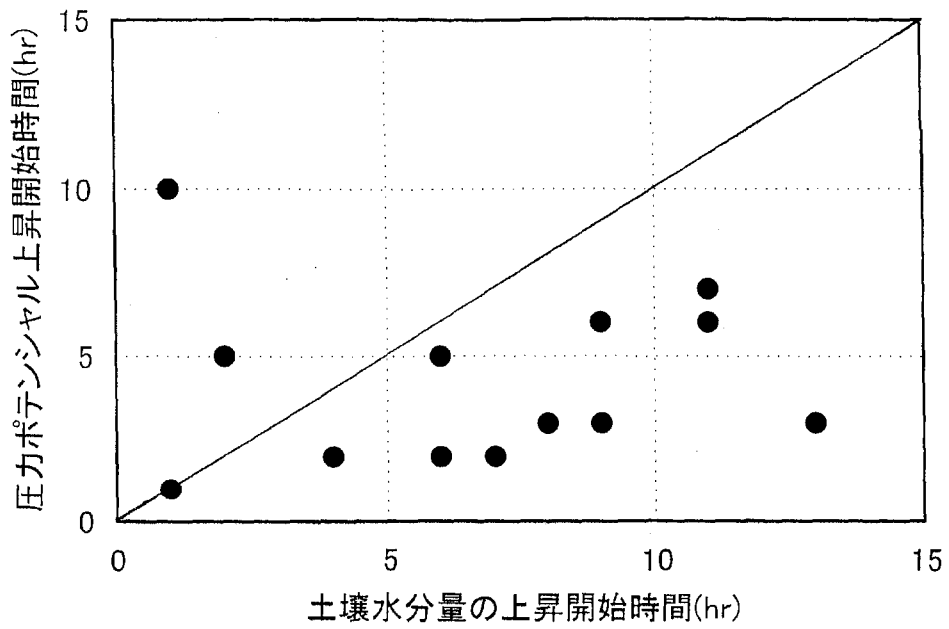


図 33 深さ30cmの土壌水分量と圧力ポテンシャルの上昇開始時間

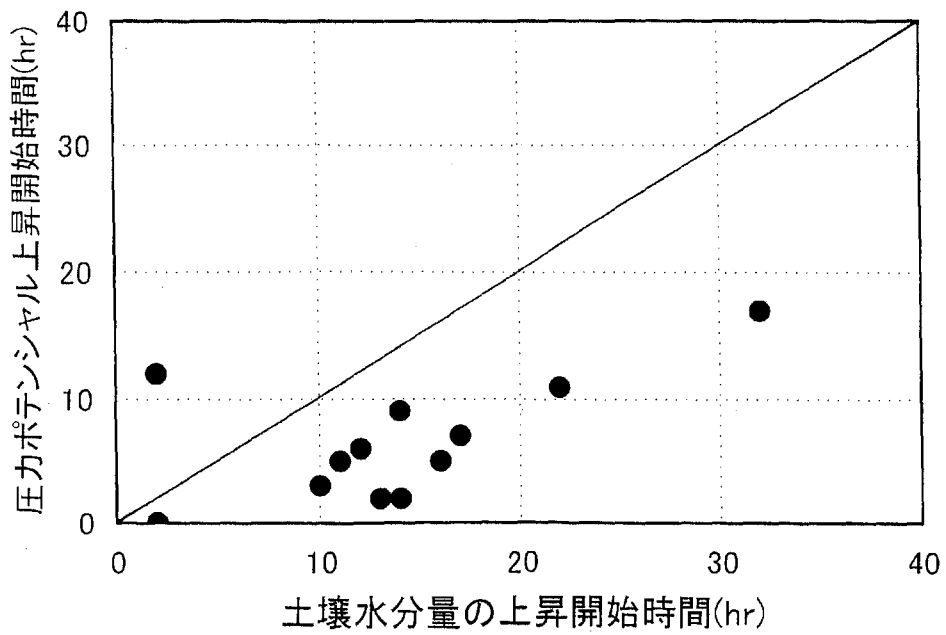


図 34 深さ50cmの土壌水分量と圧力ポテンシャルの上昇開始時間

VI 土壌中の窒素の移動

表題では硝酸態窒素の移動としたが、土壌中では微生物等の影響でアンモニア態窒素は硝酸態窒素に変化する。したがって、硝酸態窒素のみの土壌中の移動ではなく、アンモニア態窒素と硝酸態窒素の合計したもの（以下、単に窒素と書く）の移動について検討する。

図 35 は、深さ 210cm までの土壌に含まれる単位面積当たりの窒素量の経時変化を示したものである。1998 年 11 月に 2 回採土したときと 1999 年 3 月から 5 月のときに窒素量が増加しているが、全体として時間の経過とともに窒素量は減少し、少なくとも 1 年後には散布した窒素は深さ 210cm までの土壌から消失したと判断される。窒素量の増加の原因として、窒素肥料の施用による土壌窒素の無機化促進（priming effect）、窒素の散布の不均一、および土壌中の窒素移動の不均一などが考えられるが、本研究では明らかにできなかった。

窒素が消失した 1 年間の中で、窒素は、1998 年 10 月 5 日に窒素を散布してから 1999 年 3 月 17 日までの約 5 ヶ月間に、散布量の 85 % が深さ 210cm までの土壌から消失している。土壌水の移動と窒素の移動の相互関係を明らかにするために、この 5 ヶ月間の窒素の移動について詳細に検討を加える。

1998 年 10 月 5 日に窒素を散布してから第 1 回目の土壌を採

取する 10 月 20 日（窒素を散布してからの経過日数：15 日）までの降雨量は 455.5mm（日雨量 158.0mm と 139.5mm が 2 日あった）と猛烈な降雨であった。この雨により、図 36 のように窒素は少なくとも深さ 210cm までは移動していて、深さ 210cm までの散布量に対する残存量の割合は 91% であった。窒素散布量の 9% が消失したことになり、消失した窒素は土壌水の移動とともに深さ 210cm よりも深い地点へ移動したと考えられるが、土壌の不均一などによる誤差の可能性もある。いずれにせよ、大量の降雨があったにも拘わらず、この段階では深さ 210cm までの土壌に大部分が残存している。窒素の分布は、深さ 45-60cm が最も多く、窒素残存量の 33% に相当する。次いで、30-45cm に 23%、15-30cm に 13% となり、深さ 75cm までに 84% が残存している。なお、窒素の消失には揮散や脱窒も考えられるが、これらは高温であることや嫌気的な条件下で起きるものと考え、本報告では無視できるものとした。揮散や脱窒については、今後研究を行う必要がある。

2 回目の採土は 10 月 28 日（経過日数：23 日）で、前回の採土から日雨量 48.5mm（10/23）の強雨が 1 回と 1、2、3.5mm/d の降雨があった。窒素の分布は、窒素量のピークが前回の 45-60cm から 60-75cm に移動し、全体として 15cm 深く移動している（図 37）。深さ 210cm までの窒素量は前回とほぼ等しく 88g/m² であった。

11月11日（経過日数：37日）では、深さ60-90cmの窒素量が減少したが、分布のパターンは10月28日と同じであった（図38）。深さ210cmまでの窒素量は $56\text{g}/\text{m}^2$ であり、前回の採土時から $32\text{g}/\text{m}^2$ が消失したことになる。10月28日から11月11日の採土までの降雨量は28mmである。10月20日から10月28日の採土までの間には、53mmの降雨があり、しかも $48.5\text{mm}/\text{d}$ という強度の降雨があったにもかかわらず窒素の消失量は $3\text{g}/\text{m}^2$ 程度と少量で、10月28日から11月11日の採土までの消失量の1/10であった。

10月5日から11月11日までの窒素の移動を土壤水の移動から検討する。これらの期間ではTDR測定器が故障中（測定期間と測定値は図48～50）で、土壤水分の変化が十分に把握できないが、圧力ポテンシャルの変化からみると、10月5日から10月20日の間では、 $100\text{mm}/\text{d}$ 以上の降雨が2回あり、このときの最大の圧力ポテンシャル分布は図51に示すように他の期間より大きい値（10/12と10/17）を示し、次に10月20日から10月28日の間の圧力ポテンシャル（10/25）が大きく、10月28日から11月11日の間のそれ（10/29）がもっとも小さい値であった。すなわち、降雨量とこれらの圧力ポテンシャルから10月5日から10月20日の間の土壤水の移動がもっとも多く、次いで10月20日から10月28日の間で、10月28日から11月11日の間の土壤水の移動がもっとも少なかった。

ことが推測される。このことは、窒素の移動量（深さ 210cm の土壌からの消失量）の多寡は、必ずしも土壌水の移動量が多い場合に多くなるとは言えないこと示す。

その後、1998年11月25日から12月23日の間でも同様のケースがあるので考察する。11月25日には深さ210cmまでに残存している窒素量は $65\text{g}/\text{m}^2$ であり、その分布パターンはそれ以前と同様であった（図39）。12月9日には、窒素量は $64\text{g}/\text{m}^2$ で11月25日とほぼ同じ残存量と分布パターンであった（図40）。この間の降雨量は28mm（日雨量最大値 $19.0\text{mm}/\text{d}$ ：11/30）であった。これに対して、12月23日では窒素量は $39\text{g}/\text{m}^2$ で、深さ30-75cmの窒素が主に消失していて（図41）、12月9日に比べ $25\text{g}/\text{m}^2$ の減少である。12月9日から12月23日までの降雨量は0mmであった。11月25日から12月9日の間と12月9日から12月23日の間との最大圧力ポテンシャル分布は図52のようである。圧力ポテンシャル分布から見ると、10月5日から11月11日の間の場合に比べると明瞭な差はないが、深さ90cmまでは11月25日から12月9日の間の方が圧力ポテンシャルが大きく、90cmより深くなるとほぼ同じ値であった。この圧力ポテンシャルと降雨量から推測すると11月25日から12月9日の間の方が土壌水の移動は多かったと思われる。12月9日から12月23日の間の圧力ポテンシャルは減少の一途であった（図14～21）。それぞれの期間の採土時からの経過

時間に対する深さ 90cm までの土壤水分の変化量 (TDR 法の測定値) を図 53 に示す。11 月 25 日から 12 月 9 日の間では、経過時間 127 時間後に土壤水分量が急激に上昇している。この時間は 19mm/d の降雨のあった 11 月 30 日の降雨開始直後である。12 月 9 日から 12 月 23 日の間の土壤水分量は、圧力ポテンシャルから推測したことと同様に減少の一途である。TDR 法からみても 12 月 9 日から 12 月 23 日の間よりも 11 月 25 日から 12 月 9 日の間の方が土壤水の移動は多かったと思われる。

以上のことから、土壤中の窒素は、降雨量が多く土壤水分量の多い時期よりもむしろそれらが少ないときに多く消失する。これは、土壤水の多いときの土壤水が主にマクロポアを移動するのに対して、土壤水が少ないときはミクロポア内の土壤水が移動するためと推測される。すなわち、窒素はマクロポアよりもミクロポアに多く保持されるものと考えられる。アロフェンを主成分とする土壤では硝酸態窒素がアロフェンにより一時的に吸着され、ついで浸透する水によって離脱される過程をとるために硝酸態窒素の流出が遅延することが分かっている²⁾。調査圃場の土壤は図 2 に示すように、深さ 50cm までが黒ボクであり、アロフェンを主成分とする土壤である。しかし、窒素の分布 (図 37 ~ 41) を見ると深さ 45-90cm に主に集積している状態からの消失であるから、硝酸

態窒素の吸着による遅延だけとは考えにくい。黒ボク土層より下の土壌の窒素吸着量は少ないと思われる。

深さ 210cm までの窒素量の分布は、窒素散布後から第 1 回目の採土の間に 455.5mm の大量の降雨があり、窒素は少なくとも深さ 210cm まで移動している（図 36）。表層から 75cm 深さまでに窒素の大部分が集積した状態であり、最も窒素の集積量が大きい層（以下、単に集積層と書く）は 45-60cm であった。その後、集積層が 60-75cm に移動して、30-90cm に大部分が集積し集積層の窒素量が $10\text{g}/\text{m}^2$ 以上でなおピークが明瞭な状態（図 36～49）になった。次に集積層のピークの値が $10\text{g}/\text{m}^2$ 以下になりピークが明瞭でない状態（図 41～44）に移行し、さらに窒素の主な集積の位置が 75-120cm に下降して（図 45～46）、窒素散布から 1 年後には深さ 210cm までの土層から大部分が消失した（図 47）。

IV. 2. で述べたように、深さ 110cm より下層に移動した土壌水は、より下層に移動し、上方に移動することはない。したがって、深さ 210cm までの土壌から消失した窒素は再びこの領域に戻ることはない。

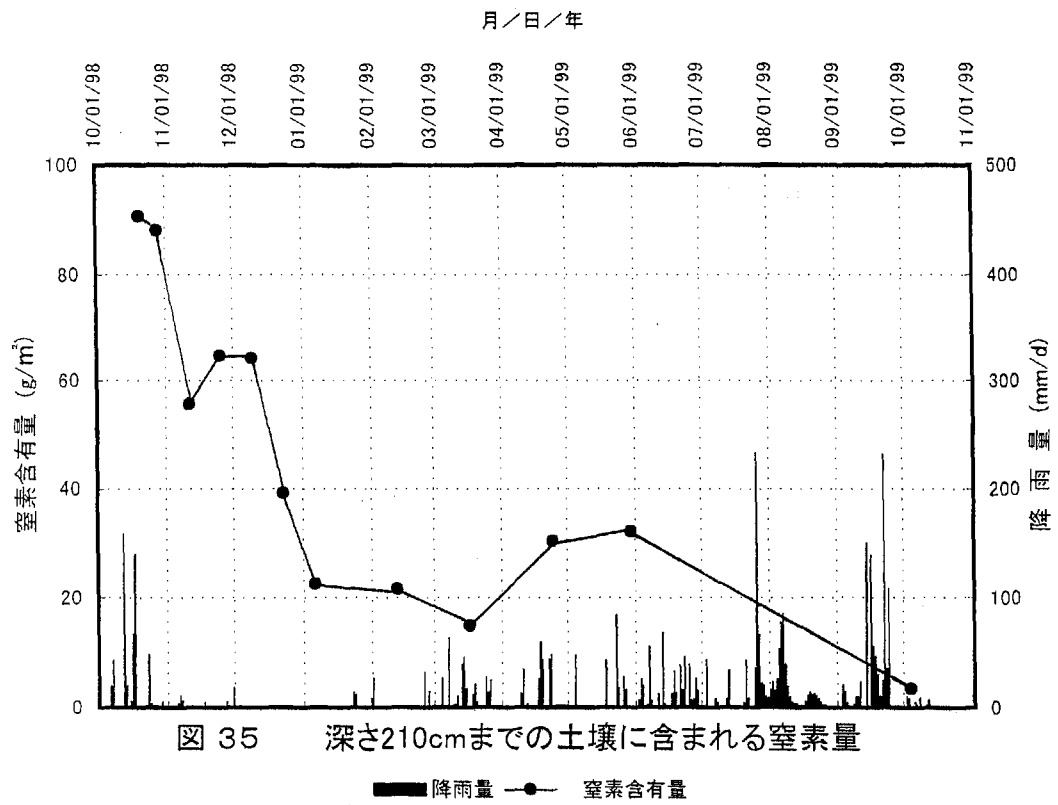


図 35 深さ210cmまでの土壤に含まれる窒素量

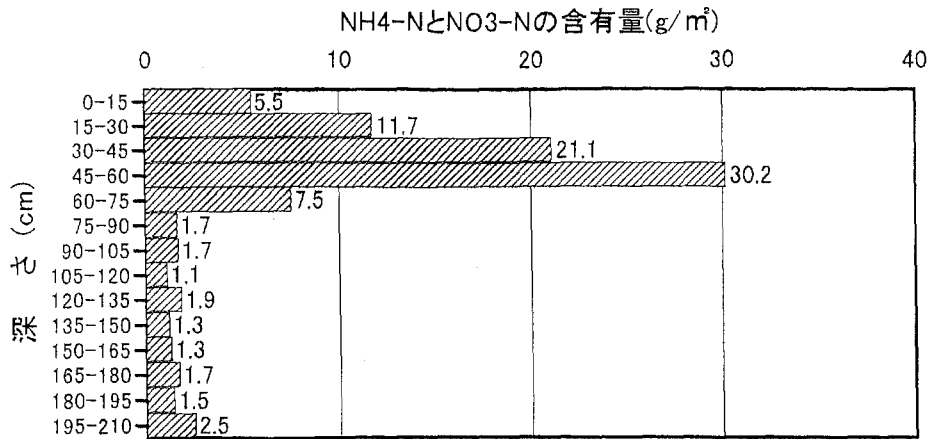


図36 土壤に含まれるアンモニア態・硝酸態窒素の量
1998.10.20採土 : NH₄-NとNO₃-Nの含有量91g/m³

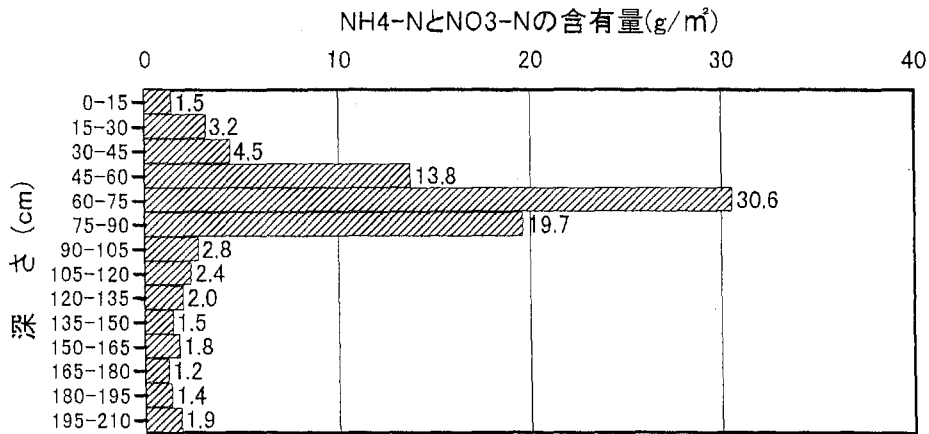


図37 土壤に含まれるアンモニア態・硝酸態窒素の量
1998.10.28採土 : NH₄-NとNO₃-Nの含有量88g/m³

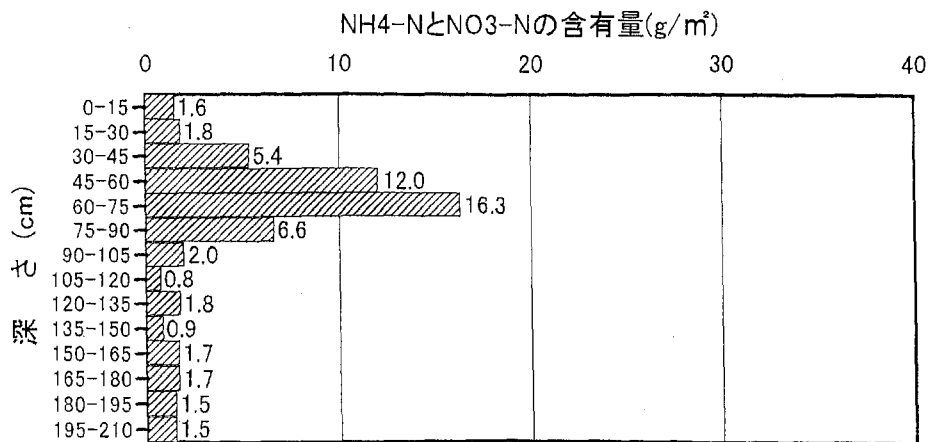


図38 土壤に含まれるアンモニア態・硝酸態窒素の量
1998.11.11採土 : NH₄-NとNO₃-Nの含有量56g/m³

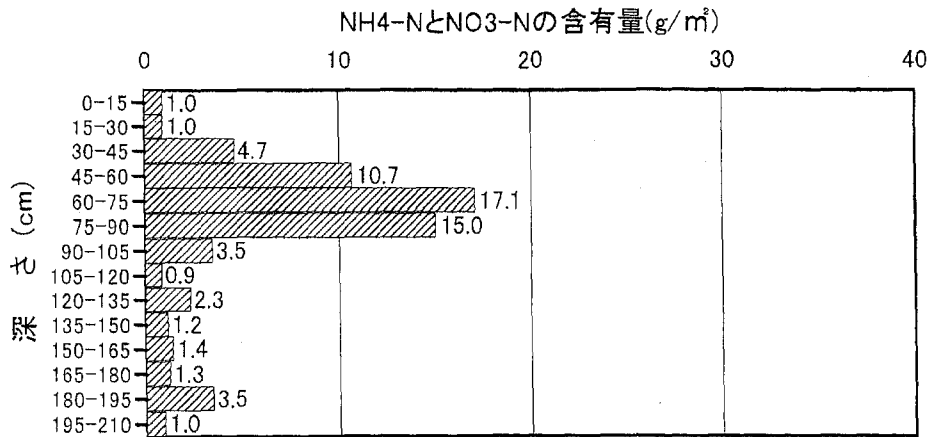


図39 土壤に含まれるアンモニア態・硝酸態窒素の量
1998.11.25採土 : NH₄-NとNO₃-Nの含有量65g/m³

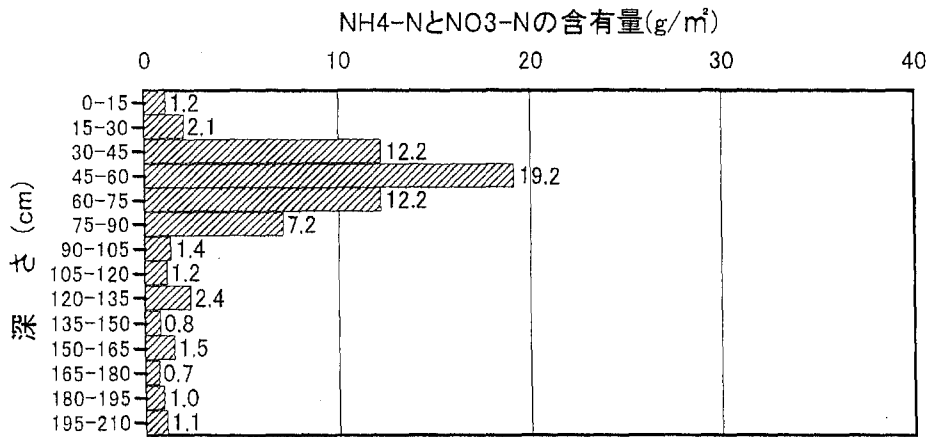


図40 土壤に含まれるアンモニア態・硝酸態窒素の量
1998.12.09採土 : NH₄-NとNO₃-Nの含有量64g/m³

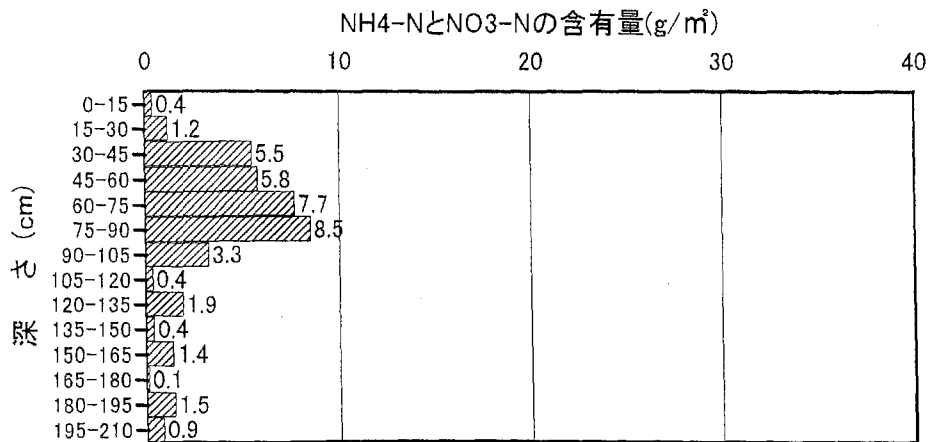


図41 土壤に含まれるアンモニア態・硝酸態窒素の量
1998.12.23採土 : NH₄-NとNO₃-Nの含有量39g/m³

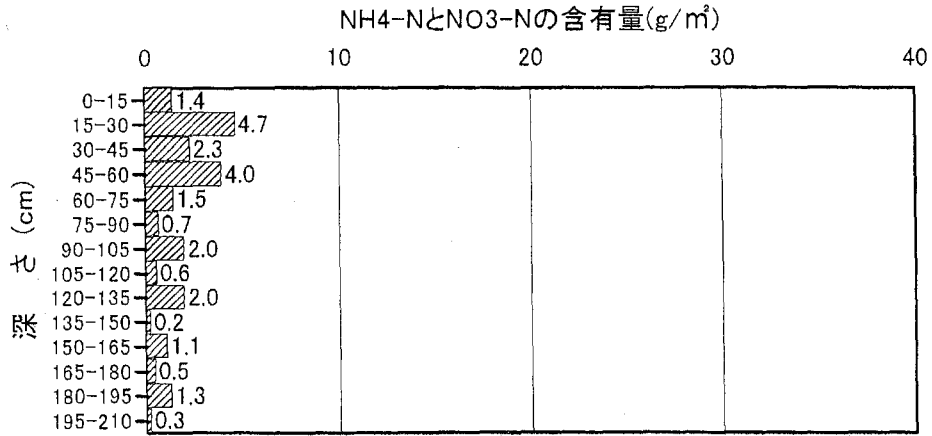


図42 土壤に含まれるアンモニア態・硝酸態窒素の量
1999.01.06採土 : NH₄-NとNO₃-Nの含有量23g/m³

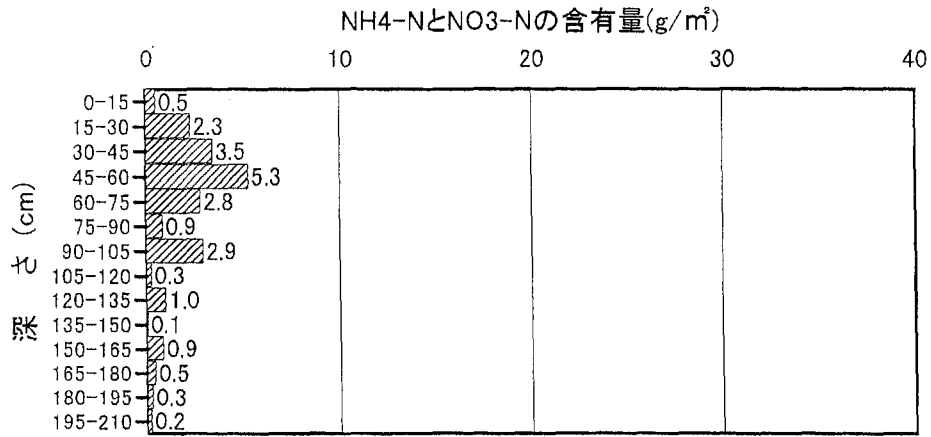


図43 土壤に含まれるアンモニア態・硝酸態窒素の量
1999.02.12採土 : NH₄-NとNO₃-Nの含有量22g/m³

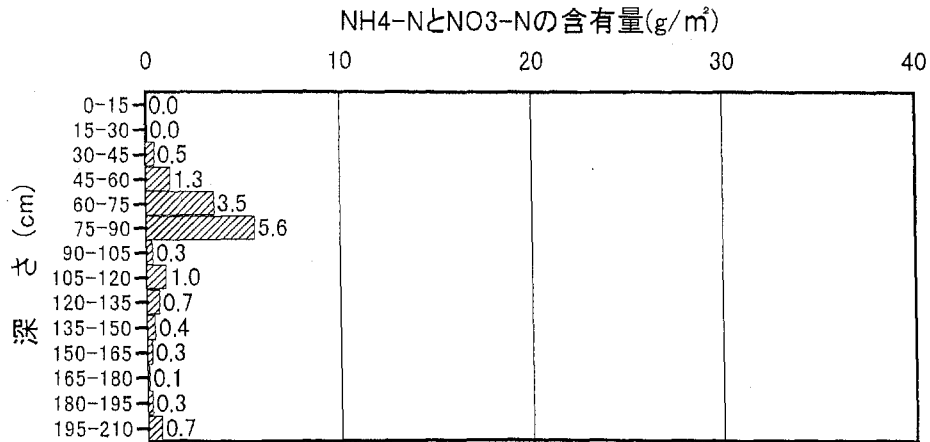


図44 土壤に含まれるアンモニア態・硝酸態窒素の量
1999.03.17採土 : NH₄-NとNO₃-Nの含有量15g/m³

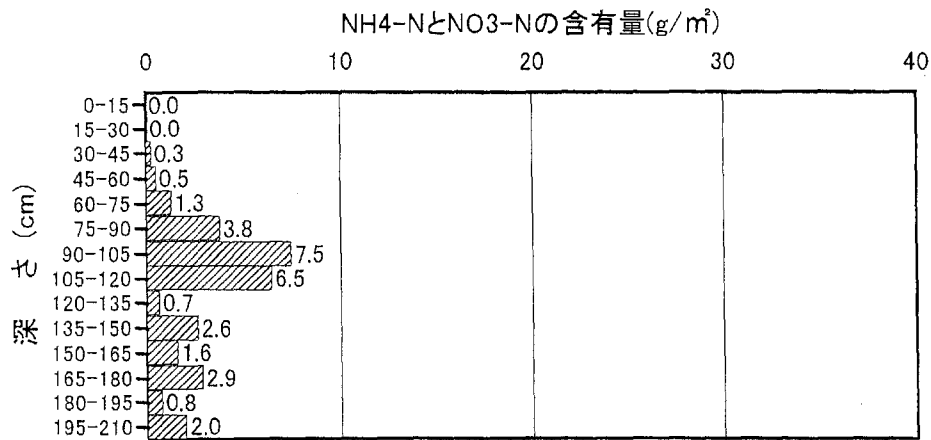


図45 土壤に含まれるアンモニア態・硝酸態窒素の量
1999.04.24採土 : NH₄-NとNO₃-Nの含有量30g/m²

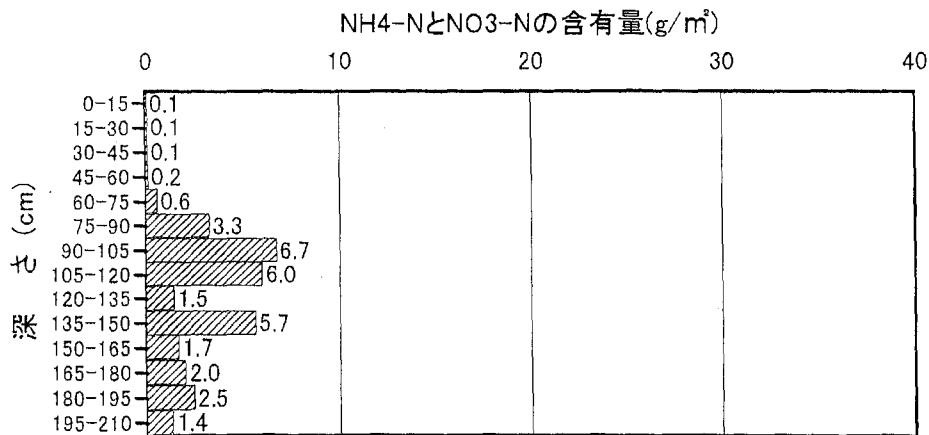


図46 土壤に含まれるアンモニア態・硝酸態窒素の量
1999.05.30採土 : NH₄-NとNO₃-Nの含有量32g/m²

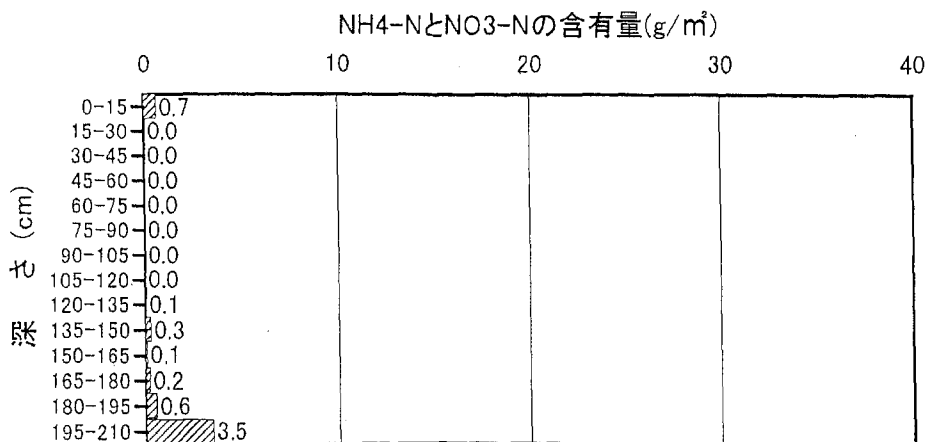


図47 土壤に含まれるアンモニア態・硝酸態窒素の量
1999.10.04採土 : NH₄-NとNO₃-Nの含有量6g/m²

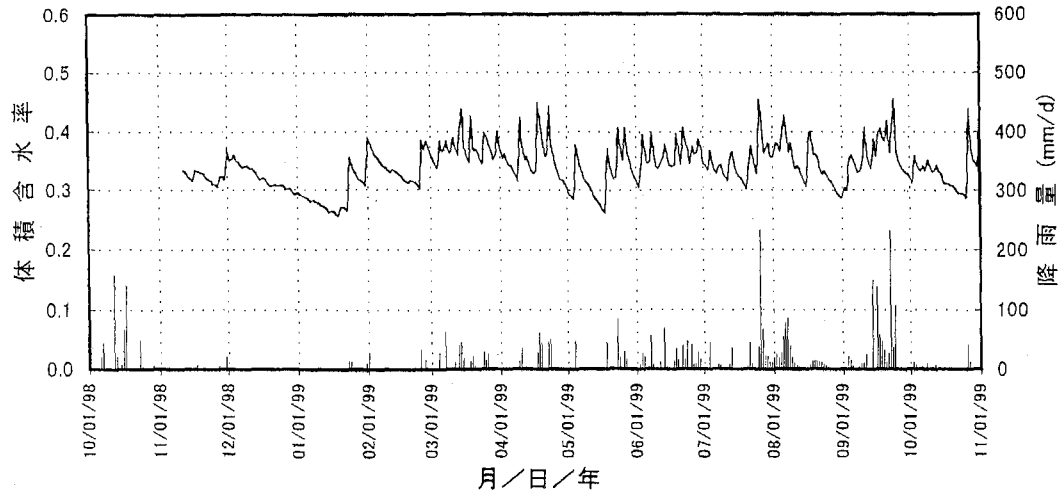


図48 土壤水分量の経時変化 (0-30cm深さ)
 ■ 降雨量 — 体積含水率

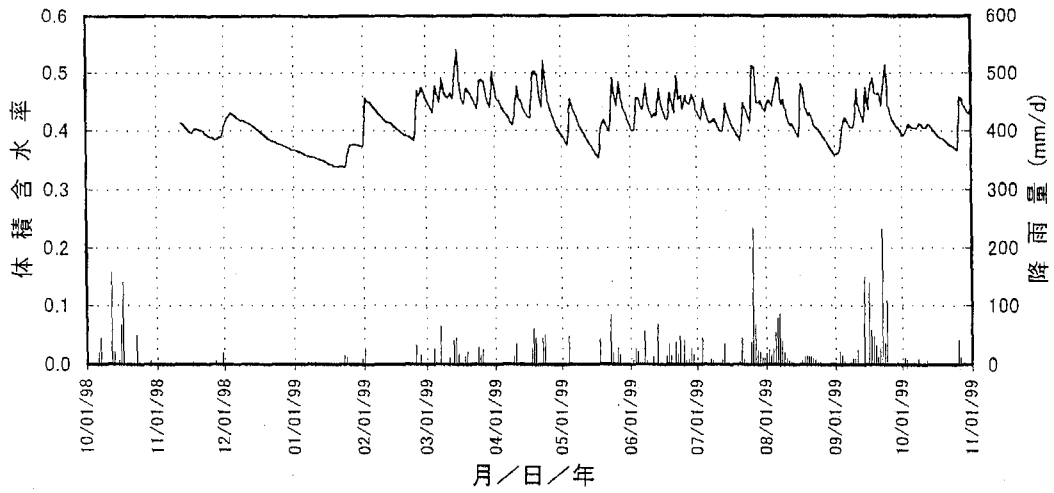


図49 土壤水分量の経時変化 (30-60cm深さ)
 ■ 降雨量 — 体積含水率

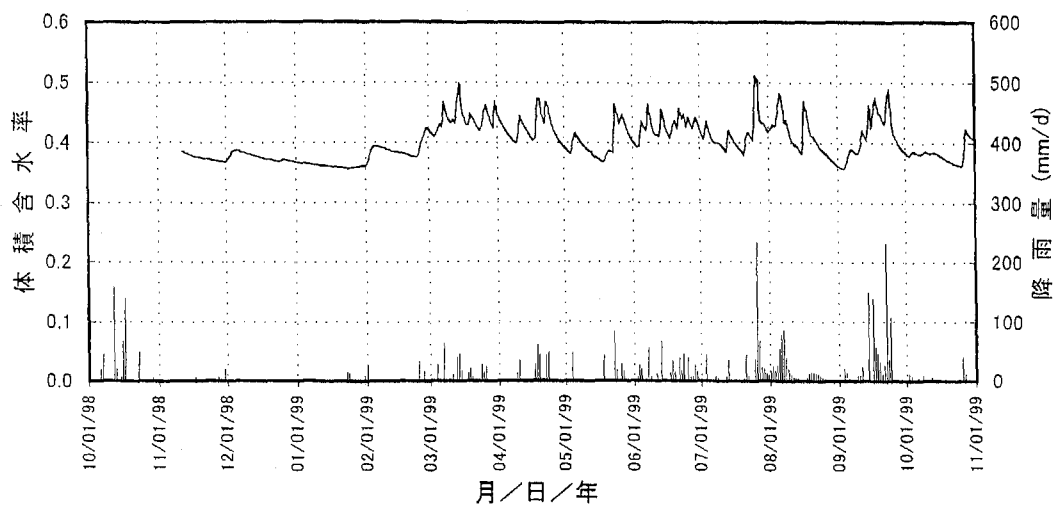


図50 土壤水分量の経時変化 (60-90cm深さ)
 ■ 降雨量 — 体積含水率

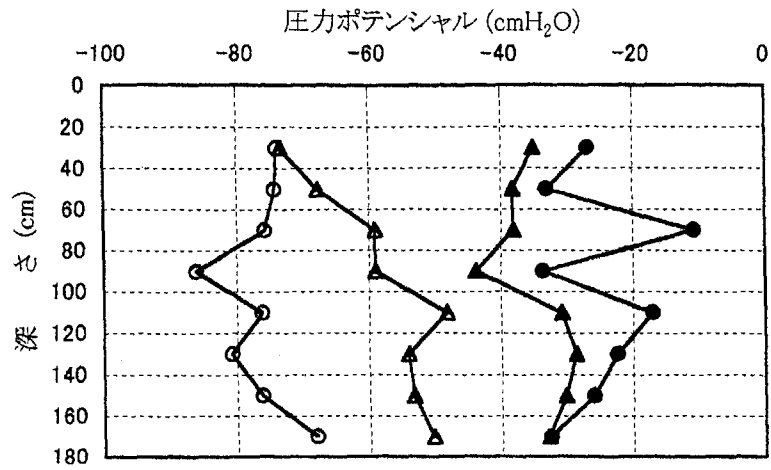


図51 各採土間での最大圧力ポテンシャルの分布

▲ 98/10/12 24:00 ● 98/10/17 18:00
 △ 98/10/25 09:00 ○ 98/10/29 14:00

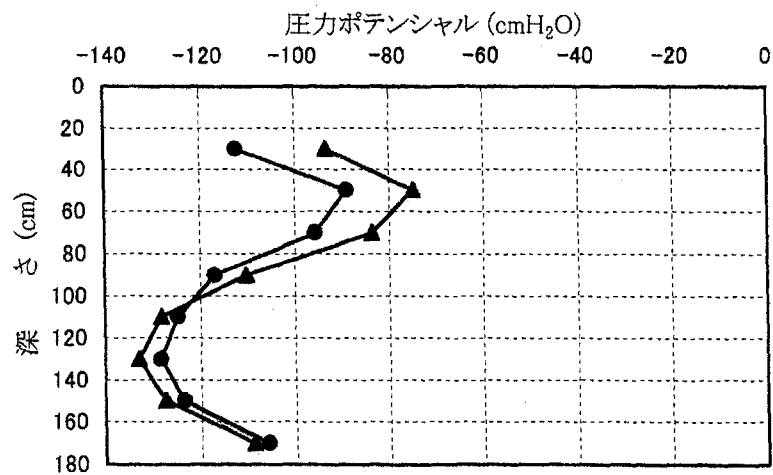


図52 各採土間での最大圧力ポテンシャルの分布

▲ 98/12/06 10:00 ● 98/12/09 11:00

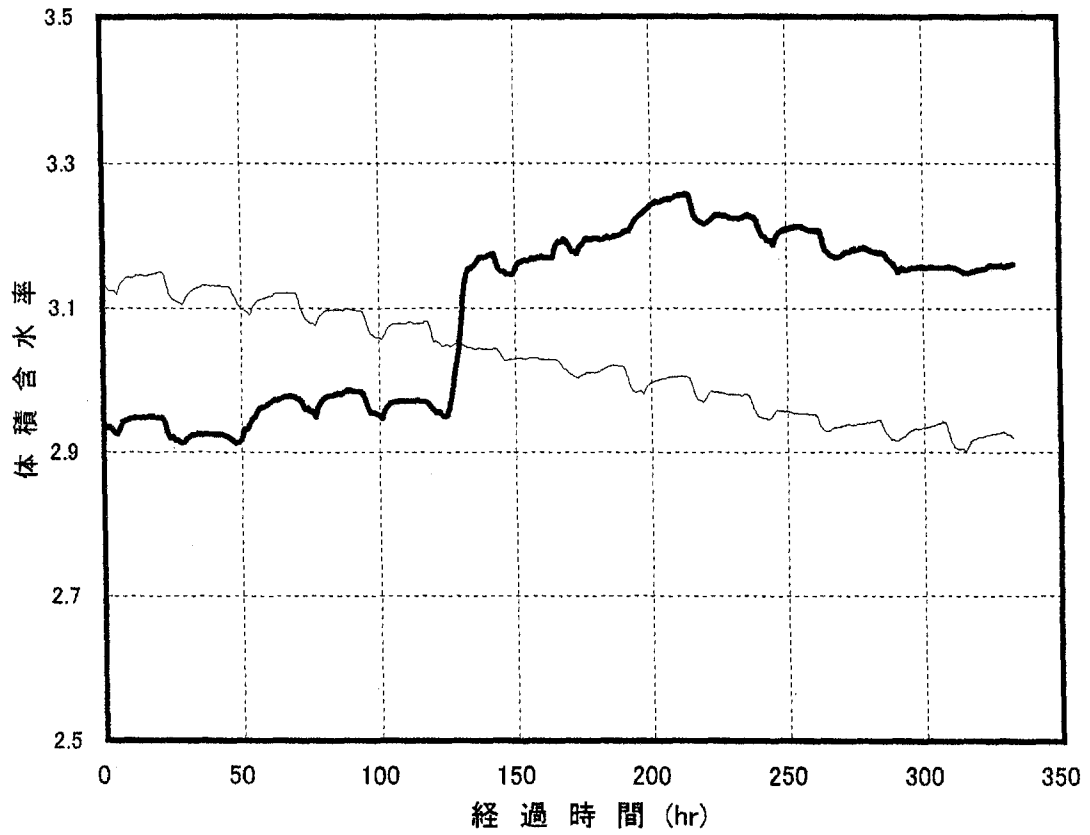


図53 各採土間の土壤水分量の変化(深さ0-90cm)

— 98/11/25-12/09 — 98/12/09-12/23

VII まとめ

裸地状態の圃場の一部に窒素を $100\text{g}/\text{m}^2$ 散布し、土壌水の移動と窒素の移動について研究した。土壌水の移動を把握するために、TDR法による土壌水分量（体積含水率）の測定と、半導体型圧力計式テンシオメータによる圧力ポテンシャルの測定を行った。その結果、次のことが分かった。

1. TDR法による土壌水分量（体積含水率）の測定値と採土して炉乾法で求めたそれとの相関はなく、火山灰土壌である本圃場では適用できない。しかし、TDR法による測定値の変化から求めた土壌内の増加貯水量と降雨量とは高い相関を示し、土壌水分の変化量を把握することはできると判断された。調査圃場において降雨の大部分は地中に浸透し、一雨降雨が 100mm を越えるような場合は相関が無くなることから、降雨強度が大きい場合などは地表流出が起きることが推測される。
2. 降雨などによる土壌水の圧力ポテンシャルの増加は、必ずしも土壌水分の増加を示すものでなく、TDR法との比較から単に圧力が伝搬している場合もあることが確認された。
3. 調査圃場において、深さ 110cm 以深の土壌水の移動は測定期間中（1年間）下降流のみであった。すなわち、ゼ

ロフラックス面は深さ 110cm である。このことから、深さ 110cm 以深に達した窒素は再びこれより浅い位置に移動することではなく、深さ 210cm までの土壌層から消失した窒素は再びこの層に戻ることはない。

4. 調査圃場における降雨後の土壌水の移動速さを検討した結果、雨水の大部分は数日で 90cm 以深に移動し、20 日程度経過すると雨水のほとんど全てが 90cm 以深に移動するか蒸発すると推測された。
5. 窒素はその集積層の深さを徐々に深くさせながら、1 年後には散布した窒素のほぼ全量が深さ 210cm までの土壌層から消失した。測定期間中の降雨量は 3967.5mm と多雨年で、通常約 1.4 倍であった。降雨との関係で窒素の移動をみると、必ずしも降雨量が多く土壌水分量の多い時期よりもそれらが少ないときに、窒素はより多く消失している。これは、土壌水が多いときは土壌水は主にマクロポアを移動するのに対して、土壌水が少ないときはミクロポア内の土壌水が移動するためと推測した。すなわち、窒素はマクロポアよりもミクロポアに多く保持されるものと考えられる。

参考文献

- 1) 宮本輝仁、安中武幸：関東ローム表土の体積含水率－比誘電率関係の特徴、194、pp.165-166、農業土木論文集(1998)
- 2) 毛管浄化研究会編：土壌圏の科学－土壌浄化法の基礎－、p.79、土壌浄化センター(1983)