مجلة زراعة الرافدين المجلد (٣٣) العدد (١)
٢٠٠٥

نمذجة حركة الماء بالاتجاهين تحت الظروف الحقلية باستخدام طريقة العناصر المحدودة

عصام محمود محمد هشام محمود حسن
المعهد الفني\ الموصل كلية الزراعة والغابات/جامعة الموصل_العراق

الخلاصة

استهدفت هذه الدراسة تطبيق معادلات الجريان بتطوير نموذج رياضي بطريقة العناصر المحدودة باتجاه واحد وباتجاهين ومقارنتها مع النتائج الحقلية.تمت الدراسة في حقول كلية الزراعة والغابات – جامعة الموصل خلال الفترة من ١-١١-١٩٩٧ ولغاية ١-٦-١٩٩٨ نفذت فيها التجارب التالية :

١ التبخر _ نتح وإعادة التوزيع الرطوبي حيث أجريت تجربة حقلية عواملها النبات (زراعة وعدم زراعة) والري (سيحي وديمي بالاعتماد على الأمطار فقط)

٢- الغيض استخدمت طريقة الاسطوانة المزدوجة لقياس الغيض التجميعي ومعدل الغيض والتوزيع الرطوبي العمودي للغيض

٣- التوزيع الرطوبي ثنائي الأبعاد تم وضع اسطوانة بقطر (٢٠ سم) وبارتفاع (٥٠ سم) وزودت بالماء لفترة ستة أيام ، وتم قياس المحتوى الرطوبي على أعماق مختلفة (٥، ١٠، ٢٠، ٣٠، ٤٠، ٥٠، ٦٠، ٧٠، ٨٠، ٩٠، ١٠٠) سم وللفترات (٦ ، ١٢ ، ٢٤ ، ٧٢ ، ٩٦ ، ١٢٠ ، ١٤٤) ساعة على طول نصف قطر دائرة مركزها الاسطوانة .

طور برنامج حاسب بلغة FORTRAN لحل معادلة Richard's للجريان باستخدام طريقة العناصر المحدودة باتجاهين . واشتمل البرنامج على برنامج رئيسي يقوم بالسيطرة على برامج فرعية. أظهرت النتائج بشكل عام انطباق النتائج المقدرة والمحسوبة من قبل النموذج لجميع التجارب ويمكن تلخيصها فيما ياتي :(١) انطباق عال بين قيم المحتوى الرطوبي الحجمي المقدرة والمحسوبة من قبل النموذج لتجربة الزراعة الديمية بحيث لم ترتفع النسب المئوية لمعدل الانحراف عن (٥ %) مع الفترات الزمنية المختلفة ومع أعماق التربة المختلفة . وتم الحصول على انطباق مقارب في تجربة الزراعة المعتمدة على الري حيث لم ترتفع النسب المئوية لمعدل الاختلاف عن (١١ %) مع الفترات الزمنية المختلفة وأعماق التربة المختلفة .

(٢) تم الحصول على تطابق جيد ما بين القيم المقدرة والمحسوبة للغيض التراكمي ، ومعدل الغيض حيث وصلت النسب المئوية لمعدل الاختلاف ما بين القيم المقدرة والمحسوبة إلى (٩ %) مع الغيض التراكمي و (١٣ %) مع معدل الغيض .

(٣) عند قياس حساسية النموذج للايصالية المائية وجد بان النموذج حساس لتغيير قيم الايصالية المائية، وكانت حساسيته لتقليل الايصالية المائية اكبر منها عند زيادة قيم الايصالية.

المقدمة

إن الاهتمام في نطاق التربة غير المشبع قد زاد بشكل ملحوظ في السنوات الأخيرة باعتباره الجزء المكمل للدورة الهيدرولوجية . ومن البديهي في الوقت الحاضر استعمال النماذج الرياضية في البحوث والإدارة للتنبؤ بحركة الماء في التربة . والنماذج هي الأدوات المناسبة لتحليل التجارب الحقلية والمختبرية المعنية بحركة الماء غير المشبعة ، كما هي مفيدة ايضاً في الحصول على امتداد للمعلومات المتحصل عليها من التجارب الحقلية المحدودة وتطبيقها على مواقع مختلفة من ناحية التربة والمحاصيل والظروف المناخية بالإضافة إلى تقييم وفحص البدائل في تطبيقات إدارة التربة والمياه وذلك لإمكانية تغيير أي عامل من عوامل النموذج مع تثبيت العوامل الأخرى .

وعند ادخال عنصر الامتصاص للماء من قبل الجذور فقد وقع الاختيار على استخدام المحتوى الرطوبي للتربة كدالة لعنصر الامتصاص في نموذج استخدم طريقة الفروقات المحدودة(FD) من قبل Feddes وآخرون (١٩٧٦) الذيين اعطوا نتائج مقاربة للنتائج الحقلية للفترة الاولية من الاعماق السطحية، وبدرجة اقل انطباقا مع الاعماق تحت السطحية. بينما طور كل من Marino و Tracy (١٩٨٨) نموذج استخدمت فيه طريقة كاليركين للعناصر المحدودة Galerkin finite element

واستخدم فيه عامل الامتصاص من قبل النبات بافتراض ان كمية الماء المستخلصة من قبل الجذور مساوية لمعدل النتح وتتوزع عبر قطاع التربة كدالة للنبات

مستل من اطروحة دكتوراه للباحث الاول ٢٠٠٠
تاريخ تسلم البحث ٢٠٠٤/٤/٢٧ وقبوله في ١٢/١٩/ ٢٠٠٤

وخواص التربة، وقد حصلا على نتائج مطابقة للنتائج الحقلية للتوزيع الرطوبي مع العمق والزمن. كذلك استخدم Lafolie وآخرون (١٩٩١) الطريقة نفسها في حل معادلة Richard's ذات الاتجاهين . وتمت محاكاة الغيض باستخدام طريقة العناصر المحدودة FE (Taghavi واخرون ، ١٩٨٤ ، Jayawardena وKaluarchchi ، ١٩٨٦). وقد قام عدد من الباحثين بمقارنة طرق حل معادلات الغيض باستخدام طريقتي الفروق والعناصر المحددة فقد أشار (Florea وآخرون ، ١٩٨٠) إلى انه من الصعوبة حل بعض مشاكل الغيض خصوصا عندما يكون مدى الجريان غير معلوم في الحالة الابتدائية باستخدام طريقة الفروق المحدودة والى إمكانية حل هذه المعضلات باستخدام طريقة العناصر المحدودة. ورجح Gottardi وVenutelli (١٩٩٢) طريقة العناصر المحدودة المتحركة (MFE) في إعطائها نتائج اكثر دقة وتقليل زمن الاحتساب مقارنة بطريقة الفروق المحدودة. كما وجد Taghavi وآخرون (١٩٨٤) بان استخدام طريقة العناصر المحدودة في حل المعادلات التفاضلية الجزئية لحركة الماء في الترب غير المشبعة يعطي نتائج دقيقة مقارنة بطريقة الفروقات المحدودة فضلا عن أن الأخيرة ليس لها القدرة على التغلب على عدم انتظام شكل منطقة الجريان ، وذلك عند التطبيق على غيض الماء في الاتجاهين تحت ظرف الري بالتنقيط. وقد وجد Huyakorn وآخرون (١٩٨٦) بان نموذج محاكاة حركة الماء ثلاثي الأبعاد باستخدام العناصر المحدودة يمكن أن يقلل من تأثير تعقيد الظروف الحدودية المرتبطة مع الغيض والبزل مع إمكانية استخدام خوارزمية Picard لتقليل تأثير عدم الخطية لعلاقات الماء والتربة. وقد أعطت النماذج التي اختارت التحليل العددي لمحاكاة الغيض سواء بطريقة الفروق المحدودة أو العناصر المحدودة انطباقا عاليا مع النتائج الحقلية (Kunze وآخرون ، ١٩٨٢ ، و Rdinger واخرون ، ١٩٨٤ ، و Giraldez و Sposito ، ١٩٨٥ ، و Kaluarachchi و Jayawardena ،١٩٨٦، Healy و Warrick ، ١٩٨٨ ، Hills واخرون ، ١٩٨٩ ، و Vogel واخرون ، ١٩٩٦)

استهدفت هذه الدراسة تطوير برنامج حاسب لعمل نموذج لمحاكاة حركة الماء باتجاه واحد أو اتجاهين لترب ذات محتوى متغير من الرطوبة ، اعتمادا على نتائج تجارب حقلية مختلفة من اجل مقارنة تطابق النتائج الحقلية المقدرة في الحقل والمحسوبة بواسطة النموذج

تم حل معادلة الجريان عددياً باستخدام طريقة العناصر المحدودة Finite element بطريقة Galerkin ، وبالاعتماد على حجم المسالة تم حل المصفوفات الناتجة من عملية التجزئة إلى عناصر بواسطة طريقة Gauss أو Canjugate . تم اعتماد الشفرة الأصلية لبرامج Simunek وآخرون ،١٩٩٢ و Vogel واخرون ، (١٩٩٦) المكتوبة بلغة Fortran 77 والتي أتت بالأساس من Neuman (١٩٧٥) مع إمكانية تطبيقها على حاسبات PC و Mini باستخدام مترجم Microsoft Fortran والمكتوبة بطريقة هيكلية بحيث تسهل فيها عملية المتابعة مع كونها مزودة بجمل التوثيق الذاتي لأجل فهم عمل البرنامج .

الاساس النظري والحل العددي لنموذج جريان الماء

الاساس النظري:

عند افتراض ان الوسط غير قابل للانضغاط، فان معادلة الجريان في الوسط المسامي والمستندة على معادلة دارسي Darcy تتمثل بمعادلة ريتشارد Richard's والخاصة بجريان الماء في الاتجاهين Tow dimension تم اقتراح الصيغة التالية:

K الايصالية المائية للتربة غير المشبعة الممثلة في

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i}\left[k(k_{ij}{}^{A} \frac{\partial h}{\partial x_j} + k_{iz} \quad {}^{A}) \right] - S \qquad ...(1)$$

المعادلة الاتية:

$$k(h,x,z) = k_s(x,z)\ k_r(h,x,z) \qquad \ldots.(2)$$

حيث ان K_r الايصالية المائية النسبية للتربة، K_s الايصالية المائية المشبعة [LT^{-1}] والمصفوفة الممتدة K_{ij}^A لعدم التجانس في المعادلة١(٣) تستعمل للاحتساب في الاوساط غير المتجانسة وقطرها مساوي للواحد وخارج القطر يكون مساوي للصفر في حالة التجانس.

الحل العددي لمعادلة جريان الماء:

استخدمت طريقة Garlerkin finite element كدالة ذات اساس خطي لحل معادلة الجريان (١) بالظروف الابتدائية الحدودية المفروضة حيث تعتبر طريقة قياسية (Zienkiewicz، ١٩٧٧و Huyakorn و Pinder، ١٩٨٣) وتتحدد طريقة الحل كما يلي:

قسمت منطقة الجريان الى شبكة من العناصر المثلثية واعتبرت زوايا هذه العناصر نقاطا عقدية. ويتم تقدير المتغير المعتمد للضاغط المائي h(x,z,t) بوساطة الدالة h'(x,z,t)

$$h'(x,z,t) = \sum_{n=1}^{N} \phi_n(x,z) h_n(t) \qquad \ldots.(3)$$

حيث ان h_n تمثل الضاغط المائي الذي يمثل حل المعادلة١(٣) في العقدة n، و ϕ_n تمثل دالة اساسية تتغير خطيا بين العقد المتجاورة .N تمثل العدد الكلي للنقاط العقدية.

تحتاج طريقة Galerkin الى ان العامل التفاضلي المرتبط مع معادلة Richard's (١) يكون متعامدا مع كل دالة اساسية N وبذلك يتم توزيع الخطأ على جميع العقد وكما يلي:

$$\int_{\Omega}\left\{\frac{\partial\theta}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x}\left[k\left(k_{ij}^{A}\frac{\partial h}{\partial xj} + k_{iz}^{A}\right)\right] + S\right\}\phi_n d\Omega = 0 \qquad \ldots..(4)$$

وعند تطبيق مفهوم Green,s theorem

$$\sum_e \int_{\Omega_e}\left(\frac{\partial\theta}{\partial t}\phi_n + kk_{ij}^{A}\frac{\partial h}{\partial xj}\frac{\partial\phi_n}{\partial x_i}\right)d\Omega = \sum_e \int_{\Gamma_e} k\left(k_{ij}^{A}\frac{\partial h'}{\partial x_j} + k_{iz}^{A}\right)n_i\phi_n d\Gamma +$$

$$\sum_e \int_{\Omega_e}\left(-kk_{ij}^{A}\frac{\partial\phi}{\partial x_i} - S\phi_n\right)d\Omega \qquad \ldots(5)$$

حيث تمثل Ω_e المجال المحتوى بوساطة العنصر e وان Γ_e تمثل الجزء الحدودي للعنصر e ، Σ_e تمثل المجموع عبر كل عناصر Ω_e المرتبطة بالعقد n ان الجريان الطبيعي في الظروف الحدودية نوع Neumann يمكن ان يبني مباشرة في الهيكل العددي بوساطة الجزء الاول من الطرف الايمن للمعادلة (٥).

باستخدام التكامل عبر جميع العناصر فان هذه العملية تؤدي الى نظام يعتمد على الوقت في معادلات تفاضلية اعتيادية بفواصل غير خطية، وبصيغة المصفوفات والتي تمثل كما يلي:

$$[F]\frac{d\{\theta\}}{dt} + [A]\{h\} = \{Q\} - \{B\} - \{D\} \qquad \ldots.(6)$$

يفترض الحل العددي الذي يعطي المعادلة٢(٣) ان قانون حفظ الكتلة مطبق على المشتقات الزمنية وذلك لتقليل معدل الانحراف بوساطة عمليات الحل المتكرر مثل Kool و Van Genuchten (١٩٩١)

مواد وطرق البحث

تمت الدراسة في حقول كلية الزراعة والغابات – جامعة الموصل التي تقع على بعد ٣٠ كم جنوب مدينة الموصل خلال الفترة من ١-١١-١٩٩٧ لغاية ١-٦-١٩٩٨ وان الصفات الفيزيائية والكيميائية لتربة الدراسة موضحة في الجدول (١).لغرض مقارنة نتائج النموذج الرياضي المقترح مع النتائج الحقلية تم الاعتماد على التجارب الاتية:

(التبخر- النتح) وإعادة التوزيع الرطوبي والتوزيع الجذري: أجريت تجربة حقلية عواملها النبات (زراعة وعدم الزراعة) والري (سيحي و ديمي بالاعتماد على الأمطار فقط) باستخدام تصميم القطاعات العشوائية الكاملة Randomize Complete Block Design بثلاثة مكررات. تمت زراعة نبات الحنطة صنف (انتصار) في ألواح أبعادها ٢×٢ م بمسافة زراعة ٣٠ سم وبمعدل بذار ١٠٠ كغم / هكتار بتاريخ ٣١-١٢-١٩٩٧. تم إضافة الماء عند استنزاف ٥٠% من الماء الجاهز بواسطة الري السيحي وتم حصاد المحصول في ٣٠-٥-١٩٩٨.أما بالنسبة لدراسة التوزيع الرطوبي والجذري باتجاهين فقد تم قياس التوزيع الرطوبي مابين خطوط النباتات وذلك بعمل مقد مكعب الشكل أبعاده ٥×٥×٥ سم على مسافات أفقية وعمودية 5سم ولعمق 30سم بتاريخ ٢٧-٢-١٩٩٨ وبعمق ٦٠ سم. بتاريخ ٢٩-٤-١٩٩٨. حيث استخدمت مكعبات التربة في تقدير التوزيع الرطوبي بالاتجاهين ما بين خطوط النباتات، إضافة لذلك استخدم محتواها من الجذور في تقدير دالة التوزيع الجذري Root distribution function.

الـ يض: استخدمت طريقة الاسطوانة المزدوجة لقياس الغيض في الحقل بتاريخ ٠٣-٠٥-١٩٩٨ (Michael. ١٩٨١).

التوزيع الرطوبي ثنائي الأبعاد: لأجل اختبار النموذج في تقدير المحتوى الرطوبي في البعدين السيني والصادي. تم وضع اسطوانة لعمق ١٠ سم في تربة غير مزروعة بقطر (٢٠) سم وبارتفاع (٥٠) سم مزودة بطواف يضمن وجود مستوى ثابت من الماء طوال فترة التجربة والبالغة ستة أيام باستعمال خزان ماء جانبي. وضعت أربعة أنابيب ألمنيوم لقياس المحتوى الرطوبي للتربة باستخدام المجس النيوتروني، تبعد هذه الأنابيب من بعضها مسافة (٣٠) سم باتجاه واحد على نصف قطر الدائرة التي مركزها الاسطوانة. ثم أخذت قياسات الرطوبة من هذه الأنابيب للأعماق (٢٠) سم ولغاية (١٠٠) سم لكل (١٠) سم بفترات زمنية (٦، ١٢، ٢٤، ٧٢، ٩٦، ١٢٠، ١٤٤) ساعة.

المحتوى الرطوبي: تم تقدير المحتوى الرطوبي للتربة بطريقتين، الأولى: وزنية وذلك للأعماق السطحية (0-20) سم والثانية: باستخدام المجس النيتروني الذي تمت فيه القراءات الحقلية باستعمال أنابيب ألمنيوم بقطر(2ً) وبطول (140) سم وضعت في ألواح التجربة. ثم عمل منحنى معايرة Calibration curve لقراءات الجهاز ممثل بالمعادلة التالية:

V%=6E-5 Cnt+0.0975

حدود معادلةVan Genuchten :قدرت المعالم التي يحتاجها النموذج لوصف خواص التربة المائية والمقترحة من قبل Van Genuchten حسب الطريقة الموضحة عند حسن (١٩٩٠)

$$\frac{(\theta - \theta r)}{(\theta s - \theta r)} \equiv \left\{ 1/\left[1 + (\alpha\psi)^n\right]^m \right\} \qquad \ldots(7)$$

$$m = 1 - \frac{1}{n} \qquad \ldots 8$$

النتائج والمناقشة

الامتصاص من قبل الجذور والتوزيع الرطوبي: يبين الشكل (١) التوزيع الرطوبي ألحجمي مع العمق خلال فترات إجراء التجربة للنتائج المقدرة والمحسوبة بواسطة النموذج ، حيث يوضح المحتوى الرطوبي الحجمي لأعماق التربة المختلفة للفترات (١٠، ٢٠، ٣٣، ٨٥، ١٢٣، ١٣٧) يوم من بدء التجربة الحقلية ، ويلاحظ من هذا الشكل الانطباق العالي بين القيم المقدرة والمحسوبة للرطوبة الحجمية لأعماق التربة المختلفة خلال فترة التجربة البالغة ١٣٧ يوم . وكانت قيم النسبة المئوية لمعدل الانحراف (Average Percentage Deviation) للفترات الزمنية المذكورة أعلاه(٨ ، ٣ ١١ ، ٩ ٣ ، ٦ ١ ، ٨ ٥ ، ٦٨ ٠ %) ،على التوالي وان هذه النسب لا تتعدى حدود الثقة للتجارب الحقلية البالغة (٥%) عند استثناء الأيام الأولى لبدء التجربة . وهذا ما يؤكد صلاحية النموذج في التنبؤ بالاحتياجات المائية لمحصول الحنطة المزروعة تحت الظروف الديمية .

الشكل (٢) يوضح المحتوى الرطوبى الحجمي المقدر والمحسوب للتربة للأعماق المختلفة (٥، ١٠، ٢٠، ٣٠، ٥٠، ٧٠، ٩٠، ١١٠) سم وخلال فترات زمنية متباينة (٣، و٢٠، و٣٩، و٦٩،

و١١٠، و١٣٧) يوما من بدء التجربة الحقلية لمعاملة الزراعة لمحصول الحنطة المروية. ويلاحظ من النتائج التطابق العام ما بين النتائج المقدرة والمحسوبة خلال الفترات الزمنية المختلفة لمعظم أعماق التربة فيماعدا الأعماق السطحية(٥، ١٠،٢٠) سم فانه يلاحظ رغم دقة تقديرها الحقلي فان القيم المقدرة كانت أعلى بدرجة قليلة من القيم المحسوبة يعزى ذلك إلى أن طريقة تقدير الايصالية المائية أو منحنى الوصف الرطوبي لم تكن ملائمة حيث تم استخدام عينات تربة مسثارة (disturbed) والذي يتفق مع ما ذكره Feddes وآخرون(١٩٧٦) وقد كانت النسب المئوية للانحراف عن القيم للفترات(٣، و٢٠، و٣٩، ٦٩، و١١٠، و١٣٧) يوما هي(٢،٨و ٦،٥و ١،١و ١٠،٤و ٤ ، و٢٦ ٠)% ،على التوالي ،ويلاحظ إن الاختلاف في الأعماق السطحية بين القيم المقدرة والمحسوبة كان واضحاً في الأيام الأولى للتجربة وبدأ ينحسر في الأيام ألا خيرة من التجربة ، وهذا يتفق مع كثير من البحوث التي أشارت إلى أن الانطباق بين قيم الرطوبة المقدرة والمحسوبة يكون في آفاق التربة تحت السطحية ويزداد هذا الانطباق مع زيادة عمق مقد التربة (Nimah و Hanks ، ١٩٧٣ و Belmans وآخرون ١٩٧٤، و Feddes وآخرون ،١٩٧٦ و Marino و Tracy ، ١٩٨٨).

أما الشكل (٣) فيبين المحتوى الرطوبي الحجمي لأعماق التربة المختلفة وخلال الفترات الزمنية المختلفة لمعاملة التربة بدون زراعة وبدون ري خلال فترة التجربة ويلاحظ فيها أن هنالك تطابقا بين القيم المقدرة والمحسوبة من قبل النموذج وكان هذا التطابق واضحاً لأعماق التربة التالية (٢٠، و٣٠، و٥٠، و٧٠، و٩٠) سم، على التوالي ولجميع الفترات الزمنية طوال فترة التجربة فيما عدا الأيام من ١٣٠ ولغاية ١٣٧ التي لوحظ فيها انخفاض القيم المقدرة عن المحسوبة بنسبة تصل إلى ٢٠ % ويعود السبب في هذا الانخفاض إلى إن القدرة ألا مدادية التي يحاكيها النموذج اكثر سرعة من القدرة ألا مدادية الفعلية للتربة نتيجة لكون صفات التربة المقاسة منحنى الوصف الرطوبي أو الايصالية المائية تمت على عينات تربة مستثارة . أما بالنسبة للأعماق ٥ و ١٠ سم فلوحظ شذوذ القيم المقدرة عن القيم المحسوبة حيث ازدادت المقدرة عن المحسوبة لكلا العمقين وبنفس النسق خلال الشهرين الأولين من التجربة ثم حصل العكس بانخفاض القيم المقدرة عن المحسوبة خلال الفترة الباقية من التجربة ويعزى سبب ذلك استخدام معادلة Penman في تقدير التبخر فقط في حصل انطباق عالي جدا مابين القيم المقدرة والمحسوبة باستخدام معادلة Penman في تقدير التبخر-نتح (شكل ١) .

غيض الماء :أظهرت القيم المقدرة والمحسوبة لكل من الغيض التراكمي ومعدل الغيض بأنها متجانسة بنسق واحد مع تباين بسيط في القيم المحسوبة والتي كانت قيمها اقل من القيم المقدرة خلال مدة قياس التجربة والبالغة أربع ساعات شكل (٤). تراوحت النسب المئوية للاختلاف مابين القيم المقدرة والمحسوبة لمعدل الغيض من٠ ولغاية ٤٠% عند نهاية التجربة. وقد يعود هذا الاختلاف إلى عدم دقة تقدير المحتوى الرطوبي الابتدائي أو لاعتماد النموذج على قياس صفات التربة مختبرياً (الإيصالية المائية ومنحنى الوصف الرطوبي) أو كليهما معاً (Hills وآخرون ، ١٩٨٩) (حيث لم تؤخذ كل من الشقوق وممرات الجذور أو بناء التربة بنظر الاعتبار في النموذج المستخدم في هذه الدراسة. كانت معادلة Kostiakov الممثلة للغيض التراكمي المقدر والمحسوب هي$y=0.312t0.^{613}$ ومعامل التحديد $R^2=0.994$ و$Y=0.145t^{0.8239}$ بمعامل تحديد بقيمة $R^2=0.997$ على التوالي. وكانت هذه النتائج متفقة مع ما وجده Hills وآخرون (١٩٨٩) ، حيث تراوحت نسبة الاختلاف لديهم بين الغيض التراكمي المقدر والمحسوب من (١١-٢٦ %)، وكذلك ما وجده Kool و Van Genuchten (١٩٩١) .

يوضح الشكل (٥) قيم المحتوى الرطوبي المقدرة والمحسوبة لأعماق التربة المختلفة (٠-٩٠) سم خلال فترة الغيض (١٢ ، ٣٨ ، ٦٨ ، ١٨٨) دقيقة على التوالي . يلاحظ فيه تطابقاً بين القيم المقدرة والمحسوبة للمحتوى الرطوبي الحجمي للعمق (٤٠ – ٩٠) سم مع حصول اختلاف لهذه القيم في الطبقة السطحية (٠ – ٤٠) سم بنسبة مئوية تصل إلى ٢٥% ولجميع أزمنة الغيض المقاسة . أن الاختلاف ما بين القيم المقدرة والمحسوبة حصل عند ملتقى طبقتي التربة وباتجاه متعاكس حيث تميل قيم النموذج في هذه المنطقة العمق ٣٠سم إلى الزيادة بينما تميل القيم المقدرة إلى الانخفاض . يعزى السبب في ذلك إلى أن تقدير المحتوى الرطوبي للطبقات السطحية لهذه التجربة تم باستخدام المجس النيتروني والذي تكون قراءاته غير دقيقة في هذه الأعماق . من جهة أخرى أن تماثل قيم المحتوى الرطوبي للطبقات السطحية واعماق التربة يعود الى ارتفاع المحتوى الرطوبي الابتدائي للتربة . كما يلاحظ من نتائج هذه الدراسة أن القيم المحسوبة للنموذج تتفق مع النتائج التي توصل إليها Vogel

وآخرون (١٩٩٦) عند اخذ ظاهرة التخلف في المحتوى الرطوبي (Hysteresis) بنظر الاعتبار خلال عملية الغيض لفترة ٢٤ ساعة.

ان التوزيع الرطوبي الحجمي المقدر والمحسوب بالاتجاهين العمودي (٠-٧٠) سم والأفقي (١٠ ، و٤٠ ، و١٢٠) سم وذلك بعد (٠، و١، و ٢، و ٥) يوم من بدء التجربة كما موضح في الشكل (٦) . يلاحظ تطابق القيم المقدرة مع المحسوبة وان النسبة المئوية لانحراف القيم المحسوبة عن المقدرة لم تتجاوز ٥% في اغلب الأحيان سواء أن كانت القيم المحسوبة أعلى من المقدرة أو اقل منها . يلاحظ ايضا تقدما لجبهة الترطيب بالاتجاه العمودي والأفقي يعكسه تقارب قيم المحتوى الرطوبي البعيدة عن المصدر المائي مع تلك القريبة منه لحين حصول تجانس بين القيم من البعد ١٥سم ولغاية ١٢٠سم بعد خمسة أيام من بدء التجربة، وكذلك فان قيم المحتوى الرطوبي في الأعماق تحت السطحية بدأت تقترب من القيمة ٤٠ وتجاوزتها بمقدار قليل مع استمرار زمن التجربة . أما بالنسبة لقيم المحتوى الرطوبي المحسوبة والممثلة بشكل خطوط كنتورية بالاتجاهين العمودي (أعماق التربة) والأفقي (البعد الأفقي عن المصدر المائي للغيض) بعد يومين من المحاكاة كما موضح في الشكل (٧). يلاحظ من الشكل تقارب ما بين الخطوط الكنتورية قرب المصدر المائي وتباعدها كلما ابتعدنا عنه ، وان شكل هذا التوزيع يكون متجانساً مع أعماق التربة تحت السطحية اكبر من ٣٠ سم أي أن هنالك زيادة كبيرة في المسافة الأفقية ما بين الخطوط الكنتورية وقد يعود ذلك إلى المحتوى الرطوبي الابتدائي المرتفع لهذه الأعماق قبل بدء التجربة وذلك لزيادة كمية الأمطار الساقطة خلال فترة الدراسة . وهذه النتائج تتفق مع ما توصل إليه De Rooij واخرون (١٩٩٦) من حيث شكل الخطوط الكنتورية لجهد الماء خلال دراستهم لتربة مماثلة يبعد فيها مستوى الماء الأرضي ٢ م عن سطح التربة . مما تقدم يتضح القدرة العالية للنموذج على محاكاة حركة الماء من التربة بالاتجاه الواحد (العمودي) وكذلك بالاتجاهين (العمودي والأفقي).

حساسية النموذج: لأجل استخدام النموذج في تطبيقات ابعد واكثر شمولية تمت دراسة حساسية النموذج بتغير الحدود المختلفة وتمت مقارنتها بالقيم الأصلية لبعض الصفات المدروسة.ولاختبار تأثير الايصالية المائية على المحتوى الرطوبي تم حساب التوزيع الرطوبي لأعماق التربة المختلفة خلال فترة التجربة باعتماد قيم الايصالية المائية الأصلية والمقسومة على (٥) والمضروبة في (٥) (Al-Khafaf ،١٩٧٧) بنفس الظروف الحدودية والمحتوى الرطوبي الابتدائي من الرطوبة ، تم رسم النتائج في الشكل (٥) أوضحت المقارنة إمكانية الحصول على المحتوى الرطوبي الحجمي للتربة لمختلف قيم الايصالية المائية .

أن الشكل (٥) يوضح المحتوى الرطوبي الحجمي للتربة خلال فترة (٤، ٣٠، ٧٠) يوما من التجربة على التوالي للأعماق من (٥، و٥٠، و١٠٠) سم حيث يلاحظ بان قيم الايصالية (٥*k) كانت اقل تاثيراً من الايصالية (k/5) في تغيير قيم المحتوى الرطوبي ولجميع أعماق التربة ، كما أن تأثير تقليل الايصالية المائية (k/5) كان واضحاً بعد شهر من بدء التجربة وذلك لكثرة السواقط في هذا الوقت والأيام التي تلته (شكل ١) . وفي الأعماق تحت السطحية أدى نقصان الايصالية إلى زيادة في المحتوى الرطوبي والعكس صحيح ويعود ذلك إلى قلة امتصاص جذور النبات للماء بقلة مقدار الايصالية المائية (Marino و Tracy ،١٩٩٨) . وقد وصلت نسبة الانخفاض في المحتوى الرطوبي إلى (١٥%) . أما في الطبقات السطحية (٥سم) لوحظ انخفاض في قيم المحتوى الرطوبي الحجمي بانخفاض قيم الايصالية المائية إلى ما يقرب من (١٠%). ومن هذا يتضح أن الخطأ في تقدير الايصالية المائية يمكن أن يكون له تأثير في تقدير المحتوى الرطوبي للتربة وهذا يتفق مع ما أشار إليه كل من Al-Khafaf (١٩٧٧) و Marion ،و Tracy (١٩٨٨) .

MODELING WATER FLOW IN THE SOIL UNDER FIELD CONDITIONS USING FINITE ELEMENT

E. M. Mohamed
Technical Institute-Mosul, Iraq

H. M. Hassan
Univ. of Mosul- College of Agric and Forestry , Mosul-Iraq

ABSTRACT

The purpose of this study was to apply water flow equations by using mathematical model in one and two dimensions equations by finite element, and compare the results with the fieldcondition. The study was conducted at the farm of College of Agriculture and Forestury/ Hammam Al-Alil from 1-11-1997-1-6-1998. including the following experiments:
1-Evapo-tranbspiration and moisture redistribution :Field experiment were conducted with two treatments,the first one was planting and planting,the second one was irrigated and non-irrigated (depending on the rain only).2-Infiltration:A double ring infiltrometer with inside diameter 20 cm and a hight of 30cm was used to measure average and accumulated infiltration,and also the vertical moisture distribution. 3- Two dimentional moisture distribution: A double ring infiltrometer was used ,water was supplied continuously for six day,soil moisture content was measured at depths 5,10,20,100,cm with intervals of 6,12,24,72,96,120,144 hours on the radius of circle which has the ring in its center. Computer program was developed with Fortran language to solve Richard's equation using finite element in two dimensions. This program includes a main program that controls other program subroutines. Generally the results show a good agreement between the measured and calculated data for all the conducted experiments which can be summarized as follow:1- High agreement was found between the measured and calculated volumetric moisture content for non irrigated and planted treatment. The percentage of the average deviation not exceed 5% for all measured soil depths and intervals. While the percentage of the average deviation around 11% for irrigated and planted treatment. Lower agreement was found for non-planted treatment at the end of the experiment especially with depths less than 20cm and more than 70cm. 2- Good agreement was found between measured and calculated accumulated and infiltration rate and the percentage of the average deviation of 9% and 15% respectively. On the hand, highly agreement was found between the calculated vertical moisture distribution and measured one except the moisture content at the interface between the two layers. Comparing the measured volumetric content in two dimensions with the calculated one, the percentage of average deviation does not exceed 5% for all the experiment time of 5 days value. 3- T he model sensitivity of unsaturated hydraulic conductivity was greater in case of reducing the value of hydraulic conductivity than increasing its value.

المصادر

حسن ، قتيبة محمد .(١٩٩٠).حركة الماء من التربة الى النبات .وزارة التعليم العالي والبحث العلمي-جامعة بغداد.

Al-khafaf,S.(1977).Observed and computed water-content distribution in layered soils under cotton .New Mexico univ.Ph D. Dissertation.

Belmans, C. J., Feyen and D. Hillel (1979).An attempt at experimental validation of macroscopic-scale models of soil moisture extraction by roots. Soil Sci.,127(2):174-186.

Feddes, R. A., P. Kowalik, K. Kolinska_malinka, and H. Zaradny (1976). Simulation of field water uptake by plants using a soil water dependent root extraction function. J. Hydrol., 31 : 13 - 26.

Florea, J., I. Seteanu and R. Popa (1980). Finite element method in solving unusual problems of infiltration in porous media. Finite element in Water Resources, Third International conference (2 Vol), Mississipi Univ. Oxford, 2. 239 -248.

Giraldez, J. V, G. Sposito (1985). Infiltration in Swelling soils. Water Resour. Res. 2, 33-44.

Gottardi, G., M. Venutelli (1992). Moving Finite element model for one-dimensional infiltration in unsaturated soil. Water Resour. Res. 28, 3259-3267.

Healy, R. W., and A. W. Warrick (1988). Generalized solution to infiltration from surface point. Soil Sci. Soc. Am. proc.52, 1245-1251

Hills, R. G. (1989). Modeling one–dimentional infiltration in to very dry Soils: 1. Model development and evaluation. Water Resour. Res. 25, 1259-1269.

Huyakorn, P. S., G. F. Pinder (1983). Computational methods in subsurface flow. Academic press, London, United Kingdom.

Huyakorn, P. S., E. P. Springer and V. Guvanasen (1986). Three-Dimensional Finite element model for simulating water flow in variably saturated porous media. Water Resour. Res. 22, 1970-1808.pp.

Jayawardena, A. W., and J. J. Kaluarachichi (1986). Infiltration into decomposed granite soils: Numerical modeling, application and some laboratory observation. J. Hydrol. 84, No ¾, 231- 240.

Kool, J. B. and M. Th. Van Genuchten (1991). HYDRUS, one-dimensional variably saturated flow and transport model, including hysteresis and root water uptake. Research report 124, U. S. Salinity Laboratory, Reverside, CA. 101 pp.

Kunze, R. J., D. R. Nielsen (1982) . Finite-difference Solutions of the infiltration equation. Soil Sci. 134, 81-88.

Lafolie, F., Bruckler, and F. Tradieu (1991). Modeling root water potential and soil – root water transport. I : Model presentation. Soil Sci. Soc. Am., 55 : 1203-1212.

Marino, M. A. and J. C. Tracy (1988). Flow of water through root-soil environment. J. Irri. Drainage Eng., 114 : 588-601.

Michael , A.M. (1981). Irrigation theory and practice . Vikas publishing house , PVT LTD. Delhi.

Neuman, S. P., R. A. Feddes, and E. Bresler (1975) .Finite element analysis of two dimensional flow through soil considering Water uptake by roots. I. Theory. Soil Sci. Soc. Proc., 39:224-230.

Nimah, M. N., and R. J. Hanks (1973). Model for estimating soil water, plant and atmospheric interrelations : I. Description and sensitivity. Soil Sci. Am. Proc. J. 37: 522-528.

Redinger, G. J., G. S. Campbell and R. G. Saxton (1984). Infiltration rate of slot mulches: Measurement and Numerical Simulation. Soil Sci. Am. Proc., 48: 982-986.

Simunek, J., and D. L. Suarez (1992).The SOILCO2 code for simulating one dimentional carbon dioxide and transport in variably saturated porous media. Research Report No. 127.Salinity Laboratory ,USDA,ARS Riverside,California.

Taghavi, S. A., M. A. Marino and D. E. Rolston (1984). Infiltration from trickle irrigation source. J. Irr. Drainage Eng., 4: 331-341.

Vogel, T., K. Huang, R. Zhang, and M.Th. Van Genuchten (1996). The HYDRUS code for Simulating one-dimensional water flow, solute transport, and heat movement in variably – saturated Media. Research Report 140, U. S. Salinity Laboratory, Riverside, CA. 131 pp.

Zienkiewicz, O. C. (1977). The finite element method, 3rd ed ., McGraw. Hill, London, United Kingdom.