

9519 ポルダ方式による塩類土壌の改良および農地化に関する環境学的研究

助成研究者：原 道宏(岩手大学 農学部)

共同研究者：石田 朋靖(宇都宮大学)

庄野 浩資(岩手大学)

杉 修一(東京農工大学)

塩類土壌を改良し農地化する方法として、ポルダ方式が提唱されている。これは、土地の周りに堀を廻らし、その内側に堤防を築いて洪水から守り、堤内を除塩して農地とするものである。この方法は、堀における養魚、太陽熱を利用した簡易蒸留装置による真水の造成等と合わせ、塩類土壌地帯で農民による施工と維持管理が可能な方法として意義がある。

1. 現地環境の調査と解析

タイ国東北部コンケン県の強度NaCl塩類土壌地帯に設置された卵型ポルダ内には1994年7月に毛管切断層を含む高畝試験区を造成し、土壌水分と塩分を定期的に測定した。これを基に、7月から10月までの雨期、翌年3月までの乾期、再び雨期初期に入った6月までの約1年間における水分と塩分の消長を解析した。試験区造成以来、水分は雨期乾期にわたり減少し、次の雨期の始まった4月になって初めて上昇した。一方、塩分は初めの雨期の間は減少したが、乾期の始まりとともに次の雨期まで、10月から6月まで上昇を続けた。表層5cmの土壌水の塩分濃度は雨期の終わる10月に1.6%の最低を記録してからは、2月に最高20%まで上昇し、雨期に入った4月に12%に低下し、それを6月まで維持した。厚さ30cmの作土層底面における土壌水の塩分濃度は雨期に最低値1.7%を、乾期に最高値2.5%を記録し、全期間、この範囲内を推移した。作土層底面における水移動は、7月から10月までは0.2-0.4mm/dの下向きだったが、乾期が始まると雨期初期まで0.2mm/dの上向きを継続して維持し、作土層の塩分増加を招いた。上向き水移動の主因は最高0.5mm/dに達する地表からの激しい蒸発である。乾期には表土の乾燥が著しく進み液状水は移動困難となり、地表から10-15cmまでは水蒸気移動が卓越した。土壌からの水分蒸発速度は表層の5cmよりもその下の5-20cm層の方が高く、最高3.7kg/(m³・d)を記録し、これが畝からの水分損失と土壌水の塩分濃縮を助長した。

2. 簡易太陽熱利用蒸留装置の開発

最高日量2L/m²の得られる簡易淡水化装置を試作し、試験した。現地では蒸留水1Lは60円程度で売られているので、自家消費のほか、貴重な現金収入にもなり得る。

3. 塩類土壌で用いることのできる水分計の開発

ヒートパルス法により体積熱容量を求めるプローブ型水分計の設計方法を考案・試作し、性能試験した。このプローブにより、風乾から飽和までの水分状態の土壌について、体積熱容量が10%程度以下の誤差で測定できた。土壌水分計として用いるときのこのセンサーの特徴は、熱方式なので土壌塩分の影響を受けないこと、および体積熱容量の測定であるので直線性の良いことである。問題点は、仮比重の変化の影響を受けること、および、土壌中でのセンサーの変形の影響を受けることであり、使用に際して注意しなければならない。

結論

上記解析から得られた知見および開発作品は、今後の計画立案に活かされるべきであろう。

9519 ポルダ方式による塩類土壌の改良および農地化に関する環境学的研究

助成研究者：原 道宏 (岩手大学 農学部)

共同研究者：石田 朋靖 (宇都宮大学)

庄野 浩資 (岩手大学)

杉 修一 (東京農工大学)

塩類土壌を改良し農地化する方法として、ポルダ方式が提唱されている。これは、土地の周りに堀を廻らし、その内側に堤防を築いて洪水から守り、堤内を除塩して農地とするものである。この方法は、堀における養魚、太陽熱を利用した簡易蒸留装置による真水の造成等と合わせ、塩類土壌地帯で農民による施工と維持管理が可能な方法として意義がある。

1. 現地環境の調査と解析

本論に入る前に、研究の要約を示しておく。

調査の概要 東北タイの塩性土壌地に造成されたポルダ内に、1994年7月、作土層厚30cmの高畝試験区を造成した。畝土壌はポルダに隣接する外側の土地の表土を約1m深さまで掘削、運搬して盛土したものである。そのため、畝土壌は粘質土を多量に含み、保水性と毛管接続は良いが、透水性は低いものであった。約1~2カ月間隔でほぼ10カ月半、サンプリングにより畝土壌中の水分と塩分の深さ別存在量を、また、関連する環境条件を適時、定期的に測定した。試験地の気候は、雨期と乾期の区別が明瞭であるが、可能蒸発量は常に降水量を上回っていた。地下水については、乾期と雨期とで若干の差はあったが、水位は深さ約1.5mで、水質は約2%の塩分を含んだものであった。測定値を基に土壌内における水分および塩分の移動と集積について分析した結果の概要を、試験地造成の直後、乾期、雨期に分けて、以下に述べる。

試験地造成直後 (雨期の後半) 畝造成時は雨期の半ばであったが、畝造成工事中には降雨はなく、雨期中休みにあっていた。畝造成に用いた土壌が多量の水分を含んでいたため、造成後約1カ月間は、重力水の排除とみられる顕著な下向きの水移動が畝土壌内で生じ、30cm厚の作土層底部から多量の土壌溶液が排出された。加えて、その後の2カ月間には、地表面蒸発を上回る雨水の浸入があり、塩濃度は低下した。8月15日から10月13日という雨期終期の59日間で見ると、作土層全体で、塩分量は0.58倍に減少したが、水分量は0.94倍に減少しただけで、ほとんど変わらず、平均塩濃度は0.62倍に低下した。

乾期 雨期が終わり乾期が始まると、地表面蒸発により土壌水分は急速に減少し、これに吸引される形で深部地中水が土壌内を上方移動した。地中水は汽水であるため、畝内の塩分量は高まった。特に、表土には、蒸発で置き去りにされた塩類が多量に集積した。乾期の進行と共に表土中の水分量が著しく減少し、液体による水分移動が困難になり、地表から10~15cmまでの土壌内では水蒸気による水移動が液状水によるそれを上回った。また、単位体積土壌あたりの蒸発量は、深さ5~10cm (乾期の盛りには、深さ5~20cm) における値の方が深さ0~5cmにおけるそれよりも大きく、水の蒸発 (気化) は、最表土

（0～5cm）中よりも、むしろその下の土壌において盛んに行われた。このため、土壌溶液の塩濃度は地表においてのみならず、土壌内においても高まった。10月13日から2月2日までという乾期中の112日間をみると、作土層全体の水分量は0.45倍に減少、塩分量は1.80倍に増加し、平均塩濃度は3.86倍に高まった。

雨期の前半 乾期が終わり、再び雨期にはいると、地表付近における上向きの水移動量は減少したものの、正味の水移動量は下向きにならなかった。また、表土が湿潤してくるにつれ、地表から土壌内へと向かう真水の移動が生じ、土壌溶液を希釈したとみられる。これにより土壌溶液の塩濃度はやや低下したものの、土壌溶液の上方移動は続き、雨期に入ってから2カ月間は、畝内の塩分総量はむしろ増加していった。しかし、作土層底面から浸入してくる汽水の塩濃度は作土層中の土壌溶液の塩濃度より低く、土壌溶液の平均塩濃度は低下していった。4月20日から6月1日という雨期初期中の42日間で見ると、作土層全体で塩分量は1.12倍に増加したが、水分量の増加は1.31倍と、塩分量の増加率を上回り、平均塩濃度は0.85倍に低下した。

分析結果のまとめ 畝造成直後の雨期の後半、それに続く乾期、次の雨期の初期までの土壌中での水と塩の移動と集積を分析した結果は、以上のようなものであった。畝造成直後の雨期後半には雨水の浸入量が蒸発量を上回り、土壌溶液の濃度は相当低下した。乾期における土壌中の水移動は常に上向きで、また、その移動相は、浅部では水蒸気移動が、深部では塩分を伴う液状水移動が、それぞれ卓越していたため、土壌溶液全体で塩濃度が高くなっていったが、地表に近づくと、塩濃度の上昇はますます高くなっていった。雨期の初期においては、雨水が土壌に浸透したとしても、それは激しい蒸発により失われてしまい、結局、正味では、地表からの真水の補給になっておらず、蒸発が勝っていた。雨期初期になっても作土層底面からの汽水の浸入は続いたため、作土層では、水分量も、塩分量も、共に増加した。通常、真水によるリーチング（溶脱）では、リーチングの済んだ部位の土壌溶液の塩濃度は原水のそれにかかなり近いものである。しかし、可能蒸発量の大きい条件下では、いったん地表から浸透した雨水の一部は再び蒸発により消失し、結局、土壌溶液の塩濃度はわずかに低下するにとどまった。

分析に関する結言 計画的なデータ取得と新しい分析方法の開発とにより、塩性土壌中での水と塩の移動集積に関し、上述の分析結果が得られた。塩性土壌地に関するこのような分析結果は従来得られていなかった。他の類似した条件下において同様の移動集積が生起していないかどうか、さらに検討することが望ましい。しかし、再確認される前といえども、東北タイにおいて塩性土壌地を農地へと改良する計画を作成ならびに実施するにあたっては、今回の分析結果を念頭において進めるのが望ましいと考えられる。

1. はじめに

東北タイでは、地下深部に含塩層が広く分布するため、塩性土壌地が随所にみられ、農地の生産性を低くしている。生産性の低い農地が裸地のまま放棄され、その結果、土壌侵食を受けてますます土壌が劣化するという形で、環境悪化が進行している。

もし、植被のない土壌を植被に覆われた状態にすることができれば、土壌侵食が軽減される。さらに、塩類集積の影響を軽減できれば、農地へと戻せるかもしれない。このように、裸地を草地へ転換することができれば、東北タイの環境悪化が防止でき、さらに農地

へと転換できれば、食糧増産にも寄与できることになり、意義は大きいと言える。

そのためには、塩性土地において塩類集積の影響を軽減する方法がなければならない。その試みとして、ポルダーステムが提案され、今回の研究がスタートしたわけである。筆者は、それを一歩進め、塩類集積の影響をさらに軽減し得る可能性のある方法として、ポルダー内に高畝を造成すること、および、その作土層の下に毛管接続を遮断する物質を埋設することを考案し、その効果を検討することにした。

そこで、筆者は、東北タイの現地にそのような構造物を造成し、その土地内で水と塩がどのように移動し集積するかを分析することとした。

本稿は、その結果を報告するものであるが、その前に、調査地の概況および問題点、研究の背景と経緯から述べることにする。

1. 1 調査地の土壌

東北タイのコラート台地からラオス北部にかけては、大量の塩を内蔵するマハサラカム地層が広範に分布し、地下水が海水の濃度に近い高濃度の汽水になっているところがある。コラート台地の土地はなだらかな起伏に富む傾斜地と平坦地がつらなる地形である。土性は、表層30cmは粘土成分が10%以下の砂質土、深部では粘土が主成分の粘質土となる。いずれにおいても細砂が相当量含まれているのが共通の特徴である。孔隙率は、表層土では約50%、深部では約40%である。土粒子の真比重は約2.66、土壌の仮比重は、表層で約1.4、深部で約1.8である。砂質土は透水性は良いが保水性が悪く、また、容易に侵食を受けやすく、肥料成分が乏しい。粘質土は保水性は良いが透水性が悪い。いずれの土壌も細粒成分を含むので、土壌中での水みちとなる毛管接続は極めて良好である。コラート台地の低部平坦地における地下水位は地表面下0.5～2mと浅く、しかも地下水が汽水であるため、表層土における塩類集積の激しい塩性土地地帯である。

1. 2 調査地の気候

調査地である東北タイは、熱帯であるので、太陽高度による若干の季節差はあるものの、1年を通じて日射量が多く、クラスAパンの日蒸発量は5～6mmと高く、雨期の一部および高地湿潤地を除き、1年中、可能蒸発量が降雨量を上回る半乾燥地である。

東北タイの年雨量は1000～2000mm前後であるが、そのほとんどは4月から9月までのほぼ6カ月間の雨期に降る。10月から3月までの約6カ月間は乾期である。ケッペンの気候区分では、Aw（A:熱帯、w:冬乾燥）に属する。

一般に、乾期には無降雨の快晴日が連続し、表層土から乾燥が進み、地表には塩分が集積する。ただし、乾期の最中にも、まれに降雨のあることがあり、ときには1回の降雨量が100mmに到達することもあるので注意を要する。

雨期は、典型的な2山型であり、6月までの比較的小さい山の前期と、7月からの比較的大きい山の後期に分けられる。

ただし、降雨パターンおよび雨量の、年変動および場所による差は共に大きい。毎回の降雨はスコールのかたちをとり、1～2時間の間に集中して降ることが多い。したがって、雨期といえども降雨中の1～2時間を除く1日の大半は蒸発の可能な状態であり、1日の中に雨期と乾期が混在すると考えた方がよい。また、雨期の最中にも無降雨日が連続することがあり、表土における塩分集積には注目すべきである。逆に、大雨の場合には、土壌の浸透能が小さいところでは降雨の大半がランオフ（地表面流去）により失われ、地中には

わずかの率の水しかしみこまず、土壌侵食と洪水が方々で見られる。

1. 3 調査地における農業と水

コラート台地の低地では水田、高地では畑作というのが農業の典型である。

水田は周囲を高く盛土した畦畔で囲い、雨水をすべて貯留する形を整えている。乾期には土が乾き、表層に多量の塩分が集積するので、乾期の終わりに表土を剥いでしわ寄せし、集積塩分を取り除くこともある。貯留された雨水は地中に浸透し、根群域をリーチングし、湛水を待って代掻し、水田とする。降雨の変動が大きいので、苗代には常に苗を絶やさず、2度、3度と田植えを繰り返すことのできる体勢をとっている。塩分に強いイネの育種がなされ、普及しつつある。

畑地では耕耘、畝立てし、乾燥に強い種を栽培する。高温で土壌有機物の分解が速く、地味乏しいので、堆肥など有機物の補給に努めている。

いずれも水源は、雨水が主であるが、近くに川やため池が有る場合はポンプで取水することもある。

前述のように、可能蒸発量が大きいので、排水機構の整っていない現況では、灌漑水は地下水を引き寄せる呼び水となり、地下水が汽水であれば、表土への塩類集積を引き起こす可能性がある。このようなことから、農業生産が年々低下し、耕地が放棄される例が見られる。

1. 4 問題点

コラート台地は、かつては土地の70%以上を森林が占めていたが、ここ数十年間、入植による樹木の伐採と焼畑が行われた結果、現在は森林率が20%程度にまで減少してしまった。森林の伐採跡地は農耕地、草地となったところもあるが、侵食が進み裸地となったところも多い。裸地では上述のようにさらに侵食が進み、土壌の流亡が激しく起こっている。

樹木の有る土地では、直達日射はまず樹木の葉に照射するので、水は主に葉から蒸散し、ひいては、根における土壌からの吸水を促す。樹木の根系は草にくらべて深部まで分布するので、深部土壌から吸水し、地下水位の低下を促す。また、雨水は樹木の表面を伝って徐々に降下する分も有るため、地表面における降水の時間強度の平均値が低下し、地表面に到達した雨水は地中に吸収されやすい。また、直達日射が樹木の葉に遮られる結果、地表面に到達する日射量が減少し、土壌の日射エネルギー吸収量も少なくなる。このため、土壌面蒸発量が低下し、樹木根系による深部土壌における吸水とあいまって、表土中における水の上方移動も少なく、たとえ深部地下水が多量の塩分を含んでいる場合であっても、表土が塩性化する危険性は低い。

一方、樹木が失われると、スコール性の降雨がそのまま地表面に到達するため、降水の時間強度が高く、土壌への雨水の浸入率が下がり、むしろランオフおよび土壌侵食を増加させる。さらに、樹木による日射の遮へいが無くなるので、日射が直接地表面に到達し、土壌への日射エネルギーの吸収が進む。その結果、土壌面からの水分蒸発量が増え、地表に向かう土壌水分の上方移動を誘う。そのため、地下水が多量の塩分を含む場合には、土壌水に溶けた塩分が表土にまで到達し、作土層を含む表土の塩性化が進行する。また、地表面蒸発が多いため塩分が地表に取り残され、地表面における塩分の集積が極端に多くなる。

このように、東北タイの塩性土壌は、基本的には地下に含塩層が存在することにより生

じたものではあるが、数十年前にはそれほどひどいものではなかったという。入植による樹木の伐採により、土壤中における水と塩の移動プロセスに上述のような変化が生じ、それまで潜在していた塩性土壤地が顕在化したといえる。すなわち、森林伐採前から存在していた第1次塩性土壤に、森林伐採跡地に生じた第2次塩性土壤が加わり、今日の深刻な状況に至った。

東北タイでは、灌漑面積率が10%以下と極めて低いことから、農地においても乾期における塩類集積は避けられず、生産力が低下し、耕作地が放棄される例が多い。放棄された無植生の農地は荒地になり、環境の悪化にますます拍車をかけている。

したがって、現在農地となっている土地を含め、東北タイの森林伐採跡地の第2次塩性化がこれ以上進行しないよう、逆にまた、塩性化した裸地土壤を改良して草地ないし農地あるいは森林へと引き戻すことが必要である。

1. 5 研究の背景と経緯

東北タイの上述の状況から、現在は植林が進められ、裸地や草地を再び森林に戻そうとする政策がとられている。一方、農業生産に用いられている土地は、現実問題として森林に戻すことはできない。むしろ、人口の増加を背景に、農業生産を増加させる必要性が高まっている。塩性土壤は主に低位置の平坦地に分布するため、民家から近く、地下水位も高いため、農業生産の増加を目的に、農地への改良が望まれるところが少なくない。そこで、生産性の低い塩性土壤地を農地へと改良する必要がある。

しかし、塩性土壤地を農地へと改変する方法は確立されておらず、未だ手探りの状況である。塩性土壤地では地下水が高濃度の塩分を含む汽水であることが多く、その害を防ぐには、地下水の塩濃度を下げる、地下水位を低くする、などの方法が考えられるが、いずれも容易ではない。その代案として、作土と地下水との毛管接続を断つ、あるいは、高畝にして耕作土から地下水位までの距離を大きくとる、などの方法が現実的なものとして、考案されている。

そこで、これを東北タイで実際に試験するため、強度塩性土壤地にポルダールが造成された。筆者らは、さらに、その中の一部に高畝試験区を造成した。この方法により造成される高畝においてどのような環境条件が造成されるのかが明らかになれば、さらなる改良の手だてを考案することができよう。

筆者は、このような考えのもとに、現地における水分と塩分の移動と集積の実態を明らかにすべく、測定計画をたてることとした。過去の経験から、土壤中の水分および塩分の存在量は場所による変動が大きく、有意な結果を得るためには、サンプリングの反復数を多くとる必要がある。このため、測定データの取得には多くの労力が要り、慎重さと忍耐が要求される。タイ国の研究者の協力を得てデータ取得できたことは誠に幸いであった。

従来から東北タイの塩性土壤地帯において土壤環境について多くの研究がなされているが、土壤中での塩分、水分の移動量、集積量を実測した例は少ない。しかし、当地の塩性土壤環境の現状を理解し、改良に向かおうとするならば、土壤中での塩分、水分の移動、集積の実態をデータとして把握することは基本的に極めて重要なことと考えられる。そこで今回は慎重にデータ取得に努め、その一方で、土壤中での塩分、水分の移動量、集積量が求められるよう、分析方法を検討し、新たな分析手法を開発した。

今回の試みは、特定の形状と構造を持った土壤体を対象としたものではあるが、今回開

発した分析方法と分析結果はさらに広く適用できる可能性があり、今後の塩性土壌の改良へと役立つことを期待している。

2. 目的

研究の目的は、東北タイの強度塩性土壌における水と塩の移動と集積の実態を測定、分析し、水と塩がどのような状態にあり、どのように移動集積するのかを明らかにすることである。

これにより、東北タイの当該地における土壌環境の実態とその形成機構が解明でき、土壌環境改良の方法を考案する手だてを得ることができる。

3. 方法

試験地の選定と整備、試験区の計画と造成、測定方法、分析方法の順に述べる。

3. 1 試験地の選定

試験地は東北タイの強度塩性土壌地帯の耕作を放棄された土地とし、コンケン市の南西約 40 km に位置するコンケン県プラッユン村内に該当する試験地を得た。

3. 2 基本計画による試験地の整備

試験全体の計画としてポルダーが3基造成された。

試験区は、3基目のポルダーであるポルダーNo.3の内側の西端近くに造成した。当該ポルダーは東西に長く、東北側がやや膨らんだやや非対称のタマゴ型をしていた。土地は、西高東低の極めてゆるやかな勾配の平坦地であった。西端は掘削して灌漑用の溜め池とし、その東側に堤を築き、さらにその東側に1条の畝が南北に造られた。試験区はこの畝のさらに東側、中央寄りに造られた。

全体の計画として、ポルダーNo.3の内側を東から西へと3区画に分け、東1/3は基準面高度とし、そのままとした。中央1/3と西1/3は客土により盛土し、基準面より、それぞれ、20 cm および 40 cm 高い標高の平坦地とした。ただし、東と中央の北側半分は別目的で、客土せず、そのままとした。

基準面の海拔高度は177 m (MSL+177.000m)であり、この高度をGL (Ground Level)と称することとした。また、客土によりGLより 20 cm、あるいは、40 cm、標高の高くなった土地の高度は、それぞれ、GL+20cm および GL+40cm と称することとした。

上述を含め、今回の高畝試験区造成に必要な客土の原土は、当該ポルダーの外側、南の隣接した土地の表土を深さ約 1 m まで掘削したものである。その原土を、ポルダー内の該当地まで運搬し、均平した。

3. 3 試験区の計画と造成

高畝試験区は、西1/3のGL+40cmに造られた。畝方向は南北とした。高畝試験区の造成にあたっては、畝間の通路がGL+40cmになるものとし、畝の高さを示すときはこの高度を基準とすることとした。高畝試験区に関する記述に関しては、この高度 (GL+40cm) を単に GL と称することもある。

畝間の通路は雨期に排水路として機能する必要があるため、勾配が必要であるので、現地の地形を考慮して、北側を南側より 10 cm 高くした。

3. 3. 1 試験変量の設計

高畝は土壌の塩分集積を回避するのが目的である。すなわち、地下水が塩分を高濃度で含む汽水であるため、高畝とすることにより作土の位置を地下水位から高く保ち、それにより地下水の到達速度を下げ、塩分の輸入量を減少せしめる効果をねらったものである。

この効果をさらに高めるため、作土層底面の下に粗物質を置き、地下水との毛管接続を遮断することとした。

この粗物質として、石灰石 (limestone) の礫、および、モミガラ (rice husk) を用いた。これらの粗物質の厚さを 10 cm とし、その設置位置の高度を 10 cm ずつ変え、3高度とした。すなわち、粗物質を埋設する底面高度を、通路高-10cm、通路高、通路高+10cm、の3高度とした。試験では、粗物質の対照物として土壌をあて、比較することとした。

以上により、試験区の種類は

埋設物質3（礫、モミガラ、土）×種埋設高度3（-10、0、+10cm）=9種となる。

これを1列の畝に仕立て、合計5列を造成することとした。実験計画の効果をを得るため、列ごとに試験区の順列組み合わせを変えた。

各試験区をさらに、植生の有る区と無い区とに分けることにした。

以上により、試験区の種類は、

埋設物質3×埋設高度3×植生の有無2=18種となった。

3. 3. 2 畝形状の設計

作土層の厚さを 30 cm とすることとしたが、施工後に 20 % の沈下があるとの想定から、造成時には、盛土の厚さを

$$30 \text{ cm} / 0.8 = 37.5 \text{ cm}$$

とした。

これを考慮し、造成時の畝の断面形状は、作土層の厚さ 37.5 cm、天馬幅 150 cm、側面法勾配 1:1.25、通路幅を 50 cm とした。

作土の下に埋設物体を厚さ 10 cm で置くので、埋設物底面高度が、通路高-10cm、通路高、通路高+10cm である畝に対して、

通路から畝頂までの畝高は、それぞれ、30 cm、40 cm、50 cm

通路高における畝幅は、それぞれ、210 cm、230 cm、250 cm

となる。地割り設計においては、一番広幅の畝幅（250 cm）をとり、各畝の中心を一直線に合わせた。通路幅は、やはり、一番広幅の畝と畝との間で 50 cm とした。したがって、隣り合う列の畝の中心線間の距離は、

$$250 \text{ cm} + 50 \text{ cm} = 300 \text{ cm} = 3.00 \text{ m}$$

である。

5列の畝全体の土地幅は、

$$3.00 \text{ m} \times 5 = 15.00 \text{ m}$$

となる。

畝の長さは、植生区の長さを 200 cm、無植生区の長さを 155 cm とした。これを隣接したので、この2区で合計の長さは 355 cm となる。

したがって、1列の長さは、

$$355 \text{ cm} \times 9 = 3195 \text{ cm} = 31.95 \text{ m}$$

である。

3. 3. 3 土地面積の算定、地割りの設計、および施工

通路を含めない1列の畝が占める土地面積は、

$$\text{長さ} 31.95 \text{ m} \times \text{幅} 2.50 \text{ m} = 79.875 \text{ m}^2$$

であるが、通路まで含めた1列の面積は、

$$\text{長さ} 31.95 \text{ m} \times \text{幅} 3.00 \text{ m} = 95.85 \text{ m}^2$$

となる。

この試験区全体の土地面積は、

$$\text{長さ} 31.95 \text{ m} \times \text{幅} 15.00 \text{ m} = 479.25 \text{ m}^2$$

である。

これに端の通路がもう1本加わるので、それを加えた土地面積は、

$$\text{長さ} 31.95 \text{ m} \times \text{幅} 15.50 \text{ m} = 495.225 \text{ m}^2$$

となる。

以上に述べた高畝試験区を、平面地割りし、木製の実物大畝形を各区画の境に置き、設計通りの施工ができるようにした。

隣接する試験区間相互の物質移動を防ぐため、試験区間の境にセロクリート板（スレート板）を入れた。

礫およびモミガラ埋設においては、上に置かれる土が滑落しないよう、埋設物の上に細目のプラスチック網（寒冷紗）を敷いた。

前述の客土、および高畝試験区の造成は、1994年7月中旬に行った。

客土にはバックホーを用いたが、畝の造成は人力によった。

客土は1日で済んだが、畝の造成には1週間を要した。

3. 4 土壌試料の採取と理化学性の測定

試験畝造成時(1994年7月16日)には各区画からサンプルをとり、それをまとめて平均の含水比、EC (1:5)、pH (1:2.5) を測定した。このほか、畝に隣接する北側の土地に深さ 1 m のピットを掘り、5 cm 厚ごとに、土壌サンプルおよびコア土壌サンプル (100 mL) を採取し、含水比、EC (1:5)、pH (1:2.5)、真比重、および、飽和透水係数、水分特性曲線、乾燥単位体積重量を測定した。

試験畝造成後は、5列の畝のうち、端の各1列、計2列は、植生区、無植生区に関わらず理化学性測定のためのサンプリングに用い、内側の計3列は植生のテスト、ならびに無植生区の理化学性測定および統計処理のためのサンプリングに用いることにした。

内側3列の無植生区については、コンケン大学の協力を得て、初期（雨期の後半）、乾期、次の雨期まで、約2カ月間隔で、深さ 0~5 cm、5~10 cm、10~20 cm、20~30 cm から土壌サンプルをとり、含水比、EC (1:5)、pH (1:2.5) を測定することとした。サンプリング日は、1994年8月15日、10月13日、12月1日、1995年2月2日、4月20日、6月1日であった。

端の2列においては、定期的に試験地を訪れ、深さ 0~5 cm、5~10 cm、10~15 cm、15~20 cm、20~25 cm、25~30 cm から土壌サンプルをとり、含水比、EC (1:5)、pH (1:2.5) を測定した。サンプリング日は、1994年11月10日、1995年2月18日、8月7日、11

月24日、1996年3月10日であった。

端の2列においては、このほか、1996年3月に塩ビパイプで土壌サンプルをとり、純水によるリーチング試験を行った。

3. 5 気象および地下水に関する測定

土壌中の水分および塩分の移動および集積に関する環境要因として、気象条件、地下水位、地下水の塩濃度を測定した。このほか、ポルダール周囲のキャナル水の水位および塩濃度が関係すると考え、測定した。

雨量および蒸発量に関しては、隣接するポルダールNo.1内に、雨量計およびクラスAパン蒸発計を設置し、日雨量および日蒸発量を測定した。

水平面全天日射量、地温に関しては、筆者が現地調査に訪れた際、自記記録計により、1分ごとの測定値から30分平均値を求め、記録した。

土壌水分張力に関しては、筆者が現地調査に訪れた際、自記記録計により、30分ごとに、記録した。

3. 6 水分および塩分の存在量、移動量、集積量の分析

まず、含水比、EC(1:5)、および土壌の乾燥単位体積重量から土壌中の水分および塩分の存在量を求める。それをもとに、相い続く2時期の存在量の変化から移動量を求める。次いで、隣り合う真水移動量の差として真水の増減量を求める。

ここでは、土壌中の水分に関し、次のような注意を払った。

土壌中の水分は、沸点に近い温度でない限りその重量の大部分は液相として存在する。しかし、移動量に関しては、必ずしも液体による移動だけとは言えず、気相(水蒸気)の移動も考慮しなければならない。それゆえまた、液状水から水蒸気への気化、あるいは、水蒸気から液状水への凝縮をも考慮する必要がある。

このような考えのもと、移動量、集積量、水の気化、凝縮量を求めるにあたり、次の4仮定を置いた。

(仮定1) 化学反応による水や塩の生成も消滅も無い。

(仮定2) 塩は液状水に溶解した形でのみ移動し、固体の塩の移動や水蒸気の移動に伴う塩の移動は無い。

(仮定3) 土壌溶液が移動においては、塩分と水分の移動量の比は、溶液中での両者の存在比に等しい。

(仮定4) 土壌中における水蒸気の存在量は液状水の存在量に比べ無視し得る。

以上の仮定の下に、それぞれの量の求め方を具体的に以下に述べる。

3. 6. 1 水分および塩分の存在量

水分および塩分の存在量は、含水比、EC(1:5, 25℃)、および土壌の乾燥単位体積重量から Hara and Sugi (1993) の方法に準じて次のように計算した。

単位体積土壌に含まれる水分、塩分、および、塩分以外の固相の重量を、それぞれ、

W =	単位体積土壌に含まれる水分の重量	[kg m ⁻³]
N =	同 塩分の重量	[kg m ⁻³]
S =	同 塩分以外の固相の重量	[kg m ⁻³]

とすれば、乾燥単位体積重量および含水比は次のようになる。

$$\begin{aligned} \gamma &= \text{乾燥単位体積重量} && [\text{kg m}^{-3}] \\ w &= \text{含水比} && [\text{kg kg}^{-1}] \\ \gamma &= N+S && (1) \\ w &= W/(N+S) && (2) \end{aligned}$$

電気伝導度ECを測定する際に炉乾物にn倍重の純水を加えて十分振盪(しんとう)して得られる上澄液の塩濃度は次のようになる。EC (1:5)の測定においては n=5 である。

$$\begin{aligned} c &= \text{上澄液の塩濃度} && [\text{kg kg}^{-1}] \\ n &= \text{炉乾物重に対して加えた純水重の倍率} && [\text{kg kg}^{-1}] \\ c &= N/(N+n \cdot (N+S)) && (3) \end{aligned}$$

以上から、単位体積土壤に含まれる水分、塩分、および、塩分以外の固相の重量は、次のように求められる。

$$\begin{aligned} W &= \gamma \cdot w && (4) \\ N &= \gamma \cdot c \cdot n / (1 - c) && (5) \\ S &= \gamma \cdot (1 - c - c \cdot n) / (1 - c) && (6) \end{aligned}$$

NaCl水溶液の塩濃度cと25℃におけるEC(電気伝導度)との値には、次の関係がある。

$$\begin{aligned} \sigma &= 25^\circ\text{C} \text{におけるNaCl水溶液のEC} && [\text{dS m}^{-1}] \\ c &= 5.16 \times 10^{-4} \times (\sigma / [\text{dS m}^{-1}])^{1.030} && (7) \end{aligned}$$

試験地の土壤に含まれる塩の99%以上は食塩(NaCl)であるので、上記の上澄液の25℃におけるEC値から式(7)により上澄液の塩濃度を求めた。

土壤溶液中での両者の混合比は、水分重に対する塩分重の存在量比に等しいが、飽和比を超えることはできない。

$$\begin{aligned} m &= \text{土壤溶液中の塩と水の混合比} && [\text{kg kg}^{-1}] \\ m_{\text{sat}} &= \text{塩と水の飽和混合比} && [\text{kg kg}^{-1}] \\ m &= \max[N/W, m_{\text{sat}}] && (8) \end{aligned}$$

食塩(NaCl)と水の飽和混合比の値は、温度によりわずかの違いがあるものの、ほぼ一定で、 m_{sat} の値は、約 0.36 kg kg^{-1} である。

3. 6. 2 水分および塩分の移動量、ならびに、気化量

地表面を第0面とし、平行する平面を地中に順次仮想し、そのi番目を第i面とする。作

土層の底面を第I面とすれば、地表面を含め、 $0 \leq i \leq I$ である。

第 $i-1$ 面と第 i 面の間の土が第 i 層（ $1 \leq i \leq I$ ）である。

時間に関しては、初期時刻を時刻0とし、以降、順次、 j 番目のサンプリング時刻を時刻 j とする。最後のサンプリング時刻を時刻 J とすれば、初期時刻を含め、 $0 \leq j \leq J$ である。

次の諸量を定義する。

$D[i]$	第 i 層の厚さ	[m]
$N[i,j]$	時刻 j 、第 i 層における単位体積土壌中の塩分の重量	[kg m ⁻³]
$W[i,j]$	時刻 j 、第 i 層における単位体積土壌中の水分の重量	[kg m ⁻³]
$E[i,j]$	時刻 $j-1$ から j の間における第 i 層の単位体積土壌あたりのみかけの気化量 (値が負であればみかけの凝縮量を表す)	[kg m ⁻³]
$m[i,j]$	時刻 $j-1$ から j までの間に第 i 面を通り移動した土壌溶液中の塩と水の平均重量比（塩重/水重）	[kg kg ⁻¹]
$dN[i,j]$	$(N[i,j] - N[i,j-1]) \cdot D[i]$ = 時刻 $j-1$ から j までに第 i 層で増加した塩分の単位地面積あたりの重量	[kg m ⁻²]
$dW[i,j]$	$(W[i,j] - W[i,j-1]) \cdot D[i]$ = 時刻 $j-1$ から j までに第 i 層で増加した水分の単位地面積あたりの重量	[kg m ⁻²]
$ev[i,j]$	$E[i,j] \cdot D[i]$ = 時刻 $j-1$ から j の間における第 i 層の単位地面積あたりのみかけの気化量 (値が負であればみかけの凝縮量を表す)	[kg m ⁻²]

土壌中での物質移動が仮想平面に直交する直線1次元方向の移動であるとする。移動量は単位面積を通過する量を表す。雨水が下向き移動量であるほかは、移動量は、上向き移動を正とする。

次の諸量を定義する。

$QN[i,j]$	時刻 $j-1$ から j までの間に第 i 面を通り移動した土壌溶液中の塩分量	[kg m ⁻²]
$QL[i,j]$	時刻 $j-1$ から j までの間に第 i 面を通り移動した土壌溶液中の水分量（塩分を伴う水の移動量）	[kg m ⁻²]
$QV[i,j]$	時刻 $j-1$ から j までの間に第 i 面を通る水蒸気等の移動量（塩分を伴わない水の移動量）	[kg m ⁻²]
$QW[i,j]$	時刻 $j-1$ から j までの間に第 i 面を通り移動した総水分量	[kg m ⁻²]

ここで、「塩分を伴わない水」としては、具体的には水蒸気と雨水とが考えられる。しかし、これらは水収支式からは判別不能であり、両者をひっくるめた名称として、「塩分を伴わない水」という表現にした。雨水といえども、いったん地中に入れば塩を溶解した溶液となるので、地中を液体の真水が移動することは無いように思えるが、必ずしもそう

ではない。というのは、雨水が塩を溶脱しながら浸透する場合は、溶脱の済んだ部位の土壌溶液の塩濃度は極めて低く、真水に近い。そして、後刻、その水が気化により失われれば、溶液濃度は再び上昇する。このような場合、雨水の浸透は、水蒸気が移動して凝縮したのと同様の効果があり、両者は判別不能である。従って、ここでは、凝縮の代わりに「みかけの凝縮」、気化の代わりに「みかけの気化」、という表現とした。

さて、物質の移動量を求めるに際し、土壌水分や塩分量などの測定値からは分からない量を条件として与える必要がある。ここでは地表面と作土層底面についての境界条件として与える。

次の諸量を定義する。

$$\begin{aligned} F[j] &= \text{時刻}j-1\text{から}j\text{までの間に地表面から流去した塩分量} & [\text{kg m}^{-2}] \\ P[j] &= \text{時刻}j-1\text{から}j\text{までの間に地表面から浸入した雨水の量} & [\text{kg m}^{-2}] \\ O[j] &= \text{時刻}j-1\text{から}j\text{までの間に作土層底面から浸入した水蒸} & \\ & \text{気等、塩分を伴わない水の量} & [\text{kg m}^{-2}] \end{aligned}$$

これらの量は測定していないが、降雨がなければ、 $F[j]$ と $P[j]$ は0と考えられる。また、地中深部では、温度勾配も溶液の濃度勾配も小さいので、水蒸気圧勾配は小さいと考えられ、作土層底面では水蒸気の移動量は無視しても許されるかもしれない。

測定値がない場合、ここでは、 $F[j] = 0$ 、 $O[j] = 0$ 、として計算を進めた。この点は、もし測定ないし他の環境条件等から適切な値が推定できるのであれば、その値を用いるべきであるのは、当然である。

(1) 地表面における境界条件

地表面から浸入する雨水の量を $P[j]$ とし、地表面から上に移動する土壌溶液の量は0とする。雨水は真水であり、土壌溶液の塩濃度に比べ無視できる濃度であり、雨水は純水として扱う。

$$QL[0,j] = 0 \quad (9)$$

$$QW[0,j] = QV[0,j] - P[j] \quad (10)$$

また、地表面から流去した塩分の量を $F[j]$ とする。

$$QN[0,j] = F[j] \quad (11)$$

(2) 作土層底面における境界条件

作土層底面から浸入する、塩分を伴わない水の量を $O[j]$ とする。

$$QV[I,j] = O[j] \quad (12)$$

作土層底面から浸入した汽水中の水量 $QL[I,j]$ は求解により求められる。

（3）塩分の移動量

塩分の移動量は、塩分の存在量の差として求められる。

$$QN[i,j] = dN[i,j] + QN[i-1,j] \quad (1 \leq i \leq I) \quad (13)$$

これを $i=1$ から K まで積算し、境界条件(11)を考慮することにより次式を得る。

$$QN[K,j] = \sum (0 \leq i \leq K) dN[i,j] \quad (1 \leq K \leq I) \quad (14)$$

（4）液状水の移動量

前述の仮定により、塩の移動量と液状水の移動量の間には次の関係がある。

$$m[i,j] = QN[i,j]/QL[i,j] \quad (15)$$

これを変形し、液状水の移動量を得る。

$$QL[i,j] = QN[i,j]/m[i,j] \quad (1 \leq i \leq I) \quad (16)$$

特に、第 K 面について、式(14)を代入することにより、次式を得る。

$$QL[K,j] = QN[K,j]/m[K,j] = \sum (0 \leq i \leq K) dN[i,j]/m[K,j] \quad (1 \leq K \leq I) \quad (17)$$

この式で $K=I$ とおいたものは作土層底面における液状水移動量を与える。

$$QL[I,j] = \sum (0 \leq i \leq I) dN[i,j]/m[I,j] \quad (18)$$

（5）総水分移動量

液状水移動量と水蒸気等移動量の和である総水分移動量は、各層の水存在量と次の関係にある。ただし、ここでいう水蒸気等移動量は、水蒸気のみならず、雨水等、塩分を伴わない水の移動量全体のことである。

$$QW[i-1,j] = QW[i,j] - dW[i,j] \quad (I \geq i \geq 1) \quad (19)$$

これを、 $i=I$ から $K+1$ まで逆順で積算することにより、次式を得る。

$$QW[K,j] = QW[I,j] - \sum (K+1 \leq i \leq I) dW[i,j] \quad (I > K \geq 0) \quad (20)$$

作土層底面（第 I 面）では、

$$QW[I,j] = QL[I,j] + QV[I,j] \quad (21)$$

なので、式(20)は次のようになる。

$$QW[K,j] = QL[I,j] + QV[I,j] - \sum (K+1 \leq i \leq I) dW[i,j] \quad (I > K \geq 0) \quad (22)$$

ここで、 $QL[I,j]$ は式(18)で与えられるので、それを代入すれば次のようになる。

$$QW[K,j] = \sum (0 \leq i \leq I) dN[i,j]/m[I,j] + QV[I,j] - \sum (K+1 \leq i \leq I) dW[i,j] \quad (I > K \geq 0) \quad (22')$$

特に、地表面 ($K=0$) における水移動量は次のように与えられる。

$$QW[0,j] = QL[I,j] + QV[I,j] - \sum (1 \leq i \leq I) dW[i,j] \quad (23)$$

この $QW[0,j]$ は、式(10)に示されるように、地表面蒸発量から雨水の浸透量を差し引いた値である。期間中に降雨がなければ、式(23)は地表面蒸発量を与える。

しかし、降雨がある場合は、地表面からの雨水の浸入量が分からない限り、式(23)からは地表面蒸発量まではわからない。もし雨水の浸入量 $P[j]$ が分かるならば、式(10)を変形した次式により地表面蒸発量 $QV[0,j]$ が求められる。

$$QV[0,j] = QW[0,j] + P[j] \quad (10')$$

(6) 水蒸気等移動量

水蒸気等移動量は水移動総量と液状水移動量の差として求められる。

$$QV[i,j] = QW[i,j] - QL[i,j]$$

$$QV[K,j] = QL[I,j] + QV[I,j] + \sum (0 \leq i \leq K) dN[i,j]/m[K,j] - \sum (K < i \leq I) dW[i] \quad (24)$$

ここで、 $QL[I,j]$ は式(18)で与えられる。

(7) 気化量

気化した水はすべて水蒸気流に加わるので、次の関係がある。

$$ev[i,j] = QV[i-1,j] - QV[i,j] \quad (25)$$

$$\begin{aligned} ev[K,j] &= QN[K,j]/m[K,j] - QN[K-1,j]/m[K-1,j] - dW[K,j] \quad (26) \\ &= \sum (0 \leq i \leq K) dN[i,j]/m[K,j] - \sum (0 \leq i \leq K-1) dN[i,j]/m[K-1,j] - dW[K,j] \quad (26') \end{aligned}$$

この式(26')には $O[j]$ は現れず、気化量を求めるには、作土層底面における水蒸気等の浸入量 $O[j]$ は無関係であることが分かる。

（8）用語および結果の解釈についての注意点

水蒸気等とは、塩分移動を伴わない水を指す。水蒸気が移動するときは塩分の移動を伴わない。塩分移動を伴わない水には、他に、雨水等の真水がある。雨水も地中に入れば塩分を溶解するので、地中に浸入した雨水は、もはや塩分移動を伴わない水とは言えないが、多量の雨水が通過した部位の土壤溶液の塩濃度は極めて低い。したがって、その部位の土壤溶液の塩濃度は当初の濃度よりは低下し、あたかも水蒸気がそこで凝縮したかのように見えるであろう。しかし、その後の晴天下で蒸発が起これば再び上向きの土壤溶液移動が生じ、いったん塩分を溶脱された部位の土壤溶液の塩濃度は再び高まるであろうから、そうなるから測定すれば、中間の濃度になるであろう。

ここで、式(26)で得られる気化量の解釈について、注意点を述べなければならない。

まず、気化とは液体から気体への相変化である。逆に、気体から液体への相変化は凝縮である。そこで、上式で得られる気化量の値が負になったとき、それは凝縮量を表すと解釈して良いかどうかである。真に凝縮が起こっている場合もあろうが、必ずしもそうとは限らない。というのは、雨水も真水であり、真水が浸入した場合にもこの式で得られる気化量の値は負になるからである。このように、この式では得られた気化量が真に気化した量を表すとは限らない。真の気化量から真水の正味浸入量を差し引いた量というべきである。乾期には雨水にあたる液体の真水は無いであろうから、ここで得られる気化量は真の気化量から真の凝縮量を差し引いた値となる。従って、乾期に上式の気化量が負であれば凝縮量と判断してよいであろう。

（9）数値計算上の問題点

土壌中での塩分および水分の移動量、および、気化量を求める方法が上述のように示された。また、水分の移動量に関しては、溶液としての液状水の移動量と、塩移動を伴わない水蒸気等の純水の移動量に分けて求める式が示された。

これらの式によりそれらの移動量を求めるには、境界条件を適切に与える必要がある。降雨がないことが分かっている場合は、雨水の浸入はないし、塩分の表面流去もないであろう。しかし、降雨のある場合は、これらの値はゼロではないだろう。また、作土層底面が地中深部であるとはいえ、底面から浸入してくる、あるいは、底面から下方に向かう水蒸気等の移動がないとはいえない。

しかし、これらの境界条件を測定することは容易でなく、今回は測定していない。今後において検討するのが望ましいと言えるのみである。

今回の数値計算を進めるに際し、これら測定値のない境界条件については、塩分の表面流去はなく、作土層底面を通る水蒸気等の移動はないものとした。

4. 結果・論議

1994年7月中旬の試験畝造成以降、1995年6月1日まで6回の土壤サンプリングを行っているので、それに従って、期間を6期に分ける。

Table 1、Fig.1 に、試験畝造成以降、土壤サンプリング期間中の雨量、その平均量、クラス A パン蒸発量、および雨量/蒸発量の比率を示す。期間中を通じて、パン蒸発量が常に、5.0ないし6.7 mm d⁻¹ あったのに対し、日平均雨量は、0ないし3.2 mm d⁻¹しかなく、雨量/蒸発量の比は0ないし 0.48 に過ぎなかった。また、1994年10月6日から1995年2月24

日までの142日間は無降雨であった。

Fig.2 に、地下水位を示す。図中、試験畝地における地下水位は、PP3,Gl+40cmにより示されている。これは、畝試験地の4隅および中央の計5本の地下水位観測パイプにより測定された通路面からの近しいの平均値である。この地下水位観測パイプは、畝造成4カ月後の1994年11月に造られたため、それ以前の観測値がない。そこで、隣接する土地の地下水位測定値を同図中に示した。PP1、PP2は、それぞれ、隣接するポルダ―No.1、No.2の地下水位、PP3,Glはポルダ―No.3のGl+0cmにおける地下水位である。PP3,Gl+40cmの測定値から、1994年12月1日から1995年6月1日までの畝試験地における地下水位は120～160cmの間を変動していた。畝試験地における1994年12月1日以前の地下水位は、測定値がなく不明であるが、最も近くにあるPP3,Glの測定値と併せて推定すれば、1994年7月中旬の試験畝造成以降、1994年12月1日までの試験地における地下水位は60～120cmの程度であったと推測される。

4. 1 土壌中の水分量、塩分量、土壌溶液濃度、および、水と塩の移動量について

Fig.3 に試験畝における単位体積土壌あたりの水分および溶質の存在量、ならびに溶質/水分の比の全畝に対する平均値の深さ分布の測定値の経時変化を示す。Fig.4 に畝土における平均の水分量、溶質量、および溶質対水分の重量比の経時変化を示す。Fig.5 は作土層（0-30cm）内における水分の総移動量、溶質の総移動量、水分の気化速度の分析結果を示している。水分の総移動量は、溶質移動を伴う液状水の移動量、水蒸気等溶質移動を伴わない真水の移動量の和と考え、それらの成分についても示してある。移動量に対する符号は移動の向きを表し、正（プラス）は上向きを、負（ネガティブ）は下向きの流れであることを示している。また、気化速度の符号が負（ネガティブ）のものは、水の凝縮ないし、真水の浸入を示すものである。

Fig.4 に示されるように、平均塩分量は10月18日まで減少し、以後増加に転じた。それに対し、平均水分量は2月2日まで減少し、その後、増加に転じた。両者の比である溶質/水分比は、10月18日まで減少し、以後2月2日まで増加し、それ以後は再び減少した。

次にこれを、数値をあげてやや詳しく述べる。まず、試験区造成時には、畝土壌中には、土壌 1m³ 当たり、溶質が 3.80 kg、水が 170.1 kg 在った。したがって、作土層 30cm 中には、土地面積 1m² 当たり、溶質が 1.14 kg、水が 51.0 kg 在った。溶質と水の重量比は 2.235 : 100 で、土壌溶液の塩濃度は 2.186.% であった。ただし、本報では、溶質量はすべて、EC 測定値から求めたNaCl換算値である。

(1) 試験畝造成直後の3カ月間の雨期後半（第1期、第2期）

試験畝造成直後の3カ月間は雨期後半であった。

土壌水分 この間、地表から雨水が浸入したにもかかわらず総水分量が減少したのは、客土した土壌が過剰の水分を持っていたのが、高畝に盛られたため、平衡に向かい、余剰水が排除されたためとみられる。これは、底面からの排水が非常に多いことから分かる。なかでも、第1期（7月16日-8月15日）には雨量が少なく雨水の浸入が地表面蒸発をぐくわずかに上回っただけであったのに対し、第2期（8月15日-10月18日）には雨量も増え、雨水の浸入が地表面蒸発をかなり上回り、底面からの排水をほぼ補い、総水分量の減少をわずかな値に抑えている。

土壌溶液の塩濃度 このように、第1期には、底面からの塩水排水はあったが、地表

からの雨水の浸入がごくわずかであったため、土壌溶液の塩濃度はほとんど変化しなかった。これに対し、第2期には、底面からの排出塩水量とほぼ等量の雨水が地表から浸入し、土壌溶液の塩濃度は畝造成時における 2.19% から 1.35% へと、62% に低下した。また、畝造成時が雨期の半ばで、しかも、客土した原土が湿潤で、それを高畝に盛ったことから、作土層底面を含む深部で土壌溶液の移動方向が下向きであるのは当然として、地下5cmにおいて、真水がコンスタントに下向きに移動しているのが注目される。

気化と純水の移動 地中での水の気化状況を見ると、第1期には表土では気化が、また深部では真水の増加で起こっていたのに対し、第2期には表土でも真水の増加が起り、地表からの雨水の浸透が土壌溶液の希釈に貢献したことが分かる。

（2）20週間の無降雨期（第3期、第4期）

観測の第3期、第4期（1994年10月13日から翌年2月2日までの112日間）を含む1994年10月6日から翌年2月24日までの142日間は無降雨であった。第3期、第4期における、クラスAパン蒸発量の日平均は、それぞれ、5.9、5.7 mm d⁻¹、平均は 5.8 mm d⁻¹であった。

土壌水分 土壌中の総水分量は、この間減少し続け、単位体積土壌中の平均水分量は、期初の141から期末の94 kg m⁻³ へと 45% に減少した。ただし、第3期、第4期の水分量の平均減少速度は、それぞれ、0.96 および 0.49 kg m⁻³ d⁻¹ と、後半は前半の51% に減速した。乾期後半における水分量の平均減少速度の低下の原因は、表土の乾燥が極端に進んだことによると考えられる。

水移動 この間の水移動を見ると、地表面蒸発により真水が失われて表土の乾燥が急速に進行し、それに吸引されて作土層底面から汽水が浸入した。作土層中における水移動は顕著な上向き移動であった。また、移動相は、地表付近では水蒸気移動が勝り、深部では液状水移動が勝っていた。水蒸気移動速度と液状水移動速度とが等しくなる深さは、第3期の 11 cm から、第4期の 15 cm へと、乾期の進行と共に深くなっていった。

水の気化 また、この間、程度の差はあれ、いずれの深さの土壌でも水分の気化が認められ、土壌表面のみならず、地中においても土壌溶液の濃縮が起こっていた。単位体積土壌あたりの水分気化速度の最高は第3期の深さ 5-10 cm 土壌に起こっており、3.7 kg m⁻³ d⁻¹ を記録した。

土壌塩分 土壌中の総塩分量は、この間増加し続け、単位体積土壌中の平均塩分量は、期初の1.9から期末の3.4 kg m⁻³ へと1.80倍に増加した。塩分量の平均増加速度をみると、第3、4期では、15.8 から 11.9 g m⁻³ d⁻¹ へと、後半は前半の75% に減速した。土壌中での塩分移動を見ると、作土層底面からの汽水の浸入に伴って、輸入された。

土壌溶液の塩濃度 作土層深部（深さ20-30cm）における土壌溶液の塩濃度は、10月13日、12月1日、2月2日でそれぞれ、1.62、2.03、2.78%と、112日間に1.72倍と、高くなっていったので、底面からの汽水の浸入速度の低下の割には塩分輸入速度は衰えなかった。

作土全体の土壌溶液の平均塩濃度は、10月13日、12月1日、2月2日でそれぞれ、1.35、3.64、7.04%と、112日間に3.86倍にも高くなった。これは、地表面蒸発により真水が減少し、作土層底面から汽水が浸入した結果である。上述のように、深さ20-30cm土壌における土壌溶液の塩濃度は、同期間に1.72倍と、顕著に高くなっていったが、これは、その部位における気化がそれだけ激しかったことを物語っている。分析結果によれば、12

月1日から2月2日までの63日間におけるその部位（深さ20-30cm）での、単位体積土壌あたりの日平均気化量は、 $0.713 \text{ kg m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ と、表土（0-5cm）における $0.603 \text{ kg m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ をわずかながらも凌ぐほどであった。

しかし、表土（0-5cm）における土壌溶液の塩濃度増加は著しく、10月13日、12月1日、2月2日でそれぞれ、1.56、9.77、20.29%と、112日間に13.0倍と、極めて高くなった。その理由は、表土下面（深さ5cm）からは、そこまで上方移動して来る間に土壌内気化によりすでにかなり濃縮された汽水が到来し、地表では、蒸発により真水は消失するが塩分は残留するばかりで、ますます溶液中の塩の濃縮が行われたからである。

（3）再び雨期（第5期、第6期）

Table 1 に示されるように、観測の第5期（2月2日-4月20日）、第6期（4月20日-6月1日）は再び雨期に入った。とはいえ、雨量は、第5期が75mm、第6期が135mmで、計200mm、日平均にすれば、それぞれ、 0.98 mm d^{-1} 、 3.20 mm d^{-1} であり、119日間平均では 1.68 mm d^{-1} となり、半年続く雨期の初期にすぎない。さらに注目すべきは、パン蒸発量である。Table 1 に示されるように、パン蒸発量は雨期に入っても上昇し続け、第5期で 6.41 mm d^{-1} 、第6期で 6.70 mm d^{-1} 、平均 6.51 mm d^{-1} と、乾期の平均 5.79 mm d^{-1} を 0.72 mm d^{-1} 上回った。その理由は、乾期の名残で空気は熱く乾いており、また、太陽高度が最高に高い時期にあたっているからでもあろう。

土壌水分 第5期の期初（2月2日）はまだ乾期の盛りであり、特に、土壌表面は風乾近くにまで乾燥していたが、期末（4月20日）には土壌水分は全層においてほぼ均一に増加し、総量において12月1日の水分量とほぼ等しい量にまで回復した。しかし、土壌水分量の深さ分布を12月1日と比べて見ると、4月20日は表層10cmにおける湿潤が著しく、下層土（10-30 cm）は12月1日よりやや乾いていた。表面が乾燥が進行しつつある土壌と、表面が湿潤しつつある土壌とにおける、深さ別土壌水分量の違いの典型を、ここに見ることができる。さらに雨期の進行した第6期末（6月1日）の土壌水分量を見ると、総水分量が増加したのは当然だが、今度は、特に、下層土における水分増加が著しかった。

土壌塩分 半年前に雨期が明け、乾期になって以来、土壌中の塩分総量は増加し続けてきた。乾期が終わり、再び雨期に入ったが、第6期末（6月1日）まで、塩分総量は、若干の速度変動はあったものの、増加を続けた。第4期末（2月2日）の塩分総量は畝造成時の量に迫るものであったに過ぎなかったが、その後も塩分総量は増加を続け、第5期末には畝造成時の量をはるかに上回る量にまで増加した。土壌塩分量の深さ分布を見ると、全層で増加していたが、特に第5期における中間層（5-20cm）における増加が著しかった。乾期を通じ土壌塩分量は増加したが、それは主として表層10 cm における増加であり、深部（10-30cm）は雨期のなごりをとどめたままであった。従って、土壌塩分量の深さ分布に関し、前年の雨期のなごりを完全に脱したのは、乾期を過ぎ、再び雨期に入ってからといえる。

土壌溶液の塩濃度 土壌溶液の濃度は前年の雨期に低下し終えた後、乾期に入ってから、全層において上昇し続けてきた。この傾向は雨期に入って抑止され、平均濃度は、2月2日、4月20日、6月1日において、それぞれ、5.15、4.57、3.93%と、低下した。

塩濃度の深さ別分布を仔細に見ると、興味あることに、地表および作土層底面の両境界面から低下していきっており、中間層の塩濃度低下は遅れた。すなわち、同期日における表

層土の塩濃度が0-5cm層で20.29、12.08、11.75%、また、5-10cm層で6.86、6.07、5.02%と低下し、下層土(20-30cm)でも2.78、2.48、2.28%と低下していったのに対し、中間層(10-20cm)では、3.34、3.70、3.16%と、4月20日まで上昇した後に初めて低下した。これは、作土層への水の浸入経路および方向に関し、重要な示唆を与えるものである。すなわち、雨期に入ってから作土層への水の浸入は地表および底面からであったであろう。これは当然といえば当然であるが、それでは、中間層の塩濃度を低下させた水はどちらから来たものであろうか。それを考えるヒントは、濃度を表す上述の数値にある。すなわち、土壌溶液の濃度は、地表面に行くほど高く、底面に近いほど低いのであるから、中間層の濃度を低下させた水は、興味あることに、底面から来たものであることを示唆している。

塩と水の移動 乾期のあいだ中、水の流れが、溶液も、水蒸気も、いずれの深さでも上向きであった。雨期に入ってから、水の流れのこの方向は、変化しなかった。すなわち、雨水が地表面から侵入したとは言え、土壌は乾燥していて、雨水は深くまではしみ込めず、蒸発能の高まる中、地表面から蒸発して再び大気中へと戻って行ってしまった。とはいえ、地表面からの正味の散逸水分量は急減した。このことから、水移動量の多少に関する深さ別傾向が乾期と逆転し、乾期には地表に近いほど水移動量が多かったのに対し、雨期になってからは、底面に近いほど多いという傾向へと変わった。このことが雨期に入ってから作土層の水分量が増加した理由である。すなわち、雨期になって作土層の水分量が増加したのは、雨水が地表からしみ込んで作土層の水分になったわけではない。雨水はいったんしみ込んだ後、蒸発して再び大気中に逃げてしまい、結局、作土層の水にはならなかった。しかし、この雨水は地表面から作土中の水分が失われるのを防止するのに役だった。すなわち、表土中の水分量が増え、湿度が増し、土壌内での水分の気化を大いに抑制し、水分の散逸を防ぎ、同時に、土壌溶液の濃縮化を防いだ。雨期に入ってから、作土層への水の供給は作土層の底面から行われた。底面から来る水は汽水であるので、底面からの水の到来は同時に塩の到来をも意味し、作土層へは多量の塩が運び込まれた。これが、雨期になってからも畝内の塩分総量が増加した理由である。しかし、この汽水の塩濃度は作土中の土壌溶液よりも低濃度だったので、土壌溶液の平均濃度を低下するには役だった。

4. 2 作土層底面下に埋設された粗物質と埋設高度の影響について

さて、以上は高畝全体を平均した分析結果であった。今回の試験では、方法の章で述べたように、土面の高さを10cm差で3種に変えて整地し、毛管切断粗物質として礫、モミガラを、また、対照物として土を、いずれも10cm厚にあらかじめ敷き、その上に作土層30cmを盛土したのであった。

埋設物のねらいは、埋設物により作土層と下層土との毛管接続を切断し、

1. 雨期に溶脱により塩を除去し、塩の総量を低下させる、
2. 乾期に汽水である地下水、地中水の作土層への浸入を抑制する、

というものであった。ここでは、このような意図が達成されたかどうかを、分析結果から追究する。

Fig.6 に埋設物質、埋設高度別に、土壌中の水分量と塩分量の季節変化を示した。また

Fig.7 には、対照区（土壌区）について、畝高の違いによる土壌水分量の季節変化の違いを示した。Fig.8 には、各期間に作土層底面（深さ30cm）から浸入した溶質（NaCl）と溶媒（水）の量を、作土層底面に埋設物質の種類により、礫（G）、モミガラ（R）、土（S）の区に分けて示す。これらをもとに、以下に、考察を進める。

4. 2. 1 作土層底面からの溶質の出入りについて

作土層底面からの溶質の出入りをみると、畝造成直後の雨期後半には、作土層底面から溶質が排出され、また、乾期においては溶質が吸入された。乾期の後の翌雨期前期においても、作土層底面から溶質が吸入され続けた。しかし、仔細に見ると翌雨期前期においては、溶質が排出された区が現れている。

次にこれを、数値としてやや詳しく見ていくが、その前に、試験区造成時の畝土壌中には、前述のように、土壌1m³ 当たり、溶質が 3.80 kg、水が 170.1 kg 在ったこと、したがって、作土層 30cm 中には、土地面積 1m² 当たり、溶質が 1.14 kg、水が 51.0 kg 在ったこと、両者の重量比は 2.235 : 100 で、土壌溶液の塩濃度は 2.186% であったことを、再確認しておく。

さて、全畝における溶質の日平均輸送速度については、雨期における排出速度は、第1～2期（7/16－8/15－10/13）が 5.0～7.1 g m⁻² d⁻¹、また、乾期における吸入速度は、第3～4期（10/13－12/1－2/2）が 4.8～3.6 g m⁻² d⁻¹ であった。翌雨期の前半にも畝底面からの溶質の吸入は止まらず、平均的には乾期とほぼ等しい速度で溶質を吸入し続けた。翌雨期前半における溶質吸入速度は、第5～6期（2/2－4/20－6/1）が 4.7～4.0 g m⁻² d⁻¹ であった。

（1）畝造成直後の雨期後期について

溶質排出速度を試験区分別に見ると、第1期には対照区における排出速度が抜群に大きく 9.8 g m⁻² d⁻¹ で、同期の礫区（2.8）、モミガラ区（2.4）の3.5～4.1倍もあった。第2期には、溶質排出速度は6.6～7.9 g m⁻² d⁻¹ の範囲で、3区とも大差無かった。

埋設物質の同じ畝について、埋設高度の違いによる溶質排出速度の相異をみると、第1期における礫区とモミガラ区における各区内の偏差が、それぞれ、2.35、5.79 g m⁻² d⁻¹ と、対照区の 0.81 g m⁻² d⁻¹ に比べ大きいことが注目される。対照区では、第2期における溶質排出速度が、畝高の高いほど大きくなっていて、首肯できる傾向になっていた。

（2）乾期について

つぎに、乾期では、第3期には対照区における溶質吸入速度が大きく 7.1 g m⁻² d⁻¹ で、同期の礫区（3.3）、モミガラ区（3.8）の2.2～1.9倍であった。第4期には、溶質排出速度は2.6～4.5 g m⁻² d⁻¹ の範囲で、3区とも大差無かった。

（3）翌雨期前半について

翌雨期の前半にも畝底面からの溶質の吸入は止まらず、乾期とほぼ等しい速度で溶質を吸入し続けた。処理区別に溶質吸入速度の相異を見ると、モミガラ区は乾期とほぼ同じ速度であったが、礫区では乾期に比べ倍増し、対照区では徐々に減速していった。各区内での溶質吸入速度の相異を見ると、いずれの区においても偏差が大きい。特に、第6期における礫+10cm区の溶質吸入速度が平均値の2倍、同-10cm区では平均値の半分であり、区内における偏差が大きい。モミガラ区では、第5期の-10cm区で溶質吸入速度が平均の3倍

近く大きい。対照区でも偏差が大きく、特に、第5期の10cm区、第6期の0cm区において溶質の排出が見られるのが注目される。

4. 2. 2 作土層底面における溶液の出入りから見た各粗物質埋設区の特徴

作土層底面における溶液の出入りに関する分析結果をもとに、各粗物質埋設区がどのような特徴を示しているかを見てみる。

（1）雨期後半における溶液排出速度からみた粗物質埋設区の特徴

溶質排出速度から粗物質を埋設した礫区とモミガラ区を対照区と比較してみると、対照区に比べて礫区とモミガラ区における溶質排出速度が小さく、かつ、区内での偏差が大きかった。これは、対照区では深部土壌との毛管接続が図られ、土壌水移動の連続性が良いのに比べ、粗物質の上に粘質土が乗った形の礫区、モミガラ区では、毛管接続が断たれるため土壌水の移動が不安定になったことが考えられる。それに比べ、対照区では土壌が連続体として毛管接続があり、作土層底面から深部土壌へと土壌溶液が円滑に流下したのであろう。

第2期になってからは礫区、モミガラ区においても溶質排出速度の区間内偏差が小さくなったが、これは、作土層全体が湿潤さを増し、過剰な重力水の排出が安定化したのではなかろうか。

このような、雨期において余剰水分が比較的少ない作土層中の水がその下の粗物質中へと浸透していきにくいという様相は、後述〔4. 3. 2（2）〕のキャピラリーバリアとして知られる不安定現象によるものと推定される。

雨期後期の全測定期間（第1期、第2期）全体について、作土層底面を通過してきた液状水の排出量は、Fig.8に示すように礫区、モミガラ区、対照区で、それぞれ、247、327、483 $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ である。対照区を基準とする礫区、モミガラ区の移動量の比は、それぞれ、51.2%、67.7%を示している。このことは、礫やモミガラが毛管接続を遮断すると、かえって液状水の排出量が1/2ないし2/3に減少することを示している。

（2）乾期における溶液吸入速度からみた粗物質埋設区の特徴

前述のように、乾期における溶質吸入速度が、礫区、モミガラ区の方が対照区よりも小さかったことは、埋設した粗物質（礫およびモミガラ）が毛管接続を悪くしたが、完全に毛管接続を遮断したわけでは無いことを示すものであろう。

乾期の全測定期間（第3期、第4期）全体について、作土層底面を通過してきた液状水の吸入量を求めると、Fig.8に示すように礫区、モミガラ区、対照区で、それぞれ、166、169、239 $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ である。対照区に対する礫区、モミガラ区の移動量の比率は、それぞれ、69.2%、70.4%であり、いずれも70%前後を示している。この数値が直ちに毛管接続の程度を示すものとは言えないだろうが、すくなくとも、厚さ10cmの粗物質により毛管接続が完全に遮断されたわけではなく、この程度の割合での水の上方移動を許すほどには毛管接続が保たれていたことを示すものであろう。

（3）翌雨期前半における溶液吸排速度からみた粗物質埋設区の特徴

乾期に続き雨期前半に入ってからのお底面からの溶質吸入は、平均速度は乾期とほぼ等しいが、区間偏差および区内偏差が共に大きかったのが特徴である。とりわけ、ほとんどの区において溶質は吸入されていたのに対し、溶質の排出される区が対照区の中に現れ始めた。

このように、雨期前半の溶質の動きの偏差が大きい原因としては、乾燥土壌への雨水の浸透の不安定さが、その一因として考えられる。乾燥土壌は土壌粒子の表面に気体分子を吸着し、疎水性になっている。しかも、今回の畝土が周辺土壌を客土盛り土したものであるため、粘質土と砂質土が混成しており、作土層内における雨水の浸透には大きな偏差があったと考えられる。作土が乾燥した場合における作土底面を通る液状水の移動は、上方からの雨水が呼び水として作用すると考えられる、その呼び水の到達の不安定さが作土底面における液状水移動の不安定さを引き起こしたと考えられる。

4. 3 塩性土壌改良に対する今後の課題

上述の分析結果およびそれに対する考察をもとに、塩性土壌改良に資するに際しての今後の課題を、次に述べる。

4. 3. 1 分析の限界

まず、分析結果が絶対のものでないことを再確認しておかなければならない。

塩性土壌における水と塩の移動を分析するといっても、それらの移動速度を測定する測定機を用いたわけではない。土壌水分流量計とか、土壌溶質流量計とかの流量を測定する計器を用いて物質移動量を測定したわけではない。測定は、あくまでも、そのときの各物質の存在量を測定する形のものであった。物質の移動量は、期間を隔てた2時期の存在量の測定値から、尤もと考えられる仮定の下に計算により得られたものである。

土壌関連の現地調査に常につきまとう問題として、測定の誤差が大きいということがあげられる。誤差というよりも、偏差というべきかもしれない。測定自体の誤差が大きいわけではなく、サンプル自体の差異が大きいのである。従って、そのような偏差の大きい測定値の差をもとにして求められる移動速度には、さらに多くの偏差が入り込むのを避けることができない。そのことを承知で、上述の分析を取行したのであり、そのことは銘記する必要がある。

ともあれ、偏差の大きい水と塩の存在量測定値をもとに、収支式を頼りに、水と塩の移動量を求め、それを考察した。従って、得られた結果が他の条件と整合するものになっているか、また、土壌物理学の法則に照らして妥当なものとなっているかどうかをさらに検討していく必要がある。

また、土壌水分および塩分の測定については、サンプリング以外の、定点における値を継続して測定できる非破壊計測を導入することが望ましい。しかし、風乾から飽和、さらには洪水を伴う状況下で、塩分を少量ないし多量に含んだ土壌中の水分量および塩分量を測定できる、信頼のおける非破壊計測器がすぐにあるわけではなく、今後の開発に待たねばならないだろう。

4. 3. 2 毛管切断粗物質の効果的使用

毛管接続遮断粗物質の埋設の効果も初期の意図のようにはならなかった。

(1) 分析結果からの評価

液状水移動の分析結果によれば、作土と埋設物体の境界を通過する液状水の量は、対照区（作土と同質の土壌を埋設した区）に比べ、畝造成直後の雨期後半においては排出量が、礫区では51.2%に、モミガラ区では67.7%に、また、乾期においては吸入量が、礫区では69.2%に、モミガラ区では70.4%に、いずれも低下していた。このことは、粗物質を埋設したことにより、毛管接続をこの程度にまで低下させたと考えられ、粗物質の効果はあ

ったと考えられる。

（2）粗物質埋設区におけるキャピラリーバリアについて

しかし、この中で意外だったのは、雨期における作土層から粗物質への液状水排出量までもが低下してしまったことである。「粗物質はザルのようなものだから、下から上への毛管上昇はしにくいだろうが、上から下へは重力により水は簡単に落ちるだろう」と考えていたからである。まさにこのように、細物質の下に粗物質が接触している場合には、細物質から粗物質へと向かう下方流が、両物質の境界でストップしてしまう現象は、他にも確認されており（Miyazaki, 1995; Miyazaki et al, 1993; Ross, 1990）、境界が一種のバリアとして働くことが指摘されている。これは、キャピラリーバリアと呼ばれている。

キャピラリーバリアは不安定な現象で、バリアにより上層の細粒土壤中に水分が集積し、その量が多くなると重力の作用により下層へと浸入する。しかし、その浸入も全面で均一に起こるのではなく、所々で発生し、フィンガー流（部分流の一種）となる。

従って、畝造成直後の雨期には礫区とモミガラ区では、作土の塩分の溶脱が対照区ほどには進まず、かえって、残留塩分の量が多く、土壤溶液の濃度も対照区より高い結果となった。

（3）乾期における下層からの溶液の吸い上げ

しかし、乾期に入ると、今度は期待通り、対照区における毛管上昇が多く、12月1日のデータを見ると、3区の水分総量、塩分総量、塩分対水分比のすべてがほとんど等しくなっている。さらに2月2日までの2カ月間の乾燥過程では、3区とも、水の吸い上げ量に大差なかった。

埋設位置の高さによる違いは、礫区とモミガラ区では小さく、対照区では明瞭な差が見られた。作土層の厚さを30cmと、どの畝でも一定にしているのだから、埋設位置の差は畝の高さの差にもなっている。すなわち、対照区では、畝高の高いほど明瞭に作土層の総水分量が少なく、低畝ほど水分量が多くなっていた。これは、対照区では下層土との毛管接続が良好であることから、深さ20-30cmの水分量が低畝になるほど多く、高畝になるほど毛管上昇が悪くなり、蒸発による水分損失を補いきれず、乾燥が進んだものと考えられる。かといって、土壤溶液の塩濃度が低畝で高かったわけでもなく、高畝の方が塩分濃度が高い場合もあり、低畝だからと言って一概に悪いとは言えない。

（4）総合評価

全体に測定値の変動が大きく、それに比べ、区間差は小さく、有意の差はほとんど認められなかったが、その中で見られた傾向をまとめてみる。

土壤水分量は、大筋においては3区とも大差なかったといえるが、対照区の水分量がおおむね滑らかに変化したのに対し、礫区、モミガラ区の水分量の変化には不規則な変動の見られることがあった。水分量の畝高による差が特に明確に認められたのは、乾期の、対照区の水分量についてであり、Fig.7に示すように、対照区では、高さの低い畝ほど水分量が明確に多かった。

土壤溶液の塩濃度が最も低かったのは、雨期では対照区、乾期では礫区であった。また、土壤溶液の塩濃度が最も高かったのは、雨期では礫区、乾期ではモミガラ区であった。ただし、土壤溶液の濃度は、1994年12月1日には3区ともいったん等しくなっている。

塩分量について区間差の認められたのは、初めの雨期後期において対照区で少なかった

こと、翌雨期で礫区が多かったことであった。

粗物質を作土層下部に埋設すると、キャピラリーバリアが生じ、必ずしも雨期に溶脱が促進される効果があがるともいえないことが分かった。したがって、この点に対する抜本的な改良がなければ、粗物質埋設の効果を当初の期待通りにはあげられないであろう。

4. 3. 3 土壌内部での水の気化と水蒸気移動量の分析結果について

物質移動量の分析を通じて明らかになったことがらに、特に乾期における、土壌内での水分の気化量の多さと水蒸気移動の大きいことがあげられる。従来、現地土壌内で水分がどこでどれほど気化しているか、また、水蒸気移動がどこでどれほど起こっているのかを分析した例が見られず、今回の分析結果と比較すべき既存のデータがない。従って、分析結果の信頼性は取得データの信頼性いかにかかっているわけであるが、一応、3反復した実験計画の結果であるので、まずまずの信頼性を備えていると考えられる。乾期に土壌内で水分が気化しそれが地表面に向かって移動しているであろうことは想像に難くなかったし、また、その移動量が、乾燥土壌においては液状水の移動量を上回るであろうことも十分予想された。したがって、このような傾向の結果が得られたことは当然のこととして、従来からの伝統的な分析手法である含水比、EC（1：5）、仮比重という極めて基本的な測定項目の積み重ねの結果としてこのように納得のいく分析結果が得られたことは意義深いことと考えられる。特に、今回は塩性土壌が対象であるので、土壌中の塩分量が多く、それがかえって気化、および、水蒸気移動量の分析の精度を高めていることには注意しなければならないであろう。逆に言えば、これほど土壌中の塩分量の多くない通常の土壌では、水蒸気移動量をこれほど正確には分析できない可能性が高く、溶質の移動量から液状水の移動量を求め、全水分移動量との差として水蒸気移動量を求める分析方法は、むしろ、塩性土壌に適した分析方法といえるであろう。

4. 3. 4 土壌物理学的追究の必要性

ここで得られた分析結果に対し、そのような水と塩の移動を引き起こした土壌物理学的裏付けが望まれるところであるが、それは未着手である。今後、さらに検討されなければならないことと考えている。

土壌物理学的裏付けが得られれば、さらに、計算機を用いての数値解析によるシミュレーションへと進展し、事前に計画の結果を予測することができるようになるであろう。それにより、計画の良否、適否を事前診断し、誤りのない土壌改良が行われるようになることが期待される。

II. 簡易太陽熱利用蒸留装置の開発

最高日量 $2L/m^2$ の得られる簡易淡水化装置を試作し、試験した。現地では蒸留水1Lは60円程度で売られているので、自家消費のほか、貴重な現金収入にもなり得る。

III. 塩類土壌で用いることのできる水分計の開発

ヒートパルス法により体積熱容量を求めるプローブ型水分計の設計方法を考案・試作し、性能試験した。このプローブにより、風乾から飽和までの水分状態の土壌について、体積熱容量が10%程度以下の誤差で測定できた。土壌水分計として用いるときのこのセンサーの特徴は、熱方式な

ので土壌塩分の影響を受けないこと、および体積熱容量の測定であるので直線性の良いことである。問題点は、仮比重の変化の影響を受けること、および、土壌中でのセンサーの変形の影響を受けることであり、使用に際して注意しなければならない。

結言

タイ国塩性土壌地帯における、ポルダ方式による塩類土壌の改良および農地化に関する環境学的研究には、ポルダ土壌内の物質移動ならびに集積の実態を究明することが必要と考え、その分析を行った。もちろん、分析の対象となる物質は各種考えられるが、当該地においては、第一に水、第二に塩であろう。そのほか、有機物、土壌粒子の移動も大切でないわけではないが、ここでは割愛した。

ポルダ内の高畝における水と塩の移動と集積の実態が、上述のように分析された。その土壌物理学的バックアップは未だであるが、分析結果自体はそのとおりであると考えられる。従って、今後の塩性土壌改良におけるマスタープランの作製において、今回の分析結果を役立てていただければ幸いである。

最後に、今回の調査に参加されたすべての日タイの研究者に感謝の意を表す。特に、本研究の主要部がタイ国における継続的現地調査であったため、タイ国研究者の協力がなければ調査が成り立たず、調査の実施に協力されたすべての方に深謝する。

参考・引用文献

- [1] Hara, M., Sugi, J.: Salt accumulation process near the soil surface induced by soil water evaporation - Measurements and analyses. *In* Seventh Symposium on Salt, Vol.II, Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam (1993) pp.569-575.
- [2] Miyazaki, T.: The diversion capacity of an inclined capillary barrier. *Trans. of JSIDRE* No.179 (1995) pp.49-56.(In Japanese with English summary)
- [3] Miyazaki, T., Hasegawa, S., Kasubuchi, T.: *Water Flow in Soils*. Marcel Dekker Inc., New York (1993) pp.104-119.
- [4] Ross, B.: The diversion capacity barriers. *Water Resour. Res.*, Vol.26 (1990) No.10 pp.2625-2629.
- [5] Takai, Y., Nagano, T., Kimura, M., Sugi, J., Vacharotayan, S. ed.: *Coastal and Inland Salt-affected Soils in Thailand*, Nodai Research Institute, Tokyo Univ. Agric., Tokyo (1987) 280 pages.
- [6] Topark-Ngarm, B., Sugi, J.: Rock salt and salt affected soil and northeast Thailand. *In* Seventh Symposium on Salt, Vol.II, Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam (1993) pp.577-581.

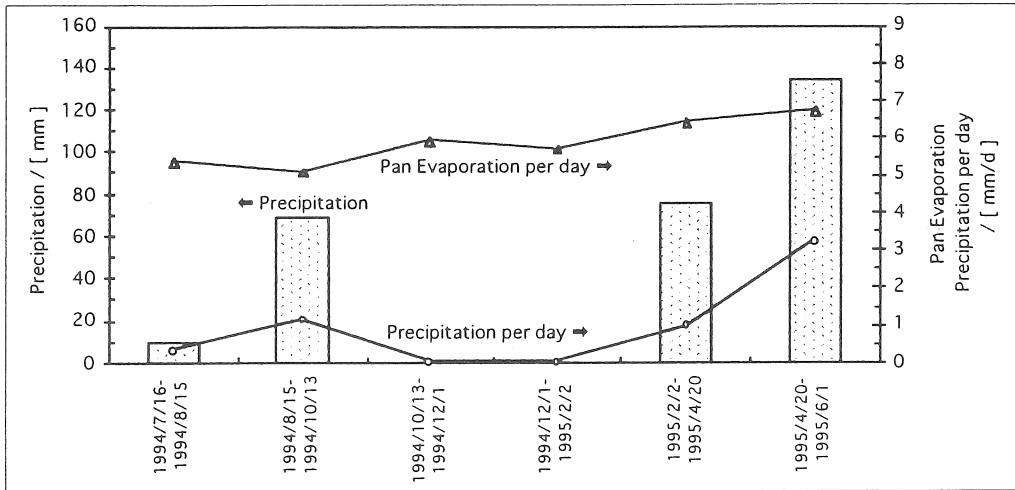


Fig.1 Rain fall and pan evaporation.

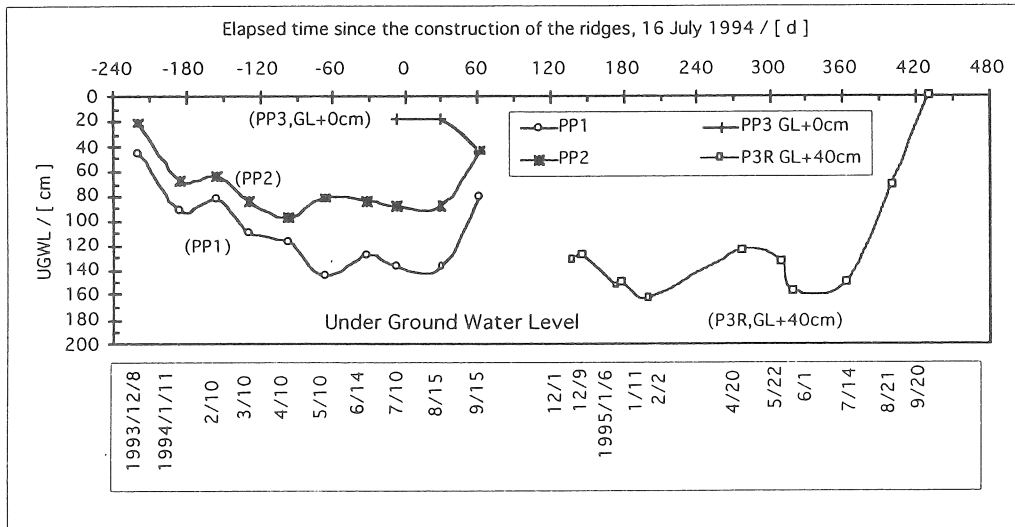


Fig.2 Under ground water levels for polders.

PP1 and PP2: Piezometers in Polder No.1 and No.2, respectively.

PP3, GL+0cm: Piezometer in the GL+0cm part of Polder No.3.

P3R, GL+40cm: Piezometers at the test ridges in the GL+40cm part of Polder No.3.

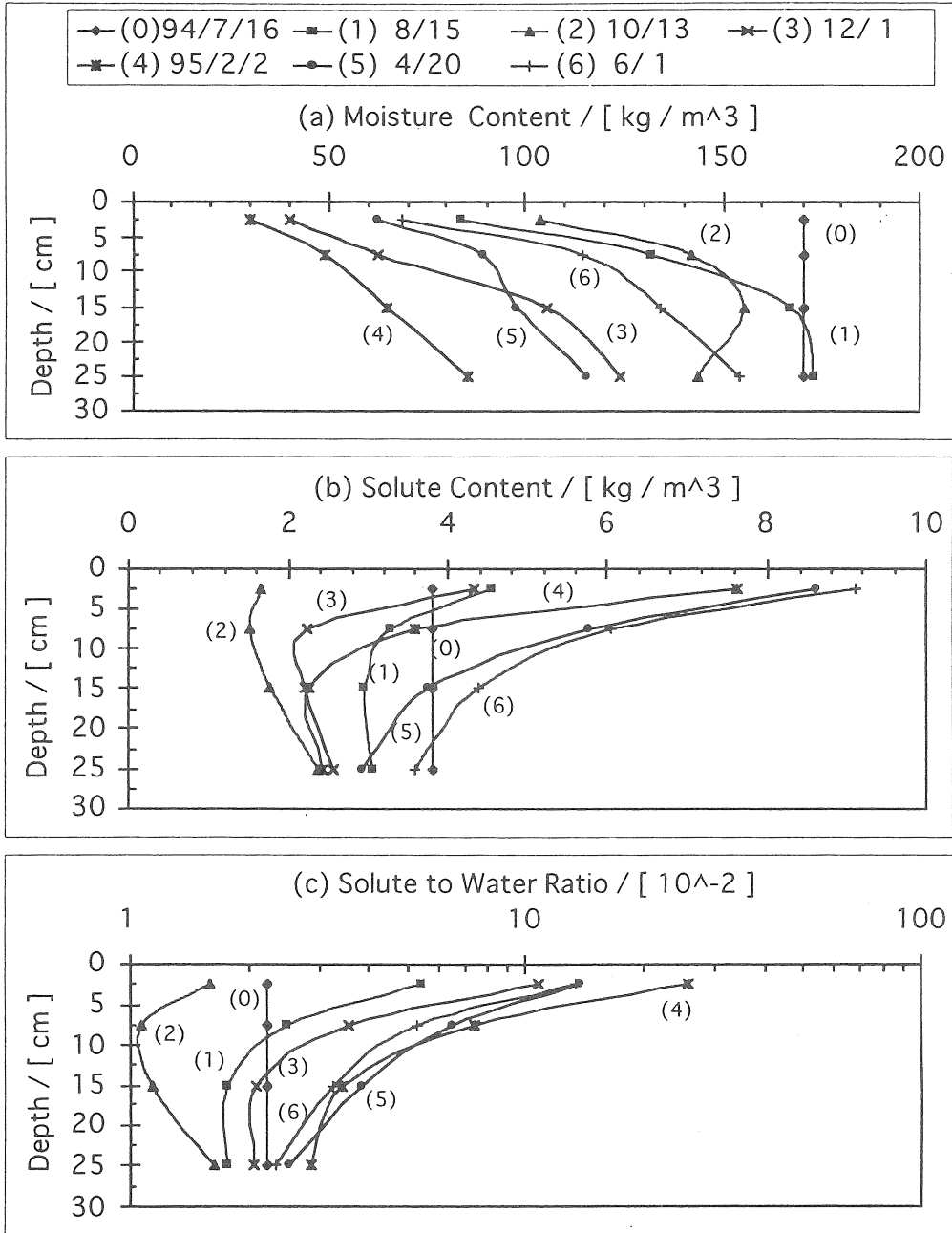


Fig.3 Moisture contents, solute contents and solute to water ratios in the ridge soil.

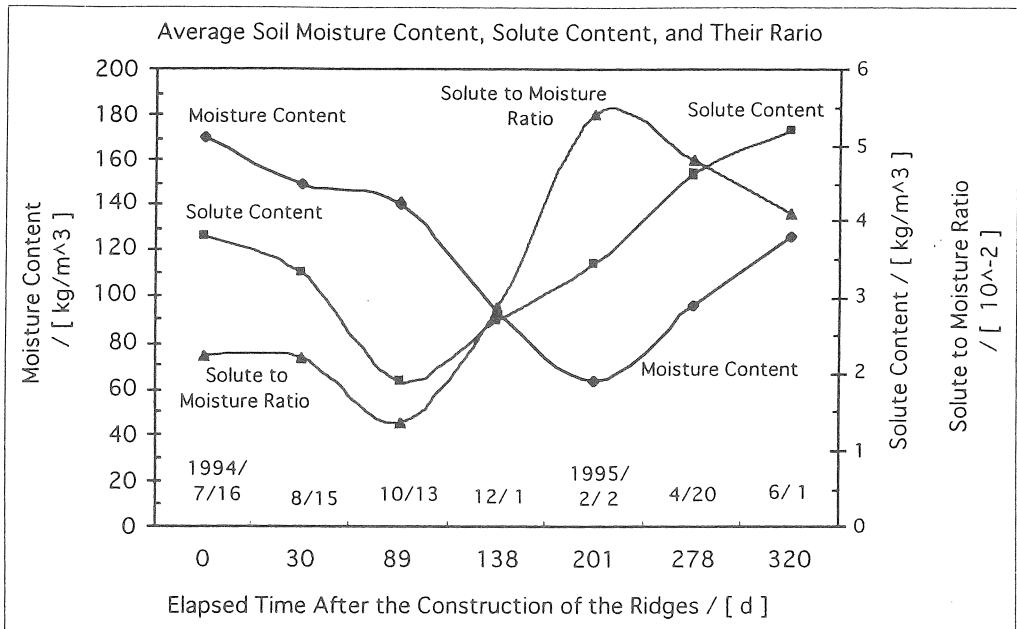
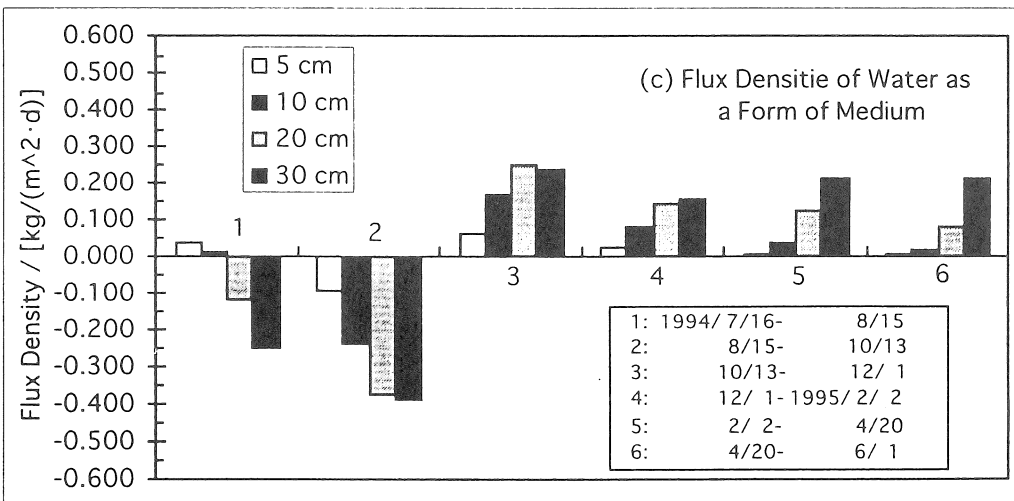
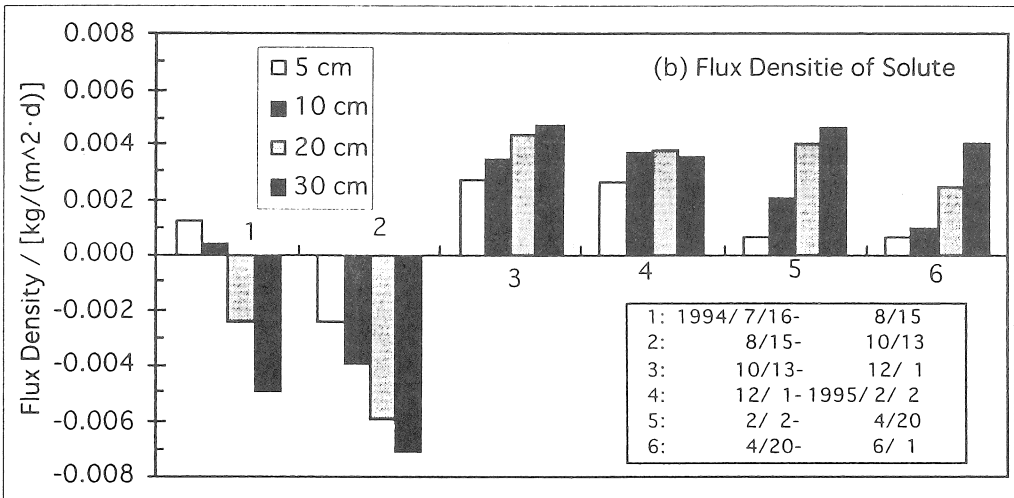
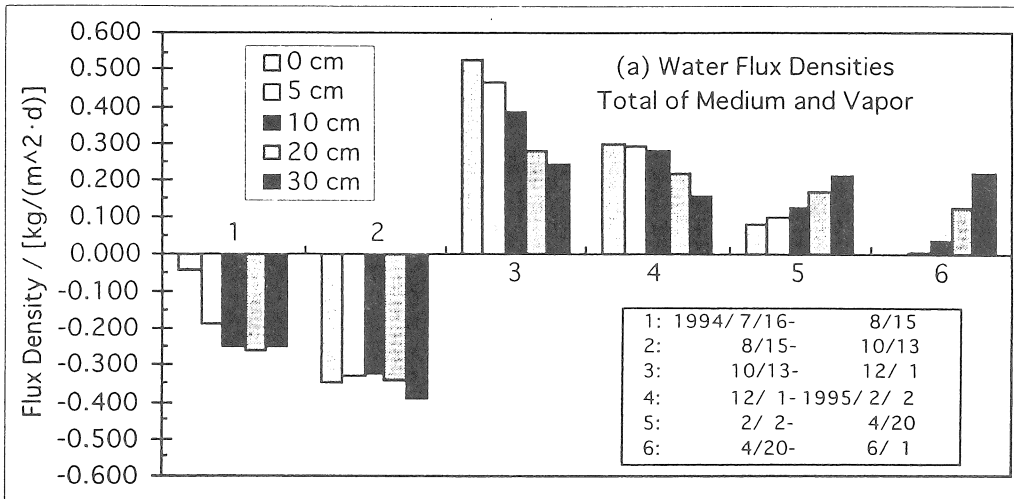


Fig.4 Average moisture contents, solute contents, and solute to moisture ratios in the ridge soil.



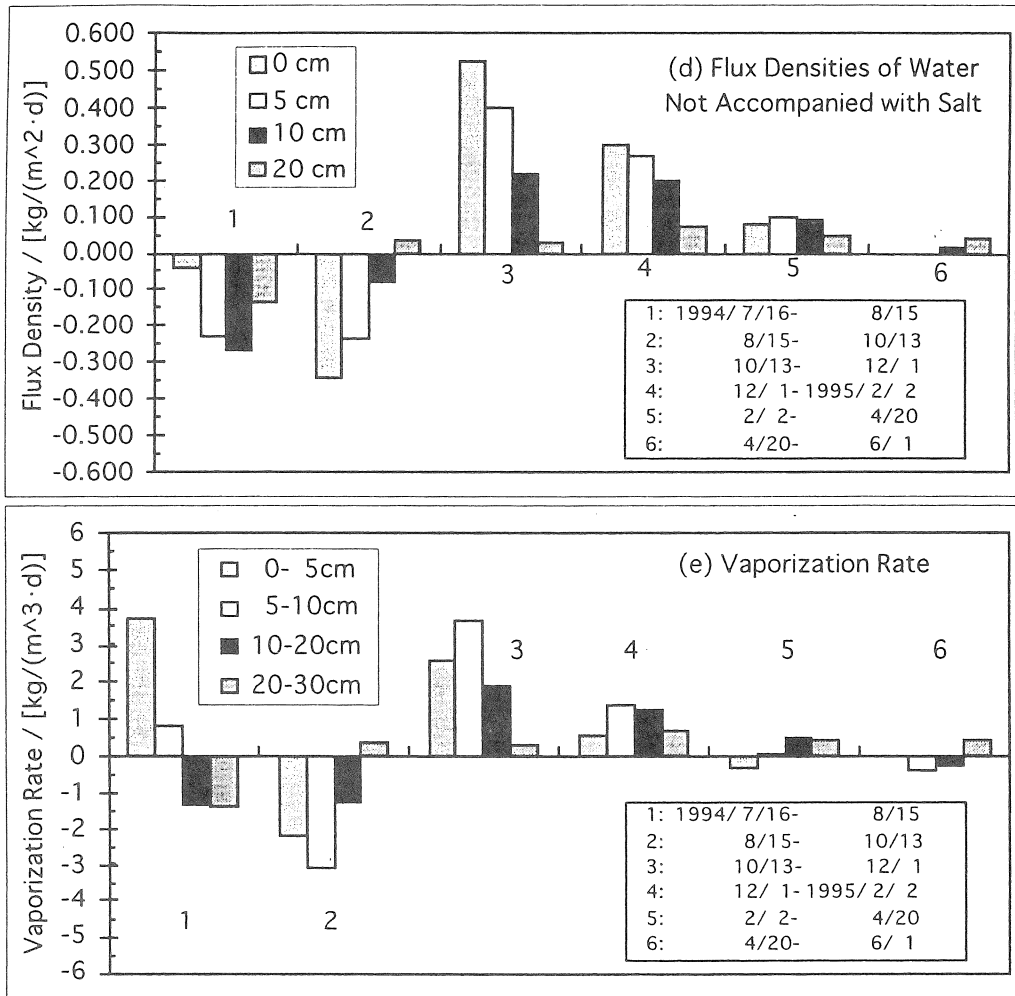
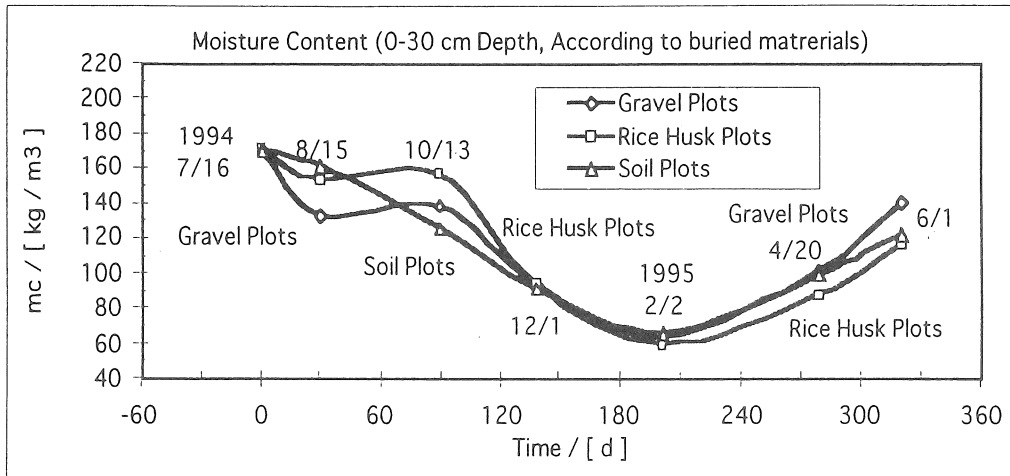
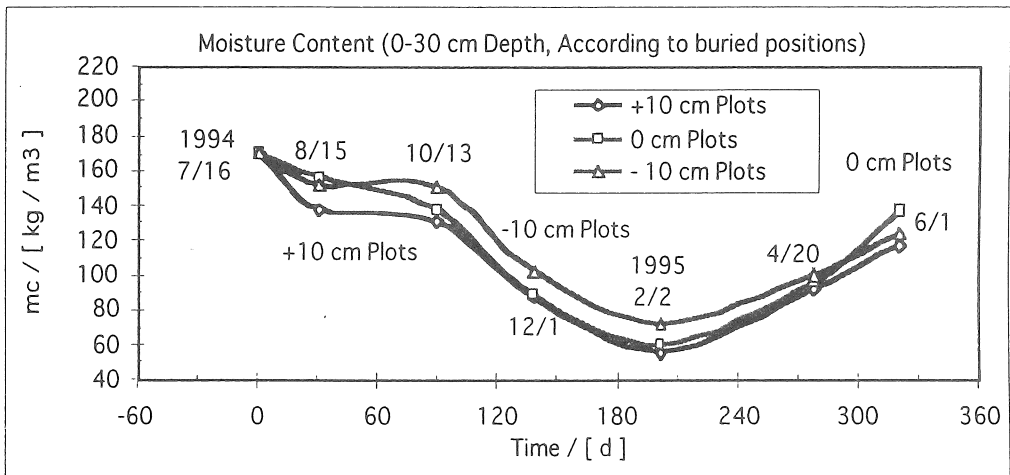


Fig.5 Flux densities of water in total, solute, water as medium, and water not accompanied with salt at each depth of the ridge soil, and vaporization rate of water in the ridge soil.

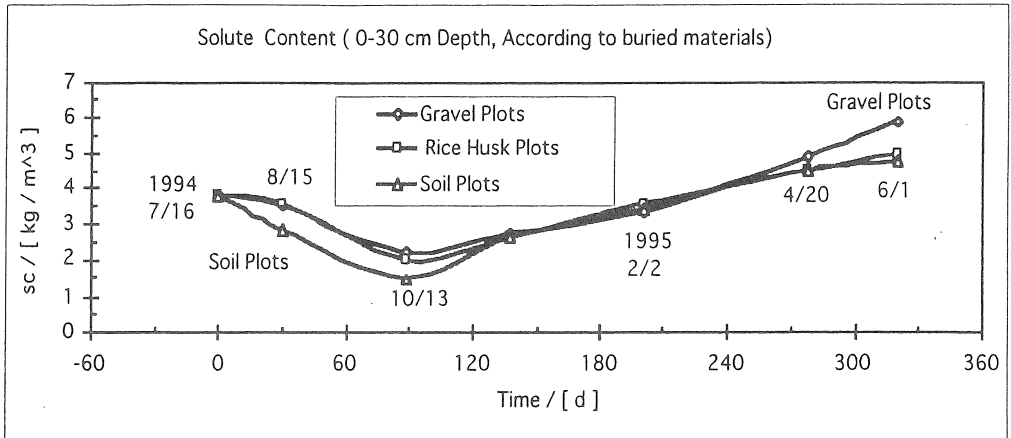


(a) Moisture contents according to buried materials.

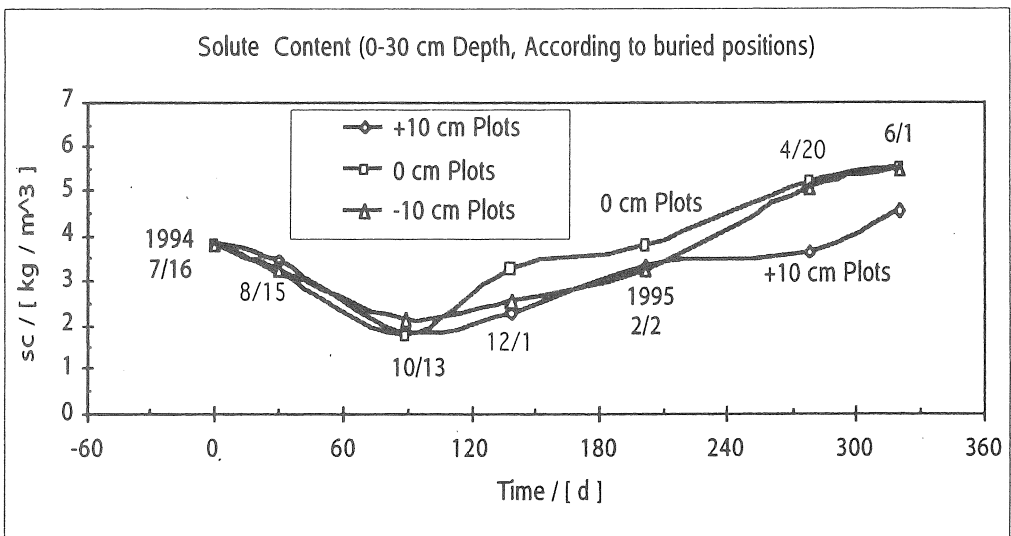


(b) Moisture contents according to buried positions.

Fig.6 Moisture and solute contents in the ridge soil where materials were buried underneath the ridge soil.(continued)



(c) Solute contents according to buried materials.



(d) Solute contents according to buried positions.

Fig.6 Moisture and solute contents in the ridge soil where materials were buried underneath the ridge soil.

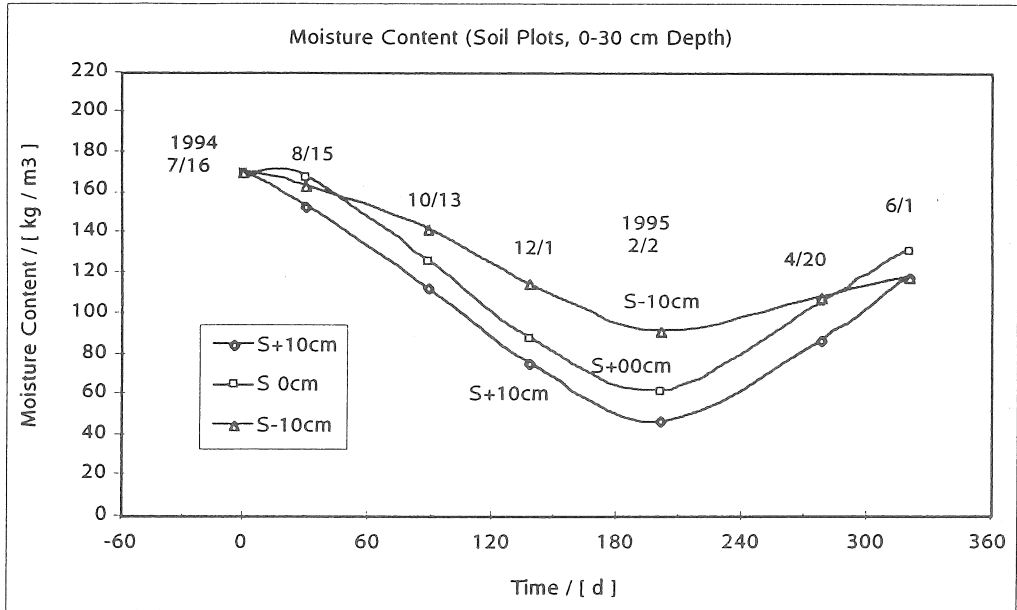


Fig.7 Moisture contents in the ridge soil of control plots.

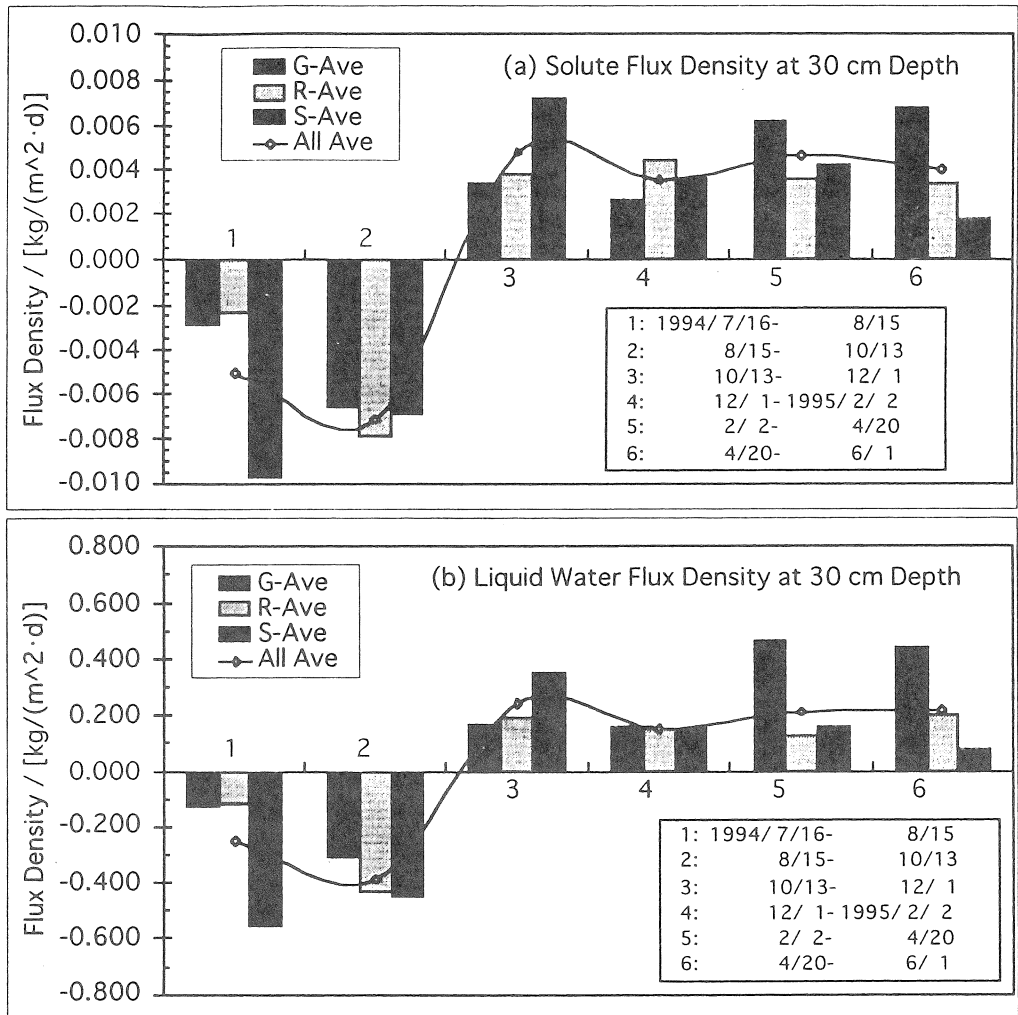


Fig.8 Flux densities of solute and water as medium at 30 cm depth of the ridge soil where materials were buried underneath the ridge soil.

Table 1 Rain fall and pan evaporation during the measured periods of the soil samplings.

Sampling Date year / month / day	Time d	Period	Duration d	Rain Fall		Evaporation mm / d	R/E %
				mm	mm / d		
1994 / 7 / 16	0	1	30	9.5	0.32	5.34	5.9
1994 / 8 / 15	30	2	59	68.6	1.16	5.07	22.9
1994 / 10 / 13	89	3	49	0.0	0.00	5.91	0.0
1994 / 12 / 1	138	4	63	0.0	0.00	5.70	0.0
1995 / 2 / 2	201	5	77	75.3	0.98	6.41	15.3
1995 / 4 / 20	278	6	42	134.6	3.20	6.70	47.8
1995 / 6 / 1	320						

Environmental Study to Improve Salt Affected Land for Use as Agricultural Land with Polder Systems

Michihiro Hara(Iwate University), Tomoyasu Ishida(Utsunomiya University),
Hiroshi Shono(Iwate University), Shuichi Sugi(Tokyo University of Agriculture and Technology)

Summary

The polder system has been introduced as a method to improve salt affected lands to change them to agricultural lands. A polder is surrounded with a canal and a bank which protect flooding. The inside land is to be used for cultivation after removing the salt from the soil. Farmers may culture fish in the canal and produce distilled water with simple solar distillation systems. Through the investigation for the titled project, we obtained the following results and conclusion.

1. Observations of water and salt in the polder soil and their analysis

In a strongly NaCl-salt affected area in Khon Kaen, northeast Thailand, a high-ridge test plot including layers for cutting off the capillarity has been constructed in July 1994. Water and salt contents in the soil were measured periodically to analyze the fate of water and salt for a year, that is the first rainy season from July to October, the dry season to March, and to June, the early stage of the next rainy period. The amount of soil moisture decreased continuously up to February and increased from April. Contrary, the amount of salt decreased during the rainy period and then continuously increased through the dry and the next rainy season up to June. The salt concentration of the solution in the top 5 cm decreased to 1.7% in the rainy season and increased to 20% in the dry season, then decreased again to maintain 12% since April. The orientation of the liquid water movement through the bottom of the 30 cm crop zone was downward by 0.2-0.4 mm/d up to October then changed to upward by 0.2 mm/d up to June. The latter led the salt increase in the crop soil. The main driving force of the upward water movement was the severe loss of water from the soil surface which maximum was observed as 0.5 mm/d in the early stage of the dry season, between October and December. Soon after the beginning of the dry period, the top soil became so dry that liquid water could not move easily and the vapor movement prevailed in the top 10-15 cm of the soil. Evaporation of water from the soil body was strongest at the depth of 5-20 cm zone with the maximum of 3.7 kg/(m³·d), which promoted loss of water from ridge soil and concentrated the soil solution.

2. Development of a simple distillation device to utilize solar energy

A simple distillation device to utilize solar energy like a plastic house produced distilled water with the daily maximum of 2 L/m² when the daily solar radiation was 16 MJ/m². One liter of distilled water is sold with 60 yen, which thus may become a good way to earn cash other than domestic uses.

3. Development of soil moisture sensor to be used for saline soil

A new probe-type heat-pulse sensor was developed to measure volumetric heat capacity. The sensor measured volumetric heat capacity within 10% error for soils from air dry to saturated water condition. Merits of this sensor are freedom from salt content because of heat method and the linear relationships between soil moisture content and the volumetric heat capacity. In using the sensor, we should be careful that the measurement will be affected with bulk density and distortions of the probe.

Conclusion

Increase of salt in the ridge soil during the dry and the successive early stage of the next wet seasons was derived from the rise of brackish water from the bottom of the crop soil. The main driving force of water rise was the strong loss of soil water from the soil surface. The strongest evaporation of water from the soil body occurred in the deeper soil. The rain fall entered into air dried ridge-soil in the early stage of the wet season was not enough to wash out salt from soil but utilized to maintain more capillary rise of underlying brackish water. Improvement of saline soil is not so easy because of tremendous amount of saline under ground water. A master plan should be designed to include harvesting of good quality water, precise irrigation, drainage of leached water and the protection of water loss by surface mulches in order to improve the agricultural production in the salt affected land. Here obtained knowledge should be utilized in making the master plan better.