水文・水資源学会誌
J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.
Vol. 12, No. 4 (1999) pp. 327-337

アラブ首長国連邦の季節的な微気象特性および土壌温湿度法による 散水後のSandy Soil乾燥過程の検討

Considerations of Seasonal Micro-Meteorological Characteristic in the United Arab Emirates and Evaporation-Drying After Watering the Soil by the "Soil thermo-Hygrometer" Method

高野保英* (福井大学大学院工学研究科)

Yasuhide TAKANO Graduate School of Engineering, Fukui University

福原輝幸** (福井大学工学部)

Teruyuki FUKUHARA Faculty of Engineering, Fukui University

佐藤邦明*** (埼玉大学工学部)

Kuniaki SATO Faculty of Engineering, Saitama University

Micro-meteorological observations and measurements of heat and moisture transfer in sandy soil were carried out to obtain basic data for conserving irrigation water in the United Arab Emirates (U.A.E.) from 1996 to 1998. This paper shows monthly averaged diurnal changes of air temperature and relative humidity, wind velocity, downward long-wave radiation, downward short-wave radiation and soil temperature. In addition, the drying of the soil surface layer was monitored during three watering-evaporation trials. Time variations and vertical profiles of the soil temperature, soil pore relative humidity and water vapor density were obtained by a "soil thermo-hygrometer" method and the volumetric water content was determined by a "heat probe" method. The depth of drying estimated by the two methods agreed closely and it is concluded that the "soil thermo-hygrometer" method is a valid means for monitoring post-irrigation drying phenomena.

Key words: Heat and moisture transfer in soil, "Soil thermo-hygrometer" method, Evaporation-drying of soil, Micro-meteorological observation

灌水後の水収支を明らかにするための数学モデルに必要なデータ収集を目的として、1996年3月～1998年3月に亘って中東のアラブ首長国連邦(U.A.E.)において、微気象観測および砂砂漠を構成するsandy soilを対象とした土壌熱・水分計測を連続的に行った。本報では、微気象観測および土壌熱・水分計測システムとU.A.E.における微気象の季節変化特性を紹介する。さらに散水・蒸発・乾燥実験を行い、土壌温湿度法により得られる散水後の地温、土壌空隙相対湿度および水蒸気密度の変化と、ヒートプローブ式水分計より得られる体積含水率の変化を、約2ヶ月間に亘って比較・検討した。その結果、土壌温湿度法から得られた乾燥層の時間的増大は、体積含水率から得られた結果とほぼ一致することが判り、土壌温湿度法は長期に亘る野外での土壌の乾燥過程の検出に有効であることが示された。

キーワード: 土壌中の熱・水分移動, 土壌温湿度法, 土壌の蒸発・乾燥過程, 微気象観測

*福井大学大学院工学研究科博士後期課程システム設計工学専攻 〒910-8507 福井市文京3-9-1

Program for Doctor's Degree, Graduate School of Engineering, Fukui University, 3-9-1 Bunkyo, Fukui 910-8507, Japan

**福井大学工学部建築建設工学科 〒910-8507 福井市文京3-9-1

Department of Architecture and Civil Engineering, Faculty of Engineering, Fukui University, 3-9-1 Bunkyo, Fukui 910-8507, Japan

***埼玉大学工学部地盤水理実験施設 〒388-8570 埼玉県浦和市下大久保255

Hydroscience and Geotechnology Laboratory, Faculty of Engineering, Saitama University, 255 Shimo-ohkubo, Urawa, Saitama 388-8570, Japan

I. はじめに

乾燥地のような過酷な気象条件下において、不適切な水管理による灌漑農業が実施されれば、地下水の枯渇、あるいは土壌の塩害が生じる(ブラウン, 1998). 従って、乾燥地での農業あるいは緑化には、節水灌漑を行い、水資源の有効利用を図ることが重要となる。このような観点から水文学においては、灌水後の土壌水収支を明らかにすることが不可欠となる。そのためには、言うまでもなく気温・湿度などの乾燥地の微気象特性と灌水後の土壌の蒸発・乾燥機構の把握が必要である。

乾燥地あるいは半乾燥地での水文計測の実施例は、既に幾つか観られる。例えば真木他(1994)およびTsukamoto他(1995)は、中国の砂漠あるいは砂漠に囲まれたオアシスにおける地表面熱収支や蒸発散量の評価を行った。また近藤他(1996a, 1996b, 1997)も、中国の乾燥・半乾燥域の4地点における地表面熱収支の計算を行った。Kobayashi他(1995)は中国の砂漠での野外観測より得られた乾燥表土層(Dry Surface Layer, DSL)の厚さの時間変化を示し、DSL法により同層内の温度および含水量鉛直分布を用いて蒸発量の評価を試みた。しかしながら、この種の現地計測では一般的に、土壌中の熱・水分移動特性を理解する上で重要な地温、土壌空隙相対湿度、水蒸気密度あるいは水分量の鉛直分布の時間変化などの情報は決して十分とは言えず、そのための現地観測・計測システムの確立が必要となる。

筆者らは、土壌カラム内に設置した温・湿度センサーより、土壌空隙相対湿度 RH あるいは水蒸気密度 ρ_w の鉛直分布を求め、蒸発に伴う乾燥層(空气中乾燥状態においてそれ以上水分量が減少しない気乾状態にある土壌層)の発達や水蒸気移動量の評価を行ってきた(福原他, 1992; 福原他, 1994a; 福原他, 1994b)。この方法を土壌温湿度法と呼ぶ。さらに、野外への適用性の検討および中東乾燥地における土壌熱・水分収支モデルの構築を目的として、1996年3月～1998年3月に亘ってアラブ首長国連邦(U.A.E.)の農業試験場において、微気象観測および土壌中の熱・水分計測を行った。その結果、sandy loamの地温 T 、 RH および ρ_w の鉛直分布の日周期変化は、上述の室内実験結果と類似の挙動を呈することが判り、野外土壌からの蒸発量の推定が可能となった(高野他, 1997)。同時に、土壌温湿度法により、散水後の表面蒸発から内部蒸発に至る過程と乾燥層発達の様子

が検出できた(高野他, 1998b)が、土壌水分量計測による結果との比較・検討が残されていた。

そこで本論文では、U.A.E.でのsandy soilの散水・蒸発・乾燥実験から、 RH 、 ρ_w および体積含水率 θ の同時比較を行い、土壌温湿度法の野外での信頼性を検証する。さらに、微気象観測および土壌熱・水分計測システムを紹介するとともに、その観測結果を示し、中東乾燥地における微気象の季節的な変化特性を考察する。

II. 観測および実験概要

観測および実験は、U.A.E.のRas Al Khaimah首長国にある農漁業省北部農業試験場(北緯25度37分東経55度55分、面積50ha)内の約600m²の試験地で行われる。

試験地の地形は平坦で、東側は保水性繊維物(MAT)による緑化試験地(高野他, 1998a)、南側はナツメヤシの試験林、北側および西側は一部が蔬菜の試験耕地になっている。なお、後述する観測および計測装置は全て、試験地中央付近に設置され、植生による日射遮蔽の影響は無い。

試験地付近の地下水位は、地表面下90～150m程度であり、近年、地下水使用量の増加に伴って、地下水位の低下および塩分濃度の上昇が懸念されている。また試験地の土壌は、sandy soilとsandy loamに分類され、今回は前者を対象とした計測結果を示す。sandy soilは、中東地域の砂砂漠を構成する土壌であり、地下1.2mまで一様である。平均粒径は0.12mm、飽和透水係数は 1.73×10^{-2} cm/sである。

微気象観測装置は図-1に示すように、全天日射計(英弘精機製、MS-42)、長波放射計(同上、MS-200)、アルベド計(同上、MR-22)、三杯式風速計(牧野応用測器研究所製、AC750)および温・湿度センサー(TESTO TERM製、GDP-1711、電池内蔵)から成

図-1 観測および計測の概要

り、観測は1996年3月より開始した。全天日射計および長波放射計は高度 $h=1.5\text{m}$ に、アルベド計は $h=0.45\text{m}$ に、風速計は $h=0.3\text{m}$ および $h=1.5\text{m}$ に、温・湿度センサーは $h=0.02, 0.05, 0.1, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1.0\text{m}$ にそれぞれ設置される。

土壌熱・水分計測には、温・湿度センサー(VIS-ALA製, HMP133Y)、ヒートプローブ式水分計(ノースハイツ製, IDL-1601)が使用され、計測は1996年7月より開始される。温・湿度センサーは深度 $z=0.02, 0.05, 0.1, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1.0\text{m}$ に、水分計は $z=0.02, 0.05, 0.1, 0.15, 0.2, 0.3, 0.4, 0.6\text{m}$ にそれぞれ埋設される。特に、散水浸透の非一様性をできるだけ防ぐために、上述の温・湿度センサーおよび水分計は、図-1のように近接して設置される。電源はカーバッテリーを使用し、適宜交換を行う。なお、水分計は土壌の熱伝導率の温度 T および体積含水率 θ への依存性を利用するものであり、較正は $\theta=0.014\sim0.35$, $T=10\sim50^\circ\text{C}$ の範囲について事前に行われた。また温・湿度センサーは、浸透液状水および土粒子の付着を防ぐために、塩ビパイプに挿入して埋設される。さらにセンサー応答の低下を防ぐために、塩ビパイプには多数の微小孔を空け、シア繊維で覆われる。データは

0.5時間(水分計のみ2時間)間隔で収集され、データロガー(ログ電子製, B516AおよびC1, 電池内臓)に記録される。記録されたデータは1ヶ月毎に現地で回収され、同時に機器のチェックが行われる。

散水-蒸発-乾燥実験では、当地での一般的な湛水量を対象として、 1m^2 当たり $10\sim20\ell$ の地下水が、アルベド計の測定部を中心とした直径 4m の円内および温・湿度センサー設置地点を中心とした直径 2.8m の円内に与えられる。その際、散水水温および散水時間も計測された。

なお、以下の記述および図で示される時刻は、全てU.A.E標準時刻である。

III. 微気象観測および土壌熱・水分計測結果

1. 微気象特性

図-2(a)~(d)に、全天日射量 R_g 、天空長波放射量 L_d および風速 V_w の月平均日変化を示す(1996年4月, 7月, 10月および12月)。

全天日射量 R_g は、いずれの月も正午に最大となり、その値は4月あるいは7月には約 900W/m^2 に、10月には約 800W/m^2 に達する。ちなみに、同年7月および10月の福井における12:00の R_g 月平均値は、それぞれ約 700W/m^2 および約 500W/m^2 であり(気象庁, 1997), U.A.E.におけるその70%程度である。

風速 V_w の日変化は、1年を通じて概ね規則的であ

図-2(a) 風速および放射量日変化(1996年4月)

図-2(c) 風速および放射量日変化(1996年10月)

図-2(b) 風速および放射量日変化(1996年7月)

図-2(d) 風速および放射量日変化(1996年12月)

図-3 平均月降雨量

る。 V_w は、20:00~21:00頃から6:00~8:00頃までは微弱であるが、それ以降になると増加し、15:00頃に最大になる。その最大値は、7月で3.5 m/s, 12月で2.2 m/sである。

天空長波放射量 L_d については、10月以降欠測が多くなり、一年を通じての比較は困難であった。ここでは、4月、7月および10月以降の利用可能な観測結果を検討すると、その値は360~400 W/m²程度であり、日変化はほとんど観られないことが確認された。

図-3に、試験場における1976年から1992年までの平均月降雨量を示す(U.A.E., 1993)。降雨は概ね11月から4月の間に集中し、2月の降雨量が最も多い。同期間の平均年降雨量は125.7 mmである。なお1996年3月26日以降、同年11月30日まで試験地において、1 mm以上の降雨は無かった。

2. 気温および大気相対湿度の日変化特性

図-4(a)~(d)および図-5(a)~(d)に、 $h = 0.02, 0.05, 0.4, 0.6$ および1.0 mにおける気温 T_a および大気相対湿度 RH_a の月平均日変化を、それぞれ示す(1997年4月、1996年7月、10月および12月)。なお、12月における $h = 1.0$ mの T_a および RH_a のみ、欠測である。

日中の T_a について観ると、後述する地温とは異なり、高度の違いによる位相差は観られないが、地表面からの顕熱により、日中、 $h \leq 0.6$ mでは T_a は地表面に近づくにつれて高くなる。しかしながら、 $0.6 \text{ m} \leq h \leq 1.0 \text{ m}$ の T_a はほぼ同じ値を取る。夜間の T_a は、日中とは異なり高度に依存しない。またいずれの月も、 T_a の最高値は13:00頃に現れ、4月で約40℃、7月で約50℃、10月で約42℃、12月でも約35℃である。最低値は日の出頃に現れ、季節により若干異なるが、7月で5:00頃に約28℃、12月で7:00頃に

図-4(a) 気温の日変化(1997年4月)

図-4(b) 気温の日変化(1996年7月)

図-4(c) 気温の日変化(1996年10月)

図-4(d) 気温の日変化(1996年12月)

約10℃になる。

T_a の日較差は、7月に約23℃で最小、12月に約28℃で最大となる。ちなみに、同年7月および12月

図-5(a) 大気相対湿度の日変化(1997年4月)

図-6(a) 地温の日変化(1997年4月)

図-5(b) 大気相対湿度の日変化(1996年7月)

図-6(b) 地温の日変化(1996年7月)

図-5(c) 大気相対湿度の日変化(1996年10月)

図-6(c) 地温の日変化(1996年10月)

図-5(d) 大気相対湿度の日変化(1996年12月)

図-6(d) 地温の日変化(1996年12月)

の福井における T_a の月平均日較差は、それぞれ約9℃および約8℃であり(気象庁, 1997), 当地における気温の日変動は大きいことが知れる。

次に RH_a について観ると、その日変化は T_a と逆位相である。 RH_a の最低値は、7月には約18%であり、10:00頃から17:00頃まではほぼ一定となるが、その他の月では T_a が最高になる時間に現れ、4月および12月で約25%、10月で約20%であり、当然ながら日本に比べて低湿度である。 RH_a の最高値は T_a が最低になる時間に現れ、7月では約65%であるが、10月には約80%、4月および12月には100%近くになる。なお4月を除いて、高度による日中の RH_a の違いは T_a ほど明確ではない。

3. 地温の日変化特性

図-6 (a)~(d)は、地温 T_s の月平均日変化を、 $z=0.02, 0.05, 0.1, 0.2, 0.4$ および 1.0m について示したものである(1997年4月, 1996年7月, 10月および12月)。

T_s の日周期変動は、地表から離れるにつれて小さくなり、位相遅れは増大する。地表に最も近い $z=0.02\text{m}$ の T_s について観ると、その最高値はどの月も14:00頃に現れ、7月には約62℃、12月でも約42℃になる。また最低値は、7月で約29℃、12月では約17℃である。従って T_s の日較差は、 T_a とは逆に7月に約33℃で最大、4月および12月に約26℃で最小になる。しかしながら、 $z=0.4\text{m}$ 以深で地温日変動は観られなくなる。

IV. 散水-蒸発・乾燥実験結果

一年の中でも高温かつ低湿な1996年7月に、3回の散水-蒸発・乾燥実験が行われた。ここでは便宜上、それぞれの散水をIE-1, IE-2およびIE-3と呼称し、表-1にそれぞれの実施年月日、開始時刻、散水量、継続時間および水温を示す。

以下に、1996年7~9月の地温、土壌空隙相対湿度、水蒸気密度および体積含水率の経時変化に注目して、散水後におけるsandy soilの乾燥について検討し、土壌湿度法の有効性を検証する。

表-1 散水条件

	Date and beginning time	Water flux (l/m^2)	Duration (min.:sec.)	Water temperature ($^{\circ}\text{C}$)
IE-1	1996/7/6 10:50	20	4:08	37.0
IE-2	1996/7/25 10:50	20	5:15	37.5
IE-3	1996/7/31 10:50	10	1:55	38.5

1. 散水後の地温経時変化の特性

図-7に、1996年7月3日11:00~9月7日11:00に亘る $z=0.02, 0.05, 0.1, 0.2$ および 0.6m における地温 T_s の経時変化を示す((a)7月3日11:00~8月5日11:00, (b)8月5日11:00~9月7日11:00)。図中、矢印でIE-1, IE-2あるいはIE-3と示された時点は、散水開始時刻である。なお、 $z=0.02\text{m}$ の T_s のみ、7月30日9:00からの約24時間は欠測である。

まず、地表に最も近い $z=0.02\text{m}$ の T_s に注目する。IE-1, IE-2およびIE-3とも、散水前との比較から明らかなように、通常は上昇を続ける T_s が、散水後の11:30には急激に低下する。この低下は、散水の顕熱および蒸発潜熱の効果であり、IE-1およびIE-2で約13℃、IE-3で約7℃となる。IE-3の T_s の低下が小さいのは、散水水温の違いよりも、散水量がIE-1およびIE-2のそれに比べて半分であることが、最大の原因と考えられる。その後、 T_s は再び上昇するものの、日射量の減少とともに低下する。従って、散水直前の10:30の T_s が散水日の最高となり、散水前日のそれ(13:30)に比べて約8℃低い。また翌朝、 T_s の最低値も散水前日のそれに比べて2~5℃低くなる。散水の翌日以降、 T_s の経時変化は散水前の状態に戻り、最高値も3~5日後には、散水前の値に復する。

図では判別し難いが、 $z=0.05\text{m}$ および $z=0.1\text{m}$ においても、散水により日中の地温上昇が抑制されるが、約3日後には散水前の状態に戻る。しかしながら $z\geq 0.2\text{m}$ の T_s は、散水浸透による顕熱および蒸発潜熱の影響を受けない。

2. 散水後の土壌空隙相対湿度経時変化の特性

図-8に、7月3日11:00~9月7日11:00に亘る $z=0.02, 0.05, 0.1, 0.2$ および 0.6m における土壌空隙相対湿度 RH_s の経時変化を示す((a)7月3日11:00~8月5日11:00, (b)8月5日11:00~9月7日11:00)。なお、 $z=0.02\text{m}$ の RH_s のみ、7月24日11:30からの約3日間は欠測である。

IE-1の散水前、表層 0.2m までの RH_s は、 T_s と逆位相で日周期変動し、地表に向かうにつれて小さくなる。 $z=0.6\text{m}$ の RH_s は常に100%であり、図には示されないが、それ以深の RH_s も同様である。筆者らの室内実験の結果(福原他, 1994b)によれば、 RH_s は不飽和層では100%であり、乾燥層では地表に向かうにつれて減少する。従って、表層 0.2m は乾燥

図一 7(a) 地温の経時変化(1996年7月3日11:00～8月5日11:00)

図一 7(b) 地温の経時変化(1996年8月5日11:00～9月7日11:00)

層に相当する。この点は、後に示す体積含水率の経時変化からも明らかとなる。

次にIE-1の散水後に注目する。散水の浸透により乾燥層内の RH_i は、散水とほぼ同時に急上昇し、やがて100%になる。その後 $z=0.02m$ の RH_i は、散水翌日の7月7日の日中には100%を下回り始め、日周期変動しながら徐々に低下する。同様に、 $z=0.05m$ では散水5日後の7月11日に、 $z=0.1m$ では14日後の7月20日にそれぞれ RH_i が100%を下回り始め、日周期変動しながら低下する。しかしながら、 $z=0.2m$ の RH_i はIE-2の散水前まで100%である。

以上より、総じて次の事が言える。IE-1の散水により乾燥層が消滅した後、蒸発の進行によって再び乾燥層が形成され、約2週間後には乾燥層厚さが0.1m程度になる。

さらにIE-2およびIE-3の散水後においても、上述と同様な乾燥過程が確認される。

例えばIE-3の散水後、 $z=0.02m$ では散水翌日の8月1日に、 $z=0.05m$ では4日後の8月4日に、 z

$=0.1m$ では15日後の8月15日にそれぞれ RH_i が100%を下回り、日周期変動しながら低下する。この RH_i の低下は、 $z=0.02m$ では散水14日後の8月14日、 $z=0.05m$ では25日後の8月25日、 $z=0.1m$ では34日後の9月3日には観られなくなり、それ以降同じような日変化が繰り返される。 $z=0.2m$ の RH_i は9月7日に至るまで100%であり、乾燥層とは判断し難い。

なお、上述したsandy soilに対する散水後の RH_i の挙動は、筆者らが同試験場内および室内で行ったsandy loamを用いた散水・蒸発・乾燥実験より得られた結果と酷似している。詳細は高野他(1998b, 1998c)を参照されたい。

3. 散水後の水蒸気密度経時変化の特性

図一9は、水蒸気密度 ρ_w の鉛直分布の経時変化を、IE-1およびIE-3の散水後についてそれぞれ示したものである(時刻はいずれも11:00)。

図一9よりIE-1およびIE-3とも、土壌内で ρ_w

図-8(a) 土壌空隙相対湿度の経時変化(1996年7月3日11:00~8月5日11:00)

図-8(b) 土壌空隙相対湿度の経時変化(1996年8月5日11:00~9月7日11:00)

(a) IE-1 散水後

(b) IE-3 散水後

図-9 IE-1 およびIE-3 散水後の水蒸気密度鉛直分布の経時変化

が最大になる深度は、時間の経過とともに下方へ移動する。筆者らの室内実験の結果(福原他, 1994b)によれば、 ρ_w が最大になる位置(図中の矢印)が乾燥層の前線となる。これに従えばIE-1の場合、散水翌日の7月7日では $z=0.02\text{m}$ の ρ_w が最大であるが、5日後の7月11日には $z=0.05\text{m}$ まで、15日後

の7月21日には $z=0.1\text{m}$ まで乾燥が進行していると考えられる。同様にIE-3の散水後では、4日後の8月4日では $z=0.05\text{m}$ まで、15日後の8月15日では $z=0.1\text{m}$ まで乾燥層であることが判る。

以上より、 ρ_w の鉛直分布に基づく土壌の乾燥層の時間的増大は、IV. 2. で述べたRHに基づくそ

れとはほぼ一致する。

4. 散水後の体積含水率経時変化の特性

図一10に、7月3日11:00～9月7日11:00に亘る $z=0.02, 0.05, 0.1, 0.15, 0.2$ および 0.6m における体積含水率 θ の経時変化を示す(a)7月3日11:00～8月5日11:00, (b)8月5日11:00～9月7日11:00)。なお、 $z=0.6\text{m}$ の θ についてのみ8月12日23:00～9月4日11:00まで、またそれ以外の深度の θ について8月23日13:00からの約24時間は、それぞれ欠測である。

IE-1の散水前、表層 0.2m までの θ は $0.04\sim0.06$ であり、乾燥層である。一方、 $z=0.6\text{m}$ では θ は 0.11 であり、もはや乾燥層であるとは判断し難い。

IE-1の散水後、表層 0.15m までの θ はほぼ同時に上昇するが、それ以深の $z=0.2\text{m}$ では散水翌日の7月7日、 $z=0.6\text{m}$ では4日後の7月10日より θ が上昇し始める。散水後の θ の増加は、深度が増すにつれて小さくなる。

散水後、表層の θ は蒸発の進行に伴って日周期変動しながら低下し、散水2日後の7月8日には $z=0.02\text{m}$ までが、6日後の7月12日には $z=0.05\text{m}$ までが、14日後の7月20日には $z=0.1\text{m}$ までが、約 0.05 ではほぼ一定(気乾状態)になり、乾燥層の発達が判る。

なお θ の日周期変動は、日中に高く夜間に低くなる傾向がある。これについてはⅡ.で述べたように、 θ を求めるに当って熱伝導率の温度依存性を考慮したにも関わらず、地温日変化の影響が完全に除去されていない可能性がある。あるいは、日中の水蒸気の下方向移動および凝縮によって、 θ が上昇することも考えられる。 θ の日変化特性については、より精度の高い測定を行った上で、改めて考察したい。しかしながら、蒸発・乾燥に伴う長期的な θ の減少は、図一10で十分に捉えられていると考える。

次にIE-3の散水後の θ の挙動について観ると、散水4日後の8月4日には $z=0.02\text{m}$ まで、9日後の8月9日には $z=0.05\text{m}$ まで、21日後の8月21日

図一10(a) 体積含水率の経時変化(1996年7月3日11:00～8月5日11:00)

図一10(b) 体積含水率の経時変化(1996年8月5日11:00～9月7日11:00)

には $z=0.1\text{m}$ まで、34日後の9月3日には $z=0.15\text{m}$ までそれぞれ θ が約0.05になり、その後は一定の状態が続く。

以上のように θ の減少から確認される乾燥層の発達は、図-8および図-9で示された RH_z あるいは ρ_w に基づく結果とほぼ対応していることが判る。

図-11に、IE-3の散水前の7月30日から散水後の8月1日～9月3日に亘る11:00の θ の鉛直分布経時変化を示す。同図中の $z=0.02\text{m}$ の θ の変化から、散水後一時的に乾燥層が消滅することが判る。その後、時間の経過に伴って地表から下方に向かって順次 θ が減少し、乾燥層が発達する。

図-12は、図-11より得られた乾燥層厚さ D の経時変化である。同図には、IE-1の散水後における D の経時変化も併せて示される。図中の実線は、2次の近似曲線を示す。時間の経過とともに乾燥層厚さは増大するが、その増加率は徐々に低下しており、乾燥の進行は乾燥層厚さが増加するにつれて遅くなる。また、IE-1とIE-3を比較すると、散水量はIE-1の方が多いものの、乾燥の進行はIE-3の方が遅い。これは、散水前における土壌含水量の違い

図-11 IE-3 散水前後の体積含水率鉛直分布の経時変化

図-12 乾燥層厚さの経時変化(IE-1およびIE-3)

図-13 IE-1 およびIE-3 散水前後の体積含水率鉛直分布

に起因すると思われる。

図-13に、IE-1およびIE-3の散水24時間前と24時間後の体積含水率鉛直分布を示す。同図より、IE-1の散水前では表層約0.2mが、IE-3の散水前では表層約0.02mが乾燥層であり、散水前の表層水分量はIE-3の方が多いため、IE-1に比べてIE-3は散水量が半分であるにもかかわらず、散水後の水分量が多くなり、乾燥の進行が遅くなると推察される。

V. 結 論

土壌中の熱・水分移動解析モデルを構築し、灌水後の水収支を把握するためには、微気象特性と灌水後の土壌の蒸発・乾燥の理解が必要となる。以上の点を踏まえて、中東乾燥地のアラブ首長国連邦において、微気象観測および砂漠を構成するsandy soilの土壌熱・水分計測を行った。

本論文ではその結果を紹介し、当地における微気象の季節変化特性を考察した。また散水・蒸発・乾燥実験を行い、地温、土壌空隙相対湿度、水蒸気密度および体積含水率の変化を比較・検討し、土壌温湿度法による野外での乾燥過程検出の有効性を調べた。

以下に、得られた結果を列挙する。

- (1) 午前10時50分に行われた散水後、地表面下0.02mの地温は、散水の顕熱および蒸発潜熱の効果により急激に10℃前後低下するが、翌日以降は散水前と同様な日変化を示す。この急激な地温低下は、少なくとも地表面下0.1mまでは認められる。
- (2) 散水後、表層の体積含水率は急上昇し、不飽和状態を維持した後、日周期変動しながら減少する。その後、今回の実験条件の場合、散水の2～4日

- 後には地表面下0.02mまでが、6～9日後には0.05mまでが、2～3週間後には0.1mまでが、気乾状態(体積含水率約0.05)になり、乾燥層発達の様子が明らかとなった。
- (3) 散水後、土壤空隙相対湿度は急上昇し、飽和(100%)に達する。その後、土壤空隙相対湿度は地表面下0.02mでは散水の翌日に、0.05mでは4～5日後に、0.1mでは約2週間後に、それぞれ日周期変動しながら減少し始める。(2)の結果との対応から、土壤空隙相対湿度が100%を下回り始める深度は、乾燥前線に相当すると考えて良い。
- (4) 散水後の水蒸気密度分布には図9で示されるように水蒸気密度の最大値が現れ、(2)の結果との対応から、その位置が乾燥前線であることが確かめられた。
- (5) 土壤温湿度法により得られる乾燥層の時間的増大は、体積含水率より得られるそれとほぼ一致しており、土壤温湿度法は計測が簡単で信頼性が高く、長期間に亘り使用できる。
- (6) 本微気象観測および土壤熱・水分計測より、貴重な中東乾燥地の水文データが得られ、その特性が明らかとなった。
- 今後は、これらのデータを用いて、乾燥地土壤中の熱・水分移動解析モデルの構築を試み、散水後の水収支を把握する。

参考文献

- R・W・ブラウン(1998):地球白書 1998-1999,ダイヤモンド社。
- 福原輝幸・佐藤邦明・馬場富夫(1992):砂層カラム内の水蒸気移動と蒸発メカニズム,水工学論文集, 36, pp. 453-458。
- 福原輝幸・佐藤邦明・今井竜也(1994a):一定な気象条件下での砂層内蒸発・水蒸気移動と熱移動の相互作用,土木学会論文集, 503/II-29, pp. 29-38。
- 福原輝幸・高野保英・佐藤邦明(1994b):日周期的な気温変化に伴う砂層カラムからの蒸発特性,水工学論文集, 38, pp. 119-124。
- 気象庁(1997):平成8年度気象庁年報。
- 近藤純正・徐 健清(1996a):中国の乾燥・半乾燥域の裸地面熱収支の計算 (1)気候と土壌パラメータと計算方法,水文・水資源学会誌, 9 (2), pp. 162-174。
- 近藤純正・徐 健清(1996b):中国の乾燥・半乾燥域の裸地面熱収支の計算 (2)熱収支の計算結果,水文・水資源学会誌, 9 (2), pp. 175-187。
- 近藤純正・徐 健清(1997):中国の乾燥・半乾燥域の裸地面熱収支の計算 (3)裸地面資料の図表,東北大学大学院理学研究科地球物理学教室。
- 真木太一・杜 明遠・藩 伯榮・上村賢治(1994):中国北西部の乾燥地トルファンにおける砂漠・オアシス気候と蒸発散特性,農業気象, 50(3・4), pp. 185-195。
- 高野保英・福原輝幸・黒川和男(1997):中東の乾燥地土壤中の熱・水分移動特性と蒸発・乾燥過程—アラブ首長国連邦における気象観測および土壌熱・水分計測—,水工学論文集, 41, pp. 221-226。
- 高野保英・福原輝幸(1998a):アラブ首長国連邦における乾燥地緑化試験—吸水性繊維物を用いた芝の緑化およびその熱・水分環境への影響—,第6回地球環境シンポジウム講演論文集, pp. 213-218。
- 高野保英・福原輝幸(1998b):アラブ首長国連邦における現地気象・水文観測—土壌温湿度法による灌水後の土壌蒸発・乾燥過程の評価—,水工学論文集, 42, pp. 91-96。
- 高野保英・福原輝幸(1998c):日周期的な放射変化を受けるsandy loamカラムの灌水-蒸発乾燥実験,土木学会第53回年次学術講演会概要集, pp. 46-47。
- Kobayashi, T. and Nagai, H. (1995): Measuring the evaporation from a sand surface at the HEIFE desert station by the dry surface layer (DSL) method, J. Met. Soc. Japan, 73(5), pp. 937-945。
- Tsukamoto, O., Sahashi, K. and Wang, J. (1995): Heat budget and evapotranspiration at an oasis surface surrounded by desert, J. Met. Soc. Japan, 73(5), pp. 925-935。
- United Arab Emirates, Ministry of Agriculture & Fisheries, Department of Soil & Water (1993): Climatological Data, 13。

(受付:1999年2月24日,受理:1999年5月13日)