جريان الماء فى الترب فير المشبعة (Unsaturated water flow)

معظم العمليات المتضمنة جريان ماء التربة في الحقل وسلوك نظام المجموع الجذري لمعظم النباتات تحدث عندما تكون تحت الظروف غير المشبعة . لذا فعملية التدفق تحت الظروف غير المشبعة تكون معقدة وصعبة لوصفها كميا بسبب حدوث التغيرات في محتوى ماء التربة خلال التدفق (مثل هذه التغيرات المتضمنة للعلاقات المعقدة ضمن تغيرات المحتوى المائي والسحب والايصالية المائية ، التي ربما تتاثر بواسطة عملية التخلف) . ان الحلول الخاصة بمشاكل الجريان غير المشبع غالبا ماتحتاج الى استعمال الطرق غير المباشرة للتحليل ، والتي تستند على عملية التخمين او التكنيك العددي ، ولهذه الاسباب تطورت بعض النظريات الدقيقة لمعاملة وحل مثل هذه المشاكل . وحديثا ، اصبح الجريان غير المشبع من المواضيع المهمة وذات صدى واسع لمعظم الابحاث في مجال فيزياء التربة ، وذات نتائج معنوية من الناحية النظرية والتطبيقية .

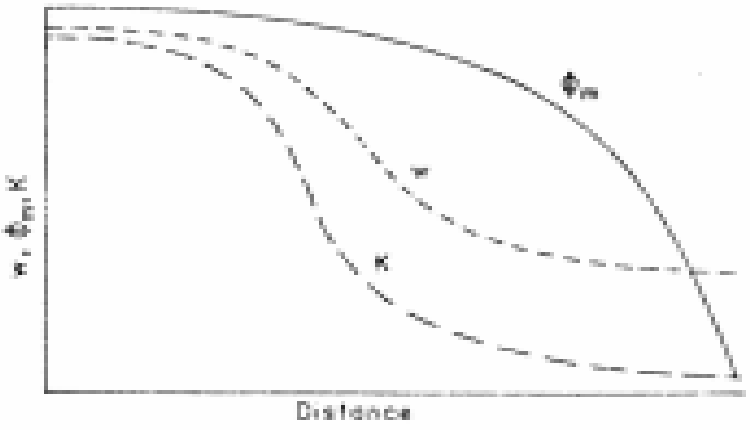
١ – مقارنة الجريان غير المشبع مع الجريان المشبع

اصبح واضحا بان جريان الماء في التربة يكون نتيجة للقوة المحركة والناتجة من اختلاف انحدار الجهد والذي ياخذ مكانا في اتجاه نقصان الجهد ، ومعدل الجريان (التدفق) يكون متناسبا مع انحدار الجهد ويتاثر بواسطة الخصائص الهندسية لقنوات المسام والتي خلالها يحدث الجريان .

القوة المحركة في الترب المشبعة تكون في اتجاه انحدار الجهد الموجب ، من ناحية ثانية الماء في الترب غير المشبعة يكون معرضا الى ضغط شبه جوي او سحب ، والانحدار لهذا السحب سيكون اشبه بالقوة المحركة . طبقا للخصائص الفيزيائية المتعلقة بالماء وسطح دقائق التربة والمسامية الشعرية ، تؤدي الى سحبه من النطاق الذي يكون فيه غشاء الماء

المحيط بالدقائق سميكا الى النطاق الذي يكون فيه الغشاء اقل سمكا ، وكذلك من النطاق الذي يكون فيه التقعر قليلا الى النطاق الذي يكون فيه التقعر عاليا وكبيرا ، وبعبارة اخرى ، الماء يميل للجريان من المكان ذات قوة السحب الواطئة الى المكان ذات قوة السحب العالية . وعندما تكون قوة السحب متماثلة على طول العمود الافقي ، فان العمود يكون في حالة التعادل ولاتكون هناك قوة محركة لعدم وجود اختلاف في انحدار الجهد وان المسام تبقى مملوءة ومغلفة بالماء (مشبعة) محاولة بذلك تعادل قوة السحب . ويمكن ان يحدث الجريان بين نقطتين في حالة تباين كل من درجة الحرارة والتركيز الايوني بينها .

يلاحظ بان القوة المحركة تكون كبيرة عند نطاق جبهة الابتلال ، نطاق دخول الماء الى التربة الجافة الاصلية شكل (٧– ١) ، وفي هذا النطاق انحدار قوة السحب يمكن ان يكون عدة بارات لكل سنتمتر من التربة ، وتكون هذه القوة المحركة اكبر من قوة الجذب الاف المرات . لكن الرأي السائد للعاملين في مجال مغاض التربة يشيرون الى ان الشد الفعال عند جبهة الابتلال تكون ٠,٥ – ٠,٧ من قيم air entery للتربة ان الاختلافات المهمة بين الجريان غير المشبع والجريان المشبع يكون معتمدا على الايصالية المائية ، فعندما تكون التربة مشبعة جميع المسام تكون مملوءة بالماء وموصلة وهذا تكون الايصالية المائية عالية جدا مقارنة مع الترب غير المشبعة وعندما تصبح التربة غير مشبعة اي ان بعض المسام مملوءة بالهواء والجزء الموصل من مقطع التربة العرضي يقل تبعا لذلك . عند تطور قوة



شكل (٧– ١) تغيرات رطوبة التربة ، جهد الشد والايصالية المائية مع المسافة تحت الظروف غير المشبعة لحدوث التدفق المستقر.

السحب ، المسام الاولية والتي تفرغ اولا هي المسام الكبيرة والتي تكون اكثر ايصالية ، وتترك الماء ليجرى في المسام الصغيرة فقط ، وعليه مع اعادة التشبيع تزداد الالتواءات بعض الاوقات الترب ذات النسجة الخشنة ، تبقى متداخلة في حواف الخاصية الشعرية عند نقاط تلامس الدقائق وتشكل جيوب منفصلة وغير مستمرة من الماء ، وفي الترب المتجمعة ، مسامات التجمعات الكبيرة لها ايصالية عالية ، وعند التشبيع تصبح حدود لجريان السائل من احد التجمعات الى الجيران . لهذه الاسباب ، فالانتقال من الجريان المشبع الى غير المشبع يتبعه انخفاض تدريجي في الايصالية المائية والتي ربما تتناقص بقيمتها

لعدة مرات (بعض الاوقات تصل الى $\frac{1}{100000}$ من قيمتها عند التشبيع) عند زيادة قوة السحب من صفر الى ١ بار. عند زيادة قوة الشد او انخفاض المحتوى المائي ، فالايصالية المائية ربما تكون واطئة والتي عندها يكون تدرج في انحدار الجهد ، الذي تؤدي الى حدوث الجريان . وعند التشبيع ، معظم الترب الموصلة لها مسام كبيرة ومستمرة وتشغل حجماً كبيراً نسبة الى الحجم الكلي .

اما الترب الرملية فتوصل الماء بسرعة اكبر من الترب الطينية . وعلى كل حال ، ربما يكون صحيحا تماما في الترب غير المشبعة. حيث ان الترب ذات المسام الكبيرة ، تفرغ بسرعة وتصبح غير موصلة عند بدء تطور قوة السحب وعليه يحصل نقصان تدريجي ابتدائي للايصالية العالية ، من جهة ثانية ، الترب ذات المسام الصغيرة معظم مسامها تبق كاملة وموصلة حتى عند زيادة قوة الشد وعليه ، فالايصالية المائية لاتتناقص تدريجياً وربما تكون اكبر من تلك الترب ذات المسام الكبيرة والمعرضة لنفس قوة السحب .

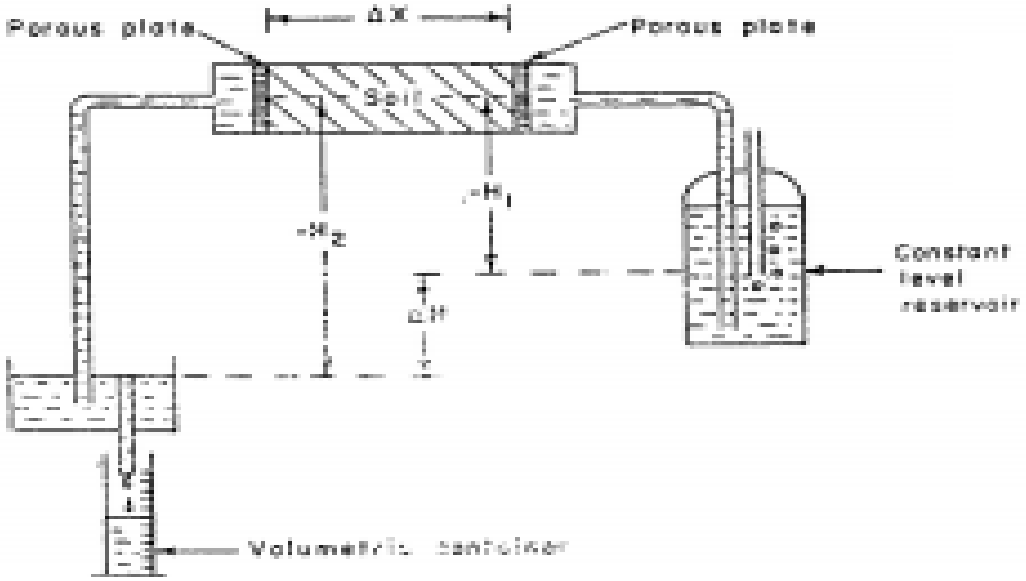
ان التربة في الحقل تكون غير مشبعة معظم الاوقات وغالبا مايتم حدوث الجريان ويدوم لفترة زمنية اطول في الترب الطينية منه في الترب الرملية . ولهذا السبب وجود طبقة الرمل في مقد الترب ذات النسجة الناعمة ، يكون معززاً بالجريان وربما تعيق حركة الماء غير المشبع حتى يتم تراكم الماء فوق الرمل وتقل معها قوة الشد تماما للماء ليدخل المسام الكبيرة للرمل .

٢ – علاقة الايصالية بقوة السحب (الشد) والترطيب

عند افتراض أن التربة غير مشبعة وان الجريان يحصل فيها تحت قوة الشد ، مثل هذا الجريان موضح في الشكل (٧– ٢) ، ويبق فرق الجهد بين الجريان الداخل والجريان الخارج بدون فرق في الشحنة الموجبة لضغط الماء الساكن . بصورة عامة عند تغيير قوة الشد على طول نموذج التربة يحصل تغيير لكل من الترطيب والايصالية ، اما عند ثبات شحنة الشد في كلا النهايتين لنموذج التربة ، فعملية الجريان تكون مستقرة وتزداد فيه انحدار قوة الشد عند نقصان الايصالية المائية مع زيادة قوة الشد على طول محور النموذج وكما موضحة في الشكل اعلاه . وبسبب انالانحدارعلى طول العمود غير ثابتة ، كما هي في النظام المشبع ، فليس من الممكن تقسيم التدفق بواسطة النسبة الكلية لانخفاض الشحنة

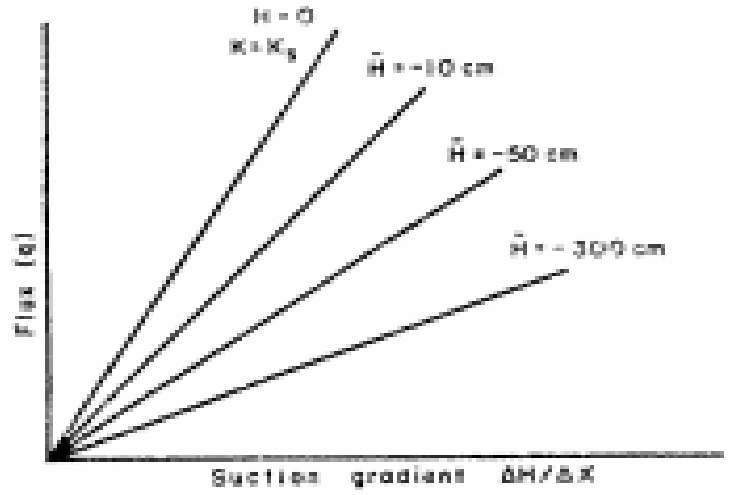
الى المسافة $\left(\frac{\Delta H}{\Delta X}\right)$ للحصول على الايصالية المائية ، ومن الضروري تقسيم التدفق بواسطة الانحدار الحقيقي عند كل نقطة لتقييم الايصالية الحقيقية واختلافها مع قوة الشد . وفي المعادلة يجب افتراض أن العمود في الشكل (٧ – ٢) يكون قصيراً تماماً ليسمح لنا تقييم معدل الايصالية لنموذج التربة ككل (مثال $K = q\frac{\Delta X}{\Delta H}$) ، وهذا فمعدل الشحنة السالبة او قوة الشد التي تحدث في العمود تكون

$$-H = \Psi = -\frac{H_1 + H_2}{2}$$



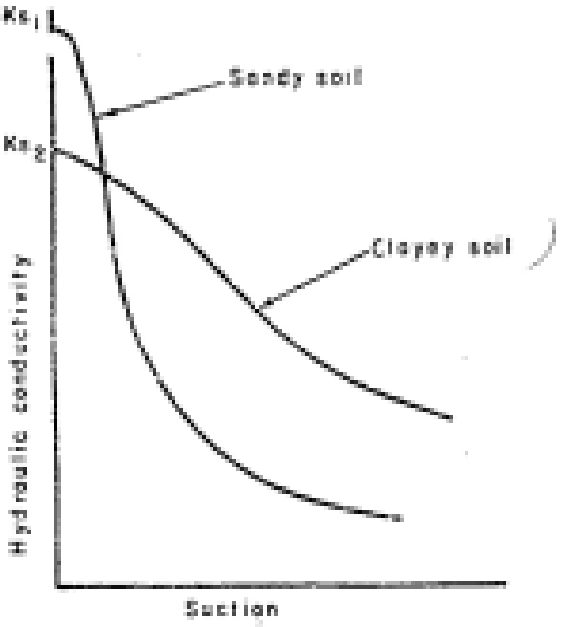
شكل (٧ – ٢) الجريان غير المشبع في الاعمدة الافقية (تحت انحدار جهد التربة) .

لعمل طريقة قياس جيدة لعلاقة التدفق بانحدار قوة الشد لمعدلات قيم قوة الشد المختلفة ، فالنتيجة لمثل هذه السلسلة من القياسات تكون موضحة بالشكل (٧ – ٣) . ويجد ان التدفق في حالة الجريان المشبع يكون متناسبا مع الانحدار ، رغم ان الايصالية المائية تكون ناتجة من العلاقة التي تربط كل من التدفق وانحدار قوة الشد ، وتتغير مع معدل قوة الشد . في الترب المشبعة ، الايصالية المائية بطريقة المقارنة تكون غير معتمدة على قيمة جهد الماء او الضغط .



شكل (٧– ٣) علاقة التدفق مع الانحدار في الشحنة المائية ، الايصالية المائية المعتمدة على معدل جهد الشد في التربة غير المشبعة .

السلوك العام لاعتماد الأيصالية مع قوة الشد للتربة ذات النسجة المختلفة موضحة في الشكل (٧– ٤) ، رغم ان الايصالية المائية المشبعة للترب الرملية(Ks_1)نوعاً ما اكبر من الترب الطينية (Ks_2) ، فالايصالية المائية غير المشبعة لتلك التربة تتناقص تدريجيا بدرجة اكبر مع زيادة قوة الشد وتصبح اوطأ . ظاهريا لاتوجد معادلة نافذة المفعول يمكن الاستناد عليها لربط الايصالية غير المشبعة اعتمادا على اسس خصائص التربة ، وهناك معادلات تخمينية(Gardner، ١٩٦٠) والتي تشمل على



شكل (٧– ٤) علاقة الايصالية المائية مع الشد لترب ذات نسجة مختلفة (تحت قياسات اللوغاريتم).

$$K = \frac{a}{\psi^m}$$

$$K = \frac{a}{b + \psi^m}$$

$$K = \frac{K_s}{1 + \left(\frac{\psi}{\psi_c}\right)^m}$$

$$K = a\theta^m$$

$$K = K_s W_s^m$$

حيث ان الايصالية المائية تتمثل بـ K عند اي درجة تشبع (غير مشبعة) ، a ، b ، c ، m ، هي ثوابت مختلفة وتختلف في قيمتها لكل معادلة ، ψ هي جهد شحنة الشد ، θ تمثل المحتوى الرطوبي الحجمي ، W_s هي المحتوى الرطوبي عند درجة التشبع ، ψ_c هي شحنة قوة الشد والتي تكون عندها $\left(K = \frac{1}{2} K_s\right)$

وهذه المعادلات المختلفة ، اكثرها خدمة هي المعادلة الاولى والثانية (رغم ان المعادلة الاولى بسيطة الاستعمال لكنها لاتستعمل في مديات قوة الشد التي تقترب من الصفر) .

نلاحظ أن قيم الثابت m في اول معادلتين تصل تقريبا (٢) او اقل من تلك القيمة للترب الطينية وربما تصل (٤) او اكثر في الترب الرملية ، ويمكن تقدير قيم الحدود الثابتة لكل معادلة بالطرق التجريبية .

علاقة الايصالية بقوة الشد تعتمد على التخلف ، لهذا تكون مختلفة في الترطيب عن التجفيف والسبب في ذلك يكون عند قوة الشد المعينة ، فالتربة الجافة تحتوي ماء اكثر من التربة الرطبة ولهذا فعلاقة الايصالية المائية بالمحتوى المائي ، تظهر انها متاثرة بواسطة عملية التخلف الى درجات قليلة جدا ، وقيمة القوة الاسية في علاقة كل من الايصالية المائية بالمحتوى الرطوبي الحجمي ($k = a\theta^m$) يمكن ان تكون (١٠) او اكبر(Gardner واخرون ١٩٧٠).

بعض البحوث استخدمت مصطلحات مختلفة «مثل الايصالية الشعرية» لتميز الايصالية المائية للتربة في الحالة المشبعة عن الحالة غير المشبعة ، والتي تكون بصورة عامة غير ضرورية ، وصفة «الشعرية» وبسبب ان الجريان يكون غير مشبع لاينطبق على هذه الحالة عند مقارنتها مع موديل المعادلات ، في حالة الجريان المشبع .

٣- المعادلات العامة للجريان غير المشبع

يلاحظ مما سبق ان قانون دراسي يمكن استخدامه في حالة الجريان المشبع ، ولقد استخدم هذا القانون من قبل (Richards ، ١٩٣١) في حالة الجريان غير المشبع ، مع اعتبار ان التوصيل يكون كدالة لشحنة جهد الشد matric suction head (مثال : K = K (ψ)) والصيغة الرياضية للمعادلة هي :

$$q = - K (\psi) \nabla H$$

حيث ان ∇H تمثل انحدار الشحنة المائية التي ربما تتضمن كل من قوة الشد وقوة الجاذبية . لقد اشار كل من (Miller و Miller ، ١٩٥٦) الى فشل هذه المعادلة عند الاخذ في الحساب عملية التخلف وخصائص التربة والماء . في التطبيق العملي مشكلة التخلف في بعض الاحيان يمكن تجنبها عن طريق تحديد استعمال المعادلة الا لغة الذكر للحالة التي تكون فيها قوة الشد متغيرة بدرجة متماثلة (زيادة او نقصان مستمر) . وفي العمليات المتضمنة كل من حالة الترطيب والتجفيف ، حيث ان المعادلة اعلاه تكون صعبة التطبيق ، عندما تكون الايصالية المائية دالة لجهد الشد متخلفة بدرجة كبيرة . كما ذكر في بداية هذا الفصل فعلاقة الايصالية المائية بالمحتوي الرطوبي الحجمي او بدرجة التشبع K(Ws) او K(θ) تتاثر بواسطة عملية التخلف الى درجات قليلة عن ماهو عليه في K(ψ) وعلى الاقل في الاوساط المفحوصة ، وعليه فقانون دراسي للتربة غير المشبعة يمكن ايضا كتابتها في الصيغة الاتية :

$$q = - K (\theta) \nabla H$$

وللحصول على معادلة الجريان العامة التي تاخذ في الحساب الجريان غير المستقر (Transient flow) فضلا عن الجريان المستقر ، فعمليات الجريان يمكن ان تعتمد على المعادلة المستمرة .

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \nabla . q$$

وبتعويض قيمة q بمايساويها في معادلة دارسي :

فالمعادلة تكون :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla . [K (\psi) \nabla H]$$

تذكر ان الشحنة المائية تكون عبارة عن حاصل جمع شحنة الضغط (وقد تكون سالبة اي شحنة قوة الشد) وشحنة الجذب (المستندة على المسافة العمودية Z) التي يمكن كتابتها :

$$H_T = H_g + H_p$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla . [K (\psi) \nabla (\psi + z)] = \nabla . (K \nabla \psi) + \frac{\partial K}{\partial z}$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial k}{\partial z}$$

$$= \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t}$$

حيث ان $\frac{\partial \theta}{\partial \psi}$ تمثل ميل المنحنيات المميزة لرطوبة التربة (السعة المائية النوعية) ، وفي الجريان الافقي ∇z تساوي صفر ، والعمليات الاخرى ايضا ربما تحدث حتى عند اهمال Δz مقارنة بالمقدار جهد الشد القوي $\nabla \psi$ وفي هذه الحالة ·

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla . [K (\psi) \nabla \psi]$$

أما في حالة الأتجاه الواحد للنظام الأفقي :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K (\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right]$$

4 – الأنتشار :

لتبسيط المعادلات الرياضية والتجريبية لعمليات الجريان غير المشبع على شكل معادلات متناظرة للانتشار والانتقال او الانتشار الحراري ذات الحلول السهلة والمتيسرة في بعض الحالات المتضمنة تطبيق ظروف الحدود لعمليات جريان ماء التربة ، فمن الممكن في بعض الاحيان ربط التدفق مع المحتوى المائي بدلا من المقدار الشد. يمكن توسيع المقدار جهد الشد $\frac{\partial \psi}{\partial x}$ بواسطة الاعتماد على قانون السلسلة وكما يأتي :

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} = \frac{d\psi}{d\theta} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x}$$

حيث ان $\left(\frac{\partial\theta}{\partial x}\right)$ تمثل انحدار الرطوبة ، وان $\frac{d\psi}{d\theta}$ هي مقلوب السعة المائية النوعية . $c(\theta)$

$$c(\theta) = \frac{\partial\theta}{\partial\psi}$$

وهذه تمثل انحدار (ميل) المنحنيات المميزة لرطوبة التربة عند اية قيمة معينة من الرطوبة وهذا يمكن اعادة كتابة قانون دارسي بالصيغة الاتية :

$$q = -K(\theta)\frac{\partial\psi}{\partial x} = -\frac{k(\theta)}{c(\theta)} \cdot \frac{\partial\theta}{\partial x}$$

لجعل هذه المعادلة متناظرة مع قانون (معادلة) فكس Fick's law ، يمكن استخدام دالة الانتشار D وتصبح المعادلة السابقة بالصيغة الاتية :

$$D(\theta) = -\frac{k(\theta)}{c(\theta)} = -k(\theta)\frac{\partial\psi}{\partial\theta}$$

وعليه فان D تعرف على انها نسبة الايصالية المائية الى السعة المائية النوعية ، ولذا فان كلاهما يكونان كدالة لرطوبة التربة والان يمكن كتابة المعادلة :

$$q = -K(\theta)\nabla H$$
$$q = -D(\theta)\nabla\theta$$

في حالة الاتجاه الاحادي .

$$q = -D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial x}$$

ولذلك فان الانتشار يمكن ان يراجع على اساس انه النسبة بين التدفق الى انحدار محتوى ماء التربة (الترطيب) ، لذلك فابعاد الانتشار تكون وحدة مساحة لكل وحدة زمن (سم^{2} ثا$^{-1}$) ، في حين السعة المائية النوعية c لها ابعاد حجم الماء لكل وحدة حجم من التربة لكل وحدة تغير في شحنة الشد (سم$^{-1}$) .

ان استخدام المعادلة الاخيرة ، يؤخذ فيها انحدار الترطيب لتوضيح انحدار جهد الشد التي تكون حقيقة القوة المحركة ، وعند استخدام المعادلة في حالة الجريان باتجاه واحد في غياب الجاذبية نحصل على المعادلة الاتية والتي تعتمد على متغير واحد فقط .

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(|\psi|) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right]$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right]$$

في الحالات المعينة يبقى الانتشار ثابت (رغم انه بصورة عامة افتراض ذلك ضمن مديات الترطيب الواطئة) والمعادلة الاخيرة يمكن كتابتها على شكل قانون فكس الثاني الانتشار.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = D \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2}$$

يجب الانتباه الى ان عملية حركة الماء (السائل) في التربة هي ليست مقتصرة على الانتشار فقط لكن تكون طبقا لتدفق الكتلة ايضا ، ولذا فمعادلة الانتشار قد تفشل عند تواجد اي تاثير لظاهرة التخلف او عندما تكون التربة على هيئة طبقات ، او عند وجود انحدار في المحتوى الحراري وتحت هذه الظروف ، يكون الجريان ليس بسيطا في علاقته مع نقصان انحدار المحتوى الرطوبي ، وربما يكون حقيقة في الاتجاه المعاكس له . ومن جهة ثانية ، محاسن استخدام معادلة الانتشار هي في الحقيقة تكون ضمن مديات تغير في الانتشار وتكون اصغر من الايصالية المائية ، وان عملية قياس كل من الترطيب والانحدار تكون سهلة في التطبيق العملي ، وان ربط ذلك بحجم التدفق عن طريق قوة الشد وانحدارها يؤخذ في الحساب جهد الجاذبية كما يأتي :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla . [K(\psi) \nabla (\psi - z)] = - \nabla (K \nabla \psi) + \frac{\partial k}{\partial z}$$

ولذلك يمكن كتابة معادلة الانتشار بالشكل الاتي :

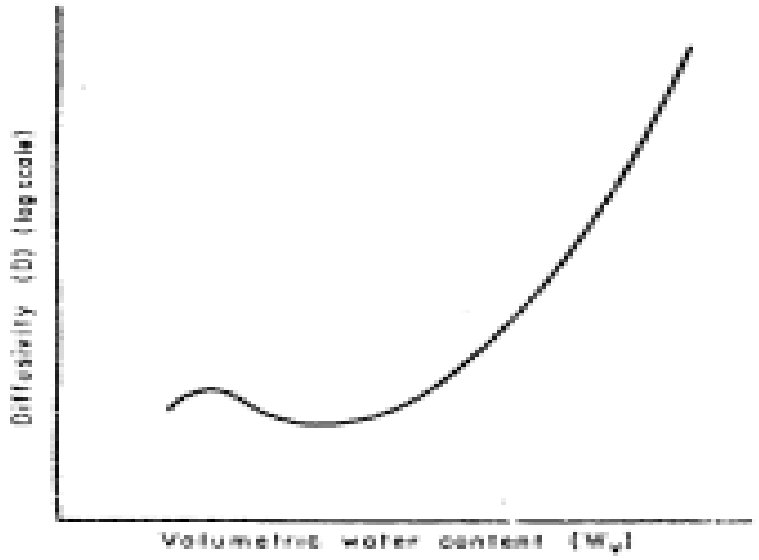
$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla . [D(\theta) \nabla \theta] + \frac{\partial k(\theta)}{\partial z}$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla . [D(\theta) \nabla \theta] + \frac{\partial k}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

يلاحظ علاقة الانتشار مع الترطيب بصورة واضحة في الشكل (٧—٥) ، وهذه العلاقة يمكن التعبير عنها في المعادلة التخمينية الاتية :

$$D(\theta) = ae^{b\theta}$$

ويمكن تطبيق هذه المعادلة فقط لقوة الشد في المنحني الذي يوضح علاقة الانتشار بالترطيب. في مديات التجفيف (الجفاف) ، فالانتشار غالبا مايوضح السلوك المعاكس مع نقصان المحتوي المائي للتربة وهذا يكون طبقا لاسهام بخار الماء المتحرك (philips ، ١٩٥٥أ). اما في مديات الرطوبة العالية للتربة ، اي عند وصول التربة حدود درجات التشبع ، فالانتشار يصبح غير محدد وقد تصل الى مالانهاية وذلك بسبب ان $c(\theta)$ تقترب من الصفر.



شكل (٧– ه) علاقة الأنتشارية مع المحتوى الرطوبي للتربة.

ه – طريقة الحل لبولتزمان Boltzman Solution

معادلة الجريان التالية والخاصة بجريان الماء في الترب غير المشبعة التي تكون معقدة جدا في حلها (علاقة غير خطية) عند مقارنتها مع المعادلة الخطية الكلاسيكية :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left[D(\theta)\ \frac{\partial \theta}{\partial x} \right]$$

يمكن حل معادلة المشتقة غير الخطية بواسطة التخمينات العددية باستعمال الحاسبة الالكترونية وهناك عدد من التحليلات البسيطة والتي تسهل تطبيق معادلة الجريان غير المشبع لبعض المشاكل المعينة. وعند اهمال الجاذبية ، فالجريان يكون متماثلا. والشكل البسيط للمعادلة يكون :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot (D \nabla \theta)$$

اما التكنيك الاكثر شيوعا في الحساب لحل معادلة المشتقة الخطية (نعني بذلك شكل الجريان في اتجاه واحد) يمكن حسابه باتباع طريقة الاحداثيات الديكارتية ،

الاسطوانية او الكروية ، حيث يستعمل شكل الاحداثيات الديكارتية في حالة التوسع في الدراسات ذات الحدود المتعددة ، العمود الافقي الطويل والذي يكون مبدئيا متماثل في الترطيب وقوة الشد ، ويتعرض فجاة في احد نهايتيه الى فرق في قوة الشد (والذي قد يكون واطئا او عاليا) . ان المتغيرات المفصولة تظهر ان الحل المكتشف والمعروف بحل بولتزمان يكون في الشكل الاتي :

$$B(\theta) = \frac{X}{\sqrt{t}}$$

حيث ان $B(\theta)$ تكون مقيدة بواسطة معادلة المشتقة الاعتيادية ، والمكتوبة في شكل B كدالة لـ θ ، والمعادلة السابقة يمكن كتابتها في الحالة الديكارتية لتصبح :

$$\frac{B}{2} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial B} = \frac{\partial}{\partial B}\left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial B} \right]$$

في هذا الشكل $\theta(X, t)$ يكون ظروف حدودها الغيض الافقي ، ويمكن تطبيقها مباشرة لمعادلة المشتقة الاعتيادية كما هي الحال في ظرف $\theta(B)$:

θ_0 for $x = 0$, $t > 0$ becomes for $B = 0$
θ_i for $X = 0$, $t \to 0$ becomes for $B \to \infty$

وهذا التكنيك (الطريقة) اتبعت من قبل (Klute ، ١٩٥٢ و philips ، ١٩٥٥ ، ١٩٥٧ جـ) للتوصل الى حل بعض المشاكل المتعلقة في جريان الماء في التربة افقيا خاصة وفي الأوساط المتماثلة في محتواها الرطوبي البدائي .

٦- قياس الايصالية المائية غير المشبعة والانتشار

ان المعلومات عن قيم الايصالية المائية في الحالة غير المشبعة والانتشار عند قوة الشد والمحتوى الرطوبي المختلف تكون الحاجة لها في التطبيق العملي قبل النظريات الرياضية لجريان الماء . ولعدم توفر الطريقة المقنعة والسهلة للحصول على قيم دقيقة للايصالية المائية والانتشار حيث يتم قياسها تجريبيا . وفي الاساس يمكن الحصول عليها اما في حالة الجريان المستقر او غير المستقر . في التدفق المستقر يكون التدفق ، الانحدار والمحتوى المائي ثابت مع

الزمن ، في حين ان التدفق غير المستقر يكون متغيرا. بصورة عامة ، ونتيجة لذلك القياس المبني على اساس الجريان المستقر اكثر ملائمة لتطبيقه واكثر دقة ، والصعوبة تكون في نصب ودفع نظام التدفق. لقد وصف (Klute ، ١٩٦٥ أ) طريقة (تكنيك) لقياس الايصالية المائية والانتشار لنموذج التربة في المختبر عن طريق تطبيق شحنة مائية ثابتة عبر نموذج التربة وبالنتيجة قياس تدفق الماء المستقر، نموذج التربة يجفف اما بواسطة الشد بواسطة طبق الضغط او بقدر الضغط ، والقياس يعمل بنجاح ضمن مستوى شد ورطوبة للحصول على كل من $K(\psi)$ ، $K(\theta)$ و $D(\theta)$ ، ورغم ان علاقة $K(\psi)$ مع المحتوى الرطوبي تكون متخلفة ، عند وصفها وصفا كاملا ، والقياس يجب عمله في حالة الترطيب والجفاف وهذه تكون صعبة وتحتاج الى خبرة ولهذا غالبا مايستعمل منحني التجفيف الذي يتم قياسه (تبدأ بالتشبع وتبدأ بزيادة قوة الشد على التوالي). مثل هذه الطريقة المختبرية يمكن ايضا تطبيقها لقياس نموذج التربة غير المثارة والمأخوذة من الحقل والتي تؤخذ على اساس نموذج التربة المعبأ ورغم ذلك يجب العلم بانه لايمكن الحصول على نموذج جيد غير مستثار من الحقل.

ان طريقة الجريان غير المستقر والمستعملة لقياس الايصالية والانتشار في المختبر باتباع التدفق الخارج تكون مستندة على قياس معدل هبوط التدفق من النموذج في خلية الضغط عند زيادة الضغط بواسطة الفحص الدقيق ، احد المشاكل المتعلقة في تطبيق هذه الطريقة تكون المقاومة المائية (ويطلق عليها المقاومة الظاهرية impedance) للصفائح او الاغشية وتطاق تلامس التربة للصفائح. التكنيك الذي يؤخذ في الحساب لهذه المقاومة عرض من قبل كل من (Miller و Elrick ، ١٩٥٨ و Rijtema ، ١٩٥٩ و Kunze and Kirkham ، ١٩٦٢). يمكن اجراء القياسات المختبرية للايصالية والانتشار في اعمدة طويلة من التربة وليس لنموذج صغير تحتويه الخلية (Young ، ١٩٦٤) ، فاذا كان العمود طويلا بدرجة كافية لقياس انحدار قوة الشد $K(\psi)$ و $K(\theta)$ كعلاقة يمكن الحصول عليها ضمن المديات المعدة من θ مع اعمدة مفردة اوسلسلة من الاعمدة ان القيـاس. في الاعمدة تحت الجريان غير المستقر عندما تكون معتمدة على قوة الشد ورطوبة متعاقبة ، فقيمة التدفق في الازمنة المختلفة يمكن تقييمها بالمنحنيات المتكاملة بين رطوبة المقدات التي اطلق عليها «بطريقة المقدات الفورية» التي يمكن تطبيقها في الحقل.

من الصعوبة وضع نظام الجريان المستقر في الحقل عند مقارنته مع اختبار، طريقة الغيض عرفت من قبل (Young ، ١٩٦٤) والمستندة على معدل الجريان بواسطة الرش ومن قبل (Hillel و Gardner ، ١٩٧٠) مستندا على الغيض خلال القشرة السطحية ، فتاثير طبقة التقشر الموجودة على حدود الجريان الداخل خلال الغيض يكون لتقليل الجهد على سطح التربة وعليه ، يقلل القوة المحركة ويقلل محتوى ماء التربة (يتبعها الايصالية والانتشار) لعمود الغيض . ومن الطرق الحقلية لقياس الانتشار في مقد البزل الداخلية عرضت حديثا من قبل (Gardner ، ١٩٧٠) ، فالمقد يرطب عميقا ويسمح له بالبزل ، في حين يمنع التبخر من سطح التربة ، وكذلك يجب تنفيذها في غياب امتصاص الماء من قبل النبات او اي مصدر اخر، وعليه تكامل معادلة الجريان غير المشبع في اتجاه واحد مع العمق .

$$\int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t}\, \partial z = k\, \frac{\partial H}{\partial z}$$

حيث ان المحتوى الرطوبي الحجمي يتمثل بـ θ ، t تمثل الزمن الخاص بالقياس ، k الايصالية المائية غير المشبعة ، H هي الشحنة المائية ، حيث يوضح الجزء الايسر من المعادلة اعلاه معدل الماء المفقود من مقد التربة الذي تتم عملية تقديره في الحقل من قياسات المحتوى الرطوبي . وفي المقد المتجانس عند غياب مستوى الماء الجوفي الضحل ، فانحدار الشحنة المائية يكون قريبا جدا من الوحدة الواحدة ، ونتيجة لذلك ، فمعدل البزل يكون تقريبا قريبا من الايصالية (Black واخرون ، ١٩٦٩) ، فاينما يكون بزل المقد متماثلا θ يمكن ان تفترض كدالة للوقت وليس للعمق والمعادلة الاخيرة تختزل الى :

$$L\, \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\, K\, \frac{\partial H}{\partial z}\Big|_1$$

حيث ان θ تمثل معدل الترطيب فوق العمق L والايصالية ، الانحدار المائي يكون تقييمه عند العمق L ، فعند افتراض علاقة مثالية بين θ وقوة الشد يمكن كتابة المعادلة

$$L\, \frac{\partial \theta}{\partial \psi}\, .\, \frac{\partial \psi}{\partial t} = -\, K\, \frac{\partial H}{\partial z}\Big|_1$$

وبتنظيم ذلك وملاحظة ان تعريف الانتشار $D = K\left(\frac{\partial\psi}{\partial\theta}\right)$

$$D = L\,\frac{\frac{\partial\psi}{\partial\eta}}{\frac{\partial H}{\partial z}}$$

وعليه ، فان D يمكن تقديرها من معدل تغير الوقت لجهد الشد والانحدار المائي ، ففي حالة وجود انحدار مائي قريب من الوحدة الواحدة ، معدل تغير الوقت فقط لجهد الشد يكون له الحاجة ، الاجهزة الوحيدة التي نحتاجها هي مقياس الشد الواحد او عدة مقاييس عند الاعماق المختلفة في مقد التربة . فاذا كانت التربة غير مبزولة بصورة متماثلة ، فالانتشار يحسب على اساس المعدل للمقد فوق العمق L .

٧- حركة البخار

لقد ذكرنا في هذا الفصل بان الماء يتحرك في التربة بواسطة الجريان الكتلي ، العملية التي بواسطتها يكون جريان السائل طبقاً لاستجابة الضغوط الكلية المختلفة . في حالات خاصة ومعينة ، حركة بخار الماء يمكن ايضاً ان يحدث كجريان الكتلة (مثال على ذلك عندما تسبب عاصفة الريح حركة ظاهرية لمزيج الهواء والبخار) في النطاق السطحي من التربة . بصورة عامة ، حركة البخار خلال معظم مقدات الترب يحدث بواسطة الانتشار والتي هي عبارة عن عملية مزج المكونات المختلفة للسائل المتحرك بصورة مستقلة (غير معتمدة) في وقت وفي اتجاه معاكس عند استجابته للتراكيز المختلفة (الضغط الجزئي) من مكان الى الاخر، بخار الماء عادة موجود في الحالة الغازية للترب غير المشبعة وانتشار البخار يحدث عندما يكون هناك فرق في ضغط البخار للتربة . ولهذا فمعادلة انتشار بخار الماء تكون

$$q_v = D_{vap}\,\frac{\Delta P_{vap}}{L}$$

حيث ان q_v تمثل تدفق الانتشار، D_{vap} هي مكافيء الانتشار لبخار الماء ، ΔP_{vap} هي فرق ضغط البخار بين نقطتين في التربة مسافة L بينها $\frac{\Delta P}{L}$ تمثل انحدار ضغط البخار ، ΔP_{vap} في التربة تكون اقل من قيمتها في الهواء المفتوح وذلك بسبب اعاقة كل من المسامية والالتواءات للمسامات الهوائية .

عند درجة الحرارة الثابتة ، اختلاف ضغط البخار والتي ربما تتطور في التربة غير الملحية تكون تقريباً صغيرة جداً (مثال ان التغير في جهد الشد بين صفر، ١٠٠ بار يكون مصحوباً بتغيير ضغط البخار ٢١,٢٨ ، ٢٢,٦١ بار فرق لـ ١,٣٣ بار فقط لهذا السبب) . وبصورة عامة يفترض ذلك تحت ظروف الحقل العادية لهواء التربة التي تكون تقريباً مشبعة بالبخار في جميع او اغلب الاوقات . ان انحدار ضغط البخار يمكن ان يتسبب بواسطة الفرق في التركيز بالاملاح الذائبة ، لكن هذا التاثير يكون من المحتمل حدوثه في التربة الملحية . وعند حدوث اختلاف في درجة الحرارة يسبب اختلافات في ضغط البخار (مثال ذلك تغيير درجة حرارة الماء من ١٩ الى ٢٠ مْ ناتجة من زيادة ضغط البخار بمقدار ١,٤٦ بار، وفي كلمة اخرى ، تغير درجة الحرارة ١ مْ لها تقريباً نفس التأثير على ضغط البخار كما يحدث في تغيير قوة الشد بمقدار ١٠٠ بار) . وفي مديات الحرارة التي تحدث في الحقل ، فالتغيرات في ضغط البخار المشبع (والتي تكون في حالة تعادل مع الماء النقي او الماء الحر) كما يأتي :

الحرارة/مْ	صفر	٢٠	٣٠	٤٠
ضغط بخار/بار	٦,٠٩	٢٣,٢٨	٥٠,٥٤	٧٤,٢١

حركة البخار تميل في اتجاهها بشكل عام من المنطقة الدافئة الى الباردة في التربة ويلاحظ خلال النهار سطح التربة يكون ادفأ ، وخلال الليل يكون ابرد مقارنة مع الطبقات العميقة ، والبخار يتحرك الى الاسفل خلال النهار ويتحرك الى الاعلى خلال الليل ، وان الانحدار الحراري يمكن ايضا ان يبرز جريان السائل .

وبسبب ان حركة السائل تتضمن المذاب ، في حين لاتتضمن جريان البخار وهناك محاولة لفصل الميكانيكيتين عن طريق السيطرة على حركة الاملاح في التربة ، لقد لوحظ أن معدل حركة البخار غالبا ما تزيد عن المعدل الذي تتباوء على اساس الانتشار فقط ، ولايمكن فصل السائل عن حركة البخار بصورة عامة ، الجريان يمكن ان يتكون من عمليات معقدة للتبخر، التكثيف في الجيوب الشعرية والمديات القصيرة من جريان السائل واعادة التبخير الخ . ان الحالتين الظاهرتين ، تتحركان بالتعاقب وتتداخلان كما في حالة قوة الشد وانحدار ضغط البخار في التربة ، ويفترض عادة جريان السائل يكون سائداً في حالة الترطيب . اما في حالة التربة المتماثلة حراريا ، فان انتشار البخار مقارنةً

بحركة الماء الكلية تكون مهملة في الجزء الرئيسي من نطاق المجموع الجذري خاصة عندما تكون تغيرات درجات الحرارة اليومية قليلة .

٨ – انتقال الماء المرتبط مع الانحدار الحراري

ان حقيقة الانحدار الحراري في تعزيز حركة الماء في التربة معروفة منذ اكثر من (٥٠ سنة) من قبل (Bouyoucos، ١٩١٥) . ان دراسة التداخل الحراري وانحدار قوة الشد في نقل رطوبة التربة قد نفذت من قبل (Hutchinson واخرون، ١٩٤٨) . في تحليل الانتقال المتجانس للماء والحرارة ، فالمعادلة العكسية الثرموداينامیكية خاصة علاقة اونساجر(Onsager reciprocity relation)

والمتعلقة بالعمليات العكسية وحالة التعادل ولذلك معرفة اتجاه العملية في نظام التفاعل . في النظام الطبيعي ، يلاحظ ان القوى المختلفة Xi ربما تؤدي الى حدوث جريان التفاعل J (مثال ، انحدار التركيز يسبب في حدوث الانتشار ، في حين انحدار الضغط يعزز الجريان الكتلي والانحدار الحراري يؤدي الى انتقال الحرارة) . اذا كان النظام قريباً من درجة التعادل ، فالجريان يكون مرتبطاً بصورة خطية مع القوة المسببة له . وعليه

$$J_1 = L_{11}X_1 + L_{12}X_2 + \dots + L_{1n}X_n$$
$$J_2 = L_{21}X_1 + L_{22}X_2 + \dots + L_{2n}X_n$$
$$\vdots$$
$$J_n = L_{n1}X_1 + L_{n2}X_2 + \dots + L_{nn}X_n$$

$$J_i = \sum_{k=1}^{n} L_{ik}X_k$$

حيث ان L_{ik} تمثل مكافئ الانتقال للجريان (وقد يكون ممثلاً لمكافئ الانتشار ، الايصالية المائية ، او الايصالية الحرارية) ، X_k هي القوة المحركة للجريان J_i . ان نفاذ او استمرارية هذه العلاقة ربما تفشل عندما تكون عملية التعادل بعيدة او الوصول الى حالة التعادل يستغرق فترة زمنية طويلة وذلك بسبب صعوبة التوصل الى العلاقة الخطية لكل من الجريان والقوة .

وكذلك استخدم (فليس وفرايز، ١٩٥٧) (Philips and Vries ، ١٩٥٧) معادلة المشتقة والتي تصف حركة الرطوبة في المواد المسامية تحت الحرارة المركبةواتجدار الرطوبة في أتجاه الجريان العمودي كما يلي :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla (D_T \nabla_T) + \nabla . (D_v \nabla_\theta) - \frac{\partial k}{\partial z}$$

حيث ان θ المحتوى الرطوبي الحجمي ، t الزمن ، T الحرارة المطلقة ، D_T هي الانتشار الحراري والتي تتمثل بحاصل جمع $[D_T (liq) + D_T (vap)]$

، K هي الايصالية المائية للتربة ، Z تمثل المحور العمودي ، D_v هي الانتشار الرطوبي والمتمثلة بحاصل جمع $[D_v (liq) + D_v (vap)]$ ، وهذا معادلة الايصالية الحرارية للتربة كانت مساوية الى

$$C_v \frac{\partial T}{\partial X} = \nabla . (C_{Tv} \nabla_T) - H_L \nabla . (D_{v,vap} \nabla \theta)$$

حيث ان C_v تمثل السعة الحرارية الحجمية التربة بوحدة (C_{Tv} Cal / $cm^{-1} C^{-1}$ (سعرة / سم م) ، C_{Tv} هي الايصالية الحرارية الظاهرية للتربةبوحدة ($Cal/S^{-1} cm^{-1}$ C^{-1}) (سعرة/ثا سمْ م) ، H_L هي الحراة الكامنة لتبخر الماء. كلا المعادلتين اعلاه تكون خاصة بالانتشار المتضمنة θ ، T والمعتمدة على الانتشار اضافة الى الانحدار لكل من θ ، T ، وباخذهما سويتا فهذه المعادلات تصف الانتقال المتماثل للرطوبة والحرارة في التربة.

٩ – حركة المذاب

ماء التربة المحتوى على مواد مذابة مختلفة في تركيزها والتي تتحرك مع الماء. حيث ان بعض المذيبات ربما تدخل الى التربة او تخرج منها ، لمعقدات تبادل (الحالة المدمصة) ، وبعضها يترسب خارج المحلول او يعاد أو يذاب فيه ، وقسما اخر يتبخر ويذهب خارجا الى

الجو وبعضها يستغل بواسطة النشاطات البايولوجية (مثال ذلك المغذيات التي تمتص من قبل النباتات ، معدنه المادة العضوية بواسطة الاحياء الدقيقة ، الخ) .

وبعضها تغسل بعيدا خلال فترات البزل او النفوذية . مثل هذه العمليات والتي ربما تكون متعددة الاتجاهات ، يمكن قياس كمية المغذيات الموجودة والجاهزة لنمو النبات ، فضلا عن حالة مستوى الاملاح في معقد التبادل للتربة . ان هيكل التربة نفسها خاصة الجزء الطيني ، يكون حساساً لتبادل التراكيز المختلفة للمكونات في المحلول الاصلي . وعليه فدراسة علاقة ماء التربة تكون ضرورية وتؤخذ بنظر الاعتبار لحالة وحركة المواد المذابة .

في هذا الباب كان التركيز على العلاقات الفيزيائية محاولين بذلك الابتعاد عن التعقيد طبقا للعمليات الكيميائية المتضمنة محلول التربة ، وعند ادخال هذا الجزء تحت الجريان غير المشبع ، فان ذلك لايعني بان حركة المذيبات لاتحدث تحت الظروف المشبعة . وبسبب ان الظروف غير المشبعة تكون واضحة ومميزة في نطاق المجموع الجذري في معظم سلوك النباتات (خاصة في مجال الزراعة) فقط يكون وضعها لايضاح الظواهر المتعلقة بحركة المذيبات وخصائصها لحالة الترب غير المشبعة . ان المصادر المتعلقة بتداخل المذيبات في التربة قد قدمت من قبل (Gardner ، ١٩٦٥ و Bresler ١٩٧٠) ، حيث ان المواد الذائبة في محلول التربة يمكنها التحرك بواسطة انتشار الجزيئات او الايونات طبقا لانحدار التركيز ضمن المحلول او بواسطة الحمل .

فعمليات الانتشار، النقل والحمل تحدث بالتناظر اما في نفس الاتجاه او الاتجاه المعاكس ، وحركة الايونات يمكن ايضا ان تتأثر بواسطة المجال الكهربائي على سطح الطين ، وعليه الادمصاص (مسك) القوى لكاتيون سوف يؤثر على حركته وجاهزيته بدرجة اقل من ادمصاص الكاتيون بقوة ضعيفة . فعند معاملة الانتشار في التربة يجب الاخذ في الحساب حقيقة ان الانتشار يمكن ان يحدث فقط في جزء من التربة الذي يكون مملوءاً بالماء(او الهواء في حالة انتشار البخار) وعليه فقانون فكس الاول ربما يكون في حالة نظام الاتجاه الاحادي بالصيغة الاتية :

$$q_d = - D\theta \frac{dc}{dx}$$

حيث ان q_s تمثل تدفق الماء المنتشرة لكل وحدة مساحة من التربة ، D معامل الانتشار النشط و θ و c تمثل رطوبة التربة الحجمية وتركيز المادة المنتشرة في ماء التربة على التوالي ضمن مسافة مقدارها X وبسبب ان الالتواءات وتأثير الماء المدمص (الممسوك) ، D في ماء التربة تكون اقل من في الماء ، رغم ان θ في حالة التربة المشبعة تكون مساوية الى المسامية ، معامل الانتشار يتناقص مع نقصان الترطيب ولذلك تكون q_s معتمدة بدرجة كبيرة على عدم تشبيع التربة . يلاحظ ايضا أن D تعتمد على درجة الحرارة وفي بعض الاحيان على التركيز وللحفاظ على التعادل الكهربائي ، فحركة اى ايون يجب ان تتم بواسطة الانتشار النشط لمركبات من الايونات والذي يكون كمعدل معامل لاجناس الايونات المختلفة . ولوصف الانتشار غير المستقر ، فمعادلة الاستمرارية يمكن تطبيقها على المعادلة الاخيرة وينتج عنها معادلة من الدرجة الثانية ومناظرة لقانون فكس الثاني للانتشار:

$$\frac{\partial M}{\partial t} = D(\theta)\frac{\partial^2 c}{\partial x^2}$$

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D\frac{\partial^2 c}{\partial x^2}$$

حيث ان M تمثل كمية المادة لكل وحدة حجم من التربة ،t الزمن اللازم لذلك ، وفي تطبيق المعادلة الاولى والثانية يفترض تواجد ظروف التجانس الحراري ، فاذا كان محلول التربة متدفقا ضمن التربة ، فان المذاب يكون معه . وباهمال تاثير التدخلات الاخرى ، تدفق المذاب q_s طبقا لحركة الماء يجب ان يكون :

$$q_s = q_w C$$

حيث ان تدفق الماء يتمثل بـ q_w والذي يمكن ربطه بمعدل سرعة الماء في التربة بواسطة التعبير ($q_w = \bar{U}\theta$) . وطبقا لذلك يكون معدل التغير في محتوى المذاب لكل وحدة حجم من التربة

$$\frac{\partial M}{\partial t} = -\frac{\partial q_s}{\partial x} = \frac{\partial (q_w C)}{\partial x}$$

وعندما يكون حدوث كل من الانتشار والحمل بالتناظر في المعادلة قبل السابقة والمعادلة الاخيرة يمكن ربطها لتعطي

$$\frac{\partial M}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \theta U \frac{\partial C}{\partial x}$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} = \frac{\partial (\bar{U}C)}{\partial x}$$

ويلاحظ من المعادلة الاخيرة أن عملية الانتشار زائد الحمل تكون معقدة جدا ، وبسبب ان السرعة الحقيقة لجريان الماء في المسام ليس متماثلا (مثال السرعة قرب المركز لمقطع المسام اكثر من قربها من الحافة والسرعة في المسام العريضة اكثر من الضيقة او المسام الجانبية) . فان الجريان الناتج من عمليات المزج يعرف بالانتشار الهيدروديناميكي hydrodynamic dispersion ، وعليه فعامل الانتشار الفعال في المعادلة الاخيرة يعتمد على سرعة الجريان ويؤدي الى زيادته مع زيادة التدفق (Nielsen and Biggar ، ١٩٦٣) ، اما العامل المتعلق بالانتشار الهيدروديناميكي في التربة فقد قدم من قبل (Day ، ١٩٥٦ و Day and Forsythe ، ١٩٥٧) .

حركة الايونات المتبادلة في التربة تكون صعبة لوصفها كميا خاصة في حقيقة تفاعل التبادل والتي تكون عكسية وعليه فوجود تراكيز جميع الايونات المتنافسة يجب ان تؤخذ في الحساب وتركيز الكتلة لايون معين في التربة يتكون من تركيزه في المحلول زائدا تركيزه في الحالة المدمصة (الممسوكة) والاخيرة تكون دالة (عادة غير خطية) ، والبحوث المتعلقة في هذه الظواهر قد درست من قبل (Bower واخرون ، ١٩٥٧) . وفي حالات خاصة والتي يكون فيها معدل الادمصاص (المسك) خطيا مع التركيز ، فالمعادلة الاخيرة يمكن كتابتها في الصيغة الاتية :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \frac{\partial (\bar{U}C)}{\partial x} + \lambda C$$

حيث ان λ تمثل معامل التبادل (مكافئ التبادل)

ان من الظواهر التطبيقية المهمة لحركة المذاب هي عملية الغسل لاملاح التربة ، والتي تكون ضرورية للسيطرة على الاملاح في الري . في المناطق الجافة وعند تطبيق الري بماء يحتوي على تركيز معين من الاملاح المذابة ، من الضروري تحديد الكميات المعينة من الماء لسد احتياجات النتح لغرض التاكد من ازالة الاملاح الزائدة والذائبة من النطاق الجذري بدون الغسل ، الاملاح قد تتراكم وتضاف مع المحتوى الملحي لماء الري وعمق الماء المطبق ، وبسبب ان النبات لاياخذ تقريبا جميع الاملاح وعليه فعملية التبخر– النتح تركز محلول التربة . لقد ظهر بان اقل من ٢ قدم لماء الري ذو النوعية الجيدة تحتوي املاح كافية لتملح بدائي لتربة مزيجية غير مالحة ، حتى عند غياب كل من الغسل او الترسيب للاملاح في التربة . حتى يكون الغسل نشطاً يجب بزل التربة بصورة جيدة . في بعض المساحات التي يكون بزلها الأعتيادي بطيئاً يؤدي في النهاية الى تملح التربة . ان ظواهر الأحتياجات الغسيلية تكون مستندة على أساس الفيض الزائد عن التبخر– النتح لتخمين كمية الغسيل . ولقد عرفت على انها النسبة بين ماء الري الذي يجب ان يضاف لغسل نطاق المجموع الجذري للسيطرة على التربة المالحة عند اي مستوى معين ، ولهذا فالأحتياجات الغسيلية تعتمد على تركيز الاملاح في ماء الري وكذلك على أقصى تركيز مسموح به في محلول التربة وتعتمد ايضاً على كمية الماء المستخلصة من التربة بواسطة الجذور ومقاومة المحاصيل للاملاح . ان المعادلة المقدمة بواسطة (Richards ، ١٩٥٤) هي :

$$d_i = \frac{E_d}{(E_d - E_i)} d_w$$

حيث ان عمق ماء الري يتمثل بـ d_i . d_w هي العمق المكافئ للاستهلاك المائي من قبل النبات (اساسا التبخر– النتح) ، E_i . E_d عبارة عن التوصيل الكهربائي لماء البزل والري على التوالي .

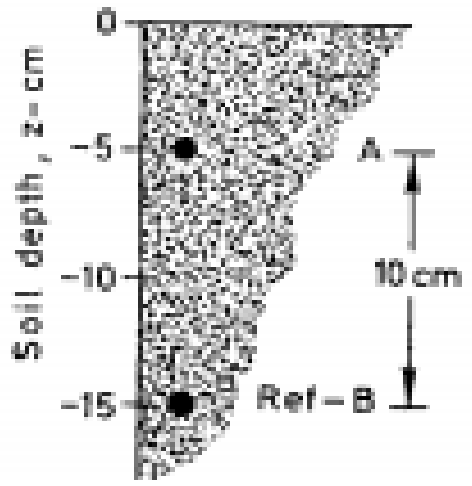
طور كل من (Brooks, Gardner ، ١٩٥٦) نظرية ميزت خلالها الاملاح غير المتحركة عن الاملاح المتحركة وان الملح المتحرك يتحرك بسرعة جبهة الغسل ولاحظوا في عدة ترب أنها تصل الى حوالي (١,٤٢) من حجم المسام المملوء بالماء والذي قلل الملوحة بحدود ٨٠٪ . لقد درس كل من (Nielson و Biggar ، ١٩٦١) عملية الاحلال

miscible displacment وطبقا لذلك على غسل الاملاح الزائدة من الترب الملحية ، واقترح بان الترب المغسولة عند المحتوى الرطوبي تحت التشبيع (مثال ذلك الري بالرش والامطار) يمكنها انتاج غسل كفوء وتقلل كمية الماء فضلا عن تقليل البزل في المساحات ذات المستويات المرتفعة من المياه الجوفية في الترب ذات الشقوق العمودية والكبيرة ، معظم ماء الغيض تحت الغمر يتحرك خلال هذه الشقوق وتكون عملية الغسل غير كفوءة ، في حين تحت الامطار معظم الماء يتحرك خلال التربة والمسام الصغيرة وبالنهاية تكون عملية الغسل ذات كفاءة عالية . ان حركة وتوزيع الاملاح في التربة او في مقداتها خلال وبعد الري الناجح والكفوء قد درس من قبل (Bresler ، ١٩٦٧ و Hanks and Bresler ١٩٦٩) باستخدام الطريقة العددية للتحليل ، وحركة المغذيات الى جذور النبات درست من قبل (Bray ، ١٩٥٤ و Barber ، ١٩٦٢ وكذلك كل من Olsen و Kemper ، ١٩٦٨) .

مثال (١)

لديك مقطع من التربة كما موضح في الشكل الاتي : جهد الشد عند النقطة أ كان (−١٥سم) وعند النقطة ب كان (− ١٢٠ سم) ، اذا علمت بان الايصالية المائية بين النقطتين هي ٦٠$^{-2}$ سم/ثا . اوجد كمية الماء المتدفقة خلال مساحة التربة ١٠ سم^{2} في زمن ١٠^{4} ثانية من المعلوم بان قانون دارسي للحالة غير المشبعة يكون

$$\text{الانحدار في الشحنة المائية} = \frac{\text{التغير في الشحنة المائية}}{\text{التغير في المسافة}}$$



شكل (٧− ٦)

تؤخذ النقطة ب كمستوي قياسي في حل المسألة

الشحنة المائية عند النقطة أ= جهد الشد+ جهد الجاذبية

= −١٠سم+ ١٠ سم

= صفر سم

الشحنة المائية عند النقطة ب= جهد الشد+ جهد الجاذبية

= −١٢٠ سم + صفر سم

=−١٢٠ سم

$$\text{الانحدار في الشحنة المائية بين أ ب} = \frac{\text{الشحنة المائية عند أ} - \text{الشحنة المائية عند ب}}{\text{المسافة بين أ ب}}$$

$$= \frac{\text{صفر} - (-١٢٠ \text{ سم})}{١٠ \text{ سم}} = ١٢$$

كمية الماء المتدفق = مساحة مقطع التربة × الزمن × الايصالية المائية × الانحدار في الشحنة المائية

= ١٠سم^{٢} × ١٠^{١} ثانية × ١٠−^{٢} سم /ثانية ×١٢

= −١٢ × ١٠^{٣} سم ^{٣}

بما ان الاشارة سالبة فان ذلك يعني ان التدفق يتحرك نحو الاسفل.

مثال (٢)

عند افتراض ان التبخر يحصل من سطح التربة كما في الشكل اعلاه (المثال الانف الذكر) وعندما يكون جهد الشد عند النقطة أ هو (−٢٠٠٠ سم) وعند النقطة ب (−١٠٠٠)سم) ومعدل الايصالية المائية ١٠−^{٨} سم /ثانية فما هي كمية الماء المتبخرة من وحدة المساحة خلال اليوم الواحد.

في هذه الحالة تطبق نفس المعادلة الآنفة الذكر (بافتراض ان المستوى القياسي عند النقطة ب)

الشحنة المائية عند أ = جهد الشد + جهد الجاذبية

= (− ٢٠٠٠ سم) + ١٠ سم = − ١٩٩٠ سم

الشحنة المائية عند ب = جهد الشد + جهد الجاذبية

= (− ١٠٠٠ سم) + صفر سم = − ١٠٠٠ سم

$$\text{الانحدار في الشحنة المائية} = \frac{\text{الشحنة المائية عند أ} - \text{الشحنة المائية عند ب}}{\text{المسافة بين أ ب}}$$

$$= \frac{-١٩٩٠ \text{ سم} - (-١٠٠٠ \text{ سم})}{١٠ \text{ سم}} = -٩٩$$

كمية الماء المتبخرة من وحدة المساحة = وحدة المساحة × الزمن × الايصالية المائية × انحدار الشحنة المائية

= ١٠ سم^{٢} × ١ يوم × ٢٤ ساعة / يوم × ٦٠ دقيقة / ساعة ×

× ٦٠ ثانية / دقيقة × ١٠$^{-٨}$ سم / ثانية × − ٩٩

= − ٠,٨٥٦ سم^{٣}.