

توزيع وإعادة توزيع المحتوى المائي والجهد المائي في المنطقة الجذرية للشعير

سلوم يرغوث سالم

طارق لفتة رشيد*

قسم علوم التربة والموارد المائية – كلية الزراعة – جامعة

الدائرة الزراعية – وزارة العلوم والتكنولوجيا

المستخلص

اجريت تجربة حقلية في لوح ابعاده 10 م × 20 م لدراسة توزيع وإعادة توزيع المحتوى المائي والجهد المائي خلال المدة بين رية واخرى للشعير بوجود ماء أرضي قريب من السطح. اظهرت المقدمات الأبتدائية للمحتوى المائي الذي تم قياسه وزنياً والجهد المائي الذي تم قياسه بتنشيومترياً زنبقية توافقاً عالياً إذ إنخفض المحتوى المائي والجهد المائي بشكل حاد أعلى العمق 40 سم وزاد تدريجياً أسفل العمق. كان المعدل الزمني للتغير في المحتوى المائي ($\frac{\partial \theta}{\partial t}$) خلال مدة الري الأولى الأعلى للطبقة السطحية 0-10 سم (0.005 سم³/يوم) وانخفض بشكل حاد مع العمق إذ بلغ 0.0004 سم³/يوم للعمق 40 سم للمدة من زمن القياس الأول (2 يوم) إلى زمن الري اللاحقة (25 يوم) واقتربت قيمة $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ من الصفر عند العمق 60 سم. ارتفع الجهد الكلي بعد الري أعلى العمق 40 سم بعد مرور 2 يوم وبلغ -110 و-100 و-90 و-103 سم ماء عند الأعماق 10 و20 و30 و40 سم. كان التغير في الجهد الكلي للماء حاداً في الطبقة السطحية (0-10 سم). بعد مرور 25 يوم من الري انخفض الجهد الكلي بشكل حاد للطبقة السطحية بزيادة العمق إذ بلغ -850 و-260 و-150 و-140 سم ماء عند الأعماق 10 و20 و30 و40 سم ولم يحصل تغير في الجهد الكلي أسفل العمق 50 سم خلال نفس المدة. تطابقت مقدمات الجهد المائي أسفل العمق 60 سم مما يؤكد ظاهرة التوازن بين عوامل معادلة توازن ماء التربة الفاعلة أسفل العمق 60 سم. يتضح من هذه الدراسة أن عملية إعادة توزيع الماء تتطلب تحديد التغير في المحتوى المائي والجهد المائي كدالة للزمن وعمق التربة وتعد أساسية لتحديد ضائعات التسرب العميق ومساهمة الماء الأرضي و يجب اخذها بنظر الاعتبار في تحديد الأحتياجات المائية للنبات لإدارة ماء الري.

الكلمات المفتاحية: مقدمات المحتوى المائي، الجهد المائي، الماء الأرضي، التدفق التبخري، التوازن المائي.
*البحث مستل من رسالة ماجستير للباحث الثاني.

The Iraqi Journal of Agricultural Sciences – 46(1): 74-80, 2015

Salim & Rasheed

DISTRIBUTION AND REDISTRIBUTION OF WATER CONTENT AND WATER POTENTIAL IN THE ROOT ZONE OF BARLEY

S. B. Salim*

T. L. Rasheed

Dept. of Soil Sci. and Water Resources
Coll. of Agric. – Univ. of BaghdadDirectorate of Agric. Res.
Ministry of Sci., and Technol.

ABSTRACT

A field study was conducted in 10 m × 20 m field plot to study distribution and redistribution of water content and water potential during time between irrigation of barley under shallow water table. Profiles of initial water content (measured gravimetrically) and water potential (measured by tensiometers) indicated high agreement. While a slight increase in water content and potential occurred above 40 cm only a slight increase occurred below 40

cm. Rate of change in water content ($\frac{\partial \theta}{\partial t}$) during first irrigation was the highest in the surface 0-10 cm layer

(0.005 cm³.d⁻¹) and decreased drastically to reach 0.0004 cm³.d⁻¹ at 40 cm and approached zero below 60 cm. Values of total water potential increased above 40 cm after 2 days following irrigation and marked -110, -100, -90 and -103 cm H₂O for the 10, 20, 30 and 40 cm depths respectively. A slight change in total water potential in the surface 0-10 cm layer occurred after 25 days following irrigation and decreased sharply with increasing depth and marked -850, -260, -150, -140 at 10, 20, 0 and 40 cm depths respectively. No change in water potential was detected below 50 cm as well as water content profiles below 60 cm. This study clearly indicates that the process of water distribution and redistribution requires the determination of changes in water content and water potential as a function of depth and time which in turn is essential to determine both deep percolation losses and capillary rise contribution to crop water requirements that are essential for irrigation water management.

Keywords: Water content profiles, water potential, ground water, evaporative flux, water balance.

*Part of M.Sc. thesis of the second author.

المقدمة

وضعت عند خمسة أعماق مختلفة لتحديد اتجاه حركة الماء في مقد تربة مزيجة رملية ووجد أن تربة الطبقة السطحية ترطب من خلال حركة الماء داخل المسامات الكبيرة مما نتج عنه إعادة توزيع الماء إلى هيكل التربة ويكون اتجاه حركة الماء إلى الأعلى عندما كان مستوى الماء الأرضي على عمق متر واحد من سطح التربة وأشار الباحث إلى عدم حصول تغيرات في الخصائص المائية للطبقة الواقعة أسفل العمق 50 سم من سطح التربة. في دراسة لامتناص الماء من جذور عميقة أشار Bleby وآخرون (2) إلى أن إعادة توزيع الماء باتجاه الطبقة السطحية كان بفعل التربة الجافة قرب السطح وأن النسبة الأعلى للنتج تنتجت عن امتصاص الماء من الجذور الأعمق في حالة الجفاف إذ أسهمت بخمسة أضعاف كمية النتج من الجذور السطحية تحت شدة منخفضة (-250 كيلوباسكال). إن إعادة التوزيع المائي يمكن تفسيره على أساس الجريان العكسي الناتج عن حركة الماء باتجاه الجذور نتيجة امتصاص الماء وانخفاض الجهد المائي في المنطقة الأقرب عن الجذور، إذ بين Domec وآخرون (5) أنه كلما زاد الجفاف فإن إعادة التوزيع الهيدروليكي حافظ على رطوبة تربة أعلى من 0.15 سم³ / سم³ وزاد النتج بنسبة 30-50%. يسهم إعادة التوزيع الهيدروليكي من 15-25% من كمية الماء المستنفذ المقاسة للموقع خلال الموسم إذ وصل إلى 1.05 مم/يوم¹. تهدف الدراسة إلى تحديد المعدل الزمني للتغير (Time rate of change) وتوزيع وإعادة توزيع المحتوى المائي والجهد المائي خلال المدة بين رية وأخرى للشعير اللازمة لإدارة ماء الري بوجود ماء أرضي قريب من السطح.

المواد والطرائق

نفذت الدراسة في حقل بحوث كلية الزراعة-جامعة بغداد على تربة رسوبية ذات نسجة مزيجة طينية غرينية (SiCL) معتدلة الصرف. أجريت عمليات الحراثة والتنعيم والتسوية على مساحة أبعادها 20 م × 10 م قسمت إلى ستة ألواح ثانوية بإبعاد 10 × 3 م وحددت بأكتاف ارتفاعها 0.2 م وعرض قاعدتها 0.5 م. اخذت نماذج تربة مثارة من موقع الدراسة ومن الطبقة 0-0.4 م وجففت هوائياً ثم طحنت ومررت من منخل قطر فتحاته 2 ملم، لتحديد الخصائص الفيزيائية والكيميائية الأولية للتربة (جدول 1). تم إجراء

إشارة Hillel (8) إلى أن البزل الداخلي هو حركة الماء في مقد تربة مشبع تماماً بوجود ماء أرضي قريب من السطح أما حركة الماء في مقد تربة غير مشبع ويكون مستوى الماء الأرضي قريباً من السطح فيعرف بإعادة التوزيع وتؤدي الزيادة رطوبة الطبقات الأعمق. إن حركة الماء هي عملية ديناميكية (14) إذ أن الماء يغيض إلى داخل جسم التربة من خلال سطحها عن طريق الري أو التساقط، كما يمكن أن يجري الماء نحو الأعلى بالخاصية الشعرية إلى المنطقة الجذرية أو أن يتحرك من المنطقة الجذرية إلى سطح التربة (7). إن حركة الماء من سطح التربة إلى داخل التربة ينتج عنها حركة ماء الغيض في المنطقة غير المشبعة. قد تتضمن هذه العملية عمليات Exfiltration وهي التبخر من الطبقة العليا للتربة و Capillary rise وهي حركة الماء باتجاه الأعلى بالخاصية الشعرية من المنطقة المشبعة إلى المنطقة غير المشبعة و Recharge وهي حركة الماء من المنطقة غير المشبعة إلى المنطقة المشبعة وعملية Interflow وهي الجريان الذي يتحرك باتجاه الأنداد الطوبوغرافي. إن Percolation هي مصطلح عام للجريان باتجاه الأسفل في المنطقة غير المشبعة أما عمليتي الغيض وإعادة التوزيع فتعتمدان أساساً على نوع التربة وخصائصها المائية. إن تقدير حركة الماء خلال نظام الغيض-إعادة التوزيع هو من المواضيع الهامة لإدارة ماء الري (3)، فقد أشار Wurbs و James (16) إلى أن حركة الماء في التربة تبدأ من سطح التربة وتنتهي بخزان الماء الأرضي وأن جريان الماء من سطح التربة إلى داخل التربة يعرف بالغيض أما عملية إعادة التوزيع فتشير إلى حركة الماء إلى الأعلى من المنطقة المشبعة إلى التربة غير المشبعة بفعل الشد السطحي. تعد دراسة توازن ماء التربة من الأسس المهمة في تقدير تغذية المياه الجوفية وتعتمد على المدخلات المائية مثل الغيض و التبخر نتج (1). عند الأخذ بنظر الاعتبار أن الماء محفوظ في نظام الأرض-الجو فإن التغذية تساوي الفرق بين كمية الماء الداخل والكمية التي تذهب إلى مصائر أخرى. تتضمن المكونات الأساسية للتوازن المائي أساساً السقيط والتبخر- النتج وخزين رطوبة التربة وتغذية الماء الأرضي. استخدم Cuthbert وآخرون (4) تشيومترات

استخدمت التنشومترات الزئبقية Mercury manometric (tensiometers) التي تمتاز بدقة عالية تصل إلى $2.7 \pm$ سم ماء لقياس الجهد الهيكلي حسب معادلة Hanks و Ashcroft (6):

$$\Psi = -12.6 \times z_{Hg} + z_O \quad [2]$$

إذ أن:

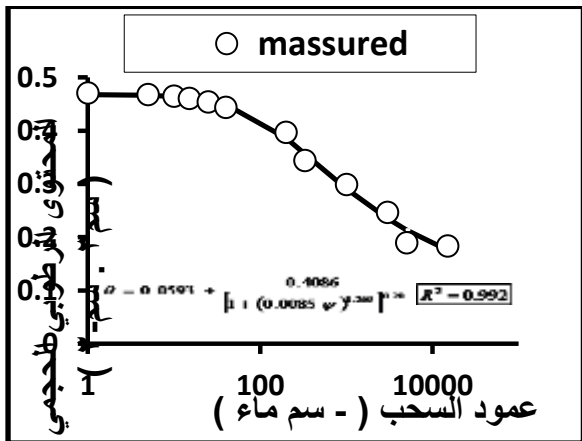
$$\Psi = \text{الشد الهيكلي (سم ماء).}$$

$$z_{Hg} = \text{ارتفاع عمود الزئبق في المانومتر (سم).}$$

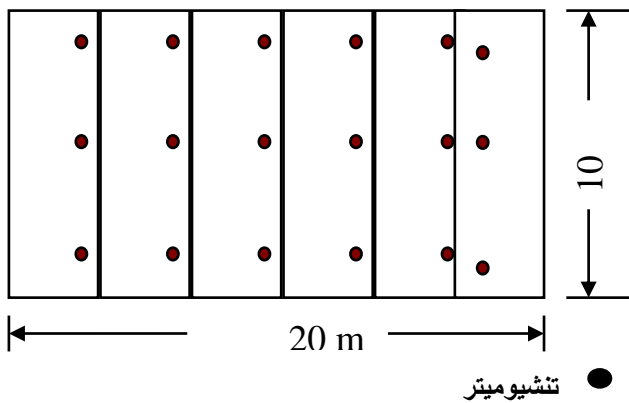
$$z_O = \text{المسافة العمودية من سطح الزئبق إلى مركز القرص}$$

المسامي للتشبيوميتير.

نصبت التنشومترات بمكررين عند الأعماق 10 و 20 و 30 و 40 و 50 و 60 و 70 و 80 و 90 سم، وزعت بشكل متناظر مع الموقع بين الألواح الثانوية (شكل 2) كما واخذت قراءات التنشومترات الزئبقية بشكل يومي.



شكل 1. منحنى مواصفات رطوبة تربة الدراسة



شكل 2. مخطط التجربة الحقلية يبين موقع أجهزة

التنشيوميتير

التحاليل الكيميائية بالطرق القياسية على محلول تربة 1:1. قدرت العلاقة بين المحتوى المائي والشد الهيكلي لأعمدة تربة غير مثارة اسطوانية، ارتفاعها 5 سم وقطرها الداخلي 5 سم عند الشدود 0.0 و 0.5 و 1.0 و 2.5 و 4.0 كيلو باسكال بطريقة الاقماغ الزجاجية Sintered Glass Funnel. ونماذج مثارة عند الشدود 20 و 33 و 100 و 300 و 500 و 1500 كيلو باسكال بطريقة مستخلص أقراص الضغط Pressure Plate extractor.

جدول 1. بعض الخصائص الكيميائية والفيزيائية لتربة

الدراسة

الخصائص	القيمة	الوحدة
الايصالية الكهربائية (EC)	3.5	ديسي سيمنز. م ⁻¹
درجة التفاعل (pH)	7.9	
الكالسيوم	9.1	ملي مكافئ. لتر ⁻¹
المغنيسيوم	7.5	ملي مكافئ. لتر ⁻¹
الصوديوم	8.3	ملي مكافئ. لتر ⁻¹
البوتاسيوم	14.3	ملي مكافئ. لتر ⁻¹
الكلوريد	18.4	ملي مكافئ. لتر ⁻¹
الكبريتات	17.5	ملي مكافئ. لتر ⁻¹
البيريونات	7.3	ملي مكافئ. لتر ⁻¹
الكربونات	Nil	ملي مكافئ. لتر ⁻¹
المادة العضوية	9.0	غم. كغم ⁻¹
الكثافة الظاهرية	1.4	ميكا غرام. م ³
الرمل	180	غم. كغم ⁻¹
الغرين	520	غم. كغم ⁻¹
الطين	300	غم. كغم ⁻¹
النسجة	SiCL	مزيجة طينية غرينية

رسمت الدالة التي تصف العلاقة بين المحتوى المائي الحجمي والشد المسلط باستخدام برنامج RETC (17) المعطاة عواملها في شكل 1 لمطابقة المعادلة 1 المقترحة من قبل Van Genuchten (13).

$$\theta(\Psi) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha\Psi)^n]^m} \quad [1]$$

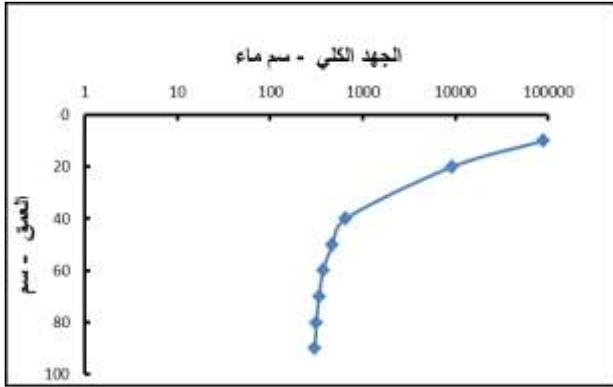
إذ إن:

θ = المحتوى المائي (سم³.سم⁻³) و θ_r = المحتوى المائي عند شدود واطئة (سم³.سم⁻³) و θ_s = المحتوى المائي عند الإشباع (سم³.سم⁻³) و Ψ = الشد الهيكلي و - سم ماء = الضغط المسلط (سم ماء) و α و n و m ثوابت وضعية

$$\text{وأن: } m = 1 - \frac{1}{n}$$

النتائج والمناقشة

20 سم إلى قيم منخفضة جدا اقل بكثير من جهده عند نقطة الذبول الدائم (- 100000 سم ماء) المحسوبة من المعادلة المبينة على شكل 1. ازداد الجهد الكلي للماء بشكل حاد بزيادة عمق التربة لاسيما أعلى العمق 40 سم إلا أن الزيادة كانت تدريجية أسفل 40 سم واقتربت قيمه من الصفر أي الإشباع التام عند العمق 100 سم بسبب قوى الخاصية الشعرية إذ يصل الأرتفاع الشعري إلى المتر في الترب الثقيلة النسجة (10). إن توزيع الجهد المائي بهذا الشكل تنتج عنه حركة الماء إلى الأعلى بشكل مستمر ولاسيما تحت ظروف الانحدار العالي في جهد التبخر بين الطبقة السطحية الجافة والطبقات تحت السطحية ذات المحتوى الرطوبي العالي. يأخذ توزيع الجهد الكلي للماء في الطبقة السطحية شكلا مختلفا بعد إجراء عملية الري.

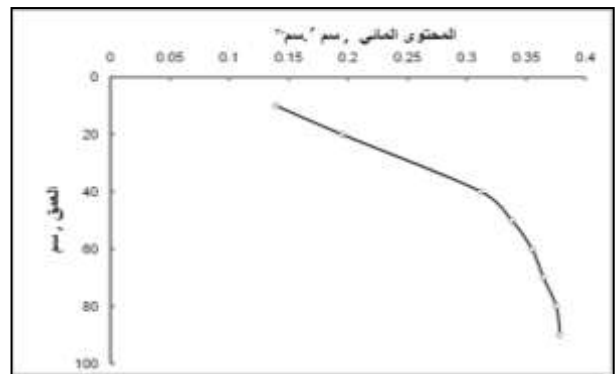


شكل 4. الجهد المائي الكلي الابتدائي بوصفة دالة للعمق على مقياس شبه لوغاريتمي

المحتوى الرطوبي للربة الأولى

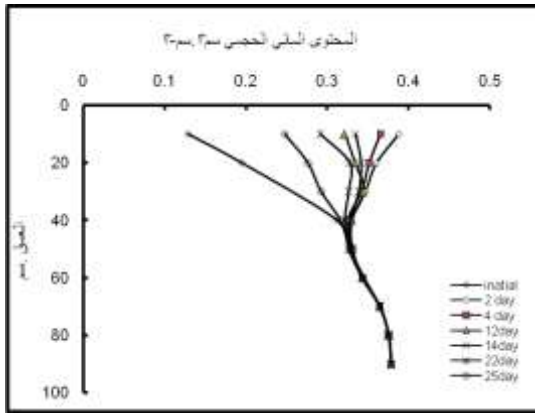
يبين شكل 5 مقدرات المحتوى المائي بعد مرور يومين من الري من سطح التربة إلى العمق 90 سم بفاصلة 10 سم كدالة للزمن. أن المعدل الزمني للتغير في المحتوى المائي $(\frac{\partial \theta}{\partial t})$ خلال مدة الري كان الأعلى للطبقة السطحية 0-10 سم وانخفض بشكل حاد مع العمق إذ بلغت قيم التغير في المحتوى المائي للمدة من زمن القياس الأول (2 يوم) إلى زمن الريه اللاحقة (25 يوم) 0.005 و 0.003 و 0.002 و 0.0004 سم³/يوم عند الأعماق 10 و 20 و 30 و 40 سم بالتتابع، واقتربت قيمة $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ من الصفر عند العمق 60 سم. أما الأعماق التحتية (70 و 80 و 90 سم) فقد تطابقت مقدراتها المائية طيلة مدة الريه الأولى مع محتواها المائي

يبين شكل 3 أن المحتوى الرطوبي الابتدائي لمقد تربة موقع الدراسة بلغ 0.139 سم³/سم³ للطبقة السطحية (0-10 سم) أي دون نقطة الذبول الدائم وبالباغة 0.182 سم³/سم³. ازداد المحتوى الرطوبي بشكل حاد عند الأعماق 20 و 30 و 40 سم وكان 0.195 و 0.255 و 0.312 سم³/سم³ بالتتابع، بعدها أصبحت الزيادة في المحتوى المائي تدريجية إذ بلغ المحتوى المائي 0.319 و 0.338 و 0.352 و 0.358 و 0.362 و 0.364 سم³/سم³ للطبقات 40-50 سم و 60-70 سم و 70-80 سم و 80-90 سم بالتتابع، بسبب قرب مستوى الماء الأرضي من سطح التربة الذي كان عند العمق 130 سم عند بداية التجربة (الزمن صفر). يعد شكل 3 نموذجا للتوزيع الرطوبي لمقد تربة ناعمة النسجة ذات طباقية ضعيفة تحت ظروف ماء أرضي قريب من السطح إذ انخفض المحتوى المائي باتجاه سطح التربة. إن هذا التوزيع الرطوبي يكون ناتجا عن التوازن بين قوى الخاصية الشعرية التي تسبب حركة الماء إلى الأعلى وقوى جاذبية الأرض التي يكون اتجاهها نحو الأسفل. فضلا عن ذلك حدث تدفق تبخري (Evaporative flux) أعلى المنطقة الشعرية (capillary zone) يتسبب بفقدان الماء بشكل بخار ويكون ضغط بخار الماء في توازن مع ضغط بخار الماء الجوي (12، 15). ازداد المحتوى المائي في الطبقة السطحية خاصة أعلى العمق 40 سم وحصلت اعلى زيادة في الطبقة 0-10 سم بفعل عملية الري.



شكل 3. مقد المحتوى المائي الابتدائي قبل تنفيذ التجربة

كما يبين شكل 4 توزيع الجهد الكلي الابتدائي للماء في مقد تربة الدراسة بوصفة دالة للعمق التربة. يرتبط توزيع الجهد الكلي الابتدائي مع توزيع المحتوى الرطوبي الابتدائي (شكل 3). وصل الجهد الكلي الابتدائي عند الطبقة السطحية 0-



شكل 5. المحتوى المائي الحجمي بوصفة دالة للعمق خلال

الريّة الأولى

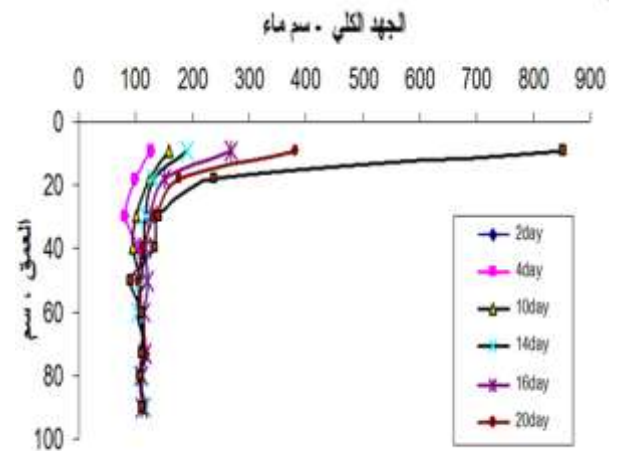
الجهد الكلي للماء خلال الريّة الأولى

ارتفع الجهد الكلي للماء بعد الريّة الأولى ولاسيما أعلى العمق 40 سم وبلغ بعد مرور 2 يوم من الري -110 و-100 و-90 و-103 سم ماء عند الأعماق 10 و20 و30 و40 سم (شكل 6). كان التغير في الجهد الكلي للماء حادا في الطبقة السطحية 0-10 سم، ويلاحظ من شكل 6 انخفاض المعدل الزمني لتغير الجهد مع مرور الزمن بزيادة العمق، إذ تغير الجهد الكلي للماء عند العمق 10 سم بمقدار -850 سم ماء خلال مدة الريّة الأولى في حين بلغ التغير في الجهد الكلي للماء -260 و-150 و-140 سم ماء عند الأعماق 20 و30 و40 سم بالتتابع، ولم يحصل تغير في الجهد الكلي أسفل العمق 50 و60 سم خلال نفس المدة وتطابقت مقدرات الجهد المائي أسفل العمق 60 سم وهذا بدوره يؤكد ظاهرة التوازن وعدم حصول تغير في قيم المحتوى المائي أسفل العمق 60 سم المبينة في شكل 5. تتطلب ادارة ماء الري تحت هذه الظروف معرفة تأثير مساهمة الماء الأرضي في متطلبات التبخر نتج المحصول الذي يعتمد على صلاحية الماء الأرضي ونوع التربة وحساسية المحصول للملوحة إذ تضاف كميات ماء ري كافي لغسل الأملاح أسفل المنطقة الجذرية في حالة ملوحة الماء الأرضي العالية. إن تعرض الطبقة السطحية للعوامل المناخية بشكل مباشر وعدم وجود غطاء نباتي فضلا عن بعد هذه الطبقة عن مستوى الماء الأرضي (90 سم) أدى إلى الانخفاض الحاد في الجهد المائي بعد الري، ويلاحظ من شكل 6 إن التشيومترات الرزنيّة حددت بشكل دقيق الجهد المائي كدالة إلى الزمن وعمق التربة وهذا يتفق مع ما وجدته Khalil وآخرون (9)

الأبتدائي مما يدل على أن جبهة الترطيب لم تتجاوز أسفلى العمق 60 سم. كان المحتوى المائي عند الأعماق 60 و70 و80 و90 سم في حالة توازن مع جهد مائي أعلى من جهد الماء عند السعة الحقلية إذ كان معدل عمق الماء الأرضي 90 سم خلال مدة الري ونتيجة لذلك فإن هذه الأعماق تقع ضمن capillary fringe للماء الأرضي التي تتميز بجهد مائي عالي قريب التشبع يكون أعلى من جهد الماء عند الأعماق السطحية غير المشبعة الأبعد عن مستوى الماء الأرضي (شكل 3). بعد مرور يومين من مدة الري كانت قيم المحتوى المائي للطبقة السطحية 0-10 سم أعلى من الأعماق الأخرى للمدة نفسها إذ بلغت 0.388 سم³ سم³ مقارنة مع الطبقتين 10-20 سم و20-30 سم إذ بلغت 0.361 و0.347 سم³ سم³ بالتتابع. على الرغم من انخفاض المحتوى المائي عند الأعماق 10 و20 و30 سم بعد مرور أربعة أيام من الري إلا أن المحتوى المائي عند العمق 10 سم كان الأعلى مقارنة مع بقية الأعماق، كما أن أعلى تغير في المحتوى المائي حصل عند العمق 10 سم بفعل فواید التبخر من سطح التربة والنتج. انخفض المحتوى المائي بمعدلات أقل عند العمقين 20 سم و30 سم مقارنة بمعدلاته عند العمق 10 سم طيلة مدة الري. بلغ المحتوى المائي 0.341 و0.336 و0.331 و0.272 سم³ سم³ عند العمق 20 سم و0.341 و0.332 و0.322 و0.291 سم³ سم³ عند العمق 30 سم بعد مرور 12 و4 و22 و25 يوما بالتتابع. أما عند العمق 40 سم فقد بلغ التغير في المحتوى 0.02 سم³ سم³ خلال مدة الريّة. كما يلاحظ من شكل 5 أن المحتوى المائي الحجمي عند العمقين 20 سم و30 سم كان أعلى مقارنة مع محتواه عند العمق 10 سم ولنفس المدد أعلاه بسبب معدلات الفقد العالية من الطبقة السطحية (0-10 سم) وكون الطبقات التحتيّة أقرب إلى الماء الأرضي الذي اسهم في تغذية المنطقة الجذرية. عند ثبوت مستوى الماء الأرضي وعدم حصول ضائعات مائية فإن الجهد المائي أسفل المنطقة الجذرية يكون في حالة التوازن مع الماء الأرضي مما يؤدي إلى عدم حصول تغير في الخزين المائي أسفل المنطقة الجذرية (11).

3. Bunsri1, T., M. Sivakumar and D. Hagare. 2009. Simulation of water movement through unsaturated infiltration-redistribution system. *J. Appl. Fluid Mechanics*. 2(1): 45-53.
4. Cuthbert, M. O., R. Mackay and J. R. Nimmo. 2012. Linking soil moisture balance and source-responsive models to estimate diffuse and preferential components of groundwater recharge. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 9: 8455-8492.
5. Domec, J. C., J. S. King, A. Noomets, E. Treasur, M. J. Gavazzi and G. Sun. 2010. Hydraulic redistribution of soil water by roots affects whole-stand evapotranspiration and net ecosystem carbon exchange. *New Phytologist*. 187: 171-183.
6. Hanks, R. J. and G. L. Ashcroft. 1980. *Applied Soil Physics. Soil Water and Temperature Applications*. Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg New York Tokyo.
7. Hillel, D. 1980. *Applications of Soil Physics*. Academic Press INC. New York.
8. Hillel, D. 1998. *Environmental Soil Physics*. Academic Press. San Diego, California, USA.
9. Khalil, M. M. Sakai, M. Mizoguchi and T. Miyazak. 2003. Current and Prospective Applications of Zero Flux Plane (ZFP) Method. *J. Jpn. Soc. Soil Phys.* 95: 75-90.
10. Majumdar, D. K. 2013. *Irrigation Water Management: Principles and Practices*. PHI Learning Private Limited, Delhi-110092.
11. Salim, S. B. and L. S. Kuthyer. 2011. Determination of ground water and contribution to actual evapotranspiration for bread wheat. *Iraqi. J. Agric. Sci.* 42: 126-137.
12. Van Den Hoof, C., P. L. Vidale, A. Verhoef and C. Vincke. 2013. Improved evaporative flux partitioning and carbon flux in the land surface model JULES: Impact on the simulation of land surface processes in temperate Europe. *Agricultural and Forest Meteorology*. 181: 108-124.
13. Van Venuchten, M. T. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 44: 892-989.
14. Warrick, A. W. 2003. *Soil Water Dynamics*. Oxford University Press. p. 7-19.
15. Wendroth O., W. Ehlers, J. Hopmans, H. Kage, J. Halbertsma and J. H. M. Wosten. 1993. Reevaluation of the evaporation method for determining hydraulic functions in un-

الذين درسوا حركة ماء التربة في الطبقة العليا تحت ظروف تبخر طبيعية ووجدوا أن الجهد الكلي في مقد التربة يكون عرضة للتغيرات التي ينتج عنها جفاف الطبقة السطحية بعد يوم نتيجة لاعادة التوزيع الطوبي وأن التغير في الرطوبة تحت هذه الطبقة تكون ناتجة بالأساس عن حركة الماء إلى الأعلى. أخذت اشكال مقدمات توزيع واعادة توزيع المحتوى المائي والجهد المائي للرياح اللاحقة شكلا مماثلا إلى أشكالها خلال الريه الأولى على الرغم من اختلاف المدة بين رية واخرى بسبب اختلاف الظروف المناخية ومرحلة نمو نبات الشعير وبلغت أقل مدة بين رية واخرى 20 يوما خلال مدة التزهير إذ تم اضافة الماء بعد استنزاف 60% من الماء الجاهز طيلة مدة النمو في حين كانت مدة الريه الثانية هي الأطول وتمت بعد 30 يوما من رية الإنبات. يستنتج من الدراسة أن عملية اعادة توزيع الماء تتطلب تحديد التغير في المحتوى المائي والجهد المائي كدالة للزمن وعمق التربة وتعد أساسية لتحديد ضائعات التسرب العميق واسهام الماء الأرضي ويجب اخذها بنظر الاعتبار في تحديد الاحتياجات المائية للنبات لادارة ماء الري.



شكل 6. الجهد الكلي للماء وموقع ZFP خلال الريه الأولى

المصادر

1. Allen, R. J. 1990. Measurement and estimation of evapotranspiration from soil under sparse barley crops in Northern Syria. *Agric., Forest Meteorology*. 49: 291-309.
2. Bleby, T. M., A. J. Mcelrone and R. B. Jackson. 2010. Water uptake and hydraulic redistribution across large woody root systems to 20 m depth. *Plant, Cell and Environment*. 33: 2132-2148.

- saturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 57: 1436-1443.
16. Wurbs, R. A. and W. P. James. 2001. Water Resources Engineering. New Jersey, Prentice Hall.
17. Yates, S. R., M. T. Van Genuchten, A. W. Warrick and F. J. Leij. 1992. Analysis of measured, predicted and estimated hydraulic conductivity Using the RETC computer program. Soil Sci. Soc. Am. J. 56: 347-354.