كلية الزراعة
faculty of agriculture
قسم الأراضي
Soils department

جامعة دمياط
Damietta University

اعداد
د/ رامي محمد محمد خليفة
مدرس طبيعة الأراضي

تدفق الماء فى الأراضى الغير مشبعة
Water Flow in Unsaturated Soil

اعداد

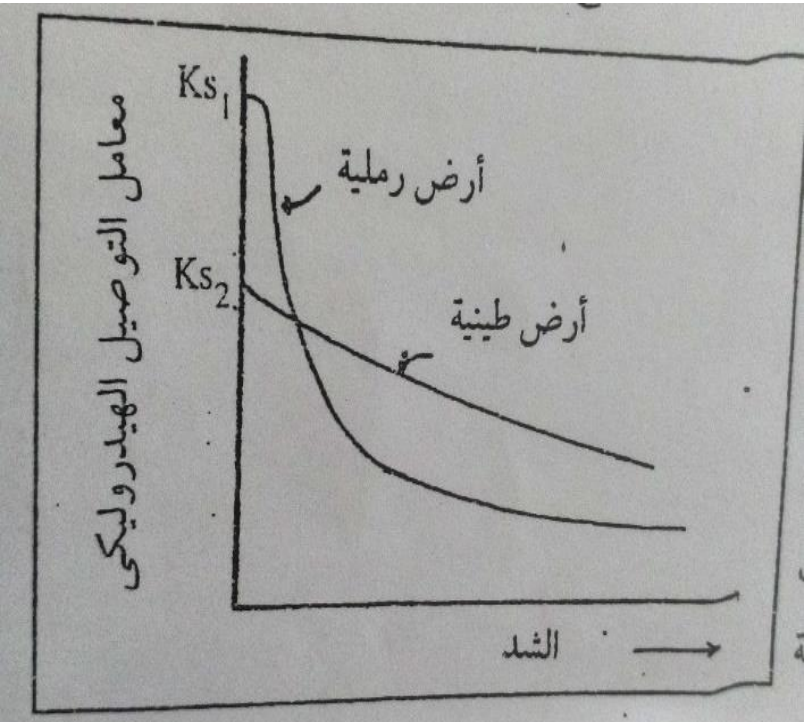
د/ رامي محمد خليفة

مدرس طبيعة الأراضي – قسم الأراضي – كلية الزراعة – جامعة دمياط

تدفق الماء فى الأراضى المشبعة
Water Flow in Saturated Soil

- سنختص بالحديث في هذه المحاضرة عن الاتي: -
- **-حركة الماء في الحالة الغير المشبعة**
- **- حركة الماء لأعلي Upward flow**
- **- تسرب الماء water Infiltration**
- **- توزيع الرطوبة بقطاع الأرض خلال التسرب**
- **- تقسيم معدلات التسرب**
- **- تقدير معدلات التسرب**

أهمية دراسة تدفق الماء فى الأرض الغير مشبعة



شكل (٨٠)

العلاقة بين معامل التوصيل الهيدروليكى والشد لأراضى مختلفة القوام (مقياس لوغاريتمى - لوغاريتمى)

- ترجع الأهمية الكبرى لدراسة تدفق الماء في الأرض غير مشبعة من حيث أن تدفق الماء في منطقة جذور النباتات لمعظم المحاصيل تحدث تحت ظروف عدم التشبع
- كما ان الفترة التي تبقي بها الأرض في الحالة المشبعة تعد قصيرة بالمقارنة بالحالة غير المشبعة
- وعمليات التدفق في الأحوال الغير مشبعة تعد على جانب كبير من الصعوبة والتعقيد من حيث وصفها كميا نظرا لتغير حالة ومحتوي الماء الأرضي أثناء التدفق. حيث انه في الأراضي المشبعة يكون المحتوي الرطوبي عند التشبع ثابت مع الزمن وعليه فان الأراضي لها قيمة واحدة من معامل التوصيل الهيدروليكي (K_S) بينما في الأرض الغير مشبعة يكون المحتوي الرطوبي أقل من حالة التشبع ويقل مع مرور الوقت بفقدان الماء او يزيد بإضافة الماء وبالتالي تأخذ التربة قيما مختلفة لمعامل التوصيل الهيدروليكي تبعا للمحتوي الرطوبي $K_{(\theta)}$ او تبعا لجهد الشد (الضغط السالب) الذي عليه الماء في التربة $K_{(\psi)}$، **ويوضح شكل الاتي مدي اعتماد معامل التوصيل الهيدروليكي علي الشد في الأراضي مختلفة القوام** فنجد انه بالرغم من ان معامل التوصيل الهيدروليكي للأرض الرملية المشبعة (K_{S1}) أعلي من الأرض الطينية المشبعة (K_{S2}) الا انه يقل في الأراضي الرملية بانحدار شديد للمنحني مع زيادة الشد (أي نقصان المحتوي الرطوبي) ، وتصبح قيم K اقل من الأراضي الطينية ويرجع ذلك لان تدفق الماء في الأحوال غير المشبعة للأراضي الرملية يقل بشدة عند تواجد شد (ضغط سالب) منخفض حيث تفقد الاغشية المائية استمراريتها بين الحبيبات الكبيرة الحجم لهذه الأراضي الرملية

المعادلات التي يمكن من خلالها حساب معامل التوصيل الهيدروليكي في الأرض.

- هناك معادلات عديدة كلها تجريبية عشوائية لوصف العلاقة بين معامل التوصيل الهيدروليكي كدالة للشد $K_{(\psi)}$او كدالة للمحتوي الرطوبي $K_{(\Theta)}$نختار منها الأكثر شيوعا
- $K_{(\psi)} = a / (b + \psi^m)$
- للأراضي الطينية $m \leq 2$ ، وللأراضي الرملية $m \geq 4$
- $K_{(\Theta)} = K_S (\Theta / E)^m$
- حيث m، b، a ثوابت العلاقة التجريبية
- K_Sمعامل التوصيل الهيدروليكي في الحالة المشبعة
- Θ المحتوي الرطوبي علي أساس الحجم
- E المسامية
- والقوة الدافعة لحركة الماء في الحوال الغير مشبعة هي أيضا تدرج الجهد أو تدرج الارتفاع الهيدروليكي حيث يتحرك الماء من النقطة الأعلى جهدا الي النقطة الأقل جهدا وعند تساوي الجهود بين النقطتين فلا حركة للماء.

قانون دارسي في صورته العامة

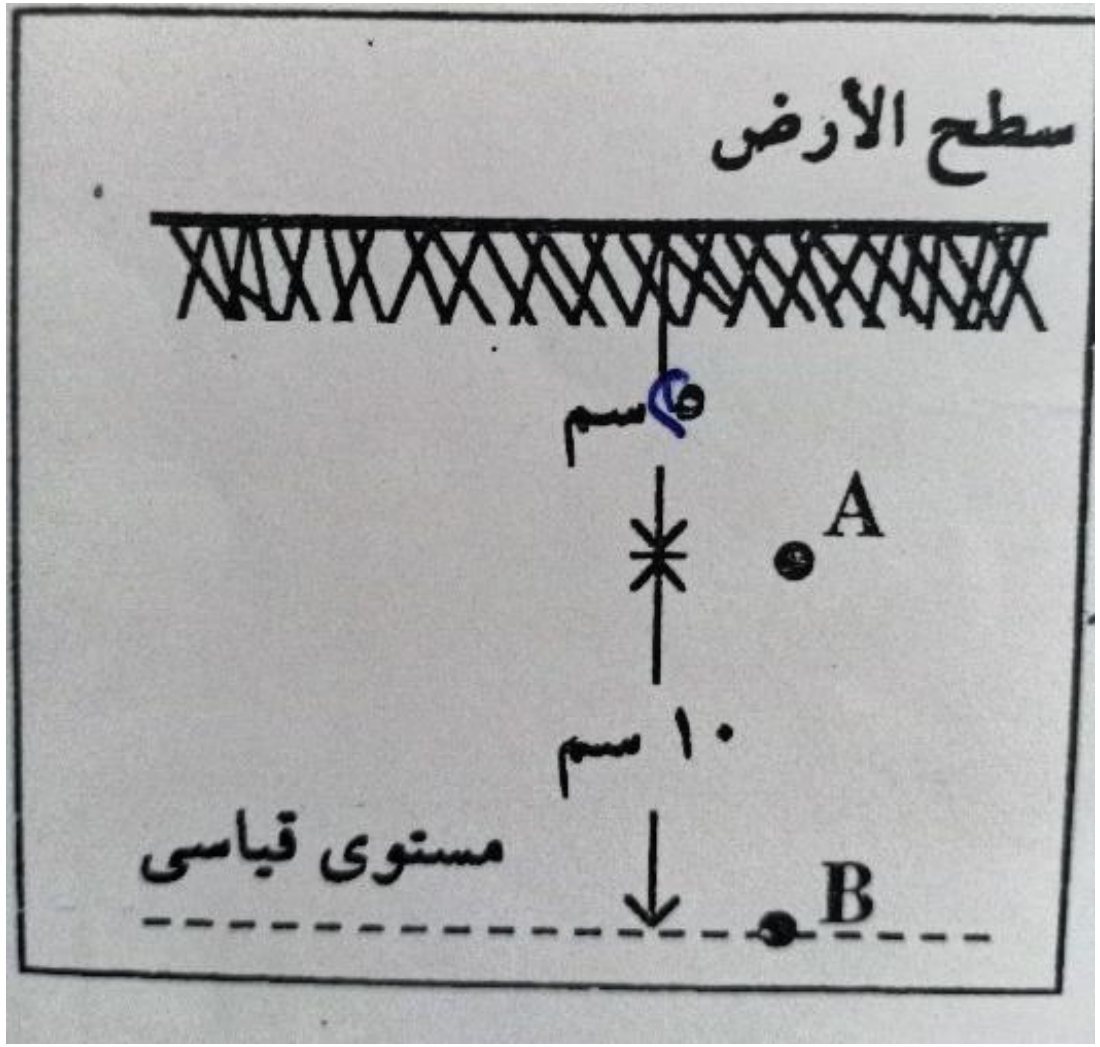
- يمكن تطبيقه أيضا في الأحوال غير المشبعة مع الاخذ في الاعتبار ان معامل التوصيل الهيدروليكي في الحوال الغير مشبعة يكون دالة لارتفاع الشد او المحتوي الرطوبي
- في حالة دالة ارتفاع الشد
- $q = - K_{(\psi)}\, i = - K_{(\psi)}\, \Delta H / \Delta S$
- وفي حالة دالة المحتوي الرطوبي
- $q = - K_{(\theta)}\, i = - K_{(\theta)}\, \Delta H / \Delta S$

- **طرق قياس معامل التوصيل الهيدروليكي للأرض الغير مشبعة معمليا** اكثرها استخداما هي طريقة التدفق الخارج outflow method وهي تعتمد على قياس معدل الماء الخارج من العينة الموضوعة في خلية الضغط pressure cell وذلك بزيادة الضغط تدريجيا.
- اما **طرق القياس بالحقل** طريقة الصرف الداخلي internal drainage وهي تعتمد علي قياس المحتوي الرطوبي وجهد الشد matric potential للقطاع مع الزمن تحت ظروف الصرف فقط مع منع أي بخر او نتح من الأرض.

- **مثال:** في ارض كان معامل التوصيل الهيدروليكي عند التشبع $K_S = 2\times 10^{-7}\ m\ s^{-1}$ وكانت ثوابت المعادلة ثوابت المعادلة $a= 0.2$ $b= 10^4$ $m=2$
- احسب معامل التوصيل الهيدروليكي عند
- السعة الحقلية
- عند نقطة الذبول المستديم
- جهد شد قدره ١٠ متر ماء
- جهد شد قدره ٢٥ متر ماء

الحل

- $K_{(\psi)} = a / (b + \psi^m)$
- لاحظ ان ψ في هذه المعادلة تطبق علي أساس انها الشد بالسنتيمترات ماء
- عند السعة الحقلية $\psi = 1 / 3$ bar $= 1000\times1/3=330$ cm H_2O
- $K_{(\psi)} = 0.2 / (10^4 + 330^2) = 1.68 \times 10^{-6}$ $cms^{-1} = 1.68\times 10^{-8}$ ms^{-1}
- عند نقطة الذبول المستديم $\psi = 15$ bar $= 1000\times15=15000$ cm H_2O
- $K_{(\psi)} = 0.2 / (10^4 + 15000^2) = 8.89 \times 10^{-12}$ ms^{-1}
- جهد شد قدره ١٠ متر $\psi = 10m \times100 = 1000$ cm H_2O
- $K_{(\psi)} = 0.2 / (10^4 + 1000^2) = 2 \times 10^{-7}$ $cms^{-1} = 2\times 10^{-9}$ ms^{-1}
- عند شد قدره ٢٥ متر $\psi = 25m \times100 = 2500$ cm H_2O
- $K_{(\psi)} = 0.2 / (10^4 + 2500^2) = 3.19 \times 10^{-8}cms^{-1} = 3.19 \times 10^{-10}ms^{-1}$
- يلاحظ هنا تناقص معامل التوصيل الهيدروليكي مع تزايد جهد الشد (او تناقص المحتوي الرطوبي)



- **مثال ٢ :** إذا كانت الأرض الموضحة في المثال السابق واقعة تحت تأثير معدل بخر ثابت وكان جهد الشد عند النقطة A (كما بالشكل) يساوي ٢٥ متر ماء وعند النقطة B يساوي ١٠ متر ماء.
- احسب معدل تدفق الماء بين النقطتين

الحل

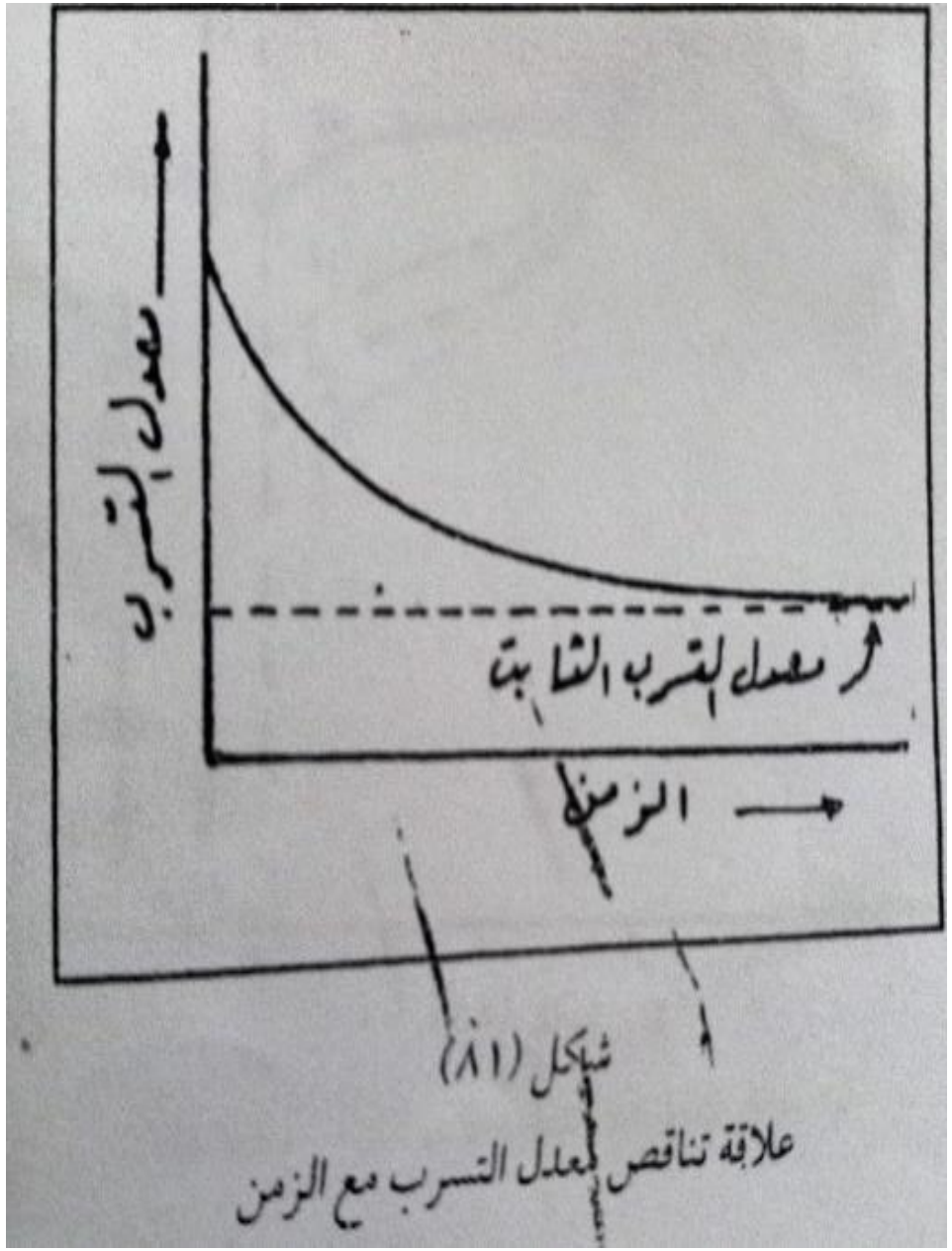
- كما سبق تم حساب معامل التوصيل عند جهدي الشد ١٠ متر، ٢٥ متر سوف يؤخذ المتوسط بينهم لتطبيقه في حالتنا هنا
- متوسط معامل التوصيل الهيدروليكي
- $K= (2\times10^{-9}\ ms^{-1}) + (3.19 \times 10^{-10}\ ms^{-1})/2 = 1.16 \times 10^{-9}\ ms^{-1}$
- وبحساب الجهد عند النقطتين حيث $H=h+z$ وذلك بأخذ المستوي القياسي مارا بالنقطة B يكون.
- $H_A= - 25\ m+ 0.1\ m= - 24.9\ m$
- $H_B = -10\ m + 0m= - 10\ m$
- $\Delta H = H_A – H_B = -24.9 – (-10\ m) =-14.9m$
- وبتطبيق معادلة دارسي لحساب معدل التدفق الماء
- $q= K\ \Delta H/L= (1.16 \times10^{-9}\ ms^{-1})\ (-14.9m/0.1m) = -1.73 \times 10^{-7}\ ms^{-1} =-1.49\ cm\ day^{-1}$
- والاشارة السالبة هنا تدل علي ان التدفق لاعلي (أي في الاتجاه من النقطة B الي A).
- ويلاحظ هنا انه من الوجهة العملية للأحوال الغير مشبعة ان يكون الجهد الكلي عند أي نقطة مساويا بالتقريب لجهد الشد Matric potential لهذه النقطة أي
- $\psi_{total} =\psi_m$

حركة الماء لأعلي Upward flow

- يلاحظ أنه عند تواجد مستوي ماء أرضي water tableتحت سطح التربة فان الماء يرتفع بالخاصية الشعرية خلال التربة فوق هذا المستوي ليكون منطقة مشبعة ممتدة لمسافات قصيرة فوق المستوي تعرف بالهامش الشعري capillary fringe ويلاحظ انه يحدث انخفاض في المحتوي الرطوبي مع الارتفاع عن مستوي الماء الأرضي
- **واهمية معرفة الهامش الشعري** تنبع من انها تحدد الوسيلة والعمق الذي يجب خفض مستوي الماء الأرضي اليه وذلك بواسطة المصارف مثلا لتجنب ارتفاع الماء منه الي منطقة الجذور، حيث ان عملية تكرار ارتفاع الماء مع البخر قد يؤدي الي تركيز الاملاح في منطقة نمو الجذور أو علي السطح حيث ارتفاع الاملاح عن حد معين يؤدي لوقف نمو النبات والحاجة لعمليات غسيل الأراضي

تسرب الماء water infiltration

- عند إضافة الماء لسطح الأرض سواء كان هذا بواسطة الامطار او الري فان الماء يتخلل الي داخل التربة ، ويعرف تسرب الماء infiltration علي انه **"عملية دخول الماء للأرض بالتدفق لأسفل من كل او جزء من سطح الأرض"** ومعدل دخول الماء يتناسب مع معدل إضافة الماء، ويحدد كمية الماء التي تدخل منطقة الجذور، ويحدد أيضا معدل الماء الذي لا يستطيع الدخول ويحدث له جريان علي لسطح وهو ما يعرف **بالجريان السطحيsurface runoff** والتعرف علي تسرب الماء والذي يتأثر بخواص الأرض وطريقة إضافة الماء له أهمية خاصة من ناحية إدارة الأرض والماء بطريقة مناسبة. ويعرف معدل التسرب infiltration rateبأنه **" حجم تدفق الماء المتسرب الي قطاع الأرض لكل وحدة مساحة سطح من التربة لكل وحدة زمن"** وتتخذ وحدة سرعة LT^{-1} مثل التوصيل الهيدروليكي **(ملحوظة يتساوى معدل التسرب مع التوصيل الهيدروليكي في الحالة المشبعة)**

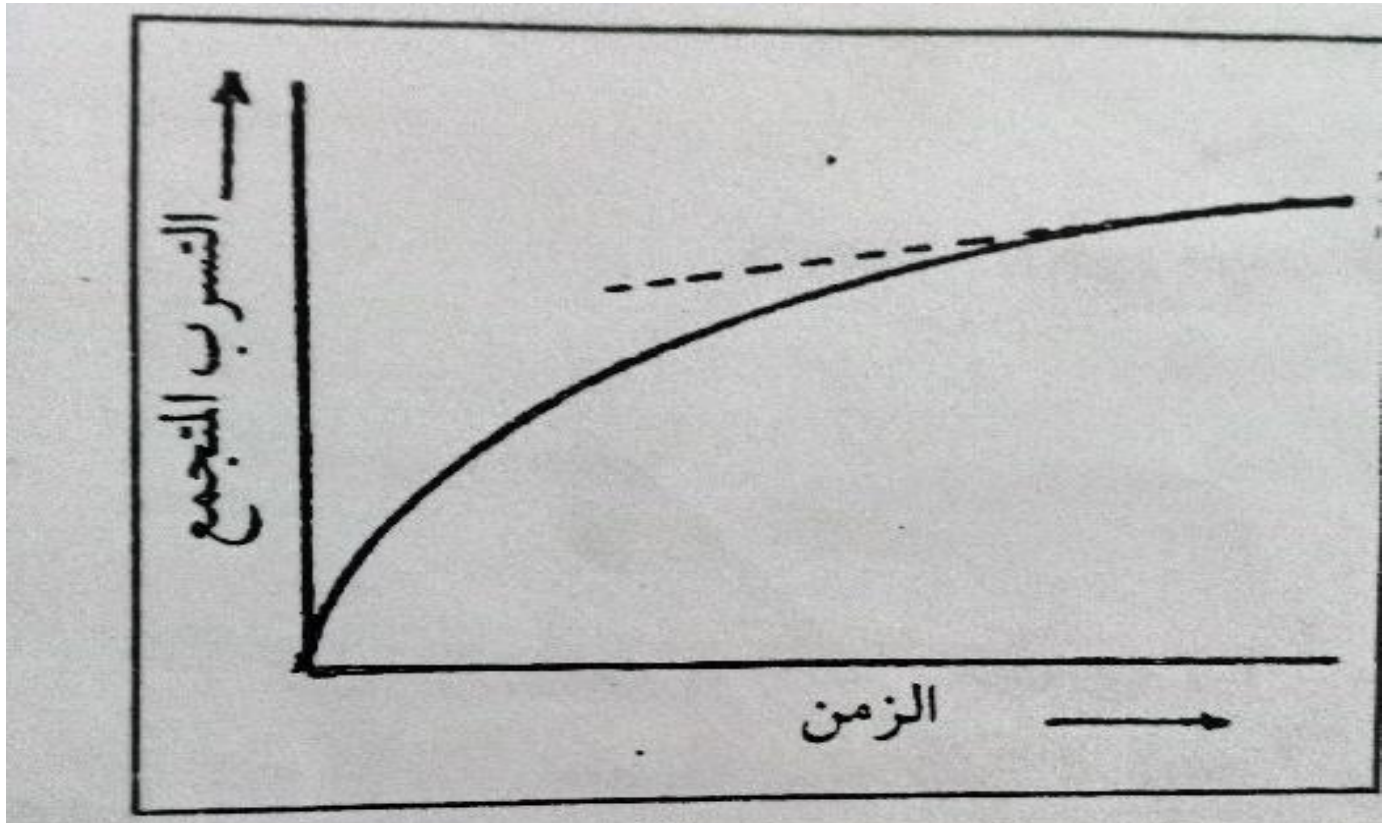


شكل (٨١)
علاقة تناقص معدل التسرب مع الزمن

- **<u>العوامل التى يتوقف عليها معدل التسرب: -</u>**
- ١-المحتوي الرطوبي للتربة عند بداية التسرب
- ٢-الشد
- ٣-تأثير قوام وبناء التربة
- ومعدل التسرب مرتفع في بداية عملية التسرب وخاصة في الأراضي الجافة نظرا لوجود تدرج جهد عالي يتراوح من صفر عند سطح الماء المضاف الي حوالي 10^{-4}ك باسكال بالأراضي الجافة. ومع الزمن يقل معدل التسرب حتى يصل الي معدل ثابت steady state (السريان الثابت) بعد فترة طويلة بعد فترة طويلة من بداية عملية التسرب ويطلق عليه معدل التسرب الثابت او النهائي ويعرف ماء التسرب المتجمع
-

- **ماء التسرب المتجمع**
Cumulative infiltration

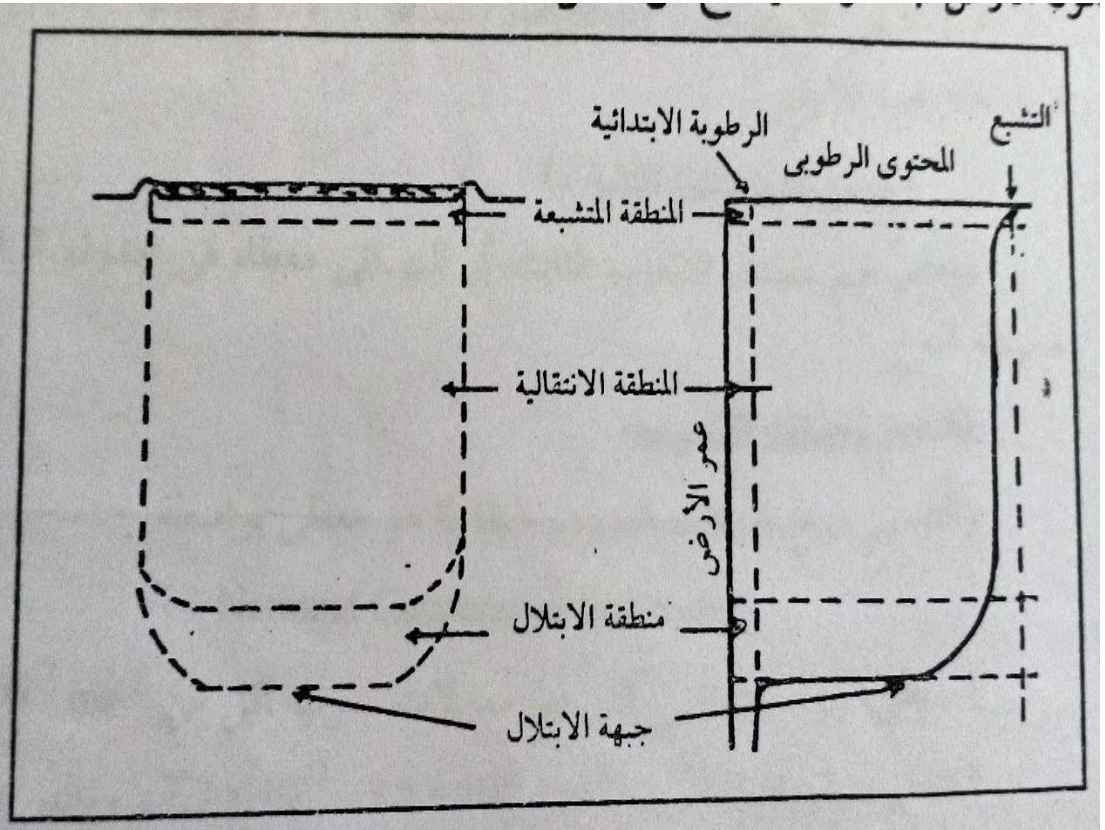
يعرف علي انه كمية الماء المتسرب في زمن معين. لذا فهو يزيد مع الزمن كما هو واضح في الشكل ويأخذ شكل منحني متناقص الميل حيث انه يعد تكامل لمعدل التسرب بالنسبة للزمن ويتخذ وحدة أطوال(L)



شكل (٨٢)

علاقة ماء التسرب المتجمع مع الزمن

توزيع الرطوبة بقطاع الأرض خلال التسرب

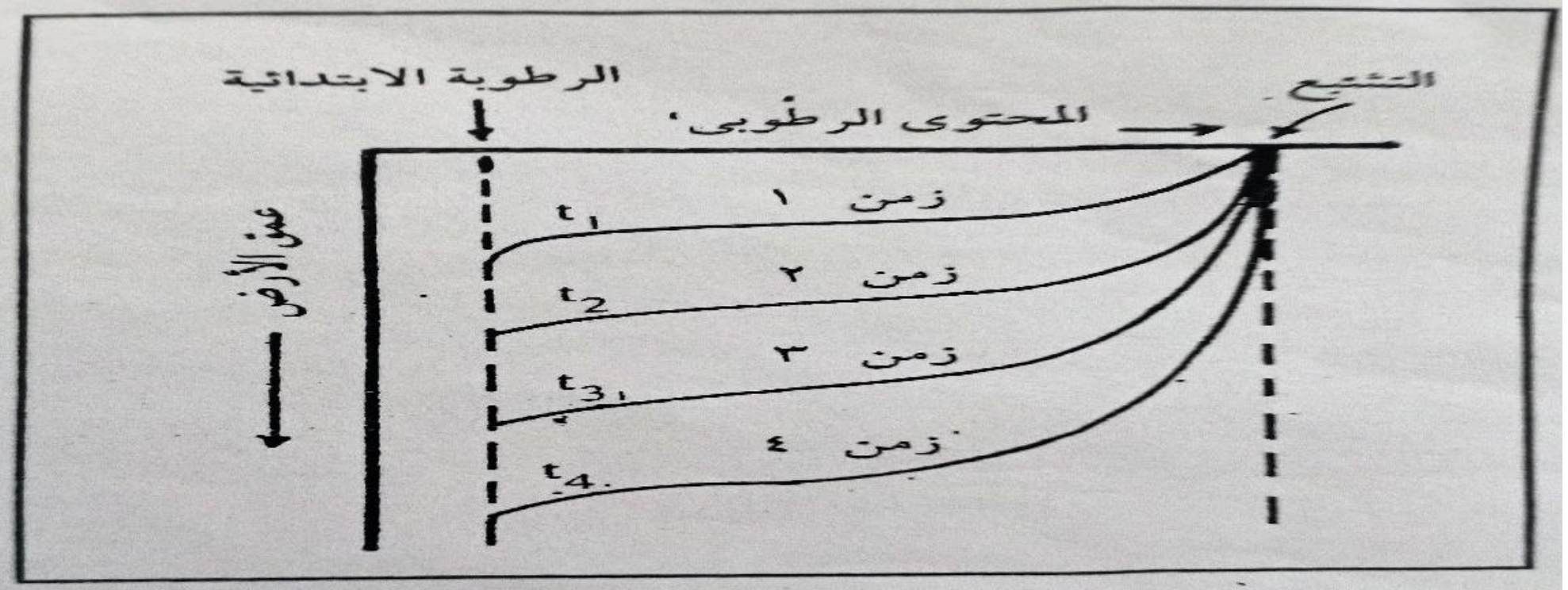


شكل (٨٣)

توزيع الرطوبة بقطاع الأرض أثناء عملية التسرب

- عند غمر أرض متجانسة بكمية من الماء فسنجد ان سطح الأرض مشبع لعمق يصل عدة ملليمترات او سنتيمترات، وتحت هذا السطح تود منطقة أقل تشبعا تسمي بالمنطقة الانتقالية transmission zone تليها منطقة الابتلال wetting zone حيث يتناقص المحتوي الرطوبي مع العمق حتي تصل جبهة الابتلال wetting front حيث يكون تدرج المحتوي الرطوبي حاد جدا أسفل هذه الجبهة فتكون الأرض جافة وهذا يتضح من الشكل الاتي

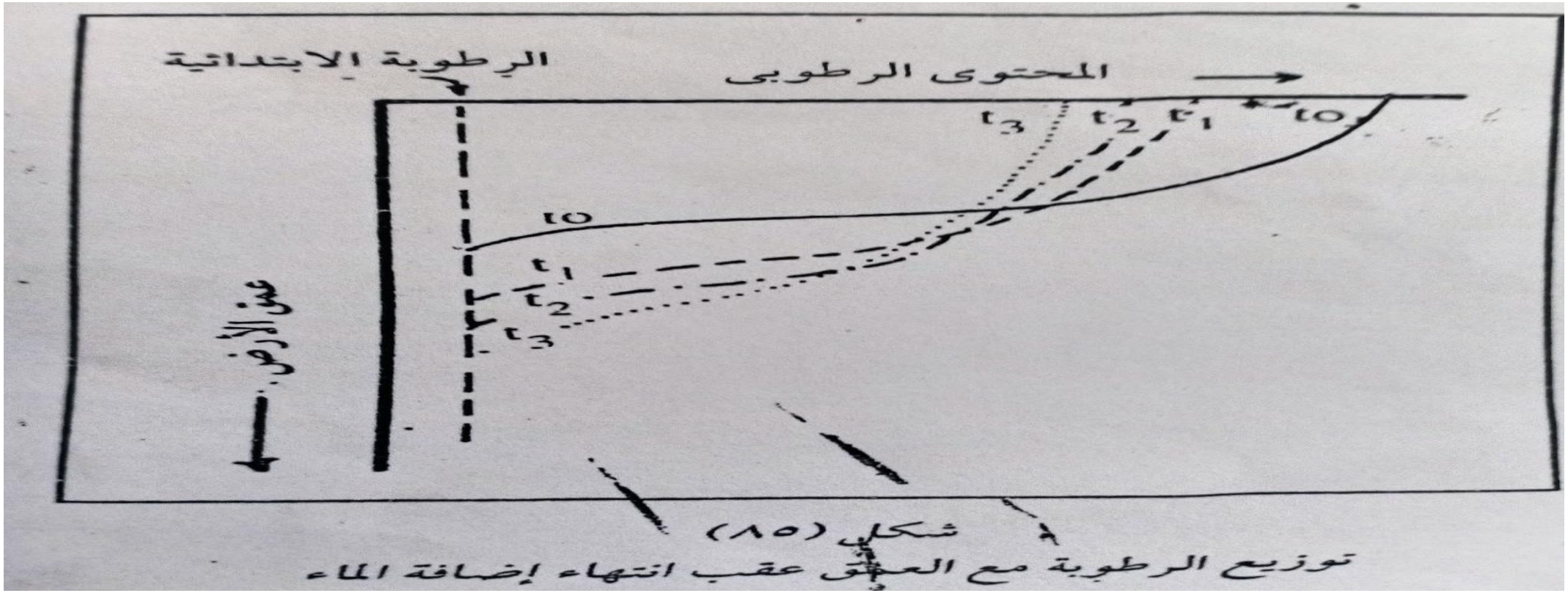
- ولو أنه تم اختبار توزيع الرطوبة مع الزمن أثناء عملية التسرب فسنجد أن المنطقة شبه المشبعة والانتقالية تزداد عمقا مع الزمن ، أي ان **جبهة الابتلال تزداد عمقا مع الزمن باستمرار كما هو واضح من الشكل الاتي**



شكل (٨٤)
تقدم جبهة الابتلال مع مرور الزمن

إعادة توزيع الرطوبة بالأرض عقب تسرب الماء اليها:-

- عند انتهاء إضافة الماء للتربة فان عملية تسرب الماء تتوقف وتعقبها عملية إعادة التوزيع حيث ان حركة الماء لأسفل قطاع التربة لا تتوقف. **وعملية إعادة التوزيع كما في الشكل** يحدث بها إعادة توزيع المحتوي الرطوبي بزيادة رطوبة الطبقات المتعاقبة السفلية علي حساب الطبقات العلوية



شكل (٨٥)
توزيع الرطوبة مع العمق عقب انتهاء إضافة الماء

معادلات التسرب

- هناك معادلات عديدة لحساب معدل التسرب (وبالتالي يمكن حساب التسرب المتجمع) سنختص منها هنا معادلة هي الأكثر استخداما بين المشتغلين في مجال الأراضي:
- **معادلة جرين – امبتGreen- Ampt equation**
- $i = i_c + b/I$
- حيث i معدل التسرب (ابعادة LT^{-1} ووحدته ms^{-1}) ، i_c معدل التسرب الثابت او النهائي (ابعادة LT^{-1} ووحدته ms^{-1})، b ثابت مميز (ابعادة L^2T^{-1} ووحدته m^2s^{-1}) ، I التسرب المتجمع (ابعادة L ووحدتهm)، وهذه المعادلة تتوقع قيم مرتفعة لمعدل التسرب (i) في البداية وتقل مع الزمن حيث تصل الي المعدل الثابت(i_c) .

تقسيم معدلات التسرب

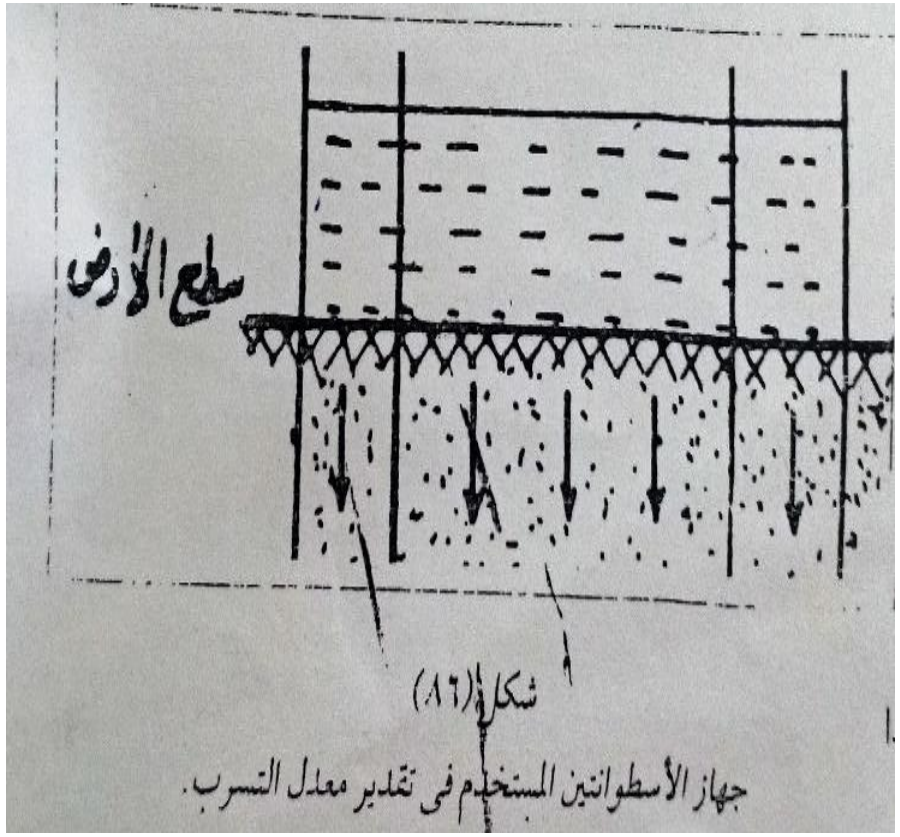
- **والتقسيم العام لمعدلات التسرب طبقا لما هو معطي بواسطة National Cooperative Soil Survey**
- **بطئ جدا**: للأراضي التي لها معدلات تسرب أقل من $7\times10^{-7}\ ms^{-1}$
- **بطئ**: لمعدلات تسرب $3.5\times10^{-6} – 7.7\times10^{-7}$ ، وتظهر بالأراضي عالية المحتوي من الطين أو منخفضة المادة العضوية.
- **متوسط**: لمعدلات تسرب 7×10^{-6} - 3.5×10^{-6} ، وتظهر بالأراضي الطميية والسلتية.
- **سريع**: لمعدلات تسرب أكبر من $7\times10^{-6}\ ms^{-1}$، وتظهر بالاراضي الرملية

نوع الأرض		معدل التسرب الثابت (١٠^-٦ م ث^-١)
رمل	Sandy	أكبر من ٥,٥٠
رملية أو سلتية	Sandy or silty	٢,٧٥ ـ ٥,٥٠
لومية	Loam	١,٤٠ ـ ٢,٧٥
طينية	Clayey	٠,٣٠ ـ ١,٤٠
طينية صودية	Sodic clayey	أقل من ٠,٣٠

جدول (٢)

قيم معدل التسرب الثابت أو النهائى

تقدير معدلات التسرب



شكل (٨٦)
جهاز الأسطوانتين المستخدم فى تقدير معدل التسرب.

- يستخدم في تقدير معدلات التسرب طريقة الأسطوانة single ring infiltrometer أو طريقة الاسطوانتين double ring infiltrometer والاسطوانة في حدود قطر قدرة ٣٠سم وبعمق ٣٠-٥٠ سم ، جزء من هذه الأسطوانة يكون فوق سطح الأرض بحيث يضاف الماء بارتفاع معين كما بالشكل ويقاس معدل انخفاض الماء مع الزمن حيث يكون هذا المعدل سريعا في البداية ثم يقل مع الزمن. ولكي تكون القياسات ممثلة للتدفق الراسي ولمنع حدوث تدفق افقي او عرضي أسفل الأسطوانة تستخدم أسطوانة اكبر قطر من الأسطوانة الاولي وبنفس العمق ويقاس معدل انخفاض الماء

- **مثال:** أرض لها معدل تسرب ثابت 2.78×10^{-6} ms^{-1} وكان معدل التسرب 1.11×10^{-5} ms^{-1} عندما كان التسرب المتجمع 0.2m .
- **احسب باستخدام معادلة Geen-Ampt معدل التسرب**
- عندما يكون التسرب المتجمع 0.5m
- عندما يكون التسرب المتجمع1m

• الحل

- $i = i_c + b/i$
- $i = 1.11\times10^{-5}\ ms^{-1}$
- $i_c = 2.78\times10^{-6}\ ms^{-1}$
- $l = 0.2m$
- وعليه يمكن حساب b والتي تعد ثابته للأرض
- $1.11\times10^{-5}\ ms^{-1} = 2.78\times10^{-6}\ ms^{-1} + b/0.2m$
- $b = 1.66\times 10^{-6}\ m^2s^{-1}$
- عندما تكون $l=0.5m$
- $i = 2.78 \times 10^{-6}\ ms^{-1} + 1.66\times10^{-6}\ m^2s^{-1}/0.5m$
- $= 6.10\times10^{-6}\ ms^{-1} = 2.2\ cm\ hr^{-1}$
- عندما تكون $l=1m$
- $i = 2.78 \times 10^{-6}\ ms^{-1} + 1.66\times10^{-6}\ m^2s^{-1}/1m$
- $= 4.44\times10^{-6}\ ms^{-1}$