

乾燥地灌漑農地における塩分の挙動と持続的用水配分計画

— 内蒙古河套灌区を対象に —

赤江剛夫¹・中尾千晶²・史 海濱³

Dynamics of salt and sustainable water allocation planning in irrigated agriculture in arid region

— Case of Hetao Irrigation District, Inner Mongolia —

Takeo AKAE¹, Chiaki NAKAO² and Shi HAIBIN³

1. はじめに

乾燥地灌漑農業において、少ない水資源を効率的に利用することと、持続性の維持のために、塩分集積問題を回避することは根本的な課題である。その解決のためには、水と塩分の循環・収支構造を定量的に解明し、その結果に基づいて効率的な用水配分を決定する必要がある。塩分集積の回避に関して、土層スケール、圃場スケールの問題については、多くの研究が行われ、成果が挙げられている。しかし、長期の持続性の観点からは地域スケールの塩分管理が重要であるにも関わらず、塩分の挙動を実態的に把握することが極めて困難であることから、塩分収支の確保に向けた具体的な地域用水配分をどのように行えばよいのかを明確に示した事例はほとんど見られない。

本研究では、中国内蒙古河套灌区を対象に、灌漑水から地下水、排水路水、および土壌中の塩分組成を地区全体にわたって系統的に測定し、陽イオン組成変化の特徴を捉えた。その結果、灌漑水中のカルシウムは土壌中に安定的に沈澱し、ナトリウムが卓越して土壌表層に塩分集積し、排水路水中に排出されることを確認した(赤江ら, 2004)。そこでナトリウム収支に基づく除塩用水量を用いて、排水ブロック別の塩類化リスクを評価した(Akai et al., 2008)。ついで、排水路に至る水の経路として、土壌マトリックスを通過して塩分交換する経路と粗間隙を灌漑水の塩分濃度のまま通過する経路に機能的に分離し、それぞれの経路を通過する量の割合を表す洗脱効果係数を導入して、土壌中の移動経路をモデル化した。加えて水の安定同位体比を計測して、灌区全域における

排水路水の蒸発率を推定した。これらを考慮した線形計画法を適用し、最適な灌漑用水の配分方法と水利システムの問題点を考察した事例(中尾ら, 2008)を紹介する。

2. 河套灌区の概要

河套灌区は南に黄河、北に陰山山脈に挟まれた陥没盆地に黄土が堆積した平原である。東西 250 km, 南北 50 km, 総面積 119 万 ha で、南から東北に向けて緩やかに(1/5000 ~ 1/8000)低下する地形を持つ。標高は 1019 ~ 1050 m である。灌区全域の平均年降雨水量は 159 mm, これに対し、可能蒸発量は 2100 ~ 2300 mm に達する乾燥気候である。年平均気温は 6.3 ~ 7.7 °C であるが、最低気温 - 38 °C, 最高気温 38 °C と気温の較差が極めて大きい。河套灌区の土壌は、「中国土壌図」では、灌淤土(Irrigated warped soil)に分類され、主要粘土鉱物はスメクタイトと水成雲母とされている(中国科学院南京土壤研究所, 1986)。

灌区最上流の三盛公頭首工から取水した用水は、229 km の総干渠(幹線用水路)から分水して年間約 50 億 t を 58 万 ha にボーダー灌漑で灌漑される。排水の大部分は 260 km の総干溝(幹線排水路)を経て、ポンプで烏梁素海に排出し、放水路を経て黄河へ排水される。

3. 灌漑から排水に至る塩分組成の変化

3.1 方法

3.1.1 水質分析

灌区の水・排水システムと採水地点、採土地点の位置を Fig. 1 に示している。調査は、2004 年 5 月、2004 年 11 月、2005 年 5 月、2005 年 11 月に実施した。

黄河からの灌漑用水の取水地点である三盛公頭首工、永濟渠、黄濟渠の用水路 3 地点、排水路については、一排干溝から十排干溝の各干溝の流末部、各排干溝との交点直上の総排干溝、烏梁素海から黄河への放水路 2 地点、計 26 地点で水質サンプルを採取した。土壌採取地点近傍の地下水位観測パイプの孔内水も採取した。陽イオン組成は原子吸光法で分析した。

¹Graduate School of Environmental Science, Okayama University, 3-1-1 Tsushima-naka, Kita-ku, Okayama, 700-8530, Japan. Corresponding author: 赤江剛夫, 岡山大学大学院環境学研究所

²Sasakura Co.Ltd. 4-7-32 Takeshima, Nishi-Yodogawa-ku, Osaka, 555-0011, Japan.

³Inner Mongolia Agricultural University. 内蒙古農業大学, 昭烏達路 306, 呼和浩特, 内蒙古自治区, 中国.

2010 年 5 月 31 日受稿 2010 年 6 月 28 日受理

土壌の物理性 115 号, 43-50 (2010)

キーワード: 乾燥地, 灌漑, 塩分組成, 塩分収支, 用水計画

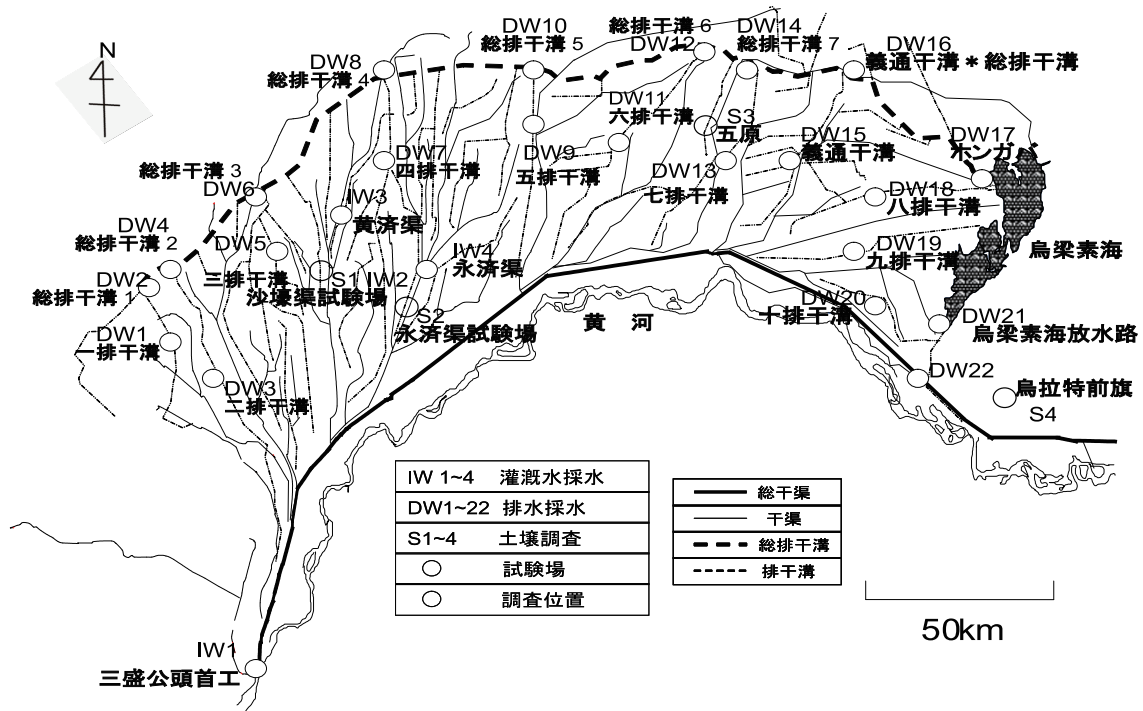


Fig. 1 河套灌区の用排水系統と採水・採土地点.

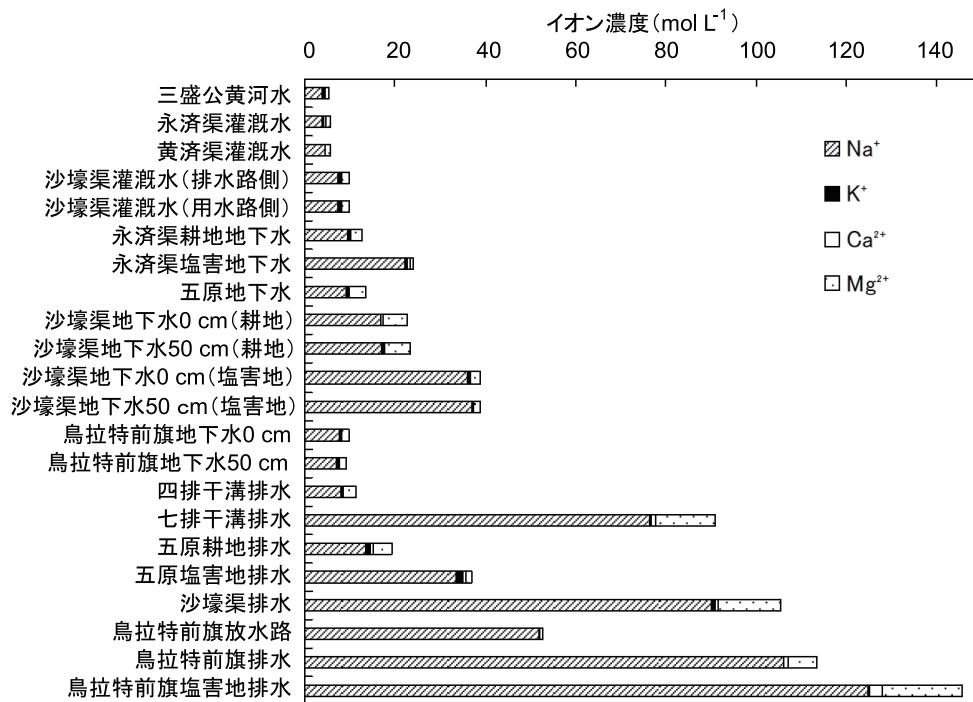


Fig. 2 用・排水、地下水の陽イオン組成 (2004年11月).

3.1.2 土壤調査

採土地点は河套灌区西部に位置する沙壕渠試験場に加え、西部(永济渠試験場)、中部(五原試験場)、東部(烏拉特前旗水利局)の4ヶ所である。各地点の灌溉耕地および隣接した塩害地において、表層から深さ70 cmあるいは100 cmまで10 cmごとに乱さない試料および乱した試料を採取した。土:水比を1:5として混合後、上澄み液の水溶性陽イオン組成を原子吸光法で測定した。また、土壌10 gに対し、pH 7に調整した1 N酢酸アンモニウム溶液100 mLを加えて混合し、振とう1.5時間後の上澄み液を採取し、原子吸光法で全陽イオン組成を測定した。

3.2 結果と考察

3.2.1 水路水と地下水の陽イオン組成

水路水と地下水の陽イオン組成を、2004年11月の測定結果についてFig. 2に示している。用水路水中にはNaが平均5.35 mmol L⁻¹(全陽イオンに対し72.7%)、Caは平均0.33 mmol L⁻¹(5.1%)存在している。一方、排水路系の水溶性陽イオンでは、Naの卓越が顕在化し、平均62.97 mmol L⁻¹(84.6%)を占め、Caは平均0.89 mmol L⁻¹(1.7%)にその割合が減少している。地下水中でもNaが平均18.01 mmol L⁻¹(80.1%)と灌溉水よりも高い割合で存在している。

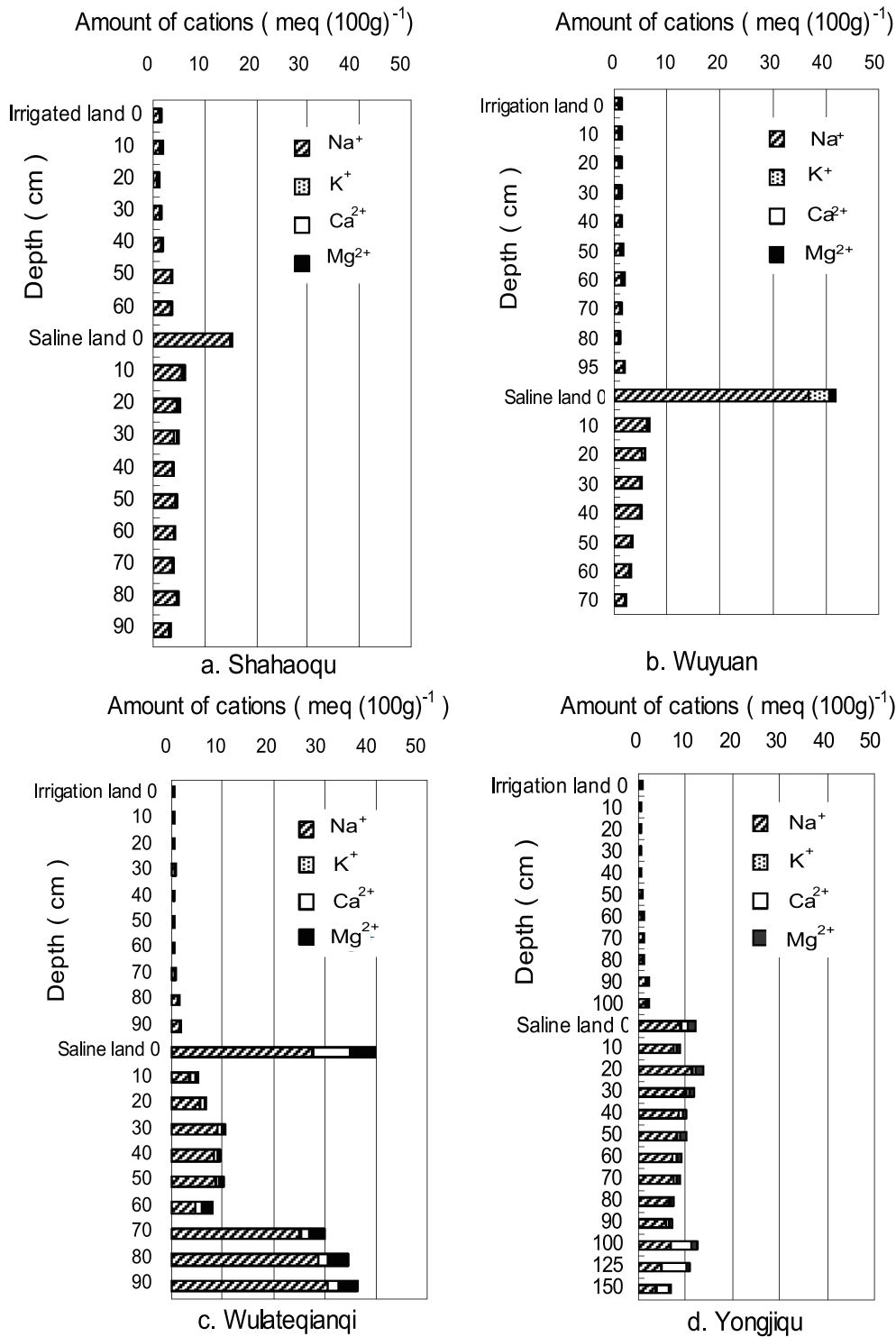


Fig. 3 灌漑耕地と塩害地の水溶性陽イオン組成 (Akae et al., 2008) a: 沙壕渠試験場, b: 五原, c: 烏拉特前旗, d: 永濟渠.

3.2.2 土壤中陽イオン組成

Fig. 3 に採土した 4 地点 (沙壕渠, 五原, 烏拉特前旗, 永濟渠) の土壤中水溶性陽イオン組成を示す. 灌漑耕地の陽イオン量の合計の平均は, $1.47 \pm 0.54 \text{ meq} (100 \text{ g})^{-1}$ で, そのうち Na が $1.07 \pm 0.52 \text{ meq} (100 \text{ g})^{-1}$ (72.8%) を占める. 一方, Ca は $0.11 \pm 0.07 \text{ meq} (100 \text{ g})^{-1}$ (7.5%) であった. 塩害地土の平均全陽イオンは $10.99 \pm 5.69 \text{ meq} (100 \text{ g})^{-1}$ で, Na が $9.02 \pm 4.26 \text{ meq} (100 \text{ g})^{-1}$ (82.1%) を占めた. 一方, Ca は $0.81 \pm 0.82 \text{ meq} (100 \text{ g})^{-1}$ (7.4%) であった. 灌漑耕地と塩害地のいずれも Na が卓越して存在することが示された.

酢酸アンモニウムで抽出した耕地と塩害地の陽イオン組成プロファイルを図 4 に示す. 陽イオン合計の 4 地点の平均は灌漑耕地で $74.39 \pm 11.89 \text{ meq} (100 \text{ g})^{-1}$, 塩害地では $69.08 \pm 11.13 \text{ meq} (100 \text{ g})^{-1}$ であった. このうち, Ca が最大値 ($47.2 \sim 74.9 \text{ meq} (100 \text{ g})^{-1}$) を示し, 全陽イオンの 74 ~ 88% を占めた. これは, 陽イオン交換容量 ($8.42 \sim 23.94 \text{ meq} (100 \text{ g})^{-1}$) と比較してもはるかに大きな値であり, 多量の Ca が非水溶性塩 (CaCO_3 あるいは CaSO_4) として土壤中に存在することを示唆している.

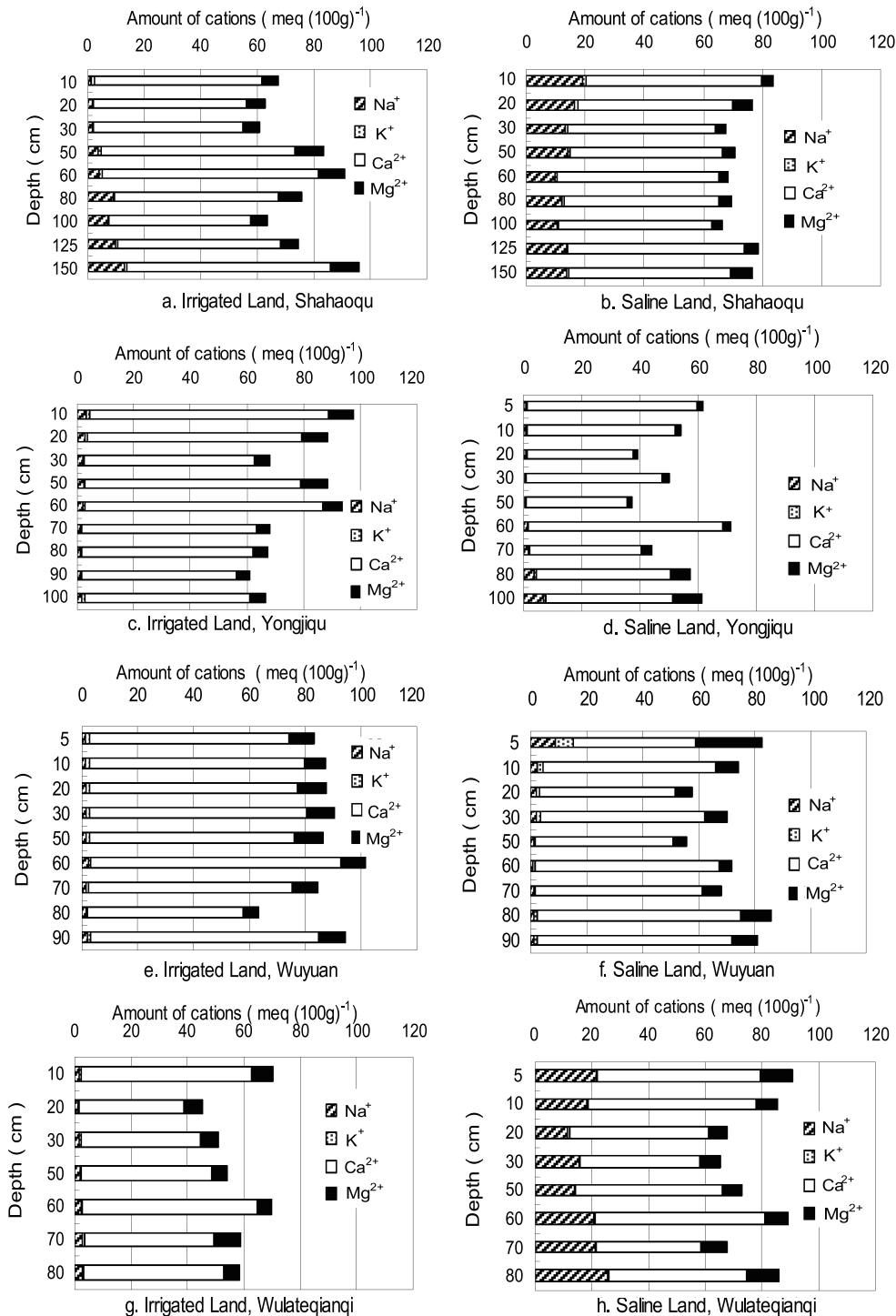


Fig. 4 灌漑耕地と塩害地の酢酸アンモニウム抽出陽イオン組成 (Akai et al., 2008) a: 沙壕渠耕地, b: 沙壕渠塩害地, c: 永濟渠耕地烏特, d: 永濟渠塩害地, e: 五原耕地, f: 五原塩害地, g: 烏拉特前旗耕地, h: 烏拉特前旗塩害地.

なお、酢酸アンモニウムで抽出した Na イオンは、水溶性 Na イオンと類似した分布を示した。

3.2.3 Na イオン濃度に基づく除塩用水量と塩類化リスクの評価 (Akai et al., 2008)

除塩用水量 (LR) は、土壌塩分濃度を現状のまま維持するために必要な灌漑水量に対する排水量の割合と定義される。 D_{iw} を灌漑水量、 D_{dw} を排水量、 C_{iw} を灌漑水の全塩濃度、 C_{dw} を排水の全塩濃度とする。塩分収支が成立するためには、降水の塩分濃度は無視すると、(1) 式が成立しなければならない (Foth, 1990)。

$$D_{iw} \cdot C_{iw} = D_{dw} \cdot C_{dw} \quad (1)$$

これより、除塩用水量 LR は、(2) 式で定義される。

$$LR = D_{dw}/D_{iw} = C_{iw}/C_{dw} \quad (2)$$

全塩濃度の指標として電気伝導度 (EC) が測定され、通常は (2) 式の $C_{iw} = EC_{iw}$ 、 $C_{dw} = EC_{dw}$ において LR が評価されてきた (Tanji, 1990)。

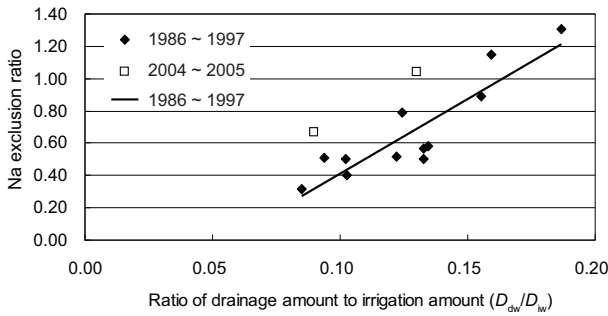


Fig. 5 Na 排出率と排水水量比, D_{dw}/D_{iw} . (Akae et al., 2008).

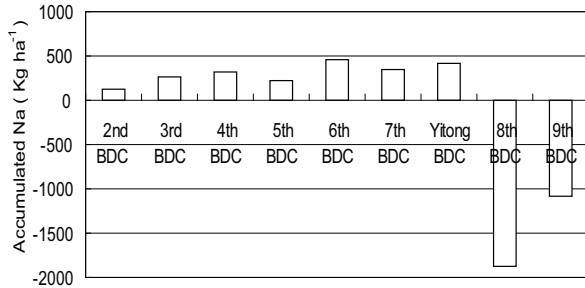


Fig. 6 各排水ブロックの年間 Na 蓄積量 (Akae et al., 2008).

しかし、前述したように、実質的に土壤中を移動集積し、塩類化を引き起こすのは、もっぱら易溶解性の Na^+ であり、排水中にも Na^+ が卓越して含まれる。 Ca^{2+} の大部分は不溶化し、土壤中に沈澱する。したがって、 Na^+ 濃度に基づく除塩用量を LR_{Na} と定義すると、 Na^+ 収支を現状に維持するために必要な排水量割合、 LR_{Na} は (3) 式で定義される。

$$LR_{\text{Na}} = D_{dw}/D_{iw} = C_{\text{Na},iw}/C_{\text{Na},dw} \quad (3)$$

ここで、 $C_{\text{Na},iw}$ は灌漑中の Na^+ 濃度、 $C_{\text{Na},dw}$ は排水の Na^+ 濃度である。

1989 年から 2001 年の 12 年間における総排水溝末端からポンプ排水排水量と全塩濃度（鈹化度）の観測結果が得られている。総排水溝排水の全塩濃度と Na イオン濃度の間には、高い相関が認められたので、1989 年から 2001 年にかけて観測された全塩濃度から Na イオン濃度を推定し、各年の Na 排出量を計算した。さらに黄河からの灌漑による Na 流入に対する Na 排出量を次のように Na 排出率と定義した。

$$\text{Na 排出率} = \text{Na 排出量} / \text{Na 流入量} \quad (4)$$

Fig. 5 は排・用水量比 (D_{dw}/D_{iw}) と Na 排出率の関係を示している。各年のプロットはほぼ直線上に並ぶ。Na 排出率を 1.0 とし、Na 収支のバランスを取るには、0.16 程度の排・用水量比が必要であることを示している。また、図中には 2004 年、2005 年のデータも示しているが、1989 年から 2001 年のプロットと比べ、上方に位置しており、同じ排・用水量比に対し、高い Na 排出率を示している。その結果、Na 収支を取るに要する排・用水量比は 0.12 程度と小さい値となる。この原因は、近年排水路中の Na イオン濃度の割合が経年的に増大しているため

ある。

3.2.4 排水溝別塩分集積リスクの評価

各排水ブロックに流入する灌漑水量を排水ブロック面積比で計算した。灌漑水の陽イオン組成は、三盛公で採取した黄河水と同じ値を与えた。各排水溝からの排水の陽イオン組成は、2005 年 11 月に測定した値で、各排水溝からの排水量は計画値で与えた。これら諸量より、各排水溝ごとの Na 収支を計算し、排水溝別塩分集積リスクを評価した。

結果を Fig. 6 に示す。河套灌区西部ブロックでは比較的収支が取れており、リスクは低いと評価される。中流部では Na 集積が進行しており、塩類化リスクが高いことが示された。

4. 持続的な用水配分計画 (中尾ら, 2008)

4.1 方法

4.1.1 排水ブロックの決定

対象地域は排水量のデータの揃っている 9 排水ブロックからなる総排水溝支配地域とした (Fig. 7)。また、各排水ブロックへ取水される水量は排水ブロックに含まれる用水ブロックの面積割合に比例するものとして算定した。

4.1.2 各排水ブロックにおける蒸発率の算定

三盛公頭首工で採取した黄河水を、5 ~ 50 % の蒸発率 (RE) となるよう天日のもとで蒸発させ、水中の水素と酸素の安定同位体比 ($\delta D, \delta^{18}O$) を測定した。 ($\delta D, \delta^{18}O$) 面上で、傾き 8、切片 10 の直線 ($\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$) は天水線と呼ばれる。測定点をとおり、天水線と同じ傾きをもつ直線と δD の交点 (d 値) は動的な蒸発の指標であり、蒸発を受けるほど小さくなる。すなわち、

$$d = \delta D - 8 \times \delta^{18}O \quad (5)$$

(5) 式で蒸発試験試料の d 値を求め、 d 値と蒸発率の関係を与える回帰直線を作成した (Fig. 8)。

$$d = -0.879RE + 8.9646 \quad ; \quad R^2 = 0.9982 \quad (6)$$

各採水地点の d 値に (6) 式を適用して、各排水ブロックの蒸発率を算定した。

4.1.3 洗脱効果係数の算定

同じ排水ブロックでは、排水路水の塩分濃度が、地下水のそれよりも低く灌漑水よりも高いことから、両者が混合されて排水路塩分濃度を構成していると考えられた。陽イオンの交換や沈澱、すなわち除塩はもっぱら土壌マトリックスを通過する水において行われ、それ以外を通過する経路（地表面流出や粗間隙通過など）では生じないと考える (Fig. 9)。マトリックス通過水量の割合である洗脱効果係数 f と、マトリックス中の塩分 (Na) 濃度 C_M を用いて、次の排水路水塩分構成式が成立する。

$$C_M \times f + C_{iw} \times (1 - f) = C_{dw}$$

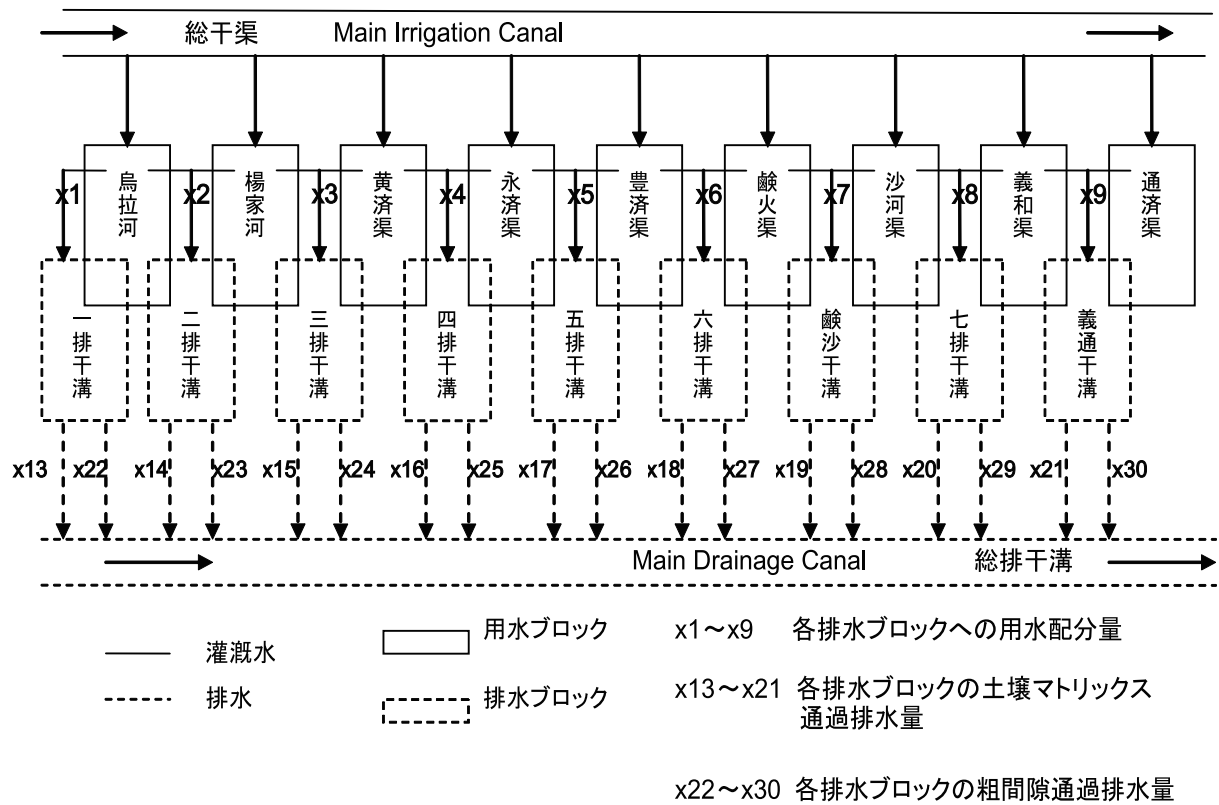


Fig. 7 用水ブロックと排水ブロックの模式図 (中尾ら, 2008).

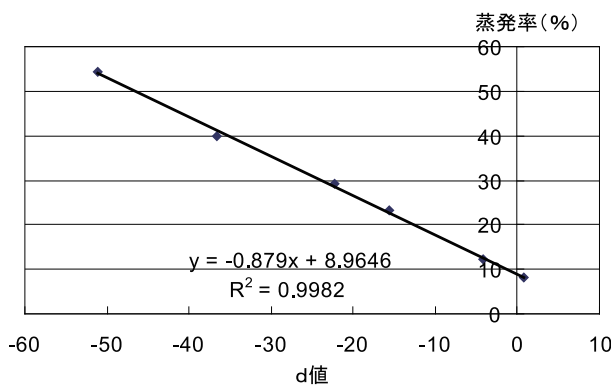


Fig. 8 蒸発率と d 値の関係 (中尾ら, 2008).

これを f について解くと,

$$f = (C_{dw} - C_{iw}) / (C_M - C_{iw}) \quad (7)$$

ここで, C は塩分 (Na^+) 濃度, 添字 iw, dw, M はそれぞれ灌漑水と排水路水および土壌マトリックスを表す.

4.1.4 用水量と排水量

各排水ブロックへの純用水量は, 各ブロックで栽培される作物ごとの「灌漑定額」(作物ごとに定められた圃場レベルの年間必要灌漑水量) の合計で決定した.

また, 河套灌区における灌漑用水の搬送効率(末端圃場まで含めて 43%) と推定されている. したがって, 各排水ブロック (番号 j) の粗用水量 (WR_j) は, 次式で与えられる.

$$WR_j = \text{各排水ブロックの純用水量} / 0.43 \quad (8)$$

また, 排水量構成式は地下水到達前に蒸発が生じているとすると, (9) 式で与えられる.

$$D_{dw} = Q_M + Q_{LP} = f \cdot D_{dw} + (1 - f) D_{dw} \quad (9)$$

ここで, D_{dw} は排水量, Q は土壌中通過水量, C は Na^+ 濃度, 添え字 M は土壌マトリックス, LP は粗間隙を示す.

各排水ブロックで, Na 蓄積を現状のまま維持するためには (10) 式が成り立つ必要がある.

$$(D_{i,w,j} - Q_{LP,j}) \times C_{i,w,j} - Q_{M,j} \times C_M > 0 \quad (10)$$

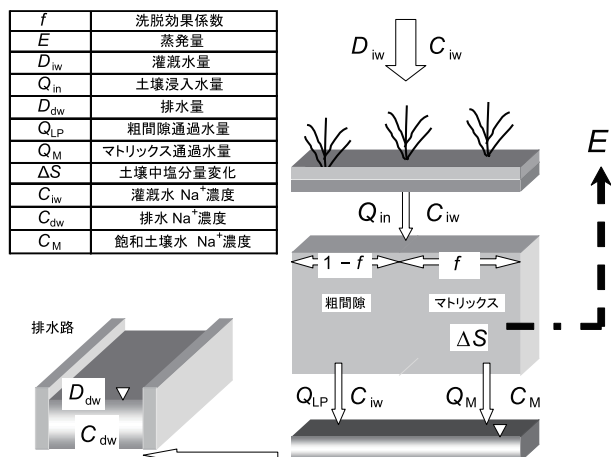


Fig. 9 灌漑水から排水に至る水と塩分の経路 (中尾ら, 2008).

Table 1 各排水ブロックでの蓄積 Na 量 (中尾ら, 2008) .

排水ブロック	現状	Case1	Case2	Case3	Case4
1 排干溝	0.4403	0.0159	-0.0027	0.0159	-0.0035
2 排干溝	1.2704	0.0192	-0.0011	0.0192	-0.0018
3 排干溝	2.5790	-0.0602	0.0012	-0.0910	0.0019
4 排干溝	5.4444	-0.0305	-0.0007	-0.0382	-0.0009
5 排干溝	2.0219	-0.0501	-0.0031	-0.0888	-0.0048
6 排干溝	2.5923	0.7034	0.7034	0.7034	0.7034
鹼沙干溝	0.8019	0.0916	0.0916	0.0916	0.0916
7 排干溝	2.2664	0.0147	0.0015	0.0147	0.0027
義通干溝	1.1309	0.3163	0.3163	0.3163	0.3163
対象ブロック全域	18.55	1.02	1.11	0.91	1.10

(単位：万 t)

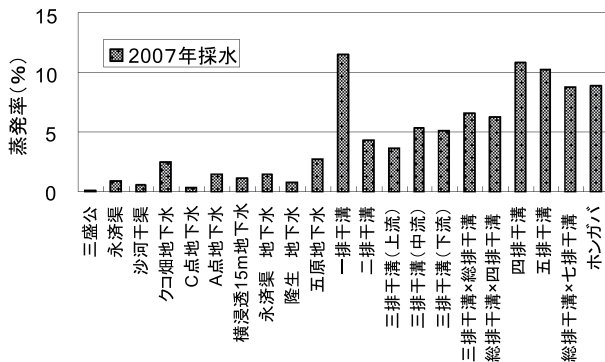


Fig. 10 用水路および排水路での蒸発率 (中尾ら, 2008) .

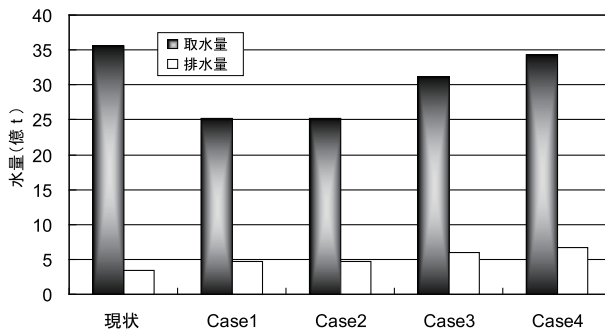


Fig. 11 現状と各 Case で最適化した取水量と排水量 (中尾ら, 2008) .

4.1.5 目的関数

2つの目的関数「元入れ取水量を最小にする．Na 排出量を最大にする．」を設定した．洗脱効果係数 (f) を考慮する場合としない場合を想定し，計4とおりのケースについて検討した．すなわち，

Case1：取水量最小，洗脱効果係数を考慮しない

Case2：取水量最小，洗脱効果係数を考慮する

Case3：Na 排出量最大，洗脱効果係数を考慮しない

Case4：Na 排出量最大，洗脱効果係数を考慮する

4.1.6 制約条件

用排水計画における制約条件として以下の条件が与えられる．

取水量の上限 灌区全体の取水量 $> \sum X_j$

用水路の最大通水量制約 $X_j < X_{\max,j}$

排水路の最大通水量制約 $Y_j < Y_{\max,j}$

Na 収支制約 Case1 と Case3 ; $Y_j > LR_{Na} \times X_j$

Case2 と Case4 ; $(X_j - L_j) \times C_{iw,j} - M_j \times C_M > 0$

土壌中の排水量構成制約 $f_j \times (M_j + L_j) = M_j$

各ブロックでの粗用水量保障制約 $X_j > WR_j$

ここで， X は各ブロックへの取水量， Y は排水量， M はマトリクス通過水量， L は粗間隙通過水量，添え字 max は最大量を表す．

4.2 結果と考察

4.2.1 排水ブロック別蒸発率

灌漑水の蒸発率は 0.10 ~ 0.95 % で平均は 0.53 % ，地下水の蒸発率は 0.32 ~ 2.67 % で平均は 1.46 % であった．また，排水については下流に向かって蒸発率が増加する傾向が見られた．灌区最上流の三盛公頭首工から最下流の総排干溝末端のホンガバ揚水場に至るまでにおよそ 8.8 % 蒸発が起こっていることがわかった (Fig. 10) .

4.2.2 最適用水配分

(1)目的関数「取水量最小」で最適化した場合 (Case1, Case2)

Fig. 11 は現状と最適化した対象ブロック全体の取水量と排水量を示している．Fig. 11 より，取水量は現状の 35.6 億 t から 25.19 億 t まで削減が可能である結果となった．

Table 1 の蓄積 Na 量を見ると，最適化後は現状よりも大幅に Na 蓄積量が減少するものの，最適化後もなお，主に六排干溝，鹼沙干溝，義通干溝ブロックで Na が蓄積する結果となった．これは，末端圃場からの排水能力，あるいは排水路の通水能力に制限され，必要な排水量が確保できないことによる．これら3ブロックでは，末端排水システムの能力と排水路の通水能力を向上させる必要がある．

(2)目的関数「各排水ブロックでの Na 収支を取りながら，Na 流出量を最大とする」で最適化した場合 (Case3, Case4)

Case4 では、Case3 の場合よりも取水量が増加し、それに伴って排水量も増加している。蓄積 Na 量については Case4 で一排水溝、二排水溝、四排水溝、五排水溝ブロックで排出傾向にあり、四排水溝、七排水溝ブロックでやや蓄積する結果となった (Table 1)。Case4 の最適化結果では、流出 Na 量を最大とするために、Na が排出されやすい排水ブロックから Na を排出する用水配分がなされている。

5. まとめ

河套灌区の用水路水、地下水、排水路水および土壌を系統的に採水し、陽イオン組成の分析を行った。その結果、灌漑水中の Ca は土壌中に沈澱するため、土壌表層に集積し、排水路に排水されるのはもっぱら Na イオンであることを確認した。Na 収支に基づく除塩用水量を提案し、灌区全域に適用してブロック別除塩用水量と塩類化リスクを評価した。Na イオン収支によると、灌区中部でリスクが高いことが分かった。

用・排水経路における水の安定同位体比を測定し、経路上の各点における蒸発率を推定した。用水路水の蒸発率は 0.10～0.95 %、平均 0.53 %、地下水は平均 1.46 %、排水路水は下流に向かうほど増加し、幹線排水路終端では 8.8 % であった。

各排水ブロックでの排水経路における蒸発を差し引いた上で、土壌中での塩分輸送を記述する洗脱効果係数を

考慮した機能的モデルに線形計画法を適用して、「Na 収支を満足させる」最適排水配分を試算した。各排水ブロックへの取水量を最適に配分することで、水資源の利用効率の改善と、塩分収支が維持でき農地の持続性が改善できること、また、それを実現するための水利システムの課題を検討した。

引用文献

- Akai, T., Nakano, C., Shi, H. and Zhang, Y. (2008): Changes in the cations composition of water from irrigation to drainage and leaching requirement of the Hetao Irrigation District, Inner Mongolia. *Trans. of JSIDRE*, 253: 27–33.
- 赤江剛夫・宇野徹・史海濱・李延林 (2004): 内蒙古河套灌区における灌漑水から農地土壌、地下水、排水路水にいたる経路での陽イオン組成の変化。農業土木学会論文集, 234: 79–87.
- 中国科学院南京土壤研究所 (1986): 中国土壤図集。pp.9–10, pp.25–26, 地理出版社, 北京。
- Foth, H.D. (1990): *Fundamentals of soil science* 8ed., pp.89–92, John Wiley and Sons, New York.
- 中尾千晶・長野宇規・久米崇・赤江剛夫 (2008): 乾燥地灌漑農地における水および塩分循環構造の解明と最適用水量配分。農業農村工学会誌, 76(7): 49–51.
- Tanji, K.K. (Editor) (1990): *Agricultural salinity assessment and management*. pp.243–247, American Society of Civil Engineering, New York.