

アジア乾燥地灌漑農地における
塩類土壌の特徴と塩類動態に関する研究

2018 年 1 月

大森 圭祐

アジア乾燥地灌漑農地における
塩類土壌の特徴と塩類動態に関する研究

筑波大学大学院
生命環境科学研究科
国際地縁技術開発科学専攻
博士（農学）学位論文

大森 圭祐

アジア乾燥地灌漑農地における塩類土壌の特徴と塩類動態に関する研究

目次

第1章 序論.....	5
1.1 研究の背景.....	5
1.2 研究対象地域の課題.....	5
1.2.1 中国新疆ウイグル自治区.....	5
1.2.2 ウズベキスタン国.....	6
1.3 既往研究の整理.....	6
1.3.1 新疆ウイグル自治区.....	6
1.3.2 ウズベキスタン国.....	7
1.4 研究の目的.....	8
1.5 研究の構成.....	8
1.5.1 研究の流れ.....	8
1.5.2 論文の構成.....	8
第2章 研究対象地域における土壌塩類化の問題提起.....	11
2.1 乾燥地における塩類集積に関わる問題提起.....	11
2.1.1 乾燥地の定義と分布.....	11
2.1.2 乾燥地における灌漑農業と農地塩害のリスク.....	12
2.1.3 塩類土壌の分類.....	14
2.1.4 塩性土壌およびソーダ質土壌の特徴.....	15
2.1.5 塩類土壌の対策方法.....	15
2.2 中国新疆ウイグル自治区北部地域.....	16
2.2.1 農地開発の経緯と土壌塩類化.....	17
2.2.2 新疆北部地域における農地開発.....	18
2.2.3 研究対象地の概要.....	19
2.3 ウズベキスタン国シルダリア州.....	22
2.3.1 農地開発の経緯と土壌塩類化.....	22
2.3.2 研究対象地の概要.....	23
2.4 研究対象地域における土壌塩類化の要因整理.....	26
2.4.1 中国新疆ウイグル自治区北部地域.....	27
2.4.2 ウズベキスタン国シルダリア州.....	27
第3章 新疆ウイグル自治区北部地域の灌漑農地における塩類土壌の特徴と塩類集積メカニズム の検討.....	28
3.1 概説.....	28
3.2 研究の流れ.....	28
3.3 現地調査.....	28

3.4	分析方法	29
3.4.1	試料の分析	29
3.4.2	塩類構成および塩類鉱物種の推定	30
3.5	結果	31
3.5.1	現地調査	31
3.5.2	灌漑用水と地下水の化学性	32
3.5.3	地下水位の推移	33
3.5.4	粒径組成	34
3.5.5	土壌化学性の鉛直プロファイル	34
3.5.6	塩類構成および塩類鉱物種の推定	38
3.6	考察	40
3.6.1	塩類集積地における土壌塩類化の評価	40
3.6.2	急激な地下水位上昇の要因	41
3.6.3	研究対象地における塩類集積メカニズムの検討	41
3.6.4	塩類集積層の深さと濃度勾配	42
第4章	シルダリア州ミルザバッド地区における地表水および地下水から推定される塩類の構成と分類	44
4.1	概説	44
4.2	研究の流れ	44
4.3	現地調査	44
4.4	分析方法	45
4.5	結果	46
4.5.1	現地調査	46
4.5.2	灌漑用水, 排水, 地下水の水質特性	46
4.5.3	排水および地下水のNa濃度分布	47
4.5.4	塩類構成および塩類鉱物種の推定	49
4.5.5	地下水の塩類分布傾向	53
4.6	考察	54
4.6.1	灌漑用水の塩類	54
4.6.2	排水の塩類	55
4.6.3	地下水の塩類とその分布が異なる原因	55
第5章	シルダリア州ミルザバッド地区灌漑農地における塩類土壌の特徴とリーチング期における土壌水分および塩分の動態	56
5.1	概説	56
5.2	研究の流れ	56
5.3	調査および観測場所	56
5.4	分析および観測方法	57

5.4.1	土壌試料の分析	57
5.4.2	観測方法	57
5.5	土壌水分および土壌塩分センサーの校正試験	58
5.5.1	試験方法	58
5.5.2	解析方法	59
5.5.3	校正試験結果	59
5.6	結果	64
5.6.1	土壌の物理性	64
5.6.2	土壌の化学性	67
5.6.3	研究対象地における土壌塩類化の判定	69
5.6.4	灌漑期からリーチング期における地下水位と地下水塩分の変化	70
5.6.5	リーチング期における土壌温度、土壌水分、土壌塩分の変化	73
5.7	考察	78
5.7.1	硬盤層の特徴	78
5.7.2	硬盤層の影響	78
5.7.3	慣行的なリーチング方法	79
第6章 不攪乱土壌コアサンプルを用いた塩類土壌の溶脱および蒸発実験		80
6.1	研究仮説	80
6.2	実験の流れ	80
6.3	実験方法	81
6.3.1	溶脱実験	81
6.3.2	蒸発実験	83
6.4	溶脱実験前の初期状態	85
6.4.1	土壌の物理性	85
6.4.2	土壌の化学性	86
6.5	溶脱実験結果	87
6.5.1	24日経過後における浸出水量と浸出水の化学性	87
6.5.2	溶脱実験終了後における供試体の物理性と化学性	88
6.6	蒸発実験結果	93
6.6.1	供試体の物理化学性	93
6.6.2	層位ごとの土壌塩分変化	95
6.7	考察	97
第7章 塩類化対策に関わる提言		98
7.1	新疆ウイグル自治区北部地域	99
7.1.1	現状と課題の整理	99
7.1.2	対策の方向性	99
7.1.3	提言内容	100

7.2 シルダリア州ミルザバッド地区.....	100
7.2.1 現状と課題の整理.....	100
7.2.2 対策の方向性.....	100
7.2.3 提言内容.....	101
第8章 まとめ.....	102
参考文献.....	104
謝辞.....	109
学会誌公表論文リスト（2013年4月～2018年3月）.....	111

第1章 序論

1.1 研究の背景

乾燥地¹ (drylands) には 20 億人を超す人々が生活しており、その 90%以上が開発途上国に含まれている。乾燥地で灌漑農業に取り組んでいる地域は広く、気象、水文、土壌、地形などの自然条件、作物栽培技術、農業経営状況、労働力などの営農条件が異なる。乾燥地では、年間のうちの大部分を蒸発散量が降水量を大きく上回っており、水分が非常に乏しい。

このような地域で水利用効率が悪く漏水の多い灌漑を行えば、地下水涵養量が増え、地下水位が地表近くまで上昇する。乾燥地で地下水位の上昇が起これば、毛管現象によって地下水面から地表面に向かう上向きの水移動が活発化し、地表面で蒸発するため、地下水に含まれる可溶性の塩類が地表面に取り残され、塩類集積が起こりやすくなる。そのため、乾燥地に分布する土壌は湿潤地域の土壌とは大きく異なる特徴がある。乾燥地土壌の化学的性質は土壌母材の影響を強く受けており、地域によっても土壌母材は異なるため、土壌中の塩類の形態や量は地域によって多様性に富む。そのことから、灌漑や地下水位上昇に伴う土壌塩類化や塩類動態の機構が十分に解明されていないという現状がある。

アジアにおける乾燥地は中国北西部、モンゴル南部、中央アジア、インド北西部、中東に分布している。これら地域の灌漑農地では、土壌および水管理が必ずしも適切になされておらず、土壌の塩類化が進行している。アジアの中でも、中国西北部に位置する新疆ウイグル自治区では、過剰な灌漑開発による土壌塩類化や水不足などにより耕作地が放棄され、土地の荒廃、砂漠化の拡大が深刻な問題となっている。また、中央アジアに位置するウズベキスタン共和国(以下、「国」)では、過剰な灌漑開発によりアラル海の縮小や土壌塩類化など、灌漑農業がもたらした環境破壊が深刻な問題となっている。

これら 2 地域の土壌塩類化の背景に共通していることは、乾燥地における過剰な灌漑開発が地域の環境問題に発展していることである。乾燥地において、適切な土壌管理、水管理を行うためには、土壌塩類化が深刻な状況になる前に、塩類化の過程や土壌中での水および塩類の動態を明確に把握することがきわめて重要で基本的なことである。それに基づいて、作物生産を維持および向上するための方策を考えることが人々の生活を維持するために不可欠である。

1.2 研究対象地域の課題

1.2.1 中国新疆ウイグル自治区

中国新疆ウイグル自治区は、中国西北部に位置し、その面積 166 万 km² は国土面積の 6 分の 1 を占める。新疆の南縁に崑崙山(クンルン)山脈、中央に天山(テンシャン)山脈、北縁に阿勒泰(アルタイ)山脈が連なっており、天山山脈より北側を新疆北部、南側を新疆南部と呼ぶ。崑崙山脈と天山山脈がタリム盆地を、天山山脈と阿勒泰山脈がジュンガル盆地を挟んでおり、タリム盆地にはタクラマカン砂漠が広がっている(阿都沙塔爾ら¹⁾, 2012)。

新疆南部地域においては、タクラマカン砂漠周辺において急速に砂漠化が進行しており、その

¹ 本研究論文で使用する乾燥地ならびに乾燥地域と記する用語において、「乾燥地域」は、UNEP (1997) の乾燥度指数(AI)による区分に基づき区分された「Arid」zone (または region) を表し、「乾燥地」は、AIによる区分: 極乾燥地域(Hyper-arid)、乾燥地域(Arid)、半乾燥地域(Semi-arid)、乾燥半湿潤地域(Dry sub-humid)を含めた地域を「Drylands」、そして、影響を受けやすい乾燥地(Susceptible dryland)は極乾燥地域を除く3区分を含めた地域を表す。

主な原因は家畜の過放牧、樹木の過剰伐採、農地への不適切な灌漑による塩類集積などの人為的要因および気候変動という自然的要因の重ね合わせと報告されている（阿依仙姑ら¹⁻², 2010）。

一方、研究対象地である新疆北部地域においても、家畜頭数の増加による過放牧が原因で天然草地の退化が進んでいる状況を鑑み、1980年代後半より遊牧民（カザフ族）の定住化政策が行われている。しかし、遊牧を行っていた牧畜民の営農技術の不慣れさから、定住地では塩害による耕作面積の減少などにより、生計を維持することができず、再び遊牧に回帰し自然資源利用がより収奪的となる悪循環に陥っている（JICA¹⁻³, 2007 および JICA・JIRCAS¹⁻⁴, 2013）。

1.2.2 ウズベキスタン国

ウズベキスタン国はユーラシア大陸の内奥に位置し、中央アジアの全ての国及びアフガニスタンと国境を接している。国土面積約 45 万 km² の内、5 分の 3 を砂漠とステップで占め、農地面積は 10%程度であり、その 97%で灌漑農業が営まれている。近代的な大規模あるいは中規模灌漑網の整備は 20 世紀初頭から開始され、1960 年に 257 万 ha であった灌漑農地は 1980 年代にピークを迎え、760 万 ha に達した（筒井¹⁻⁵, 1996）。しかし、アラル海に流入する河川水量の低下によりアラル海の縮小が国際的な問題となったこともあり、現在では 420 万 ha に減少している。アムダリアとシルダリアの両河川流域では用水路網が発達しているものの、多大な浸透ロスや農地内における灌漑ロスに起因する水利用効率の低さが灌漑農業の阻害要因となっている（JICA¹⁻⁶, 2011）。しかし、アムダリアとシルダリアの両河川流域は既に土地も水も余すところなく開発された状況にあり、開発された水や土地の効率的な使用が課題とされている（荻野・筒井¹⁻⁷, 1995）。

ウズベキスタン国では、灌漑農地の 49%が塩害の影響を受けているものの、全土で均等に生じているのではなく、主にアムダリアとシルダリア両河川とその支流、山岳地に接して湧き水がある場所で生じている。ウズベキスタン国のほぼ中央に位置するシルダリア州は、北はカザフスタン、南はタジキスタンに国境を接しており、総面積 4,997 km² の内、2,986 km² (59%) で灌漑農業が行われている。シルダリア州の灌漑農地面積の 95%が塩害の影響を受け、ほぼ州全域に広がっており、灌漑用水および地下水に含まれる塩類に由来している。塩類障害を回避するため大量の用水がリーチングに使用されるが、これが地下水位の上昇を引き起こし、毛管現象によって地下水に溶解した塩分が表層で水分の蒸発とともに集積する（JIRCAS¹⁻⁸, 2013）。

1.3 既往研究の整理

1.3.1 新疆ウイグル自治区

中国新疆ウイグル自治区を対象とした土壌塩類化に関する研究は、従来様々なデータや手法を用いて行われてきた。特に、灌漑農地の約 80%に塩類集積が生じているとされる新疆南部地域に位置するタリム河流域を中心とした事例が多い。

例えば、石川¹⁻⁹ (2009a) は、タリム河流域北縁に位置するシャヤ県を対象に、地下水位および土壌水分などの変動が塩類集積に与える影響を考察し、塩類集積の発生要因を検討している。その結果、この地域の塩類集積は、灌漑に起因する地下水位上昇によって生じているだけでなく、圃場の土性（粘質土の存在）や土壌の凍結と融解にも影響を受けており、灌漑方法の改善や土層改良などを複合的に実施することが有効な対処方法であると述べている。阿依仙姑ら¹⁻² (2010) は、衛星データによりタリム盆地北部のオアシス周辺の土壌の塩類集積地域の植生変化、土地被

覆変化、塩類集積の分布を抽出した。その結果、可視域から熱赤外域までの波長で観測可能な ASTER, Landsat データを利用することにより、塩類集積地の分布を抽出する手法を開発している。Batuer et al.¹⁻¹⁰ (2008) は、タリム河流域における水および物質循環構造の物理的な現象解明のため、飽和平面二次元地下水流動モデルを用いて、タリム河流域全体の地下水位および流動特性の解析を行い、流域全体における水資源利用に伴う地下水流動状況の変化について検討している。

タリム河流域を中心とした研究の背景には、タクラマカン砂漠からの黄砂の拡大防止や、新疆北部地域に比べ厳しい気候条件であること、オアシス周辺での大規模な農地開発に伴う土壌塩類化による耕作放棄が深刻であることが考えられる。

一方、新疆北部地域に位置するジュンガル盆地およびその周辺の灌漑農地における調査研究報告事例はタリム河流域に比べ圧倒的に少なく、Abuduwaili and Guijin¹⁻¹¹ (2006) がジュンガル盆地西部に位置する Ebinur 湖周辺において、砂嵐によって飛ばされた塩類が風成堆積物となり、灌漑農地の土壌塩類化（硫酸塩あるいは塩化物）に繋がっていることを報告している。また、中国科学院新疆生態与地理研究所・新疆維吾爾自治区水利庁農牧水利処¹⁻¹² (2008) は、新疆北部地域の塩類土壌が、主に炭酸塩と硫酸塩によって形成されていることを報告しているものの、塩類集積の原因や発現機構については詳細な研究が行われていない。

1.3.2 ウズベキスタン国

ウズベキスタン国を対象とした土壌塩類化に関しては、環境問題、特に、アムダリアとシルダリア両河川を擁するアラル海の縮小およびその周辺地域における研究事例が多い。

アラル海環境問題については、例えば、イゴール・渡邊¹⁻¹³ (1996) は、1960年代からのアラル海流域における綿花栽培を中心とする大規模な灌漑農業開発に起因すると述べている。大量の河川水の取水と非効率的な水および土地利用、大量の農薬あるいは肥料の施用が、河川流量の減少とアラル海の水位低下など水文環境に影響を与え、湖水の塩分濃度の上昇や各地水系の水質悪化をもたらしたと報告している。そのことにより、アラル海の南部に位置するカラカルパクスタン自治共和国（ウズベキスタン国内）では、呼吸器系の罹患率が最も高いといった、他地域とは異なる特徴的な健康問題を抱えている（井上ら¹⁻¹⁴, 2016）。

一方、シルダリア州は、カラカルパクスタン自治共和国に比べ深刻な環境問題に直面していない。しかし、灌漑農地面積の95%が塩害の影響を受けているにも関わらず、塩類土壌に関する研究事例は少ない。ADB・IWMIなど研究機関¹⁻¹⁵ (2008) は、Bright spots プロジェクトとして節水灌漑、マルチ、耐塩性品種の組合せにより、コムギや綿花の収量改善と農家への啓蒙普及活動を行っている。MAWR（ウズベキスタン国農業水資源省）¹⁻¹⁶ (2003) は、FAOが2003年にとりまとめた Soil Map of Uzbekistan を元に、分類された土壌の特性とシルダリア州の Salinity map of Syrdarya とを組合せ、土壌塩分濃度の程度に応じて州内の塩類土壌分布図を作成している。その結果、シルダリア州では、塩類土壌を solonchaks (Na, Ca, Mg などの塩化物および硫酸塩を含む土壌) と calcisols (石灰の固結層を持つ土壌) に分類した。また、JIRCAS・MAWR¹⁻¹⁷ (2013) は、農地の均平化や畝間灌漑の改善方法について実証試験を行い、高地下水位条件下における圃場レベルの塩害軽減対策ガイドラインをとりまとめている。しかし、土壌塩類化の要因とされる地下水に含まれる塩類や土壌中の塩類動態については詳しく研究されていない。

1.4 研究の目的

乾燥地灌漑農地における土壌塩類化の背景には普遍的な側面があるものの、地域ごとに土壌の性質や集積している塩類の量や組成が異なるため、その対策や評価については、地域を越えた比較検討が必要である。本研究は、アジア乾燥地に位置する中国新疆ウイグル自治区北部地域とウズベキスタン国シルダリア州内の灌漑農地において生じている塩類集積土壌を対象に、乾燥地灌漑農業における土壌と水の適切な管理法を確立する一助とすべく、塩類土壌の実態に基づいて灌漑や地下水位上昇に伴う土壌塩類化の過程およびその要因を考察し、これら地域の土壌塩類化対策に関わる提言を行うことを目的とした。

1.5 研究の構成

1.5.1 研究の流れ

本論文にかかる、研究全体の流れを図 1.5.1 に示すとともに、以下に詳述する。

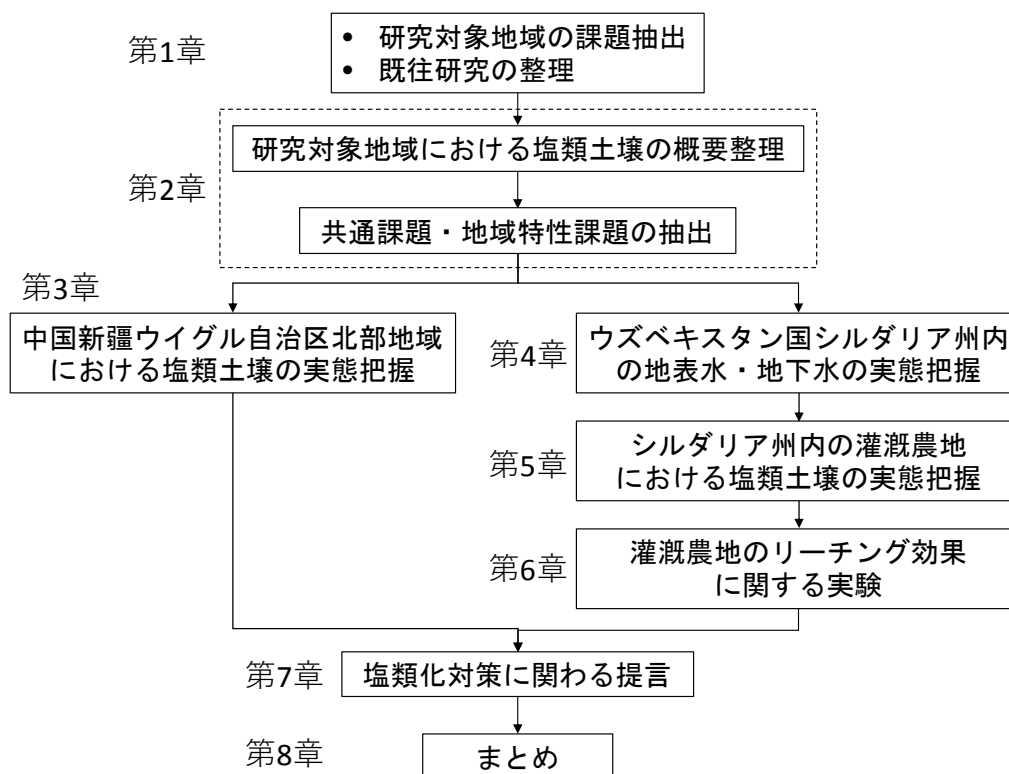


図 1.5.1 研究全体の流れ

1.5.2 論文の構成

本研究論文は、第 1 章から第 8 章で構成される。以下に各章ごとに詳述する。

第 1 章は、本論文の序章である。アジア乾燥地に位置する中国新疆ウイグル自治区とウズベキスタン国を対象に、両地域が土壌塩類化に至った経緯を述べるとともに、既往研究の整理、研究目的を記載する。さらに、本研究の流れと本論文の全体構成を説明する。

第2章では、研究対象地域における土壌塩類化の問題を整理する。2.1節では、乾燥地の定義とその分布、乾燥地における灌漑農業と農地塩害のリスクについて整理する。また、塩類土壌の分類とその評価方法を述べるとともに、塩類土壌の特徴を整理する。

2.2節では、研究対象地域である中国新疆ウイグル自治区北部地域の概要を述べ、農地開発の経緯と土壌塩類化に関する基礎情報と研究対象地域の水利施設、農地塩害の現状を整理する。

2.3節では、もう一つの研究対象地域であるウズベキスタン国シルダリア州の概要を述べ、農地開発の経緯と土壌塩類化に関する基礎情報と研究対象地域の水利施設、農地塩害の現状を整理する。

2.4節では、2つの研究対象地域における土壌塩類化の要因を整理し、本研究によって期待される効果および取り組むべき課題を明確にする。

第3章では、新疆ウイグル自治区北部地域の灌漑農地における塩類土壌の特徴と塩類集積メカニズムの検討結果をまとめる。3.1～3.2節では、第3章の研究概説と研究の流れを示す。

3.3～3.4節では、対象地で行った現地調査について整理する。土壌、灌漑用水および地下水の採取場所とそれぞれの分析項目ならびにその方法を説明する。また、化学平衡計算プログラムを用いた塩類構成と塩類鉱物種について説明する。

3.5節では、現地調査の状況と分析した土壌の化学性、灌漑用水および地下水の水質特性の結果を元に、地表面に析出している塩類ならびに地下水質の構成および塩類鉱物種の推定結果を説明する。

3.6節では、対象地の塩類土壌を評価し、その特徴を明らかにする。また、土壌塩類化の要因とされる地下水位上昇の要因を考察し、対象地の塩類集積メカニズムを検討する。

第4章では、シルダリア州ミルザバッド地区における地表水および地下水から推定される塩類の構成と分類についてまとめる。4.1～4.2節では、第4章の研究概説と研究の流れを示す。

4.3～4.4節では、地区内で行った現地調査について整理する。地表水（灌漑用水および排水）と地下水の採取場所と分析項目ならびにその方法を説明する。

4.5節では、現地調査の状況ならびに分析した水質特性の結果を説明する。また、地区内の排水および地下水に含まれるNa濃度などの分布ならびに特徴を確認する。さらに、灌漑用水および地下水質の構成および塩類鉱物種の推定結果を説明する。

4.6節では、灌漑開発の歴史および経緯、さらに水利施設の状況に着目し、地下水に含まれる塩類が地域によって異なる要因を考察する。

第5章では、シルダリア州ミルザバッド地区灌漑農地における塩類土壌の特徴とリーチング期における土壌水分および塩分の動態についてまとめる。5.1～5.2節では、第5章の研究概説と研究の流れを示す。

5.3～5.4節では、ミルザバッド地区内の2つの灌漑農地に焦点を絞り、土壌採取場所と分析方法を説明する。また、土壌採取した地点における地下水位や土壌塩分などの動態を、地下水位センサーならびに地下水塩分センサーおよび土壌水分・塩分センサーを用いた観測方法を説明する。

5.5 節では、高濃度塩分条件下での土壌水分・塩分センサーの校正に関する試験ならびに解析方法を説明し、得られた推定値と実測値の比較を行い、解析精度を確認する。

5.6 節では、分析した土壌の物理化学性の結果を元に、対象地の塩類土壌を評価する。また、灌漑期からリーチング期における地下水位と地下水塩分の動態を確認し、地下水位上昇の要因を明らかにする。そして、リーチングにより地下水位が上昇する際の土壌水分と土壌塩分の動態を確認する。

5.7 節では、表層 20 cm 程度の作土層直下に形成されている硬盤層の特徴と、硬盤層が塩類集積に及ぼす影響を考察し、リーチングによる除塩効果を改善するための仮説を立てる。

第 6 章では、不攪乱土壌コアサンプルを用いた塩類土壌の溶脱実験と蒸発実験についてまとめる。6.1～6.2 節では、第 6 章の研究仮説と仮説を検証する実験の流れを示す。

6.3 節では、不攪乱土壌コアサンプルの採取方法と実験装置の概要を説明し、硬盤層を破碎した場合（破碎）と破碎しない場合（未破碎）のコアサンプルをそれぞれ用いて塩類の溶脱過程と集積過程の特徴を確認する。本実験装置は、内径約 20 cm、厚さ 1.0 mm のステンレス製円筒体を、人力により深さ 100 cm まで層位や構造を乱さない状態で掘削および採取し、環境影響物質の溶脱量を測定するために開発された器具であり、本研究の特徴の一つである。

6.4 節では、溶脱実験前の硬盤層を破碎および未破碎の初期状態を把握するため、土壌の物理化学性の特徴を確認する。

6.5 節では、溶脱実験の結果をまとめる。リーチング水の浸出水量、塩類の溶脱状況、浸出水の化学性、土壌塩分動態の測定により、硬盤層破碎によるリーチング水の浸透改善と除塩効果を確認する。

6.6 節では、蒸発実験の結果をまとめる。塩分を含む地下水位を一定にした条件での乾燥過程における塩類土壌の集積状況を確認する。

6.7 節では、溶脱実験と蒸発実験それぞれの結果を踏まえた考察を行い、硬盤層破碎の効果を総合的に検討する。

第 7 章は、塩類化対策に関わる提言である。7.1 節では、新疆ウイグル自治区北部地域での現状と課題および対策の方向性を示す。

7.2 節では、シルダリア州ミルザバッド地区での現状と課題および対策の方向性を示す。

第 8 章は、本論文の総括である。第 3 章から第 6 章までの研究成果から、アジア乾燥地灌漑農地で生じている塩類土壌の実態に基づいて、灌漑や地下水位上昇に伴う土壌塩類化の過程およびその要因を考察する。塩類化対策に向けた取り組みとして、今後検討が必要と思われる課題を整理する。

第2章 研究対象地域における土壌塩類化の問題提起

2.1 乾燥地における塩類集積に関わる問題提起

2.1.1 乾燥地の定義と分布

乾燥地の定義は、国連環境計画（UNEP²⁻¹，1992）によると、乾燥度指数（Aridity Index, AI：年間平均降水量（P）の可能蒸発散量（PET）に対する比）が0.65未満の地域としている。可能蒸発散量はペンマン式から計算される。乾燥地はさらに、AIの小さいところから順に、極乾燥地域（Hyper-arid）、乾燥地域（Arid）、半乾燥地域（Semi-arid）、乾燥半湿潤地域（Dry sub-humid）の4つに区分される。また、国連食糧農業機関（FAO²⁻²，2004）は、作物生育に適した年間降雨量の範囲を乾燥地ごとに区分し、それをAI区分と適合させている（表2.1.1）。このうち、極乾燥地域を除く乾燥地、すなわちAIが0.05以上0.65未満の地域（寒冷地域を除く）が国連砂漠化対処条約で砂漠化の対象となる地域とされる（篠田²⁻³，2007）。

表 2.1.1 乾燥地の区分

Classification	AI (P/PET)	Rainfall (mm)
Hyper-arid	AI<0.05	<200
Arid	0.05 ≤ AI < 0.20	<200 (winter) or 400 (summer)
Semi-arid	0.20 ≤ AI < 0.50	200–500 (winter) or 400–600 (summer)
Dry sub-humid	0.50 ≤ AI < 0.65	500–700 (winter) or 600–800 (summer)

UNEP²⁻⁴（1997）によれば、乾燥地はアジアなど地球上の陸地面積130億haのうち、52億ha（約40%）を占める（表2.1.2）。ミレニアム生態系評価（Millennium Ecosystem Assessment²⁻⁵，2005）の全体統合報告書によると、乾燥地には20億人を超す人々が暮らしており、その90%以上が開発途上国に含まれている。これらの地域で暮らす人々は砂塵嵐などの生物物理的影響や移住などの社会経済的影響を受けている。乾燥地では生物生産力が低いという自然条件を背景に、社会経済、福利の点で世界の他の自然地域と比べて、多くの難問に直面している。

表 2.1.2 乾燥地などの地域別面積

Region	Land area (a=b+f)	All drylands (b=c+d+e)	(%)(b/a)	Susceptible dryland			Others (f)
				Arid	Semi-arid	Dry sub-arid	
				(c)	(d)	(e)	
Asia	4,256.0	1,671.8	(39.3)	625.7	693.4	352.7	2,584.2
Africa	2,965.6	1,286.0	(43.4)	503.5	513.8	268.7	1,679.6
Oceania	882.2	663.3	(75.2)	303.0	309.0	51.3	218.9
North America	2,190.9	732.4	(33.4)	81.5	419.4	231.5	1,458.5
South America	1,767.5	516.0	(29.2)	44.5	264.5	207.0	1,251.5
Europe	950.5	299.7	(31.5)	11.0	105.2	183.5	650.8
World total	13,012.7	5,169.2	(39.7)	1,569.2	2,305.3	1,294.7	7,843.5

Source: UNEP (1997): World Atlas of Desertification: Second Edition を改変

Note: Others には Hyper-arid, Humid, Cold を含む

アジア乾燥地の分布は図 2.1.1 に示すとおり，中国北西部，モンゴル南部，中央アジア，インド北西部，中東に広がっている。

本研究の対象地である中国新疆ウイグル自治区北部地域とウズベキスタン国シルダリア州は，乾燥地の中でもそれぞれ乾燥地域，半乾燥地域に区分される。

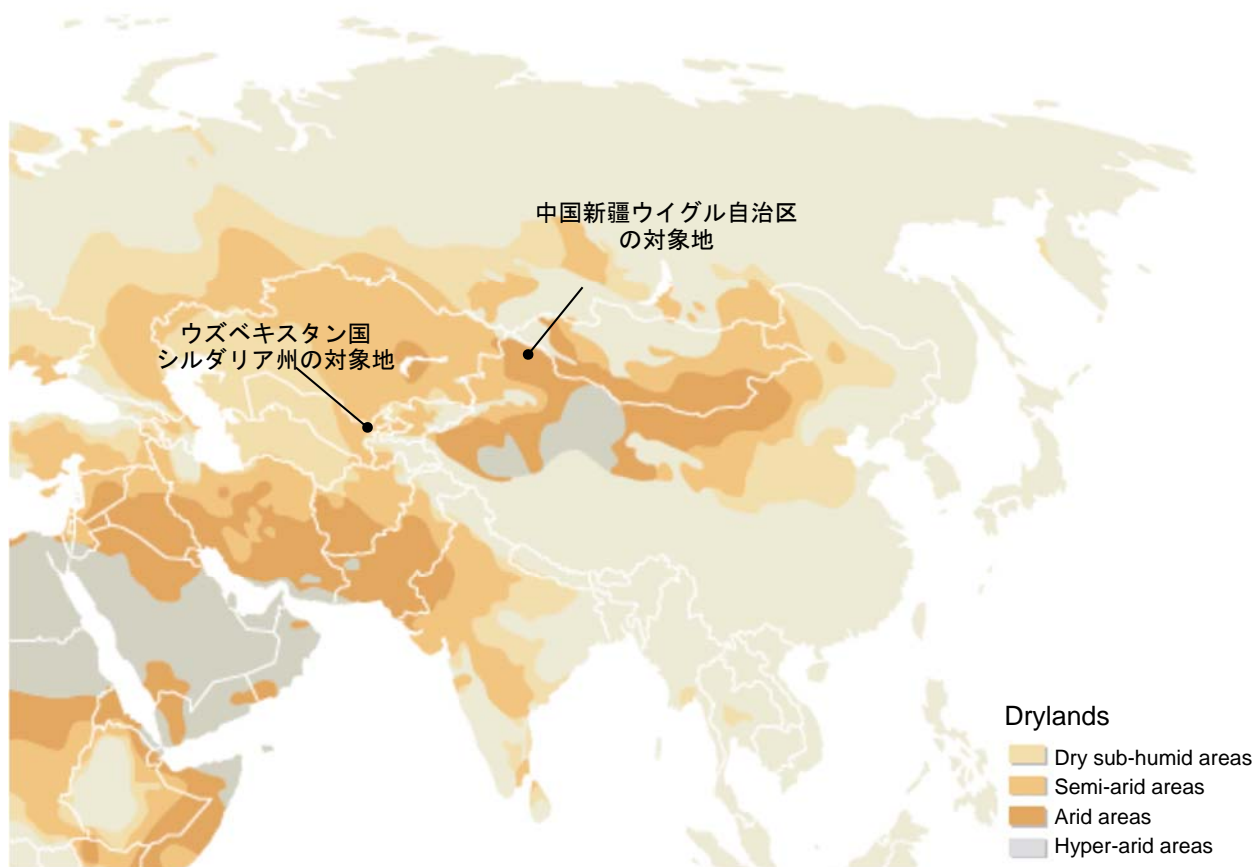


図 2.1.1 アジアにおける乾燥地の分布と研究対象地の位置

Source: UN (2011): Global Drylands: A UN system-wide response を改変

2.1.2 乾燥地における灌漑農業と農地塩害のリスク

人口増加に伴う食糧確保のために，世界的に灌漑面積（灌漑施設が整備されている面積）は増加傾向にある（図 2.1.2）．アジアでは 1961 年の 1.06 億 ha から 2014 年には 2.34 億 ha に増加しており，他地域に比べ顕著となっている．UNEP²⁻⁶ (1984) は，アジア乾燥地における灌漑面積を 0.84 億 ha と推計しており（表 2.1.3），世界乾燥地における灌漑面積の 65%を占めている．ダム建設などの水資源開発や灌漑技術の進歩と普及（例えば，スプリンクラー灌漑や点滴灌漑）により，アジア乾燥地では灌漑開発に伴い，灌漑面積も増加しているものと推測される。

一方，乾燥および半乾燥地域において，安定的な食糧生産を確保するためには適切な灌漑システムが不可欠である．このような地域では水資源が不足し，良質な水が優先的に都市用水に配分されるために，農業用水に地下水，排水および汚染処理水のような塩を含む水が使用される頻度が増加している（Tanji²⁻⁷, 1990）．灌漑用水の水質が低下すると，土壌表層に塩類集積が発生し，塩濃度障害によって作物の収量が低下，あるいは全く収穫できなくなる．地表面の所々に白い塩類の結晶が観察できるようになり，やがて植生がほとんどない状況になる（山本²⁻⁸, 2008a）．

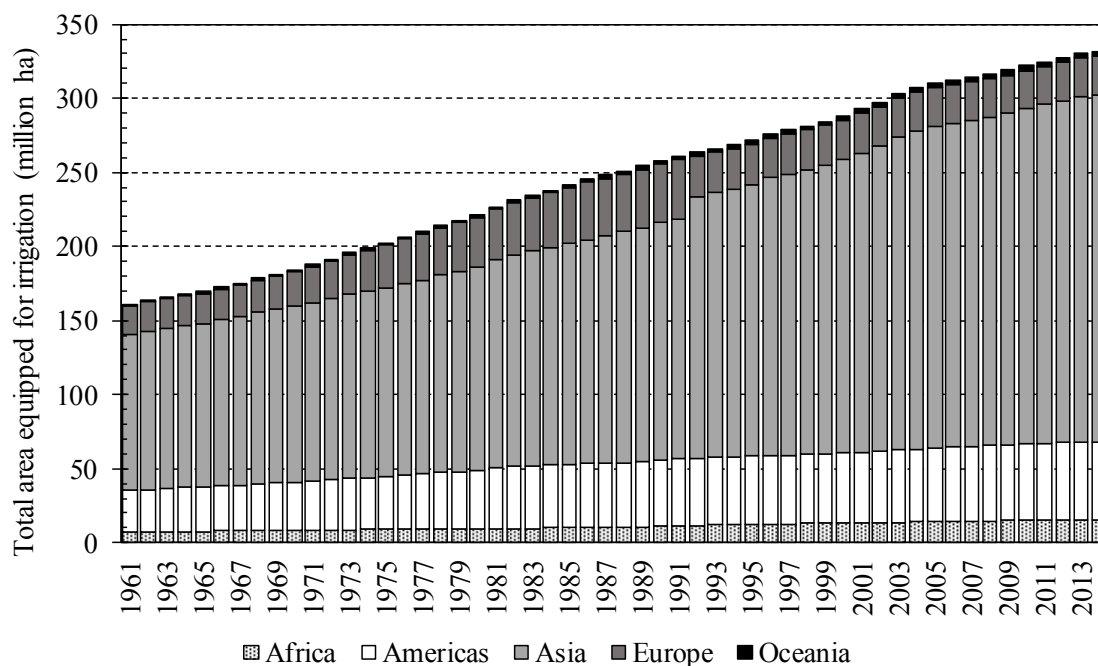


図 2.1.2 世界の地域別灌漑面積の推移（1961-2014 年）

Source: FAOSTAT Resources STAT-Land-use (Updated: December 7, 2016)

表 2.1.3 乾燥地の地域別、土地利用別砂漠化面積比率

Region	Rangelands		Rained croplands		Irrigated lands	
	(million ha)	(%)	(million ha)	(%)	(million ha)	(%)
Asia	816	32	213	37	84.5	65
Africa	710	28	162	29	6.0	5
Oceania	450	17	39	7	1.6	1
North America	300	12	85	15	20.0	15
South America	250	10	31	5	12.0	9
Europe	30	1	40	7	6.4	5
World total	2,556	100	570	100	130.5	100

乾燥地灌漑農地の塩類集積は、気候特性、土壌条件だけでなく、その地域の自然的あるいは人為的な水環境の及ぼす影響がかなり大きく作用している。人為的な影響によって生じる灌漑地の塩類集積を二次的塩類集積という。二次的塩類集積は、灌漑損失が多く、効率の悪い灌漑システムほど生じやすく、さらにそこで行われる水管理が不適切であれば、この傾向はより助長される（北村・矢野²⁻⁹, 2000）。

二次的塩類集積の影響を受けている農地面積については、多くの研究者、国際機関によって、様々な推計がなされている。国連大学²⁻¹⁰（2014）によると、地球上の塩害農地面積は4,500万ha（1990年代）から約6,200万haに増加しており、世界の灌漑農地面積の20%以上を占める。国連大学は、約20年の間、75カ国の乾燥および半乾燥地域の農地において平均2,000 ha d⁻¹の塩害が進行していることに相当すると報告している。塩害の影響を受けている代表的な地域は、アラブ海流域（中央アジア）、インダス・ガンジス川流域（インド）、インダス川流域（パキスタン）、

黄河流域（中国）、ユーフラテス川流域（シリアおよびイラク）、マレー・ダーリング流域（オーストラリア）、サンホアキン・バレー（アメリカ）である。主に不適切な水管理が塩害の原因であり、塩害による経済損失は年間 273 億ドルに及ぶ（Qadir et al.²⁻¹¹, 2014）。

2.1.3 塩類土壌の分類

USDA（アメリカ合衆国農務省）によれば、塩類土壌の種類は、集積する塩の量と組成によって、塩性土壌（saline soil）、ソーダ質土壌（sodic soil）、塩性ソーダ質土壌（saline-sodic soil）に分類され、表 2.1.4 のように塩類土壌を表すことができる（山本²⁻¹², 2008b）。

表 2.1.4 塩類土壌の分類

Classification	pH _e	EC _e (dS m ⁻¹)	SAR (L mmol _e) ^{-0.5}	ESP (%)
Saline soil	<8.5	4.0 ≤	<13	<15
Sodic soil	8.5 ≤	<4.0	13 ≤	15 ≤
Saline-sodic soil	<8.5	4.0 ≤	13 ≤	15 ≤

ここで、pH_e は土の飽和抽出溶液の pH 値、EC_e は土の飽和抽出溶液の電気伝導度、SAR はナトリウム吸着比（Sodium Adsorption Ratio）、ESP は陽イオン交換容量に対する Na 吸着量の割合を表す交換性 Na 率（Exchangeable Sodium Percentage）である。

SAR は植物の栄養吸収率の低下、土壌の透水性の低下など、土壌のソーダ質化の危険性を判断する指標である。SAR は (2-1) 式により求めることができる。

$$SAR = \frac{C_{Na}}{\sqrt{\frac{(C_{Ca} + C_{Mg})}{2}}} \quad (2-1)$$

ここで、C_{Na}、C_{Ca}、C_{Mg} は土壌溶液中の Na、Ca、Mg イオン濃度 (mmol_e L⁻¹) である。ただし、土壌中に Na、Ca 以外の陽イオンが存在する場合、一価の陽イオンは Na と二価の陽イオンは Ca と同等と考え式に含める。既往研究では、SAR の単位に mmol_e L⁻¹ あるいは (L mmol_e)^{-0.5} を使用している。本論文では、山本²⁻¹² (2008b) の (L mmol_e)^{-0.5} を使用する。

ESP は SAR とともに土壌のソーダ質化の指標として用いられる。ESP は (2-2) 式により求めることができる。

$$ESP (\%) = \frac{exNa^+}{CEC} \times 100 \quad (2-2)$$

ここで、CEC は、陽イオン交換容量 (Cation Exchangeable Capacity, mmol_e kg-soil⁻¹)、exNa⁺ は土壌に吸着している Na 量 (mmol_e kg-soil⁻¹) である。

EC 値においては、植物は耐えられる塩の限界値をわずかな期間でも超えると生育が損なわれるため、多くの作物の収量に影響が出てきた時の EC_e が 4.0 dS m⁻¹ であったことから設定されたものである。しかし、この値は経験的に定められた値に過ぎず、植物によっては塩の種類および塩の成分比などによっても塩害が大きく異なる（酒井ら²⁻¹³, 2001）。

一方、ロシアや東ヨーロッパの土壤分類では塩類土壤に対して上記の分類とは別の呼称が従来用いられている。Na₂CO₃ 含量が少なく、土壤のアルカリ反応が弱い土壤で、可溶性塩類として、Na, Ca および Mg などの塩化物および硫酸塩を含む土壤をソロンチャック (solonchak) 土壤と呼び、表 2.1.4 の塩性土壤にほぼ対応している。また、Na₂CO₃ を多量に含み、アルカリ反応が強い土壤で、下層土がしばしば柱状構造となる土壤はソロネツ (solonets) と呼び、表 2.1.4 のソーダ質土壤または塩性ソーダ質土壤に対応している (松本・千²⁻¹⁴, 1998)。

塩類土壤は、その理化学的特性はもとより、作物に対する影響、その管理あるいは改良方法も大きく異なる。農地の管理あるいは改良法を確立するためには、まず塩類集積状況を知り、そのような状況を作り出した原因を明らかにする必要がある (山本²⁻¹⁵, 2010)。

2.1.4 塩性土壤およびソーダ質土壤の特徴

内山²⁻¹⁶ (1988) が整理した塩性土壤およびソーダ質土壤の特徴を参考にすると、塩性土壤は、可溶性塩類の含量が多く、植物の生産力を減退させる土壤である。土壤中に含まれる可溶性塩類の主なものは、Na, Ca および Mg の塩化物、硫酸塩、炭酸塩および重炭酸塩である。このうち、Na の炭酸塩は塩基性反応を生じるため、下層土では NaHCO₃ の状態で存在し、乾季には上層に運ばれて Na₂CO₃ になる。しかし、塩性土壤の Na₂CO₃ 含量は少ないため、アルカリ反応はさほど強くない。乾季には白色の中性塩が地表に集積して白殻を作ることが多い。

ソーダ質土壤は、交換性 Na の影響によって植物の生産力を減退させる土壤である。この土壤は、他の塩類とともに多量の Na₂CO₃ を含み、アルカリ反応が強く、pH が 10 に達することもある。また、Na で飽和された粘土は分散し、下層土に運ばれて蓄積するので、表層に近い上層土は組織が粗になって砕けやすく、下層土は浸透性の悪い緻密な土壤となり、円柱状または角柱状の構造となる。強アルカリ性土壤溶液中に溶解している有機物は、乾季には蒸発に伴って土壤表面に堆積して暗色を呈することから、ソーダ質土壤は black alkali soil とも呼ばれている。pH が高く、炭酸塩イオンが存在する場合には Ca や Mg は沈殿するため、土壤溶液は Na が支配的となる。

塩性ソーダ質土壤は、塩性土壤とソーダ質土壤の両者の特性を有する土壤である。この土壤は塩性土壤とソーダ質土壤のそれぞれの悪い特性を併せ持っているといわれている。

2.1.5 塩類土壤の対策方法

塩類土壤の対策方法は、塩性土壤に対してはリーチングを行い、ソーダ質土壤に対してはカルシウム資材を添加し、透水性を改良するなど、塩類土壤の種類によって対処方法は異なる (井上²⁻¹⁷, 2012)。

土壤中に多量の可溶性塩類を含む塩性土壤は、塩分濃度の低い水を灌漑して土壤内の塩類を下方へ溶脱させる方法が最も一般的である。リーチングは農地を湛水し、根群域に集積した塩類を大量の水で溶解させ、洗脱除去する方法である。この方法は、これまで幅広く研究と実践が行われている。リーチングは一般的に透水性の高い土壤に適用される。

適切なリーチング水量 (LR) の算定には、FAO 技術書²⁻¹⁸ (1989, 1994) の中でいくつかの式が提案されている。その内、地表灌漑法では (2-3) および (2-4) 式が用いられる。

$$LR = \frac{EC_w}{5 (EC_{e90\%} - EC_w)} \quad (2-3)$$

$$I = \frac{ET}{(1-LR)} \quad (2-4)$$

EC_w は、灌漑用水の電気伝導度 ($dS m^{-1}$)、 $EC_{e90\%}$ は、収量ポテンシャル 90 % における土壌溶液中の電気伝導度 ($dS m^{-1}$)、 I は、 LR を見込んだ灌漑水量 ($mm y^{-1}$)、 ET は、年可能蒸発散量 ($mm y^{-1}$) である。

Na を多く含むソーダ質土壌は、コロイド物質の分散や粘土の膨潤によって透水性と通気性が悪くなり、塩クラストが地表面に形成されるなど、リーチング効果は期待できない(井上²⁻¹⁶, 2012)。足立・岩田²⁻¹⁹ (2003) によると、吸着している一価のイオンの吸着割合が高い (ESP が大きい) ほど土は分散しやすいものの、多価イオンの価数や割合が高くなると分散しにくいとされる。この性質を利用して、ソーダ質土壌の改良には、交換性 Na を二価の陽イオンである Ca と置き換えるために、石膏 ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) が一般的に用いられている。 Ca との交換に伴って Na が減少し、土壌の化学的、物理的な状態が変化する。例えば、強アルカリ性を呈していた土壌の pH が低下し、それまで膨潤していた土壌は収縮を始める。その結果、土壌に隙間がつくられ、透水性が改善されることによって Na の洗脱が促され、ソーダ質土壌の改良が進行する。ソーダ質土壌の改良は、土壌に吸着されている Na を Ca と置換すること (化学的プロセス) から始まり、交換離脱された Na を効率的に洗脱する (物理的プロセス) 一連の過程が連携して行わなければならない、塩性土壌の改良よりも面倒とされる (山本²⁻²⁰, 2008c)。

その他の方法として、植物による環境修復 (phytoremediation)、表層の集積した塩類を削り取る Scraping 法や表土を剥ぎ取って塩類の集積した部分を水で洗い流す Flushing 法などがある。

2.2 中国新疆ウイグル自治区北部地域

中国西北部に位置する新疆ウイグル自治区は、天山山脈の北側を北新疆、その南側が南新疆に区分され、北新疆にはジュンガル盆地、南新疆にはタリム盆地が広がっている (図 2.2.1)。平原地の年降水量は、北新疆で 150~250 mm、南新疆で 40~60 mm と非常に少ない。その一方、年蒸発量 (小型蒸発計) は、北新疆で 1,600 mm~2,300 mm、南新疆で 2,200~2,700 mm であり、きわめて乾燥している (阿布都沙塔尔・买买提明ら¹⁻¹, 2012)。新疆の塩類化した耕地面積は 162 万 ha で全耕地面積の約 32% を占め、内蒙古自治区や寧夏回族自治区を上回る規模であり、塩類集積や土壌のアルカリ化の問題が深刻化している。

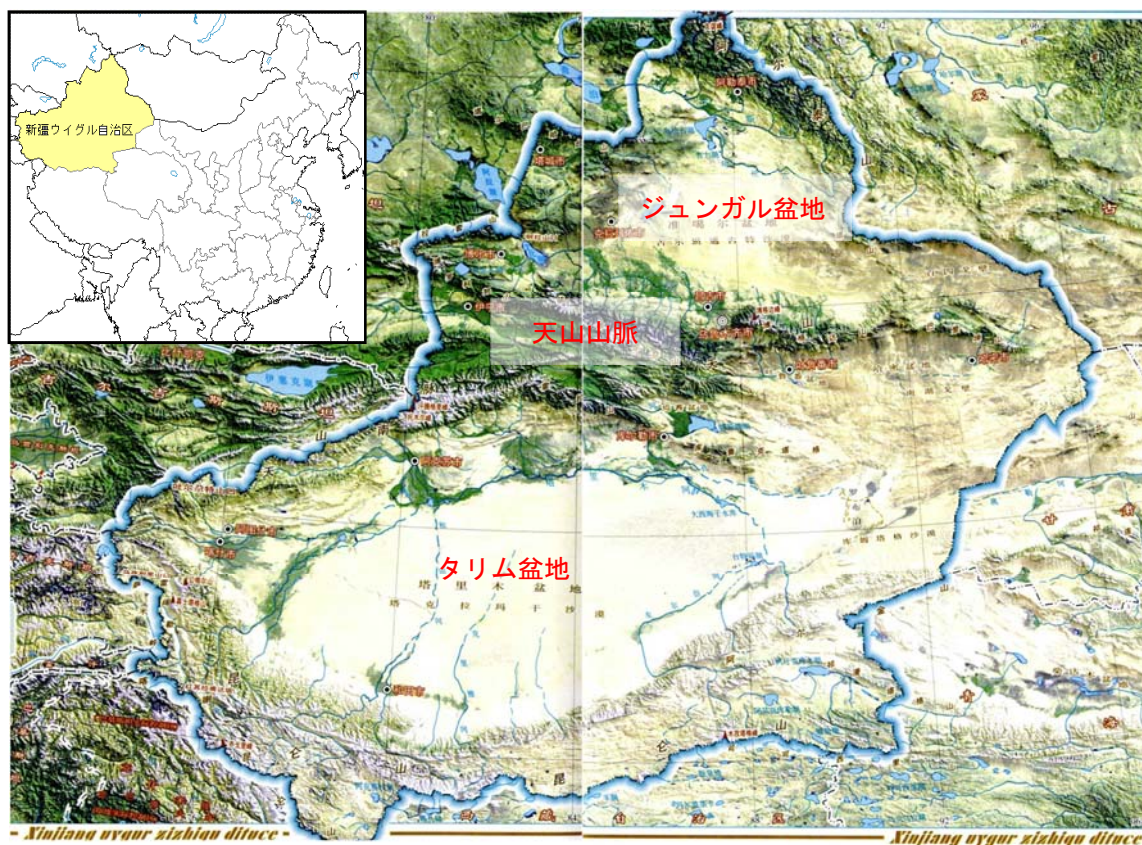


図 2.2.1 新疆ウイグル自治区位置図

Source：新疆維吾爾自治区測繪局（2006），新疆維吾爾自治区地図冊を改変

2.2.1 農地開発の経緯と土壌塩類化

新疆の土壌塩類化は、1950年代以前は人為的な影響が相対的に小さく、自然的要因によるところが大きかった。その後は水資源や土地資源の開発に伴う人為的要因が大きくなっている。新疆は歴史的に牧畜業が重要な地位を占めてきた。1950年以降、農業の増産を図るために、灌漑を主目的とする数多くの水利事業が実施された。その結果、1950年には約120万haだった農地面積は2004年に340万haに増加した。農地面積の顕著な増加は、人民公社成立後の1957～1960年の大躍進時代に大々的に開墾が行われたことによる。農地面積はその直後に一時的に減少した。その理由として、牧草地、森林などを開墾しボーダー灌漑を導入した結果、地下水位が上昇したことで塩類集積が発生し、その耕地を放棄したことが考えられる（石山²⁻²¹，2009b）。その他、地下水位上昇の原因は、山地に建設されたダムや平原地に建設された貯水池の底面浸透、灌漑水路のライニング不備や漏水、排水路の不整備などが挙げられる。

また、石山（2009b）は、新疆では、土地が広いことから、塩類化した農地を生産可能な状態まで回復するために莫大な資金と時間を投入してもとの状態に戻すより、森林や牧草地を開墾し、新しい農地に灌漑して資金回収を早める方が経済的である考えが背景にあると報告している。このような問題は、降水量の少ない新疆南部地域で深刻化しており、特にタリム河流域では灌漑農地の約80%に塩類集積が発生している状況にある。

新疆での土壌塩類化が生じやすい場所は、洪積地や沖積地の扇端部、大河川三角州の中下流部、河岸低段丘及び湖岸平野など、河川の侵食、運搬、堆積作用によって形成された土地に分布して

いる。山麓部に母材に塩を含む地層が内陸河川によって溶解し、これらの土地へ運搬されている（中国科学院新疆生態与地理研究所・新疆維吾爾自治区水利庁農牧水利処¹⁻¹², 2008）。過去に水資源の無秩序な開発および利用が続けられた地域では、灌漑による地表水の水供給が地下水を涵養し、地下水中の塩類を溶解させ、塩類を含んだ地下水位が毛管現象によって上昇し、地表面に塩類が集積する。

2.2.2 新疆北部地域における農地開発

新疆ウイグル自治区では、人口増加に伴う食糧需要を満たすために水資源や土地資源の開発が行われている中、1980年代後半から開始されたカザフ民族をはじめとする遊牧民の定住事業が行われている。統計によると、2005～2007年までの北新疆の農地面積は1,171～1,316千haであり、南新疆に比べ低く推移していた。しかし、2008年には北新疆の農地面積は2,296千haと大幅に増加し南新疆の農地面積より多くなっている（図2.2.2）。

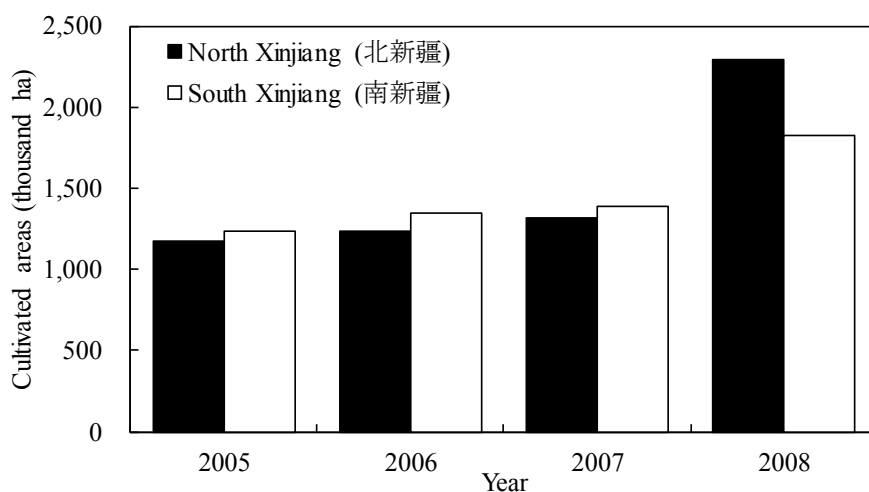


図 2.2.2 新疆の農地面積の推移（新疆統計年鑑より）

新疆での耕地面積の増加は、荒漠地を開墾し使用することを意味する。荒漠地は脆弱で凹凸がある土地が多いため、開発が難しく灌漑排水施設が未完成の状態でも営農活動を開始することが多い。さらに、営農者は元来遊牧民であるため農業に精通しておらず、粗放な灌漑が行われている。その結果として、塩分を含んだ地下水の水位上昇により地表面に塩類集積が生じ、耕作地を放棄するなど、営農活動に支障が生じている（大森・足立²⁻²², 2014）。

2.2.3 研究対象地の概要

研究対象地は、新疆北部地域に位置するアルタイ地区富蘊（フユン）県ドゥル郷チャ普拉村（北緯 46 度 25 分，東経 88 度 39 分）である。この村は、中国政府が進めている遊牧民の定住化政策により 2004 年に建設された定住村である。灌漑用水の水源はチャ普拉村から東南東 18.6 km に位置するウロンゴ河のダムであり、山岳からの融雪および融氷水が貯水されている。貯水ダムからは南干渠とよばれる幹線用水路が整備され農地へ配水される。チャ普拉村は東西方向に流れるウロンゴ河の河岸低段丘に位置している（図 2.2.3）。

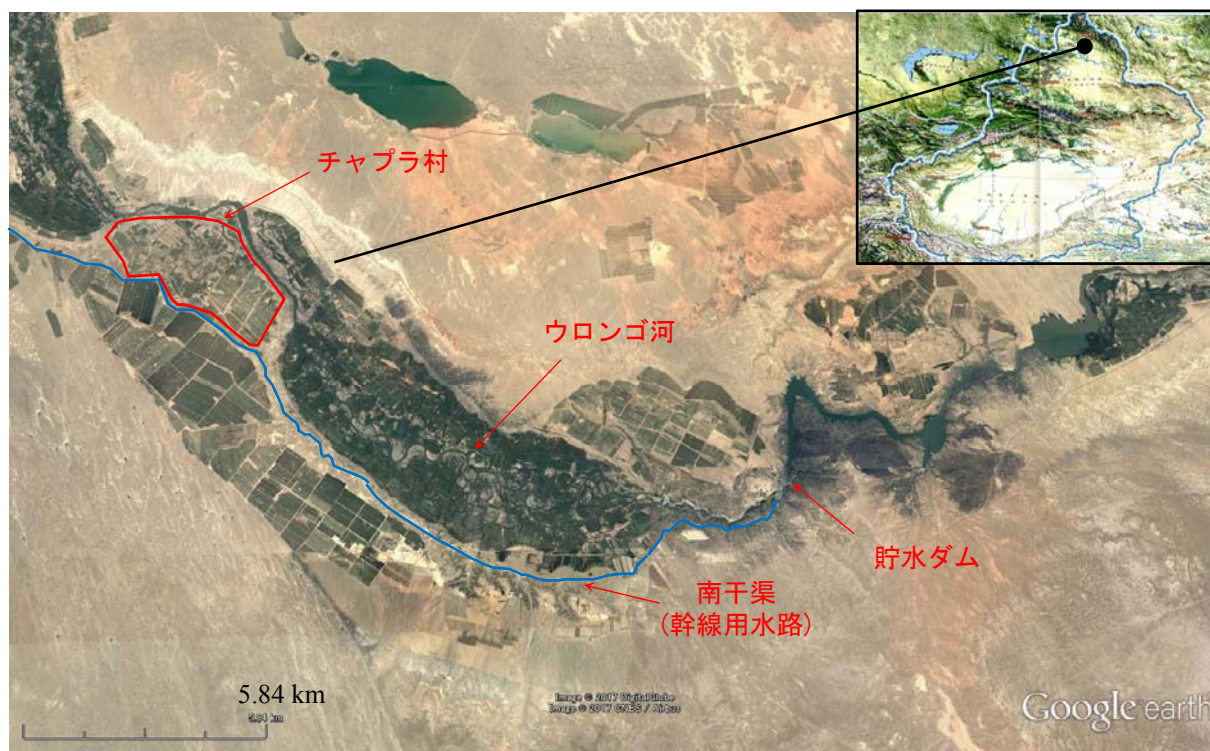


図 2.2.3 研究対象地周辺の概況

(1) 水利施設と塩類集積の状況

図 2.2.4 にチャ普拉村の水利施設を示す。チャ普拉村の用水系統は、南干渠を経て、耕区内にある支線用水路へ取水された後、圃場内に設置された斗渠（distribution canal, 写真 2.2.1 左，以下 DC 水路と表記する）へ分岐され各圃場へ灌漑される。幹線、支線用水路，DC 水路ともコンクリートブロックでライニングされているものの，幹線用水路は補修のためブロックが剥がされていることが多く所々漏水が見受けられる。灌漑用水の通水時期は，毎年 4 月中旬から 9 月中旬と決まっており，除塩のための灌漑や春先の灌漑用水を土壤中に凍結保持するための秋季湛水灌漑は実施されていない。チャ普拉村の耕地面積は 443 ha（2010 年）で，地表灌漑によりアルファルファ（*Medicago sativa* L.），飼料用トウモロコシ（*Zea mays var. indentata*），ヒマワリ（*Helianthus annuus* L.）などが作付けされている。

農地は起伏が多く，東南から北西に向かって標高が低くなっている（図 2.2.5）。平均地形勾配は 0.276° である。DC 水路に並行して深さ約 2 m の明渠排水路が掘削されている（写真 2.2.1 中）。しかし，2007 年までは第 1 から第 3 DC 水路の耕作地しか排水路が整備されていない状況だった。

そのため、第4 DC水路以降の耕作地、特に低位部や窪地では灌漑余剰水が集まり湿地化し、局所的に塩類集積が発生していた（写真 2.2.1 右）。2008年と2010年に JICA 技術協力プロジェクトの一環で定住村周囲と圃場下流側に明渠排水路が整備され、排水路近傍の塩類集積は軽減された。しかし、水が集まりやすい低位部や窪地部では、依然として塩類集積が残っている（写真 2.2.2）。

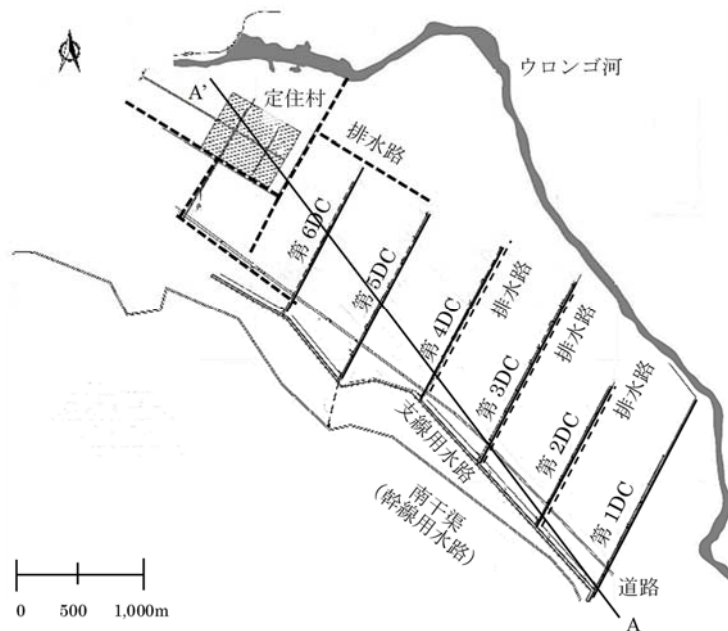


図 2.2.4 チャブラ村の水利施設

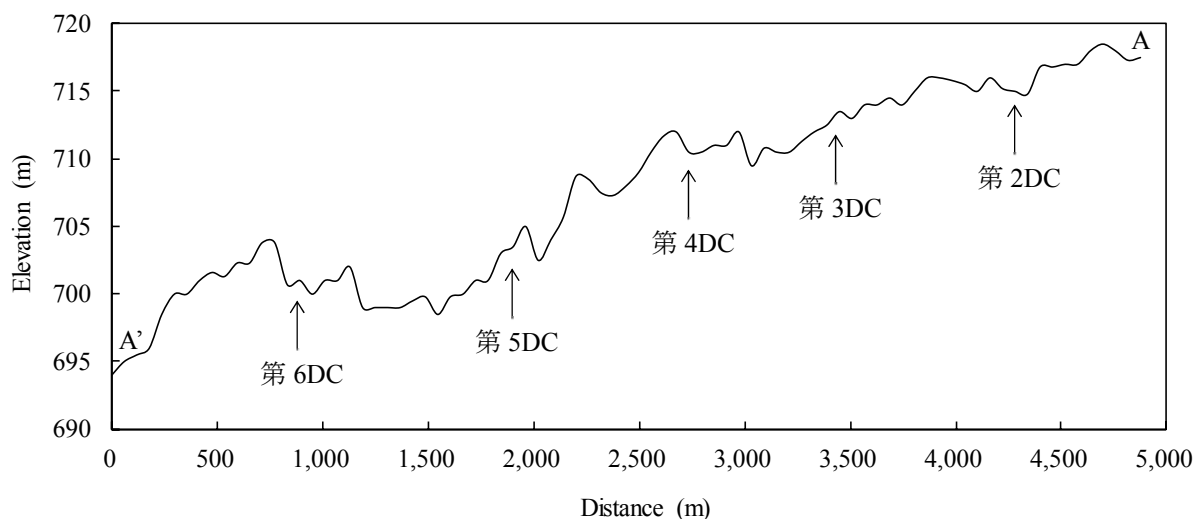


図 2.2.5 チャブラ村の地形勾配

(図 2.2.4 の A-A', 標高は農地開墾時の図面と Google Earth を参考に作成)



写真 2.2.1 チャブラ村の灌漑用水路（左），排水路（中），定住村での塩類集積（右）
 （写真左および中：2008年7月撮影，写真右：2007年10月撮影）



写真 2.2.2 灌漑農地に生じている塩類集積
 （左：第5DC付近，右：第6DC西側付近，2011年5月撮影）

(2) 気象条件

図 2.2.6 に、富蘊県とウルムチ市の平均気温および降雨量の変化を示す。富蘊県は大陸性気候に属し、1971～2000年の30年間の観測値（中国気象局）によれば、年平均気温 3.0℃、最低気温 -20.4℃（1月）、最高気温 22.0℃（7月）と気温較差が大きい。年間降雨量は 190mm で11月から3月の間に降雪があるものの、積雪は冬季の強風に飛ばされほぼ見られない。パン蒸発計による年蒸発量は平均 1,974mm となり（富蘊県測候所）、年間降雨量の 10.4 倍となる。

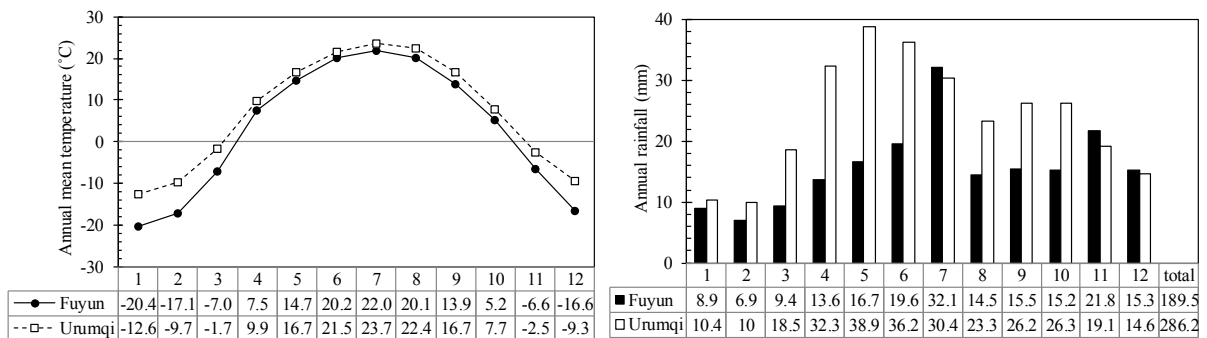


図 2.2.6 富蘊県とウルムチ市の平均気温および降雨量の変化

Xia et al.²⁻²³ (2014) は、衛星画像（1982～2009年のデータ）を用いて、東アジア乾燥地の広範囲（主に、中国黒竜江省～モンゴル共和国～新疆ウイグル自治区）において、画像解析により可能蒸発散量を推定し、分布図を作成している。可能蒸発散量の分布図には凡例があるものの、富

蘊県周辺は可能蒸発散量 539 mm y^{-1} 以上、水収支 -90 mm y^{-1} 未満であり、いずれも凡例の最大あるいは最小範囲を超えている。そのため、中国気象局の観測値の中から月平均気温 (T , $^{\circ}\text{C}$)、月平均相対湿度 (RH , $\%$) を元に、Ivanov (1970) による以下の計算式を用いて年可能蒸発散量 (PET , mm y^{-1}) を求めたところ、 962 mm y^{-1} と推定された。Ivanov の計算式はペンマン式と比較的整合性が高い結果が得られている (Al-Darir and AlDoubiat²⁻²⁴, 2005)。

$$\text{PET} = 0.0018 \times 0.8 \times (25 + T)^2 \times (100 - \text{RH}) \quad (2-4)$$

実測値である年間降雨量 190 mm から可能蒸発散量を差し引くと、水収支は -773 mm 、乾燥度指数 (AI) は 0.197 となり、研究対象地域は乾燥地域に分類され、図 2.1.1 に示した区分と一致している。

2.3 ウズベキスタン国シルダリア州

2.3.1 農地開発の経緯と土壌塩類化

ウズベキスタンは、その国土のほとんどが乾燥および半乾燥地域でありながら、アムダリア川とシルダリア川が国土を挟み込むように流れており、両河川およびそれらの支流を利用した灌漑農業が古くから盛んである (齋藤²⁻²⁵, 2015)。これらの河川流域では、1960年代から大規模な灌漑開発が進められ、灌漑面積は、1970年から1989年までにアムダリア川流域とシルダリア川流域で、それぞれ 150% 、 130% 増加した (World Bank²⁻²⁶, 2003)。

灌漑開発に合わせて排水施設の整備も進められてきたものの、過剰な灌漑と不十分な排水管理によって土壌の塩類化が進み、農業生産への被害を増大させている。土壌塩類化のメカニズムとしては、Shirokova et al.²⁻²⁷ (2000) が、塩分を含む地下水が毛管現象によって地表近くまで上昇し、土壌の塩分濃度が高まると報告している。さらに、灌漑用水に含まれる塩分も土壌内に加えられると報告している。1994年に、ウズベキスタンの灌漑面積 420 万 ha の内、塩類土壌面積は 214 万 ha (51%) を占めると報告されている (FAO²⁻²⁸, 2013)。

ウズベキスタンでは、 EC_e の値を、Abrol et al.²⁻²⁹ (1988) を参考に作物の耐塩性と関連づけて、塩類土壌を軽度から重度に分類している (表 2.3.1)。シルダリア州では1999年に軽度～中度の塩類集積面積が灌漑面積の 99.1% を占める (MAWR¹⁻¹⁶, 2003)。

表 2.3.1 ウズベキスタンにおける塩類土壌の区分と作物生産に及ぼす影響

レベル	EC_e (dS m^{-1})	作物の反応
無 (Non)	0~2	ほとんど影響がない
軽度 (Low)	2~4	非常に敏感な作物の収量が制限される
中度 (Middle)	4~8	ほとんどの作物の収量が制限される
重度 (High)	8~16	耐塩性のある作物だけが満足な収量を生産する
深刻 (Severe)	16<	非常に耐塩性のある作物だけが満足な収量を生産する

Note: 「作物への反応」欄の日本語訳は、「乾燥地の土地劣化とその対策」p.174 を引用

2.3.2 研究対象地の概要

(1) ミルザバッド地区における農地開発

シルダリア州のほぼ中央に位置するミルザバッド (Mirzaabad) 地区 (北緯 40 度 19 分~37 分, 東経 68 度 26 分~48 分) は, 灌漑開発の経緯の違いにより, 北東側をオールド・ゾーン, 南西側をニュー・ゾーンと称している. オールド・ゾーンでは従来からシルダリア川の水を使って小規模な灌漑農業が営まれている. 1914 年からロシアがシルダリア川の灌漑開発を始め, 灌漑用水路 (土水路) が整備された. オールド・ゾーンはシルダリア川に近く, 水量は豊富である. 一方, ニュー・ゾーンは開拓地として 1950 年から灌漑開発が行われた (灌漑用水路はコンクリート). ニュー・ゾーンはゴロドナヤ・ステップ (Golodnaya steppe, Hungry steppe と呼ぶ) と呼ばれる草原地帯に位置しているため, 水不足になりやすい (JIRCAS²⁻³⁰, 2010). ミルザバッド地区への灌漑用水の水源はシルダリア川である. 灌漑用水は, タジキスタン国境付近にある Farkhad 発電所で取水され, 灌漑用水路を通じて地区内に配水される. ミルザバッド地区における塩類土壌の程度は, オールド・ゾーンで軽度, ニュー・ゾーンで中度から重度であり (Pankova²⁻³¹, 2015), 中度から重度の塩害面積割合が灌漑面積の 57.6 % を占める (ADB et al.²⁻³², 2008).

(2) ミルザバッド地区の水利施設と塩類集積の状況

図 2.3.1 にシルダリア州の主要な灌漑用水路と排水路を示す. 地区内には, 灌漑余剰水の排出や地下水位の低下を目的として排水路網が整備されている.

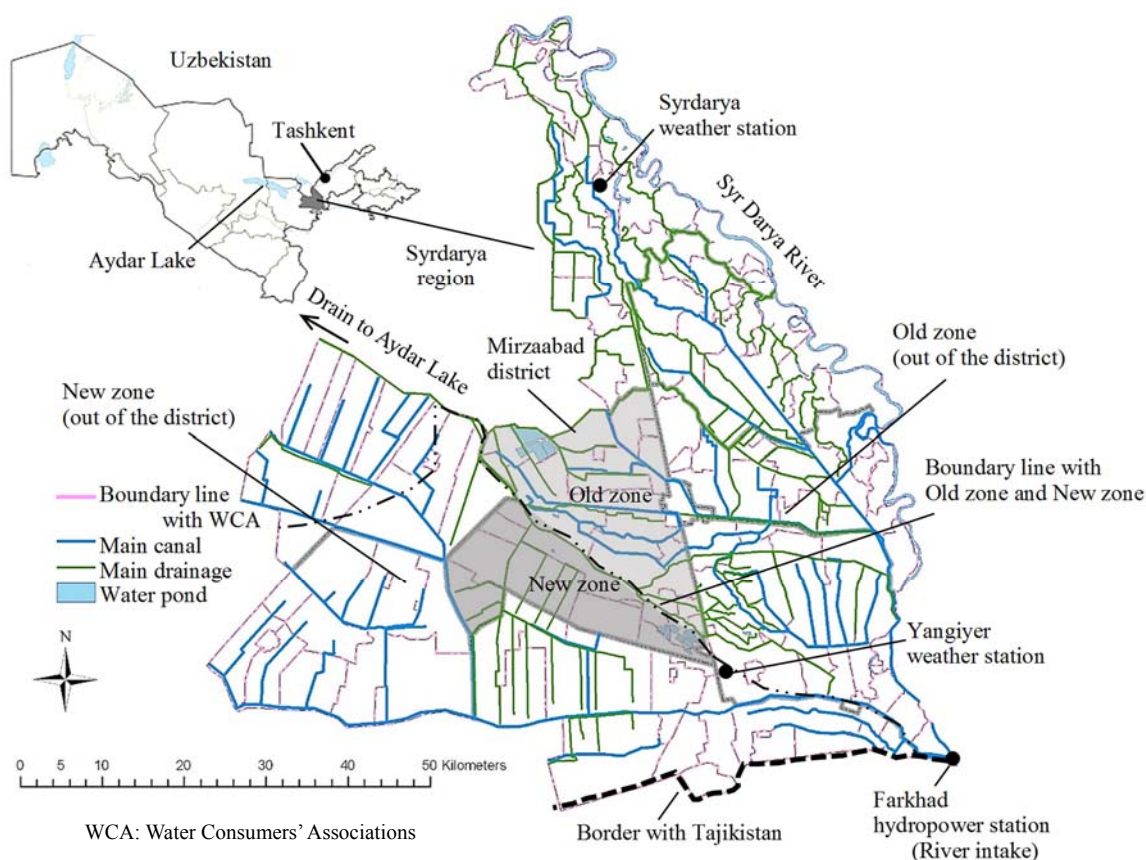


図 2.3.1 シルダリア州の水利施設とミルザバッド地区の位置図

排水路の種類は両ゾーンで異なり、オールド・ゾーンでは、深さ 3~4 m の明渠排水路が、ニュー・ゾーンでは、深さ 2.5~3.0 m の暗渠排水路（素焼土管、管径 140 mm 程度）が整備されている。明渠排水路では堆砂あるいは雑草が多く（写真 2.3.1 左）、一部には法面の崩落箇所が見られる。暗渠排水路は平均 0.08°の勾配で 210~250 m 間隔に埋設されているものの、管内部に土砂が堆積している場合が多く（写真 2.3.1 中）、排水機能は十分とはいえない（奥田・大西²⁻³³, 2012）。ニュー・ゾーンに配置されている暗渠排水路はニュー・ゾーン内の明渠排水路に接続され、ミルザバッド地区の中央に位置する深さ 6~7 m の中央幹線排水路（Main collector, 1975 年建設, 写真 2.3.1 右）に排出される。中央幹線排水路に排出された塩類は、シルダリア州下流側に位置する Aydar Lake（塩湖, 北緯 40 度 55 分, 東経 66 度 48 分）に流入する。灌漑用水および排水とも東南から北西方向に向かって流れ、平均地形勾配は 0.04°である。



写真 2.3.1 ミルザバッド地区内の明渠排水路（左）、土砂堆積した暗渠管（中）、中央幹線排水路（右）
（写真中は奥田幸夫氏提供）

図 2.3.2 に、2006~2010 年におけるミルザバッド地区と同地区を除くシルダリア州 7 地区合計の塩害農地面積の変化を示す。図中面積は、塩類土壌区分が中度と重度の合計値である。ミルザバッド地区の中度と重度の塩害農地面積は、他地区の合計に比べ増加傾向にある。2009 年にミルザバッド地区の中度と重度の塩害農地面積は、他地区の中度と重度の合計面積よりも多くなった。2010 年におけるミルザバッド地区の灌漑面積は 41,772 ha である。その内、中度から重度の塩害農地面積の割合は 85.3%を占め、ADB et al.²⁻³²が報告した 57.6%よりも 27.7 ポイント増加している。

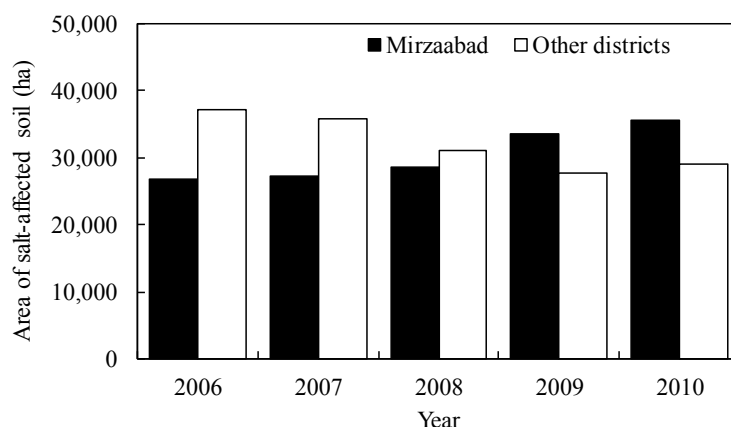


図 2.3.2 ミルザバッド地区の中度～重度の塩類土壌面積

Source: MAWR (2013)

(3) ミルザバッド地区内における水利用の状況

ミルザバッド地区の主要な作付作物は綿花 (*Gossypium hirsutum* L.), 冬コムギ (*Triticum aestivum* L.), コメ (*Oryza sativa* L.) である。灌漑方法は、綿花については畝間灌漑, コムギはボーダー灌漑が採用されている。綿花とコメの灌漑期間は6~8月で9月に収穫される。冬コムギを作付けする農地では11月から灌漑が始まる。綿花, コムギ, コメの灌漑用水量に明確な基準は定められていない。現地機関からの聞き取りによると, 採用されている灌漑用水量は, 1回の灌漑水量が綿花 $2,200\sim 2,400\text{ m}^3\text{ ha}^{-1}$ (栽培期間中2回程度灌漑), コムギ $1,500\sim 1,700\text{ m}^3\text{ ha}^{-1}$ (作付期間中5回程度灌漑), コメについては湛水深 $100\sim 150\text{ mm}$ を4~5カ月間維持する。

集積した塩類の除去対策として, 現地政府機関である水文・土地改良事務所 (Hydro-geological Melioration Expedition, 以下 HGME) は, 農家にリーチングを行うよう指導している。シルダリア州では, リーチング水量を塩害の程度に応じて $2,500\sim 4,500\text{ m}^3\text{ ha}^{-1}$ とし, その開始適期を11~12月としている (HGME²⁻³⁴, 2007)。

写真 2.3.1 は, オールド・ゾーンに位置する灌漑農地の地表面に析出した塩類を示している。リーチング終了後の排水路周辺では, 塩類の析出が確認され (写真 2.3.1), リーチングにより溶脱された塩類が排水路に流出したと考えられる。しかし, 排水路から離れた農地中央部では十分に除塩されず地表面に塩類が析出している (写真 2.3.2)。



写真 2.3.1 排水路周辺に析出した塩類



写真 2.3.2 農地中央部に析出した塩類

(いずれも 2016 年 2 月撮影)

ミルザバッド地区内には, 末端の水配分の計画および実施, 水利施設の維持管理を担う 16 の水消費者組合 (Water Consumers' Associations, 以下 WCA) が存在し, 営農活動を行っている。本研究では, 土壌内の塩分濃度と地下水位の推移を把握することを目的に, オールド・ゾーンに位置するアフメドフ (Axmedov) WCA とヤングバッド (Yangibod) WCA 内の農地にそれぞれモニタリング機器を設置している。2013 年における 2 つの WCA の基礎情報を表 2.3.2 に示す。

表 2.3.2 アフメドフ WCA とヤンガバッド WCA の基礎情報

WCA	WCA area (ha)	Planted area (ha)				Soil salinity level (ha)			
		Total	Cotton	Wheat	Other	Total	Low	Middle	High
Axmedov	1,989	1,911	1,013	796	102	1,989	1,166	784	39
Yangiobod	1,644	1,349	625	397	327	1,644	740	859	45

Source : HGME (2013)

(4) 気象条件

図 2.3.3 にミルザバッド地区とタシケント市の平均気温および降雨量の変化を示す。ミルザバッド地区については、2004～2013 年までの 10 年間の観測値 (Syrdarya および Yangiyer 測候所) を、タシケント市については、1981～2010 年の 30 年間の観測値 (Uzhydromet) を使用した。ミルザバッド地区では、年平均気温 15.5℃、最低気温 -23.2℃ (2008 年 1 月)、最高気温 44.0℃ (2005 年 6 月) と気温較差が大きい。年間降雨量は平均 327 mm で年間降雨量の 86 % が 10 月から 4 月にかけて降る。ミルザバッド地区内で観測したパン蒸発計による 2016 年の蒸発量は 1,814 mm となり、年間降雨量の 5.5 倍となる。

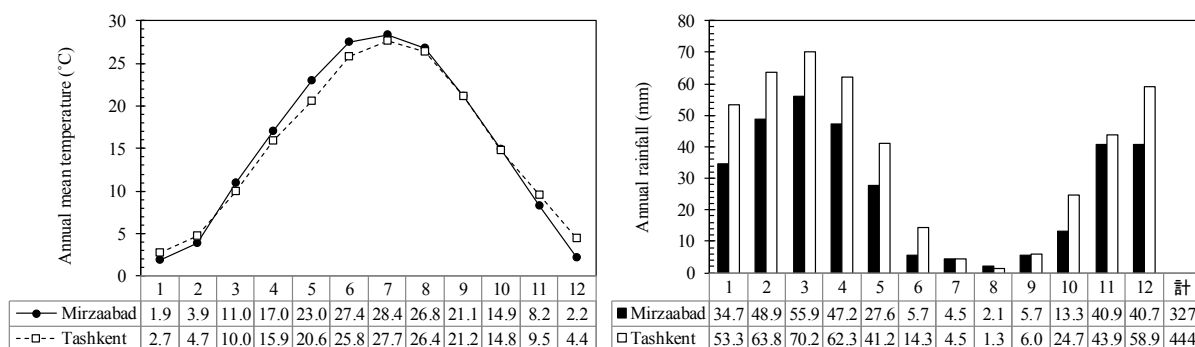


図 2.3.3 ミルザバッド地区とタシケント市の平均気温および降雨量の変化

ミルザバッド地区周辺 (北緯 40 度 61 分, 東経 68 度 76 分) の可能蒸発散量は, ADB・IWMI など研究機関¹⁻¹⁵により 2005～2007 年の気象観測値に基づいたペンマン式から 1,222 mm y⁻¹ と推定されている。実測値である年平均降雨量 327 mm から可能蒸発散量を差し引くと, 水収支は -895 mm, AI は 0.267 となり, 研究対象地域は半乾燥地域に分類され, 図 2.1.1 に示した区分と一致している。

2.4 研究対象地域における土壌塩類化の要因整理

本研究の対象地となる中国新疆ウイグル自治区北部地域とウズベキスタン国シルダリア州は, それぞれ乾燥地域と半乾燥地域に属する。両地域とも 3～10 月の可能蒸発散量が降雨量を大きく上回ること, さらに, 塩分を含む地下水の水位上昇による土壌塩類化が共通課題となる。

表 2.4.1 は, 第 1 章および第 2 章の内容を踏まえ, 各研究対象地域の特徴を, 社会背景, 水利施設の状況などにより整理したものである。これらの特徴から, 新疆北部地域は, 灌漑開発の歴史が浅く, 塩害対策が行われていない地域, シルダリア州ミルザバッド地区は, 灌漑開発の歴史があるものの, 塩害対策が機能していない地域と位置づけられる。

表 2.4.1 各研究対象地域における特徴

	新疆北部	ミルザバッド地区
社会背景	<ul style="list-style-type: none"> 遊牧民の定住化政策により、荒漠地を新たに開墾. 灌漑農地面積が近年増加. 	<ul style="list-style-type: none"> 半世紀以上前から過剰な灌漑開発が実施. 現在は効率的な土地および水利用が必要.
水利施設状況	<ul style="list-style-type: none"> 灌漑用水路はコンクリート水路であるものの漏水が多い. 排水路は未整備な場所が多い. 	<ul style="list-style-type: none"> 灌漑開発の経緯により施設の種類が異なる. 明渠、暗渠排水路とも適切な維持管理が未実施.
土壌塩類化の状況	<ul style="list-style-type: none"> 農地は傾斜が大きく (平均 0.276°), 起伏も多い. 低部位や窪地部に塩類集積が顕著. 	<ul style="list-style-type: none"> 地形勾配はなだらか (平均 0.04°). 近年、中～重程度の土壌塩類化面積が増加.
灌漑用水および地下水の水質	<ul style="list-style-type: none"> 融雪および融氷水のため水質は良好と推測. 地下水にも塩分が含まれているが塩濃度や水質は不明. 	<ul style="list-style-type: none"> 灌漑用水には塩分が含まれている. 地下水にも塩分が含まれているが塩濃度や水質は不明.
塩害対策	<ul style="list-style-type: none"> リーチングなどの対策は実施されていない. 	<ul style="list-style-type: none"> 冬季に慣行的にリーチングが行われている.
営農者	<ul style="list-style-type: none"> 遊牧民 	<ul style="list-style-type: none"> 農家 (水消費者組合)

2.4.1 中国新疆ウイグル自治区北部地域

中国新疆ウイグル自治区北部地域に位置する富蘊県チャプラ村は、遊牧民定住政策により乾燥地域の荒漠地を新たに開墾した灌漑農地であり、排水施設が未完成の状態で営農活動が行われている。さらに、営農者は遊牧民であるため農業に精通しておらず、粗放な灌漑が行われている。その結果として、塩分を含んだ地下水の水位上昇により地表面に塩類集積が生じ、耕作地を放棄するなど、営農活動に支障が生じている。しかし、塩害対策は何も行われていない。

中国政府による遊牧民の定住化政策は、新疆北部地域で近年灌漑面積が増加しており、今後も引き続き開発が行われることが予想される。このような地域において塩類土壌の実態に基づいて灌漑や地下水水位上昇に伴う土壌塩類化の過程およびその要因を考察し、有効な対策を講じることで塩類土壌面積の拡大を未然に防ぐことが期待される。

2.4.2 ウズベキスタン国シルダリア州

ウズベキスタン国シルダリア州では、古くから灌漑開発に合わせて排水施設の整備も進められてきたものの、現在では排水施設の維持管理が十分に行われていない。さらに、灌漑用水に塩分が含まれていること、排水機能の低さから、土壌の塩類化が進行していると推測される。

また、シルダリア州では限られた農地を維持すべく土壌中の塩類を下方へ押し下げる対策として冬季にリーチングが行われている。しかし、この慣行法が土壌塩類化を助長していると推察され、土壌中での水および塩類の動態を明確に把握する必要がある。

第 3 章 新疆ウイグル自治区北部地域の灌漑農地における塩類土壌の特徴と塩類集積メカニズムの検討

3.1 概説

中国新疆ウイグル自治区北部地域に位置する富蘊県チャプラ村を対象に現地調査を行い、地表面に塩類が析出している灌漑農地と塩類が析出していない灌漑農地について土壌断面調査および土壌採取を行った結果をまとめる。また、対象地周辺の灌漑用水および地下水を採水するとともに、地下水位の定点観測を行った。分析した土壌溶液、水（灌漑用水および地下水）については、塩類の存在形態を把握するため、化学平衡計算プログラムである Visual MINTEQ を用い、塩類構成、析出可能性のある塩類鉱物種を推定した。そして、これらの実測結果およびモデル計算結果に基づいて灌漑や地下水位上昇に伴う土壌塩類化の過程およびその要因を考察した。

3.2 研究の流れ

図 3.2.1 に、本章の研究の流れを示す。

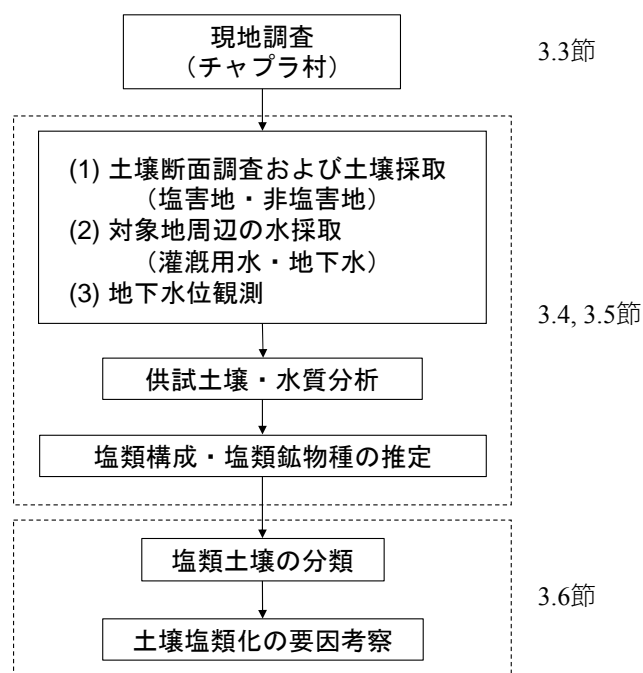


図 3.2.1 第 3 章における研究の流れ

3.3 現地調査

チャプラ村の耕作地面積 443 ha の中、図 3.3.1 に示す地表面に塩が析出していない A, B 地点の 2 箇所と地表面に塩が析出していた C, D, E 地点の 3 箇所の計 5 箇所を調査対象として選定した。A, B, C 地点では、深さ 10~100 cm まで 10 cm 間隔で土壌試料を採取した。塩類集積 3 地点については、標高の低い順に調査地点を C (696 m), D (701 m), E (708 m) とした。各標高値は農地開墾時の図面と Google Earth を参考にしてしている。D から E 地点まで、E から C 地点までは直線距離でそれぞれ約 500 m, 約 850 m 離れている。C, D, E 地点の地表面（深さ 0~2 cm）、5 cm 深、10~60 cm 深は 10 cm 間隔で土壌試料を採取し、各地点での土壌断面調査を行った。調査地点 A,

B, C の土壌断面調査と土壌採取は 2012 年 5 月 22 日に行い, 塩類集積地点 C, D, E の土壌断面調査と土壌採取は 2012 年 10 月 24 日に行った。

採水については, ウロンゴ河はチャプラ村の上流側と下流側からそれぞれ 2 試料, 幹線用水路はチャプラ村の上流側と下流側からそれぞれ 2 試料, DC 水路は第 2, 第 4, 第 5DC 水路からそれぞれ 2 試料を直接採取した。地下水は調査地点 C から 420 m 離れた観測井戸から採取した。観測井戸は口径 20 cm, 深さ 4 m, 地表面から 2~3 m の位置に小孔を複数設けた構造になっている。採水日はいずれも 2012 年 10 月 23 日である。地下水位は, 2011 年と 2012 年の 4 月中旬から 8 月下旬まで水位計 (ミリオン水位計, ヤマヨ測定機) を用いて週 1 回の頻度で観測し, 地表面から水面までの深さを記録した。

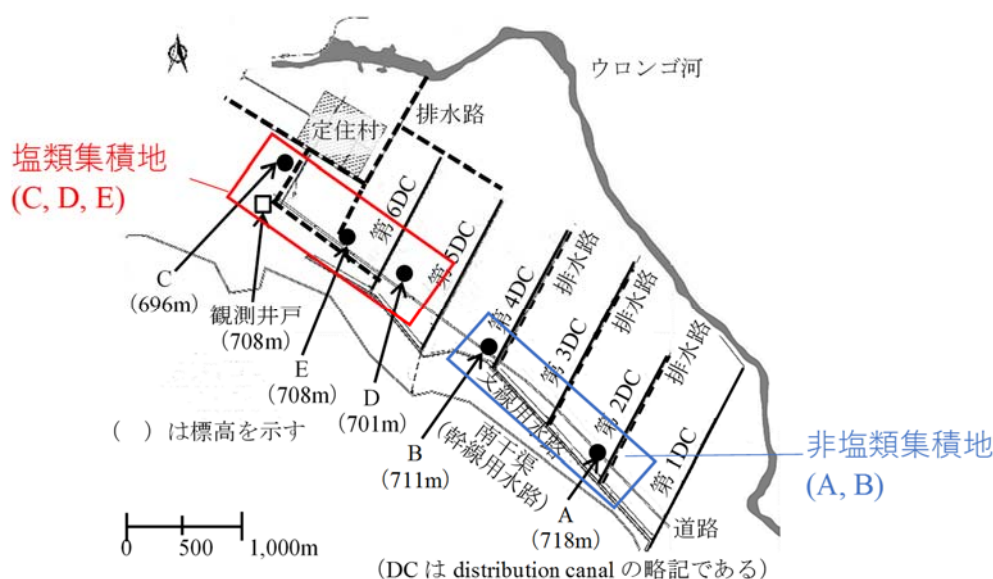


図 3.3.1 チャプラ村の調査地点位置図

3.4 分析方法

3.4.1 試料の分析

2 mm 篩い通過後の風乾細土について, 以下の方法により分析を行った。飽和抽出溶液の土壌 EC (EC_e) と土壌 pH (pH_e) は Rhoades et al.³⁻¹ (1999) の測定方法により行った。土壌飽和抽出液は, 土壌に蒸留水を少しずつ添加して土壌ペーストを調整し, 一夜静置後, 土壌溶液採取用の遠心分離管に入れ, 遠心分離を行い採取した。水溶性イオンの測定は, 以下の手順で行った。風乾細土 5 g に対し, 土水比 1 : 5 の懸濁液を遠心分離機で 5 分間 3,000 rpm の遠心分離処理を行った後に, 上澄み液を定量ろ紙 No.5C (ADVANTEC) でろ過した後, 0.45 μm のフィルター (DISMIC, ADVANTEC) でろ過した。ろ液は適宜希釈して Ca, Mg, Na, K は ICP 発光分光法で, Cl, SO_4 , NO_3 はイオンクロマトグラフ法で測定した (土壌環境分析法編集委員会³⁻², 2012)。交換性陽イオンの測定は, 遠心分離処理して遠沈管内に残った土壌に対し, 80 %エタノール 50 mL で洗浄後, 炭酸塩の溶解を軽減するため, pH 8.2 に調整した 1 mol L^{-1} 酢酸アンモニウム溶液により抽出された上澄み液を適宜希釈して行った (環境省地球環境局環境保全対策課・日本環境衛生センター酸性雨研究センター³⁻³, 2003)。CEC は, 交換性陽イオン測定後の土壌を用い, 80 %エタノール 30

mL で洗浄後、10 % KCl 溶液により抽出された上澄み液中のアンモニアを分光光度計（波長 675 nm）で測定（インドフェノール法）することで得た。

粒径組成については、ピペット法により粘土（0.002 mm 未満）、シルト（0.02~0.002 mm）、細砂（0.2~0.02 mm）、粗砂（2.0~0.2 mm）をそれぞれ定量した。試料には多量の可溶性と難溶性塩類が含まれていると考えられたため、風乾細土 10 g に対して過酸化水素で有機物分解処理を行った後、蒸留水を加えて攪拌して静置後、上澄み液をサイホンで除去する操作を繰り返し脱塩した。難溶性塩類である炭酸塩や硫酸塩の除去については、1 mol L⁻¹ 塩酸を各試料に 80 mL 加え、振とう後の懸濁液を遠心分離機で 10 分間 3,000 rpm の遠心分離処理を行った後に、上澄み液を取り除くことで行った（土壤環境分析法編集委員会，2012）。この操作を 2 回繰り返した後、試料を沈底びんに移し、蒸留水を約 250 mL、分散剤として 1 mol L⁻¹ 水酸化ナトリウム溶液を各試料に 2 mL 加えた。沈底びんは毎分 50 回の往復振とう機で 2 時間振とうした後、蒸留水を加えて 500 mL とし実験に供した。

採水試料は pH_w、EC_w 測定の外、0.45 μm のフィルター（DISMIC, ADVANTEC）でろ過し、適宜希釈して水溶性陽イオン、陰イオンを測定した。HCO₃⁻ は 0.05 mol L⁻¹ 硫酸による酸塩基滴定法（pH4.8 アルカリ度）により測定した（日本分析化学会北海道支部³⁻⁴，1994）。

3.4.2 塩類構成および塩類鉱物種の推定

天然水（灌漑用水および地下水）や土壤溶液には様々なイオンが共存し、それら個々のイオンは遊離イオンの形で存在しているだけでなく、さらに複雑なイオン対の形で存在している。例えば、海水中の Na は遊離イオンの Na⁺ 以外に、NaSO₄⁻、NaHCO₃⁰、NaCO₃⁻、NaOH⁰ などの形で存在し、Ca についても Ca²⁺ 以外に、CaSO₄⁰、CaHCO₃⁺、CaCO₃、CaOH⁺、CaHSO₄⁺ などが存在している。通常の化学分析で得られる値はこれら溶存状態を無視した全モル濃度であって、これらの化学種を状態別に定量分析することはきわめて困難とされている（河野³⁻⁵，2001）。

複数の化学種を分別（speciation）し、溶存物質の存在形態を推定するためには、地球化学計算コードが必要となる。地球化学計算コードは、PHREEQC、EQ3/6、MINTEQ といったコードが世界的に広く用いられている（日本原子力研究開発機構³⁻⁶，2014）。本研究では、フリーソフトウェアである Visual MINTEQ ver. 3.0（Gustafsson³⁻⁷，2012）を用いた。Visual MINTEQ は、生成化学種予測、溶解度計算、相転移予測、吸着計算の諸機能を有する計算コードである。溶解度計算に必要な熱力学データは、デフォルトで組み込まれている熱力学平衡データを使用した。

なお、MINTEQ には、HCO₃⁻ 濃度を入力する項目が設けられていないが、CO₃²⁻ の項目に入力することで溶液の pH によって HCO₃⁻ 濃度が計算される。図 3.4.1 は MINTEQ に 1 mol L⁻¹ の CO₃²⁻ を入力して得られた pH と炭酸イオン種濃度との関係を示す計算結果である。

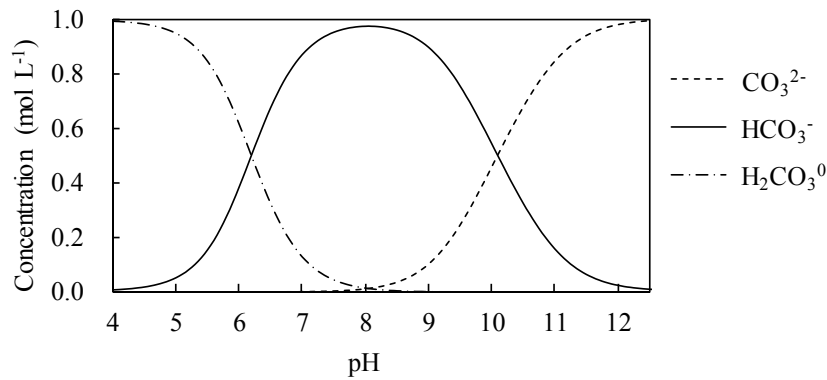


図 3.4.1 Visual MINTEQ で計算した pH と炭酸イオン種濃度との関係

また、土壌内で生成されている沈殿固相種を選択する必要があるが、特定することができないことから、想定される固相種 (Possible solid phases) として、表 3.4.1 に示す 7 種を選択した。

表 3.4.1 Visual MINTEQ に組み込んだ固相種 (チャブラ村の場合)

Possible solid phases	Chemical equation	log K_{sp}	ΔH_r (kJ mol ⁻¹)
Aragonite	$\text{CaCO}_3 = \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	-8.3	-12
Calcite	$\text{CaCO}_3 = \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	-8.48	-8
Dolomite (ordered)	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 = \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + 2\text{CO}_3^{2-}$	-17.09	-39.5
Epsomite	$\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O} = \text{Mg}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 7\text{H}_2\text{O}$	-2.1265	11.5601
Gypsum	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} = \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}_2\text{O}$	-4.61	1
Halite	$\text{NaCl} = \text{Na}^+ + \text{Cl}^-$	1.6025	3.7
Mirabilite	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O} = 2\text{Na}^+ + \text{SO}_4^{2-} + 10\text{H}_2\text{O}$	-1.114	79.4416

Source: minteq.v4.dat (<http://www.phreeplot.org/ppihtml/minteq.v4.dat.html>)

試料の分析結果から得られた水溶性陽イオンと陰イオンの各イオン濃度, pH, 採水時の水温 7°C を Visual MINTEQ に入力し, 溶液の speciation と各化学種の沈殿, 溶解反応を計算した. 平衡状態に達している飽和指数 (SI) は, イオン活量積 IAP (Ion Activity Product) および溶解度積 K_{sp} (Solubility Product) を用いて (3-1) 式で表され, $SI > 0$ ならば沈殿 (precipitation), $SI = 0$ ならば平衡 (saturated), $SI < 0$ ならば溶解 (dissolution) を意味する. MINTEQ のデフォルト設定は, 「 $SI > 0$ となる場合, 沈殿する鉱物種を検出する」に選択し, 溶解あるいは沈殿する化学種および塩類鉱物種を推定した.

$$SI = \log \left(\frac{IAP}{K_{sp}} \right) \quad (3-1)$$

3.5 結果

3.5.1 現地調査

5 月の調査時, A, B 地点ではヒマワリが作付けされた直後で地表灌漑は行われていなかった. 地表面に塩の結晶は見受けられなかった. A, B 地点の土壌断面の土色は, 地表面から深さ 35 cm までが作土層で Brown (7.5YR4/6) を呈し, 深さ 35 cm から 60 cm までは Orange (7.5YR6/6) で

あった。一方、塩類集積地 C 地点周囲は塩類化により耕作放棄されていた。地表面は塩が一面に析出しており、全体的に小麦粉のようにフカフカした状態で所々に塩クラストが観察された。C 地点の土壌断面の土色は、地表面から深さ 20 cm までが作土層で Brown (7.5YR4/4) を呈し、深さ 15 cm を中心に 7~8 cm の灰色の層が見受けられた。深さ 20 cm から 60 cm までは Dull Brown (7.5YR5/4) であった。C 地点では土壌採取後約 110 cm 深から地下水が染み出した。

10 月の調査時、A、B 地点のヒマワリ収穫は既に終了しており、地表面は乾燥していた。塩類集積地 C、D、E 地点の地表面は、いずれも厚さ 5~15 mm 程度の塩クラストが一面に広く形成されており、塩の結晶により層間剥離や膨れが観察された(写真 3.5.1)。標高が低いほどクラストが厚い傾向であった。C 地点の土壌断面は 5 月調査時と同じであった。D、E 地点の土壌断面は、地表面から深さ 20 cm までが作土層で Dull Yellowish Brown (10YR4/3) を呈し、深さ 20 cm から 60 cm までは色の変化はなく、Brown (10YR4/4) であった。深さ 40 cm より深い部位には直径 1~5 cm の石礫が存在した。灌漑は 2012 年 8 月末に終了しており、耕作地へ水の供給がない状況であったが、D、E 地点では深さ 70 cm から地下水が染み出した。また、下層ほど砂粒が多く水分を含んでいたため、土壌採取後に土壌断面は自立を維持できず、深さ 30 cm から滑落した。



写真 3.5.1 C 地点で見受けられた塩クラスト(2012 年 10 月撮影)

3.5.2 灌漑用水と地下水の化学性

ウロンゴ河、幹線用水路、DC 水路、地下水の水質特性を表 3.5.1 に示す。ウロンゴ河と幹線用水路の塩濃度は、チャプラ村の上下流側で差がなかったため平均値とした。また、DC 水路 3 地点についても差がなかったため平均値とした。幹線用水路と DC 水路の陽イオン組成は、Na が $0.77 \sim 0.80 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$ (全陽イオン量に対し 27.9~29.6%)、Ca は $1.39 \sim 1.48 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$ (51.5~53.6%) 存在している。なお、本研究では溶液濃度全体に占める割合(%)を、(あるイオンが担う電荷のモル濃度)/(全陽イオンあるいは全陰イオンが担う電荷のモル濃度)とする。陰イオン組成は HCO_3^- が $1.23 \sim 1.25 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$ (全陰イオン量に対し 44.9~45.8%)、 SO_4^{2-} は $1.08 \sim 1.10 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$ (39.6~40.1%) 存在している。ウロンゴ河の塩濃度は灌漑用水に比べ若干高い値を示した。EC と SAR を用いた USDA の灌漑用水の水質評価基準 (Diagram of the classification of irrigation waters) によって分類すると、灌漑用水の水質は C₂-S₁ (塩性害中・アルカリ害弱) であり、灌漑用水の水質は良好である。一方、地下水は Na と SO_4^{2-} が卓越しており、Na は $52.33 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$ (66.2%)、 SO_4^{2-} は $61.54 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$ (78.3%) を占めた。灌漑用水に対して地下水の EC、SAR の増加は顕著であった。

ウロンゴ河，幹線用水路，DC 水路，地下水の各陽イオン（Na, Ca, Mg, K）の濃度（ $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$ ）の和と各陰イオン（Cl, SO_4 , HCO_3 ）の濃度（ $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$ ）の和が近い値を示すことから，主要なイオンは把握できていたと考えられる。

表 3.5.1 チャブラ村における灌漑用水および地下水の水質

	(mmol _c L ⁻¹)			
	River	Main canal	Distribution canal	Groundwater
Na	0.93±0.01	0.77±0.01	0.80±0.00	52.33±7.70
K	0.06±0.00	0.06±0.00	0.06±0.00	0.24±0.00
Ca	1.64±0.01	1.48±0.01	1.39±0.04	19.15±1.40
Mg	0.51±0.01	0.45±0.01	0.45±0.00	7.28±0.42
Cl	0.50±0.01	0.40±0.00	0.41±0.00	14.48±0.97
SO ₄	1.25±0.04	1.08±0.00	1.10±0.01	61.54±5.68
NO ₃	0.00	0.00	0.00	0.06±0.03
HCO ₃	1.38±0.02	1.25±0.00	1.23±0.06	2.52±0.11
EC _w (dS m ⁻¹)	0.36±0.01	0.31±0.00	0.31±0.00	6.45±0.55
pH _w	7.8±0.05	8.1±0.05	8.3±0.04	8.1±0.10
SAR (L mmol _c) ^{-0.5}	0.96±0.00	0.85±0.00	0.90±0.00	14.46±2.39

Note: Mean value ± Std. deviation

3.5.3 地下水位の推移

2011 年と 2012 年の 4 月中旬から 8 月下旬までの地下水位の推移を図 3.5.1 に示す。井戸設置地点の標高と E 地点の標高は同じであることから，E 地点を基準値として図中の縦軸の開始点を 0 で表記した。地下水位は 2011 年と 2012 年でほぼ同じ傾向を示した。灌漑開始直前の 4 月中旬頃の地下水位は 2011 年に -1.75 m，2012 年に -1.71 m であった。灌漑開始後に地下水位は上昇を続け，6 月上旬には 2011 年に -0.73 m，2012 年に -0.82 m に達し，約 50 日間で地下水位は 0.9~1.0 m 上昇した。地下水位の上昇後，灌漑が終了する 8 月下旬まで高い状態を維持した。

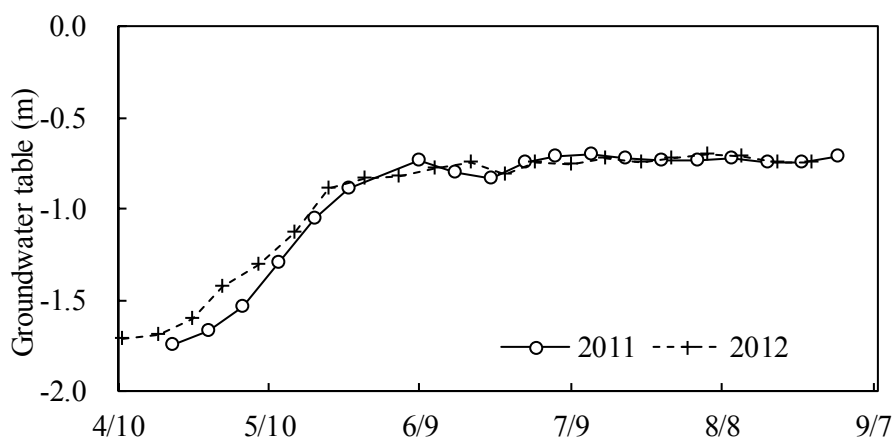


図 3.5.1 調査地点近傍の地下水位の推移 (E 地点を基準)

3.5.4 粒径組成

表 3.5.2 に塩類集積地 C, D, E 地点の粒径組成の結果を整理した。前処理によって溶解した水溶性物質、有機物などの成分は溶解損失として計算に加えていない。採取した全ての深度で粒径組成を測定したところ、深さ 20 cm と 30 cm を境に土性区分の変化があったため、表中のように 0 (地表面) ~20 cm, 30~60 cm として整理した。対象地の土性は、地表面から深さ 20 cm までが砂質埴壤土 (SCL) または細砂壤土 (FSL) である。土性が変化する深さは作土層の深さとほぼ同じであった。いずれの地点も砂 (粗砂+細砂) 含有率が高く、下層土 (深さ 30~60 cm) ほど高い傾向を示した。粘土含有率は地表面から深さ 20 cm で高く、標高の低い C 地点では下層土で 15.2% を占めた。

表 3.5.2 塩類集積地における粒径組成分布

Point (elevation)	Depth (cm)	Coarse sand (%)	Fine sand (%)	Silt (%)	Clay (%)	Soil texture
C (696 m)	0~20	27.2	43.7	11.0	18.1	SCL
	30~60	31.2	42.5	11.1	15.2	SCL
D (701 m)	0~20	30.3	47.4	4.8	17.5	SCL
	30~60	44.9	44.9	2.6	7.6	LFS
E (708 m)	0~20	35.9	43.5	7.5	13.1	FSL
	30~60	38.4	50.1	5.3	6.2	LFS

3.5.5 土壌化学性の鉛直プロファイル

図 3.5.2 に A, B, C 地点の体積含水率, EC_e , pH_e を示す。A, B 地点とも体積含水率の深さ方向の変化は少なく、A 地点 4.5~9.2%, B 地点 7.3~11.8% の範囲であった。塩類集積地である C 地点では、深さ 10~50 cm までは体積含水率は 29.6~31.7% の範囲でほぼ変化なく、50 cm 以深から層位が深くなるに従って体積含水率は増加した。

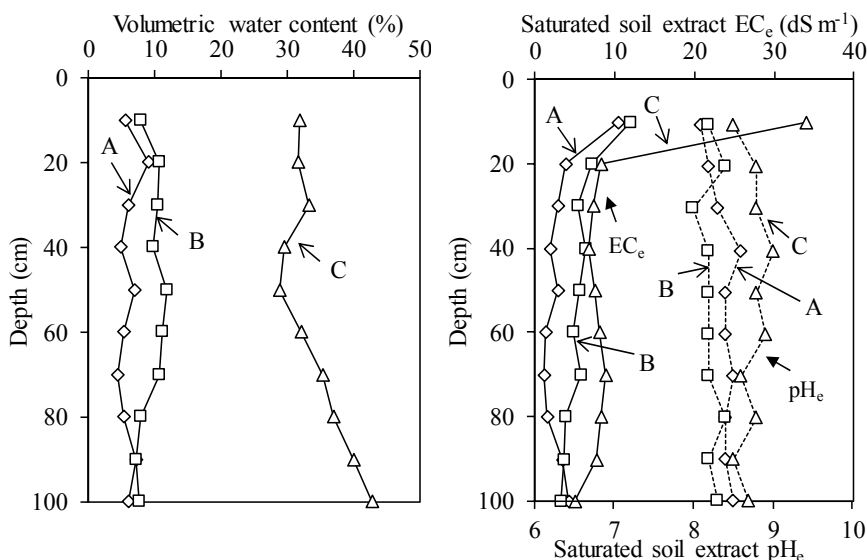


図 3.5.2 調査地点における体積含水率, EC_e , pH_e の分布

EC_eについては、いずれの地点も深さ 10 cm で最大になり、塩類集積地である C 地点が最も高く 34.0 dS m⁻¹であった。pH_eについては、深さ方向に変化は少なく、A 地点で平均 8.5、B 地点で平均 8.2、C 地点で 8.7 であった。また、C 地点の深さ 20~100 cm の EC_eは 5.1~8.9 dS m⁻¹であり、地下水 EC に近い値であった。

図 3.5.3 に塩類集積地 C, D, E 地点における EC_e と pH_eを示す。地表面には厚さ 5~15 mm の塩クラストが析出しており、土壤中の塩を過大評価してしまうため、深さ 5 cm から図示した。EC_eはいずれの地点も地表面 (0~2 cm) が最も高く、C 地点 529.9 dS m⁻¹、D 地点 212.3 dS m⁻¹、E 地点 157.5 dS m⁻¹であった。5 月と 10 月の 2 回調査した C 地点に着目すると、10 月調査時における 10 cm 深の EC_eは 34.9 dS m⁻¹であり 5 月に調査した時とほぼ同値を示した。20 cm 深の EC_eは 18.1 dS m⁻¹に上昇していた。5 月の調査時に比べ 20 cm 深の EC が 2.2 倍上昇していたことは、灌漑が開始された 6 月以降に上昇した地下水に含まれる塩類の影響を受けていると考えられた。pH_eは、いずれの地点も全層でアルカリ側にあり、pH は表層の EC 値が高い程、また標高が低い程、高い値を示した。また、C 地点の pH_eは 8.7~8.9 で深さに関係なくほぼ一定であり、D, E 地点は深くなるに従い低くなる傾向を示した。

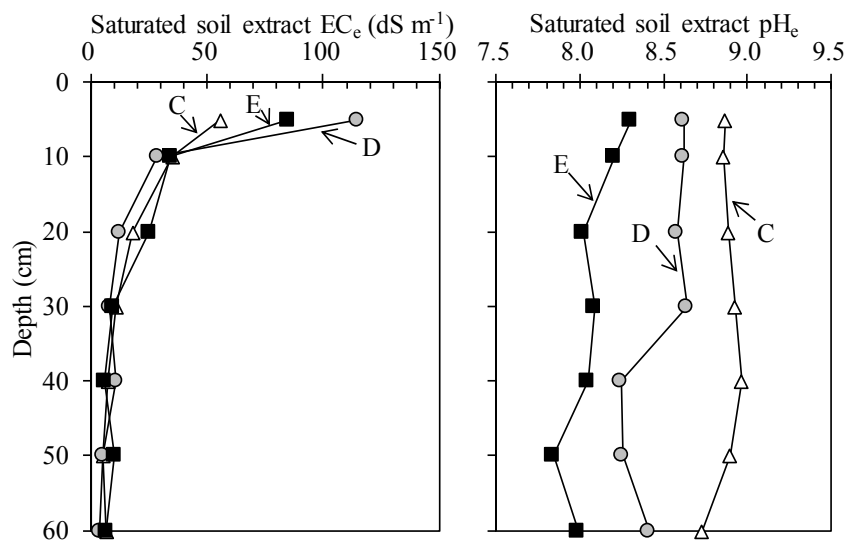


図 3.5.3 塩類集積地における EC_e と pH_eの分布

表 3.5.3 に塩類集積地 C, D, E 地点の地表面における土水比 1:5 の水溶性イオン量を、図 3.5.4 に深さ 5~60 cm における水溶性陽イオン、陰イオンと全陽イオン量に占める Na, Ca の割合、全陰イオン量に占める SO₄, Cl の割合を示す。なお、表 3.5.3 より NO₃ はごく微量のため図中に掲載していない。

表 3.5.3 塩類集積地における地表面の水溶性イオン

Point	mmol _e kg-soil ⁻¹						
	Ca	Mg	K	Na	SO ₄	Cl	NO ₃
C	153	481	35	4,456	3,531	916	1.2
D	145	163	19	1,418	1,362	274	1.7
E	287	89	11	781	836	360	0.4

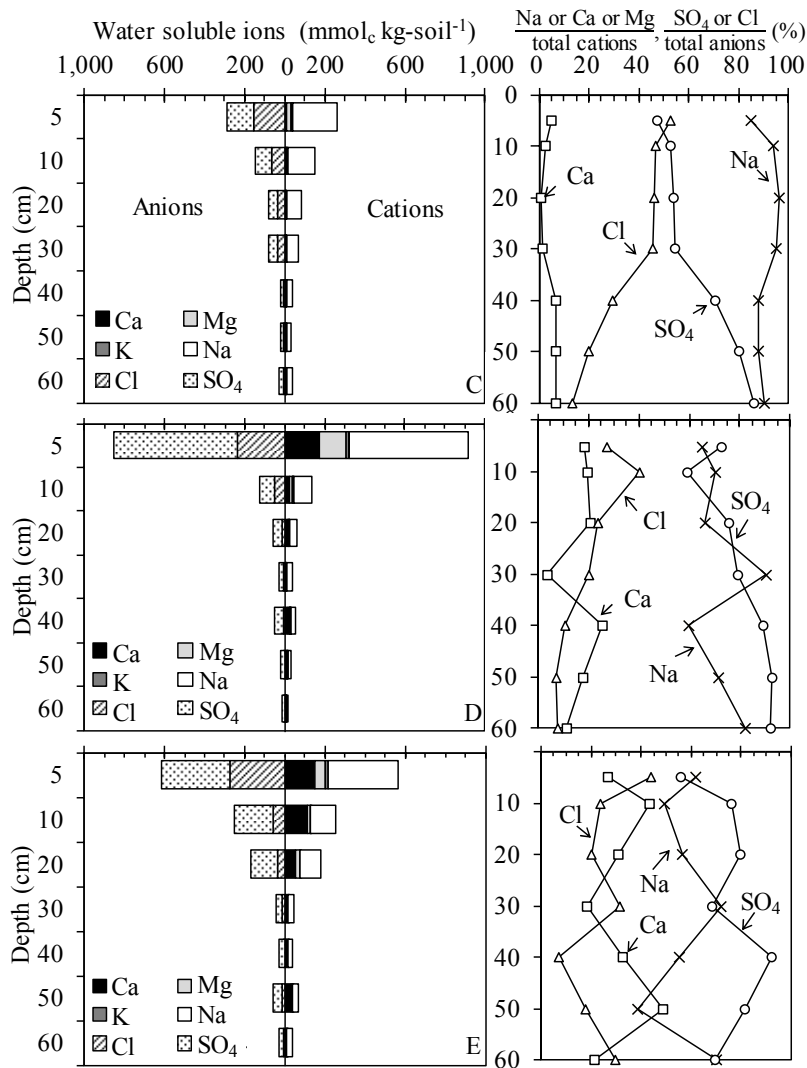


図 3.5.4 塩類集積地における水溶性イオンの分布と全陽イオン量に占める Na, Ca と全陰イオン量に占める SO₄, Cl の割合

調査地点 C, D, E における地表面の全陽イオン量に占める Na の割合は、それぞれ 86.9 %, 81.2 %, 66.8 %, 全陰イオン量に占める SO₄ の割合は、それぞれ 79.4 %, 83.2 %, 69.9 % であり、いずれの地点も地表面は Na と SO₄ が卓越して存在することが示された。北新疆の塩類土壌は硫酸塩、炭酸塩の形態で存在していることから、C, D 地点では測定した陽イオン量の合計と陰イオン量の合計との差に相当する 675 mmolc kg-soil⁻¹ (C 地点), 107 mmolc kg-soil⁻¹ (D 地点) が CO₃ または HCO₃ として存在していると考えられた。

深さ 5 cm に着目すると、水溶性陽イオン量の合計は、C 地点 263 mmolc kg-soil⁻¹, D 地点 914 mmolc kg-soil⁻¹, E 地点 563 mmolc kg-soil⁻¹, 陰イオン量の合計は、C 地点 289 mmolc kg-soil⁻¹, D 地点 858 mmolc kg-soil⁻¹, E 地点 616 mmolc kg-soil⁻¹ となり、C 地点の塩濃度は D, E 地点に比べ大幅に減少している。全陽イオン量に占める Na, Ca の割合は、D, E 地点の深さ 30 cm で極端に Na が増加、Ca が低下する結果となった。これは、土性が SCL または FSL から LFS に変化した深さとほぼ同じであった (表 3.5.2)。C 地点では、SO₄ と Cl が深さ 5~30 cm まで 50 % 程度で一定となり、硫酸 Na と塩化 Na が大部分を占めている結果となった。

図 3.5.5 に、pH 8.2 で調整した 1 mol L⁻¹ 酢酸アンモニウム溶液で抽出した陽イオン組成と全イオン量に占める Na, Ca, Mg の割合を示す。

深さ 5~60 cm における Na の交換性陽イオン量は、C 地点 5~40 mmol_c kg-soil⁻¹ (全交換性陽イオンに対し 2.2~14.3 %), D 地点 2~21 mmol_c kg-soil⁻¹ (1.3~3.6 %), E 地点 3~7 mmol_c kg-soil⁻¹ (0.7~3.2 %) となり、全交換性陽イオン量の Na が占める割合は調査地点 E<D<C の順に高かった。一方、Ca は、C 地点 164~227 mmol_c kg-soil⁻¹ (65.6~86.7 %), D 地点 150~504 mmol_c kg-soil⁻¹ (76.9~84.1 %), E 地点 167~1,944 mmol_c kg-soil⁻¹ (83.7~94.0 %) となり、Ca が交換性塩基の大半を占めた。Ca の占める割合は、Na と逆となり C<D<E の順に高かった。しかし、各地点における CEC の測定結果 39~127 mmol_c kg-soil⁻¹ と比較すると、深さ 10~60 cm では 2.2~5.5 倍、D, E 地点については深さ 5 cm でそれぞれ 14.4 倍、18.0 倍になり (図 3.5.6), 多量の Ca が非水溶性塩あるいは難溶性塩 (炭酸 Ca あるいは硫酸 Ca) として土壤中に存在することを示唆している。そのため、pH 8.2 酢酸アンモニウム溶液においても炭酸 Ca, 硫酸 Ca が溶解し、適正な交換性陽イオンを定量できないことが確認された。

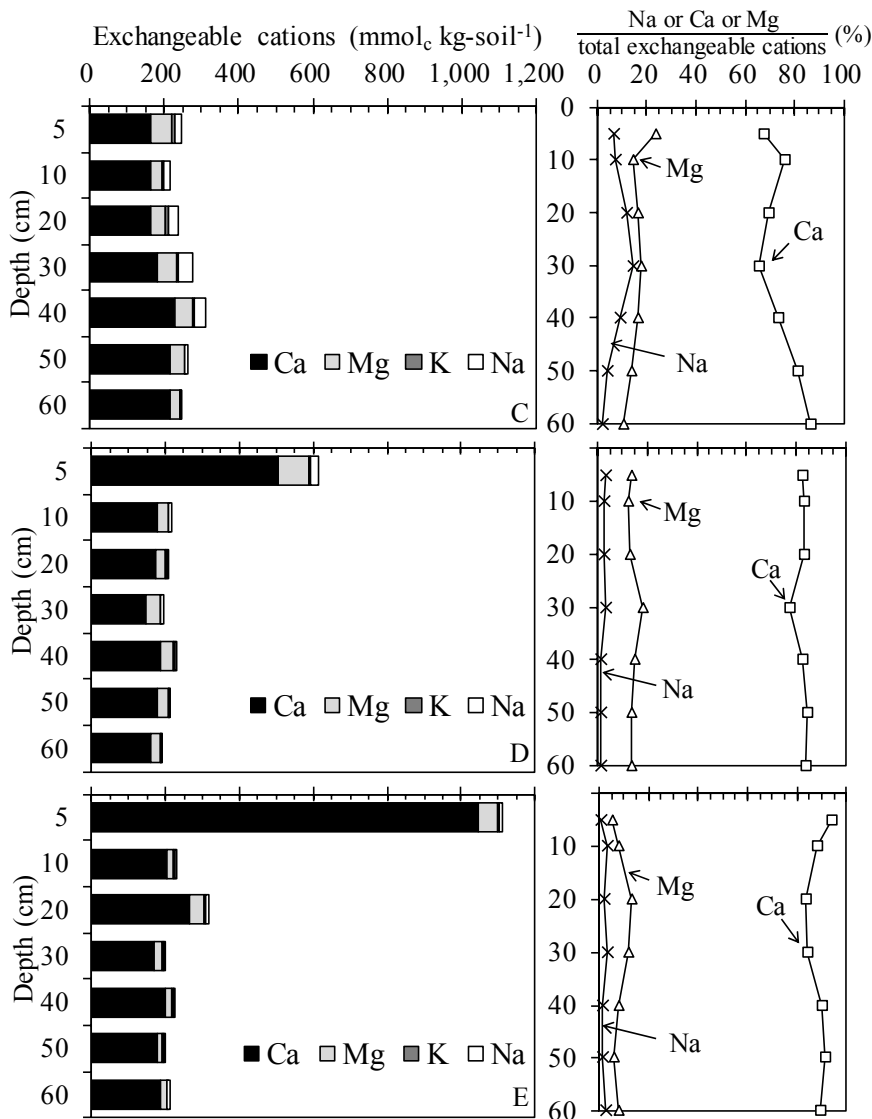


図 3.5.5 塩類集積地における交換性陽イオンの分布と全交換性陽イオン量に占める Na, Ca, Mg の割合

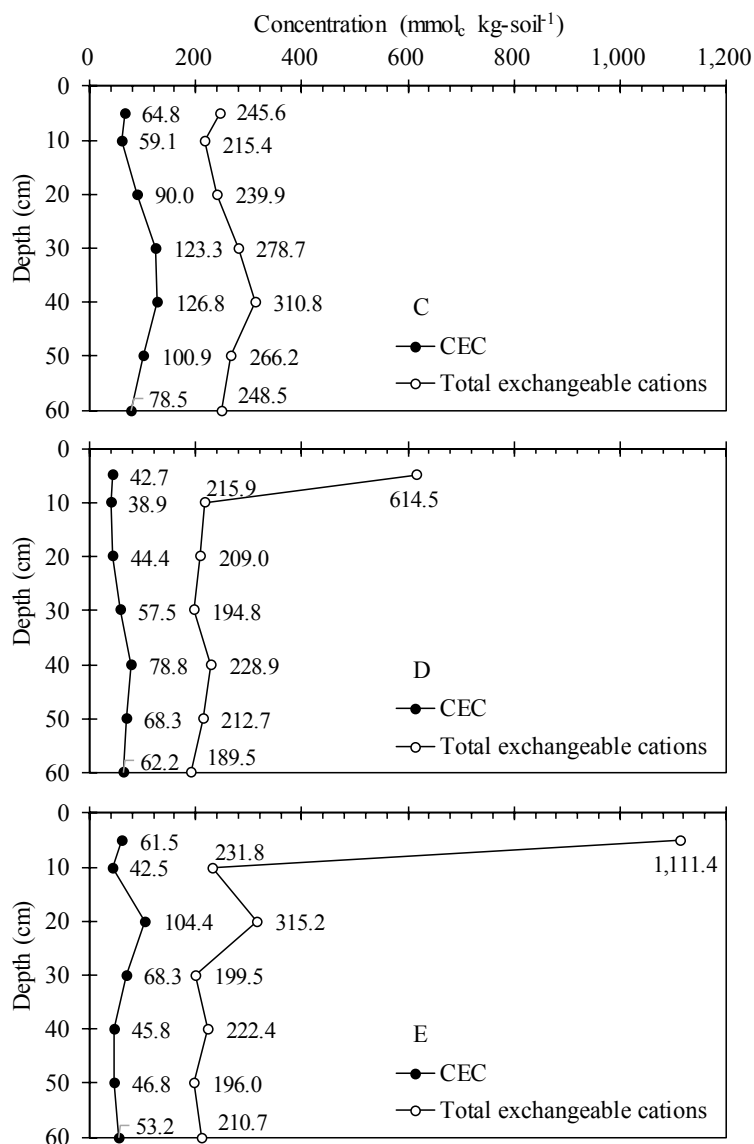


図 3.5.6 塩類集積地における CEC と全交換性陽イオンの差違

3.5.6 塩類構成および塩類鉱物種の推定

塩類集積地 C, D, E 地点の地表面と地下水の水溶性イオン濃度を元に, Visual MINTEQ を用いて析出した塩類の存在形態および析出 (沈殿) 塩類鉱物種を推定した. その際, 測定した水溶性陽イオン量の合計と陰イオン量の合計との差を炭酸および重炭酸イオンとみなし計算した. 表 3.5.4 に speciation を, 表 3.5.5 に溶解あるいは沈殿するイオン種 (equilibrated mass distribution) を示す. 表 3.5.5 における H 濃度は, Visual MINTEQ で計算された H^+ , $H_2CO_3(aq)$, HCO_3^- , HSO_4^- の総量である. C, D, E 地点および地下水の H^+ 濃度はそれぞれ 1.56×10^{-9} , 2.12×10^{-9} , 4.60×10^{-9} , $1.01 \times 10^{-8} \text{ mol L}^{-1}$ となり, 溶液の pH と等しい.

表 3.5.4 より, 地表面における溶液中には, C, D, E 地点とも遊離イオンである Na^+ が大半を占め, 次いで Cl^- , $NaSO_4^-$, $NaCl(aq)$, SO_4^{2-} であり, 硫酸 Na, 塩化 Na 中性塩種であることが確認された. 一方, 地下水溶液中においては, Na^+ が大半を占め, 次いで, SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , $CaSO_4(aq)$ となり, 硫酸 Na, 塩化 Na に加え, 硫酸 Ca として溶解していることが示唆された.

表 3.5.4 Visual MINTEQ による塩類集積地 C, D, E 地点における地表面溶液および地下水溶液の speciation 計算結果

	mmol L ⁻¹ , (%)							
	C		D		E		Groundwater	
Na ⁺	1,060.40	(40.0)	754.01	(53.9)	599.88	(48.9)	49.63	(47.9)
Cl ⁻	673.77	(25.4)	222.19	(15.9)	303.20	(24.7)	14.10	(13.6)
NaSO ₄ ⁻	294.00	(11.1)	182.61	(13.0)	125.73	(10.2)	2.42	(2.3)
NaCl (aq)	237.51	(8.9)	50.88	(3.6)	54.67	(4.6)	0.26	(0.4)
HCO ₃ ⁻	123.96	(4.7)	26.94	(1.9)	0.95	(0.1)	0.65	(0.6)
SO ₄ ²⁻	96.43	(3.6)	125.47	(9.0)	115.95	(9.4)	23.55	(22.7)
NaCO ₃ ⁻	79.12	(3.0)	9.00	(0.6)	0.12	(0.0)	0.00	(0.0)
NaHCO ₃ (aq)	46.91	(1.8)	6.62	(0.5)	0.18	(0.0)	0.01	(0.0)
K ⁺	24.04	(0.9)	14.91	(1.1)	8.69	(0.7)	0.23	(0.2)
KSO ₄ ⁻	6.31	(0.2)	3.42	(0.2)	1.72	(0.1)	0.01	(0.0)
KCl (aq)	4.86	(0.2)	0.91	(0.1)	0.71	(0.1)	0.00	(0.0)
CO ₃ ²⁻	4.40	(0.2)	1.05	(0.1)	0.02	(0.0)	0.00	(0.0)
NO ₃ ⁻	1.06	(0.0)	1.51	(0.1)	0.40	(0.0)	0.06	(0.1)
H ₂ CO ₃ (aq)	0.32	(0.0)	0.09	(0.0)	0.01	(0.0)	0.01	(0.0)
NaNO ₃ (aq)	0.17	(0.0)	0.16	(0.0)	0.03	(0.0)	0.00	(0.0)
MgSO ₄ (aq)	0.05	(0.0)	0.09	(0.0)	4.78	(0.4)	1.26	(1.2)
MgCl ⁺	0.02	(0.0)	0.01	(0.0)	1.01	(0.1)	0.05	(0.0)
Mg ²⁺	0.02	(0.0)	0.04	(0.0)	2.75	(0.2)	2.33	(2.3)
KNO ₃ (aq)	0.01	(0.0)	0.01	(0.0)	0.00	(0.0)	0.00	(0.0)
MgHCO ₃ ⁺	0.01	(0.0)	0.00	(0.0)	0.01	(0.0)	0.01	(0.0)
MgCO ₃ (aq)	0.01	(0.0)	0.00	(0.0)	0.00	(0.0)	0.00	(0.0)
CaSO ₄ (aq)	0.00	(0.0)	0.07	(0.0)	4.07	(0.3)	3.54	(3.4)
CaCO ₃ (aq)	0.00	(0.0)	0.00	(0.0)	0.00	(0.0)	0.01	(0.0)
Ca ²⁺	0.00	(0.0)	0.03	(0.0)	1.92	(0.2)	5.40	(5.2)
CaCl ⁺	0.00	(0.0)	0.01	(0.0)	0.45	(0.0)	0.07	(0.1)
CaHCO ₃ ⁺	0.00	(0.0)	0.00	(0.0)	0.01	(0.0)	0.01	(0.0)
total	2,653.40	(100.0)	1,400.04	(100.0)	1,227.26	(100.0)	103.61	(100.0)

表 3.5.5 より, これら水溶液の構成から, 析出する塩類鉱物種は, C 地点で mirabilite (Na₂SO₄·10H₂O), magnesite (MgCO₃), dolomite (CaMg(CO₃)₂) の 3 種, D 地点で mirabilite, dolomite, calcite (CaCO₃) の 3 種, E 地点で gypsum (CaSO₄·2H₂O), dolomite, calcite の 3 種であることが推定された. 地下水は calcite だけ沈殿することが確認された.

表 3.5.5 Visual MINTEQ による溶解あるいは沈殿するイオン種および塩類鉱物種の推定

	(mmol L ⁻¹)							
	C		D		E		Groundwater	
	T.D.	T.P.	T.D.	T.P.	T.D.	T.P.	T.D.	T.P.
Ca	0.01	76.32	0.12	84.76	6.45	138.21	9.03	0.56
(%)	(0.01)	(99.99)	(0.14)	(99.86)	(4.46)	(95.54)	(94.20)	(5.80)
Cl	916.16	0.00	274.00	0.00	360.04	0.00	14.48	0.00
(%)	(100.00)	(0.00)	(100.00)	(0.00)	(100.00)	(0.00)	(100.00)	(0.00)
CO ₃	254.75	316.59	43.71	165.98	1.29	97.91	0.70	0.56
(%)	(44.59)	(55.41)	(20.84)	(79.16)	(1.30)	(98.70)	(55.84)	(44.16)
H	171.54	0.00	33.74	0.00	1.16	0.00	0.70	0.00
(%)	(100.00)	(0.00)	(100.00)	(0.00)	(100.00)	(0.00)	(100.00)	(0.00)
K	35.22	0.00	19.25	0.00	11.13	0.00	0.24	0.00
(%)	(100.00)	(0.00)	(100.00)	(0.00)	(100.00)	(0.00)	(100.00)	(0.00)
Mg	0.11	240.27	0.15	81.22	8.55	36.13	3.64	0.00
(%)	(0.05)	(99.96)	(0.18)	(99.82)	(19.15)	(80.85)	(100.00)	(0.00)
Na	1,718.10	2,737.80	1,003.30	414.38	780.62	(0.00)	52.33	0.00
(%)	(38.56)	(61.44)	(70.77)	(29.23)	(100.00)	(0.00)	(100.00)	(0.00)
NO ₃	1.24	0.00	1.68	0.00	0.43	0.00	0.06	0.00
(%)	(100.00)	(0.00)	(100.00)	(0.00)	(100.00)	(0.00)	(100.00)	(0.00)
SO ₄	396.79	1,368.90	311.65	207.19	252.25	76.43	30.77	0.00
(%)	(22.47)	(77.53)	(60.07)	(39.93)	(76.75)	(23.25)	(100.00)	(0.00)
Mineral species (Equilibrium amount, mmol L ⁻¹)	Mirabilite (1,368.90)		Mirabilite (207.19)		Gypsum (76.43)		Calcite (0.56)	
	Magnesite (163.95)		Dolomite (ordered) (81.22)		Dolomite (ordered) (36.13)			
	Dolomite (ordered) (76.32)		Calcite (3.54)		Calcite (25.66)			

Note: T.D. means Total Dissolved, T.P. means Total Precipitated

3.6 考察

3.6.1 塩類集積地における土壌塩類化の評価

表 3.6.1 に塩類集積地 C, D, E の深さ 5~20 cm, 深さ 30~60 cm と地表面に塩が析出していない A, B 地点の深さ 10~20 cm, 深さ 30~60 cm における土壌塩類化の状況を EC_e, pH_e, ESP によって評価した結果を示す。また, A, B 地点の ESP 値は, Richards³⁻⁸ (1954) の実験結果から得られた (3-2) 式を用いた。

$$ESP (\%) = \frac{-1.260 + 1.475 \times SAR}{1 + (-0.0126 + 0.01475 \times SAR)} \quad (3-2)$$

対象地における土壌塩類化の分類は, C 地点の全層と D 地点の深さ 5~20 cm で塩性ソーダ質土壌 (saline-sodic soil) に, D 地点の深さ 30~60 cm と E 地点の全層で塩性土壌に判定された。一方, 塩類集積の影響がないと思われた A, B 地点の深さ 10~20 cm においては, EC_e 値が 4 dS m⁻¹ 以上を示したことから塩性土壌に判定された。しかし, C, D, E 地点の深さ 5~20 cm の EC_e と比

表 3.6.1 対象地における土壤塩類化の分類

Point (elevation)	Depth (cm)	EC _e (dS m ⁻¹)	pH _e	ESP (%)	Classification of salt affected soil
C (696 m)	5~20	36.1	8.87	27.9	Saline-Sodic
	30~60	7.5	8.88	18.0	Saline-Sodic
D (701 m)	5~20	51.9	8.61	15.7	Saline-Sodic
	30~60	7.1	8.39	6.2	Saline
E (708 m)	5~20	47.7	8.18	7.8	Saline
	30~60	8.2	7.99	7.9	Saline
A (718 m)	10~20	7.2	8.15	0.7	Saline
	30~60	2.2	8.43	2.5	Non-saline
B (711 m)	10~20	9.6	8.30	2.3	Saline
	30~60	5.5	8.15	2.7	Saline

saline soil ; EC_e ≥ 4, ESP < 15, pH_e < 8.5, sodic soil ; EC_e < 4, ESP ≥ 15, pH_e ≥ 8.5, saline-sodic soil ; EC_e ≥ 4, ESP ≥ 15, pH_e < 8.5

べると非常に低いことから、その塩害の程度は軽度と考えられた。

C, D, E 地点の土壤塩類化の分類は土性区分 (表 3.5.2) と一致し、標高と粘土含有量の低い順に塩性土壌と塩性ソーダ質土壌に区別された。粘土含有量と ESP には明確な相関はなかったが ($r^2=0.45$)、CEC と粘土含有量には正の相関があった ($r^2=0.70$)。「中国土壌図集」によると、現地の主要粘土鉱物はスメクタイト (Smectite) と水成雲母 (Hydromica) と報告されている (中国科学院南京土壌研究所^{3,9}, 1986)。スメクタイトは膨潤性粘土鉱物であることから、塩類土壌の膨潤性を確認するため簡易試験を行った。すなわち、内径 5 cm、高さ 5 cm の 100 cm³ ステンレス製円筒容器に一定の乾燥密度で C, D, E 地点の深さ 5 cm の風乾細土をそれぞれ充填し、蒸留水で 24 時間毛管飽和させた場合、吸水によって土壌は膨張し、容器から 1.5 mm 程度はみ出た。塩類集積地の水溶性 Na 量は Ca に比べて卓越していることを考慮すると、膨潤性の大きい Na 型スメクタイトになっていると考えられる。

3.6.2 急激な地下水位上昇の要因

地下水位は、灌漑開始後約 50 日経過した 6 月上旬に地表面から 0.73 m (2011 年)、0.82 m (2012 年) という非常に浅い状態で灌漑終了時期まで維持されていた (図 3.5.1)。現地調査の結果、幹線用水路にあたる南干渠からの漏水とチャプラ村圃場上流側での過剰灌漑が、地下水位上昇の直接的な原因と考えられた。

C 地点の下層で体積含水率が高かった理由として、図 3.5.1 を参照すると、5 月調査時の地下水位は地表面から 90 cm の位置にあること、深さ約 110 cm から地下水が染み出したこと、深さ 20~100 cm の化学性が地下水のものに近いことを考慮すると、浅い地下水のためと考えられた。

3.6.3 研究対象地における塩類集積メカニズムの検討

対象地は、年間降雨量 190 mm に対して、パン蒸発計による年蒸発量は平均 1,974 mm (富蘊県測候所) で蒸発強度の高い地域である。5 月は気温の上昇に伴い、地表面における蒸発が盛んになり、土壌内の水分移動は上向きに卓越する。

析出した塩類の存在形態を Visual MINTEQ で推定した。地表面の水溶性イオンの組成から、地

表面に析出している塩の大半は C, D 地点とも中性塩である硫酸 Na の鉱物種である mirabilite であった。硫酸 Na の溶解度は高く、温度上昇に伴い 2 次関数的に上昇し、32.4 °C では塩化 Ca より高い溶解度になる（理科年表編集委員会³⁻¹⁰, 2006）。塩類集積地の地温は 6 月上旬に 29~44 °C 程度になり、硫酸 Na が地表面に析出し結晶化したと考えられる。また、硫酸 Na 以外に、炭酸 Mg の鉱物種 magnesite, 炭酸 Ca の鉱物種 calcite, そして炭酸 Mg と炭酸 Ca の混合物である dolomite が、E 地点では gypsum, dolomite, calcite が析出しやすいことが確認された。

地下水の組成から、calcite が沈殿する傾向にある。土壤中を移動しやすい Na の 48 % が遊離していることを考慮すると、溶解度の高い塩類は蒸発に伴って下層から地表近傍へ供給され、そこで蒸発の程度に応じて濃縮され塩が析出する。一方、溶解度が相対的に低い塩類は地表面付近の土壤溶液の中で初期に沈殿し始めるという二つの機構があることが示唆された。

地表面に Na が選択的に集積するメカニズムについては、西村ら³⁻¹¹ (2012) が、中国黒龍江省ソネン平原における塩類集積の全体的なメカニズムは、土壤 CO₂ 濃度上昇によって炭酸 Ca, 炭酸 Mg の溶解が促進され、Ca と Mg イオンが土壤に吸着していた Na イオンとイオン交換され、放出された Na イオンが蒸発に伴い地表近傍に集積すると考察している（図 3.5.7）。本研究では土壤 CO₂ 濃度の上昇は確認できていないが、溶解度の低い炭酸 Ca や硫酸 Ca が表層近くに集積していると推定されたため（表 3.5.5）、同様の塩類集積メカニズムが生じていると考えられた。

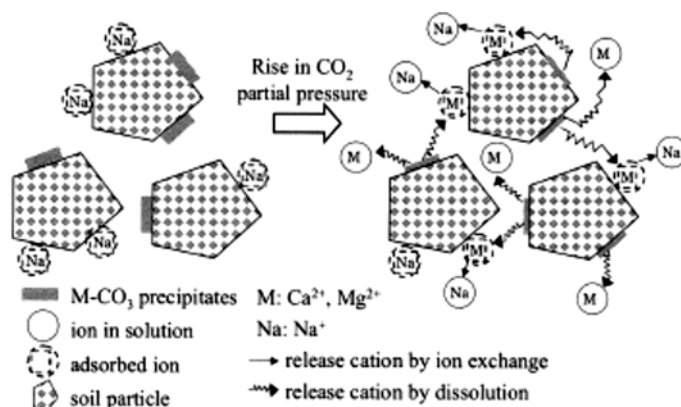


図 3.5.7 土中二酸化炭素分圧の増大に伴うイオン動態の変化の模式図（西村ら³⁻¹¹）

3.6.4 塩類集積層の深さと濃度勾配

塩類集積地の水溶性陽イオン量は、表層から下層にかけて減少していく（図 3.5.4）。一方、交換性陽イオン量は、深さ 10~60 cm において 190~315 mmolc kg-soil⁻¹ の範囲で、いずれの地点もほぼ同程度の低濃度を示した（図 3.5.5）。これは、地表面からの水の蒸発に伴う土中水の移流によると考えられる。一定濃度の水（地下水）が常に下方から上方へ運ばれ、土に吸着している交換性陽イオンの量が、水中濃度と常に平衡した状態となる。そのため土中水の塩濃度は、水の移動によって変化せず常に一定に維持されるといわれている（中野³⁻¹², 1991）。

田中・山本³⁻¹³ (1987) は、砂丘砂とマサ土のそれぞれを充填したカラムを用い、NaCl 溶液を用いて地下水位を一定にした状態で土壤面蒸発による水分分布の定常解析を行っている。土壤面付近の土壤中 NaCl 濃度分布について、粘土分の多いマサ土の方が砂丘砂よりも急激に塩濃度が減少する傾向がみられたこと、マサ土の場合、土壤面蒸発量が小さいほど土壤中の深い位置まで

NaCl 濃度が高くなると報告している。本研究では、塩類集積地 C, D, E 地点の地表面から深さ 20 cm までの塩濃度勾配は、図 3.5.3 より $E < D < C$ の順で急になる。C, D 地点は約 1,350 m 離れているが、各地点とも周囲に木々などはないことから土壌面蒸発量は同程度であるとみなせる。塩濃度勾配は C, D, E 地点の 0~20 cm 深さの粘土含有量と比例する。このことから、対象地では、土性によって集積層内の濃度勾配が異なり、乾燥の進行に伴い集積層の深さが異なると考えられた。

また、安部³⁻¹⁴ (1983) は土性と飽和溶液濃度が異なる飽和供試体の土壌面蒸発を行い、NaCl 集積層の到達深さ、集積層内の濃度勾配、乾燥の進行に伴う各集積層の土壌塩濃度の変化パターンを分類し考察した。すなわち、土壌表面では大気との界面を有するため、土壌溶液の水分のみが蒸発で失われ、溶質成分である塩類が取り残され、集積が進行するケース（直接集積）と、表面直下から深い層位では直接集積した塩類が濃度勾配や拡散、対流などの作用により下層に分散して集積が起こるケース（間接集積）に分類し考察している。対象地の土壌表面においては直接集積のケースが起こっていることは明らかであるが、濃度勾配が変化する深さが各地点で異なることから（図 3.5.4）、間接集積の要因もあると推察される。今後は、土壌水分と溶質の移動メカニズムを室内実験とモデルに基づく数値解析により解明し、理論的考察を進める必要がある。

第 4 章 シルダリア州ミルザバッド地区における地表水および地下水から推定される塩類の構成と分類

4.1 概説

シルダリア州ミルザバッド地区を対象地として、地表水（灌漑用水および排水）と地下水を広く範囲に採取し、各採取地点の水の化学性を分析した。分析した灌漑用水と地下水については、塩類の存在形態を把握するため、Visual MINTEQ を用い、塩類構成、塩類鉱物種を推定した。そして、地区内の地下水塩類の分布傾向を確認し、その要因を考察した。

4.2 研究の流れ

図 4.2.1 に、本章の研究の流れを示す。

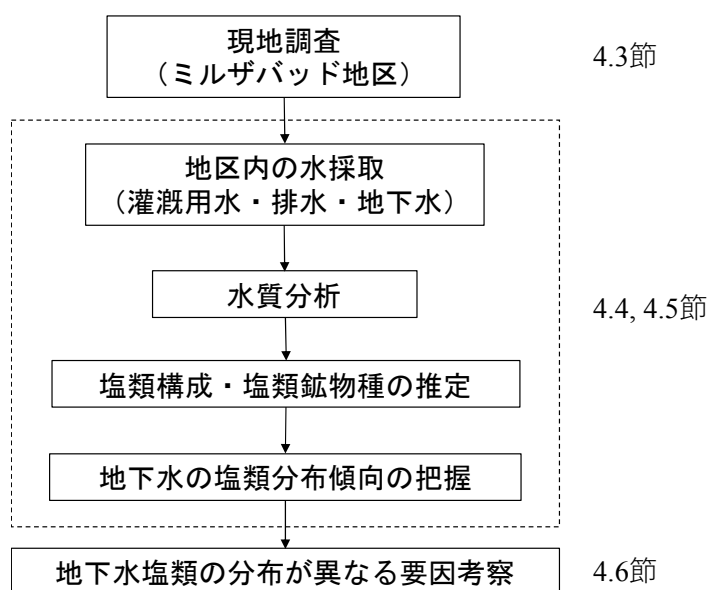


図 4.2.1 第 4 章における研究の流れ

4.3 現地調査

図 4.3.1 に、ミルザバッド地区で行った灌漑用水、排水、地下水の採水場所を示す。ミルザバッド地区は、灌漑開発の経緯の違いにより北東側をオールド・ゾーン、南西側をニュー・ゾーンに分けられており、両ゾーンの境界は概ね中央幹線排水路（Main collector）である。

灌漑用水路 9 地点、地下水観測井 27 地点、排水路 19 地点にて行い、それぞれ 2 試料を採取した。また、同地区の水源地として、ミルザバッド地区外に位置する Farkhad 発電所（北緯 40 度 13 分、東経 69 度 09 分）、Dustlik 幹線用水路（北緯 40 度 27 分、東経 69 度 03 分）から採水した。採水期間は 2013 年 7 月 15 日～7 月 18 日の 4 日間である。

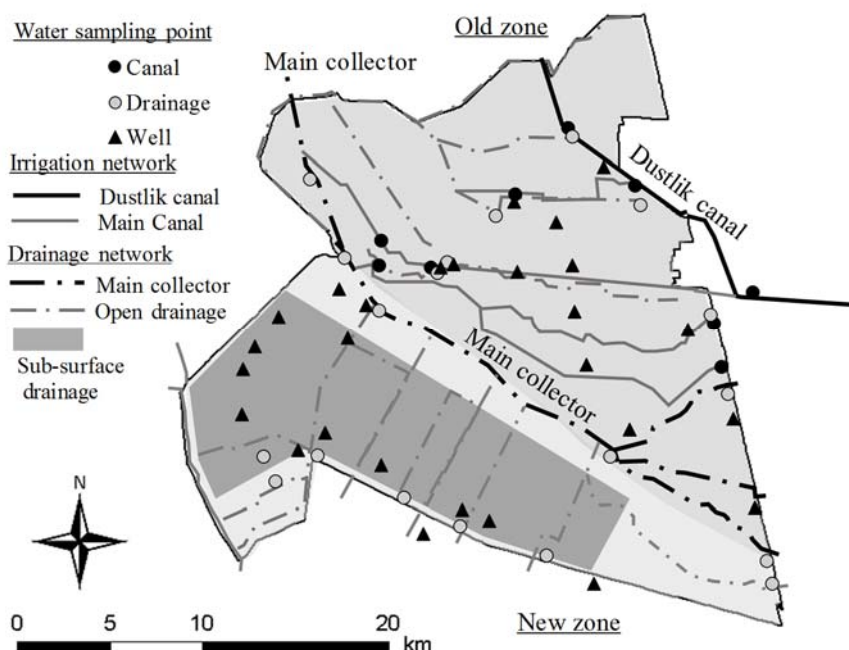


図 4.3.1 ミルザバッド地区の灌漑排水施設と採水位置図

4.4 分析方法

地下水は、シルダリア州の水文・土地改良事務所 (HGME) が設置している観測井にベイラーサンプラー (容量 70 mL) を挿入し採取した。採取した水は、直ちに pH_w と EC_w を測定し、 $0.45 \mu m$ のフィルターでろ過した後、容量 100 mL の蓋付き容器に入れ、採水期間中は保冷容器に保存した。採取した試料は適宜希釈して Ca, Mg, Na, K は ICP 発光分光法で、Cl, SO_4 , NO_3 はイオンクロマトグラフ法で測定した。 HCO_3 は 0.05 mol L^{-1} 硫酸による酸塩基滴定法 ($pH 4.8$ アルカリ度) により測定した。

塩類構成および塩類鉱物種の推定には Visual MINTEQ を用い、想定される固相種には表 4.4.1 に示す 10 種を選択した。計算では採水時の水温 $14^\circ C$ を入力した。

表 4.4.1 Visual MINTEQ に組み込んだ固相種 (ミルザバッド地区の場合)

Possible soild phases	Chemical equation	log K_{sp}	ΔH_r (kJ mol^{-1})
Anhydrite	$CaSO_4 = Ca^{2+} + SO_4^{2-}$	-4.36	-7.2
Aragonite	$CaCO_3 = Ca^{2+} + CO_3^{2-}$	-8.3	-12
Calcite	$CaCO_3 = Ca^{2+} + CO_3^{2-}$	-8.48	-8
Dolomite (ordered)	$CaMg(CO_3)_2 = Ca^{2+} + Mg^{2+} + 2CO_3^{2-}$	-17.09	-39.5
Dolomite (disordered)	$CaMg(CO_3)_2 = Ca^{2+} + Mg^{2+} + 2CO_3^{2-}$	-16.54	-46.4
Epsomite	$MgSO_4 \cdot 7H_2O = Mg^{2+} + SO_4^{2-} + 7H_2O$	-2.1265	11.5601
Gypsum	$CaSO_4 \cdot 2H_2O = Ca^{2+} + SO_4^{2-} + 2H_2O$	-4.61	1
Halite	$NaCl = Na^+ + Cl^-$	1.6025	3.7
Magnesite	$MgCO_3 = Mg^{2+} + CO_3^{2-}$	-7.46	20
Mirabilite	$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O = 2Na^+ + SO_4^{2-} + 10H_2O$	-1.114	79.4416

Source: minteq.v4.dat (<http://www.phreeplot.org/ppihtml/minteq.v4.dat.html>)

4.5 結果

4.5.1 現地調査

シルダリア川から取水する灌漑用水路のほとんどは土水路であり（写真 4.5.1 左と中）、ニュー・ゾーンではコンクリート水路が見受けられた（写真 4.5.1 右）。ニュー・ゾーンの地下水採水地点の中には、雑草に覆われ荒廃化している農地も存在していた（写真 4.5.2 中と右）。



写真 4.5.1 地表水の採水地点状況

（左：Farkhad 発電所下流側，中：灌漑用水路（土水路），右：灌漑用水路（コンクリート））



写真 4.5.2 ニュー・ゾーンにおける地下水採水地点状況

（左：綿花栽培農地，中右：荒廃化した農地）

4.5.2 灌漑用水，排水，地下水の水質特性

表 4.5.1 に、水源であるシルダリア川，灌漑用水，排水，地下水の水質特性を示す。表中の数値は各採水地点の平均値である。地下水についてはオールド・ゾーンとニュー・ゾーンに区分した。採水した地下水 27 地点の内，オールド・ゾーンでは 13 地点，ニュー・ゾーンでは 14 地点である。

灌漑用水（シルダリア川を含む）の EC_w は $1.40\sim 1.56\text{ dS m}^{-1}$ （平均 1.46 dS m^{-1} ）， pH_w は $8.1\sim 8.5$ と弱アルカリ性であり，灌漑用水の塩分濃度はミルザバッド地区の上流側と下流側を比較しても大差はなく，ほぼ同じ値を示した。塩類の種類としては，灌漑用水の陽イオンは Ca, Mg, Na, K の順で多く，陰イオンは SO_4 , Cl の順で多い。NO₃ はほぼ検出されなかった。EC と SAR を用いた灌漑用水の水質評価基準によって分類すると，灌漑用水の水質は C₃-S₁（塩性害高・アルカリ害弱）に分類された。灌漑用水は，図 2.3.1 に示した Farkhad 発電所においてシルダリア川から取水され，地区内の灌漑水路に分配されることから，オールド・ゾーンとニュー・ゾーンで灌漑用水の水質に差はなかった。

表 4.5.1 ミルザバッド地区における灌漑用水, 排水, 地下水の水質

	(mmol _c L ⁻¹)				
	Irrigation water		Drainage water	Groundwater	
	River	Canal water		Old zone	New zone
Ca	5.95±0.06	6.30±0.72	14.54±5.57	17.03±10.28	23.18±8.62
Mg	5.01±0.12	5.36±0.63	16.34±15.22	21.34±17.62	61.94±68.57
K	0.29±0.00	0.32±0.04	0.51±0.35	1.18±0.71	1.64±1.59
Na	3.95±0.05	4.29±0.61	26.57±43.94	26.30±25.46	197.54±283.55
Cl	2.09±0.01	2.42±0.40	18.35±36.06	15.70±12.23	135.50±243.16
SO ₄	10.81±0.24	11.62±1.39	37.56±32.11	47.41±38.27	157.70±168.07
NO ₃	0.03±0.00	0.03±0.00	0.03±0.02	0.02±0.03	0.13±0.15
HCO ₃	2.15±0.12	2.07±0.32	2.55±1.18	3.06±3.01	1.47±1.51
EC _w (dS m ⁻¹)	1.46±0.02	1.48±0.05	4.52±4.43	5.00±2.81	17.60±19.82
pH _w	8.23±0.05	8.38±0.11	8.19±0.26	8.15±0.41	7.99±0.47
SAR (L mmol _c) ^{-0.5}	1.69±0.01	1.77±0.15	5.52±5.72	7.05±6.33	23.52±26.37

Note: Mean value ± Std.deviation

排水の水質に関しては、採水地点によって塩分濃度の差が著しく、全陽イオン濃度の最小値と最大値には 17.5 倍の差があった。排水で最も高い塩分濃度を示した地点は、中央幹線排水路の末端であり、EC_w は 22.1 dS m⁻¹、Na 濃度は 207.92 mmol_c L⁻¹ であった。この地点を除くと排水の EC_w は 1.44~7.30 dS m⁻¹ となり塩分濃度に差はあるものの、イオン組成はどの地点でもほぼ同じ傾向を示した。排水路から採取した 18 地点におけるイオン濃度の平均割合は、陽イオンで Ca: 33.6%、Mg: 30.2%、Na: 35.1%、陰イオンで Cl: 20.7%、SO₄: 71.4%、HCO₃: 7.9% であった。SAR は平均 4.25 (最大値 8.26, 最小値 1.61) であった。

地下水の水質についても排水と同様、採水地点によって塩分濃度の差が著しかった。地下水の塩濃度はオールド・ゾーンに比べニュー・ゾーンで高い傾向を示した。特に、ニュー・ゾーンの Na, Cl, SO₄ 濃度は、それぞれ平均 197.5, 135.5, 157.7 mmol_c L⁻¹ であり、オールド・ゾーンに比べそれぞれ 7.5, 8.6, 3.3 倍高い。

排水と地下水の EC_w と陽イオン濃度の和との関係を求めたところ、下記のように明瞭な線形関係が得られた。

$$\text{Total cations (mmol}_c\text{ L}^{-1}\text{)} = 13.726 \times \text{EC}_w \quad (r^2 = 0.9846) \quad (4-1)$$

なお、灌漑用水の EC_w と陽イオン濃度の和との関係式は、Total cations (mmol_c L⁻¹) = 10.894 × EC_w (r² = 0.5954) となり、それぞれ異なる関係式を得た。

4.5.3 排水および地下水の Na 濃度分布

図 4.5.1 に、排水採水地点の Na 濃度の平面分布を示す。排水の Na 濃度が最も高い地点は中央幹線排水路の末端である。排水された Na 塩を多く含む塩分が地区内の中央幹線排水路末端に集積され、高塩分濃度になっていると考えられた。

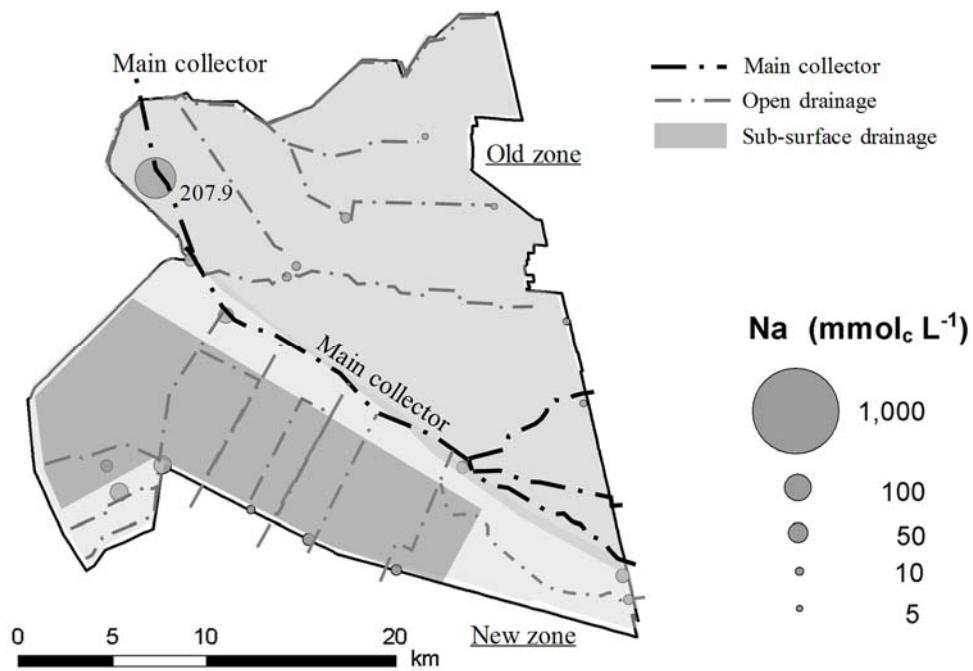


図 4.5.1 ミルザバッド地区の排水に含まれる Na 濃度の平面分布図

図 4.5.2 および図 4.5.3 に、地下水のイオン組成と地下水の Na 濃度の平面分布図を示す。地下水のイオン組成は、(a) 陽イオン濃度全体に占める Na が Ca に比べ高い割合を示す地点 (11 地点, 図 4.5.3 の(a), 以下 Na-type), (b) Ca が Na に比べ高い割合を示す地点 (7 地点, 図 4.5.3 の(b), 以下 Ca-type), (c) Ca, Mg, Na がほぼ同程度の割合を示す地点 (9 地点, 図 4.5.3 の(c), 以下 Other-type) に分類された。

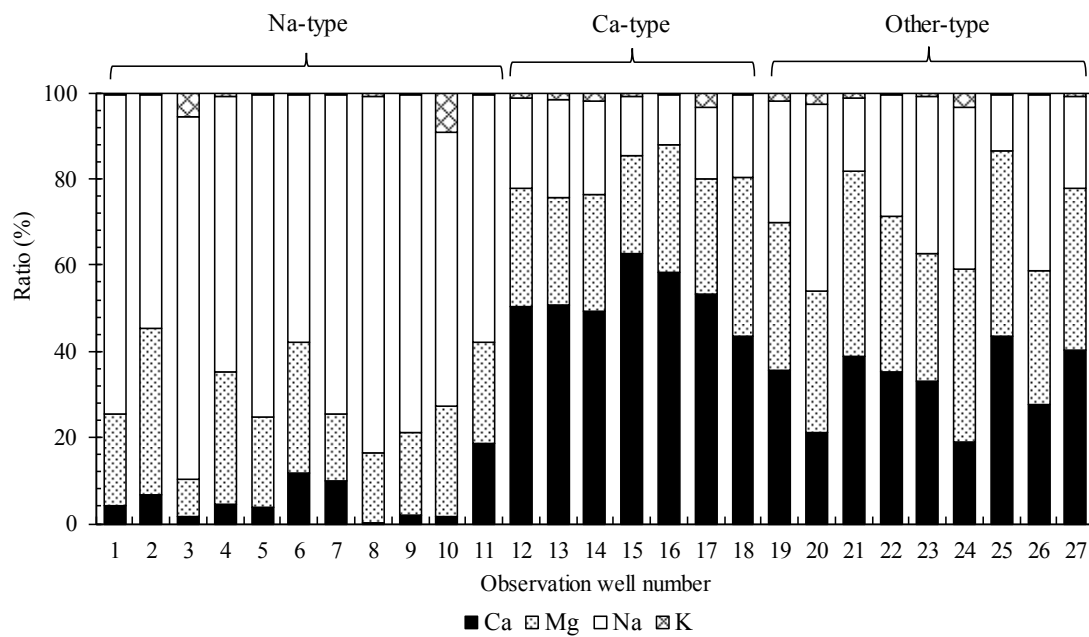


図 4.5.2 地下水の Na, Ca, Mg, K 濃度の割合と地下水の分類

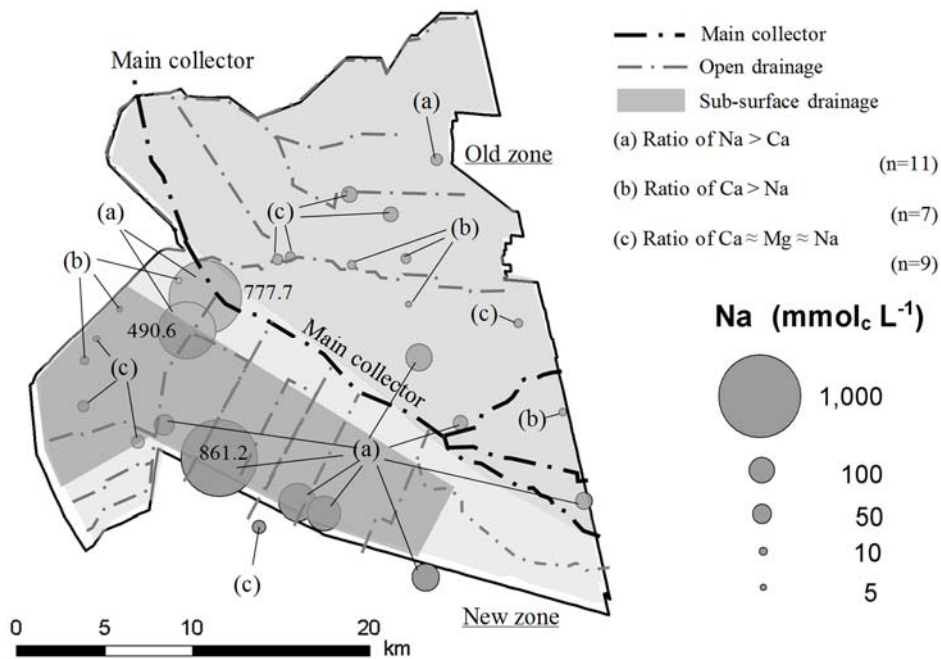


図 4.5.3 ミルザバッド地区の地下水に含まれる Na 濃度の平面分布

ニュー・ゾーン内において、地下水の Na 濃度が 490.6, 777.7, 861.2 mmolc L⁻¹ と高い値を示す 3 地点があった。これらの地点は、写真 4.5.2 中右に示した雑草に覆われ荒廃化している農地と一致する。Na-type に分類された 11 地点では、SAR が 9.28~80.02 といずれも高い値を示した。SAR が 26 以上になると灌漑用水としては不適とされており、地下水を汲み上げて灌漑用水として利用することは作物生育の障害となる。

4.5.4 塩類構成および塩類鉱物種の推定

表 4.5.2 に、Visual MINTEQ を用いて計算した灌漑用水の speciation および溶解あるいは沈殿するイオン種と塩類鉱物種を示す。濃度は 9 試料の平均値である。表 4.5.2 における H 濃度は、Visual MINTEQ で計算された H⁺, H₂CO₃(aq), HCO₃⁻, HSO₄⁻ の総量である。灌漑用水の H⁺濃度は平均 4.99 × 10⁻⁹ mol L⁻¹ となり、溶液の pH 8.38 とほぼ等しい。

灌漑用水は主に Na, Mg, Ca, Cl, SO₄ が遊離イオンとして存在し、一部、HCO₃ の炭酸種、CaSO₄, MgSO₄ の硫酸塩種の構成となっている。また、Ca, CO₃ (HCO₃), Mg のそれぞれ 74.4%, 92.0%, 17.2% が沈殿し、その塩類鉱物種は calcite (CaCO₃) と dolomite (CaMg(CO₃)₂) であった。

表 4.5.2 Visual MINTEQ による灌漑用水の speciation および
溶解あるいは沈殿するイオン種と塩類鉱物種の推定

	mmol L ⁻¹	%	mmol L ⁻¹ (%)	
			T.D.	T.P.
SO ₄ ²⁻	4.75±0.53	28.2		
Na ⁺	4.22±0.60	23.8	Ca	2.18±0.24 (25.6) 6.35±0.80 (74.4)
Cl ⁻	2.40±0.39	13.3	Cl	2.42±0.40 (100.0) 0 (0.0)
Mg ²⁺	1.73±0.16	11.3	CO ₃	0.58±0.17 (8.0) 6.82±0.92 (92.0)
Ca ²⁺	1.63±0.15	10.6	H	0.57±0.18 (100.0) 0 (0.0)
HCO ₃ ⁻	0.55±0.16	3.9	K	0.32±0.04 (100.0) 0 (0.0)
CaSO ₄ (aq)	0.53±0.08	3.3	Mg	2.21±0.24 (82.8) 0.47±0.14 (17.2)
MgSO ₄ (aq)	0.46±0.07	2.8	Na	4.29±0.61 (100.0) 0 (0.0)
K ⁺	0.32±0.03	1.8	NO ₃	0.03±0.00 (100.0) 0 (0.0)
NaSO ₄ ⁻	0.06±0.02	0.3	SO ₄	5.81±0.69 (100.0) 0 (0.0)
NO ₃ ⁻	0.03±0.00	0.2	Mineral species (Equilibrium amount, mmol L ⁻¹)	
Others	0.06±0.01	0.5	Calcite (5.88±0.69)	
Total	16.74±1.92	100.0	Dolomite (ordered) (0.47±0.14)	

Note: mean value ± SD, T.D. means Total Dissolved, T.P. means Total Precipitated

地下水の溶液組成は、図 4.5.2 により分類された Na-type, Ca-type, Other-type の 3 種に区分し、地下水の speciation を表 4.5.3, 表 4.5.4, 表 4.5.5 にそれぞれ示した。地下水の塩濃度は採水地点によって大きく異なる。そのため、各採水地点における最小濃度、最大濃度、平均濃度で表した。

Na-type では、主に Na⁺, Cl⁻, SO₄²⁻ が遊離イオンとして存在し、NaSO₄⁻, MgSO₄(aq) のナトリウム、マグネシウムの硫酸塩種で構成されていた。Ca-type では、主に、SO₄²⁻, Na⁺, Ca²⁺, Cl⁻, Mg²⁺ が遊離イオンとして存在し、CaSO₄(aq), MgSO₄(aq) のカルシウム、マグネシウムの硫酸塩種で構成されていた。Other-type では、Ca-type と同様、SO₄²⁻, Na⁺, Ca²⁺, Cl⁻, Mg²⁺ が遊離イオンとして存在しているが、Na⁺ が占める平均割合が Ca-type よりも高い。

表 4.5.3 Na-type における地下水の speciation

	(mmol L ⁻¹)					
	Min.	(%)	Max.	(%)	Mean±Std.deviation	(%)
Na ⁺	18.19	(39.0)	673.84	(51.1)	211.77±222.45	(43.1)
Cl ⁻	14.95	(11.3)	704.72	(46.6)	151.85±207.57	(27.4)
SO ₄ ²⁻	1.21	(1.6)	118.25	(25.5)	46.22±33.45	(12.9)
Mg ²⁺	1.35	(2.0)	38.14	(8.4)	15.26±38.82	(4.2)
NaSO ₄ ⁻	0.10	(0.1)	132.86	(9.7)	26.96±39.49	(3.6)
MgSO ₄ (aq)	0.07	(0.1)	62.10	(6.6)	15.69±17.81	(2.9)
NaCl (aq)	0.13	(0.2)	132.73	(7.7)	21.24±11.69	(1.8)
K ⁺	0.59	(0.2)	3.98	(6.2)	1.91±10.84	(1.1)
Ca ²⁺	0.03	(0.0)	5.35	(3.9)	2.63±2.04	(1.0)
CaSO ₄ (aq)	0.00	(0.0)	4.77	(3.3)	2.76±2.01	(0.9)
MgCl ⁺	0.05	(0.1)	37.07	(2.1)	5.86±1.12	(0.5)
HCO ₃ ⁻	0.10	(0.0)	1.03	(2.0)	0.50±0.29	(0.4)

Note: n=11

表 4.5.4 Ca-type における地下水の speciation

	(mmol L ⁻¹)					
	Min.	(%)	Max.	(%)	Mean±Std.deviation	(%)
SO ₄ ²⁻	3.44	(22.7)	17.34	(34.0)	12.85±4.05	(28.7)
Na ⁺	4.53	(12.3)	12.25	(29.9)	8.12±2.79	(19.2)
Ca ²⁺	1.45	(9.6)	8.17	(18.5)	6.68±2.21	(14.7)
Cl ⁻	2.57	(7.2)	8.69	(17.0)	4.85±2.14	(11.3)
Mg ²⁺	1.54	(8.5)	7.05	(12.7)	4.48±1.55	(10.1)
CaSO ₄ (aq)	0.37	(2.4)	4.34	(10.1)	3.60±1.34	(7.7)
MgSO ₄ (aq)	0.32	(2.1)	3.48	(6.3)	1.96±0.87	(4.2)
K ⁺	0.28	(0.5)	1.77	(3.5)	0.66±0.49	(1.6)
HCO ₃ ⁻	0.35	(0.6)	1.81	(3.5)	0.62±0.49	(1.5)
NaSO ₄ ⁻	0.05	(0.3)	0.41	(0.7)	0.26±0.12	(0.5)
CaCl ⁺	0.01	(0.0)	0.07	(0.1)	0.04±0.02	(0.1)
MgCl ⁺	0.01	(0.0)	0.07	(0.1)	0.04±0.02	(0.1)

Note: n=7

表 4.5.5 Other-type における地下水の speciation

	(mmol L ⁻¹)					
	Min.	(%)	Max.	(%)	Mean±Std.deviation	(%)
SO ₄ ²⁻	14.54	(20.2)	25.71	(30.3)	19.44±2.96	(26.7)
Na ⁺	7.37	(13.0)	34.34	(34.7)	20.01±8.73	(26.0)
Cl ⁻	5.76	(8.7)	20.07	(21.6)	9.99±4.37	(13.2)
Mg ²⁺	5.15	(7.4)	9.50	(14.7)	7.66±1.11	(10.7)
Ca ²⁺	2.95	(3.9)	7.82	(13.8)	6.20±1.56	(8.8)
CaSO ₄ (aq)	2.02	(2.7)	4.88	(8.0)	3.85±1.01	(5.4)
MgSO ₄ (aq)	2.31	(4.0)	4.92	(7.4)	3.87±0.69	(5.4)
K ⁺	0.37	(0.5)	2.22	(3.0)	0.94±0.64	(1.3)
NaSO ₄ ⁻	0.28	(0.5)	1.79	(1.8)	0.87±0.45	(1.1)
HCO ₃ ⁻	0.17	(0.3)	1.21	(1.5)	0.55±0.28	(0.7)
MgCl ⁺	0.07	(0.1)	0.23	(0.3)	0.11±0.05	(0.1)
NaCl (aq)	0.02	0.0	0.21	(0.2)	0.08±0.06	(0.1)

Note: n=9

また、上記 3 タイプについて溶解あるいは沈殿するイオン種を、表 4.5.6、表 4.5.7、表 4.5.8 にそれぞれ示した。Na-type では、Ca, CO₃ (HCO₃), Mg, SO₄ が平均して 20.1 %, 33.8 %, 6.8 %, 0.7 % がそれぞれ沈殿し、塩類鉱物種は dolomite, gypsum, magnesite であった。Na 塩は全ての地点で検出されず、地下水中に溶解している結果となった。Omori et al.⁴¹ (2018) は、同地区において Na-type に分類された地下水から mirabilite (Na₂SO₄·10H₂O) と halite (NaCl) も析出していることを報告しているが、固相から溶解する塩類を考慮していないこと、飽和指数 SI≈0 として Na 塩の検出を確認していることから、本論文とは異なる結果となっている。

Ca-type では、Ca, CO₃ (HCO₃), Mg が平均して 22.8 %, 69.2 %, 4.9 % がそれぞれ沈殿し、塩類鉱物種は calcite, dolomite であった。calcite は全ての地点で検出された。Other-type では、Ca, CO₃ (HCO₃), Mg, SO₄ が平均して 22.7 %, 73.6 %, 5.8 %, 0.2 % がそれぞれ沈殿し、塩類鉱物種は calcite, dolomite, gypsum の 3 種であった。

表 4.5.6 Na-type における地下水の溶解あるいは沈殿するイオン種と塩類鉱物種の推定

	(mmol L ⁻¹)											
	Min.				Max.				Mean			
	T.D.	(%)	T.P.	(%)	T.D.	(%)	T.P.	(%)	T.D.	(%)	T.P.	(%)
Ca	0.04	(15.1)	0	(0.0)	11.70	(100.0)	14.09	(84.9)	5.81	(79.9)	2.06	(20.1)
Cl	15.43	(100.0)	0	(0.0)	877.95	(100.0)	0	(0.0)	179.48	(100.0)	0	(0.0)
CO ₃	0.18	(7.7)	0	(0.0)	1.30	(100.0)	7.91	(92.3)	0.60	(66.2)	1.23	(33.8)
H	0.07	(100.0)	0	(0.0)	1.31	(100.0)	0	(0.0)	0.57	(100.0)	0	(0.0)
K	0.61	(100.0)	0	(0.0)	5.32	(100.0)	0	(0.0)	2.24	(100.0)	0	(0.0)
Mg	1.55	(44.6)	0	(0.0)	107.36	(100.0)	3.96	(55.4)	36.85	(93.2)	0.80	(6.8)
Na	18.44	(100.0)	0	(0.0)	861.27	(100.0)	0	(0.0)	260.01	(100.0)	0	(0.0)
NO ₃	0.00	(100.0)	0	(0.0)	0.49	(100.0)	0	(0.0)	0.14	(100.0)	0	(0.0)
SO ₄	1.41	(95.8)	0	(0.0)	318.51	(100.0)	14.09	(4.2)	91.83	(99.3)	1.63	(0.7)
Mineral species (Equilibrium amount, mmol L ⁻¹)												
Dolomite (ordered) (0.16-3.95), Gypsum (0.78-14.09), Magnesite (1.71-2.34)												

表 4.5.7 Ca-type における地下水の溶解あるいは沈殿するイオン種と塩類鉱物種の推定

	(mmol L ⁻¹)											
	Min.				Max.				Mean			
	T.D.	(%)	T.P.	(%)	T.D.	(%)	T.P.	(%)	T.D.	(%)	T.P.	(%)
Ca	1.83	(16.4)	0.14	(1.1)	12.62	(98.9)	9.31	(83.6)	10.35	(77.2)	2.82	(22.8)
Cl	2.59	(100.0)	0	(0.0)	8.87	(100.0)	0	(0.0)	4.94	(100.0)	0	(0.0)
CO ₃	0.39	(4.2)	0.14	(17.4)	2.12	(82.6)	10.29	(95.8)	0.70	(30.8)	2.96	(69.2)
H	0.38	(100.0)	0	(0.0)	2.31	(100.0)	0	(0.0)	0.72	(100.0)	0	(0.0)
K	0.29	(100.0)	0	(0.0)	1.84	(100.0)	0	(0.0)	0.69	(100.0)	0	(0.0)
Mg	1.88	(65.8)	0	(0.0)	10.59	(100.0)	0.97	(34.2)	6.49	(95.1)	0.14	(4.9)
Na	4.59	(100.0)	0	(0.0)	12.70	(100.0)	0	(0.0)	8.40	(100.0)	0	(0.0)
NO ₃	0	(100.0)	0	(0.0)	0.04	(100.0)	0	(0.0)	0.02	(100.0)	0	(0.0)
SO ₄	4.18	(100.0)	0	(0.0)	25.54	(100.0)	0	(0.0)	18.70	(100.0)	0	(0.0)
Mineral species (Equilibrium amount, mmol L ⁻¹)												
Calcite (0.13-8.34), Dolomite (ordered) (0.97)												

表 4.5.8 Other-type における地下水の溶解あるいは沈殿するイオン種と塩類鉱物種の推定

	(mmol L ⁻¹)											
	Min.				Max.				Mean			
	T.D.	(%)	T.P.	(%)	T.D.	(%)	T.P.	(%)	T.D.	(%)	T.P.	(%)
Ca	5.00	(27.1)	0.21	(2.7)	12.57	(97.3)	25.65	(72.9)	10.12	(77.3)	5.84	(22.7)
Cl	5.91	(100.0)	0	(0.0)	20.62	(100.0)	0	(0.0)	10.24	(100.0)	0	(0.0)
CO ₃	0.20	(1.7)	0.42	(35.0)	1.37	(65.0)	25.93	(98.3)	0.61	(26.4)	6.47	(73.6)
H	0.18	(100.0)	0	(0.0)	1.42	(100.0)	0	(0.0)	0.61	(100.0)	0	(0.0)
K	0.39	(100.0)	0	(0.0)	2.33	(100.0)	0	(0.0)	0.99	(100.0)	0	(0.0)
Mg	7.55	(82.2)	0	(0.0)	14.52	(100.0)	1.67	(17.8)	11.66	(94.2)	0.70	(5.8)
Na	7.66	(100.0)	0	(0.0)	36.28	(100.0)	0	(0.0)	20.96	(100.0)	0	(0.0)
NO ₃	0	(100.0)	0	(0.0)	0.13	(100.0)	0	(0.0)	0.04	(100.0)	0	(0.0)
SO ₄	20.07	(98.1)	0	(0.0)	36.41	(100.0)	0.58	(1.9)	28.06	(99.8)	0.06	(0.2)
Mineral species (Equilibrium amount, mmol L ⁻¹)												
Calcite (0.75-18.70), Dolomite (ordered) (0.21-1.66), Gypsum (0.58)												

これらの計算結果を表 4.5.9 に整理した。地下水の speciation により確認された硫酸塩種などは主要な溶液と見なした。地下水に含まれる溶液中の陽イオン種 (Na, Ca, Mg) の存在割合が異なっていたとしても、塩類鉱物種は Ca および Mg の炭酸塩、硫酸塩であることが確認された。

表 4.5.9 Visual MINTEQ による地下水の主要な溶液構成と塩類鉱物種の推定

Type	Main solutions	Concentrations (mmol L ⁻¹)	Mean (mmol L ⁻¹)	Mineral species	Number of sampling point
Na	Na ₂ SO ₄	0.10~132.86	26.96±39.49	Dolomite (orderd),	11
	NaCl	0.13~132.73	21.24±11.69	Gypsum,	
	MgSO ₄	0.07~62.10	15.69±17.81	Magnesite	
	MgCl ₂	0.05~37.07	5.86±1.12		
	CaSO ₄	0.00~4.77	2.76±2.01		
Ca	CaSO ₄	0.37~4.34	3.60±1.34	Calcite,	7
	MgSO ₄	0.32~3.48	1.96±0.87	Dolomite (ordered)	
	Na ₂ SO ₄	0.05~0.41	0.26±0.12		
	CaCl ₂	0.01~0.07	0.04±0.02		
	MgCl ₂	0.01~0.07	0.04±0.02		
Ohter	MgSO ₄	2.31~4.92	3.87±0.69	Calcite,	9
	CaSO ₄	2.02~4.88	3.85±1.01	Dolomite (orderd),	
	Na ₂ SO ₄	0.28~1.79	0.87±0.45	Gypsum	
	MgCl ₂	0.07~0.23	0.11±0.05		
	NaCl	0.02~0.21	0.08±0.06		

4.5.5 地下水の塩類分布傾向

図 4.5.4 に、地下水の Na-type, Ca-type, Ohter-type の平面分布を示す。Na-type は主にニュー・ゾーン内の中央幹線排水路周囲に分布し、Ca-type, Other-type はオールド・ゾーンとニュー・ゾーンの一部に分布していた。また、Na-type は主に暗渠排水施設が位置している範囲に分布しており、図 4.5.3 で示した地下水の Na 濃度が高い範囲と概ね一致した。

図 4.5.5 は、分類した地下水の 3 タイプを、地下水質のイオン特性を表現する Piper^{4,2,4,3} (1944, 1953) diagram を用いて表したものである。図中には灌漑用水の結果も表示した。Na, Ca, Other-type は Piper diagram の陽イオン領域 (図中左下) とよく適合した。また、ダイヤモンドダイアグラムにおいて、Na-type の全てが sodium chloride waters に分類された。同様に、Ca-type と Other-type, 灌漑用水も calcium sulfate waters に分類された。

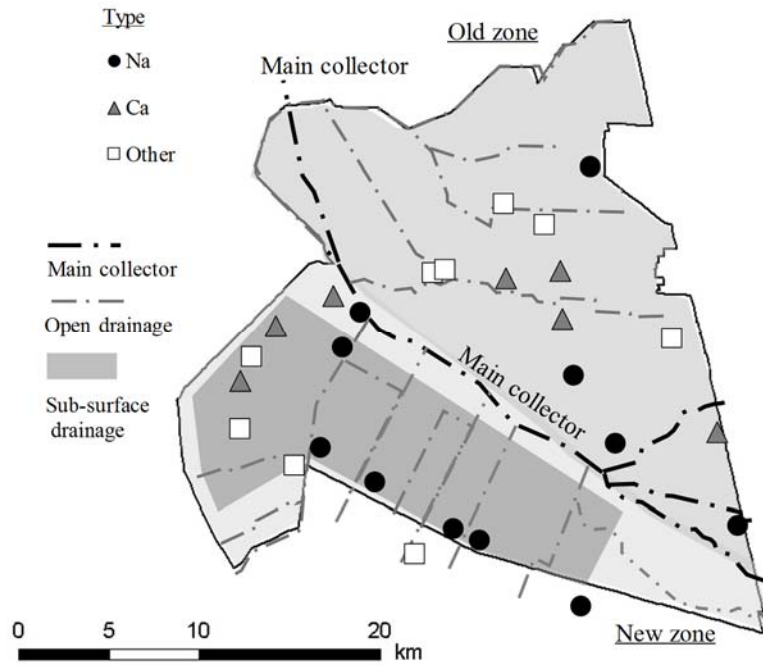


図 4.5.4 地下水の陽イオン塩類を 3 種に区別した平面分布

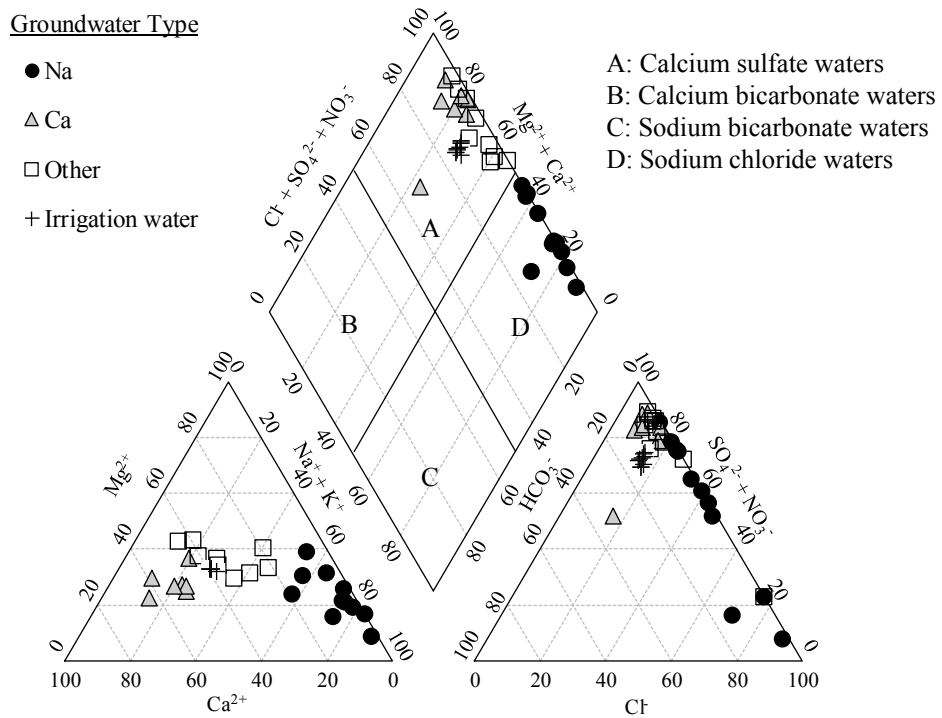


図 4.5.5 Piper diagram による灌漑用水と地下水の分類

4.6 考察

4.6.1 灌漑用水の塩類

ミルザバッド地区における灌漑用水の溶液組成は、主に硫酸 Ca と硫酸 Mg で構成され、析出しやすい塩類鉱物種は calcite と dolomite であった。灌漑用水は、Farkhad 発電所でシルダリア川か

ら取水され地区内の灌漑水路に分配されるため、オールド・ゾーンとニュー・ゾーンで水質に差違はなかった。

4.6.2 排水の塩類

排水の水質については、中央幹線排水路末端の採水地点で高い塩分濃度を示した。中央幹線排水路末端の塩分濃度が高い理由は、地区内で排水された塩分が中央幹線排水路末端に集積され、高塩分濃度になっているためと考えられた。中央幹線排水路末端の観測地点を除き、塩分濃度の差はあるものの、イオン組成はほぼ同じ傾向を示した。このことから、オールド・ゾーンとニュー・ゾーンで排水の水質に差違はなかった。

4.6.3 地下水の塩類とその分布が異なる原因

地下水については、オールド・ゾーンに比べニュー・ゾーンの方が高い塩分濃度を示した。また、オールド・ゾーンとニュー・ゾーンとで塩類組成のタイプに違いが生じた。オールド・ゾーンでは主に Ca と Mg 塩で構成されているのに対し、ニュー・ゾーンでは主に Na 塩で構成されていた。しかし、析出しやすい塩類鉱物種は、dolomite, calcite, gypsum, magnesite といった Ca および Mg の炭酸塩、硫酸塩であることが確認された。

地下水の塩組成がオールド・ゾーンとニュー・ゾーンで異なる理由としては、立地条件と灌漑開発の経緯による違いが影響していると考えられる。オールド・ゾーンは、シルダリア川に近く、水量は豊富であり、古くから灌漑開発が行われている。排水路も整備されており、溶解されやすい Na 塩などはゾーン内の明渠排水路を通じて地区外へ排出されていると考えられる。一方、ニュー・ゾーンは Golodnaya Steppe の最低位部に位置していることに加え、水資源が乏しい (Morozov⁴⁴, 2014)。ニュー・ゾーンでは主に暗渠排水が整備されている。しかし、管内部に土砂が堆積していることから排水機能は十分とはいえない。そのため中央幹線排水路へ排出されなかった Na 塩が浅層地下水に浸透し、低位部地域へ集まっているものと推測された。

本研究では、ミルザバッド地区全域の土壌中のイオン組成まで把握していない。同地区の土壌は、solonchaks が地区の大部分に分布し、地区の東側に一部 calcisols が存在する。その特徴から、土壌中に集積している塩類は、Na 塩、硫酸 Ca 塩、炭酸 Ca 塩と推測される。この特徴と本研究の結果に基づき、どのような塩類がどの場所に集積する可能性があるのか考察した。土壌中に含まれる塩の起源が灌漑用水または地下水であると仮定すると、Na 塩が集積しているエリアは中央幹線排水路南側のニュー・ゾーンであり、地下水に含まれる Na 塩が原因と考えられた。一方、硫酸 Ca と炭酸 Ca が集積しているエリアは、中央幹線排水路北側のオールド・ゾーンであり、灌漑用水に含まれる Ca あるいは Mg 塩が原因と考えられた。

灌漑農地の二次的塩類集積の被害を軽減するため、シルダリア州の行政機関によって排水改良事業やリーチングが計画立案および実施されている。このような対策は、地区内の塩害レベルが高い（塩濃度が高い）と判断された地域から優先的に行われている。特に、Na 塩が集積しやすい可能性がある中央幹線排水路南側のニュー・ゾーンに位置する農地では、安定した営農活動を行うためにも地下水位の上昇を抑制することが不可欠となる。根群域まで塩濃度の高い地下水を上昇させないためには、暗渠排水の維持管理を優先的に行う必要がある。

第 5 章 シルダリア州ミルザバッド地区灌漑農地における塩類土壌の特徴とリーチング期における土壌水分および塩分の動態

5.1 概説

ミルザバッド地区オールド・ゾーンに位置する 2 つの灌漑農地であるアフメドフおよびヤンガバッド水消費者組合（Water Consumers' Associations, 以下 WCA）を対象に、土壌断面調査および土壌採取を行い、塩類土壌の物理性および化学性を測定した結果を報告する。また、センサーを用いて土壌水分、土壌塩分、地下水位、地下水塩分の定点観測を行い、冬季に慣行的に行われるリーチング期間中の土壌水分および塩分の動態を把握した。そして、これらの実測に基づいてリーチングの実態と土壌塩類化の要因を考察した。

5.2 研究の流れ

図 5.2.1 に、本章の研究の流れを示す。

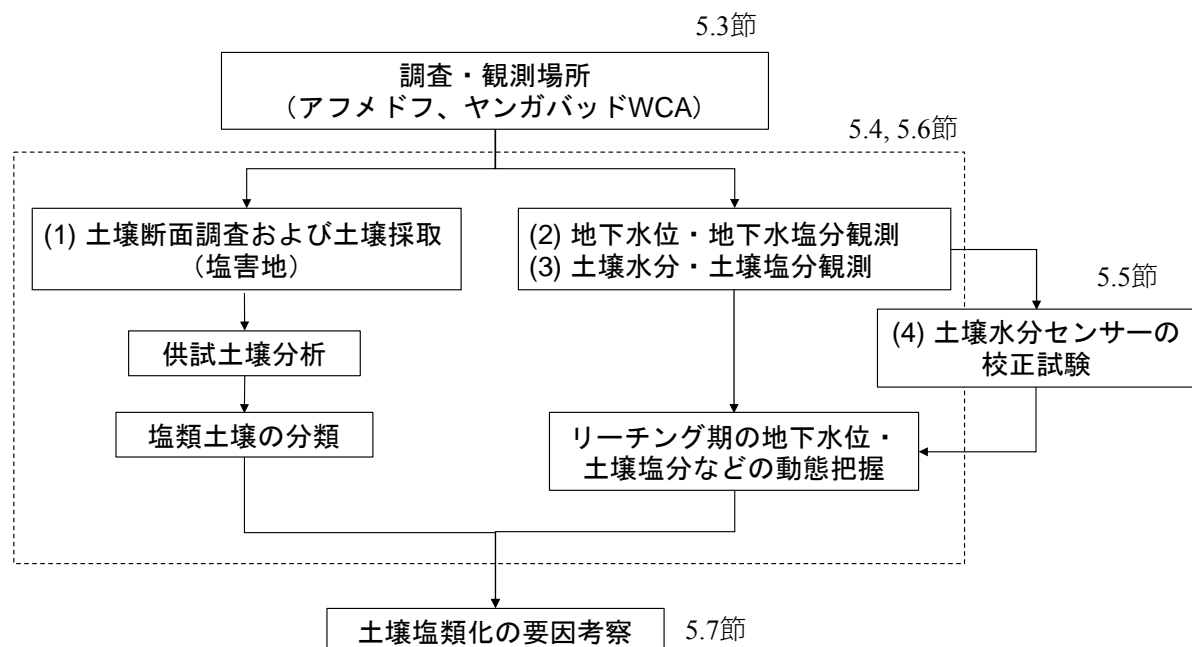


図 5.2.1 第 5 章における研究の流れ

5.3 調査および観測場所

対象地は、アフメドフ WCA（北緯 40 度 35 分，東経 68 度 38 分）の灌漑農地 26 ha とヤンガバッド WCA（北緯 40 度 29 分，東経 68 度 39 分）の灌漑農地 8 ha である（図 5.3.1）。オールド・ゾーンの農地の周囲では地下水位を低下させる目的で深さ 2 m 程度の明渠排水路が整備されている。綿花とコムギをそれぞれ 2 年ずつ農地一面に栽培する作付体系であり、地表面の土壌水分が低下する 4 月下旬頃に大型トラクターにより播種前の耕起が行われている。

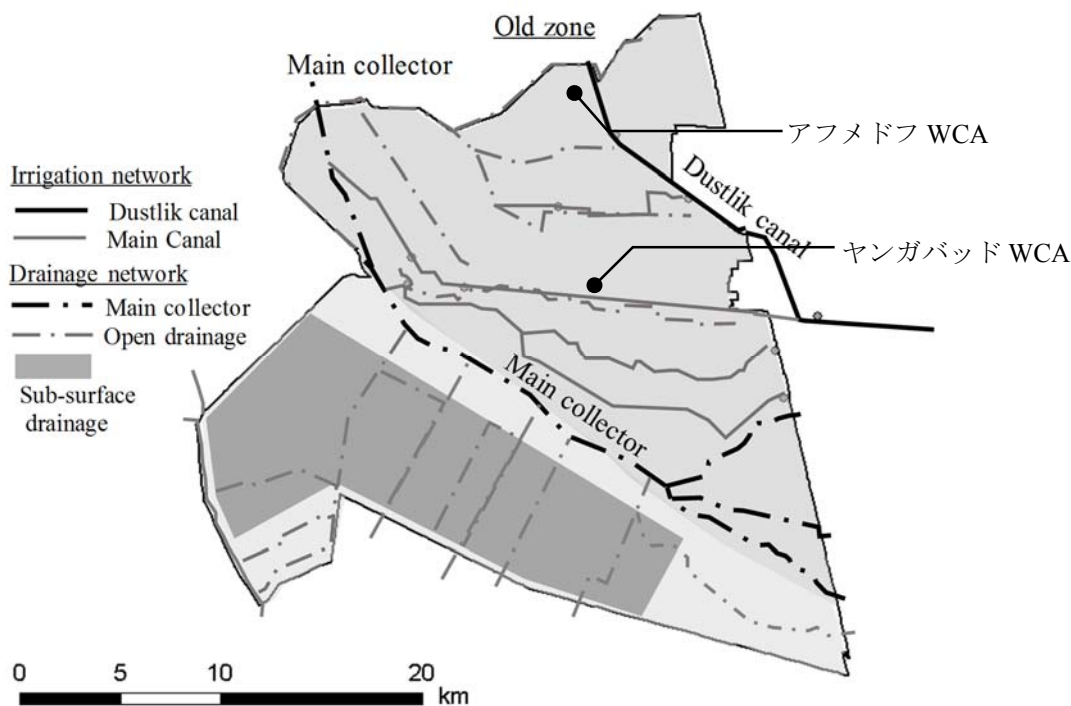


図 5.3.1 アフメドフ WCA とヤングバッド WCA の位置図

5.4 分析および観測方法

5.4.1 土壌試料の分析

土壌の採取場所は、アフメドフ WCA とヤングバッド WCA とともに、農地内に設置されている地下水観測井の極近くから水口側 (U)、中央部 (M)、水尻側 (D) の 3 地点を選定した。地表面から深さ 10 cm, 30 cm, 50 cm, 80 cm から土壌を採取した。ヤングバッド WCA については 5 cm 深からも採取した。土壌物理性として、土壌硬度 (山中式)、乾燥密度、土粒子密度、体積含水率、飽和透水係数 (変水位法)、粒径組成 (ピペット法) を測定した。土壌化学性については、2 mm 篩い通過後の風乾細土について、 EC_e 、 pH_e 、水溶性陽イオン (Ca, Mg, Na, K)、水溶性陰イオン (SO_4 , Cl, HCO_3) を測定した。アフメドフ WCA については、交換性陽イオンおよび CEC を測定した。土壌化学性の分析方法は 3.4 分析方法と同じである。粒径組成は、3.4 分析方法と同じ手順で行ったが、深さ 50 cm と 80 cm の試料を分散させることができなかったため、 1 mol L^{-1} 塩酸を各試料に 120 mL 加え、3 時間振とうした懸濁液を 60°C で温め遠心分離処理を行った後に、上澄み液を取り除いた。この方法は、土壌環境分析法編集委員会 (2012) の硫酸 Ca の溶解方法と Li and Demopoulos⁵⁻¹ (2015) が報告した塩酸による硫酸 Ca 溶解の温度依存性を組み合わせた方法である。これにより土壌懸濁液は分散した。土壌採取日は、アフメドフ WCA が 2014 年 5 月 29 日、ヤングバッド WCA が 2015 年 6 月 18 日であり、綿花が播種された直後である。

5.4.2 観測方法

(1) 地下水位および地下水塩分

アフメドフ WCA については、農地内に設置されている 15 箇所の地下水位観測井 (全層に小孔を設けている) の内、水口側 (AU)、中央部 (AM)、水尻側 (AD) の 3 地点を選定し、地下水位

計 U20-001-04 (HOBO, Onset 社) と地下水 EC 計 U24-002-C (HOBO, Onset 社) を設置した。ヤンガバッド WCA についても、9 箇所地下水水位観測井の内、水口側 (YU)、中央部 (YM)、水尻側 (YD) の 3 地点を選定し、地下水水位計と地下水 EC 計を設置した。観測間隔は 1 時間である。観測期間はアフメドフ WCA が 2014 年 6 月 1 日～2015 年 2 月 23 日までの 268 日間、ヤンガバッド WCA が 2015 年 6 月 22 日～2016 年 5 月 31 日までの 345 日間である。

(2) 土壌水分および土壌塩分

土壌試料の採取地点の内、農地中央部 (アフメドフは AM 地点、ヤンガバッドは YM 地点) に誘電式土壌水分センサー (5TE, Decagon 社) を、採取した土壌と同じ深度となる深さ 5 cm, 10 cm, 30 cm, 50 cm, 80 cm に地表面と平行に埋設した。センサーはデータロガー (Em50, Decagon 社) に接続され、1 時間間隔で深さごとの土壌水分、EC および土壌温度を記録した。観測期間は、アフメドフ WCA が 2015 年 1 月 1 日～2015 年 2 月 23 日までの 54 日間、ヤンガバッド WCA が 2015 年 12 月 15 日～2016 年 3 月 15 日までの 92 日間で、いずれもリーチング前後期間である。

5.5 土壌水分および土壌塩分センサーの校正試験

乾燥地で塩類集積が生じるような高塩分濃度条件下では、誘電式土壌水分センサーを用いた土壌水分測定を行う際、あらかじめ校正試験を行う必要がある。ここでは、土壌水分および土壌塩分の観測結果を正確に把握するため、先に 5TE センサーの校正試験方法とその結果について述べる。

5.5.1 試験方法

校正試験には、水分調整混合充填法、水分追加混合充填法、上方浸潤迅速法、蒸発・重量計測法、排水・吸水過程吸引法、原位置定容積採土法、基準センサー比較法などがある (井上⁵⁻², 2015)。本研究では、水分調整混合充填法を採用した。Balendonck and Hilhorst⁵⁻³ (2001) は、正確な水分測定を行うためには、測定対象土壌の校正試験を行う必要があり、直径 70 mm、高さ 90 mm 以上の校正容器を使用することを奨励している。

写真 5.5.1 に示すように、5TE センサー、ハンドヘルドリーダー (データ読み取り装置、Decagon 社)、土壌溶液採取器 (Daiki 社)、円筒型校正容器 (内径 150 mm、高さ 150 mm) を用いた。

センサー校正用の土壌は、アフメドフ WCA の地表面から深さ 30 cm までを採取し使用した。土壌内の塩分は水道水を加え攪拌して静置後、上澄み液をサイホンで排出する操作を繰り返し行い除去した。上澄み液の塩分濃度が $0.3\sim 0.5 \text{ dS m}^{-1}$ に低下した時、蒸留水を加え上澄み液を排出し除塩作業を終了した。測定に用いた試料は、2 mm 篩い通過後の風乾細土であり、試験初期の飽和抽出溶液による電気伝導度 (EC_e) は 1.1 dS m^{-1} である。塩水には CaCl_2 を用い、 CaCl_2 溶液の電気伝導度 EC は、0 (蒸留水)、10、15、20、25、30 dS m^{-1} の 6 種とし、土壌水分は体積含水率 θ (m^3



写真 5.5.1 5TE センサー校正試験の状況

m³)で風乾(約0.01), 0.05, 0.1, 0.2, 0.25, 0.3, 毛管飽和(約0.4)の7種に調整した. 上記の組合せで, 塩水を含む調整した試料を円筒型校正容器に高さ125 mmまで均一(乾燥密度1.57 g cm⁻³)になるよう充填した. 試料充填後, 円筒型校正容器に蓋をし, 24時間静置した後, 測定を行った. この供試体に対して5TEを垂直に回路部分まで挿入して, ハンドヘルドリーダーで θ に対する出力値(ϵ_a), 土壌見かけのEC(EC_a), 土壌温度を測定した. 測定には3本の5TEを用い, 1本のセンサーに対して5回読み取りを行った後, 3本の読み取り値の平均値を求めた. 温度は22~24°Cの範囲にあった. 測定終了後, 円筒容器内の土壌試料を100 cm³容器3つに採取し, 測定時の実際の体積含水率(θ_a)を炉乾法で測定した. また, 土壌溶液採取器を用いて, 調整した試料の土壌溶液を採取し, 土壌溶液のEC(EC_w)を測定した. 表5.5.1に供試土の物理性として, 粒径組成, 土粒子密度, コンシステンシー(塑性限界, 液性限界)を示す.

表 5.5.1 供試土の物理性

Texture	Clay	Silt	Sand	Particle density	Plastic limit	Liquid limit
		(%)		(g cm ⁻³)		(%)
Clay loam	22.8	26.7	50.5 (FS 50.2, CS 0.3)	2.72	18.4	25.7

粒径組成はピペット法により測定. 国際土壌科学会(ISSS)の区分による. FSはFine sand, CSはCoarse sandを示す.

5.5.2 解析方法

井上ら⁵⁻⁴(2016)が高塩分濃度に対してWETセンサーの測定精度を評価した方法を参考にし, $\epsilon_a - \theta$ の関係を推定した. $EC_a - EC_w - \theta$ の関係については, Rhoadesモデル(Rhoades et al.⁵⁻⁵, 1976)により解析した. Rhoadesモデルは, 任意の水分量 θ における EC_a の測定から, EC_w を推定するモデルであり, (5-1)式と(5-2)式で示される.

$$EC_a = EC_w \theta T + EC_s \quad (5-1)$$

$$T = a \theta + b \quad (5-2)$$

ここで, T は透過係数(屈曲度の効果と固液・気液界面近傍でのイオンの移動度によって決まる), EC_s は固相の電気伝導度(dS m⁻¹), a, b はそれぞれ土壌の物理性に依存する実験定数である.

なお, EC_a から EC_w を推定するモデルは, Rhoadesモデルの他にHilhorstモデル(Hilhorst⁵⁻⁶, 2000)がある. しかし, Decagon社では θ が0.10 m³ m⁻³以下の土壌水分条件においては, EC_w の分母値, つまり ϵ_a と乾燥土壌の誘電率である ϵ_0 の差が小さくなり, EC_w を過大評価してしまう結果になるため, Hilhorstモデルを使用しないよう勧めている(アイネクス⁵⁻⁷, 2015). 実際に, アフメドフWCAとヤングバッドWCAの複数の地点において, 実測した5 cm深の θ が0.09 m³ m⁻³を示し, Hilhorstモデルで算出した EC_e と実測した EC_e が大きく乖離する結果となった.

5.5.3 校正試験結果

(1) 水分量($\epsilon_a - \theta$)の関係

図5.5.1に, 異なる塩分濃度の溶液を含んだ供試体に対して, 5TEにより出力された誘電率の平

方根 ($\varepsilon_a^{0.5}$) と θ_a の結果を溶液の EC_w をパラメータとして示す. ε_a を平方根にしないと $f(\theta_a)$ の回帰式が複雑 (解析ソフト Igor Pro を用いた場合, 2つの減衰指数曲線による回帰: dblexp_XOffset) になり, 今後の計算処理が困難になるため, このような処理を行った. 図 5.5.1 より, 実測した θ_a がほぼ同じであったとしても, ε_a は土壌中の溶液濃度が高くなると異なる校正式が必要になった. よって, (5-3) 式に示す対数式で表した.

$$\theta = A \times \ln(\varepsilon_a)^{0.5} + B \quad (5-3)$$

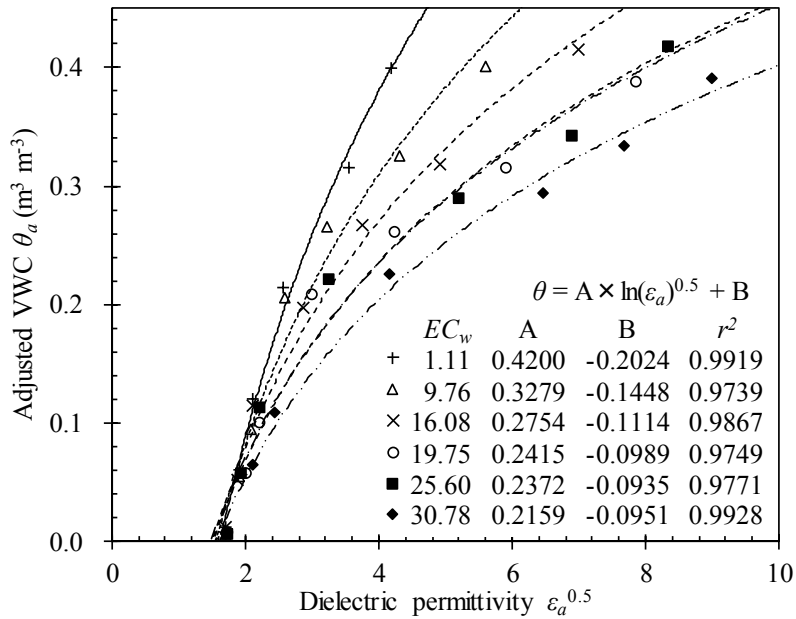


図 5.5.1 調整水分量 θ_a と誘電率の平方根 $\varepsilon_a^{0.5}$ の関係に及ぼす EC_w の影響

係数 A, B の EC_w への依存性について, 図 5.5.2 に示す. 図の通り, 係数 A, B が EC_w の 2 次式で表された.

$$A = a_1 EC_w^2 + b_1 EC_w + c_1 \quad (5-4)$$

$$B = a_2 EC_w^2 + b_2 EC_w + c_2 \quad (5-5)$$

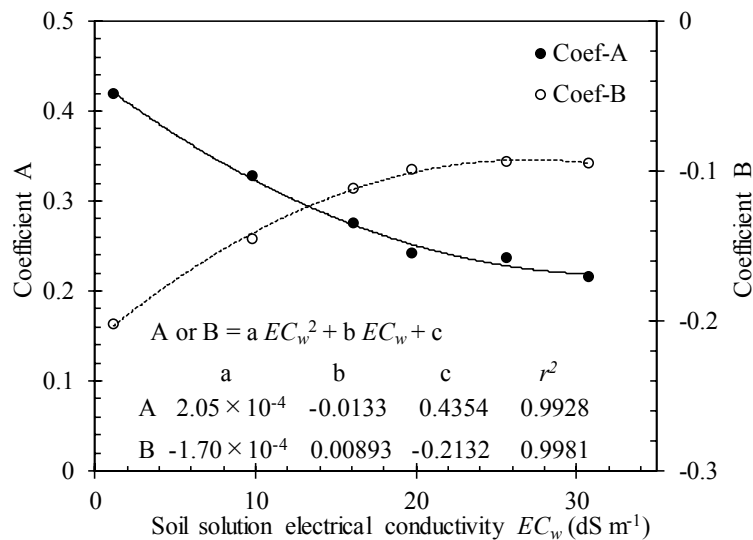


図 5.5.2 係数 A, B の EC_w 依存性

(5-4) 式と (5-5) 式を (5-3) 式に代入すると、土壌水分量 (θ_c) の校正式は、(5-6) 式として表される。

$$\theta_c = (a_1 EC_w^2 + b_1 EC_w + c_1) \times \ln(\varepsilon_a)^{0.5} + (a_2 EC_w^2 + b_2 EC_w + c_2) \quad (5-6)$$

この校正式による θ_c と実測した体積含水率 (θ_a) を比較し、その結果を図 5.5.3 に示す。(5-6) 式で求めた θ_c と θ_a が 1 : 1 の関係であった場合を実線で示した。水分量 θ_c は、全測定範囲にわたって、1 対 1 のライン上にあり、実測値と概ね一致した。この時の校正式の推定誤差を表す平均二乗誤差 (RMSE) は $0.0197 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ であった。

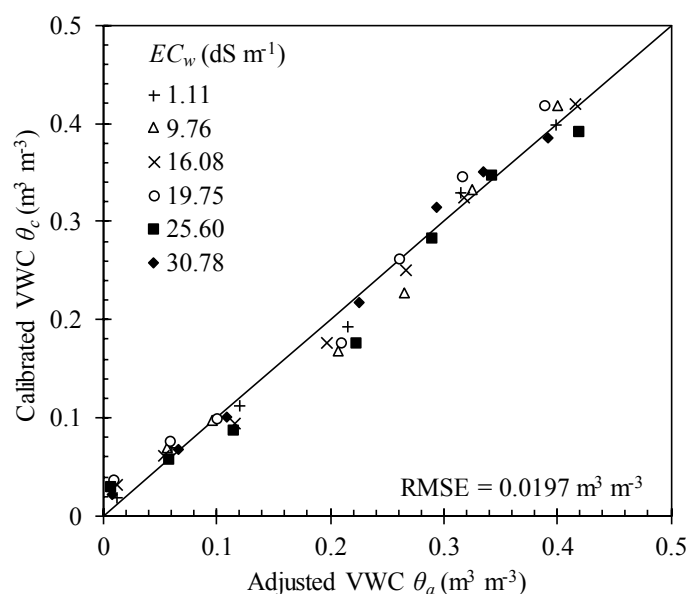


図 5.5.3 校正式による土壌水分量 θ_c と実測土壌水分量 θ_a との比較

(2) 塩分量 ($EC_a - EC_w - \theta$ の関係)

図 5.5.4 に、 θ_a が一定の条件での EC_a と EC_w の関係を示す。 EC_a は EC_w に比例して増加、また、傾きは θ_a が大きくなると増加する。この傾向は Rhoades モデルを使用した既往研究の結果と一致している (例えば、Wang et al.⁵⁻⁸, 2005)。

図 5.5.4 より、切片となる EC_s の平均値から 0.1962 dS m^{-1} を得た。図 5.5.5 は θ_a に対する透過係数 T の関係を一次式で示したものである。そして、(5-2) 式の実験定数 a, b を求めると、 $a=1.1897$ 、 $b=0.0079$ が得られた。 T は、(5-1) 式より $(EC_a - EC_s) / EC_w \theta$ として求めている。

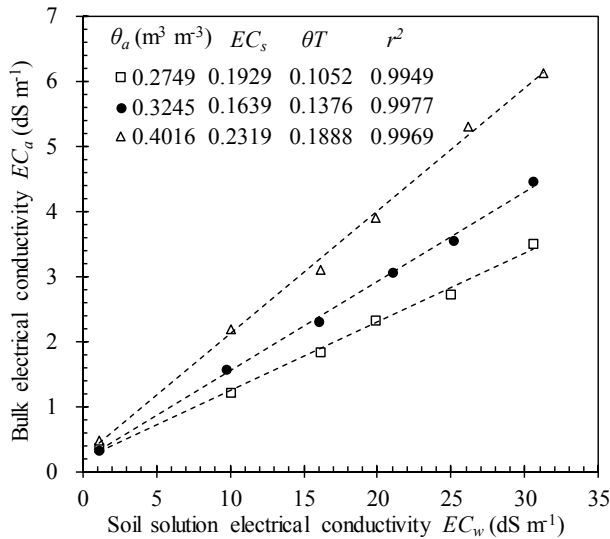


図 5.5.4 θ_a 一定における EC_w と EC_a の関係

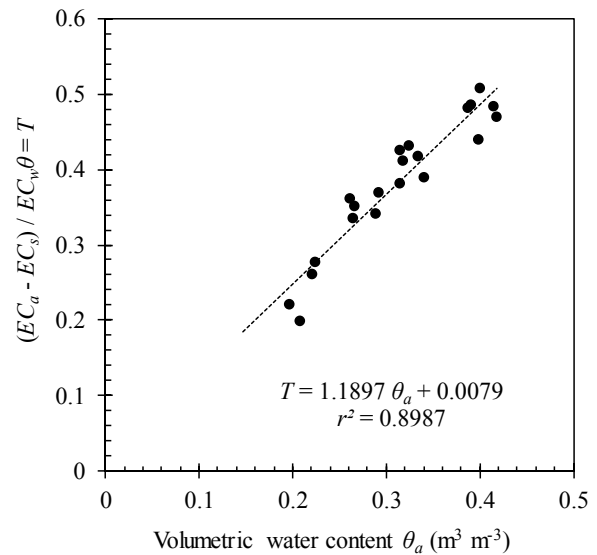


図 5.5.5 θ_a と T の関係

図 5.5.6 に、Rhoades モデルにより得られた各パラメータ EC_s , a , b を (5-1) 式に代入し, θ が $0.10 \sim 0.40 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$ の範囲における EC_w と EC_a の関係を示す. 実測した EC_a (図中●印) と θ_a の関係も概ね一致した.

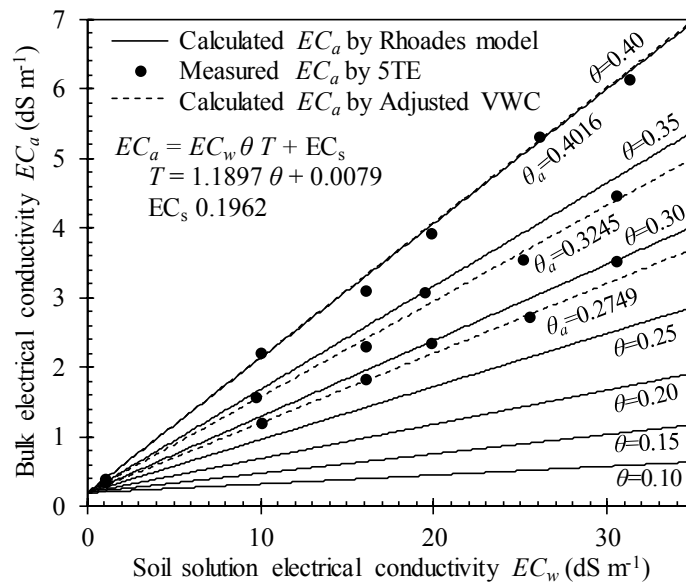


図 5.5.6 Rhoades モデルによる θ 一定における EC_w と EC_a の関係

(3) 連立式から θ と EC_w を求める方法

溶液濃度 EC_w の値と 5TE の出力値 ε_a から土壌水分量 θ を求める校正式 (5-6) 式では, EC_w の値が既知であれば, ε_a の値から θ を得ることができるが, 実際の現場では EC_w は未知である. 一方, 5TE の出力値 EC_a と土壌水分量 θ の値から溶液濃度 EC_w を求める式は Rhoades の (5-1) 式を変換すると (5-7) 式となる. しかし, θ の値が既知であれば EC_a から EC_w を得ることができるが, 実際の現場における測定では θ は未知である.

$$EC_w = \frac{EC_a - EC_s}{\theta(a\theta + b)} \quad (5-7)$$

そこで、(5-6) 式を (5-8) 式のように変換し、(5-7) 式を (5-8) 式に代入すると、5TE の出力値 EC_a と ϵ_a および表 5.5.2 に示した実験定数値で、 θ のみが未知数の式となる。この式を θ について代数的に解くことは困難であるため、2 分法を用いて数値解を求めた。そして得られた θ の値を (5-7) 式に代入して EC_w を求めた。

$$(a_1 EC_w^2 + b_1 EC_w + c_1) \times \ln(\epsilon_a)^{0.5} + (a_2 EC_w^2 + b_2 EC_w + c_2) - \theta = 0 \quad (5-8)$$

表 5.5.2 式 (5-1), (5-2), (5-4), (5-5) の実験定数値

Eq. (5-1)	Eq. (5-2)		Eq. (5-4)			Eq. (5-5)		
EC_s	a	b	a_1	b_1	c_1	a_2	b_2	c_2
0.1962	1.1897	0.0079	2.05×10^{-4}	-0.0133	0.4354	-1.70×10^{-4}	0.00893	-0.2132

測定精度を確認するために、2 分法の解（推定値）と現場での実測値を土壌水分（図 5.5.7）、土壌塩分（図 5.5.8）に関して比較した。推定値の EC_e については、(5-9) 式により求めた（宮本ら⁵⁻⁹, 2012）。

$$EC_e = \frac{EC_w \theta}{\left(1 - \frac{\rho_d}{\rho_s}\right)} \quad (5-9)$$

ここで、 ρ_d は乾燥密度 (g cm^{-3})、 ρ_s は土粒子密度 (g cm^{-3}) であり、5TE を設置した地点（農地中央部）の深さ 5 cm, 10 cm, 30 cm, 50 cm, 80 cm の実測値を用いた。

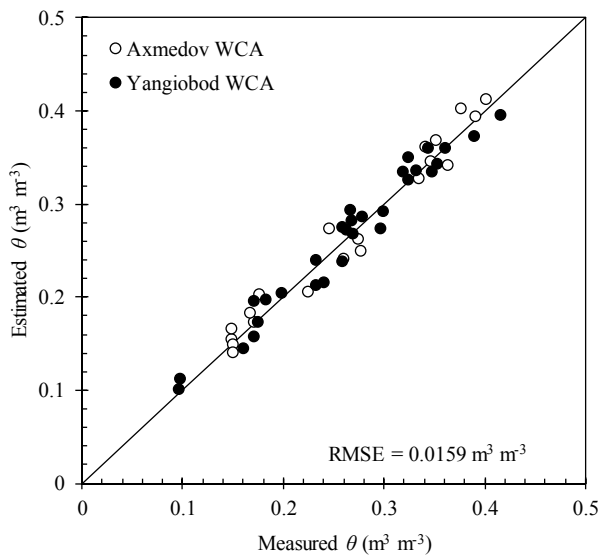


図 5.5.7 現場での実測値 θ と推定値 θ の関係

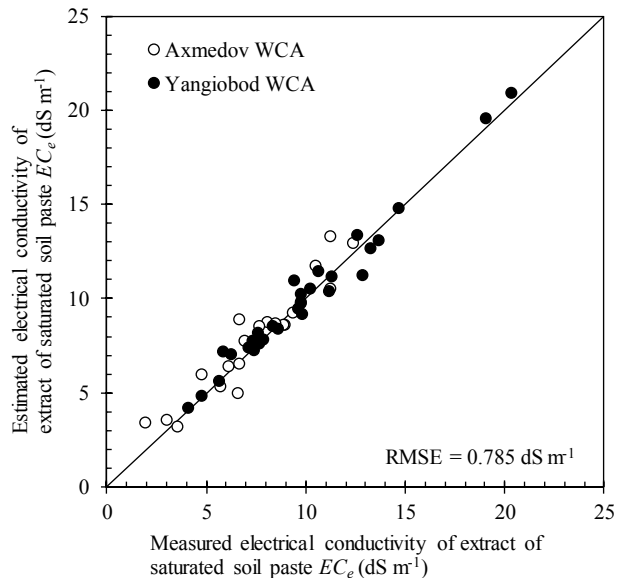


図 5.5.8 現場での実測値 EC_e と推定値 EC_e の関係

その結果, θ , EC_e とも推定値と実測値は良く一致し, 土壌水分の RMSE は $0.0159 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, 塩分濃度の RMSE は 0.785 dS m^{-1} となった.

5.6 結果

5.6.1 土壌の物理性

(1) 体積含水率

図 5.6.1 にアフメドフ WCA とヤンガバッド WCA の体積含水率の結果を示す. アフメドフ WCA の測定日は 2014 年 5 月 29 日, ヤンガバッド WCA の測定日は 2015 年 6 月 18 日である. 地表面から深さ 30 cm にかけて土壌水分は増加する傾向にあり, 地表面の体積含水率は 10~17%と乾燥していた. また, 深さ 80 cm における体積含水率は 35~40%であり飽和 (約 41%) に近い状態であった.

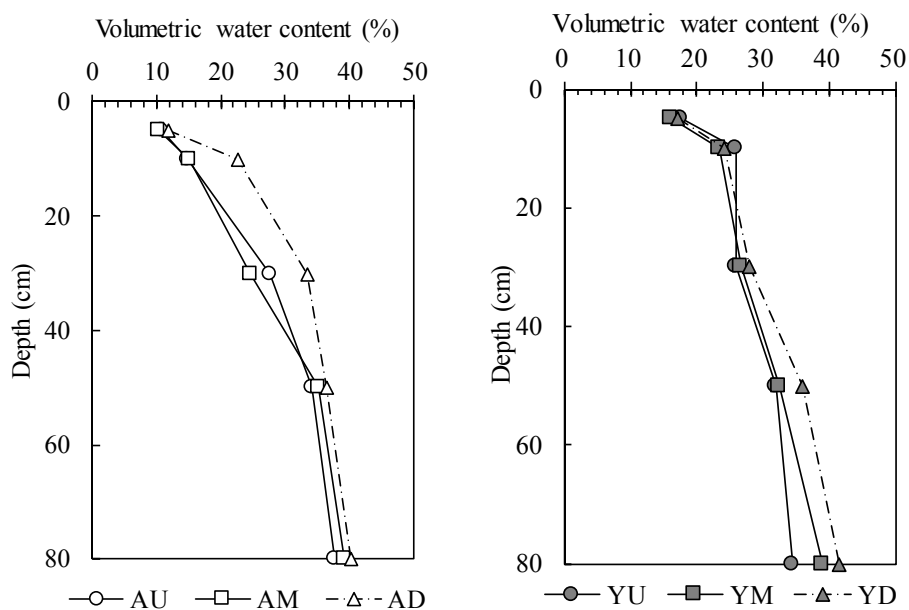


図 5.6.1 体積含水率の測定結果 (左:アフメドフ WCA, 右:ヤンガバッド WCA)

(2) 乾燥密度

図 5.6.2 に乾燥密度の測定結果を示す. 乾燥密度はアフメドフ WCA とヤンガバッド WCA とも, 深さ 30 cm において最も高く, $1.64 \sim 1.83 \text{ g cm}^{-3}$ を示した.

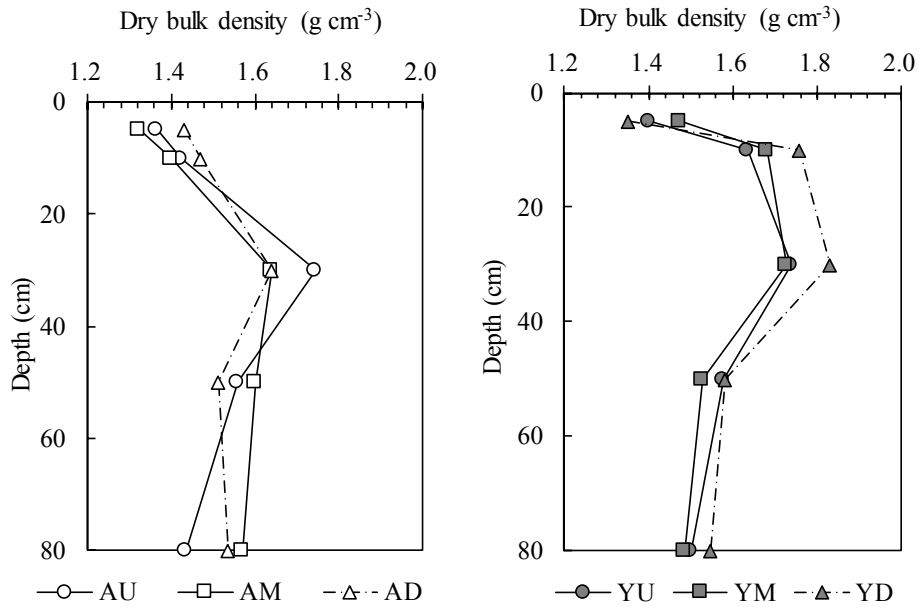


図 5.6.2 乾燥密度の測定結果 (左：アフメドフ WCA, 右：ヤンガバッド WCA)

(3) 土壌硬度

山中式硬度計を用いたアフメドフ WCA とヤンガバッド WCA の土壌断面の各層位の硬度測定結果を図 5.6.3 に示す。指標硬度の読みは、アフメドフ WCA において、深さ 5~30 cm では平均 25.0 mm, 深さ 50~80 cm では平均 15.4 mm となった。農地中央部である AM 地点を除き、土壌硬度は深さ 10 cm で一度低くなり、深さ 30 cm で再度高くなる結果となった。このことは、耕耘が深さ 20 cm まで行われ、30 cm 以深は耕耘されていないことを示していると考えられた。ヤンガバッド WCA においては、5 cm 深で平均 13.5 mm と最も低く、30 cm 深で平均 26.1 mm と最も高い値を示した。指標硬度の読みが 20~25 mm を越えると、根の伸長阻害や透水性不良が起りやすくなる。いずれの地点も深さ 30 cm において 20 mm 以上の値を示した。

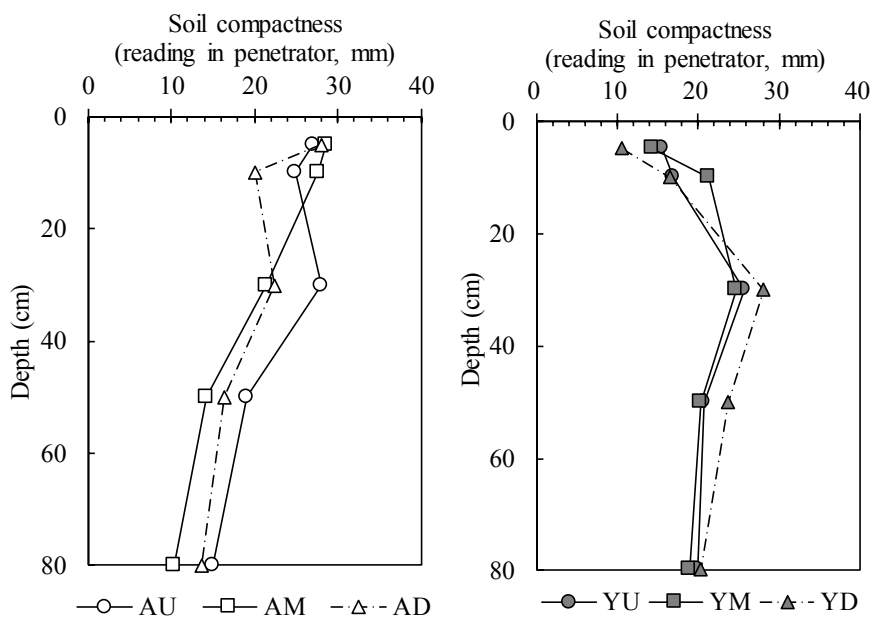


図 5.6.3 山中式土壌硬度計による硬度測定結果 (左：アフメドフ WCA, 右：ヤンガバッド WCA)

(4) 飽和透水係数

図 5.6.4 に、アフメドフ WCA とヤンガバッド WCA の変水位透水試験による飽和透水係数（水温 15°C 補正）の結果を示す。アフメドフ WCA における飽和透水係数は、水尻側の AD 地点を除き、深さ 30 cm で最も低く $10^{-6} \text{ cm s}^{-1}$ オーダーを示した。ヤンガバッド WCA においても、深さ 30 cm が低い飽和透水係数となり、 $10^{-6} \sim 10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$ オーダーであった。一般的に、飽和透水係数は土の乾燥密度とよく関連し、乾燥密度が高くなるほど飽和透水係数が小さくなるが、全層について乾燥密度と飽和透水係数に明確な相関は見られなかった ($r^2 = 0.22$)。

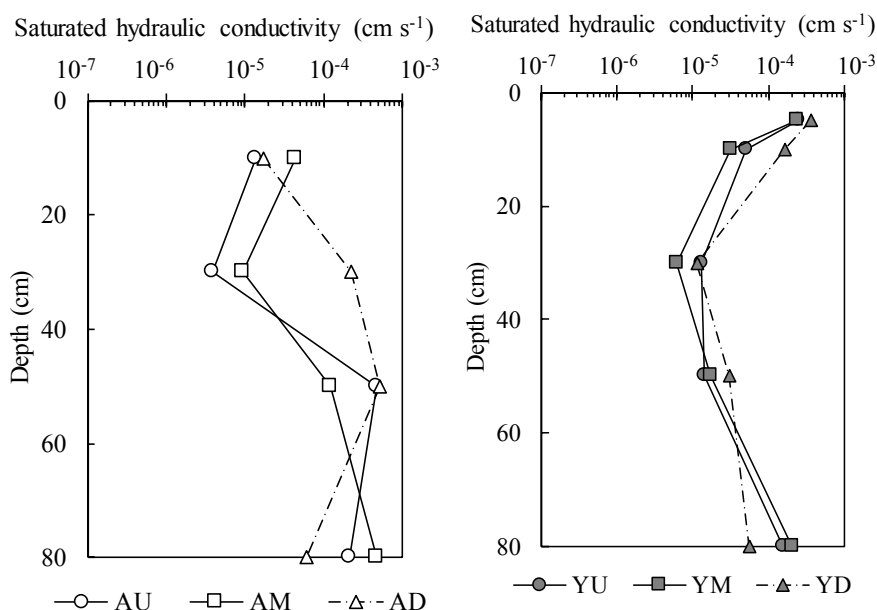


図 5.6.4 飽和透水係数の測定結果（左：アフメドフ WCA，右：ヤンガバッド WCA）

土壌物理性（乾燥密度，土壌硬度，飽和透水係数）の測定結果から，アフメドフ WCA とヤンガバッド WCA の灌漑農地には，深さ 30 cm に硬盤層が形成されていると考えられた。硬盤層の形成原因は大型トラクター走行による踏圧の影響と思われる。松本⁵⁻¹⁰（1988）は，乾燥地においては，大型トラクターの踏圧により，作土層直下にきわめて硬い盤層が形成され，この硬盤層部位で停滞水が一時的に形成されると報告しており，地下水位の上昇要因の一つに挙げている。

(5) 粒径組成

表 5.6.1 に，ヤンガバッド WCA における 3 地点の粒径組成の結果を整理した。硬盤層よりも浅い層位（5，10，30 cm）と硬盤層以深（50，80 cm）に分けた。前処理によって溶解した水溶性物質，有機物などの成分は，溶解損失として計算に加えていない。対象地の土性は，深度に関係なく埴壤土（CL）であった。砂については，いずれの地点も細砂（0.2～0.02 mm）の割合が非常に高く，粗砂（0.2～2.0 mm）の含有率は 0.0～0.2 % と低かった。アフメドフ WCA の土性もヤンガバッド WCA と同様に，CL であった。乾燥密度，土壌硬度，飽和透水係数は深さ 30 cm で特徴的な傾向を示したが，土性については，層位に変化がないことが確認された。

表 5.6.1 ヤンガバッド WCA における粒径組成結果

Point	Depth (cm)	Coarse sand	Fine sand	Silt	Clay	Soil texture
		(%)				
YU	5, 10, 30	0.2±0.03	59.7±0.23	20.9±0.51	19.2±0.40	CL
	50, 80	0.0±0.02	60.9±0.09	23.5±1.26	15.6±0.33	CL
YM	5, 10, 30	0.2±0.02	56.8±0.66	22.9±0.81	20.1±0.95	CL
	50, 80	0.0±0.03	53.7±1.40	26.9±1.22	19.4±0.15	CL
YD	5, 10, 30	0.1±0.03	50.7±0.09	27.1±0.92	22.1±0.94	CL
	50, 80	0.2±0.07	53.8±2.31	23.9±0.28	22.1±1.95	CL

5.6.2 土壌の化学性

(1) 水溶性イオン

図 5.6.5 に、2014 年 5 月 29 日にアフメドフ WCA の 3 地点から採取した土壌の深さ 10~80 cm における水土比 1 : 5 の水溶性陽イオンと水溶性陰イオンの測定結果を示す。AU, AM 地点では上層土（深さ 10 cm と 30 cm）における水溶性陽イオン量の合計は AU 地点で 190.1~201.2 mmolc kg-soil⁻¹, AM 地点で 150.5~178.4 mmolc kg-soil⁻¹であった。一方、下層土（深さ 50 cm と 80 cm）はそれぞれ 60.2~70.1 mmolc kg-soil⁻¹, 57.6~61.1 mmolc kg-soil⁻¹と低い値を示し、塩類が集積している深さは地表面から深さ 10~30 cm までと考えられた。深さ 10~30 cm において、陽イオンでは Ca が多く、全陽イオン濃度の 42.2~66.4% を占め、陰イオンでは SO₄ が多く、全陰イオン濃度の 65.4~94.2% を占めた。一方、水尻側である AD 地点では全層で塩濃度は低い傾向であった。3 地点の HCO₃ 濃度は、1.0~1.9 mmolc kg-soil⁻¹ の範囲であった。

図 5.6.6 に、2015 年 6 月 18 日にヤンガバッド WCA の 3 地点から採取した土壌の深さ 5~80 cm における水土比 1 : 5 の水溶性陽イオンと水溶性陰イオンの測定結果を示す。YU, YM 地点とも地表面に塩類集積が生じている傾向は見られず、深さ 30~80 cm にかけて塩分濃度が高い結果であった。溶存している主要なイオン種は Ca と SO₄ であり、アフメドフと同様の傾向を示した。また、水尻側である YD 地点で塩濃度が低くなる傾向は、アフメドフ WCA と同じであった。3 地点の HCO₃ 濃度は、1.0~1.9 mmolc kg-soil⁻¹ の範囲であった。

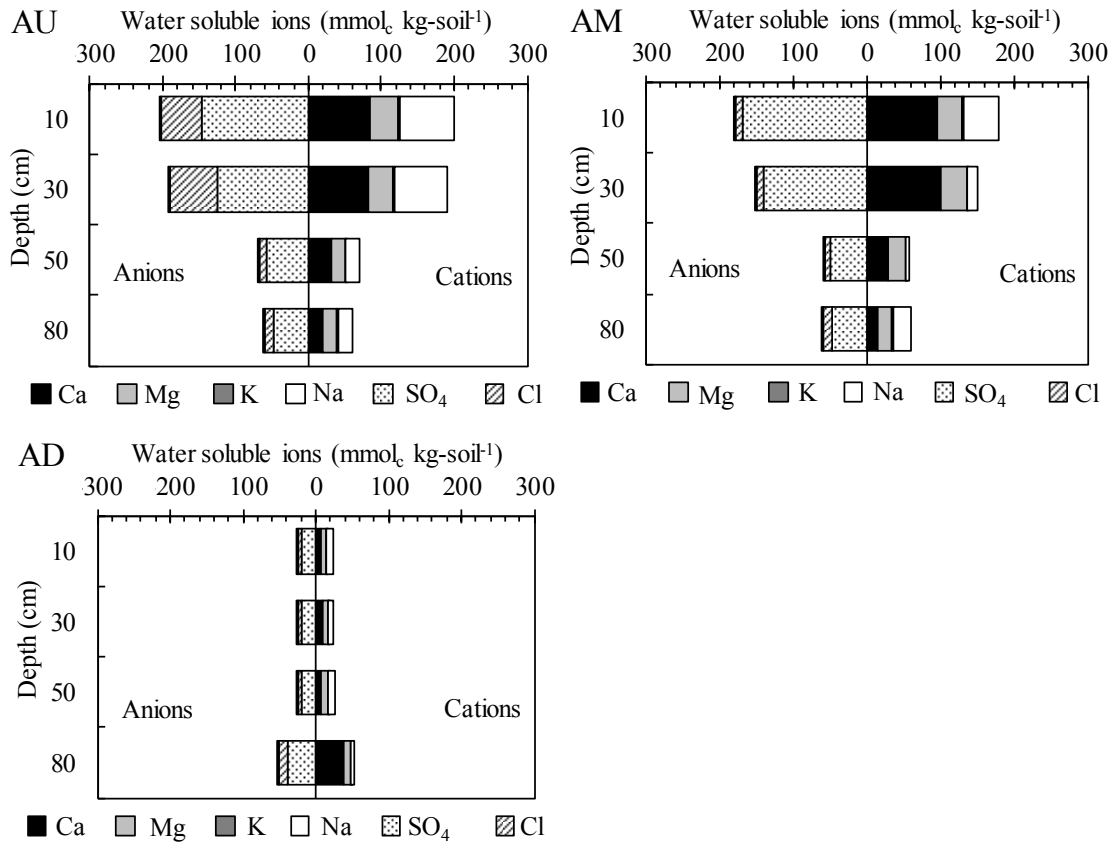


図 5.6.5 アフメドフ WCA における水溶性イオンの分布

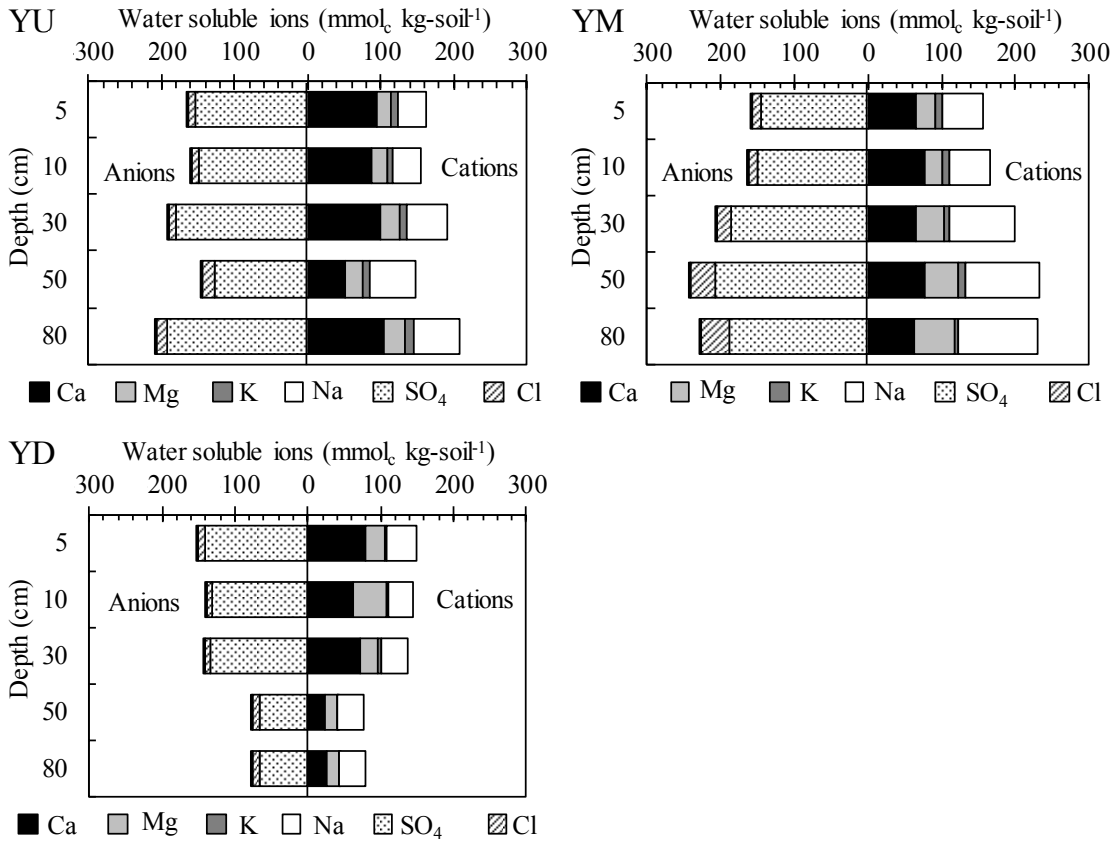


図 5.6.6 ヤンガバッド WCA における水溶性イオンの分布

(2) 交換性陽イオン

図 5.6.7 に、アフメドフ WCA における、pH 8.2 で調整した 1 mol L⁻¹ 酢酸アンモニウム溶液で抽出した交換性陽イオン組成と全イオン量に占める Na, Ca, Mg の割合を示す。いずれの地点も Mg が全交換性陽イオン量に占める割合が高く、AU 地点で 31.2~35.3 mmol_c kg-soil⁻¹ (全交換性陽イオンの Mg が占める割合 42.9~56.2%)、AM 地点で 37.0~55.1 mmol_c kg-soil⁻¹ (59.5~69.2%)、AD 地点で 37.0~39.4 mmol_c kg-soil⁻¹ (47.5~50.8%) であった。一方、Ca は、AU 地点で 15.9~41.9 mmol_c kg-soil⁻¹ (全交換性陽イオンの Ca が占める割合 32.9~48.1%)、AM 地点で 12.0~16.0 mmol_c kg-soil⁻¹ (19.9~22.5%)、AD 地点で 25.9~29.9 mmol_c kg-soil⁻¹ (19.0~33.9%) となり、水口側である AU 地点で若干多い。Na は、AU, AM, AD 地点とも層位に変化はほぼなく、6.2~9.9 mmol_c kg-soil⁻¹ (7.9~13.9%) であった。

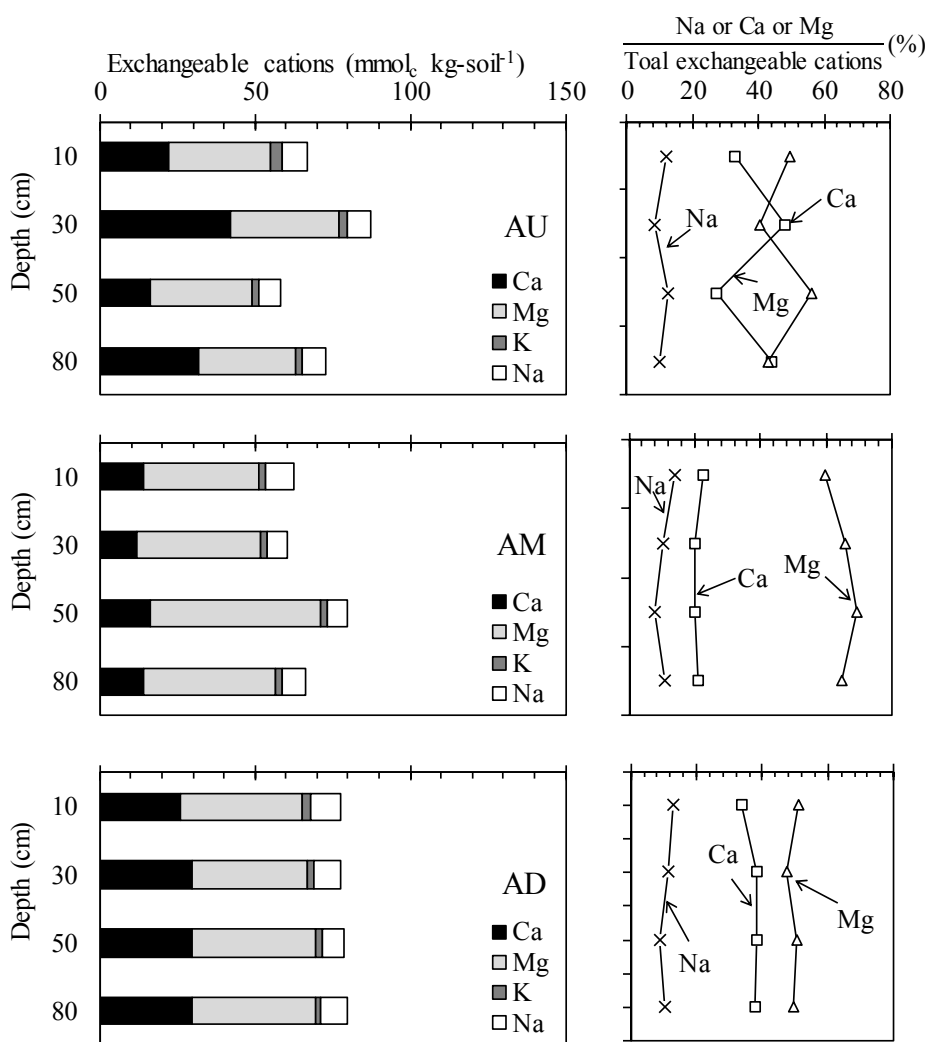


図 5.6.7 塩類集積地における交換性陽イオンの分布と全交換性陽イオン量に占める Na, Ca, Mg の割合

5.6.3 研究対象地における土壌塩類化の判定

表 5.6.2 にアフメドフ WCA における AU, AM, AD 地点の深さ 10~30 cm, 深さ 50~80 cm の土壌塩類化の状況を EC_e, pH_e, ESP によって評価した結果を示す。

表 5.6.2 アフメドフ WCA における土壌塩類化の分類

Point	Depth (cm)	EC _e (dS m ⁻¹)	pH _e	ESP (%)	Classification of salt affected soil
AU	10~30	8.1~10.5	8.0~8.3	8.5~12.1	Saline
	50~80	6.6~6.7	8.2~8.3	10.2~12.5	Saline
AM	10~30	7.0~11.3	8.1~8.3	10.3~13.9	Saline
	50~80	6.2~6.7	8.1~8.3	7.9~10.9	Saline
AD	10~30	3.1~3.6	8.3	11.2~12.8	Non-saline
	50~80	4.8~5.7	8.2~8.3	8.9~10.4	Saline (slightly)

saline soil ; EC_e ≥ 4, ESP < 15, pH_e < 8.5, sodic soil ; EC_e < 4, ESP ≥ 15, pH_e ≥ 8.5, saline-sodic soil ; EC_e ≥ 4, ESP ≥ 15, pH_e < 8.5

アフメドフ WCA における土壌塩類化の分類は、AU 地点と AM 地点の全層で塩性土壌に判定された。一方、AD 地点においては塩類集積の影響はほぼない結果となった。

ヤンガバッド WCA においては、交換性 Na 量と CEC を測定していないため、水溶性 Na, Ca, Mg のイオン濃度の測定値を用い、SAR を算出する (2-1) 式を用い評価した (表 5.6.3)。

表 5.6.3 ヤンガバッド WCA における土壌塩類化の分類

Point	Depth (cm)	EC _e (dS m ⁻¹)	pH _e	SAR (L mmol _e) ^{-0.5}	Classification of salt affected soil
YU	5~30	7.9~11.2	8.2~8.4	5.2~6.9	Saline
	50~80	12.9~18.3	8.3~8.4	7.6~10.2	Saline
YM	5~30	9.5~13.7	8.3~8.4	7.7~12.2	Saline
	50~80	19.1~20.4	8.2~8.3	13.1~13.9	Saline
YD	5~30	11.3~12.7	8.2~8.4	4.6~5.9	Saline
	50~80	7.4~7.7	8.2~8.4	7.9	Saline

saline soil ; EC_e ≥ 4, SAR < 13, pH_e < 8.5, sodic soil ; EC_e < 4, SAR ≥ 13, pH_e ≥ 8.5, saline-sodic soil ; EC_e ≥ 4, SAR ≥ 13, pH_e < 8.5

ヤンガバッド WCA における土壌塩類化の分類は、YU 地点と YD 地点の全層と YM 地点の深さ 5~30 cm で塩性土壌となる。一方、YM 地点の深さ 50~80 cm は SAR の値を見ると塩性ソーダ質土壌に分類されるが、pH_e から判断すれば塩性土壌となる。Visual MINTEQ を用いて Na 塩の生成物の溶存状況を確認した結果、溶液として存在しうる種類は CaSO₄, MgSO₄, Na₂SO₄ の硫酸塩種であり、塩類鉱物種は gypsum, dolomite (ordered)であったことから塩性土壌に分類された。

土壌化学性の分析結果から、アフメドフ WCA、ヤンガバッド WCA とともに Na 塩よりも Ca や Mg 塩による塩類集積とみなすことができる。しかし、ヤンガバッド WCA の下層土 (50~80 cm) では、Na 塩が水溶性陽イオンの約 45% を占めていることから、Na 塩を多く含む地下水が深さ 50 cm 程度まで浸透していたものと考えられた。

5.6.4 灌漑期からリーチング期における地下水位と地下水塩分の変化

(1) 地下水位の変化

図 5.6.8 および図 5.6.9 にアフメドフ WCA とヤンガバッド WCA の地下水位の変化をそれぞれ示す。地下水位は標高 (m) で表している。1 日の観測値は 24 時間の平均値である。2014 年 8 月

27日～12月3日までの期間、地下水位は設置した水位計の深さ（地表面から3.0m深）よりも下がったことから欠測値としてブランクにしている。

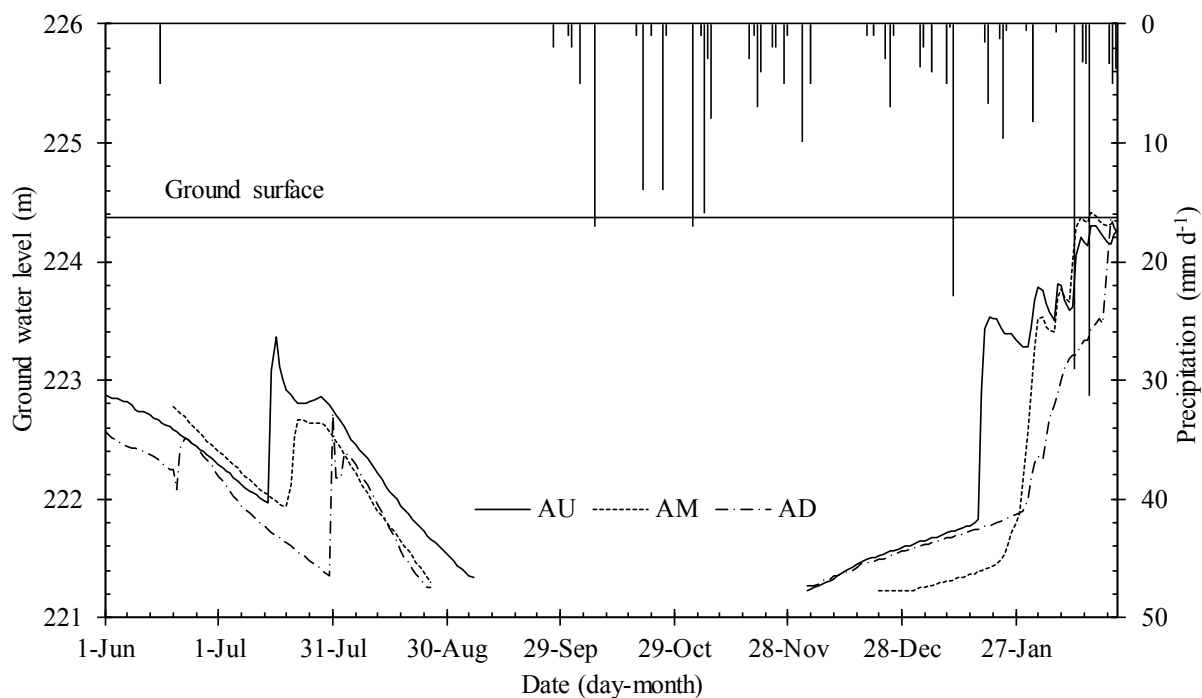


図 5.6.8 アフメドフ WCA における地下水位の推移 (2014 年 6 月 1 日～2015 年 2 月 23 日)

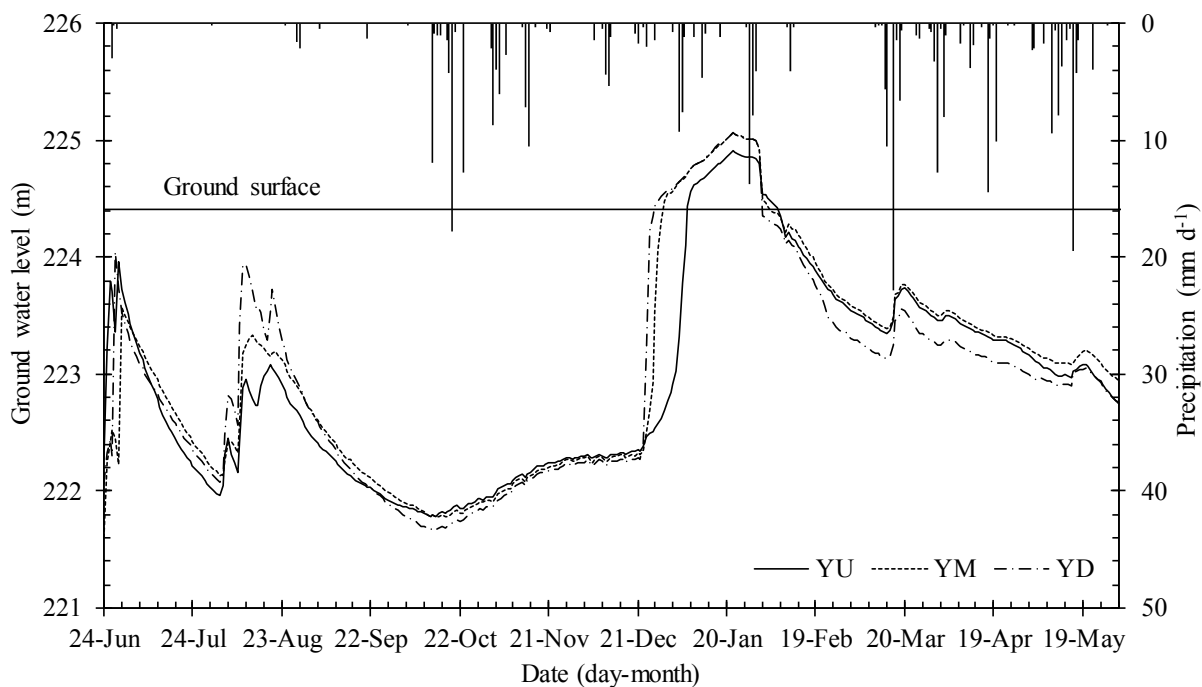


図 5.6.9 ヤンガバッド WCA における地下水位の推移 (2015 年 6 月 22 日～2016 年 5 月 31 日)

図 5.6.8 より、アフメドフ WCA では 2014 年 7 月 15 日から灌漑が行われ、地下水位は、AU 地点では 7 月 16 日に地表面から 1.0 m（灌漑前に比べ 1.4 m 上昇）、AM 地点では 7 月 23 日に 1.7 m（0.7 m 上昇）、AD 地点では 7 月 31 日に 1.6 m（1.3 m 上昇）まで上昇した。地下水位が上昇した時間差は、農地内に整備された小用水路を通じて輪灌漑が行われた影響による。観測期間中、灌漑は 1 回行われただけであり、灌漑が終了すると地下水位は低下した。

地下水位が 11 月頃から全体的に緩やかに上昇する傾向は、シルダリア州全体の地下水位の変動傾向と一致していた。10 月頃から降水量が増えることやシルダリア川上流に位置するキルギスからの放流による河川流量の増加などが地下水位上昇の原因として考えられる。

アフメドフ WCA のリーチングは 2015 年 1 月 18 日から行われ、地下水位は急激に上昇した。農家はリーチング前になると、深さ 20 cm 程度まで耕起した後、約 20 m 四方の区画に農地を分割し（リーチングプロット）、リーチングプロットごとに配水する輪灌方法を慣例としている。地下水位が上昇した時期を見ると、対象農地におけるリーチングは水口側から水尻側の順番で行われたと考えられた。地下水位が地表面ラインよりも突き出ている期間は、地表面が湛水されていることを表している。

一方、ヤンガバッド WCA については、2015 年 6 月 25 日と 8 月 10 日にかけて 2 回灌漑が行われた。地下水位は、それぞれ地表面から 0.6 m、0.5 m 近くまで上昇した（図 5.6.9）。灌漑が終了すると地下水位が低下する傾向はアフメドフ WCA と同じであった。リーチングは 2015 年 12 月 24 日から行われ、地下水位は水尻側（YD）から水口側（YU）の順で急激に上昇した。ヤンガバッド WCA でのリーチングには多量の水が使用されたと推測された。地表面が湛水されている期間は、YD 地点で 48 日間、YM 地点で 39 日間、YU 地点で 24 日間であった。また、湛水深のピークは、YD 地点で地表面から 0.96 m、YM 地点で 0.68 m、YU 地点で 0.28 m であった。リーチングが終了すると地下水位は低下する傾向であった。

ヤンガバッド WCA におけるリーチング終了後の農地の状況を写真 5.6.1 に示す。YD 地点では、植生の色が土壌色と同じになった高さ約 80 cm まで湛水されていたことを確認できる（写真 5.6.1 左側）。

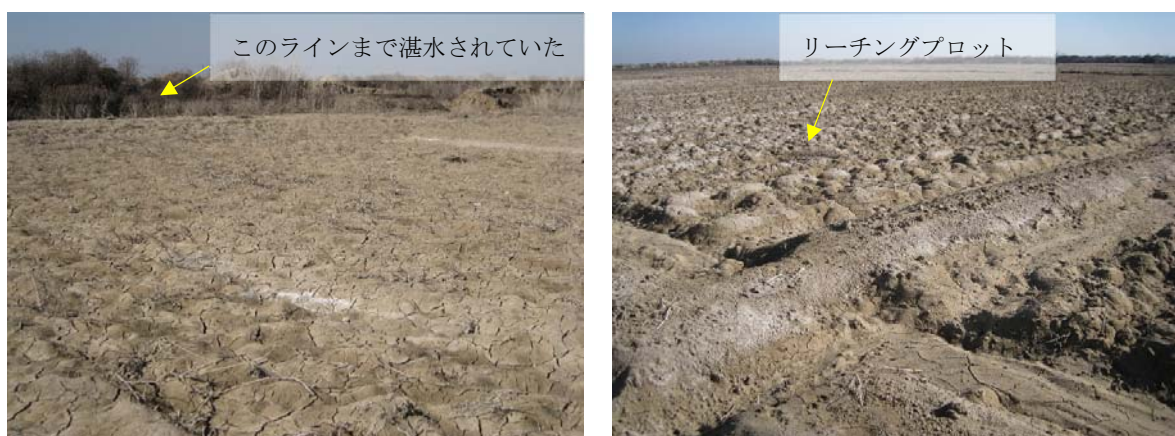


写真 5.6.1 リーチング後の農地状況（左：YD 地点、右：YU 地点）（2016 年 2 月 25 日撮影）

(2) 地下水 EC の分布

図 5.6.10 に、アフメドフ WCA とヤンガバッド WCA の地下水 EC の分布を示す。アフメドフ WCA は 2015 年 4 月 25 日、ヤンガバッド WCA は 2015 年 9 月 1 日の地下水 EC である。アフメドフ WCA については、排水路で囲まれた農地中央部において高い EC 値を示し、AM 地点の地下水 EC は 21 dS m^{-1} を示した。一方、ヤンガバッド WCA の地下水については、農地中央部から水尻側にかけて高い EC 値を示し、YD 地点における地下水 EC は 26 dS m^{-1} であった。地下水 EC は、冬季に行われるリーチングにより一時的に低下するが、観測期間中ほぼ一定濃度で推移した。

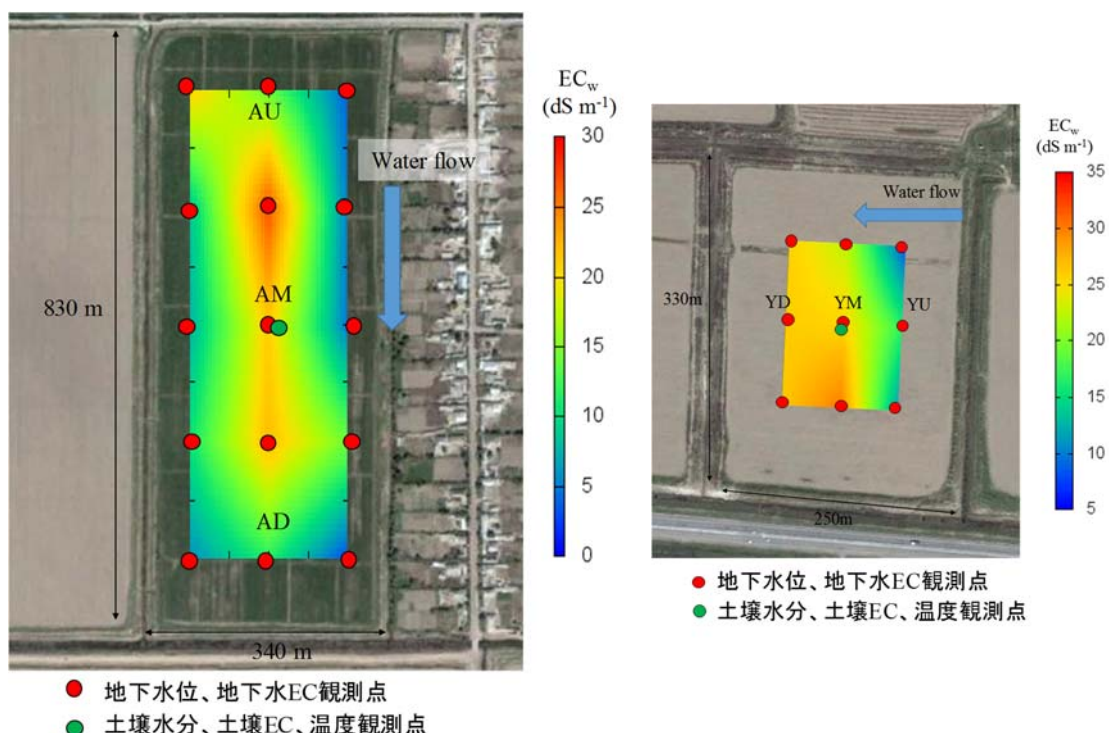


図 5.6.10 地下水 EC の分布 (左：アフメドフ WCA，右：ヤンガバッド WCA)
(アフメドフ WCA は 2015 年 4 月 25 日，ヤンガバッド WCA は 2015 年 9 月 1 日の地下水 EC)

5.6.5 リーチング期における土壌温度，土壌水分，土壌塩分の変化

(1) 土壌温度

図 5.6.11 および図 5.6.12 にアフメドフ WCA とヤンガバッド WCA の農地中央部におけるリーチング前とリーチング期間中の土壌温度と日降雨量の変化をそれぞれ示す。図中には地下水の水温も示した。1 日の観測値は 24 時間の平均値である。

アフメドフ WCA とヤンガバッド WCA とともに、リーチングが行われると、全層の土壌温度は概ね一致した状態で推移する。その後、土壌温度はその状態を維持しつつ気温の上昇に伴い上昇した。土壌温度は地下水の水温とは異なった。アフメドフ WCA においては、観測期間中の日平均気温は 4.6°C 、最高気温は 12.1°C 、最低気温は -4.1°C 、降雨量は 123.5 mm であった。土壌温度については、全層の日平均温度が $5.8 \pm 0.9^\circ\text{C}$ 、最高温度は $8.8 \pm 0.4^\circ\text{C}$ 、最低温度は $3.5 \pm 1.9^\circ\text{C}$ であった。また、ヤンガバッド WCA においては、観測期間中の日平均気温は 7.2°C 、最高気温は 20.0°C 、最低気温は -1.1°C 、降雨量は 81.0 mm であった。土壌温度については、全層の日平均温度が $7.8 \pm 0.7^\circ\text{C}$ 、最高温度は $13.2 \pm 0.8^\circ\text{C}$ 、最低温度は $4.7 \pm 1.6^\circ\text{C}$ であった。

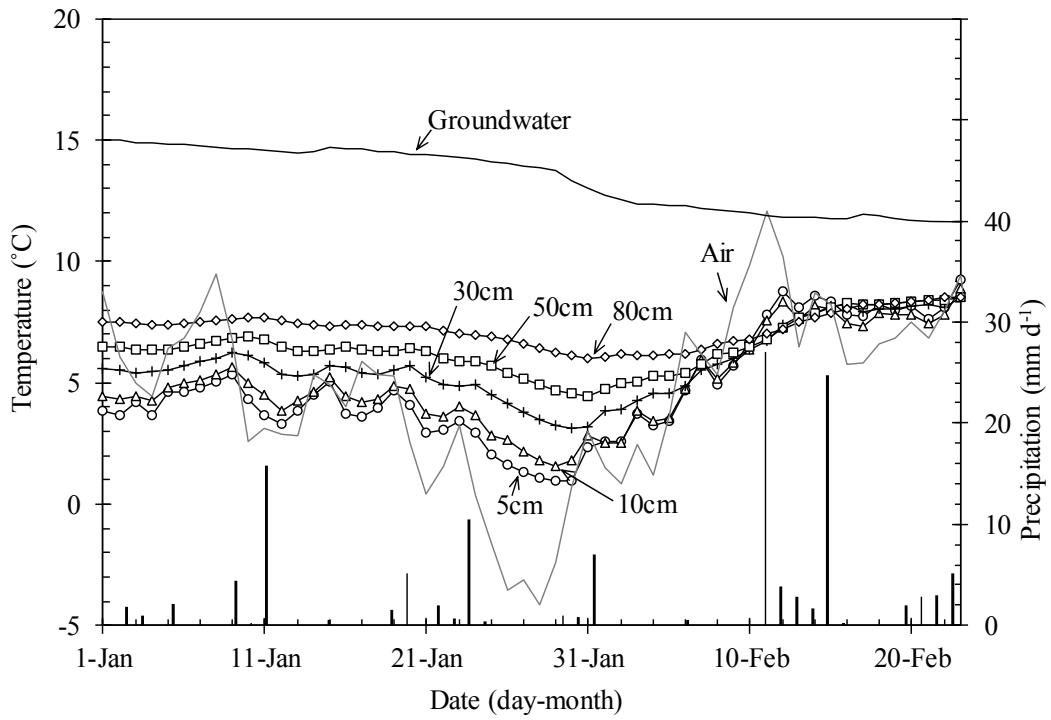


図 5.6.11 アフメドフ WCA における土壌温度の推移 (2015 年 1 月 1 日～2015 年 2 月 23 日)

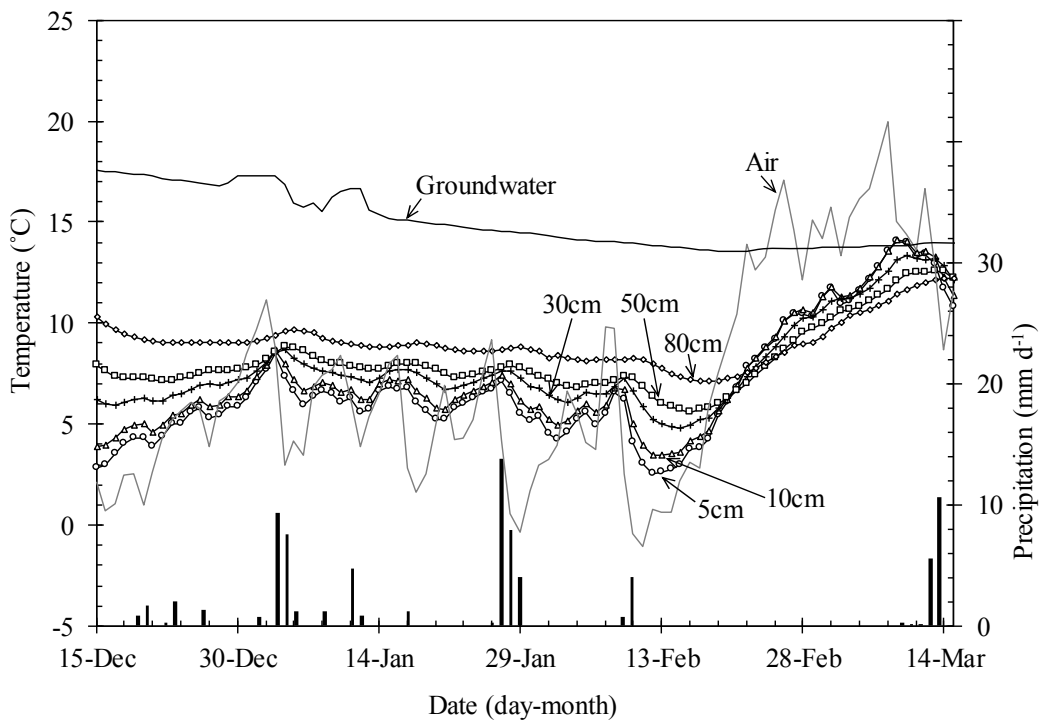


図 5.6.12 ヤンガバッド WCA における土壌温度の推移 (2015 年 12 月 15 日～2016 年 3 月 15 日)

(2) 土壌水分

図 5.6.13 および図 5.6.14 にアフメドフ WCA とヤンガバッド WCA の農地中央部におけるリーチング前とリーチング期間中の体積含水率 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) の変化をそれぞれ示す. 1 日の観測値は 24 時間の平均値である. 誘電式土壌水分センサーについては, 季節変動や日較差の大きな温度変化が土壌水分の測定精度に影響を及ぼすことが指摘されている (井上ら, 2016). 本研究においては, Decagon 社が示している, 1 時間ごとの体積含水率測定値と土壌温度データについて重回帰分析を行い, 体積含水率を補正した (アイネクス⁵⁻¹¹).

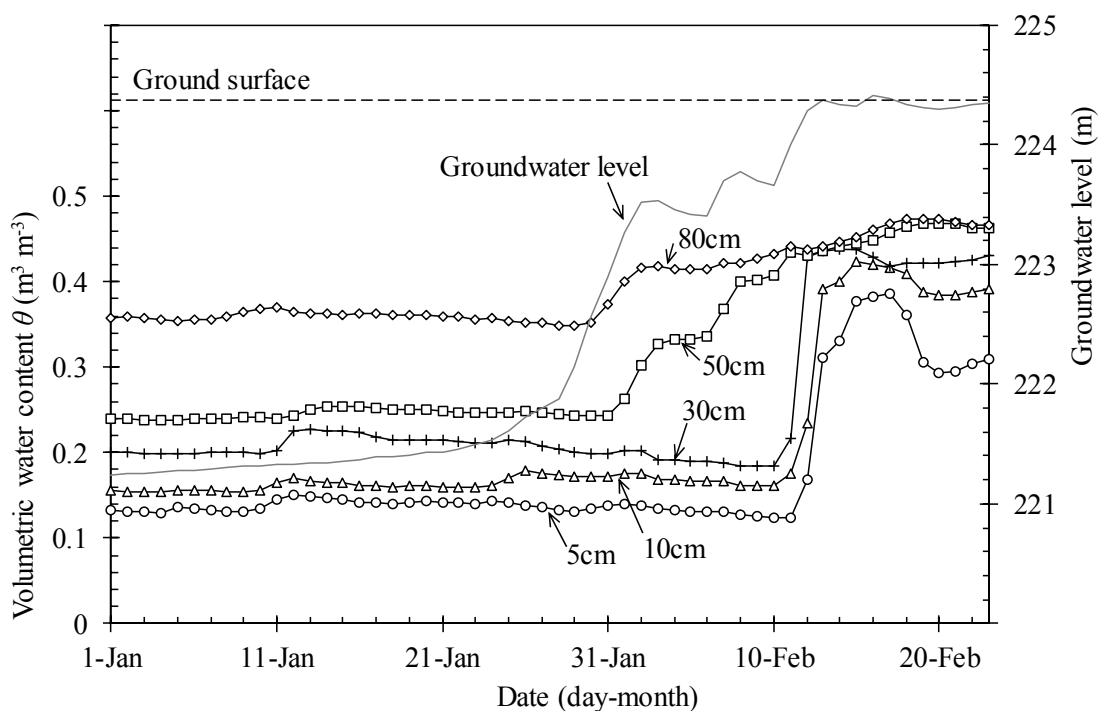


図 5.6.13 アフメドフ WCA における土壌水分の推移 (2015 年 1 月 1 日～2015 年 2 月 23 日)

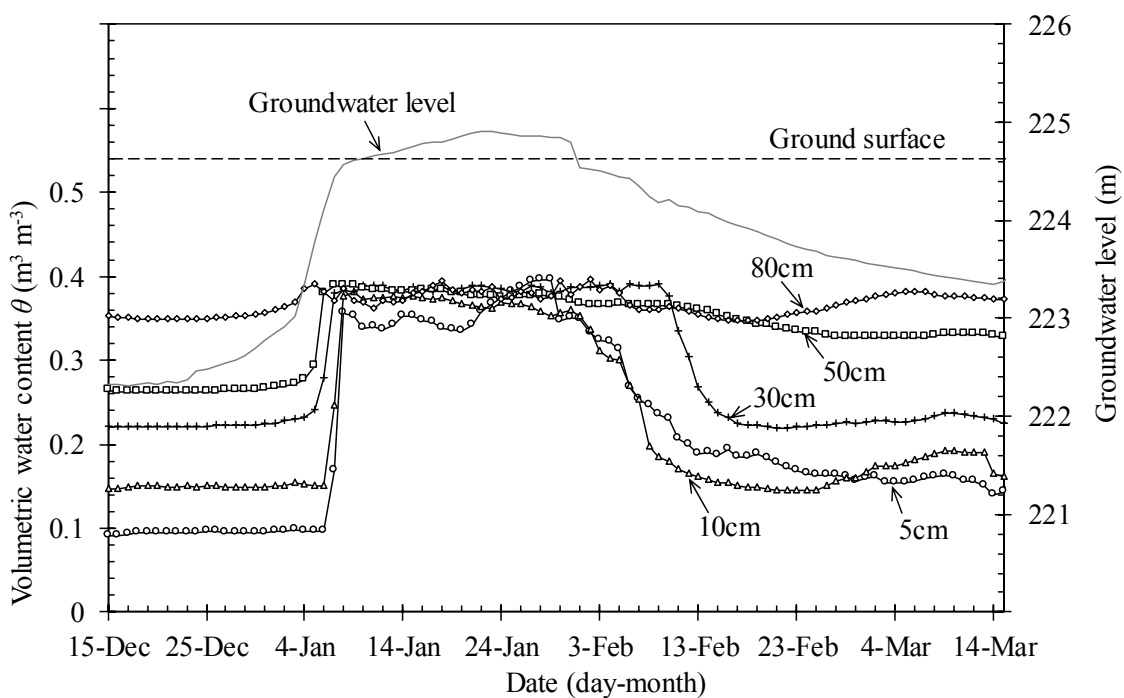


図 5.6.14 ヤンガバッド WCA における土壌水分の推移 (2015 年 12 月 15 日～2016 年 3 月 15 日)

図 5.6.13 より、アフメドフ WCA 観測地点において、リーチングが実施された 2015 年 1 月 28 日までの体積含水率は、深さ 5 cm で $0.13\sim 0.15\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ (平均 $0.14\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$)、深さ 10 cm で $0.15\sim 0.18\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ (平均 $0.16\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$)、深さ 30 cm で $0.20\sim 0.23\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ (平均 $0.21\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$)、深さ 50 cm で $0.24\sim 0.25\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ (平均 $0.25\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$)、深さ 80 cm で $0.35\sim 0.37\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ (平均 $0.36\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$) とほぼ一定で推移していた。しかし、リーチングにより地下水位が上昇すると、まず、深さ 80 cm の土壤水分から増加し始め、50 cm、30 cm、10 cm、5 cm の順で増加した。地下水位が地表面まで上昇した 2015 年 2 月 13 日になると深さ 5 cm の土壤水分は飽和状態 (約 $0.4\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$) になった。この観測結果は、地表面に供給されたリーチング水が下方浸透しているのではなく、当該リーチングプロットに水が供給される前に、水口側のリーチングプロットに水が供給され、水口側の地下水位の上昇に伴い、下層土の土壤水分から浸潤していった影響と推察された。

ヤンガバッド WCA 観測地点においては、リーチング水が地表面を湛水している期間中、全層にわたり土壤水は飽和状態となった。湛水状態が終了した後、体積含水率は地表面から徐々に低下し、リーチング前とほぼ同じ土壤水分に戻る。しかし、地下水位が地表面から 1.2 m に低下した後 (2016 年 3 月 14 日) も深さ 50 cm と 80 cm の体積含水率は高く推移した。

(3) 土壤塩分

図 5.6.15 および図 5.6.16 にアフメドフ WCA とヤンガバッド WCA の農地中央部におけるリーチング前とリーチング期間中の土壤塩分濃度 (EC_e , dS m^{-1}) の変化をそれぞれ示す。図中には、地下水の EC (EC_{gw}) も示している。1 日の観測値は 24 時間の平均値である。

アフメドフ WCA 観測地点においては、リーチング前では深さ 5 cm と 50 cm までの EC_e が高く、地下水 EC とほぼ同じ値 21 dS m^{-1} で推移していた。リーチングにより地表面が湛水された後、深さ 5 cm と 10 cm の EC_e は、 24 dS m^{-1} から 6 dS m^{-1} 、 22 dS m^{-1} から 9 dS m^{-1} にそれぞれ低下し、リーチングにより除塩されていることを確認できた。一方、深さ 80 cm ではリーチング前後に比べ EC_e の低下は 2 dS m^{-1} 低下しただけであった。2 月上旬に、深さ 5、10、30、50 cm の EC 値が上昇している。これはリーチング水の供給により塩類が溶解した影響と考えられる。

ヤンガバッド WCA 観測地点における、リーチング開始前の深さごとの EC_e は、深さ 5 cm が 11 dS m^{-1} 、10 cm が 13 dS m^{-1} 、30 cm が 19 dS m^{-1} 、50 cm が 23 dS m^{-1} 、80 cm が 21 dS m^{-1} で推移していた。地表面が湛水状態になると 5 cm と 10 cm の EC 値は塩類の溶解により上昇した後、緩やかに低下していく。しかし、3 月 14 日になると EC 値は再び上昇していることが確認された。一方、深さ 30、50、80 cm においては、リーチングにより EC 値は一時的に低下するものの、徐々に上昇し、リーチング前の EC 値に近づく傾向となった。

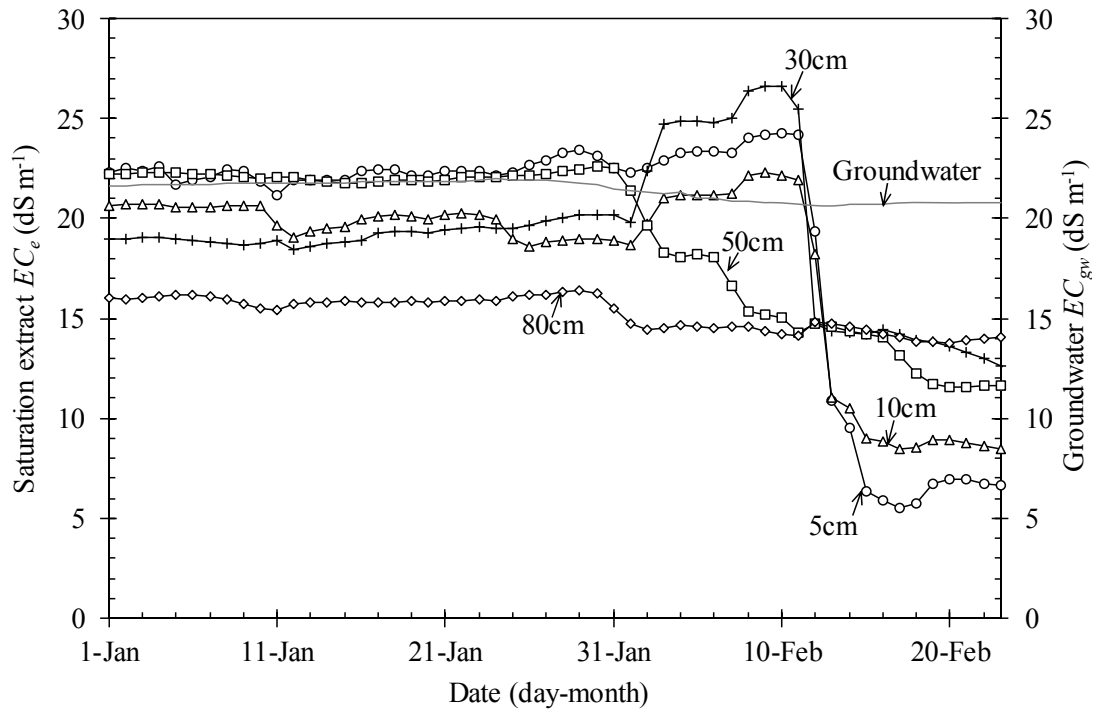


図 5.6.15 アフメドフ WCA における土壌 EC の推移 (2015 年 1 月 1 日～2015 年 2 月 23 日)

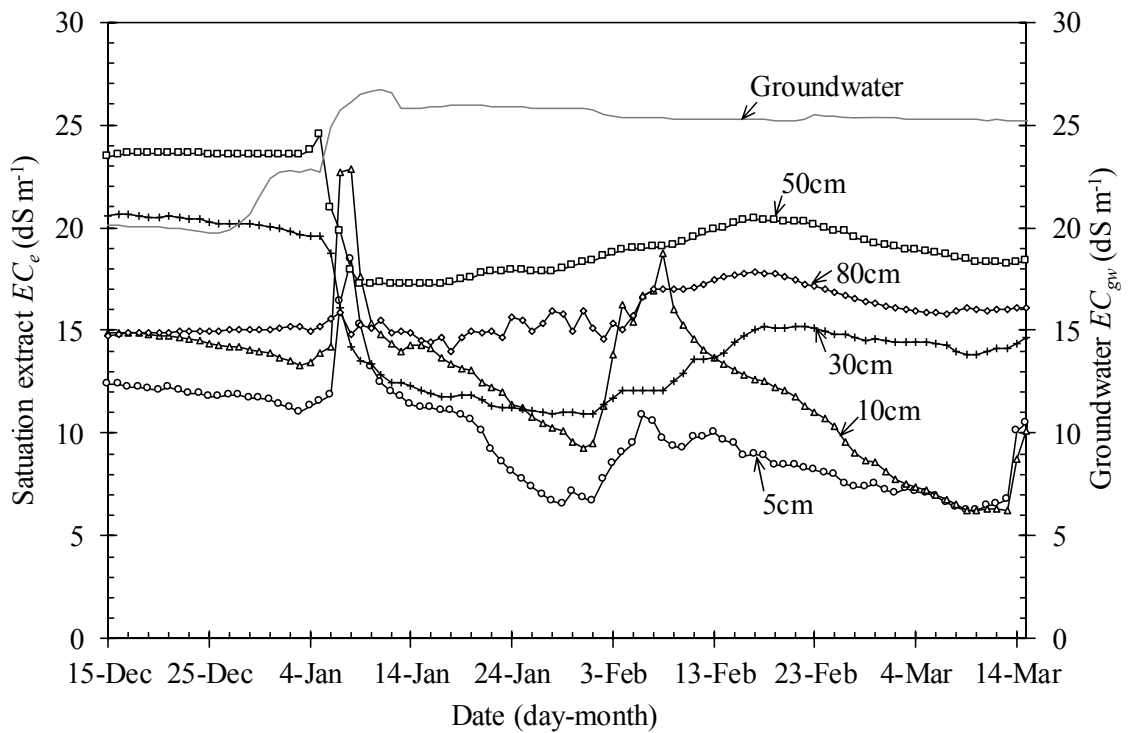


図 5.6.16 ヤンガバッド WCA における土壌 EC の推移 (2015 年 12 月 15 日～2016 年 3 月 15 日)

5.7 考察

5.7.1 硬盤層の特徴

アフメドフ WCA とヤンガバッド WCA を対象とした灌漑農地では、土壌硬度、乾燥密度、飽和透水係数の測定結果によると、表層 20 cm 程度の作土層直下に硬盤が形成されていることが確認された。原因は、大型トラクター走行による踏圧の影響と推測される。現地では深さ 30 cm 程度に炭酸 Ca あるいは硫酸 Ca と見られる白い斑紋が確認されており、これら難溶性塩類が硬盤層に集積していると考えられた。

水溶性イオンの測定結果では、 HCO_3^- 濃度は $1.0\sim 1.9\text{ mmolc kg-soil}^{-1}$ で SO_4 あるいは Cl に比べ圧倒的に少ないことから、炭酸 Ca などの存在を客観的に確認することはできていない。しかし、粒径組成分析の前処理としての難溶性の塩類を除去する作業の際、 1 mol L^{-1} 塩酸を加えると激しい発泡を伴った。このことから、炭酸 Ca が多く含まれている可能性は高く、さらに、発泡終了後も深さ 50~80 cm の試料は分散せず、多量の塩酸を用いて分散阻害物質を溶解したことを踏まえると硫酸 Ca も多く含まれている可能性が高い。また、大森・奥田⁵⁻¹² (2015) は、現地土壌に半水石膏 ($\text{CaSO}_4 \cdot 1/2\text{H}_2\text{O}$) を混合し、 100 cm^3 円筒サンプラーに充填し、変水位透水試験を行った結果、石膏含量が 16.7 %以上になると、毛管飽和時の供試土壌が明らかに硬化し、飽和透水係数が 10^{-6} cm s^{-1} オーダーまで低下したことを示している。このことから、硫酸 Ca が硬盤層に存在し、土壌硬化の原因として考えられた。

5.7.2 硬盤層の影響

現地では、土壌中の塩類を下方へ押し下げる目的で冬季にリーチングが行われている。しかし、硬盤層が不透水層としてリーチング水の浸透を抑制し、除塩効果を妨げている可能性がある。

ヤンガバッド WCA では、リーチング期間が終了し、地下水位が地表面から 1 m 以上低下しても深さ 50 cm と 80 cm の土壌水分は飽和に近い状態を保っている (図 5.6.14)。また、リーチングが行われると全層で一時的には EC 値は低下するものの、リーチング前の EC 値に回復する傾向を確認した (図 5.6.16)。

本研究では、蒸発散が活発になる時期の観測結果は得られていない。松本³⁻²⁸ (2008) は、乾燥地で硬盤層が形成されると、激しい蒸発散により塩類集積が生じやすくなることを指摘している。その機構は、硬盤層上方では、リーチング水や灌漑用水の供給によって硬盤層部位で停滞水が一時的に生じる。硬盤層から地表面までは約 30 cm と浅く、停滞水からの毛管水が表層土にまで連結してしまい、地表面での激しい蒸発散により、土壌水の毛管上昇が起こるとともに、表層土への水溶性塩類の移動集積が生じる。このうち最も溶解度の大きい Na 塩が表層に集積する。その一方で、硬盤層下方では、リーチング水や灌漑用水の供給によって地下水位が 1 m 未満まで上昇する。

この指摘を踏まえると、現地では、透水性の低い硬盤層の影響で蒸発が抑制されるため、溶解度の低い硫酸 Ca 塩 ($20\text{ }^\circ\text{C}$ で $0.208\text{ g }100\text{ g}^{-1}\text{ H}_2\text{O}$) や炭酸 Ca 塩 ($20\text{ }^\circ\text{C}$ で $6.5\times 10^{-3}\text{ g }100\text{ g}^{-1}\text{ H}_2\text{O}$) は硬盤層に残留あるいは集積し、硬盤層の透水性をより低下させると予想された。

図 5.7.1 は、上述の塩類集積機構を踏まえ、その対策方法を示したものである。硬盤層を破碎することで作土層の塩類を効率的に溶脱除去し、農地周囲に整備されている明渠排水路へ排出する対策が有効と考えられた。

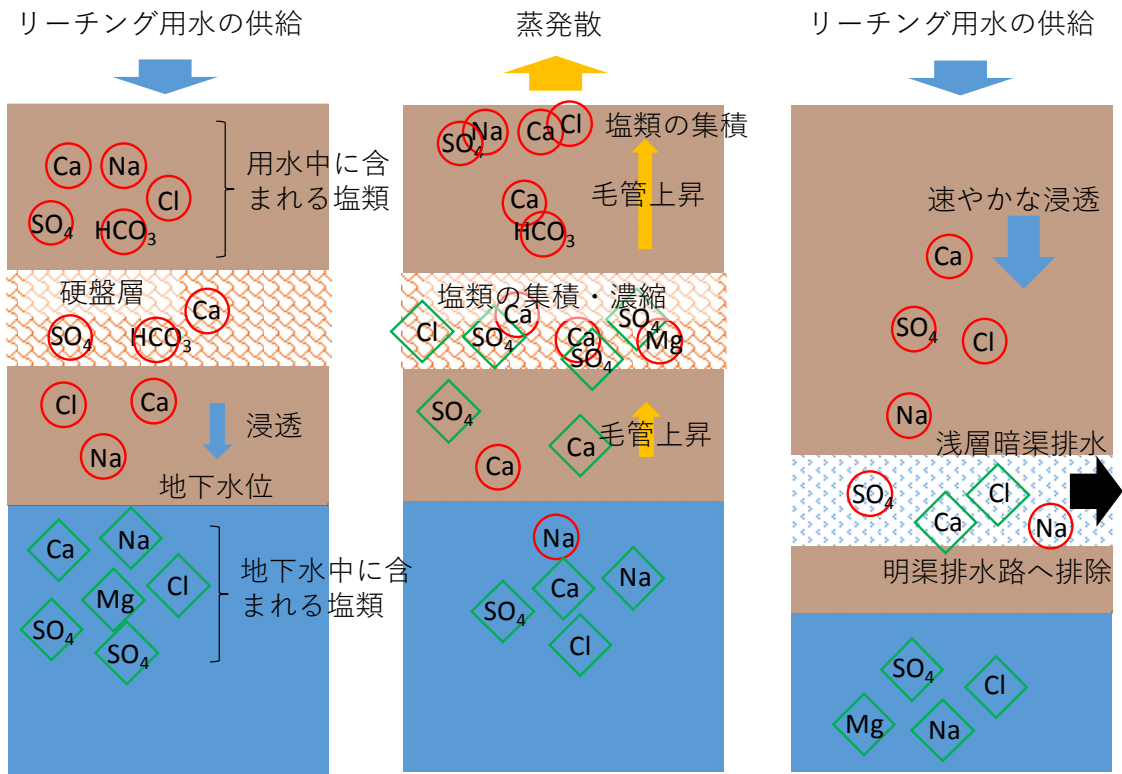


図 5.7.1 ミルザバッド地区における塩類集積メカニズムと排水対策による改善効果の概要

5.7.3 慣行的なリーチング方法

現地ではリーチング前に、深さ 20 cm 程度まで耕起した後、約 20 m 四方のリーチングプロットを整備し、リーチングプロットごとに配水する輪番方法を慣例としている。しかし、水尻側から水口側へ順次配水する形式がとられていることが観測された。この方法だと、水口側で洗脱された塩類はリーチングが終了した農地中央部へ流入してしまい、農地中央部の除塩効果を損ねてしまう可能性が高い。そのため、リーチングの配水は水口側から開始し、順次水尻側へ輪番していくことが望ましいと考えられた。

第6章 不攪乱土壌コアサンプルを用いた塩類土壌の溶脱および蒸発実験

6.1 研究仮説

ミルザバッド地区の灌漑農地には、大型トラクター走行による踏圧の影響により表層 20 cm 程度の作土層直下に硬盤が形成されている。現地では、土壌中の塩類を下方へ押し下げる目的で冬季にリーチングが行われているものの、硬盤層が不透水層としてリーチング水の浸透を抑制し、除塩効果が得られていない可能性がある。

この硬盤層を破砕することで作土層の過剰な塩類をリーチングにより効率的に溶脱除去できると考えられた。そこで、硬盤層を破砕、未破砕それぞれの条件で不攪乱土壌コアサンプルを用いた溶脱実験を室内で行い（以下、溶脱実験）、リーチング水の浸出水量、塩類の溶脱状況、浸出水の化学性を測定し、硬盤層がリーチングに及ぼす影響を考察した。また、溶脱実験後のコアサンプルと地下水位を一定に保つことができるマリオット給水装置を用いて乾燥過程における土壌塩類の集積状況を把握し（以下、蒸発実験）、硬盤層破砕の効果を総合的に検討した。

6.2 実験の流れ

図 6.2.1 に、仮説を検証する実験の流れを示す。

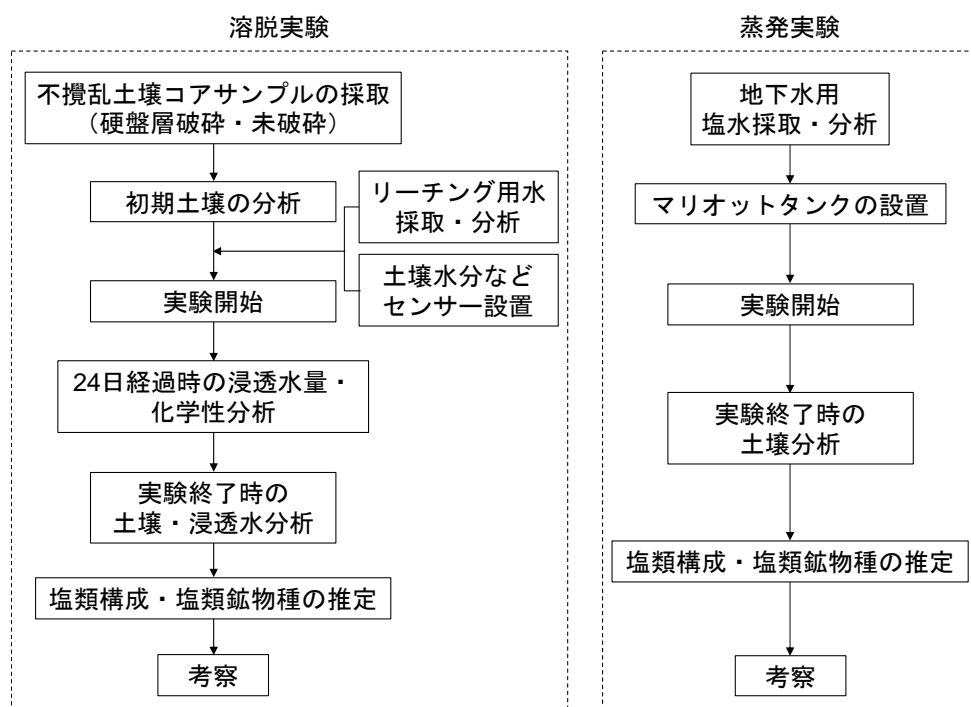


図 6.2.1 第6章における実験の流れ

6.3 実験方法

6.3.1 溶脱実験

(1) 不攪乱土壌コアサンプルの採取と実験装置の構成

不攪乱土壌は、ミルザバッド地区に位置するヤンガバット水消費者組合（北緯 40 度 29 分，東経 68 度 39 分．以下，水消費者組合は WCA と記す）の農地から塩類集積地を選択し，2015 年 9 月 21～22 日に採取した．土壌採取前に雑草などを除去した後，リーチング前の状態をなるべく再現できるように深さ約 20 cm までショベルで耕起した．硬盤層は，深さ約 40 cm までをショベルで耕起し破碎した．不攪乱土壌の採取には，先端をノコギリ刃に加工した内径 19.7 cm，厚さ 1.0 mm，高さ 100 cm のステンレス製円筒体の上部にハンドルを固定できる器具を開発し，円筒体を人力で回転またはハンマーで打ち込みながら深さ 80 cm まで挿入した後，円筒体周囲の土壌を掘り起こし円筒体を取り出した（写真 6.3.1，写真 6.3.2）．



写真 6.3.1 ステンレス円筒体の挿入状況



写真 6.3.2 円筒体の取り出し状況

図 6.3.1 に，不攪乱土壌コアサンプルを用いた溶脱実験装置の概要を示す．採取した不攪乱土壌の下端に 75 μm ナイロンメッシュを敷き，粒径 5～10 mm の砂利を 3 cm 充填し，ステンレス製パンチ板を加工した支持台（厚み 3 cm）を設置した（以下，「供試体」）．供試体はロート付きのステンレス製ベース管に設置され，供試体底からの浸出水を採水容器で受ける構造とした．浸出した溶液が暗渠排水に集水あるいは排出されることを想定している．

溶脱実験には，土中高さ 74 cm の供試体を硬盤層未破碎と破碎とで各 3 本ずつ準備した．硬盤層未破碎および破碎それぞれの供試体各 1 本に，誘電式土壌水分センサー（5TE，Decagon 社製）を地表面から 15, 30, 45, 60 cm の 4 深度に地表面と平行に埋設した．5TE はデータロガー（Em50，Decagon 社製）に接続され，リーチング水の投入後 1 週間は 5 分間隔で，その後は 1 時間間隔で深さごとの土壌水分，土壌塩分（EC）を記録した．5TE から得られる土壌水分，土壌塩分の測定値は，5.5 土壌水分および土壌塩分センサーの校正結果を適用した．

実験は 2015 年 9 月 23 日から開始し，浸出水の重量が変化しなくなった時点を実験終了とした．硬盤層破碎の場合，試験開始 19 日以降浸出水量に変化はなく溶脱は終了していた．硬盤層未破碎の供試体は実験開始 72 日後に浸出水量が一定となったことから実験を終了した．実験期間中の室温は 22～24 $^{\circ}\text{C}$ に保ち，供試体表面を蓋で覆い蒸発を防いだ．

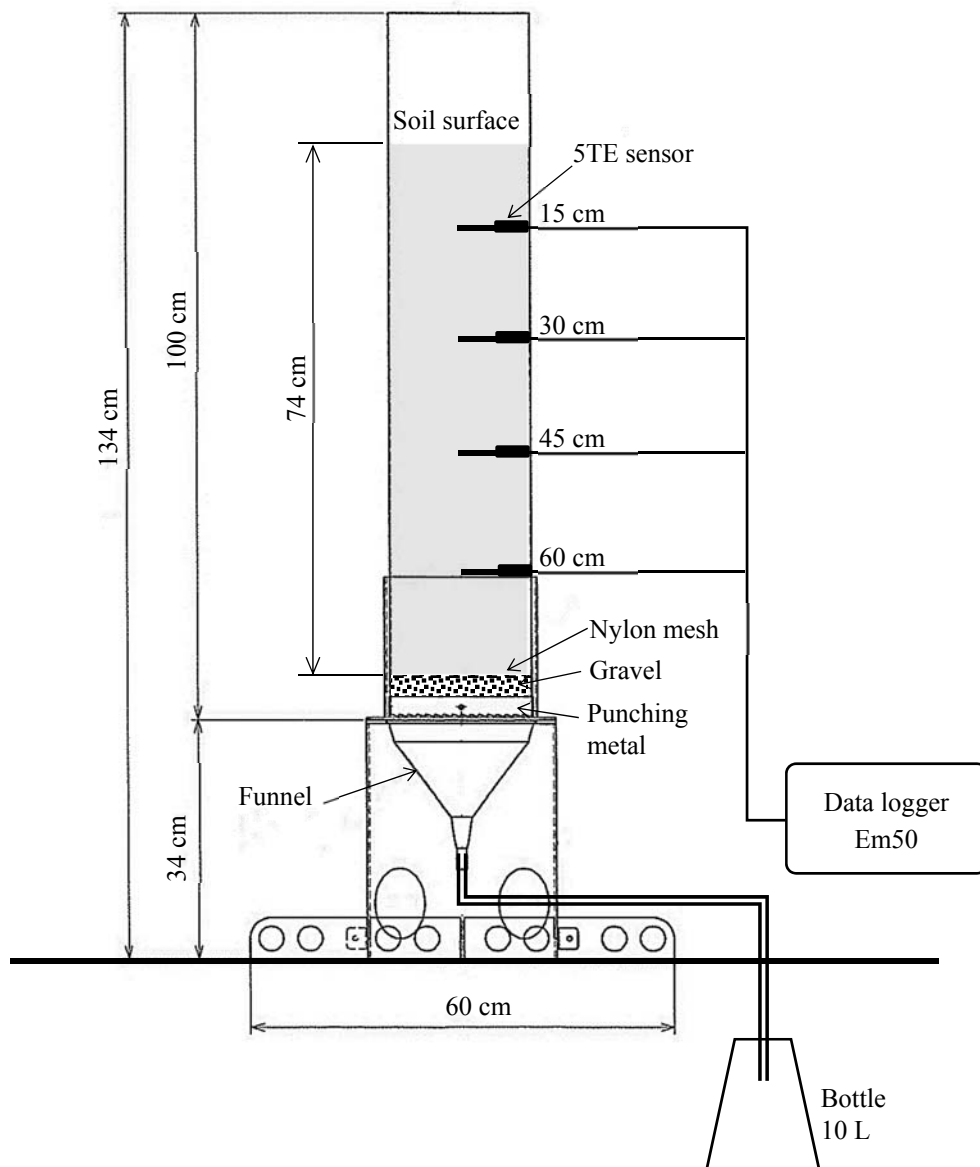


図 6.3.1 不攪乱土壌カラムを用いた溶脱試験装置

(2) リーチング水

実験に使用するリーチング水は、土壌採取場所近傍の灌漑用水路から採取した。リーチング水量については、塩害中度の場合の基準水量 $3,000 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1}$ (HGME²⁻³³, 2007) を引用し、水深 300 mm となる水量 9.2 L を供試体上部に注水した。表 6.3.1 に、溶脱実験に使用した灌漑用水の化学性および給水量 9.2 L に含まれる塩分量を示す。TDS は水中に溶解されている無機物質の総量（全溶解固形物）であり、50 mL 中の蒸発残留物重量を測定した。

表 6.3.1 溶脱実験に使用した灌漑用水の水質

	Concentration (mmol L ⁻¹ , %)	Weight (g) (g L ⁻¹ × 9.2 L)
Ca	8.98 (51.5)	1.66
Mg	5.93 (34.0)	0.66
Na	2.26 (13.0)	0.48
K	0.28 (1.6)	0.01
Cl	3.95 (23.4)	1.29
SO ₄	12.34 (72.9)	5.45
NO ₃	0.05 (0.3)	0.00
HCO ₃	0.59 (3.5)	0.33
EC _w (dS m ⁻¹)	1.61	-
pH _w	8.21	-
TDS (g L ⁻¹)	1.13	10.33

(3) 測定項目

不攪乱土壌の採取地点の土壌断面で、硬盤層破碎および未破碎のそれぞれについて土壌硬度(山中式)を測定した。また、実験開始前の土壌分析用として、地表面から 5, 15, 30, 45, 60, 80 cm の 6 深度から攪乱土壌と 100 cm³ 円筒サンプラーにより不攪乱土壌試料を採取した。攪乱土壌は 2 mm 篩い通過後の風乾細土について、EC_e, pH_e, 水溶性陽イオン (Ca, Mg, Na, K), 水溶性陰イオン (SO₄, Cl, HCO₃) と TDS の分析に、不攪乱土壌は体積含水率, 乾燥密度, 飽和透水係数 (変水位法) の測定にそれぞれ供した。供試体内の TDS 量は, 土壌採取した各層位のカラム容積 (cm³) に乾土 1 cm³ に占める TDS 割合 (%) と乾燥密度 (g cm⁻³) を乗じ, 各層位で求めた TDS 量 (g) を加算して求めた。

現場でのリーチング湛水期間とほぼ同じにあたる実験開始 24 日後において、浸出水量を測定し、その内 60 mL を用いて浸透水の化学性を分析した。実験終了後は硬盤層未破碎および破碎の供試体 1 本ずつから、深さ 5, 15, 30, 45, 60, 74 cm の 6 深度から攪乱土壌と 100 cm³ 円筒サンプラーにより不攪乱土壌試料を採取し、土壌の化学性、物理性を測定した。

6.3.2 蒸発実験

(1) 実験装置の構成

図 6.3.2 に、不攪乱土壌コアサンプルを用いた蒸発実験の概要を示す。蒸発実験に用いた供試体は、溶脱実験終了後の硬盤層未破碎および破碎で各 2 本ずつである。マリOTT 給水装置はロート付きのベース管に接続されている。供試体の上端約 18 cm を切断し、日射が地表面に当たるようにした。土壌コアサンプルおよびマリOTT 給水装置ともアルミ遮熱シート (厚さ 4.0 mm) で二重に覆い、日射による水質の変化と供試体の温度変化がなるべく軽減するよう努めた。実験期間中の平均室温は 33.4 °C (最高気温 40.3 °C, 最低気温 27.2 °C), 平均相対湿度は 26.0 % (最高相対湿度 39.6 %, 最低相対湿度 16.4 %) である。

硬盤層の未破碎および破碎それぞれの供試体各 1 本に、5TE センサーを地表面から 5, 15, 30, 45, 60 cm の 5 深度に地表面と平行に埋設し、5TE センサーはデータロガー (Em50, Decagon 社製) に接続し、1 時間間隔で深さごとの土壌水分, 土壌塩分, 地温を記録した。

地下水位は、地表面から 62 cm の位置に設定し、実験は 2016 年 6 月 6 日～9 月 21 日までの 108 日間行った。現地では、リーチングが行われ地表面の土壌が乾燥した後、作物播種前に大型トラクターにより地表面が軽く均されることから、試験開始 5 日後に供試体の表層土深さ 3 cm 程度を軽くほぐした。

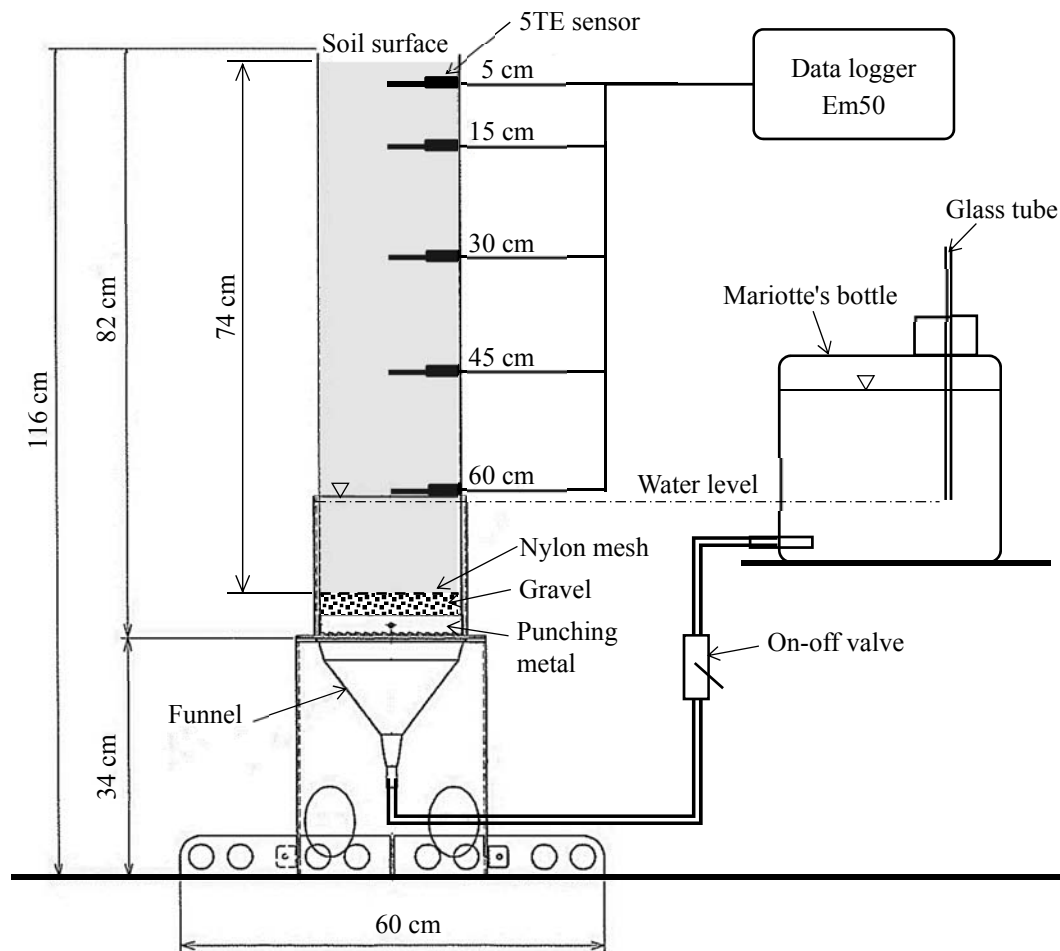


図 6.3.2 不攪乱土壌カラムを用いた蒸発試験装置

(2) 地下水

蒸発実験用に必要な水量の地下水を不攪乱土壌の採取地点付近の地下水観測井から直接集めることは困難だったため、ミルザバッド地区内中央幹線排水路内に留まっている自然塩水を代用した。表 6.3.2 に、蒸発実験に使用した明渠排水路の水質を示す。

表 6.3.2 蒸発実験に使用した水質

TDS (g L ⁻¹)	pH _w	EC _w (dS m ⁻¹)	(mmol _c L ⁻¹)						
			Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	Cl	SO ₄
13.55	7.72	14.83	49.90	49.32	61.77	1.26	3.01	82.91	73.42

(3) 測定項目

蒸発実験後に硬盤層破碎および未破碎の供試体各 2 本ずつから、地表面から 2, 5, 15, 30, 45,

60, 74 cm の 7 深度から攪乱土壌と 100 cm³ 円筒サンプラーにより不攪乱土壌試料を採取した。測定項目は 6.3.1 (3) に示した溶脱実験と同じである。

6.4 溶脱実験前の初期状態

6.4.1 土壌の物理性

図 6.4.1 に、不攪乱土壌採取地点の初期土壌における硬盤層破碎 (Without hard layer) および未破碎 (With hard layer) の土壌硬度, 体積含水率, 乾燥密度, 飽和透水係数の鉛直分布を示す。

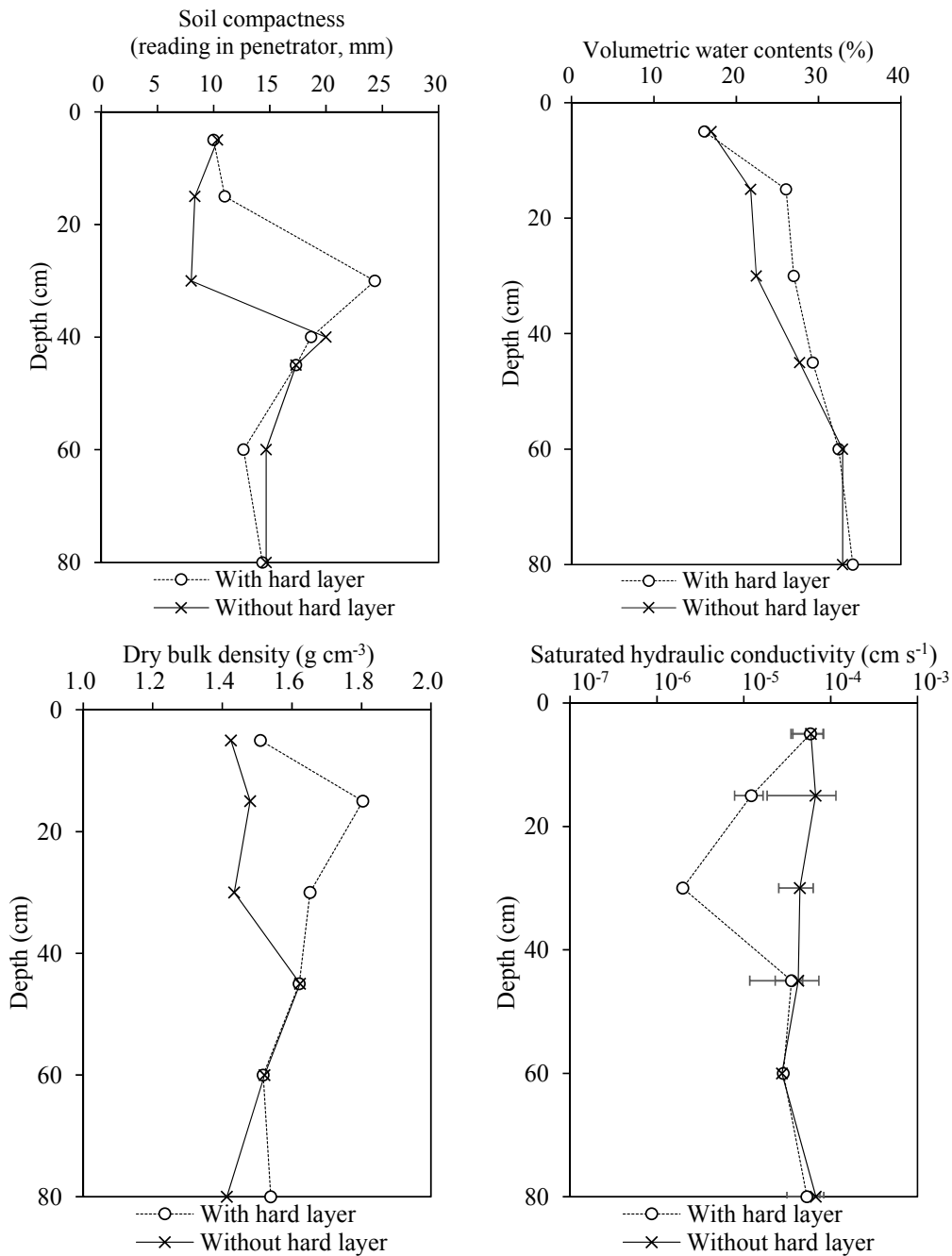


図 6.4.1 初期土壌の物理性 (左上: 土壌硬度, 右上: 体積含水率, 左下: 乾燥密度, 右下: 飽和透水係数)

土壌断面調査から、作土層の下には硬盤が形成されており、30～50 cm 深に白い斑紋が確認された。このような斑紋は、ヤンガバッド WCA おいても観察されており、炭酸 Ca, 硫酸 Ca が析出していると推察された。

土壌硬度、乾燥密度、飽和透水係数の結果から、硬盤層は深さ 30 cm に形成されていることが確認された。硬盤層の破碎は深さ約 40 cm までであるため、45 cm 以深の土壌物理性は硬盤層の破碎の有無による差は少なく、ほぼ同じ条件といえる。



写真 6.4.1 深さ 30 cm 付近に観察された斑紋

6.4.2 土壌の化学性

図 6.4.2 に、不攪乱土壌採取地点の初期土壌における硬盤層破碎および未破碎の水溶性イオンの鉛直分布を示す。土壌の化学性については、硬盤層未破碎および破碎の条件で水溶性イオンの分布状況を比較すると、いずれも深さ 5 cm において塩濃度が高く、塩類は土壌面蒸発により地表面近傍に集積していることがうかがえた。水溶性陽イオンの構成は、Ca が硬盤層未破碎および破碎でそれぞれ 48.3%, 42.5% を占めており、水溶性陰イオンの構成は、SO₄ が硬盤層未破碎および破碎でそれぞれ 72.6%, 71.2% を占めている。硬盤層破碎の陽イオン総量は、硬盤層未破碎に比べて全層平均で約 1.18 倍多く、特に Na が 1.50 倍多く検出された。初期土壌の土壌塩類化は、EC_e, pH_e, SAR によって評価した結果、硬盤層破碎および未破碎とも塩性土壌に分類された(表 6.4.1)。

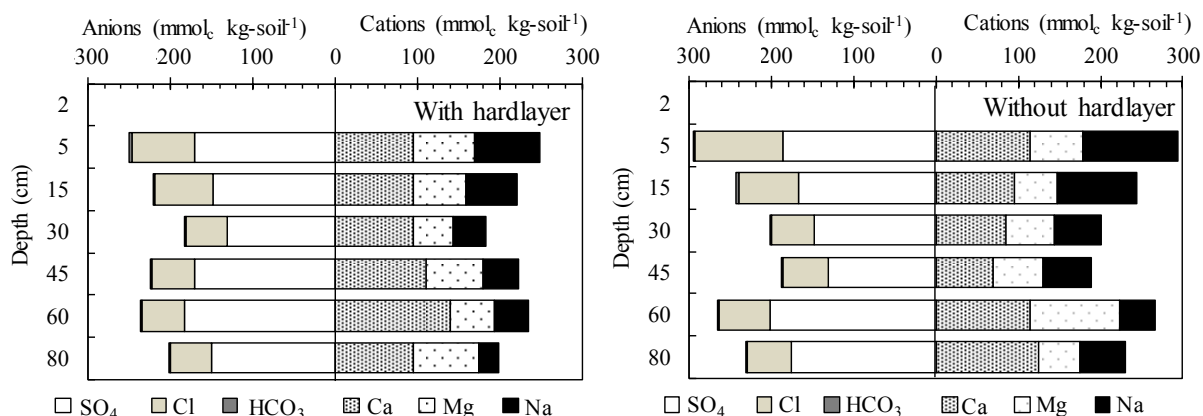


図 6.4.2 初期土壌の土壌化学性 (左：硬盤層未破碎, 右：硬盤層破碎)

表 6.4.1 初期状態における土壌塩類化の分類

	Depth (cm)	EC _e (dS m ⁻¹)	pH _e	SAR (L mmol _c) ^{-0.5}	Classification of salt affected soil
With hardlayer	5~15	19.6~20.0	8.2~8.3	6.9~8.7	Saline
	30~45	16.9~17.9	8.1~8.3	4.5~4.7	Saline
	60~80	17.0~17.1	8.2	2.8~4.2	Saline
Without hardlayer	5~15	21.6~25.8	8.2~8.4	11.3~12.2	Saline
	30~45	16.7~21.6	8.0~8.3	6.6~7.4	Saline
	45~80	18.6~19.6	8.3	4.0~6.0	Saline

6.5 溶脱実験結果

6.5.1 24 日経過後における浸出水量と浸出水の化学性

図 6.5.1 に、実験開始 24 日経過後の硬盤層未破碎および破碎の浸出水量を、図 6.5.2 に、浸出水の水溶性イオンの測定値に浸出水量を乗じたイオン量 (g) として示す。硬盤層未破碎の場合、リーチング水は供試体内に 110 mm 程度の湛水が残っている状態であった。

実験開始 24 日経過時における溶脱実験の結果、給水量 300 mm に対し浸出水量は硬盤層未破碎で 98.7 mm (32.9%)、硬盤層破碎で 223.6 mm (74.5%) となり、一日単位では平均 4.1 mm d⁻¹ (4.75 × 10⁻⁶ cm s⁻¹)、9.3 mm d⁻¹ (1.08 × 10⁻⁵ cm s⁻¹) が浸出していたことになる。また、浸出水の EC_w は、硬盤層未破碎および破碎でそれぞれ 32.2、31.6 dS m⁻¹ とほぼ同じ値であった。

図 6.5.2 より、浸出した塩類は硬盤層未破碎および破碎とも水溶性陽イオンで Ca < Mg < Na の順に、水溶性陰イオンで HCO₃ < Cl < SO₄ の順で多く溶脱される結果となった。浸出水の TDS 量は硬盤層未破碎の場合 84.3 g、破碎の場合 182.1 g となり、硬盤層を破碎することで 2.2 倍塩類が溶脱されることが確認された。また、供試体内の TDS 量は、硬盤層未破碎および破碎でそれぞれ 505.1 g、497.9 g で算出されたことを踏まえると、溶脱された割合はそれぞれ 16.7%、36.6% となった。

実験開始前における供試体内の水溶性陽イオン構成を初期土壌と同等とみなすと、Ca が硬盤層未破碎および破碎でそれぞれ 48.3%、42.5% を占めていた。しかし、浸出水中に含まれる Ca 割合は硬盤層未破碎および破碎でそれぞれ 8.2%、8.4% にとどまり、Mg と Na が優先して溶脱される結果となった。

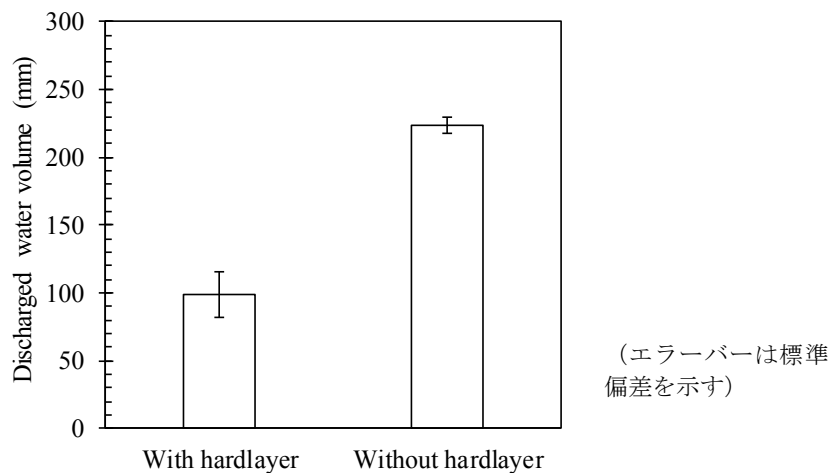


図 6.5.1 浸出水量の比較

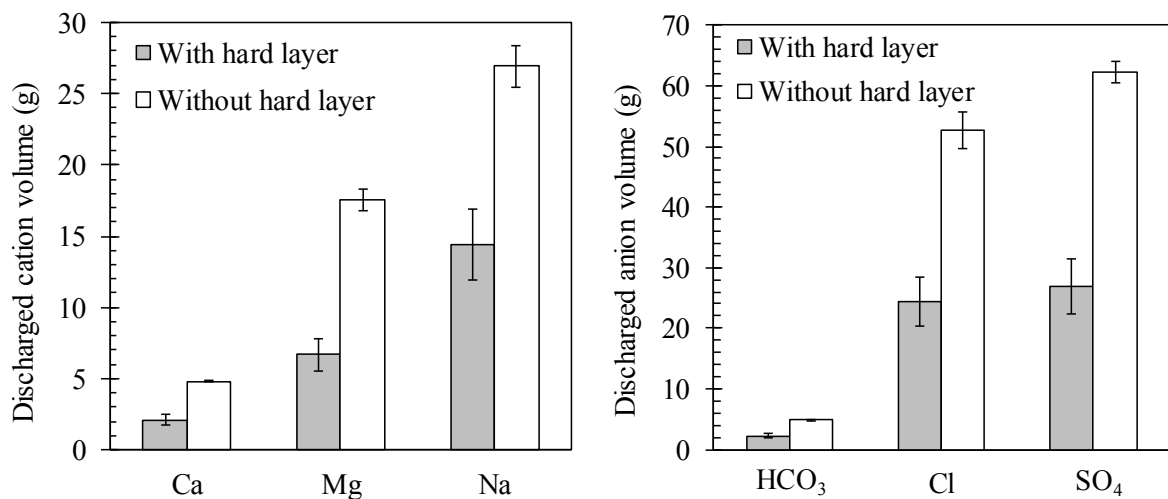


図 6.5.2 浸出水の化学性比較 (エラーバーは標準偏差を示す)

6.5.2 溶脱実験終了後における供試体の物理性と化学性

硬盤層未破碎の供試体は実験開始 72 日後に浸出水量の変化がなくなったことから溶脱実験を終了した。硬盤層未破碎の浸出水量は 222.0 mm となり、先に溶脱が終了していた硬盤層破碎の浸出水量との差は 1.6 mm (46 mL) であった。

(1) 土壌の物理性

図 6.5.3 に、実験終了後の硬盤層未破碎および破碎の供試体 1 本ずつから層位ごとに採取した体積含水率、乾燥密度、飽和透水係数の鉛直分布を示す。体積含水率については、両供試体とも深さ 5~45 cm までが 34.1~37.3%，深さ 60~74 cm で 40.5~41.3% の範囲となり、深さ 60~74 cm については飽和体積含水率 (約 41%) と同じであった。乾燥密度と飽和透水係数のプロファイルについては、両供試体でほぼ同じ傾向となった。硬盤層を破碎した供試体の乾燥密度、飽和透水係数は、ともに 30~45 cm 深で著しく低下しており、硬盤層未破碎と同じ状態に戻っていた。溶脱試験前の初期状態と比べると、深さ 45 cm の飽和透水係数は硬盤層破碎と未破碎とも約 100 倍低下していた。また、深さ 30~60 cm の土壌は空隙が少なく、より緻密になり (写真 6.5.1)、炭酸 Ca、硫酸 Ca とみられる白い斑紋が観察された (写真 6.5.2)。土壌物理性の低下は、リーチングによる圧密、粘土粒子の移動集積、硫酸 Ca などの化学物質が固結した影響と考えられた。

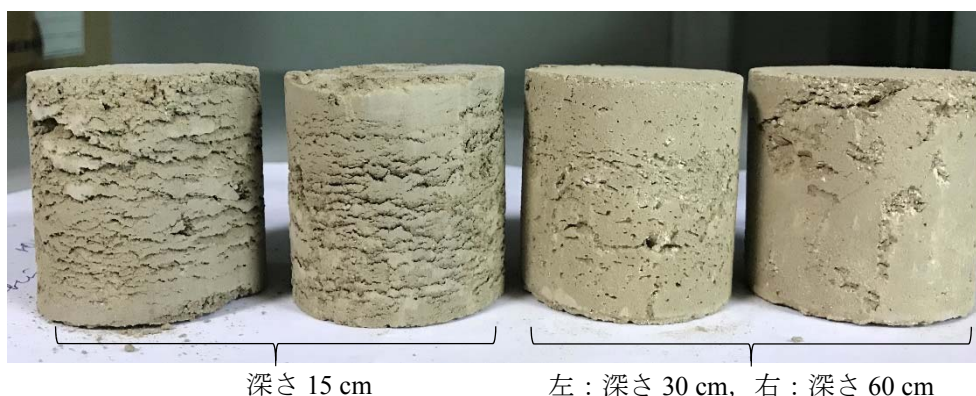


写真 6.5.1 溶脱実験終了後の土壌サンプル (硬盤層破碎, 乾燥後)



写真 6.5.2 溶脱実験終了後の土壌サンプル (写真 6.5.1 の土塊を割ったもの)

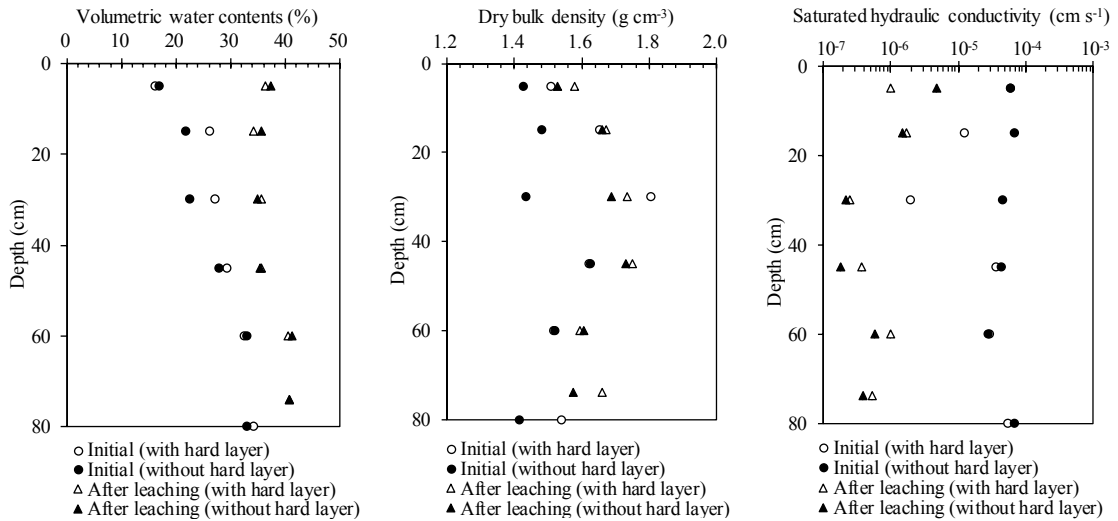


図 6.5.3 溶脱実験終了後の土壌物理性 (左: 体積含水率, 中: 乾燥密度, 右: 飽和透水係数)

(2) 土壌の化学性

図 6.5.4 に, 溶脱実験終了後の硬盤層未破碎および破碎の水溶性イオンの鉛直分布を示す. 土壌の化学性については, 硬盤層破碎および未破碎の水溶性イオン分布状況を比較すると, いずれも同じ傾向のプロファイルを示し, 陽イオン量の合計は 1:1 のライン上にあった. このことから, 溶脱実験後はほぼ同じ状態であったことが確認された.

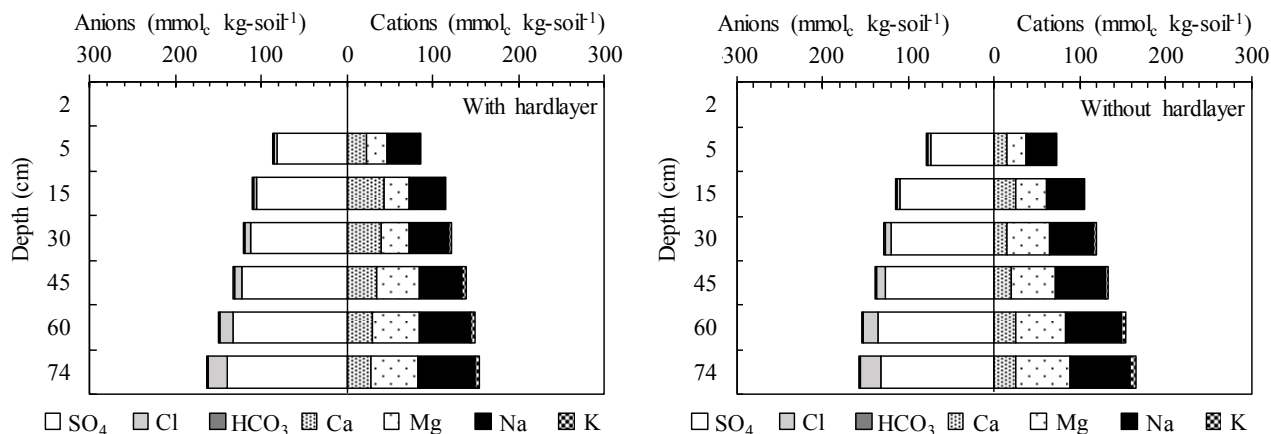


図 6.5.4 溶脱実験終了後の水溶性イオンのプロファイル (左：硬盤層破碎，右：硬盤層未破碎)

図 6.5.5, 図 6.5.6 に, 深さ 5 cm と 30 cm における硬盤層未破碎および破碎の初期状態の水溶性イオン濃度と溶脱実験後の水溶性イオン濃度との減少率をそれぞれ示す. 深さ 5 cm においては両供試体ともいずれのイオン種も高い減少率となり, 特に, Cl は硬盤層未破碎で 94%, 破碎で 97% 低下していた. この傾向は深さ 15 cm も同じであった. 一方, 深さ 30 cm では, 硬盤層未破碎の Na が 18% 増加している結果となった. Na 濃度の増加率は深くなるにつれて顕著になり, 深さ 60 cm では 45% 増加した. 一方, 硬盤層破碎の Na 濃度については 8.5% の低下率であり, 硬盤層を破碎すると Na 濃度の溶脱が促進された. しかし, Na 濃度の低下率は硬盤層未破碎と同じく深くなるにつれて減少し, 深さ 60 cm では 51% 増加した. このことは, 初期状態において深さ 15 cm まで集積していた Na 濃度が, 硬盤層未破碎の場合, 給水量 300 mm では硬盤層直上までしか溶脱されないこと, また, 硬盤層を破碎しても深さ 45 cm までしか溶脱されず, 下層土に Na 塩が蓄積されることを表していると考えられた.

表 6.5.1 に, EC_e, pH_e, SAR による土壌塩類化の評価結果を示す. 硬盤層未破碎および破碎とも, 深さ 5~45 cm までは塩性土壌に分類された. 一方, 深さ 60~74 cm までは SAR の値を見ると塩性ソーダ質土壌に分類される. しかし, 深さ 30~74 cm において SAR が上昇した原因は, 溶脱により水溶性 Na 量が上昇したことによる. pH_e の値を見ると, 溶脱実験後の pH_e は 7.5~7.7 に低下しており, pH_e から判断すれば塩性土壌となる.

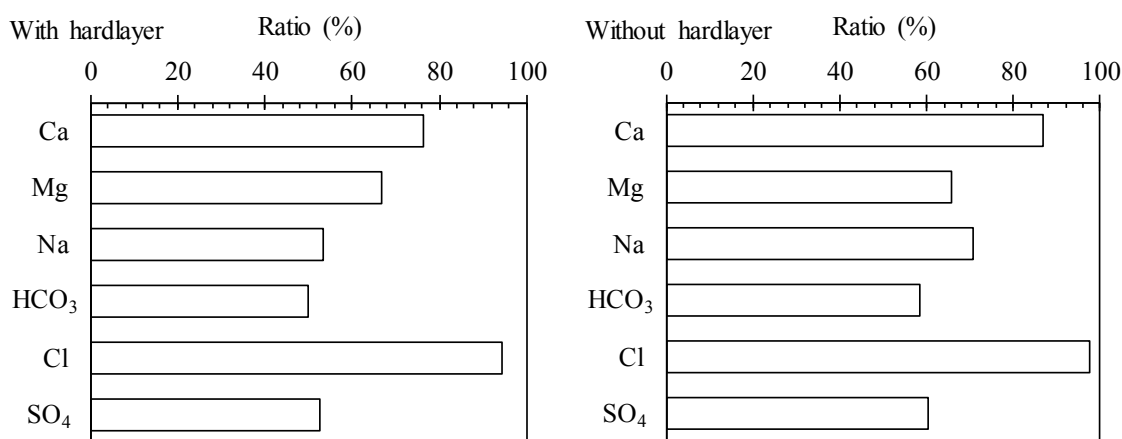


図 6.5.5 深さ 5cm における溶脱実験後の水溶性イオン減少率 (左：硬盤層未破碎，右：破碎)

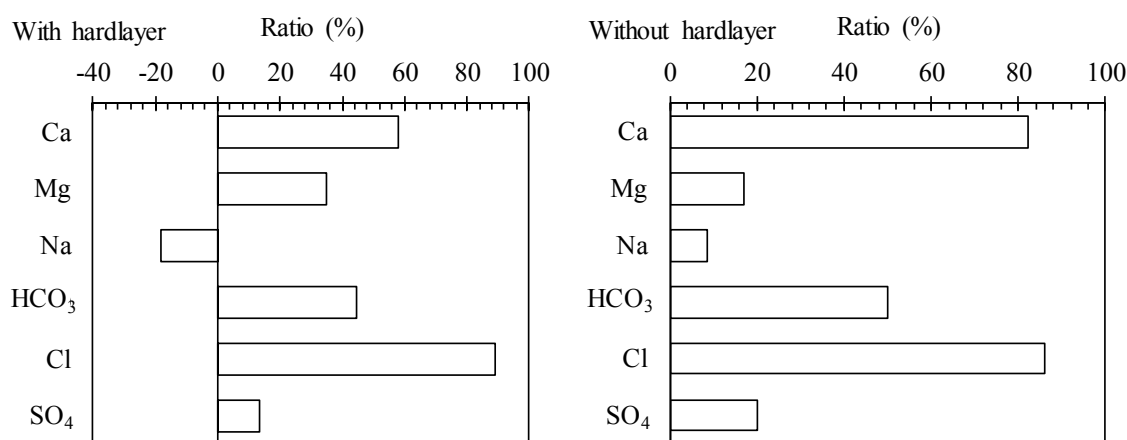


図 6.5.6 深さ 30cm における溶脱実験後の水溶性イオン減少率 (左：硬盤層未破碎，右：破碎)

表 6.5.1 溶脱実験後における土壌塩類化の分類

	Depth (cm)	EC _e (dS m ⁻¹)	pH _e	SAR (L mmol _c) ^{-0.5}	Classification of salt affected soil
With hardlayer	5~15	6.6~8.5	7.5~7.6	6.6~8.5	Saline
	30~45	9.7~11.1	7.5	9.7~11.1	Saline
	60~74	16.0~17.1	7.5~7.6	16.0~17.1	Saline
Without hardlayer	5~15	6.2~9.2	7.6~7.7	6.2~9.2	Saline
	30~45	9.8~11.9	7.5	9.8~11.9	Saline
	45~74	15.7~16.7	7.6~7.7	15.7~16.7	Saline

ソーダ質土壌が生成すると、土壌の ESP が高まり、土壌コロイド物質の分散や変質によって土壌が著しく硬くなるとともに、強アルカリ性を呈するようになる (山本⁶⁻¹, 2008)。ソーダ質土壌には、炭酸 Na や重炭酸 Na が土壌溶液中に存在していることから、Visual MINTEQ を用いて Na 塩の生成物の溶存状況を確認した。解析には、硬盤層未破碎および破碎の深さ 30 cm と 60 cm の測定値をそれぞれ用いた。その結果、溶存種として存在するのは CaSO₄(aq), MgSO₄(aq), NaSO₄⁻ の硫酸塩種であり、塩類鉱物種は gypsum, dolomite (ordered)であった。この結果を踏まえ、溶脱実験後の土壌塩類化は塩性土壌と判断した。

(3) 層位ごとの土壌塩分変化

図 6.5.7 に、硬盤層未破碎および破碎の各供試体内に設置した 5TE センサーによる溶脱過程における EC_e の変化を示す。実験開始前、15 cm 深の EC_e は硬盤層未破碎および破碎それぞれ 10 dS m^{-1} 程度であったが、10 分後にリーチング水が 15 cm 深に到達した後、 50 dS m^{-1} まで上昇した。リーチングにより表層から 15 cm 深までに含まれる塩類が溶解した影響と考えられる。作土層以深については、硬盤層未破碎の場合、30 cm 深にある硬盤層を境に下層土 EC_e の低下は緩慢になった。 EC_e が低下し始める時間を溶脱開始時間とすると、溶脱は 30 cm 深では硬盤層破碎で 1 日後に、硬盤層未破碎で 3 日後に始まり、60 cm 深になると硬盤層破碎で 5 日後に、硬盤層未破碎で 26 日後に始まる。硬盤層未破碎の供試体は、硬盤層破碎の場合に 19 日で到達した EC 値まで低下するのに 72 日を要した。硬盤層破碎の場合、供試体内の塩類はリーチングの下方浸透に伴い速やかに排除される結果になった。

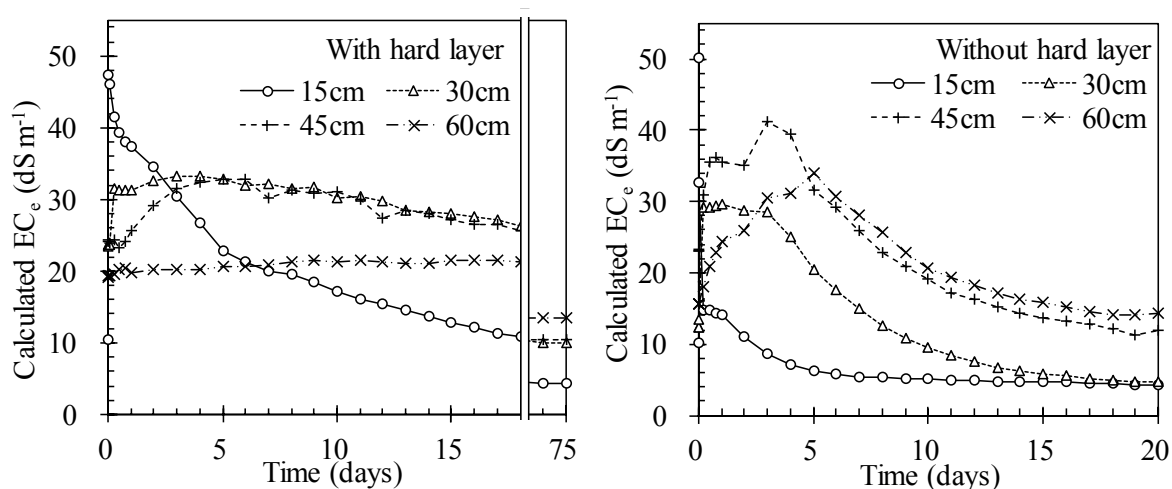


図 6.5.7 5TE による溶脱過程での EC_e の変化 (左：硬盤層未破碎，右：破碎)

6.6 蒸発実験結果

6.6.1 供試体の物理化学性

(1) 土壌の物理性

図 6.6.1 に、蒸発実験後の体積含水率、乾燥密度、飽和透水係数（変水位法）の測定結果を示す。乾燥密度と飽和透水係数については、溶脱実験後と蒸発実験後に差はほぼなかった。また、初期状態の乾燥密度と飽和透水係数についても図示し、蒸発実験後の測定値と比較した。蒸発実験後の深さ 5 cm と 10 cm における体積含水率は、硬盤層破碎の方が硬盤層未破碎に比べ、それぞれ 5.1, 1.9% 高い結果となった。蒸発実験後の乾燥密度、飽和透水係数のプロファイルは、硬盤層未破碎および破碎でほぼ同じ結果であり、蒸発実験での土壌物理性の低下は見られなかった。

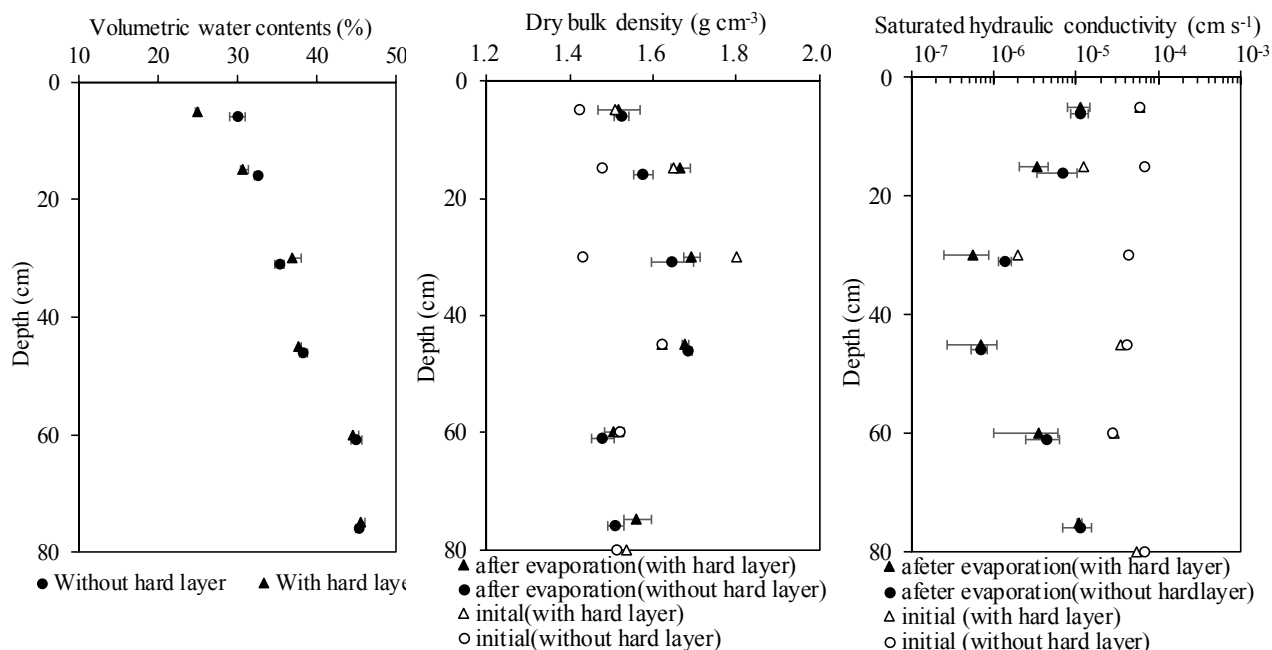


図 6.6.1 蒸発試験後の土壌物理性プロファイル

(左：体積含水率，中：乾燥密度，右：飽和透水係数，エラーバーは標準偏差)

(2) 土壌の化学性

図 6.6.2 に、初期状態（丸印）、溶脱実験後（三角印）、蒸発実験後（四角印）の EC_e と pH_e の測定結果を示す。蒸発実験後の土壌 EC は溶脱実験後に比べ、深さ 45 cm より浅い層位で上昇し、地表面（0~2 cm）で最も高い値となった。地表面の EC 値が硬盤層破碎の方が高くなった原因は、深さ 5 cm の体積含水率が高いことによるものと考えられた。

また、この EC プロファイルは、主に水の移流によると考えられた。今回行った蒸発実験のように、一定濃度の地下水が常に下方から上方へ運ばれる場合（本実験ではマリオット給水装置から 1.7 mm d⁻¹ が下方から供給されている）、土に吸着している交換性陽イオンの量が水中濃度と常に平衡した状態となるため、土中水の塩濃度は水の移動によって変化せず常に一定に維持されると推測された。pH については溶脱実験終了時に比べ上昇したことから、土壌中に炭酸あるいは重炭酸塩が含まれていると思われる。

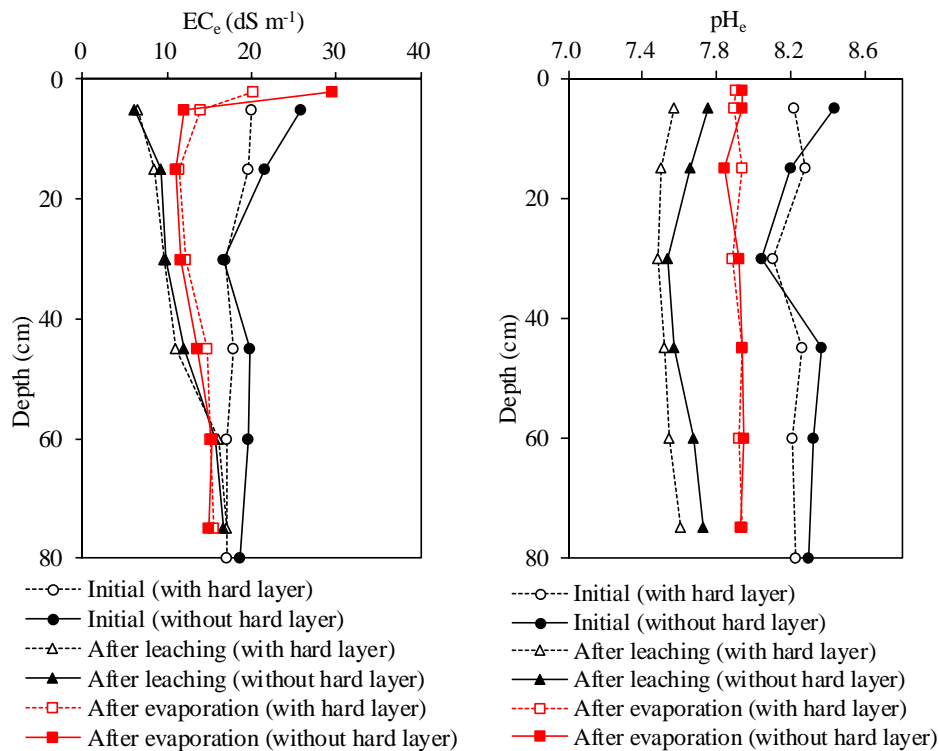


図 6.6.2 蒸発試験後の土壌化学性プロファイル(左: EC_e , 右: pH_e)

図 6.6.3 に、水溶性イオンの分析結果を示す. 図では SO_4 と Cl 濃度が高いため判別しにくいですが、蒸発実験後の HCO_3 濃度は溶脱試験後に比べ、ほぼ全層位で増加しており、蒸発実験後の pH が上昇した結果とも一致した. また、地表面に集積している主な塩類は、陽イオンで Na と Mg 、陰イオンで SO_4 と Cl であった.

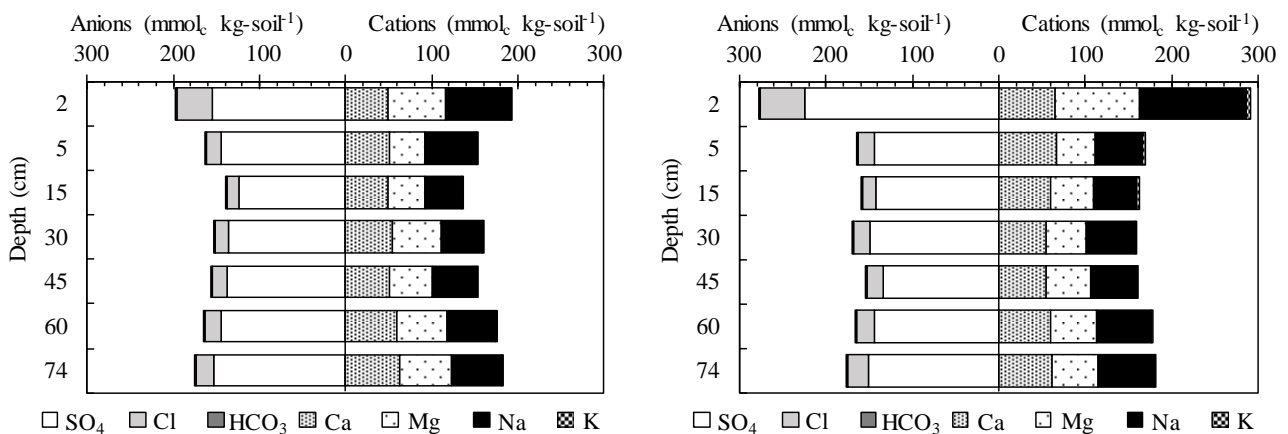


図 6.6.3 蒸発試験後の水溶性イオンのプロファイル (左: 硬盤層未破碎, 右: 破碎)

表 6.6.1 に、 EC_e , pH_e , SAR による土壌塩類化の評価結果を示す. 硬盤層未破碎および破碎とも、深さ 5~74 cm までは塩性土壌に分類された. 一方、硬盤層破碎の深さ 2 cm は SAR の値を見ると塩性ソーダ質土壌に分類されるため、深さ 2 cm について Visual MINTEQ を用いて Na 塩の生成物の溶存形態を確認した. その結果、溶存種として存在するのは $CaSO_4(aq)$, $MgSO_4(aq)$, $NaSO_4$

の硫酸塩種であり，塩類鉱物種は gypsum, dolomite (ordered)であった．この結果を踏まえ，蒸発実験後の土壌塩類化は塩性土壌と判断した．

また，地下水として利用した自然塩水の溶存形態と塩類鉱物種についても Visual MINTEQ で計算した結果，主に Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} が遊離イオンとして存在し，溶存種として存在するのは $\text{CaSO}_4(\text{aq})$, $\text{MgSO}_4(\text{aq})$, NaSO_4^- の硫酸塩種であった．塩類鉱物種は gypsum と dolomite (ordered)であった．このことから，地表面に集積している塩類の起源は地下水であることが推定された．

表 6.6.1 蒸発実験後における土壌塩類化の分類

	Depth (cm)	EC_e (dS m^{-1})	pH_e	SAR (L mmol_c) ^{-0.5}	Classification of salt affected soil
	2	20.2	7.9	10.0	Saline
With hardlayer	5~15	11.5~13.8	7.9	6.4~8.9	Saline
	30~45	12.17~14.6	7.9	6.6~7.3	Saline
	60~74	15.0~15.4	7.9	7.4~7.5	Saline
	2	29.5	7.9	13.6	Saline
Without hardlayer	5~15	11.1~12.0	7.9	6.9~7.3	Saline
	30~45	11.1~11.6	7.9	7.3~7.9	Saline
	45~74	15.0~15.3	7.9	8.4~8.7	Saline

6.6.2 層位ごとの土壌塩分変化

図 6.6.4 と図 6.6.5 に，5TE センサーで観測した硬盤層未破碎および破碎の EC_e の変化をそれぞれ示す．変化の傾向として，深さ 60 cm の EC_e 値は地下水で飽和されている状態（水位 62 cm）のため，地下水 EC と同程度の値で推移した．特徴的な EC_e の変化を示したのは，深さ 45 cm であり，硬盤層未破碎の場合は緩やかに EC_e が上昇していくが，硬盤層破碎では，実験開始直後から上昇し始め，48 日経過後には深さ 60 cm の EC_e とほぼ等しくなった．

図 6.6.6 に，溶脱実験後と蒸発実験後に採取した土壌の EC_e と実験終了後の 5TE センサーの EC_e を比較した結果を示す．溶脱実験後の深さ 15 cm にバラツキが多く，RMSE は 2.392 dS m^{-1} となり，5TE センサーの測定値は高い精度を得られなかった．

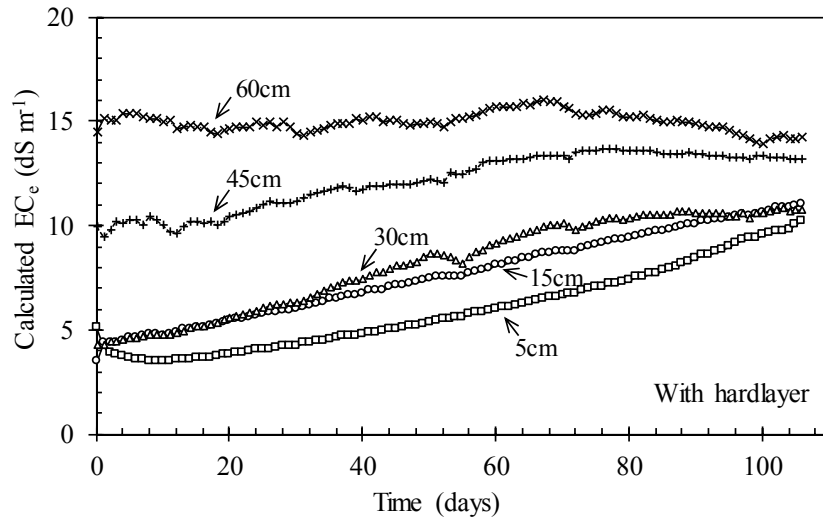


図 6.6.4 硬盤層未破碎の乾燥過程における 5TE の EC_e 変化

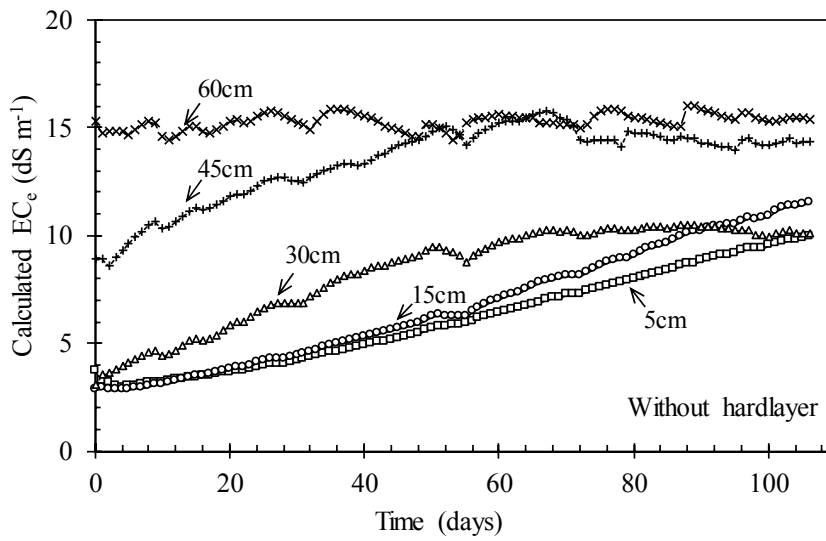


図 6.6.5 硬盤層破碎の乾燥過程における 5TE の EC_e 変化

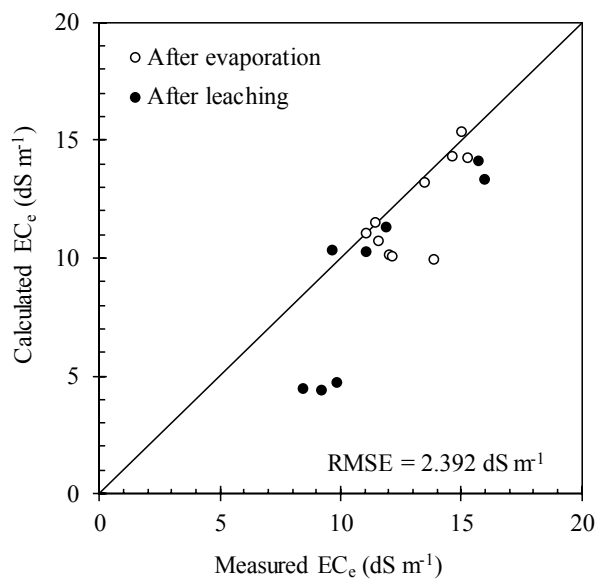


図 6.6.6 溶脱および蒸発実験後の実測値 EC_e と推定値 EC_e の関係

6.7 考察

溶脱実験の結果より、硬盤層を破碎することでリーチング水は速やかに下方へ浸透し、土壌中の塩分は溶脱されることが確認された。一方、硬盤層が形成されていてもリーチング水は72日後に全て浸出され、除塩効果は硬盤層破碎と同じ結果になる。しかし、実際の圃場ではリーチングによる湛水期間は14~24日程であり、本実験結果のように長期間要さないことから、リーチング水は硬盤層より浅い層位までを除塩し水平方向へ流出、あるいは部分的に透水性の良い場所を選択して下方浸透していると考えられた。

硬盤層を破碎し、リーチングを行うと深さ30~60 cmの透水性が低下した。この原因は、リーチングにより、その層位がソーダ質化したのではなく、リーチング水の重さによる圧密、粘土粒子の移動集積、硫酸Caなどの化学物質が固結した影響と考えられた。つまり、硬盤層の形成は、トラクターの踏圧によるだけでなく、リーチングによる土壌物理性の低下も要因となり得ることが示唆された。また、硬盤層破碎の効果は、1度のリーチングによってその効果が失われてしまうことが確認された。本実験では、硬盤層の破碎にショベルを用いたことにより、深さ40 cmまで比較的細かくほぐされていた。そのことによって、リーチング水の重さによる圧密が生じてしまい、深さ30~60 cmの透水性低下を引き起こしたとも考えられる。現地には、心土破碎機(サブソイラー、3~4本の破碎爪、深さ60 cm程度)を所有する農家もある。実際の現場では、心土破碎機により硬盤層を粗く破碎する作業が現実的な方法と思われる。心土破碎効果の持続性は、土壌の理化学性と共に凝集力との関連が深く、固結度の大きい土壌では持続性が長いとされる。また、心土破碎は暗渠排水と併用される場合が多い(内山⁶⁻², 1983)。

本実験結果を踏まえた対策は、リーチングが行われる前に硬盤層を深さ40 cm程度まで破碎し、かつ浅層暗渠排水を深さ60~90 cm程度の深さに整備することによって、リーチング水を速やかに下方浸透させる必要がある。そして、リーチングにより洗脱された塩分を農地の周辺に整備されている明渠排水路へ排出させる方法が有効と考えられた。

しかし、農家が毎年リーチング前に深さ40 cmまで破碎する作業は困難さが伴うため、1度に多量のリーチング水を供給している慣行法の見直しが必要になる。硬盤層破碎の効果を維持させるには、少量あるいは間断式のリーチング方法を検討し、リーチング水の圧密による土壌物理性の低下を軽減させる。間断式リーチングの研究については、例えば、山本ら⁶⁻³(2010)は、イラン国クーゼスタン州と中国内蒙古自治区の塩類土壌を対象に、シミュレーション手法を利用して、少量頻繁と間断灌漑下におけるリーチングや適正用水量などの評価を試みている。その結果、塩類障害が考慮される圃場では、根群域内の有効水分量を高く保持して水管理を行うことで、塩類障害をある程度抑制できることを示している。

また、リーチングによる粘土粒子の移動集積を抑制するには、粘土粒子などを結合して団粒を形成させ、保水性と排水性を高める方法が有用と考える。団粒構造の形成には、分子量の大きな陰イオン性ポリアクリルアミド(PAM)が、優れた凝集能力を持つことが知られており、土壌環境にも適用されている(松本ら⁶⁻⁴, 1999)。しかし、PAMの使用については、塩類土壌環境下で適用された事例はないため、実験レベルでの適用可能性を検証する必要がある。

第7章 塩類化対策に関わる提言

土壌塩類化の進行は、①強い日射エネルギーに関連した蒸発による濃縮、②可溶性塩類の溶解度に関連した選択的な無機塩類の沈殿、③降雨や灌漑の強度と累積量、④土性と土の構造、などの要素に強く依存している（井上²⁻¹⁷, 2012）。本研究では、①～③の要素に関して詳細な調査研究を行っていないものの、2地域の事例から土性と土の構造が土壌塩類化の進行に関与していることが確認された。すなわち、新疆北部地域の塩類集積地では、地表面から深さ 20 cm までの粘土含有量が多い地点で塩性ソーダ質土壌に分類されたこと、土性によって集積層内の濃度勾配が異なることが確認されている（第3章）。一方、シルダリア州ミルザバッド地区において塩性土壌に分類された灌漑農地では、表層 20 cm 程度の作土層直下に形成されている硬盤層がリーチング水の浸透を抑制し、除塩を妨げていることを確認している（第5, 6章）。

各研究対象地の灌漑農地において生じている塩類集積の原因を表 7.1.1 にまとめる。

表 7.1.1 各研究対象地における塩類集積の原因

	新疆北部 (灌漑開発の歴史が浅く、塩害対策が行われていない地域)	ミルザバッド地区 (灌漑開発の歴史があるものの、塩害対策が機能していない地域)
塩類集積の契機	灌漑期において、圃場の上流側では過剰灌漑が行われている。	冬季に除塩を目的としたリーチングが行われている。
地下水位の変化	塩分 (6.5 dS m ⁻¹) を含んだ地下水位が地表面から 0.7 m まで上昇する。地下水位は灌漑終了時期まで浅い状態を維持する。	高い塩分 (平均 17.6 dS m ⁻¹) を含んだ地下水位が地表面まで上昇し、25 日程度その状態を維持する。
土壌内の状況	地下水の毛管上昇により地表面から深さ 5 cm までに塩類が集積する。標高の低い塩類集積地では粘土含有量が多く、地表面の土壌塩分濃度が高い。	作土層直下に形成されている硬盤層により、冬季に行われるリーチング水の浸透が抑制される。硬盤層により作土層の除塩が十分に行われず、リーチング後に再び土壌内の塩分濃度は高い状態に戻る。
塩類集積の直接的な原因	過剰灌漑により、塩分を含む地下水位の上昇。	リーチングにより、塩分を含む地下水位の上昇。 硬盤層の形成によるリーチング水の浸透抑制。

2つの研究対象地における可溶性塩類は、新疆北部地域では主に硫酸 Na 塩、ミルザバッド地区では主に Ca の硫酸塩、Ca および Mg の炭酸塩である。研究対象地においては、リーチングにより主な可溶性塩類を洗脱除去されると考えられる。しかし、ミルザバッド地区においては、難溶性塩類である硫酸 Ca なども含まれており、それらが硬盤層となってリーチングの浸透を抑制していることも確認された。そのため、硬盤層を破碎した上で、余剰水を排出させる排水対策が必要となる。

7.1 新疆ウイグル自治区北部地域

7.1.1 現状と課題の整理

研究対象地である富蘊県チャプラ村の農地は起伏が多く、凸部から凹部に向かい地表水と地下水が流入している。地形的要因に加え、排水路が適切に整備されていないなか、必要以上に多量の水を灌漑し続けていることも地下水位の上昇につながり、塩類集積問題に発展した。チャプラ村では農地だけでなく、低地部に位置する定住村においても局所的な塩類集積が生じており、人々の生活に影響を与えていた。低地で水が集まりやすい場所であることを地元関係者は認識していたにも関わらず、長年に渡って放置し、対策を実施しなかったことが問題をより深刻化させた。問題が深刻化してから改善するには莫大な資金の投入と時間を要することは周知の通りである。

7.1.2 対策の方向性

新疆ウイグル自治区北部地域では、地表面に析出している溶解度の高い Na 塩を蒸発量が低下する 10 月頃に現地の灌漑用水 (0.3 dS m^{-1}) でリーチングを行い、溶脱された塩類を整備された排水路へ排除するとともに、灌漑期においては新疆北部地域でも普及しつつあるマルチ機能を有する点滴灌漑により地下水位を上昇させない技術の導入が望まれる。

図 7.1.1 は、第 3 章の塩類集積地 C 地点において $2 \text{ m} \times 2 \text{ m}$ 区画の試験区を設定し、灌漑用水を用いたリーチング試験を行った結果を示したものである。リーチング水量は 100 mm とした。試験実施日は 2012 年 11 月 16 日である。少量 (100 mm) でもリーチングを行うと、24 時間後にはほぼ全層で土壤塩分濃度の低下が見られた。しかし、1 回のリーチングだけでは EC_e が 10 dS m^{-1} 程度と依然高いことから、作物が正常に生育する状態には至っていない。そのため、今後定期的なリーチングを数年単位で行うことで土壤塩分を速やかに明渠排水路へ排出し、作物栽培を可能にすることができると思われる。

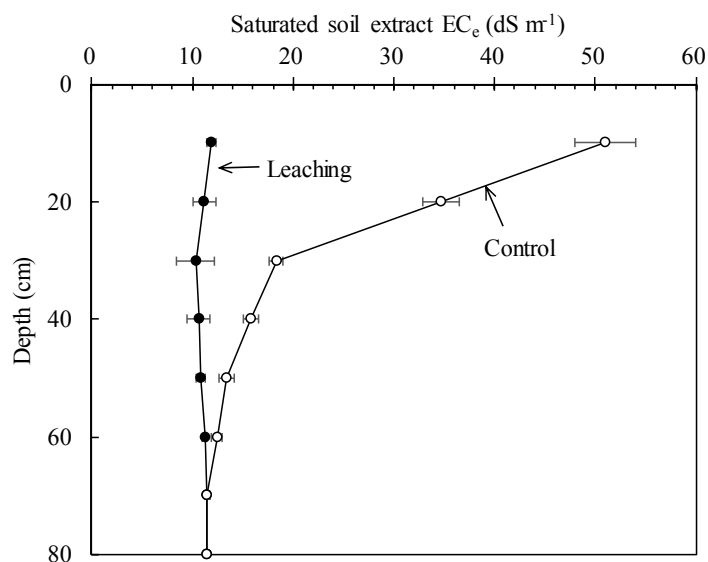


図 7.1.1 塩類集積地 C 地点におけるリーチング試験の結果

リーチングによる除塩効果を維持するためには、整備した排水路が明渠排水型、暗渠排水型に限らず、その施設が持続的に利用されるよう、地域のオーナーシップのもと排水路維持管理体制についても同時に整備され運営されなければならない。現地調査の際に、排水路の維持管理は行われておらず、定住村周囲に整備された排水路内には、袋、空瓶などのゴミが投げ捨てられていた。これにより、排水機能が損なわれるだけでなく、今後衛生面での影響が生じる危険性もある。

7.1.3 提言内容

研究対象地に限らず、類似地域において営農活動に不慣れな遊牧民にも身近に行え、その効果が目に見えて分かるよう、上記のリーチング方法に加え、以下の基本的な3項目を提言とする。

- 蒸発量が低下する10月頃に灌漑用水で定期的にリーチングを行うこと。
- 排水路の深さは2 m以深を維持し、地下水位をなるべく一定に保つこと。
- 漏水あるいは浸透が見受けられる灌漑水路については、ゲートを閉め放水をやめること。

7.2 シルダリア州ミルザバッド地区

7.2.1 現状と課題の整理

シルダリア州では、古くから灌漑開発に合わせて排水施設の整備も進められてきた。独立以降、現在の水利施設の維持管理は、幹線水路は国家管理、支線水路以下は水消費者組合（以下、WCA）により行われている。しかし、WCAは財政的な問題に加え、技術的にも問題を抱え、末端灌漑施設の維持管理あるいは更新が行われず、灌漑用水路やゲートの老朽化、破損、漏水への十分な対応ができていない。このため、灌漑用水の損失、上流側圃場での過剰取水、下流側圃場での水不足といった問題が発生している（奥田・大西⁷⁻¹, 2015）。また、独立から20年以上が経過した現在でも、国家注文制度（政府が決定した計画生産量の一定割合の売却を義務付ける契約）の対象作物である綿花栽培については、農家の生産性向上意識が低く、農地への投資は消極的である。そのため、土地管理は粗放的であり、適正な畝間灌漑を実施しているとはいえない。このような社会的背景が顕在化している影響もあり、土壌塩類化は進行している。

7.2.2 対策の方向性

ミルザバッド地区の灌漑農地には、表層20 cm程度の作土層直下に硬盤が形成されている。本研究による現地観測および室内実験により、硬盤層が不透水層としてリーチング水の浸透を抑制し、除塩効果が得られていないことを確認した。

室内実験結果を現地で確認するため、第5章のヤンガバッドWCAの農地中央部における土壌水分および土壌塩分観測地点（YM地点）において、リーチングが行われる前に、無資材の浅層暗渠排水（空洞部10 cm×10 cm）を施工幅5 m間隔、深さ60~90 cmの位置に整備した。浅層暗渠排水が施工されたライン上では、地表面から深さ60~90 cmまでの硬盤層が破碎されている。浅層暗渠排水は農地周囲の明渠排水路に接続されている。図7.2.1は、上記条件下において、リーチング前後におけるヤンガバッドWCAのYM地点における地下水位と土壌ECの変化を示したものである。

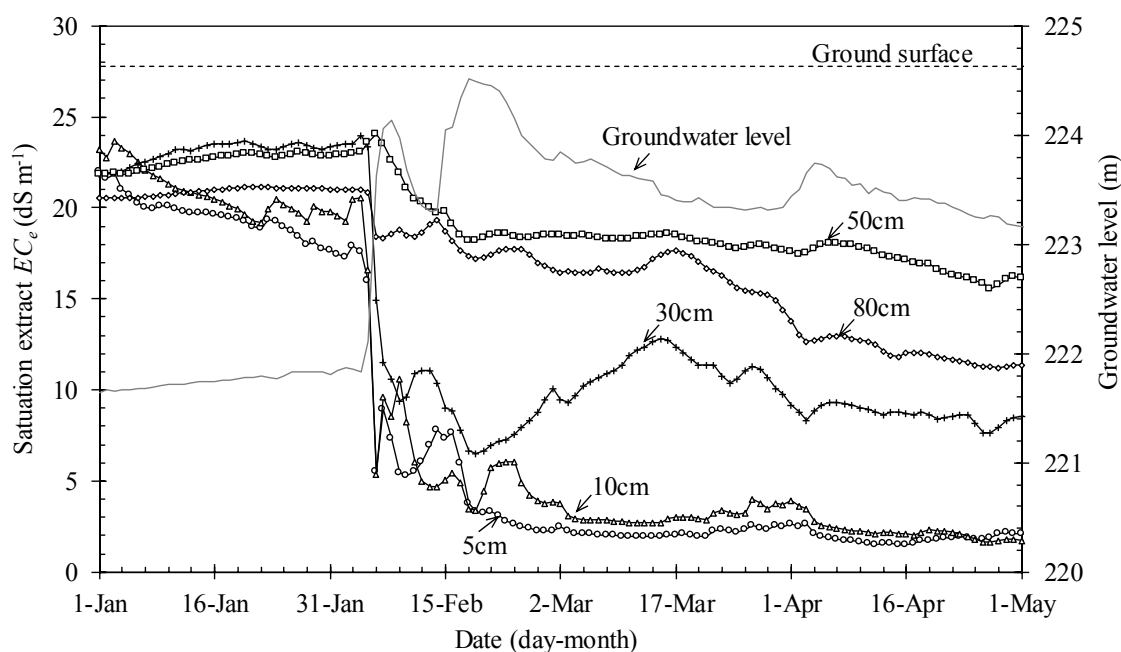


図 7.2.1 硬盤層破碎および浅層暗渠排水整備後の地下水位と土壌 EC_e の推移
(2017 年 1 月 1 日～2017 年 5 月 1 日)

図より、2017 年 2 月 6 日に約 300 mm のリーチング水が供給され、地下水位は地表面から 0.5 m まで上昇した。リーチング水は地表面を湛水することなく、5 日後に地表面から 1.3 m まで低下した。この時のリーチングによって、深さ 5, 10, 30 cm の EC_e は、それぞれ 5.2, 8.3, 9.6 dS m⁻¹ まで低下した。その後、2017 年 2 月 15 日に約 300 mm が再度供給され、地下水位は地表面から 0.1 m まで上昇した。2 回目のリーチングによる下層土（深さ 30, 50, 80 cm）の EC_e の低下は見受けられなかったものの、深さ 5, 10 cm の EC_e は 5 月 1 日まで上昇することなく、それぞれ 2.1, 1.8 dS m⁻¹ と低い値で推移した。

この観測結果から、硬盤層の破碎と浅層暗渠排水の整備によって、リーチング水は速やかに下方浸透し、作土層の EC_e は綿花の作付期まで低い状態を維持できることが確認された。

7.2.3 提言内容

リーチング前に硬盤層の破碎、かつ浅層暗渠排水を整備することによって、作土層の土壌塩分の低下は大きく、その効果は綿花の作付前まで維持される。このことは、研究対象地に限らず、作土層直下に硬盤層を有する類似地域においても有効な対策技術の 1 つであると考えられる。

また、現地では慣行的に水尻側からリーチングが開始され、水口側へ順次配水する輪番形式がとられている。この方法だと、水口側で洗脱された塩類はリーチングが終了した農地中央部へ流入してしまい、農地中央部の除塩効果を損ねてしてしまう可能性が高い。そのため、リーチングの配水は水口側から開始し、順次水尻側へ輪番していくことが望ましい。

第8章 まとめ

本研究では、アジア乾燥地に位置する中国新疆ウイグル自治区北部地域とウズベキスタン国シルダリア州内の灌漑農地において生じている塩類集積土壌を対象に、乾燥地灌漑農業における土壌と水の適切な管理法を確立する一助とすべく、塩類土壌の実態に基づいて灌漑や地下水位上昇に伴う土壌塩類化の過程およびその要因を考察し、これら地域の土壌塩類化対策に関わる提言を行うことを目的とした。本研究で得られた主な成果を以下にまとめる。

第1章、第2章では、新疆ウイグル自治区とウズベキスタン国の土壌塩類化に共通している課題を抽出した。両地域とも、乾燥地における過剰な灌漑開発が地域の環境問題に発展している。新疆北部地域とシルダリア州ミルザバッド地区の研究対象地は、3～10月の可能蒸発散量が降雨量を大きく上回り、塩分を含む地下水位の上昇によって生じる土壌塩類化が共通課題である。いずれの地域も土壌塩類化の機構は十分に検討あるいは解明されていないことが判明した。

新疆北部地域は、近年遊牧民の定住化対策により灌漑面積が増加しており、今後も引き続き灌漑開発が行われることが予想されることから、塩類土壌面積の拡大を未然に防ぐ必要がある。一方、シルダリア州では限られた農地を維持すべく土壌中の塩類を下方へ押し下げる対策として冬季にリーチングが慣行的に行われている。この慣行法が土壌塩類化を助長していると推察され、土壌中での水および塩類の動態を明確に把握する必要があることを指摘した。

乾燥地灌漑農地における土壌塩類化の背景には普遍的な側面もある一方、土壌の性質や集積している塩類の量あるいは組成が異なるため、その対策や評価については、地域を越えた比較検討が必要と考えられ、以降の章で詳しく検討することとした。

第3章では、新疆ウイグル自治区北部地域の灌漑農地における塩類土壌の特徴と塩類集積メカニズムを検討した。現地塩類土壌は、主に塩性ソーダ質土壌に分類され、地表面に析出している塩の大半は溶解度の高いNa塩であることが確認された。現地では、灌漑が開始される5月上旬からの気温上昇に伴い、地表面における蒸発散が盛んになるため、地表面から深さ1m未満の地下水に含まれる塩類が下層から地表近傍へ移動し、蒸発の程度に応じて濃縮あるいは析出する一方、溶解度が相対的に低い硫酸あるいは炭酸Ca塩は地表面付近の土壌溶液の中で初期に沈殿し始めるという2つの機構があることが示唆された。

第4章では、シルダリア州ミルザバッド地区における地表水（灌漑用水および排水）、地下水に含まれる塩類の構成と分類を、化学平衡プログラムであるVisual MINTEQを用いて推定した。

同地区は、灌漑開発の歴史あるいは経緯の違いによりオールド・ゾーンとニュー・ゾーンに分けられている。地区内の地下水溶液組成に関しては、オールド・ゾーンとニュー・ゾーンで異なることが確認された。オールド・ゾーンでは、主にCa塩とMg塩で占められているのに対し、ニュー・ゾーンではNa塩で占められていた。両ゾーンで地下水の溶液組成が異なる理由として、オールド・ゾーンでは溶解度の高いNa塩などが明渠排水路を経て地区外へ排出されていると考えられた。一方、ニュー・ゾーンでは暗渠排水路の管内部に土砂が堆積している状態であり、排水機能が低いため、ゾーン内において排水路へ排出されなかったNa塩は浅層地下水に浸透し、低位

部地域へ集まっているものと推測された。

第 5 章では、ミルザバッド地区内オールド・ゾーンに位置する 2 つの灌漑農地に焦点を絞り、塩類土壌の特徴とリーチング期における土壌水分と土壌塩分の動態を把握した。現地塩類土壌は、主に塩性土壌に分類され、土壌には難溶性塩である炭酸 Ca や硫酸 Ca が集積していることが推測された。

また、表層 20 cm 程度の作土層直下に硬盤が形成されていることが確認された。現地では、土壌中の塩類を下方へ押し下げる目的で冬季にリーチングが行われている。しかし、硬盤層が不透水層としてリーチング水の浸透を抑制し、除塩効果を低下させている可能性が示唆された。硬盤層を破碎することで作土層の塩類を効率的に溶脱除去し、農地周囲に整備されている明渠排水路へ排出する対策が有効と考えられた。

第 6 章では、第 5 章の成果を踏まえ、不攪乱土壌コアサンプルを用いた塩類土壌の溶脱および蒸発実験を行った。リーチング水の浸透を抑制していると考えられた硬盤層を破碎、未破碎それぞれの条件で直径 20 cm、土中高 74 cm の不攪乱土壌コアサンプルを用い塩類動態の実験を溶脱過程と塩類集積過程についてそれぞれ行った。現場でのリーチング湛水期間とほぼ同じにあたる実験開始 24 日後において、慣行法と同じ給水量 300 mm に対し、浸出水量は硬盤層未破碎で 98.7 mm、硬盤層破碎で 223.6 mm、供試体から洗脱された塩分量はそれぞれ 84.3 g、182.1 g となり、硬盤層破碎によるリーチング水の浸透改善と除塩効果を確認した。しかし、実験終了後の硬盤層を破碎した供試体の飽和透水係数は 30~60 cm 深で著しく低下しており、硬盤層未破碎と同じ状態に戻った。硬盤層の形成は、トラクターの踏圧によるだけでなく、リーチングによる土壌物理性の低下も要因となり得ることが示唆された。今後、硬盤層破碎の効果を維持させる方法について検討し、現地試験などを通じて検証していく必要がある。

第 7 章では、両研究対象地ともに排水対策が重要であることを唱えた。新疆ウイグル自治区北部地域では、地表面に析出している溶解度の高い Na 塩を蒸発量が低下する 10 月頃にリーチングを行い、溶脱された塩類を整備された排水路へ排除すること、また、排水路機能を維持するための運営体制の整備を提言した。

シルダリア州ミルザバッド地区内では、リーチング前に硬盤層が形成されている深さ 40 cm までを破碎し、かつ浅層暗渠排水の整備により既存の明渠排水路へ排除する対策を提言した。

なお、不攪乱土壌コアサンプルを用いた硬盤層を有する場合の塩類土壌の溶脱実験は、本研究が初めてである。本研究により得られた成果により、適切な対策を行うことによって、増加傾向にあるミルザバッド地区の土壌塩類化面積が軽減できる可能性は高い。

参考文献

第1章

- 1-1 : 阿布都沙塔尔・买买提明, 田中丸治哉, 多田明夫 (2012) : 新疆ウイグル自治区における水資源開発と耕地塩類化, 水土の知, 第80巻, 第2号, p.99-102
- 1-2 : 阿依仙姑瓦依提, 小池克明, 石山 隆 (2010) : 中国タリム盆地北部における土壌環境変化の特徴抽出—衛星データによる塩類集積土壌の時空間変化の解析—, 情報地質, 第21巻, 第1号, p.19-33
- 1-3 : JICA (国際協力機構) (2007) : 中華人民共和国新疆天然草地生態保護と牧畜民定住プロジェクト事前評価調査報告書, 国際協力機構中華人民共和国事務所, p.5-6
- 1-4 : JICA, JIRCAS (国際農林水産業研究センター) (2013) : 中華人民共和国新疆天然草地生態保護と牧畜民定住プロジェクト, プロジェクト事業完了報告書, p.1-6
- 1-5 : 筒井 暉 (1996) : アラル海危機 : 大規模水利開発のもたらしたもの, 農業土木学会誌, 第64巻, 第10号, p.983-990
- 1-6 : JICA (2011) : ウズベキスタン国カラカルパクスタン地域開発計画調査, ファイナルレポート和文要約, 国際協力機構, p. S_1-S_14
- 1-7 : 荻野芳彦, 筒井 暉 (1995) : 中央アジア, イリ川とウルムチ川の水利開発の現状と問題, 農業土木学会誌, 第63巻, 第2号, p.137-141
- 1-8 : JIRCAS (2013) : 農地塩害対策調査報告書—ウズベキスタン国—, 平成24年度海外農業農村地球環境問題等調査事業, p.2-6
- 1-9 : 石川 隆 (2009a) : 中国新疆ウイグルの環境変動とその危機, 千葉大学環境リモートセンシング研究センター, p.122-138
- 1-10 : Batuer Abudoureyimu, 城戸由能, 田中幸夫, 中北英一 (2008) : 新疆タリム河流域の地下水流動解析—飽和二次元モデルによる地下水流動解析—, 京都大学防災研究所年報, 第51号B, p.581-590
- 1-11 : Abuduwaili, J. and Guijin, M. (2006): Eolian Factor in the Process of Modern Salt Accumulation in Western Dzungaria, China, Eurasian Soil Science, Vol. 39, No. 4, p.367-376
- 1-12 : 中国科学院新疆生態与地理研究所, 新疆維吾爾自治区水利厅農牧水利処 (2008) : 新疆灌区土壌塩漬化及改良治理模式, p.58
- 1-13 : イゴール・ゾーン, 渡邊紹裕 (1996) : 「アラル海危機」救済の課題と日本の貢献, 農業土木学会誌, 第64巻, 第10号, p.991-997
- 1-14 : 井上守江, 伊東享子, 奥野ひろみ (2016) : カラカルパクスタン自治共和国の健康問題, 予防医療, 信州公衆衛生雑誌, Vol. 10, No. 2, p.79-87
- 1-15 : ADB, IWMI, ICBA and ICARDA (2008): Enabling Communities in the Aral Sea Basin to Combat Land and Water Resource Degradation through the Creation of Bright Spots, Final Report, The ADB supported project: RETA 6208 (2005-2008)
- 1-16 : MAWR (Ministry of Agriculture and Water Resources) (2003): Land Degradation Assessment in drylands (LADA), Technical Report Republic of Uzbekistan, Soil Resources, Land and Plant Nutrition Management Service (AGLL) of the Land and Water Development Division, FAO

1-17 : JIRCAS, MAWR (Ministry of Agriculture and Water Resources of Uzbekistan) and Farmers' Council of Uzbekistan (2013): On-farm mitigation measures against salinization under high groundwater level conditions, Guideline

第 2 章

2-1 : UNEP (1992): World Atlas of Desertification

2-2 : FAO (2004) (参照 2017.9.29): Carbon sequestration in dryland soils, World Soils Resources Reports 102, 入手先<<http://www.fao.org/docrep/007/y5738e/y5738e06.htm>>

2-3 : 篠田雅人 (2007) : 気候変動と乾燥地科学, 地学雑誌, 116 (6), p.811-823

2-4 : UNEP (1997): World Atlas of Desertification Second Edition

2-5 : Millennium Ecosystem Assessment (2005) : *Ecosystems and Human Well-being : Current State and Trends. Chapter 22 Dryland Systems*. Islands Press, p.623-662

2-6 : UNEP (1984): General assessment of progress in the implementation of the plan of action to combat desertification 1978-1984, Report of the Executive Director, p.21

2-7 : Tanji K.K. (1990): Agricultural salinity assessment and management, *ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice*, No. 71, p.3-4

2-8 : 山本太平 (2008a) : 乾燥地の土地劣化とその対策, 乾燥地科学シリーズ 3, 古今書院, p.158

2-9 : 北村義信, 矢野友久 (2000) : 中央アジア乾燥地における二次的塩類集積防止のための広域水管理研究, 地球環境, Vol. 5, No 1-2, 砂漠化防止の実施的取り組み, p.27-36

2-10 : United Nations University (2014) (参照 2017.10.7): World Losing 2,000 Hectares of Farm Soil Daily to Salt-Induced Degradation, 入手先<<http://inweh.unu.edu/world-losing-farm-soil-daily-salt-induced-degradation/>>

2-11 : Qadir M., Quill rou E., Nangia V., Murtaza G., Singh M., Thomas R.J., Drechsel P., Noble A.D. (2014): Economics of salt-induced land degradation and restoration, *A United Nations Sustainable Development Journal, Natural Resources Forum 38, Issue 4*, p.282-295

2-12 : 山本太平 (2008b) : 乾燥地の土地劣化とその対策, 乾燥地科学シリーズ 3, 古今書院, p.125-126

2-13 : 酒井裕司, 千 小乙, 松本 聰, 定方正毅 (2001) : 中国アルカリ土壌地帯での脱硫石膏による改良実験結果 2000 年, 学振未来 WG3-23, p.1-13

2-14 : 松本 聰, 千 小乙 (1998) : 脱硫石膏を利用した不良土壌の改良と食糧増産, 学振未来 WG3-6, p.1-9

2-15 : 山本定博 (2010) : メキシコ・カリフォルニア半島コモンドゥ地域における灌漑農地の土壌塩類化の実態と要因解析, 土壌の物理性, 第 115 号, p.31-36

2-16 : 内山泰孝 (1988) : 塩性環境の農業利用, 化学と生物, Vol. 26, No. 10, p.650-659

2-17 : 井上光弘 (2012) : 塩類化の現状と除塩技術, 地盤工学会誌, 60-1, p.2-5

2-18 : FAO (1989, 1994) (参照 2017.11.17): Water quality for agriculture, FAO Irrigation and Drainage Paper, 29 Rev.1, 入手先<<http://www.fao.org/docrep/003/T0234E/T0234E03.htm>>

2-19 : 足立泰久, 岩田進午 (2003) : 土のコロイド現象, 土・水環境の物理化学と工学的基礎, 第 7 章コロイド現象と水文移動現象, 学会出版センター, p.276-291

- 2-20 : 山本太平 (2008c) : 乾燥地の土地劣化とその対策, 乾燥地科学シリーズ 3, 古今書院, p.227
- 2-21 : 石山 隆 (2009b) : 中国新疆ウイグルの環境変動とその危機, 千葉大学環境リモートセンシング研究センター, p.108-121
- 2-22 : 大森圭祐, 足立泰久 (2014) : 中国西北部における灌漑農地の土壌塩類化とその要因, 平成 26 年度農業農村工学会大会講演会講演要旨集, p.510-511
- 2-23 : Xia J., Liang S., Chen J., Yuan W., Liu S., Li L., Cai W., Zhang L., Fu Y., Zhao T., Feng J., Ma Z., Ma M., Liu S., Zhou G., Asamura J., Chen S., Du M., Davaa G., Kato T., Liu Q., Liu S., Li S., Shao C., Tang Y. and Zhao X. (2014): Satellite-Based Analysis of Evapotranspiration and Water Balance in the Grassland Ecosystems of Dryland East Asia, PLOS ONE, Volume 9, Issue 5
- 2-24 : Al-Darir A.N., AlDoubiat M. (2005): The Optimizing Model of Potential Evapotranspiration in North Syria, Ninth International Water Technology Conference, IWTC9 2005, Sharm El-Sheikh, Egypt, p.41-50
- 2-25 : 齋藤竜太 (2015) : ウズベキスタンの水消費者組合—現状, 問題点, 展望—, 日本中央アジア学会報, 日本中央アジア学会, No.11, p.29
- 2-26 : The World Bank (2003): Irrigation in Central Asia, Social, Economic and Environmental Considerations, p.3
- 2-27 : Shirokova Y., Forkutsa I. and Sharafutdinova N. (2000): Use of electrical conductivity instead of soluble salts for soil salinity monitoring in Central Asia, *Irrigation and Drainage Systems 14*, p.199-205
- 2-28 : FAO (2013): Irrigation in Central Asia in figures, AQUASTAT Survey-2012, FAO Water Reports Vol. 39, p.196
- 2-29 : Abrol I.P., Yadav J.S.P. and Massoud F.I. (1988) (参照 2017.10.7): Salt-Affected Soils and their Management, FAO Soils Bulletin 39, 入手先< <http://www.fao.org/docrep/x5871e/x5871e00.htm#Contents>>
- 2-30 : JIRCAS (2010) : 農地塩害対策調査報告書—ウズベキスタン国—, 平成 21 年度海外農業農村開発地球温暖化対策検討調査事業, p.29-30
- 2-31 : Pankova Ye. I. (2015): Anthropogenic Desertification and Remote Monitoring of the Salinity of Irrigated Soils within the Cotton-growing Zone, ICAL 2 Refereed Paper, *Journal of Arid Land Studies*, p.257-259
- 2-32 : ADB, IWMI, ICBA and ICARDA (2008): Enabling Communities in the Aral Sea Basin to Combat Land and Water Resource Degradation through the Creation of Bright Spots, Final Report, The ADB supported project: RETA 6208 (2005-2008), p.16
- 2-33 : 奥田幸夫, 大西純也 (2012) : ウズベキスタンにおける塩害農地の現状と課題, 農業農村工学会誌, 水土の知, vol. 80 (2), p.83-86
- 2-34 : HGME in the in the Syrdarya region (2007): Low Syrdarya administration of basin irrigation system expedition of Syrdarya land-reclamation (in Russian)

第 3 章

- 3-1 : Rhoades, J.D., Chanduvi, F. and Lesch, S. (1999): Soil salinity assessment, Methods and interpretation of electrical conductivity measurements, FAO irrigation and drainage paper, 57, p.11-14

- 3-2 : 土壤環境分析法編集委員会 (2012) : 土壤環境分析法, 博友社
- 3-3 : 環境省地球環境局環境保全対策課, 日本環境衛生センター酸性雨研究センター (2003) : 土壤・植生モニタリング手引書, p.12-16
- 3-4 : 日本分析化学会北海道支部 (1994) : 水の分析, 化学同人, p.162-167
- 3-5 : 河野元治 (2001) : 粘土鉱物の生成, 粘土基礎講座 I ワーキンググループ連載解説, 粘土化学, 第 40 巻, 第 3 号, p.197-211
- 3-6 : 日本原子力研究開発機構 (2014) : 平成 25 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備 (核種移行データベースの整備) 報告書, p.3_1-3_2
- 3-7 : Gustafsson, J.P. (2012) (参照 2017.4.21): Visual MINTEQ, ver. 3.0, KTH, Dept. of Land and Water Resources Engineering, 入手先<<https://vminteq.lwr.kth.se/>>
- 3-8 : Richards, L.A. (1954): Diagnosis and improvement of saline and alkali soils, Agriculture Handbook, 60, USDA, p.25-26
- 3-9 : 中国科学院南京土壤研究所 (1986) : 中国土壤図集, 地理出版社, p.9-10, p.25-26
- 3-10 : 理科年表編集委員会 (2006) (参照 2016.1.18) : 無機物の水に対する溶解度, (オンライン), 入手先<https://www.rikanenpyo.jp/kaisetsu/buka/buka_010.html>
- 3-11 : 西村 拓, 石濱嘉夫, 関 勝寿, 井本博美, 溝口 勝, 宮崎 毅 (2012) : 中国黒龍江省ソレンネン平原の浅層地下水地域における塩類集積, 農業農村工学会論文集, 279, p.35-44
- 3-12 : 中野政詩 (1991) : 土の物質移動学, 3 章溶質の集積・溶脱と移動, 東京大学出版会, p.66-67
- 3-13 : 田中 明, 山本太平 (1987) : 地下水位一定の土壤カラムからの蒸発に伴う水と塩の動態, 農土論集, 129, p.25-31
- 3-14 : 安部征雄 (1983) : 飽和供試体の乾燥過程における塩類集積形態, 農土論集, 106, p.61-71

第 4 章

- 4-1 : Omori, K., Shirokoba, Y.I. and Onishi, J. (2018): Composition and Classification of Salts in Surface Water and Groundwater in a Semi-Arid Irrigated Area, Japanese Society of Sand Dune Research, Vol. 64, No. 3
- 4-2 : Piper, A. M. (1944): A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis, American Geophysical Union, Vol. 24, 6, p.914-923
- 4-3 : Piper, A. M. (1953): A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis, Trans. U.S. Geol. Survey Groundwater Note, 12
- 4-4 : Morozov A.N. (2014): Information about the geological and morphological characteristics and soils of Golodnaya steppe, Research paper in RIIWP, p.16-18

第 5 章

- 5-1 : Li, Z. and Demopoulos, G.P. (2015): Solubility of CaSO₄ Phases in Aqueous HCl + CaCl₂ Solutions from 283 K to 353 K, *Journal of Chemical and Engineering Data*, Vol. 50, No. 6, p.1971-1982
- 5-2 : 井上光弘 (2015) : ユーザーから見た市販マルチセンサー (水分-塩分-温度) の評価, 2015 年度土壤物理学大会講演要旨集, p.18-25

- 5-3 : Balendonck, J. and M.A. Hilhorst (2001): WET-sensor Application note, Wageningen, Report No. 2001-07, p.60
- 5-4 : 井上光弘, 齊藤忠臣, 猪迫耕二, 藤巻晴行 (2016) : 高塩分濃度の砂に対する WET マルチセンサーの測定精度の評価, 日本砂丘学会誌, 第 63 巻, 第 1 号, p.17-26
- 5-5 : Rhoades, J.D., Raats, P.A. and Prather, R.J. (1976): Effects of liquid-phase electrical conductivity, water content, and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40, p.651-655
- 5-6 : Hilhorst, M.A. (2000): A pore water conductivity sensor, *Soil Sci. Am. J.*, 64, p.1922-1925
- 5-7 : アイネクス株式会社 (2015) : 5TE 土壌水分・温度・EC センサー取扱説明書, p.5
- 5-8 : Wang, W., Watanabe, E., Kobayashi, T., Cho H., He W. and Mohri, N. (2005): A Method of Measuring Soil Solution Electrical Conductivity in the Field Using TDR, *J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.* Vol. 18, No. 1, p.55-63
- 5-9 : 宮本輝仁, 亀山幸司, 塩野隆弘 (2012) : 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震による津波で冠水被害を受けた砂質畑の土壌塩分モニタリング, 農工研技報 213, p.73-78
- 5-10 : 松本 聡 (1988) : 乾燥地における水利用と塩類集積, 地理学評論, 61 (Ser. A)-2, p.155-169
- 5-11 アイネクス (参照 2014.11.15) : ECH2O 土壌水分センサーの温度感度補正, Application Note, Decagon devices, (オンライン), 入手先<<http://www.ai-nex.co.jp/ECH2Oprobe-soil.html>>
- 5-12 : 大森圭祐, 奥田幸夫 (2015) : ウズベキスタン国シルダリア州における硬盤層の特徴, 平成 27 年度農業農村工学会大会講演要旨集 p.618-619

第 6 章

- 6-1 : 山本太平 (2008) : 乾燥地の土地劣化とその対策, 古今書院, p.160-161.
- 6-2 : 内山直治 (1983) : 土層改良計画の考え方, 農業土木学会誌, 第 51 巻, 第 11 号, p.7-13
- 6-3 : 山本太平, 森谷慈宙, Henintsoa, A. (2010) : 塩水灌漑の用水計画, 平成 22 年度農業農村工学会全国大会講演要旨集 p.502-503
- 6-4 : 松本哲洋, 足立泰久, 石黒宗秀 (1999) : 土のコロイド現象の基礎と応用 (その 11) —水溶性高分子の環境技術への適用—, 農業土木学会誌, 第 67 巻, 第 2 号, p.47-54

第 7 章

- 7-1 : 奥田幸夫, 大西純也 (2015) : ウズベキスタンの灌漑農地における塩害モニタリングの現状, 特集「世界の塩害と食料生産」, 日本海学会誌, 第 69 巻, 第 5 号, p.293-300

謝辞

この博士論文を作成するにあたり、多くの方々のご支援ご協力を賜りました。謹んで御礼申し上げます。

本論文は、筆者が筑波大学大学院生命環境科学研究科国際地縁技術開発科学専攻博士後期課程に在籍中の研究成果をまとめたものです。同専攻教授足立泰久先生には、指導教官であり主査として本研究の着目点、論文構成をご指摘していただき、節目節目で適切なお指導をいただきました。深く感謝いたします。

振り返れば、5年前の2012年3月末、面識もなく、また、研究成果もほとんどなかった私の突然の入学希望を快くお引き受けいただきました。私は、先生との打合せの中で、農地塩害の課題の奥にある現象発生のメカニズムを科学的かつ論理的に説明できる能力が備わっていないことに気づきました。このことが私の中で一番大きな意識変化でした。先生からは、そのことを理解するには土壌化学について勉強するのがよいのではとアドバイスをいただき、故・岩田進午先生著「土のはなし」を最初に紹介していただきました。土壌塩類化問題を研究する上で土壌化学は避けて通れないことがわかり、基礎から勉強し直すことができました。

本論文を提出するにあたり、3名の先生に副査としてご助言をいただくとともに本論文の細部にわたりご指導いただきました。

国際地縁技術開発科学専攻教授石井敦先生、同専攻准教授小林幹佳先生には、研究対象地である新疆ウイグル自治区北部地域とウズベキスタン国シルダリア州での研究成果に普遍性を持たせるよう、とりまとめ方について貴重なご助言をいただきました。今後、私が類似の地域で研究を進めていく上で、必要なお指摘であり、引き続き検討していく次第です。厚くお礼申し上げます。同専攻助教授山下祐司先生には、本論文の表現につきまして多くのアドバイス、ならびに、化学平衡計算プログラムの検証結果について何度もご指導をいただきました。小林先生と山下先生のご指摘によりまして、初稿の不備が大きく改善されました。改めてお礼申し上げます。

また、鳥取大学乾燥地研究センター環境保全部門教授藤巻晴行先生には、ご多忙の中、新疆ウイグル自治区北部地域の塩類土壌の水分と溶質移動特性に関する実験のご指導をいただきました。本論文では、その実験結果を反映することはできませんでしたが、投稿論文として公表する次第ですので、引き続きご指導のほどお願い申し上げます。

コロイド研の皆さんにも本当にお世話になりました。年齢は離れていますが、コロイド研の一員として快く受け入れていただきました。皆さんとは普通の研究室の一員のように長い時間を共有できた訳ではありませんが、私自身が岡山大学大学院修士課程の頃に戻ったような気持ちになり、新鮮でした。また、日頃のゼミにおいて様々な刺激をいただきました。ありがとうございました。

入学後、ウズベキスタンでの調査研究が集中し、2年間休学させていただきました。その間も大学に在籍していることが私の大きな励みになり、入学当初のモチベーションを維持することができました。

現地での研究実施にあたり、多くの関係機関ならびに関係者のご理解とご協力がありました。新疆ウイグル自治区では、カウンターパート機関である、新疆科学技術庁、新疆畜牧科学院、富

蘊県人民政府，ドゥル郷人民政府，チャプラ村の皆様へ感謝申し上げます。特に，研究対象地であるチャプラ村の関係者からは，農地塩害の現状をありのまま見せていただいたおかげで，本研究を始める契機になりました。

また，ウズベキスタン国シルダリア州では，Farmers' Council, Research Institute of Irrigation and Water Problem, Hydro-Geological Melioration Expedition, そして現地観測にご協力いただいた Axmedov と Yangiobod 両水消費者組合の皆様へ感謝申し上げます。

シルダリア州での不攪乱土壌コアサンプル採取装置の仕様の検討ならびに製作については，株式会社大成工機の小倉文昭工場長にご協力をいただきました。感謝申し上げます。

本論文の現地観測データならびに実験データは，筆者が担当者となり国際農林水産業研究センターが実施した研究を通じて得たものです。研究を実施するにあたり，同センターの皆様にも大変お世話になりました。在学初期では，新疆ウイグルの塩類土壌の化学分析に，辻本泰弘氏，中村智史氏のご協力をいただきました。また，ウズベキスタン国シルダリア州での GIS 作成には，平野聡氏のご協力をいただきました。そして，ウズベキスタン国での農地塩害対策調査と一緒に携わった奥田幸夫氏，大西純也氏には，調査最終年の多忙期にも関わらず，私の博士論文作成を優先させていただきました。皆様には心より感謝申し上げます。

本研究は，多くの資金，補助金などにより実施されたものです。ここに記して感謝の意を表します。

国際協力機構中国事務所，技術協力プロジェクト「中華人民共和国新疆天然草地生態保護と牧畜民定住プロジェクト」(第3章)

農林水産省，海外農業農村地球環境問題等調査事業「地下水制御による農地塩害対策調査」(第4～6章)

また，研究を進めるにあたり，ご支援，ご協力をいただきながら，ここにお名前を記すことができなかった多くの方々に心より感謝申し上げます。

私にとりましては，ここで一つの節目を迎えることとなります。この良い経験とご縁を大切に，微力ながらも貢献していきたいと思えます。引き続きご指導のほどお願い申し上げます。

最後に，陰ながら支えてくれた妻と私の両親に感謝したいと思います。本当にありがとう。

学会誌公表論文リスト（2013年4月～2018年3月）

（この内、2015年10月1日から2017年9月30日までの休学期間を含む）

学術雑誌等（紀要，論文集等を含む）に投稿した論文（査読あり）

1. 中国新疆ウイグル自治区北部地域の灌漑農地における塩類土壌の特徴と塩類集積メカニズムの検討
大森圭祐・小林幹佳・足立泰久
農業農村工学会論文集 第304号（第85巻第1号），p.I_55～I_62
本論文の第2章の一部と第3章に相当
2. Composition and Classification of Salts in Surface Water and Groundwater in a Semi-Arid Irrigated Area
Subtitle: Case Study in Mirzaabad District, Uzbekistan
Keisuke OMORI・Yulia I. SHIROKOVA・Junya ONISHI
日本砂丘学会誌 第64巻 第3号（平成30年2月発行予定）
本論文の第2章の一部と第4章に相当

国内学会，シンポジウム等における発表（査読なし）

1. 中国西北部における灌漑農地の土壌塩類化とその要因
大森圭祐，足立泰久
平成26年度農業農村工学会大会講演会講演要旨集，p.510-511
2. ウズベキスタン国シルダリア州における硬盤層の特徴
大森圭祐，奥田幸夫
平成27年度農業農村工学会大会講演要旨集，p.618-619
3. 硬盤層がリーチング水の浸透と除塩に及ぼす影響
—ウズベキスタン共和国シルダリア州の事例—
大森圭祐，奥田幸夫
平成28年度農業農村工学会大会講演要旨集，（ページ番号不明）