

## 開放ライシメータを用いた水田土壌溶液中の鉄、マンガン、 カルシウムおよびカリウム濃度の動態調査

佐々木長市\*・小関 恭\*\*・谷口 建\*・稲垣元昭\*\*\*

Investigation on the Removal of Soluble Elements of Iron, Manganese, Calcium  
and Potassium in Soil Solution using an Open Lysimeter at Paddy Fields

Choichi SASAKI\*・Kyo KOSEKI\*\*・Ken TANIGUCHI\* and Motoaki INAGAKI\*\*\*

\* Hirosaki University, 3 Bunkyo-cho Hirosaki-shi Aomori-ken 036-8561, Japan

\*\* Miyagi Agricultural College, 2-2-1 Hatadate Taihaku-ku Sendai-shi Miyagi-ken 982-0215, Japan

\*\*\* Hokuriku-kosoku Co., Ltd., 3-4-40 Shimizu-cho Takaoka-shi Toyama-ken 933-0866, Japan

### Abstract

This study aims to clarify the removal of four soluble element concentrations (iron, manganese, calcium, potassium) in the soil solution at 20 cm using an open lysimeter at paddy fields.

As a result of this study, the removal of iron and manganese elements were found to correspond to the redox potential in the plow layer. The concentration of calcium element was affected by that of iron. When the concentration of iron was high, the concentration of calcium element also became high. Potassium element concentrations were influenced by fertilization and that influence continued about 60 days after fertilization. These variations of those four element concentrations were found in the plow layer of 20 cm depth during the same stage of rice growth.

**Key words** : Paddy field, Soil solution, Iron, Manganese, Calcium, Potassium

### 1. はじめに

水田において水稻根周囲の土壌溶液の実態を解明することは、水稻栽培および施肥管理にとって重要な課題である。水田における土壌溶液の成分測定は、根域から100 cm<sup>3</sup> サンプラを用い採取した試料土に、遠心力を作用させ脱水させた溶液を用いる方法(山崎, 1970, 岡島・今井, 1973)が実施されていた。従って、定点の継続測定が不可能であった。また、テンションカップを用い深度別に採水することなども実施されている(田淵・山藤, 1992, Jeffrey, 1994)が、根域の土壌溶液の成分調査という観点からは測定間隔が粗いと考えられる。かつ、減圧吸引により採水する場合は、その集水域が特定しがたいという問題もある。この他にもポットに稲を植えその灌水と排水の濃度差から根域の土壌溶液の成分を推定する方法(山崎, 1971)や暗渠排水からの採水を利用

した研究(石川ら, 1992)などが実施されている。しかし、いずれの研究も、土層の酸化還元環境を明らかにしつつ、土壌溶液の成分動態を定点で深度別に解明したものとはなっていない。なお、酸化還元環境の測定法も十分に確立されているとは言い難いようである。このような背景のもとに、徳永・佐々木(1990)の水田浸透の観測研究や佐々木(1992)の成層モデル土柱の浸透研究などの手法を応用、拡張した開放ライシメータを試作し、前報(佐々木ら, 1998)で報告した。また、この装置を用いた深度別の酸化還元電位の経時変化や土壌水の各生育ステージのポテンシャルを測定し、このポテンシャルに対して水柱5 cm程度の小張力で採水した場合の深度別酸素濃度等の動態を前報に報告した。この装置を用いると、集水範囲を限定し採水することが可能であることを明らかにしたが、酸化還元環境と土壌溶液の成分動態についての関係解明は未了であった。

\* 弘前大学 〒036-8561 弘前市文京町3, \*\* 宮城県農業短期大学 〒982-0215 仙台市太白旗立2-2-1, \*\*\* 北陸航測(株) 〒933-0866 高岡市清水町3-4-40

キーワード: 水田, 土壌溶液, 鉄, マンガン, カルシウム, カリウム

本研究では、このような新しい装置および測定法で、深度別の酸化還元環境を明確にしつつ、同深度での土壌溶液の動態を明らかにすることを目的とした。土壌溶液の成分動態は、酸化還元に影響を受けやすい水溶性の鉄 (Fe)、マンガン (Mn) および水稲の肥料分として重要なカルシウム (Ca) およびカリウム (K) とした。

## 2. 実験方法

### 1) 圃場の概要

調査水田は、前報 (佐々木ら, 1998) と同じ宮城県仙台市太白区坪沼の宮城県農業短期大学附属農場の水田 (以後坪沼水田と記す, 面積 16 a) および仙台市太白区旗立の宮城県農業短期大学の学内水田 (以後学内水田と記す, 面積 1.4 a) の 2 ヶ所である。測定位置および器材の平面配置の詳細は、前報を参照されたい。

水田土壌の理化学性 (田植え前採土) は表-1 に示すとおりである。交換性塩基類は 1M 酢酸アンモニウムにて抽出後, Ca, Mg は原子吸光度法で, K, Na は炎光光度法で測定した。Fe および Mn は, 6M 熱塩酸溶液にて抽出後, 原子吸光度法で測定した。学内水田は坪沼水田に比べ, Ca および Fe の含量が少ない傾向であった。学内水田は、開田後の作付け経過年数が短く (1981 年開田)、養分蓄積が少ないためと考えられる。これに比べ、坪沼水田は江戸期以前から水田として利用しているといわれている。しかし、作土層直下には中・巨礫が存在し、実験装置の埋設深は学内水田の埋設深と異なった。地下水位は、灌漑期には両水田とも深さ 30 cm 程度、落水期には、坪沼水田では 70 cm 以下まで低下するが、学内水田は灌漑期と同じ傾向であった。一筆減水深は、両水田ともほぼ 15 mm/d であった。施肥および水管理は地区の標準で行った。施肥は、両水田ともに、元肥 (化成肥料を使用) のみとし、窒素、リン、カリが成分量で各 60-70 kg/ha とした。収量 (品種: ササニシキ) は、4,800-6,000 kg/ha で地区の平均的な値である。なお、両水田とも暗渠は施工していない。

### 2) 実験装置および測定方法

実験には、図-1 に示す開放ライシメータ装置を用いた。測定位置は畦から水田内へ約 1m 地点のところである。ライシメータ外周沿いに人間隙が作られ、そのため過大浸透が発生し、外周近傍の降下浸透が水田の実態浸透と異なりやすいので、徳永・佐々木 (1990) の研究を参考にして、ベントナイトをスキ床層とライシメータ外周の間に充填した。Eh 測定電極と採水フィルタの両者をほぼ同一深さで横並びに設置し、その測定深は、田面下 5 cm, 10 cm, 15 cm, 20 cm を目安とした。センサおよびフィルタの設置時期は代かき時とした。測定項目は、深度別の降下浸透水の圧力水頭、酸化還元電位、浸透水の水质、地温、一筆減水深および地下水位である。測定方法および装置の詳細は、前報 (佐々木ら, 1998) に記載しているので、ここでは概要のみを述べる。

圧力水頭は、水マノメータと物差しを用いて測定した。採水は、開放ライシメータに取り付けた厚肉採水ガラス管を用い、その一端に吸引圧をかけ採取した。この時、フィルタ末端 (土中) から箱内の三方活栓までの約 15 cm 区間の水は捨て、分析にはその後新たに採水したものをを用いた。なお、土壌水と採水ガラス管内の蒸留水との混合を防止するため、採水ガラス管を満水した後、三方活栓から窒素ガス (管内 5 cm 長さ程度) を注入した。採水時の吸引圧は、各測点の全ポテンシャル位置よりほぼ 5 cm 以内の落差とした。採水速度は、図-1 に示すエクステンションチューブ (医療用) 末端位置を 5 cm 以内で上下させコントロールした。上壤水が採水ガラス管内を満水 (約 3 mL) 後取り外し、直ちに室内に持ち帰り分析した。ただし、分析前に Fe, Mn 等の沈殿防止のために、土壌溶液中には 6M 塩酸を 1 滴加えた。採水時間は約 3 時間を目処に実施した。

土壌溶液の水质分析は、溶存酸素 (DO) については、DO メータ (本体: UC-12 型, 電極: UC-203 型, セントラル科学社製) を用いた。pH および土壌の酸化還元電位 (Eh) の測定は、pH/ORP メータ (本体: UC-23 型, pH 電極: 502 E 型, ORP 電極: 702 E 型, セントラル科学社製) で行った。また、土壌溶液中の鉄 (Fe)、マンガ

表-1 調査田作土の理化学性

Table 1 Physical and chemical properties of plow layer at the investigated paddy field

	土性 (国際法)	交換性塩基				全鉄	全マンガン
		CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O		
学内水田	LiC	2.08	0.39	0.12	0.16	74	1.05
坪沼水田	SiCL	4.54	0.35	0.21	0.15	109	1.30

単位: g/kg

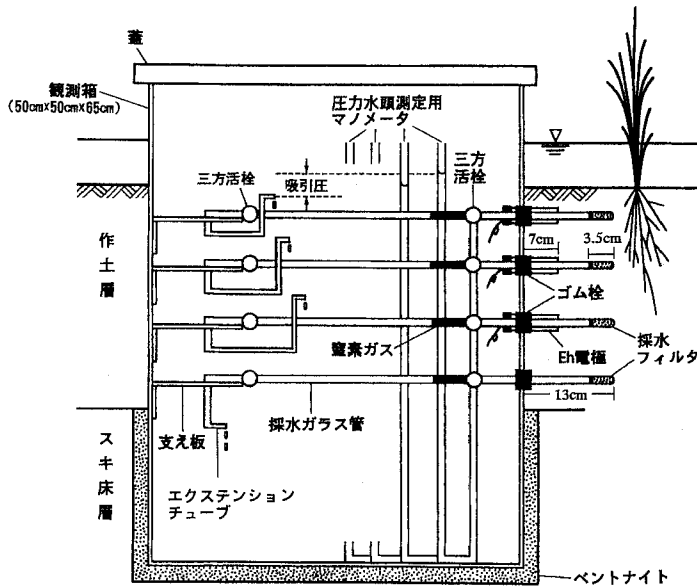


図-1 土層環境測定装置（開放ライシメータ）

Fig. 1 Simple box device for measurement of soil condition (Open lysimeter)

ン (Mn)，カルシウム (Ca) については原子吸光光度法で、カリウム (K) については炎光光度法でそれぞれ実施した。

水田の地温は、自記計（測定深：10 cm）および屈曲地温計（測定深：2.5 cm, 5.0 cm, 10.0 cm, 15.0 cm）を用いた。採水時には気温、水温も併せて測定した。なお、試験田の一筆減水深および地下水位の測定も実施した。降雨等の気象データは、仙台気象台の観測値を用いた。

圧力水頭、採水、Ehの調査は週1回の目安で実施した。調査期間は学内水田を1990年～1991年、坪沼水田を1992年とした。

### 3. 結果および考察

得られた結果は図-2～5に示した。以下にその結果について検討する。なお、学内水田の1990年の値は、1991年の値に類似していたので割愛した。

#### 1) 圧力分布、pHおよびDO

学内水田および坪沼水田の灌漑期（中干し前と後）および落水期の測定値を図-2に示した。

##### ① 学内水田

学内水田の圧力水頭は、各測定時のいずれも正圧を示しかつ下方ほど全ポテンシャルは低下した。日減水深は約15 mm/dであり、蒸発散量は5 mm/d程度であるから、降下浸透速度は約10 mm/dである。

降下浸透水のpHの値は、観測期間中どの深度でも

6.5前後の値となった。これに比べ、田面水の値は同観測期間中7～8の範囲となった。田面水の値が土壌溶液中の値に比べ高くなった原因は、田面水中の藻類の働きによる（田淵，1986）と考えられる。

田面水のDO値は7 mg/L以上と高く、農業用水質基準値である5 mg/Lを満たす値であった。5月の土壌溶液中のDO値は4 mg/L前後まで低下したが、7月の値に比べ高かった。この原因は、土壌中に封入された空気の影響と考えられるが、詳細は今後の課題である。7月および9月のDO値は全測定深で2 mg/L前後となった。9月のDO値は落水期の値であるが、酸素濃度の明確な上昇傾向は認められなかった。田面水に比べ、作土層中の酸素濃度が低下した原因は、微生物の酸素消費および土層内の $Fe^{II}$ などの還元物質との反応によるものと考えられる。

##### ② 坪沼水田

5月および7月の圧力水頭は、正圧を示しかつその分布は深さに対してほぼ45度勾配となった。層内の各測点間のポテンシャル差は学内水田に比べると小さく、ポテンシャルロスが少ない条件下の流れであると推察される。9月の落水期の圧力水頭分布は、降雨が少ないため乾燥が進み、負圧となった。

降下浸透水のpHの値は、観測期間中どの深度でも6～7の範囲の値となった。しかし、田面水の値は同観測期間中7～8の範囲となり、作土層内の浸透水の値に比

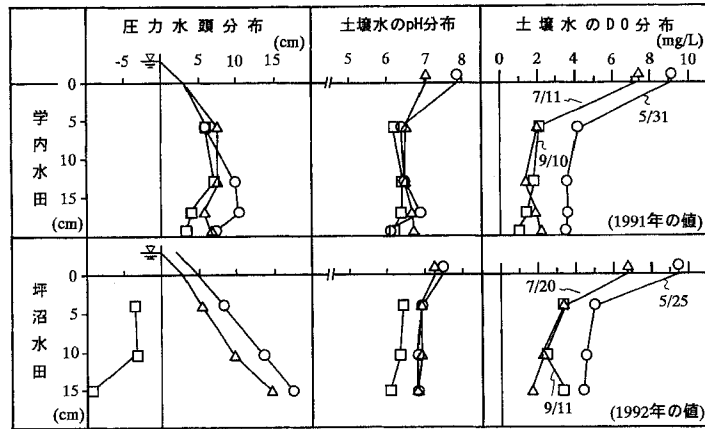


図-2 調査水田作土の圧力水頭、pHおよびDO分布

Fig. 2 Distributions of pressure head, pH and DO at two investigated paddy fields

べ高くなった。

5月の田面水のDO値は、学内水田同様5mg/L以上と高くなったが、土壌溶液中の値は4-5mg/Lとなった。7月および9月の値は、3mg/L以下に低下する傾向となった。9月の圧力水頭分布は負圧ではあるが、採水は可能であった。このDO値が上昇していない原因は、乾燥亀裂の発生などが少なく、灌漑期の環境と同じ土壌環境が維持されているためと推測された。

以上の結果は前報(佐々木ら, 1998)とはほぼ同じ傾向となり、これまでの結果が再確認されたと判断される。

## 2) Ehの変動

得られた結果は、図-3および4に示した。

### ① 学内水田

Ehの値を概観するならば、作土層においては田植え後値が低下しほぼ0mV以下となった。しかし、間断灌漑期の7月下旬には値が200mV以上に上昇し、その後花水灌漑により再び中干し前の値に近いところまで低下した。この間の値を見る限り、乾燥の影響は10cm程度まではおよぶが、19cm深までは到達しなかったと判断された。落水後の値は、降雨間隔に対応し増減する傾向となっていた。この水田は、水管理により作土層の異常還元化の防止が可能な水田と推測される。

### ② 坪沼水田

Ehの値は、代かき後は約200mVと弱還元状態であったが、田植え直後はさらに還元化が進んだ。その後もEhは徐々に低下し、落水期まで同じ傾向が続いた。中干し最終日(7月9日)に若干値が上昇したが、短期間で中干し前の値に戻った。しかも、酸化の影響を受けた層厚は、地表下5cm程度であった。落水期以降は降雨

も少なく、10cm程度まで400mV以上の値を示す酸化層となった。この年の秋は、降雨も少なく酸化的環境が継続していたと考えられる。なお、地表の値(約1cm深まで)は、周年400mV付近の酸化層となった。

以上の結果より、学内および坪沼水田の田植え後のEhの値は還元層であることを示し、中干し期は降雨の関係で酸化が進む場合もあるが、再湛水によりその効果は短期間となることが明らかとなった。また、落水期の値は、1992年の坪沼水田のように降雨が少ない場合は9月上旬には土層が酸化層となるが、降雨が多い場合は1991年の学内水田のように酸化層の発達が生じることが確認された。ただし、一旦酸化層になった場合は、落水期に還元層に戻ることはなかった。この原因は、地温の低下等による微生物活性の低下が主因と推測される。このようなEhの変動傾向は、前報(佐々木ら, 1998)の結果とも類似していた。水田の酸化還元環境は、毎年このような変動パターンで繰り返されていることが推察される。

## 3) Fe濃度の経時変化

Feは土層の酸化還元に対応して溶解、沈積する特性がある。水田等では集積層として断面調査時に作土層下に散見される。ここでは前節のEhの値と対比しながらその動態を検討する。

### ① 学内水田

田植え後から中干し期までの土層が還元的状態である期間は、4深度のいずれでもFeが土壌溶液中に検出されていた。この値は最大で50mg/Lに近い値となった(図-3参照)。しかし、落水後の土壌が酸化的環境期間になると検出量は激減し、5mg/L以下の濃度となった。

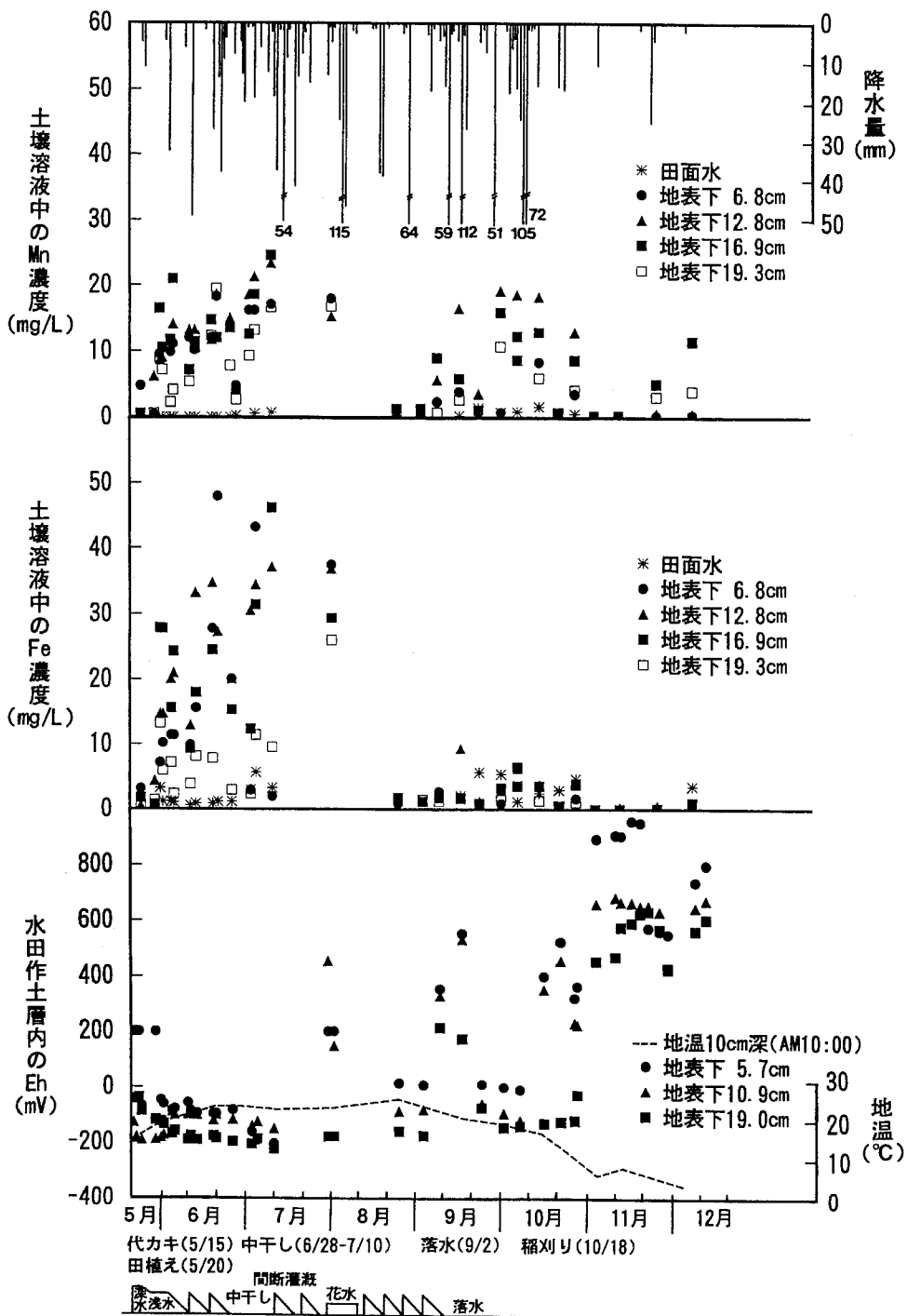


図-3 宮城県農業短期大学学内水田の Eh, 土壌溶液中の Fe, Mn 濃度および地温の変化 (1991 年)

Fig. 3 Changes of Eh values, Fe and Mn in soil solution and soil temperatures of the paddy field at Miyagi Agricultural Collage (1991)

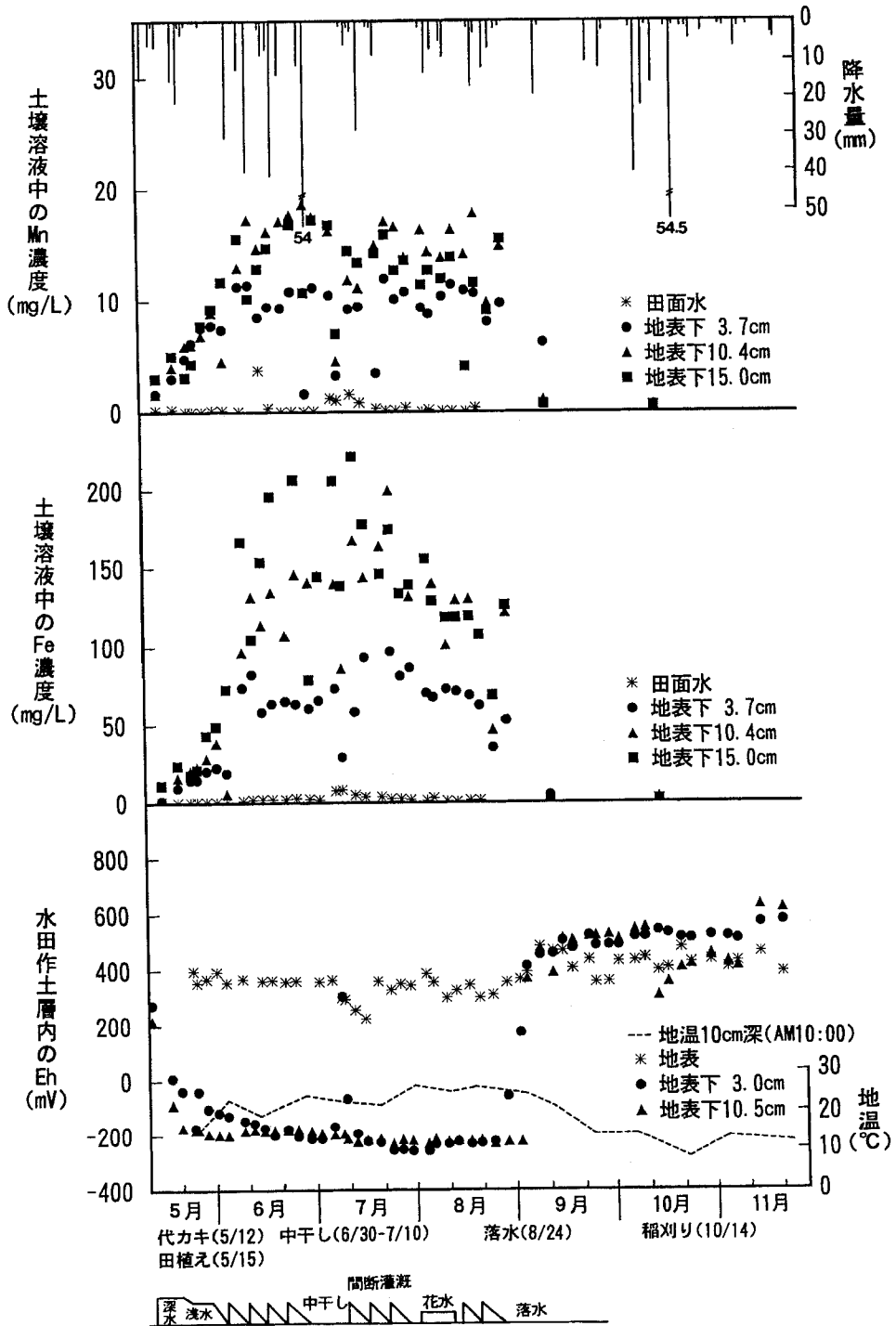


図-4 坪沼水田の Eh, 土壌溶液中の Fe, Mn 濃度および地温の変化 (1992 年)

Fig. 4 Changes of Eh values, Fe and Mn in soil solution and soil temperatures of the paddy field at Tubonuma area (1992)

田植え後の10日間の濃度は、10 mg/L以下でその後急激に濃度を増加させる傾向にあった。この原因は、土層内の微生物が絶対的好気性微生物から条件の嫌気性の微生物に遷移する間は $Fe^{II}$ の生成が少ない(渡辺, 1971)が、この遷移が完了した後は $Fe$ 還元化の能力が高まり、急激な濃度の上昇をもたらしたと推測される。しかしながら、土壌溶液中の濃度変動は、概ね土層の酸化還元環境に対応していると判断される。8月下旬は、土層が還元化しているにもかかわらず $Fe$ 濃度が上昇しなかった。この原因は、土層内の $Fe$ が一旦酸化沈積すると還元溶出に時間がかかるためと推測される。

6月から7月下旬までの値は、6.8 cm, 12.8 cm, 16.9 cm, 19.3 cmのいずれの深度でも濃度が上昇傾向で経過した。16.9 cmおよび19.3 cm深の濃度は、6.8 cmおよび12.8 cmの値に比べ相対的に低い値となった。この原因は、有機物の投入が作土の浅い部分のみとなり、微生物の基質が少なく鉄還元菌等の活動が不活発なためと考えられる。さらに、 $Eh$ の値で確認されたように中干し期の酸化層の広がりも19 cm深までは及ばず、乾土効果等も少ないことが予測される。地温の値は、今回10 cm深のみ記載したが、この深度より上部は3K以上温度が高くなる傾向であり、逆にこの深度より下の15 cm深では2Kほど低温になる傾向が認められた。この温度の違いも、微生物活性に差異をもたらし、ひいては $Fe$ 濃度に影響をもたらしていると考えられる。ポット試験ではこのような温度設定はかなり困難を伴うであろう。それ故、ポット試験では微生物の深度別活性の相違が少なくなると推測される。この温度条件の相違は、圃場における栽培試験の $Fe$ 濃度とポット栽培試験の $Fe$ 濃度の乖離を生じさせる一因とも予想される。また、岡島・今井(1973)の根域から採取した水田土壌で得られた $Fe$ 値(沖積土水田および火山灰土水田で調査)は、最大でも6 mg/L以下であり、本研究とはかなり異なる値となった。彼らは土壌の還元が発達しているも値の上昇が認められないとしている。本試験で得られた測定値に比べかなり低い濃度となった原因は、採取後の空気との接触等が原因で土壌溶液から $Fe$ が沈殿したものと推測される。

落水期の $Fe$ 濃度が、 $Eh$ 低下時に直ちに高まらない一因としては、前述したように一度スキ床層などに集積した $Fe$ は、移動しにくくなるのが佐々木(1994)の実験でも証明されている。さらに、11月以降は安定した高 $Eh$ 環境となり、地温も低下し、土壌中の鉄還元菌の活動が押さえられ、 $Fe$ 濃度の上昇は不可能になるものと思われる。

田面水の濃度は、周年5 mg/L以下で、この値が灌漑

水による水田への補給量となると考えられる。19 cm深の $Fe$ 濃度で同成分が作土層から排出されるならば、供給を上回る溶脱のため、やがては $Fe$ 欠乏土層となることも予想される。

6月~7月の6.8 cm深および12.8 cm深の $Fe$ の値に比べ、19.3 cm深の値は小さくなる傾向であった。6月下旬頃は根群域の20 cm深のなかで濃度差が約20 mg/Lも生じた。15 mm/dの日減水深や圧力水頭分布(図-2)が示すように、作土内に降下浸透が発生していることから考え、この $Fe$ 濃度差の発生は、スキ床層に近い作土下部からの $Fe$ 溶脱とスキ床層への集積層を示唆するものと考えられる。本実験結果のように20 cm厚の作土層内でも、深度により濃度が異なる実態から判断するならば、同程度の厚さの土を充填したポット下部の排水の値で根域の $Fe$ 濃度を推定することは妥当性を欠く場合が予測される。

#### ② 坪沼水田

この水田は、田植え後から落水期までの期間還元状態で経過した。 $Fe$ 濃度は、全深度でこの観測期間中土壌溶液中に検出された。7月9日には3.0 cm深における $Eh$ 値の上昇が確認された。これに対応し、3.7 cm深の濃度もこの時低下傾向を示した。6月上旬までは濃度が20 mg/L程度となり、その直後に、急上昇が見られた。この傾向は、学内水田においても同様に確認された。3測定値とも、7月中頃まで $Fe$ 濃度が上昇傾向を示した。逆に、8月上旬頃からは徐々に値が低下した。灌漑期の6月以降の値は、地表下3.7 cmで60~80 mg/L、10.4 cm深と15.0 cm深では150~200 mg/Lとなった。学内水田に比較し、最大値で2倍以上の差が生じている。坪沼水田土壌中の $Fe$ 含有量および有機物含有量の相違が原因と考えられる。3.7 cm深の $Fe$ 濃度がその他の測定値に比べ低かった原因は、水田の表層酸化層直下の位置であり、上方からの $Fe$ の補給がないためあるいは鉄還元菌の活性が表層酸化層の影響を受けているために $Fe$ の溶出量が相対的に少なくなったとも考えられる。しかし原因の詳細な説明は今後の課題である。9月の落水期以降は、 $Eh$ の値が急上昇し、土層が酸化的となり12月まで経過した。この環境に対応し、 $Fe$ の溶存濃度は5 mg/L以下となった。

以上の結果より、 $Fe$ 濃度は酸化還元電位に対応し、その濃度を増減させること、かつその濃度はわずか20 cmの層内でも大きく異なることが判明した。

#### 4) Mn濃度の経時変化

Mnは $Fe$ に比べ、高い $Eh$ 値(約400 mV以下)で溶出する特性を持つと言われている。ここでは、 $Fe$ 濃度と同様に $Eh$ 値との関係でその特性を検討した。

## ① 学内水田

4深度の濃度はともに、田植え後から8月上旬までの還元的環境期間ではいずれも増加傾向にあった。8月下旬頃には、やや酸化のとなり濃度が低下した。更に、落水期である9月以降も6.8cm深の測定値より下方の測定値は高い濃度(10mg/L前後)を維持し、4深度の濃度が低い値を示すのは11月以降であった。濃度変化をみる限り、MnはEh値の低下に対応して容易に再溶解しやすい傾向が認められる。6月上旬までのMn濃度上昇速度は、それ以降より大きい傾向があった。これはFeより早く溶け易い条件に対応しているものと思われる。稲作期間の最大値はほぼ20mg/Lと判断される。この値もFe濃度と同様7月上旬頃に最大値を示すと推測される。4深度の中では地表下19.3cm深の濃度が上部3深度に比べわずかに値が小さい傾向が認められたが、Fe濃度ほど明確にはならなかった。田面水中のMn濃度は、ほぼ0mg/Lで、灌漑水からの供給は期待がうすいようである。本調査で得られた値は、岡島・今井(1973)の圃場での測定値の最大値(5.7mg/L)と比較し、2倍以上と高い値になった。

## ② 坪沼水田

この水田は、田植えから落水開始期までほぼ全期間還元状態を示した。これに対応し、Mn濃度はこの期間3測定深のいずれでも検出された。5月末から6月下旬まで、連続的にその濃度が増加する傾向にあった。その後は、3.7cm深で10mg/L前後、10.4cm深で17mg/L前後、15cm深で13mg/L前後の値となった。かつ、いずれの測定値もこの濃度で8月末の落水期まで経過する平頂型の傾向がみられた。また、中干し期のEh値が上昇した際のMn濃度は、明確に低下傾向が認められた。更に、その濃度回復も急速でEhの動きに即応的であった。落水後は、土層の酸化に対応しほとんど検出されなくなった。9月の3.7cm深の値は、土層の乾燥が不均一で酸化が遅れたため、ここからの溶出によりやや高めの値となったものと推察されるが、詳細は今後の課題である。

以上の結果より、Fe濃度同様Mn濃度でも、Ehの値に対応した土壌溶液中への溶出が確認された。その濃度の最大値は、学内および坪沼の両水田で20mg/L未満と差異が少ない結果となった。土壌中に含まれる量も近似しており、あまり大きな差は生じなかったと思われる。

## 5) Ca濃度の経時変化

土壌溶液中のCa濃度は、酸化還元環境に左右されないものの一つである。かつ、Caは、水溶性のFeと置換し、溶脱するという塩基再編成作用をもつことおよび

Caの溶脱はpHに影響を与えること(山根, 1982)などが知られている。また、土壌中に多量に存在しないと稲が必要量を吸収することのできない性質等もある。この濃度測定は、坪沼水田でのみ実施した。

得られた結果は図-5に示した。3深度の濃度は、いずれも田植え後から6月下旬頃まで増加傾向を示し、その後一定値で大きな変化もなく落水期まで経過した。7月以降の値は、3.7cm深で100~130mg/L、10.4cm深で150~200mg/L、15cm深で150mg/L前後となり、作土上部の濃度が一番低くなった。落水期の濃度は、20mg/L前後と灌漑期の1/5以下に低下した。この濃度の大小は、Feの深度別濃度の増減と一致する傾向にあった。さらに、中干し期に、Fe濃度が低下した時期においても、Ca濃度の低下が確認された。これらの結果より、前述した塩基再編成作用という観点から推察するならば、Feの濃度の増減に、Ca濃度が影響を受けていると考えられる。なお、Mn濃度とも増減傾向は類似したものとなった。このように20cm未満の作土層内でも深度により濃度が大きく異なることは、水稻根のおかかっている環境の複雑性を示唆しているものと思われる。本研究で得られたCa濃度も、岡島・今井のデータの最大値(99mg/L)に比べ、2倍程度高くなった。

## 6) K濃度の経時変化

この元素は三要素として、水稻生育に重要であり水稻に良く吸収される一方、洗脱されやすい成分でもある。Caに比べ電荷も小さく、粘土等による保持能力も小さい(和田・久馬ら, 1991)ことが知られている。Caと異なり、毎年施肥される成分である。

得られた結果を通覧するならば、田植え後から7月上旬までは、4mg/L前後であるが、7月中旬からは2~3mg/Lとなり、低下傾向が認められた。これは、施肥した化学肥料の溶解速度、水稻による吸収、約10mm/dの降下浸透流による溶脱、灌漑水による供給などが複雑に絡み合って、結果的にこのような動きになったものと推定される。いずれにしても、大局的にみれば土壌溶液中の濃度は次第に減少傾向を示した。水稻によるKの吸収ピークは、分けつ期(6月~7月上旬)であること(高橋・村山, 1953)を考えるならば、濃度減少が7月以降となったことはこれまでの研究成果と符合していると思われる。灌漑水中の濃度は、周年2mg/L程度であった。従って、灌水初期の田面水の濃度が高い原因は、元肥成分が田面水へ溶けだしているためとも考えられる。深度別濃度は、地表面に近い所ほど高くなる傾向であった。しかし、7月中旬以降は、ほぼ3深度の濃度が同じ値となった。このことは、施肥の効果がこの時期に切れることを意味しているものと推測される。従って、Kの追



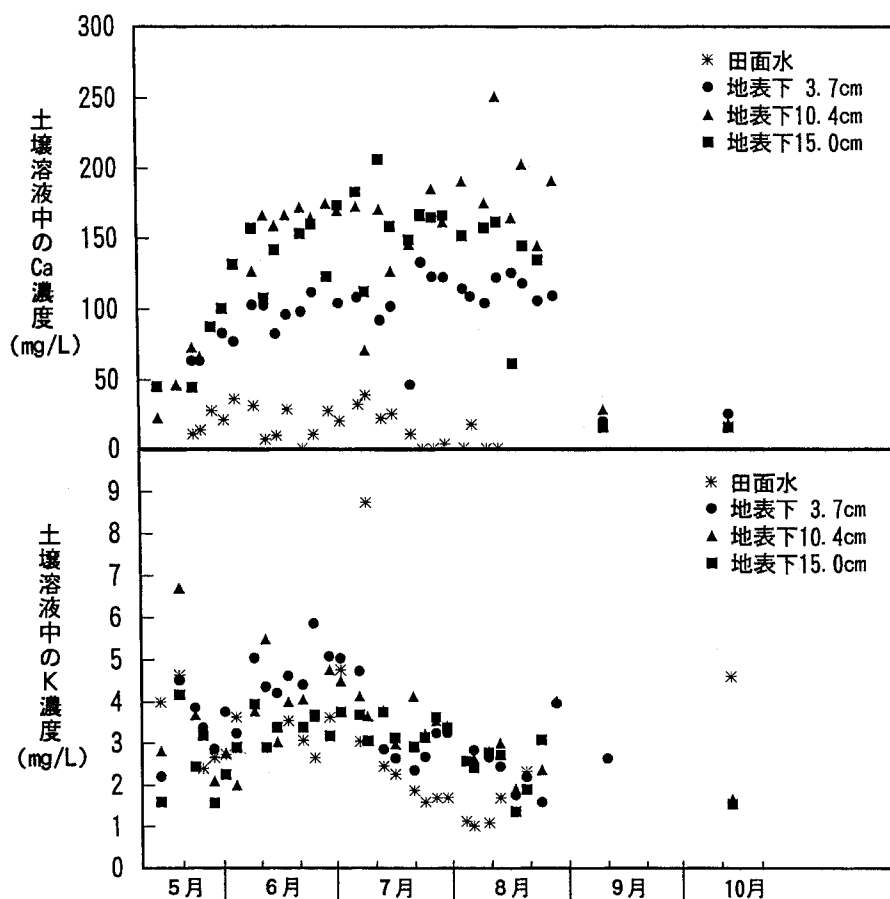


図-5 坪沼水田の土壌溶液中の Ca および K 濃度の変動 (1992 年)

Fig. 5 Changes of Ca and K in soil solution of the paddy field at Tubonuma area (1992)

肥が、この時期となっていることの妥当性を示唆されたとも考えられる。また、K は Ca と同様の Fe との塩基再編成作用による濃度上昇は明確にはならなかった。K 濃度は、岡島・今井の火山灰水田で得られた値とほぼ同じ濃度での変化となった。しかし、沖積土水田の値は、変化の傾向は同じであるが、最大値が 8.6 mg/L と本研究で得られた値より大きめであった。このことより、酸化還元あるいは Fe の濃度の増減による影響の少ない成分については、本採取法で得られた値と現地採土からの土壌溶液の濃度とは、近似する可能性が推測される。

#### 4. ま と め

本研究では、開放ライシメータを用い、圃場レベルで作土溶液中の成分動態 (Fe, Mn, Ca, K) の究明を行った。

その結果、Fe および Mn のいずれも酸化還元電位に

対応し、作土中でその濃度を増減させることが明らかとなった。Ca の濃度は、Fe 濃度と対応し増減する特性が認められた。K 濃度は、施肥量とその濃度に影響し、かつその効果は、流速 10 mm/d 程度の降下浸透があった調査水田では、施肥後 60 日程度となることが確認された。さらに、これらの各元素の濃度がわずか 20 cm 厚という作土層内で、かなりの濃度差をもつことも明らかとなった。

今回の調査結果は、開放ライシメータの利用が、現場においてより実態に近い土壌成分動態の調査に有用であることを示唆しているものと思われる。

#### 引 用 文 献

石川雅也・田淵俊雄・山路永司・中島淳 (1992)：暗渠浸透による水田の水質浄化試験，農土論集，159：81～89.

- Jeffery D.W. (1994): Soil solution chemistry, John Wiley & Sons, New York, p. 121~143.
- 岡島秀夫・今井弘樹 (1973): 土壌の養分吸収能に関する研究 (第2報), 土肥誌, 44: 296~300
- 佐々木長市 (1992): 成層モデル土柱における開放・閉鎖浸透水の DO 値について, 農土論集, 159: 65~71.
- 佐々木長市 (1994): 成層砂礫水田の浸透型が物質の移動集積に及ぼす影響, 農土論集, 172: 9~16.
- 佐々木長市, 小関 恭, 富田道久, 小黒仁司, 谷口 建 (1998): 開放ライシメータを用いた水田土壌の酸化還元電位および土壌溶液の調査, 土壌の物理性, 80: 33~40.
- 高橋治助・村山登 (1953): 水稻の生育に伴う養分の吸収状況 (2), 農業技術, 8 (3), 17~20.
- 田淵俊雄 (1986): 水質入門, p. 21~22, 農業土木学会, 東京.
- 田淵俊雄・山藤郁夫 (1992): シロカキが水田浸透量と浸透水質に及ぼす影響, 土壌の物理性, 66, 47~54.
- 徳永光一・佐々木長市 (1990): 火山灰地における水田地盤の開放降下浸透流の観測例, 農土誌, 58: 1193~11984.
- 和田光史・久馬一剛ら (1991): 新土壌学, p. 73~81, 朝倉書店, 東京.
- 渡辺 巖 (1971): 農業と土壌微生物, p. 167~187, 農文協, 東京.
- 山崎慎一 (1970): 土壌溶液の採取法およびその化学的組成, 土肥誌, 41: 424~432.
- 山崎不二夫 (1971): 農地工学 (上), p. 69~75, 東京大学出版会, 東京.
- 山根一郎 (山根一郎編) (1982): 水田土壌学, p. 25~30, 農文協, 東京.

受稿年月日: 1999年9月22日

受理年月日: 2000年4月20日