Lecture - 7

Infiltration

Infiltration: A portion of the precipitation reaching the ground percolates into ground and is called infiltration. A part of the infiltrated water is held by capillarity at or near the ground surface and is ultimately evaporated from surface. another portion is used by vegetation and returned to the atmosphere as transpiration. Some portion percolates deep in to the ground and joins the water table as ground water. Another portion may drain in to the ocean. The remaining small portion may percolate great depth and appear at distant place as artesian wells. Infiltration is the process which water enters the soil from the ground surface.

حركة مرور الماء من سطح التربة راسيا الى اسفل داخل مسام التربة ويعبر عن معدل الترشح (infiltrating rate) من المياه المعطاة للأرض بوحدات عمق مكافئ من المياه المترشحة أي mm/hr (وحدات العمق لوحدة الزمن) اما سعة الترشيح (infiltration capacity) هي اقصى معدل للترشح يمكن ان تستوعبه التربة المحددة في ظروف معينة ولها نفس وحدات معدل الترشيح

ان القوى الأساسية المسببة لعملية الارتشاح هي قوى الشد الشعري المتأتية أصلا من قوى تلاصق جزيئات الماء بأسطح حبيبات التربة (قوى الشد السطحي) وقوة الجذب الأرضي نحو الأسفل.

- التغلغل percolation هو ظاهر حركة الماء داخل او خلال جسيم ترابي ليس بالضرورة ان يكون مشبعا بالماء.
- اما النفاذية للتربة فهي باختصار قابلية التربة المشبعة على انتقال حركة الماء بداخلها وتعد من صفات التربة.
- اما الارتشاح فهو ليس صفة ثابتة وانما يتأثر بعدد كبير من العوامل.

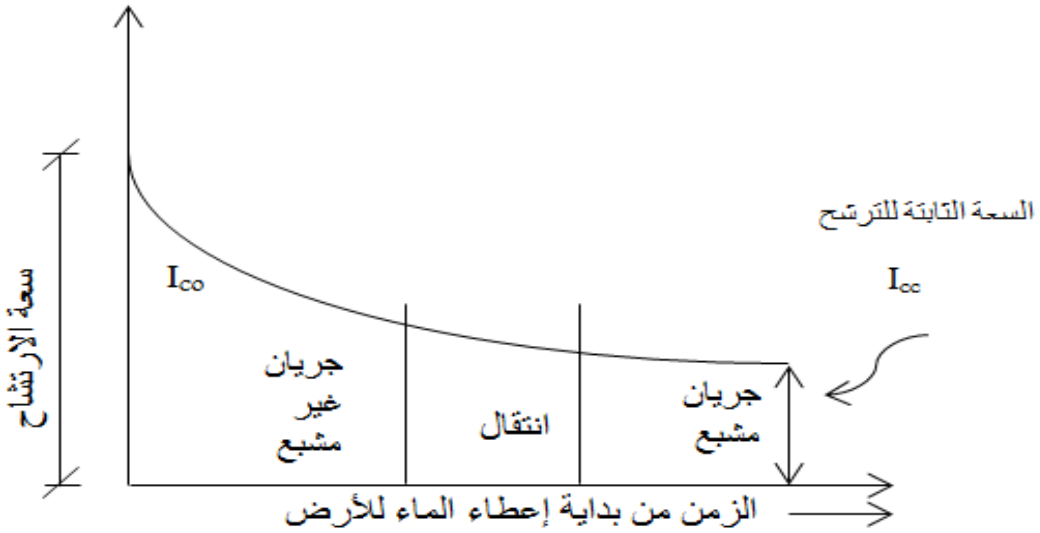
Factors affecting infiltration rates

1. Soil moisture: when the soil is dry, the infiltration rate is high because there is a strong eapillary attraction for the moisture which acts in the same direction as gravity. As the soil becomes saturated the capillary attraction is reduced and the infiltration rate decreased.
2. Type of soil medium: the infiltration rate depends upon the type of soil, it’s texture, the amount of clay and colloids in the soil, and the thickness and depth of permeable layers.
3. Permeability: the infiltration of rate depends upon the permeability (or the transmission capacity) of the soil. Infiltration will continue only if the infiltrated water is transmitted by the soil.

4. Vegetal cover: the dense vegetal cover over the surface of the soil increase the infiltration rate. The vegetal cover provides protection to the soil surface against the compaction due to impact of rain drops. Moreover, it also provides a layer of decaying matter with cavities which increase infiltration.
5. Surface fines: if the soil surface is sealed with soil fines, the infiltration rate is reduced.
6. Compaction of soil: caused by impact of rain drops or that caused by men and animals reduced the infiltration rate.
7. Available storage in soil stratum: the available storage in soil depends upon the thickness of the stratum, porosity and the water content of the soil. The infiltration is more available storage is large.
8. Depth of surface detention: after satisfying the interception and depression storage loss, the rain water collects over the ground surface as surface detention. The rate of infiltration increases as the depth of surface detention increases because the head causing flow is increased.
9. Temperature of water: an increase in temperature cased a reduction in the viscosity of water and consequent increase in the rate of infiltration.
10. Other factors: a large number of other factors such as entrapped air in the soil pores, quality of water, turbidity of water salt content, and freezing characteristics of soil also affect the rate of infiltration.

عندما تتدفق المياه من احدى فتحات الري لتلامس سطح التربة الجافة فان سعة الترشح تتناقص تدريجيا مع مرور الوقت الى ان تثبت قيمتها وتسمى في هذه الحالة سعة الترشح الثابتة (constant infiltration capacity) كما في الشكل ادناه. ويعزى تناقص سعة الترشح بمعدل سريع في المرحلة الأولى من بداية إعطاء المياه للتربة الى شد (مص) المياه من اعلى الى أسفل أي في اتجاه حركة الماء المنجذب وخلال هذه المرحلة التي تعرف بمرحلة جريان غير المشبع يتم بواسطة خاصية الشعرية ملئ المسام الدقيقة للتربة بالمياه مما يقلل من استيعاب التربة بعد ذلك للترشح، مع استمرار عملية الترشح تستمر حركة المياه خلال المسام الكبيرة وعندما يزداد المحتوى الرطوبي للتربة عن حاجتها (سعتها الحقلية) ويتلاشى تأثير الضغوط الشعرية، تثبت قيمة سعة الترشح وتسمى بمرحلة الجريان المشبع.

وبين مرحلتي الجريان المشبع والجريان الغير مشبع مرحلة انتقال تتناقص خلالها سعة الترشح بمعدل بسيط نسبيا.



وقد وجد العالم هورتن (Horton) ان منحني تغيير سعة الترشح مع الزمن يمكن تمثيله بالمعادلة التالية:

$I_c = I_{cc} + (I_{co} - I_{cc}).\ e^{-kt}$

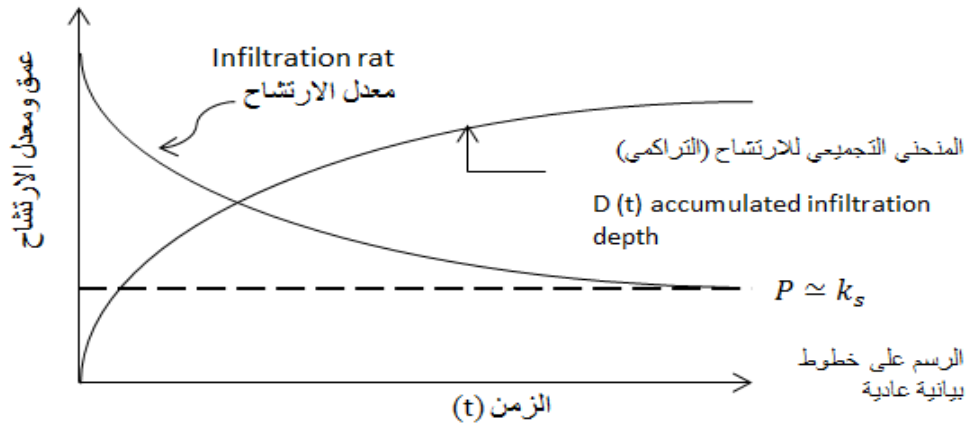
$I_c =$ سعة الترشح بعد (t) من الزمن

$I_{co} =$ سعة الترشح العظمى

$I_{cc} =$ سعة الترشح الثابتة

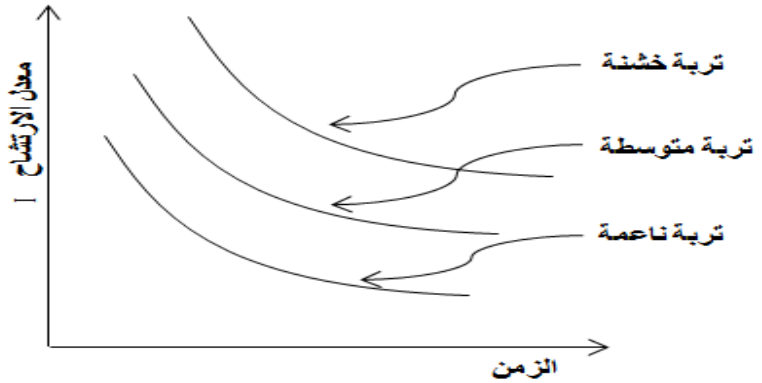
ويشترط في استعمال المعادلة أعلاه ان يكون معدل إعطاء المياه للأرض أكثر او يساوي سعة الترشح.

- من المفيد أحيانا دراسة المنحني التجميعي للترشح لتحديد كمية المياه التي ترشحت داخل الأرض بعد أي فترة زمنية من بداية إعطاء الماء للأرض ويمثل هذا المنحني واقع تغيير سعة الترشح مع الزمن على النحو التالي.



الشكل يمثل تغيير معدل الارتشاح I (t) والارتشاح التراكمي D (t) مع الزمن.

إذا استمرت عملية الارتشاح لفترة زمنية طويلة فان معدل الارتشاح يقترب من قيمة ثالثة (P). وعموما فان قيمة الثابت P يجب ان يكون مساوياً للإيصالية المائية للتربة المشبعة (K_s)، الا ان انحباس وانحصار الهواء بين دقائق التربة يمنع التربة من الوصول الى حالة الشبع الكامل التي عندها يكون المحتوى الرطوبي للتربة (على أساس الحجم) يساوي مسامية التربة porosity ولهاذا السبب فان P تكون اقل من K_s بقليل.



الشكل يمثل تأثير قوام التربة على معدل الارتشاح.

تعد معادلة كوستاكوف (Kostiakov) من المعادلات الوضعية لوصف ارتشاح الماء في التربة:

$$D = ct^m$$

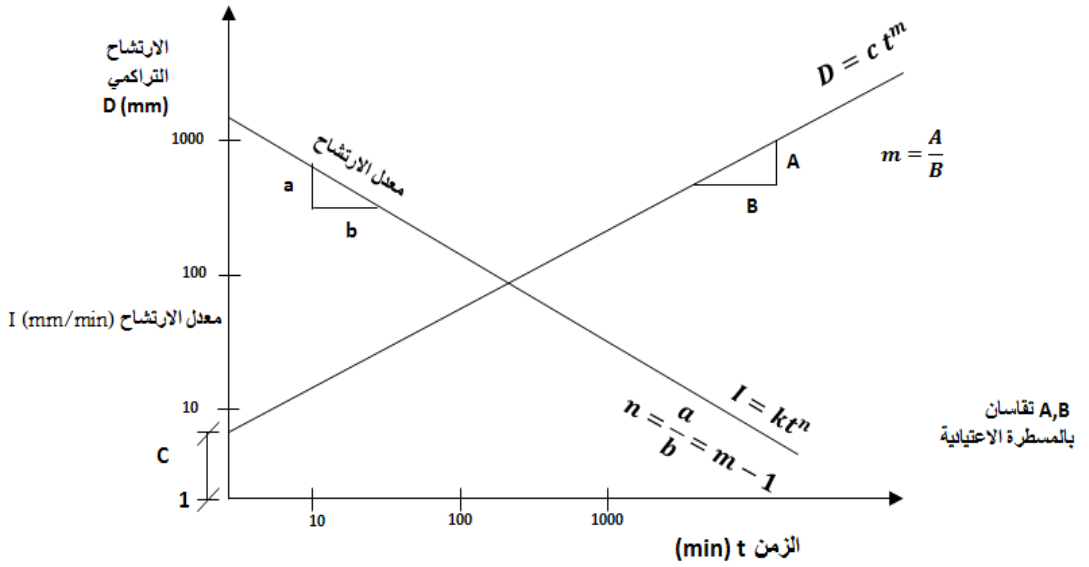
Where

D = accumulated infiltration depth (mm) عمق الارتشاح التراكمي

t = time accumulated Infiltration (min) زمن الارتشاح التراكمي

C,m = constant ثوابت

المعادلة أعلاه لوغاريتمية. فاذا رسم Dمقابل t على ورق لوغاريتمي log-log paper نحصل على خط مستقيم مائل تقاطعه مع D عند الزمن دقيقة واحدة (t = 1 min)تمثل قيمة معامل الارتشاح (C) وميله الحسابي هو m ($m = \frac{A}{B}$)



المعادلة على ورق لمقياس لوغاريتمي

وللحصول على معادلة لوصف معدل ارتشاح الماء في التربة نشتق المعادلة أعلاه بالنسبة للزمن كالتالي:

$$\frac{dD}{dt} = I$$

$$D = ct^m$$

$$I = cm\,t^{m-1}$$

$$I = kt^n$$

Where

k = constant = cm

n = constant = m – 1

I = infiltration rate (mm/min) معدل ارتشاح الماء في التربة

n = m – 1

وبتحليل بسيط للمعادلتين يمكن اثبات ان قيمة mتقع بين الصفر والواحد وان قيمة nتقع بين الصفر وناقص واحد وكالاتي:

بما ان D تزداد تراكميا مع الزمن (t) فان قيمة (m) يجب ان تكون موجبة $(m > 0)$ وبما ان معدل الارتشاح I يقل بزيادة الزمن فان قيمة (n) يجب ان تكون سالبة $(n < 0)$ لذا لتحقيق الشروط الثلاثة لابد ان يتحقق الاتي:

$$m > 0 \quad and \quad n < 0$$

$$n = m - 1$$

$0 < m < 1$

$-1 < n < 0$

وعلى الرغم من نجاح المعادلة السابقة في وصف معدل الارتشاح خلال الساعات الأولى من عملية الارتشاح الا ان هناك ضعفا من الناحية النظرية في هذه المعادلة لأنه عندما يزداد الزمن (t) بشكل كبير تقترب قيمة معدل الارتشاح (I) الى الصفر. وهذا غير صحيح لان اقل قيمة لمعدل ارتشاح الماء في التربة هي النفاذية على أساس ان التربة تصبح مشبعة بالماء اذا كان سطحها مغطى بالماء لفترة طويلة جداً.

Exercise: The data below is from field tests of soil infiltration:

time (min) Accumulated infiltration time (min)	5	120
Accumulated infiltration depth (mm)	13	52

Find

a) The infiltration rate.
b) The infiltration function of depth.

Solution

$D = ct^m$

$13 = c(5)^m$

$52 = c(120)^m$

بحل المعادلتين

$c = 6.4$

$m = 0.44$

$\therefore D = 6.4\ t^{0.44}$

$\frac{dD}{dt} = I$

$I = 6.4\ (0.44)t^{+0.44-1}$

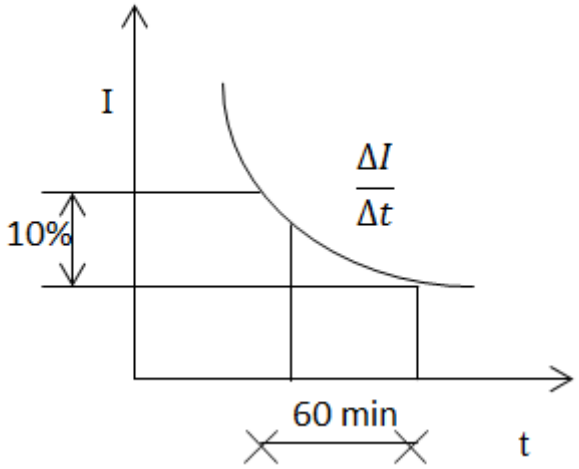
$I = 2.8\ t^{-0.56}$ (mm/min)

Lecture - 7

Basic infiltration rate. معدل الارتشاح الأساس

هو تلك القيمة على منحني الارتشاح التي يكون عندها التغيير في معدل الارتشاح خلال ساعة واحدة ولا يزيد عن (10%) ويمكن ايجاده من تقديره من زمن الارتشاح الأساسي. ويعرف عموما بمعل الارتشاح الثابت تقريبا الذي يحصل بعد مرور فترة زمنية منذ بداية عملية الارتشاح او الارواء. وقد لا يصل الارتشاح الثابت الى هذه القيمة النسبية اثناء ارواء الترب الخشنة لان عملية الارتشاح تحصل خلال زمن قصير عادة بينما في حالة الترب المتوسطة والناعمة القوام حيث يكون زمن الارواء او الارتشاح طويلا نسبيا لذا فان مفهوم معدل الارتشاح الأساس يكون أكثر أهمية ووضوحاً

$$T_b = |600n|$$



$$\frac{\Delta I}{I} \leq 0.1$$

$$\Delta I = 0.1\, I$$

$$I = kt^n$$

$$\frac{\Delta I}{\Delta t} = kn\, t^{n-1}$$

$$\Delta I = kn\, t^{n-1}\, (\Delta t)$$

$$0.1\, I = kn\, t^{n-1}\, (\Delta t)$$

$$0.1kt^n = kn\, t^{n-1}\, (60)$$

$$0.1\, t^n = n\ t^n.\ t^{-1}(60)$$

$$(60)\frac{1}{t}(n) = 0.1 \Longrightarrow \qquad -1 < n < 0$$

$$t = 600\, n$$

$$\therefore\ T_b = |600n|$$

وبعد معرفة الزمن (T_b) الذي يحصل عنده معدل الارتشاح الأساس يمكن تخمين قيمة معدل الارتشاح الأساس بتعويض قيمة الزمن (T_b) في معادلة الارتشاح العامة $I = kt^n$.

ويعد البعض معدل الارتشاح الأساسي من صفات التربة التي تعكس قوامها وتركيبها ويمكن تقسيم التربة على أساس قيم معدل ارتشاحها الأساس. وتبرز أهمية هذا المفهوم في دراسة وتصاميم نظم الري بالرش التي تحدد معدل الارواء (شدة الرش) المناسب للتصميم

للسؤال السابق

$$T_b = |600n|$$

$$T_b = |600\ \times\ -(0.56)|\ = 366\ \text{min}$$

$I_b = 2.8\ (366)^{-0.56} = 0.108$ mm/min

$I = 6.465$ mm/hr.

Measurement of infiltration capacity(flooding – type infiltrometer)

A simple flooding type infiltrometer consists of a metal cylinder open at both ends and about (22.5 cm) in diameter and (60 cm) long. The cylinder is driven in to the ground with a driving plate and hummer such that about (10 cm) length projects above the ground surface. Water is filled in the cylinder to maintain the water depth of about 55 cm in it. A pointer is set to mark the water level. As the infiltration take place, the water level goes down. The water level is mainted constant by adding water from burette. Reddings of the burette are taken at a regular time intervel to determine the rate of infiltration is obtained. The experiment is generally continued till a constant rate of infiltration is obtained, which usually accurse after 2-3 hrs deeping upon the type of soil. A plot is made between the infiltration capacity and time.