

低平灌漑農地における土壌塩分分布解析

京都大学大学院農学研究科 久米 崇, 三野 徹
総合地球環境学研究所 長野宇規, 渡辺紹裕

1. はじめに

内蒙古河套灌区 (**Fig.1**) は, 黄河流域に位置する灌漑農地である. 灌区の総面積は 120 万 ha (うち灌漑農地は約 50 万 ha) で, 年間総取水量は 50 億 m^3 という大量の灌漑水を黄河から取水している. 近年, 中国の近代化, 工業化などにより, 黄河水の需要が高まっており, 河套灌区では取水制限が求められている.

河套灌区では, 灌漑水路を整備した 1900 年代に, 排水路が未整備の状態で大規模の灌漑を行ったため, 地下水位が急激に上昇した結果, 塩類集積が灌区の約 50% に発生し, 今日に至っている. 灌区の塩分の起源は, 灌漑水中に含まれるイオン類と海生起源の塩分である. 年間の塩分収支は, Na^+ に関しては平衡が保たれているが, 他のイオンに関しては蓄積傾向にある. 灌区全域で, これらの塩分をリーチングするために, 作物収穫が終了した 9 月後半から 10 月前半にかけて, 除塩灌漑として秋季湛水灌漑を行う. 秋季湛水灌漑は, 灌区の総取水量の約 3 分の 1 を使用している.

灌区では, 灌漑上流部と下流部で特に区別することなく, 秋季湛水灌漑が同様の管理で行われている. しかし, 排水路の掘削が可能な上流部と排水路の掘削が困難な下流部では, 秋季湛水灌漑による除塩効果が大きく異なる. ここでは, 灌漑下流域において秋季湛水灌漑の除塩効果を検証すべく, 電磁誘導法を用いた多点塩分観測を行い, 土壌塩分分布の空間変動を解析した. また, 塩類集積に大きな影響を与える地下水についても観測を行い, 塩分移動について検討を行い, 塩分分布の不均一性について若干の検討を行った.

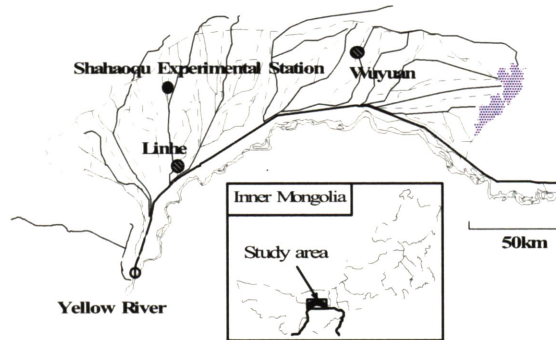


Fig.1 内蒙古自治区と河套灌区
Maps of Inner Mongolia autonomous region
and the Hetao irrigation district

2. 調査対象地域と測定項目

現地調査は, 2002 年 9 月, 2003 年 8-9 月の 2 期間に行った. 2002 年の調査は, **Fig.2** に示すように 3 圃場にまたがるように 0.12ha の領域で調査を行った. 2003 年の調査は, 2002 年時の調査領域をカバーしつつ調査領域を 0.28ha に拡大して行った. 調査圃場は 2 本の灌漑水路に挟まれているが, 灌漑は **Fig.2** に示した左の灌漑水路からのみ行われている. 排水路は農道を隔てた場所にあるが浅く, 排水路としてはほとんど機能していない. ここでは, 調査領域の圃場を, **Fig.2** の下からそれぞれ F1, F2, F3 と表記する.

河套灌区の土壌は, 黄河水に含まれるシルト質の泥土が堆積し形成されたもので, 土壌の物理性は垂直・水平方向に均質であり, 土性は SiC, SiCL である. コアサンプラーによる室内実験の結果, 調査圃場の透水係数のオーダーは $10^{-5} cm s^{-1} \sim 10^{-7} cm s^{-1}$ で, 乾燥密度は $1.45 g cm^{-3}$

であった。

灌漑日, EC_a (Apparent electrical conductivity) の測定日, 土壌サンプリング日を **Table 1** に示す. 地下水位と地下水 EC の測定は, 2002 年は 9 月 19 日のみ, 2003 年は 9 月 2 日の灌漑前 8 月 27 日から 9 月 1 日までと, 灌漑後 9 月 6 日から 9 月 17 日までの期間において行った。

灌漑は, 2002 年 9 月に秋季湛水灌漑 (150mm), 2003 年は 5 月, 6 月, 8 月に約 60mm の灌漑が行われた. 2003 年は秋季湛水灌漑を想定し, 9 月 2 日に 150mm の灌漑を行った (**Table 1**).

2002 年調査時には, 圃場にヒマワリが栽培されていた. しかし, 2003 年は前年の収穫が思わしくなかったことから, 圃場にはリーチングとしての灌漑は行われたが, 播種は行われなかった。

EC_a の測定は EM38-DD (Geonics Limited 社製) を用いて行った. EC_a の測定は, 2002 年は 1m 間隔, 2003 年は 2m 間隔で行った. EM38-DD には, 垂直モードと水平モードがある (McNeill, 1980). 本研究では, 垂直モードで測定した EC_a を EC_v , 水平モードで測定した EC_a を EC_h と表記する. EC_a の値は $mS\ m^{-1}$ で統一した. 土壌のサンプリングは, 器機の中心部から左右 0.3m の地点の 2 箇所で行った. サンプリング深さは 0-0.05m, 0.05-0.3m, 0.3-0.6m, 0.6-0.9m の 4 深度に対して行った. 採取した土壌は, 土壌:蒸留水=1:5 の抽出液を用い, EC, pH, Na^+ および含水比を室内実験により測定した。

3. 結果と考察

3.1 地下水位と地下水 EC

2002 年と 2003 年の地下水観測ポイントを **Fig.2** に示す. 2002 年は W_a1, W_a2 の 2 箇所で行った. 2003 年は W_b1, W_b2, \dots, W_b17 の 17 箇所で行った。

2002 年は 9 月 19 日のみ測定を行った. 測定時, W_a1 地点の地下水位は 1.25m, EC は $340mS\ m^{-1}$ であった. W_a2 地点の地下水位は 1.2m, EC は $480mS\ m^{-1}$ であった。

2003 年 8 月 27 日から 9 月 17 日までの地下水位と地下水 EC の変化を **Figs.3,4** に示す. 9 月 2 日の灌漑直後の地下水位は圃場コンディションが悪かったため測定できなかった. 圃場内における地下水面の鉛直移動はほぼ連動していた (**Fig.3**). 地下水位は, W_b3, W_b5, W_b7 の地点が高く, W_b14, W_b17 の地点が低くなっていた. 他の地点でも同様の傾向を示していたことから, 地下水は **Fig.2** の左から右 (南から北) に移動していると考えられる. 測定期間中の地下水観測孔 W_b2-W_b17 の間における地下水の動水勾配は $1/480 \sim 1/1600$ 程度であった. 地下水流動は,

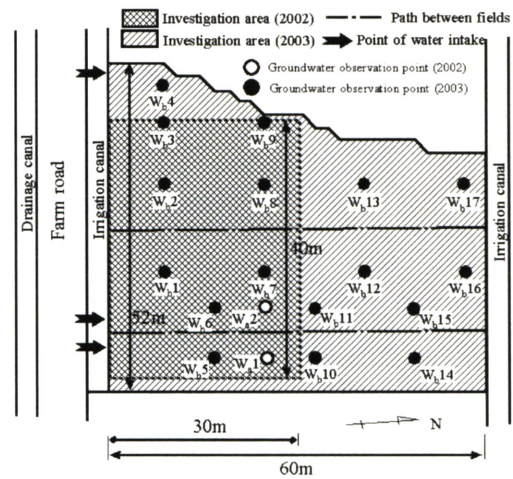


Fig.2 圃場の概要
Situation of experimental site

Table 1 灌漑日および EC_a の測定と土壌採取日 (N =サンプル数)
Investigation days of EC_a measurement, soil sampling
and irrigation days (N =number of samples)

Year	Day	Irrigation	EC_a	Soil sampling
2002	Sep. 19		$N=1681$	$N=17$
	Oct. 3	150mm		
	May 5	65mm		
	June 25	50mm		
2003	Aug. 8	60mm		
	Aug. 28		$N=713$	$N=50$
	Sep. 2	150mm		
	Sep. 9		$N=713$	$N=50$
	Sep. 16		$N=713$	$N=30$

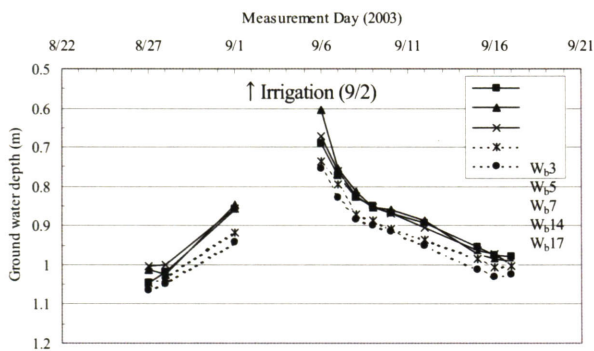


Fig.3 地下水位変動 (2003/8/27-9/17)
Temporal change of groundwater level (2003/8/27-9/17)

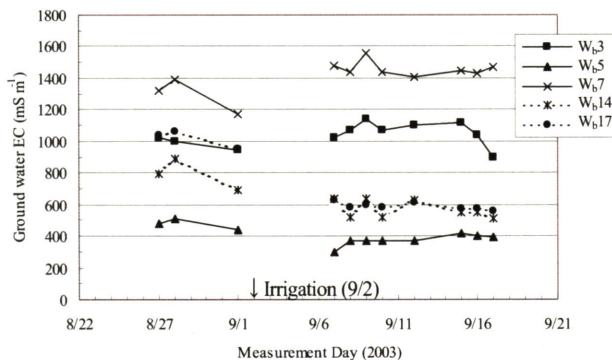


Fig.4 地下水 EC 変化 (2003/8/27-9/17)
Temporal change of groundwater EC (2003/8/27-9/17)

透水係数が $10^{-5} \text{cm s}^{-1} \sim 10^{-7} \text{cm s}^{-1}$ であったことも加え、極めて緩慢であった。

各測定ポイントにおける地下水の EC は、調査期間を通してほぼ一定であった (Fig.4)。地下水の EC は、地下水位と異なり、各観測ポイントで大きな差があった。地下水の EC は、特に W₆7 地点およびその周辺で高く、W₆7 地点では 9 月 9 日には $1,560 \text{mS m}^{-1}$ の値を示した。W₆7 以外でも、測定ポイント W₆2-4, W₆8-10, W₆12-13, W₆16 では、調査期間中における地下水の平均 EC は 800mS m^{-1} を越えていた。

3.2 土壌塩分の空間分布

2003 年の灌漑前後の 0.28ha の調査領域における土壌塩分分布の解析結果を Fig.5 に結果を示す。土壌塩分濃度は、EM38-DD で測定した EC_a を、土壌深さ 0-0.9m の 1:5 抽出液 ($EC_{1:5}$) でキャリブレーションを取った値を用いた。土壌塩分濃度は、圃場の中央部で灌漑による低下が見られた。Fig.5 に示すように、8 月 28 日には図の中央部に 2 つの 135mS m^{-1} コンターがあったが、灌漑後に左のコンターは小さくなり、右のコンターは 120mS m^{-1} に低下していた。同様に、図の中央部の 120mS m^{-1} のコンターは小さくなり、その周辺は 105mS m^{-1} のコンターに塩分濃度は低下した。また、それら 135mS m^{-1} および 120mS m^{-1} のコンターを含む 105mS m^{-1} のコンターは、灌漑後 90mS m^{-1} まで塩分濃度が低下した。F3 の 120mS m^{-1} コンターは 105mS m^{-1} に低下していた。全体として若干の除塩効果は見られたものの、塩分分布パターンにはほとんど変動がみられなかった。3 圃場全体の土壌塩分の重心位置は Fig.5 に示すようにほぼ同じであった。同様に、F1-F3 の各圃場における重心もほとんど変化がなかった。

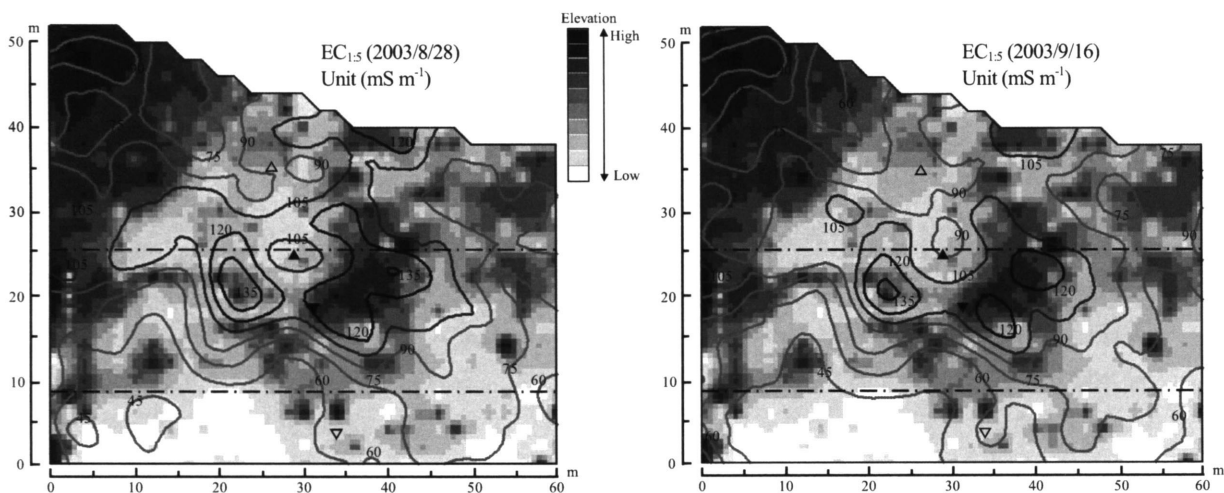


Fig.5 土壌塩分の空間分布解析結果 (2003/8/28, 2003/9/16)
(▲ : 圃場全体の塩分の重心. △, ▼, ▽ : 各圃場の塩分の重心)
Results of spatial variability of soil salinity (2003/8/28, 2003/9/16)
(▲ : Gravity point of all field. △, ▼, ▽ : Gravity points of each field)

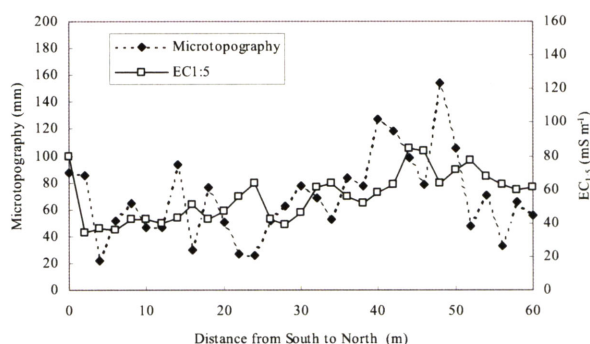


Fig.6 微地形と土壤塩分濃度の関係 (Line 1)
Relationship between microtopography and soil salinity

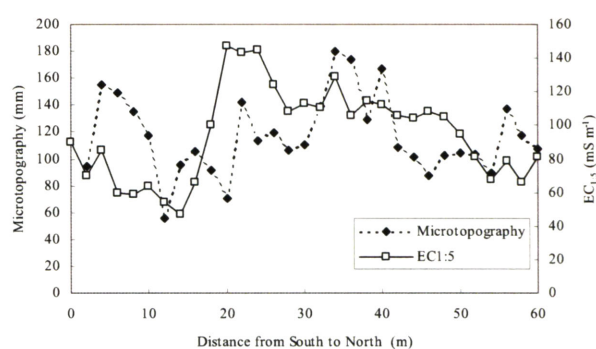


Fig.7 微地形と土壤塩分濃度の関係 (Line 2)
Relationship between microtopography and soil salinity

Fig.2 に示した 2002 年の調査領域 (0.12ha) においても, 2002 年 9 月と 2003 年 8,9 月の塩分分布には変動が見られなかった. また, 同 0.12ha における塩分の重心位置にもほとんど変化は見られなかった.

以上より, 灌漑前後の土壤塩分は圃場中央部で除塩効果が見られたが, コンターのパターンに大きな変化がないこと, 重心位置がほとんど移動していないことから, 塩分分布にはほとんど変動がないと考えられた. 地下水の動水勾配は 1/480~1/1600 程度で, 透水係数が 10^{-5}cm s^{-1} ~ 10^{-7}cm s^{-1} であったことから, 地下水流動は極めて緩慢であった. 以上より, 塩分分布に変動がないことと, 地下水流動が極めて緩慢であったことから, 土壤塩分の水平移動はわずかであると考えられた.

ここでは, 微地形の変化が塩分濃度の不均一性形成に与える影響を若干検討した, Fig.5 右図に示した Line 1, Line 2 のトランセクトで, 微地形標高と塩分濃度をプロットした図を Figs.6,7 に示す. トランセクトは, F1, F2 の各圃場において, 土壤塩分の変化が最も大きかった地点を選択した. Figs.6,7 は 9 月 16 日の土壤塩分濃度と微地形の関係を示す.

Line 1 (F1)の微地形標高と土壤塩分濃度の関係は, 灌漑の水口から遠くなるほど, また標高が高くなるにつれて土壤塩分濃度が上昇していた. これは, 水口付近で標高が低い場所に灌漑水がより多く供給されることから, 塩分のリーチングが進んだものと考えられる.

Line 2 (F2)のトランセクトは起伏の上下が激しく, 土壤塩分濃度もそれに呼応するように上下していた. 水口付近では, 標高が高いのに反して塩分濃度が低くなっている. これは, 水口付近では, 標高が高くてより多くの灌漑水が供給されることから, 塩分のリーチングが進んだものと考えられる.

4. おわりに

河套灌区の灌漑下流部では, 150mm という大量の灌漑を行っても, 地下水の移動が非常に緩慢であることと塩分分布の変動がないことから, 塩分の水平移動は極めてわずかであると考えられた. このような地区では, 上流部と同じ水管理を行うことは非効率的であり, 圃場整備を含めた下流部に適した水管理の方法を考えることが, 灌区の節水の近道になると考えられる.