

الفصل الثالث: الماء في التربة

1.3 مقدمة

هناك العديد من التطبيقات لجريان الماء ضمن التربة في مختلف مجالات الهندسة الجيوتكنيكية وخاصة:

- تخفيض منسوب المياه في أعمال الحفريات
- تصريف المياه في أعمال تدعيم التربة
- دراسة استقرار بعض المنشآت المعرضة لتسرب المياه وخاصة السدود ذات النواة الترابية والمنحدرات والصفائح الوتدية
- تشديد الترب بواسطة التصريف القسري

يتناول هذا الفصل دراسة جريان الماء ضمن التربة مع التركيز على قانون دارسي وعلى طرق قياس نفاذية الترب مخبرياً وحقلياً

الواحدة	الرمز	المصطلح العلمي باللغة الانكليزية	المصطلح العلمي باللغة العربية
-	-	Constitutional water	الماء التكويني
-	-	Adsorbed water (or Hygroscopic Water)	الماء المتصل
-	-	Capillary water	الماء الشعري
-	-	Gravitational water	الماء الحر
-	-	Total stress	الاجهاد الكلي
kN/m ²	σ'	Effective stress	الاجهاد الفعال
kN/m ²	u	Pore water pressure	ضغط الماء المسامي
kN/m ²	τ	Shear stress	اجهاد قاص
kN/m ²	σ	axial stress	اجهاد ناظي
m	$h_u = \frac{u}{\gamma_w}$	Pressure head	ارتفاع بيزومتري
%	i	Hydraulic gradient	الميل الهيدروليكي
m	h_t	Total head	الضاغط الكلي
m	z	Elevation head	ضاغط الارتفاع
-	-	Laminar flow	الحركة الصفحية

إعداد الدكتور رامي اسطة

-	-	Turbulent flow	الحركة الجائشة
Pascal seconds	-	Water viscosity	لزوجة الماء
-	-	Constant-head permeability test	تجربة النفاذية بضغط ثابت
-	-	Falling-head permeability test	تجربة النفاذية بضغط متغير
-	-	pumping test	تجربة الضخ
-	-	Soil liquefaction	تسيل (تميع التربة)
-	-	Flow net	شبكة الجريات
-	-	Flow lines	خطوط الجريان
-	-	equipotential lines	خطوط الطاقة
-	-	flow channel	حقل جريان
-	-	channel Equipotential	حقل كمون
m/s	k	Hydraulic Conductivity or coefficient of permeability	عامل النفاذية
m/s	v	discharge velocity	سرعة الرشح
m/s	v _s	Seepage velocity	سرعة التسرب (أو الجريان)

بعض المصطلحات والرموز والواحدات المستخدمة

2.3 أشكال تواجد الماء ضمن التربة

التربة وسط متعدد الأطوار وغالباً يكون ثلاثي الأطوار (الجزيئات الصلبة والماء والغاز). يتواجد الماء ضمن التربة بأربعة أشكال:

- الماء التكويني: يشمل الماء الذي يدخل في التركيب الكيميائي لمينرالات جزيئات التربة الصلبة
- الماء المتصل أو الهيدروسكوبي: وهي عبارة عن طبقة رقيقة لزجة نصف صلبة سماكتها تتراوح بين 10^{-2} – 10^0 ³ ميكرون وهي تحيط بذرة الغضار، ويعود جزء من تماسك الغضار إلى هذه الطبقة ولا يمكن نزع هذا الماء إلا بدرجة حرارة 105 مئوية.
- الماء الشعري: في الترب غير المشبعة يكون الماء على تماس مع الهواء ويشغل جزء من فراغات التربة. تقوم قوى الشد الشعري الناتجة عن تماس الماء بالهواء بلسق الجزيئات ببعضها البعض، ويؤدي ذلك إلى نشوء تماسك ظاهري للترب المفككة وإلى زيادة تماسك الترب الغضارية.
- يصل ارتفاع الماء الشعري في الترب الغضارية إلى عشرات الأمتار بينما لا يتجاوز هذا الارتفاع بضع سنتيمترات في الترب الرملية.
- الماء الحر: يملأ الماء الحر جميع الفراغات ويشكل غطاءً مائياً يتحرك بحرية بفعل التدرج الهيدروليكي.

يبين الشكل 3-1 الغطاء المائي وأنواع الماء المتواجد في التربة، مع العلم أن الغطاء المائي يكون بشكل عام محجوزاً بواسطة طبقة تربة كثيفة، وبالتالي فإن كتلة الماء في حالة توازن هيدروستاتيكي، ويدعى الغطاء المائي هذه الحالة بالغطاء الحر في حالة الراحة أو السكون. أما إذا كان هناك امكانية لجريان الماء فيدعى بالغطاء الحر في حالة الحركة.



الشكل 3-1: الغطاء المائي وأنواع الماء المتواجد في التربة

3.3 مفهوم الاجهادات الفعالة

تخضع مختلف الأطوار المشكلة للتربة لقوانين مختلفة، فالطورين الغازي والمائي يخضعان لقوانين الهيدرويك، بينما في دراسة مقاومة وتشوه الطور الصلب نستخدم قوانين ميكانيك التربة وتستخدم فيها الاجهادات الفعالة، أي الاجهادات الحقيقية المطبقة على جزيئات التربة الصلبة، وهذه الطريقة نعتبر أن السلوك الميكانيكي للتربة لا يتعلق إلا بالاجهادات الفعالة. لقد أدخل هذا المفهوم من قبل ترزافي ويعرف بمبدأ ترزافي للاجهادات الفعالة.

بحسب هذا المبدأ فإنه في حالة الترب المشبعة (مكونة من الطور الصلب والطور المائي فقط) فإن الاجهادات الفعالة المطبقة على جزيئات التربة الصلبة تعطى بالعلاقة التالية:

$$\sigma = \sigma' + u \quad (3-1)$$

σ الاجهاد الكلي

σ' الاجهاد الفعال

u ضغط الماء المسامي

يطبق مبدأ الاجهاد الفعال على الاجهادات الناضمية فقط وذلك لأن ماء المسامات لا يمكنه تحمل الاجهادات القاصية، أي أن $\tau = \tau'$ ، حيث تمثل τ اجهاد القص الكلي و τ' اجهاد القص الفعال.

يجدر الإشارة إلى أن الاجهاد الفعال لا يعبر بالمعنى الدقيق عن اجهاد التماس بين جزيئات الجسم الصلب، وانما يعبر عن متوسط الاجهاد على مستوي مار من كتلة التربة.

4.3 معادلة برنولي:

في حالة الجريان المستمر (جزيئات السائل تتبع مسارات ثابتة تدعى خطوط الجريان)، وعلى طول خط الجريان فإن الضغط وسرعة السائل يتبعان قانوناً معيناً. من أجل سائل تام (غير لزج وغير قابل للانضغاط)، يتحرك تحت تأثير الجاذبية، فإن هذا السائل يخضع في حركته لقانون برنولي والذي ينص على أن الضغوط الكلي في أية نقطة من سائل في حالة الحركة يعطى بالعلاقة التالية:

$$h_t = \frac{V^2}{2g} + \frac{u}{\gamma_w} + Z \quad (3-2)$$

حيث،

V سرعة جريان السائل

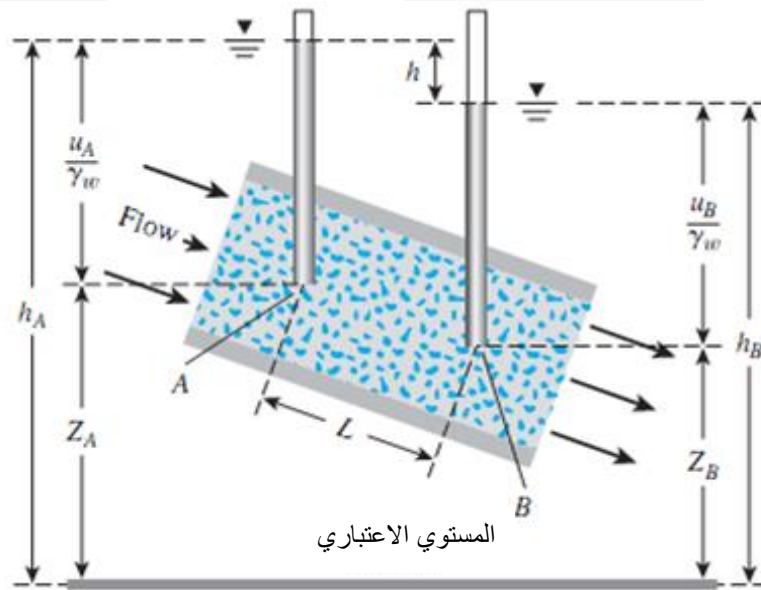
u ضغط الماء

g التسارع الأرضي

γ_w الوزن الحجمي للماء

Z منسوب النقطة، ويعبر عن المسافة الشاقولية بين النقطة ومستوي اعتباري اختياري (الشكل 3-2)

يدعى المقدار $\frac{u}{\gamma_w}$ بالارتفاع البيزومتري في نقطة، ويساوي ارتفاع الماء فوق هذه النقطة في البيزومتر الموضوع في هذه النقطة.



الشكل (3-2): الارتفاع البيزومتري والضاغط الكلي في حالة جريان الماء ضمن التربة

في حالة جريان الماء ضمن التربة، تكون سرعة الماء منخفضة جداً بحيث يمكن إهمال الحد $V^2/2g$ ، ويكون الضاغط الكلي في هذه الحالة:

$$h_t = \frac{u}{\gamma_w} + Z \quad (3-3)$$

أثناء جريان الماء ضمن التربة تنخفض الطاقة الهيدروليكية وذلك بفعل الاحتكاك سائل-سائل و سائل-تربة. تكتب معادلة برنولي في حالة الجريان من المقطع A إلى المقطع B (الشكل 3-2) على الشكل التالي:

$$\frac{u_A}{\gamma_w} + Z_A = \frac{u_B}{\gamma_w} + Z_B + h \quad (3-4)$$

h يمثل الضاغط الكلي المفقود خلال الجريان بين المقطعين A و B

بفرض L المسافة بين النقطتين A و B، يكون الميل الهيدروليكي i :

$$i = \frac{h}{L} \quad (3-5)$$

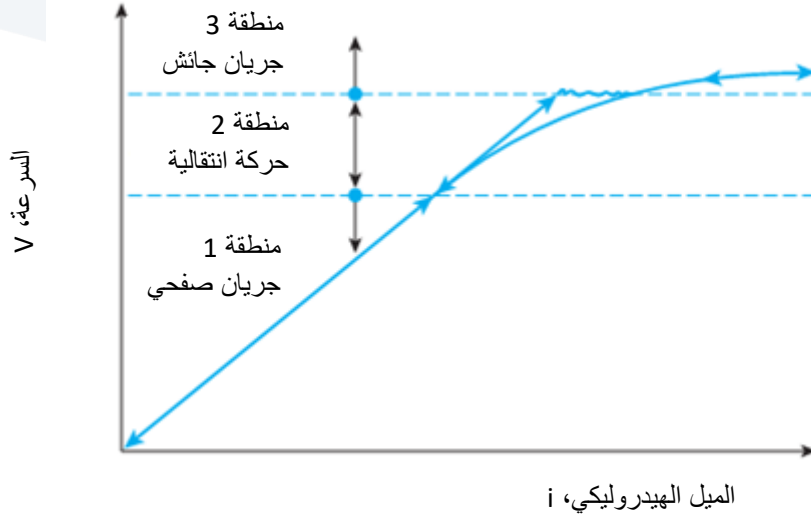
وكنتيجه لما سبق فإن الجريان بين نقطتين من التربة يحدث فقط في حال وجود فرق طاغط كلي بين النقطتين.

3.5 قانون دارسي

بشكل عام، تتغير سرعة جريان الماء V مع الميل الهيدروليكي i كما هو مبين في الشكل 3-3. يقسم الشكل إلى ثلاثة مناطق:

- 1- منطقة الحركة الصفحية (منطقة 1)
- 2- منطقة الحركة الانتقالية (منطقة 2)
- 3- منطقة الحركة الجائشة (منطقة 3)

تكون العلاقة بين السرعة والميل الهيدروليكي خطية فقط في المنطقة 1



الشكل (3-3): طبيعة تغير سرعة جريان المياه V مع الميل الهيدروليكي i

في مجال الجيوتكنيك، تعتبر حركة الماء صفحية لأغلب الترب أي أنه يمكن اعتبار العلاقة خطية بين سرعة الجريان والميل الهيدروليكي، وتستخدم سرعة وسطية للماء ضمن التربة تدعى سرعة رشح الماء ضمن التربة V وهي سرعة وسطية وهمية لا تعبر عن السرعة الحقيقية لجريان الماء ضمن التربة، وتساوي تدفق الماء q مقسوماً على المقطع A العمودي على اتجاه الجريان $(V=q/A)$.

3.5.1 حالة الجريان أحادي البعد

قانون دارسي عبارة عن علاقة خطية بين سرعة رشح المياه والميل الهيدروليكي (الحركة صفحية). عامل التناسب هو عامل النفاذية. يمكن كتابة قانون دارسي بالشكل التالي:

$$V = k i \quad (3-6)$$

حيث تمثل V سرعة رشح الماء ضمن التربة

3.5.2 تعميم قانون دارسي لحالتي الجريان ثنائي وثلاثي الأبعاد

إن تعميم قانون دارسي في الأوساط المتجانسة (Homogeneous) ومتماثلة الخواص (Isotropic) بسيط نسبياً، إذ يكفي اعتبار السرعة والميل الهيدروليكي عبارة عن أشعة خطية بدلاً من قيمة سلمية. يكتب قانون دارسي في هذه الحالة بالشكل التالي:

$$\vec{v} = k \text{ grad } h \quad (3-7)$$

يمكن تطبيق قانون دارسي على الترب ذات المسامية المنخفضة وسرعة رشح الماء فيها منخفضة أيضاً (من 0.1 حتى 1 سم/ثانية في حالة الترب الرملية) لكن دون أن تنخفض تحت 0.01 سم/ثانية (حسب Camberfort) وذلك بسبب قوى جذب جزيئات التربة الصلبة للماء، وهذا ينطبق على الرمال والحصىات، أما في حالة الترب الغضارية ذات النفاذية المنخفضة جداً فإنه يجب الانتباه إلى تطبيق قانون دارسي.

6.3 نفاذية الترب

يعتبر عامل النفاذية من أهم البارامترات التصميمية للعديد من الأعمال الهندسية كتصريف حفر التأسيس وتخفيض منسوب المياه الأرضية و مشاريع السدود الترابية والسدات المائية. كما أنه ليس بارامتراً ثابتاً وإنما يتأثر بالعديد من العوامل ولذلك يجب الانتباه إلى تحديد عامل النفاذية بالطريقة والشروط المناسبة الموافقة لشروط المشروع.

1.6.3 العوامل المؤثرة على النفاذية

تتأثر نفاذية الترب للماء بالعديد من العوامل كشكل الجزيئات الصلبة وأبعادها والكثافة الجافة للتربة ودرجة إشباعها والميل الهيدروليكي ويحدود أتربغ للترب الناعمة وبمدة التجربة وبنوع الماء المستخدم في التجربة ودرجة حرارته وبعده دورات التجفيف والترطيب التي تخضع لها التربة.

من الضروري معرفة تأثير هذه العوامل وذلك من أجل تجنب الأخطاء الناتجة عن تنفيذ تجارب النفاذية وعن تفسير نتائج هذه التجارب.

شكل الحبيبات الصلبة وأبعادها

تتأثر النفاذية بشكل الحبيبات الصلبة وأبعادها ففي حالة الحبيبات ذات الحواف الحادة والمدببة تكون النفاذية أصغر من حالة الحواف الملساء، كما أن نفاذية الترب ذات الجزيئات الخشنة أكبر من نفاذية الترب ذات الجزيئات الناعمة.

الكثافة الجافة للتربة

تؤثر الكثافة الجافة للتربة بشكل مباشر على النفاذية فزيادة الكثافة الجافة تؤدي إلى تناقص حجم فراغات التربة وبالتالي تناقص نفاذيتها.

درجة إشباع التربة

في حالة الترب غير المشبعة، تقوم فقاعات الهواء المحجوزة ضمن الفراغات بسد هذه الفراغات، وبالتالي تنخفض المسامية. لذلك يجب التأكد من الاشباع التام للعينة قبل البدء بقياس عامل النفاذية.

الميل الهيدروليكي

يؤثر الميل الهيدروليكي على نفاذية التربة، حيث تؤدي زيادة الميل الهيدروليكي إلى انخفاض النفاذية وهذا الانخفاض دائم ولا يزول بتخفيض الميل الهيدروليكي، ويمكن تفسير ذلك في أن الجزيئات الناعمة للتربة تتحرك تحت تأثير الميل الهيدروليكي الكبير وتسد فراغات التربة. بالنتيجة، يجب الانتباه في التجارب إلى عدم استخدام ميول هيدروليكية أكبر من الميل الهيدروليكي في الموقع.

حدود أتربغ

تتأثر النفاذية بقرينة اللدونة للتربة حيث تنقص النفاذية مع زيادة قرينة اللدونة (زيادة انتفاخية التربة).

مدة التجربة

عندما تدوم التجربة فترة طويلة فإن عوامل كثيرة تؤثر على النفاذية وتؤدي إلى تخفيض قيمة عامل النفاذية.، فيمكن في بعض الحالات وبحسب الماء المستخدم أن تنمو بعض أنواع البكتيريا، كما أن حرارة الماء يمكن أن تتغير خلال التجربة وكلما زادت مدة التجربة هناك احتمال أن يزداد هذا التغير في درجات الحرارة، وبالتالي في نفاذية التربة. كما أنه يمكن أن يحصل تشديد ثانوي للتربة وانسداد لفراغات التربة بسبب هجرة جزيئات التربة الناعمة وسدها لفراغات التربة، وفي الترب الانتفاخية يمكن أن تنتفخ التربة ويحصل إعادة توجية لجزيئات التربة مع الزمن وذلك حسب الاجهادات المطبقة.

عدد دورات التجفيف والترطيب

تسبب دورات التجفيف والترطيب إجهادات شادة مما يسبب تشققات في التربة في مختلف الاتجاهات وتزداد هذه التشققات مع زيادة نعومة التربة، وهذه التشققات تزيد من نفاذية التربة.

نوع الماء المستخدم في التجارب

إن استخدام الماء المقطر يزيد من انتفاخ الترب الغضارية وبالتالي يؤدي إلى انخفاض عامل النفاذية. لذلك يفضل استخدام نفس الماء الموجود في الموقع في التجارب المخبرية.

درجة الحرارة

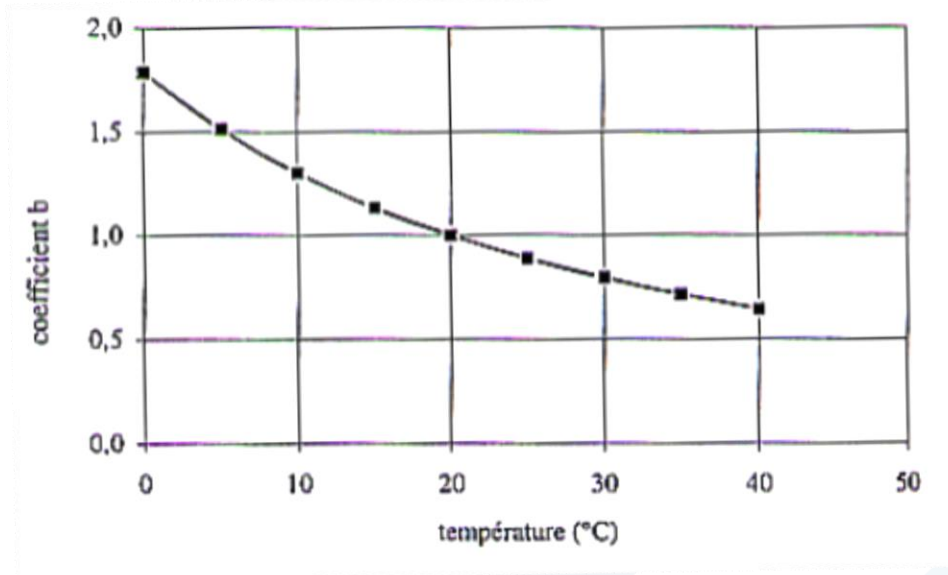
يتعلق جريان الماء ضمن فراغات التربة بشكل مباشر بلزوجة الماء، وكلما زادت لزوجة الماء انخفضت نفاذية التربة. وكما هو معروف فإن زيادة درجة الحرارة يخفض من لزوجة الماء ويؤدي إلى زيادة النفاذية. غالباً ما يتم اعتماد عامل النفاذية عند درجة حرارة للماء مقدارها 20°C ويرمز له K₂₀. لذلك تم إيجاد علاقات تجريبية تسمح بحساب K₂₀ انطلاقاً من KT (عامل النفاذية المقاس تجريبياً بدرجة الحرارة T). يمكن كتابة:

$$K_{20} = b K_T \quad (3-8)$$

b تابع مرتبط بدرجة الحرارة. يمكن على سبيل المثال اعتماد التابع الأسّي التالي من أجل b:

$$b = e^{2.44 \cdot 10^{-2} (20-T) + 1.8 \cdot 10^{-4} (20-T)^3 + 2.5 \cdot 10^{-6} (20-T)^3} \quad (3-8)$$

يبين الشكل 3-4 تغير b مع تغير درجة الحرارة.



الشكل 3-4: تغير العامل b مع تغير درجة الحرارة

كما يمكن كتابة العلاقة التالية:

$$K_{20} = \frac{\eta_T}{\eta_{20}} K_T \quad (3-9)$$

حيث،

η_{20} لزوجة الماء عند درجة الحرارة 20°C

η_T لزوجة الماء عند درجة الحرارة T°C

يبين الجدول 3-1 قيم النسبة η_T/η_{20} بحسب درجة حرارة الماء

Temperature, T (°C)	$\eta_{T°C}/\eta_{20°C}$	Temperature, T (°C)	$\eta_{T°C}/\eta_{20°C}$
15	1.135	23	0.931
16	1.106	24	0.910
17	1.077	25	0.889
18	1.051	26	0.869
19	1.025	27	0.850
20	1.000	28	0.832
21	0.976	29	0.814
22	0.953	30	0.797

الجدول 3-1: قيم النسبة η_T/η_{20} بحسب درجة حرارة الماء

2.6.3 قياس عامل النفاذية مخبرياً

يوجد تجربتان مخبريتان لقياس عامل نفاذية التربة مخبرياً، هاتين التجريبتين هما تجربة النفاذية بضغوط ثابتة وتجربة النفاذية بضغوط متغير. كما يمكن قياس عامل النفاذية بشكل غير مباشر بواسطة جهاز التشديد وجهاز الضغط ثلاثي المحاور.

1.2.6.3 تجربة النفاذية بضغوط ثابتة (Constant head permeability test)

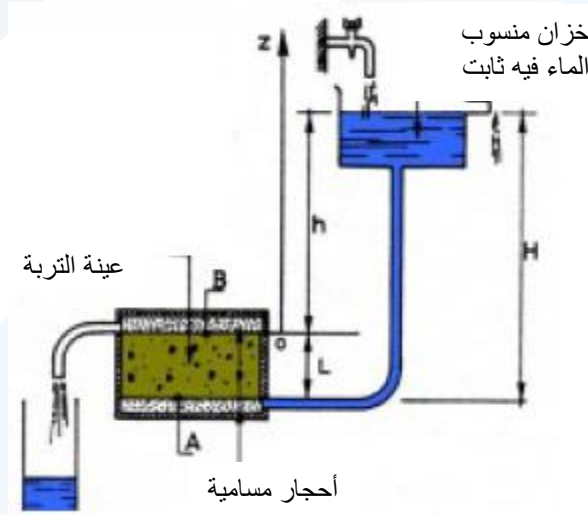
تستخدم هذه الطريقة للترب الخشنة كالرمل والحصى. يتم المحافظة على الضغوط ثابتاً طيلة مدة التجربة، ويتم في هذه التجربة قياس كمية الماء Q التي تعبر العينة ذات المقطع A خلال مدة زمنية t . انطلاقاً من قانون دارسي للجريان أحادي البعد يمكن كتابة:

$$Q = q \cdot t = A v t = A k i t = A k \frac{h}{L} t \quad (3-10)$$

q يعبر عن (m^3/sec)

وبالتالي يكون عامل النفاذية:

$$K = \frac{Q L}{A h t} \quad (3-11)$$



الشكل (3-5): تجربة النفاذية بضغوط ثابتة

3.6.2.2 تجربة النفاذية بضغوط متغير (Falling head permeability test)

تستخدم طريقة الضغوط المتغير لقياس نفاذية الترب متوسطة النفاذية كالرمل الناعم والرمل السيلتي. تحتاج هذه التجربة لوقت أكبر من تجربة الضغوط الثابت ولذلك يترك الضغوط يتغير خلال التجربة.

يعطى عامل النفاذية في حالة الضغوط المتغير بالعلاقة التالية:

$$K = \frac{a L}{A \Delta t} \ln\left(\frac{h_1}{h_2}\right) \quad (3-12)$$

Δt مدة القياس، وتساوي $t_2 - t_1$

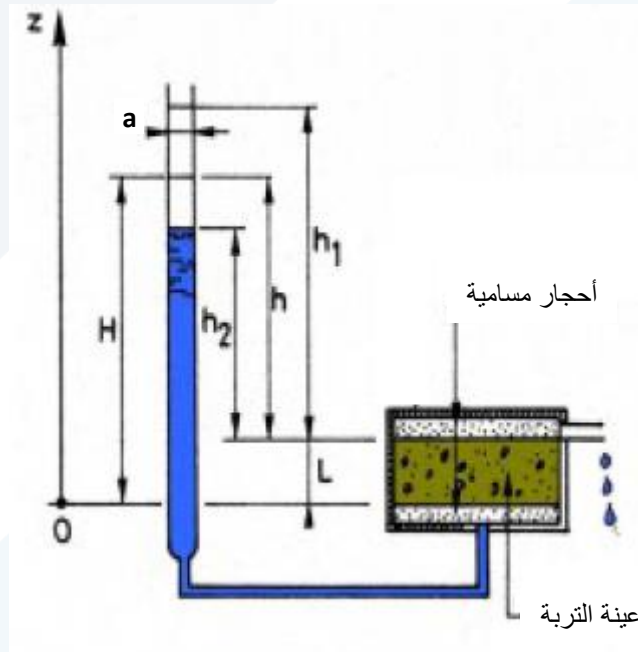
حيث تمثل t_1 زمن بدء القياس و t_2 زمن نهاية القياس

h_1 الضغوط عند الزمن t_1 و h_2 الضغوط عند الزمن t_2

a مقطع الانبوب الذي يغذي التجربة بالماء والذي يتم قياس الضغوط ضمنه.

يتم في هذه التجربة قياس الضغوط الأولى h_1 عند الزمن t_1 والضغوط h_2 عند الزمن t_2 ، أي بعد مرور

زمن $t_2 - t_1$ على بداية القياس.



الشكل (3-6): تجربة النفاذية بضغوط متغير

3.6.3 قياس عامل النفاذية حقلياً

يعتبر تحديد عامل النفاذية حقلياً أكثر دقة من الطرق المخبرية لأسباب عديدة نذكر منها:

- 1- تجرى التجارب المخبرية عادة على عينات محدودة الأبعاد وقد لا تمثل تربة الموقع بشكل دقيق نظراً لأن تربة الموقع قد تختلف على طول مسارات التسرب، كما أن عينات التربة يمكن أن تتعرض لبعض التخريب أثناء استخلاصها من البئر ونقلها إلى المخبر ثم وضعها ضمن قالب التجربة وإجراء التجربة عليها.
- 2- التسرب أحادي البعد في التجارب المخبرية بينما هو ثلاثي الأبعاد في التجارب الحقلية

هناك العديد من تجارب النفاذية الحقلية نذكر منها:

3.6.3 تجربة الضخ

تعتبر تجربة الضخ من أهم تجارب النفاذية الحقلية. تتلخص هذه التجربة بضخ المياه من بئر ما وبحيث يكون الجريان مستمراً ثم قياس كمية المياه المضخوخة من البئر بوحدة الزمن. ويمكن تلخيص مراحل التجربة بالشكل التالي:

- 1- حفر بئر رئيسي حتى الطبقة الكتيمة الحاملة للماء
- 2- حفر مجموعة من آبار المراقبة (مراقبة مستوى الماء في الآبار أثناء الضخ) بشكل شطرنجي وعلى أبعاد مختلفة من البئر الرئيسي (الشكل 3-7).
- 3- ضخ الماء من البئر الرئيسي بشكل مستمر وبعد انتظام التدفق
- 4- قياس كمية المياه المضخوخة Q خلال مدة زمنية معينة t.

بفرض كمية المياه الواردة إلى البئر تساوي كمية المياه المضخوخة منه، وبتطبيق قانون دارسي نحصل على:

$$v = \frac{Q}{t A} = k i = k \frac{dh}{dr} \quad (3-13)$$

Q كمية المياه المضخوخة من البئر خلال مدة زمنية t

A المساحة الجانبية للمياه المتسربة إلى البئر $A=2\pi r h$

i الميل الهيدروليكي $i=dh/dr$

ويكون التدفق:

$$q = v \cdot A = k \frac{dh}{dr} A = k \frac{dh}{dr} 2\pi r h \quad (3-14)$$

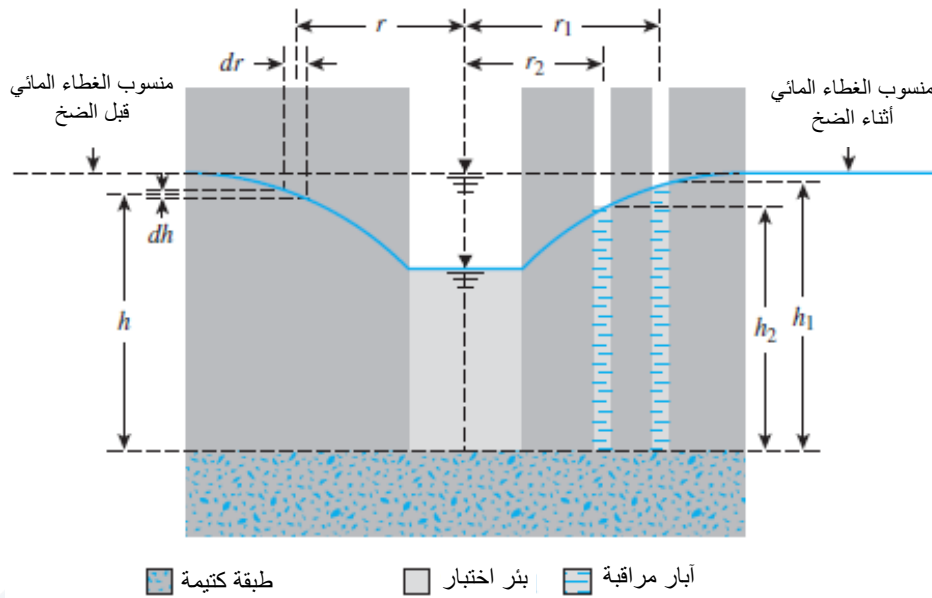
بترتيب العلاقة السابقة نحصل على:

$$\frac{dr}{r} = \frac{2\pi k}{q} h$$

$$\int_{r_2}^{r_1} \frac{dr}{r} = \frac{2\pi k}{q} \int_{h_2}^{h_1} h dh$$

بإجراء التكامل للعلاقة السابقة وبترتيب العلاقة الناتجة، نحصل على علاقة Dupuit التي تكتب على الشكل التالي :

$$k = \frac{Q}{\pi t (h_1^2 - h_2^2)} \log \frac{r_1}{r_2} \quad (3-15)$$

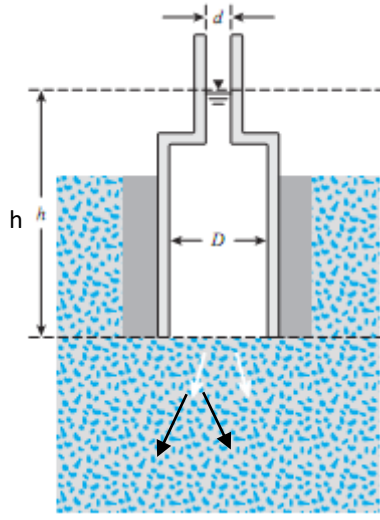


الشكل 3-7: بارامترات تجربة الضخ

2.3.6.3 تجربة النفاذية بالسكب

يمكن حساب عامل النفاذية في الترب الغضارية حقيقياً باستخدام الطريقة التي قدمها دانيال عام 1989 . يتم في بداية التجربة تنفيذ حفرة في الموقع ثم يتم وضع قميص لهذه الحفرة (الشكل 3-8)، ثم يتم ملء القميص بالماء ومراقبة تغير الارتفاع البيزومتري عند منسوب أسفل الحفرة من h_1 عند الزمن t_1 حتى h_2 عند الزمن t_2 . يتم حساب عامل النفاذية بالعلاقة التالية:

$$K = \frac{\pi d^2}{\pi D(t_2 - t_1)} \ln\left(\frac{h_1}{h_2}\right) \quad (3-15)$$



الشكل 3-8: طريقة (Daniel 1989) لتجربة النفاذية الحقلية

3.6.3.3 تجربة لوفرانك (Lefranc test)

هي تجربة موضعية تجرى خلال مدة زمنية قصيرة بحيث يمكن اعتبار أن منسوب الماء ثابت ولا يتغير خلال التجربة. نفترض أن الطبقة الكتيمة بعيدة جداً عن قعر البئر. تشمل التجربة حجماً كروياً من التربة بقطر عدة أمتار حول النقطة المختبرة.

تجرى التجربة خلال حفر السبور ويتم تجهيز السبر بقميص حتى المنسوب الذي ستجرى عنده التجربة، ثم يتم تجهيز السبر عند هذا المنسوب بتجويف له شكل معين وعامل شكل C، يتم عزل الجزء العلوي للتجويف بواسطة سدادة كتيمة من البنتونايت (الشكل 3-9) بحيث يتم تسرب المياه عبر التجويف وليس عبر السبر. تبعاً لنفاذية التربة تستخدم طريقتين لتنفيذ التجربة:

- في الترب النفاذة ($K > 10^{-5} \text{m/s}$) يتم الضخ ضمن التجويف بتدفق ثابت q تحت تأثير ضاغط ثابت h (نظام جريان مستمر). يعطى تدفق الماء بالعلاقة:

$$q = C \cdot K \cdot h \Rightarrow K = \frac{q}{C \cdot h} \quad (3-16)$$

من أجل الحصول على نتائج دقيقة، نقوم بتنفيذ عدة تجارب ضخ أو حقن بضواغط وتدفقات مختلفة.

- في الترب ذات النفاذية الأقل من 10^{-5}m/s ، نستخدم ضاغطاً متغيراً وذلك بسبب التدفق المنخفض (نظام جريان غير مستمر). بعد ضخ المياه ضمن التجويف نوقف عملية الضخ ونراقب ارتفاع الماء في الانبوب ولتكن h_1 و h_2 الضواغط التي يتم قياسها خلال الأزمنة t_1 و t_2 . يمكن كتابة:

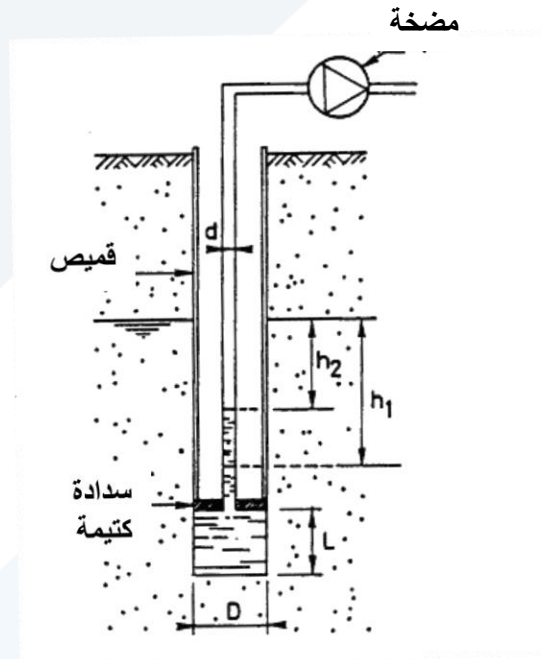
$$\ln \frac{h_1}{h_2} = \frac{4C \cdot K}{\pi \cdot d^2} (t_2 - t_1) \Rightarrow K = \frac{\pi \cdot d^2}{4C} \cdot \frac{\ln \frac{h_1}{h_2}}{t_2 - t_1} \quad (3-17)$$

d قطر الانبوب الداخلي

C عامل الشكل للتجويف. من أجل تجويف اسطواني الشكل قطره D وارتفاعه L ($L > 2D$)، يكون عامل الشكل:

$$C = \frac{2\pi \cdot L}{\ln \frac{2L}{D}} \quad (3-18)$$

تسمح تجربة لوفرانك بتحديد عامل النفاذية الموضوعي ولذلك يجب الانتباه إلى عدم استخدام قيمة عامل النفاذية المحدد بهذه التجربة من أجل التخفيض الكبير لمنسوب المياه



الشكل 3-9: تجربة لوفرانك لقياس عامل النفاذية حقلياً

3.6.4 قيم عامل النفاذية

يبين الجدول 3-2 القيم النموذجية لعامل النفاذية لمختلف أنواع الترب. تعتبر الترب نفوذة حتى عامل نفاذية يساوي

10^{-7}m/s وعندما ينخفض عامل النفاذية عن هذه القيمة تعتبر نفاذية التربة ضعيفة جداً، وتصبح كتيمة عندما ينخفض عامل النفاذية عن 10^{-9}m/s .

Permeability	Soil type	k (m/s)
high	gravels	$> 10^{-3}$
high	sands	10^{-3} to 10^{-5}
low	silts and clays	10^{-5} to 10^{-7}
very low	clays	10^{-7} to 10^{-9}
practically impervious	clays	$< 10^{-9}$

الجدول 2-3: قيم عامل النفاذية لمختلف أنواع الترب (Vargas, 1977)

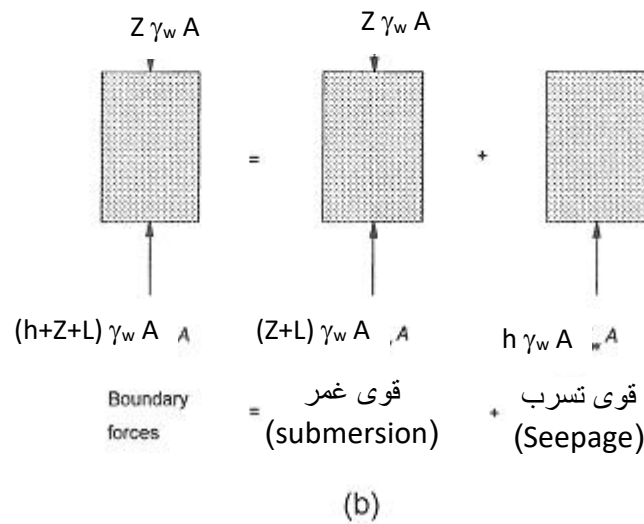
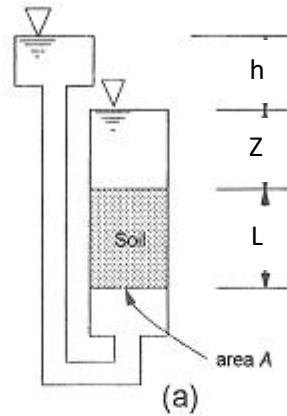
7.3 قوى التسرب

عندما يكون الغطاء المائي في حالة توازن هيدروستاتيكي فإن أثر الماء على الجزيئات الصلبة يقتصر على دافعة أرخميدس التي تطبق على جزيئات التربة الصلبة. لكن عندما يكون الماء في حالة جريان يحصل ضياع في الضاغط نتيجة لاحتكاك الماء بالجزيئات الصلبة ضمن فراغات التربة، وكذلك تظهر على الجزيئات التي تمنع الجريان قوى موجهة باتجاه الجريان تدعى بقوى التسرب.

من أجل تعيين قوة التسرب، لنعتبر عينة التربة المبينة في الشكل 10-3. يمكن تقسيم القوى المؤثرة على العينة إلى قوى غمر (submersion) وقوى تسرب (Seepage). تنتج قوى التسرب عن الضاغط المفقود h ، وتكون قوة التسرب لواحده حجم التربة تساوي:

$$\frac{F_p}{V} = \frac{\gamma_w h A}{L A} = \frac{h}{L} \gamma_w = i \gamma_w \quad (3-19)$$

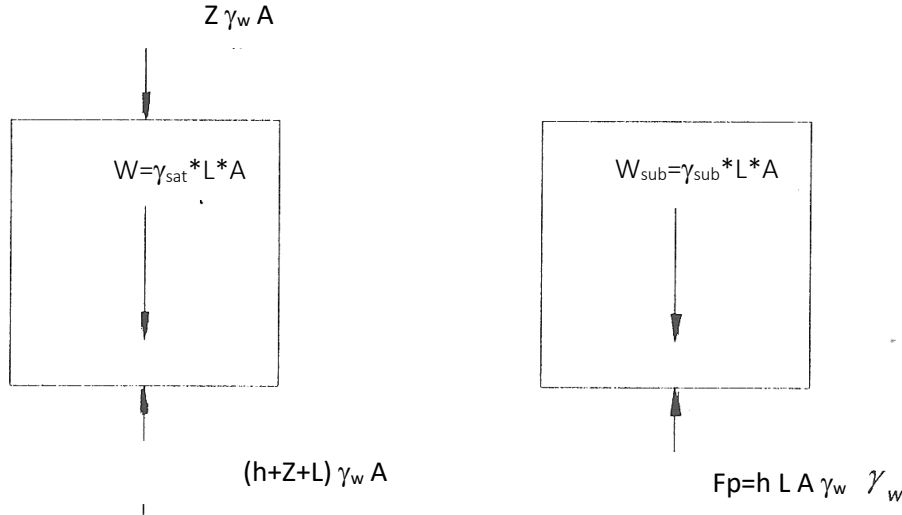
تلعب قوى التسرب دوراً هاماً في الجيوتكنيك ففي المنحدرات على سبيل المثال، تؤثر قوى التسرب بشكل كبير جداً على توازن المنحدر في حال وجود المياه.



الشكل 10-3: القوى الهيدروليكية المطبقة على التربة نتيجة تسرب المياه ضمن التربة

يبين الشكل التالي القوى المؤثرة على عنصر التربة أثناء تسرب المياه ضمنه، محصلة القوى هي:

$$\begin{aligned}
 F &= \gamma_{sat} * L * A + z * \gamma_w * A - (h + z + L) * \gamma_w * A \\
 F &= (\gamma_{sub} + \gamma_w) * L * A - (h + L) * \gamma_w * A \quad (3-20) \\
 F &= \gamma_{sub} * L * A - h * \gamma_w * A
 \end{aligned}$$



الشكل 3-11: القوى المطبقة على عنصر التربة في حالة تسرب المياه ضمن التربة

8.3 ظاهرة تسيل (تميع التربة)

تحدث ظاهرة تسيل التربة في الترب الرملية عندما يرتفع ضغط ماء المسامات بشكل كبير جداً وتنخفض عند ذلك الاجهادات بين الحبيبات إلى قيم مهملة ، فتتعدم القوى بين جزيئات التربة الصلبة وكذلك مقاومة القص للتربة، ويصبح سلوك التربة عند هذه الحالة شبيهه بسلوك الماء.

لوحظت ظاهرة تسيل التربة في الترب المفككة الناعمة إلى متوسطة الخشونة أثناء حدوث الزلازل، كما يمكن أن يحدث تسيل التربة عند تسرب الماء في التربة باتجاه الأعلى عندما تبلغ قوة التسرب F_p عند منسوب ما الوزن المغمور للتربة W فوق هذا المنسوب (الشكل 3-11). إذا وضعنا $W_{sub}=F_p$ فإننا نحصل على الميل الهيدروليكي الحدي i_c الذي تتسيل عنده التربة وتكون قيمته في الترب المفككة قريبة من الواحد، ويعطى بالعلاقة التالية:

$$F_p = W_{sub} \Rightarrow \gamma_{sub} * L * A = h * \gamma_w * A$$

بتقسيم الطرفين على $L*A$ نحصل على :

$$\gamma_{sub} = \frac{h}{L} * \gamma_w = i * \gamma_w \Rightarrow i = i_{cr} = \frac{\gamma_{sub}}{\gamma_w} \approx 1 \quad (3-21)$$

يمكن لظاهرة تسيل التربة أن تسبب حوادث خطيرة جداً للمنشآت المشيدة على الترب التي تحدث فيها، أو عندما تكون التربة نفسها جزءاً من المنشأ كحالة السدود الترابية، حيث يمكن أن يؤدي الميل الهيدروليكية الكبير عند مخرج السد إلى حدوث شبكات فجوات انبوية ضمن تربة جسم السد (ظاهرة الـ Piping)، مما قد يؤدي في النتيجة إلى انهيار السد وقد حدث ذلك للعديد من السدود في البرازيل والولايات المتحدة وغيرها من الدول. لذلك لا بد من إجراء دراسة لتسرب المياه

ضمن أو تحت السد و التحقق دوماً من أن الميول الهيدروليكية الصاعدة أصغر من الميل الحدي، وعادة يتم استخدام عامل أمان يساوي 3 وبالتالي فإن أكبر ميل هيدروليكي مسموح لا يتجاوز 1/3.

9.3 المعادلة التفاضلية لتسرب المياه

ترتكز دراسة تسرب المياه في التربة على المعادلة التفاضلية للجريان، التي تفترض صلاحية قانون دارسي كما تفترض أن التربة متجانسة وغير قابلة للانضغاط وكذلك الأمر بالنسبة للماء.

من أجل جريان ثنائي البعد (في المستوي xy) تكتب معادلة الجريان بالشكل التالي:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = 0 \quad (3-22)$$

تدعى هذه المعادلة بمعادلة لابلاس وهي مستقلة عن النفاذية وكنتيجة لذلك فإن أي حل عددي للمعادلة يتعلق بالوسط من الناحية الهندسية فقط وبالشروط الطرفية. يمكن الحصول على حل المعادلة التفاضلية بالطرق التالية:

أ-الحلول التحليلية:

يمكن الحصول على حلول تحليلية للمعادلة التفاضلية ولكن ضمن شروط خاصة لطبيعة الجريان وللشروط الطرفية.

ب- الحلول العددية:

تستخدم الطرق العددية لحل مسائل الجريان المعقدة ثنائية وثلاثية الأبعاد باستخدام طريقة الفروقات المحدودة (Rushton and redshow 1978) وطريقة العناصر المحدودة (Veeruigi 1982).

ج- الحلول التخطيطية:

يمكن حل معادلة لابلاس ثنائية البعد خطياً بواسطة عائلة من المنحنيات التي تتقاطع مع بعضها بزوايا قائمة وتشكل ما يدعى بشبكة الجريات (Flow net).

شبكة الجريات (Flow net): وهي عبارة عن رسم يمثل الجريان في الأوساط النفوذة، ويتكون من شبكة من خطوط الجريان (Flow lines) وخطوط الطاقة (equipotential lines) (الشكل 12-3)، تتقاطع هذه الخطوط فيما بينها بزوايا قائمة، ترسم بطريقة الخطأ والتجريب، كما يمكن رسم هذه الشبكة بطرق الحل العددية المذكورة أعلاه.

موضوع رسم شبكة الجريان يتجاوز حدود الهدف من هذا الفصل ولذلك فإننا سوف نركز على كيفية استخدام هذه الشبكة لتحديد ضغط الماء المسامي والميل والضغوط الهيدروليكي ومعدل الجريان (Flow rate)، ولزيد من التفاصيل حول رسم هذه الشبكة فإنه يمكن العودة إلى (Cedergren 1977).

لنفترض الصفيحة الوتدية المبينة بالشكل (12-3)، يحدث الجريان من الجهة اليسرى إلى الجهة اليمنى نتيجة لفرق الضاغط الكلي h بين الجهتين.

بفرض وجود n_c حقل جريان و n_s حقل كمون وأن نفاذية التربة k .
يكون الضاغط المفقود في كل حقل كمون $\Delta h = h/n_s$ ، وتكون كمية الماء المتدفقة في المتر الطولي من الوسط
بالعلاقة التالية:

$$Q_l = k h \frac{n_c}{n_s} \quad (3-24)$$

بفرض أن المستوي الاعتباري يقع على سطح الطبقة الكتيمة (المستوي DE)، وبفرض منسوب النقطة p هو z_p بالنسبة للمستوي الاعتباري، يكون لدينا في النقطة p ما يلي:

$$h_{t,p} = h_{t,int} - n_p \cdot \Delta h \quad - \text{الضاغط الكلي}$$

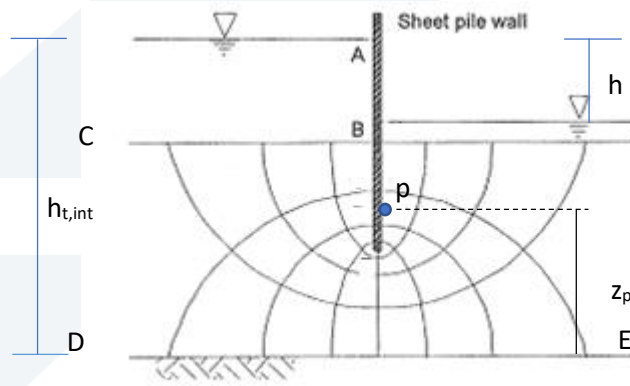
$$h_{u,p} = h_{t,p} - z_p \quad - \text{الضاغط البيزومتري}$$

$$u_p = h_{u,p} \cdot \gamma_w \quad - \text{ضغط الماء}$$

حيث

n_p عدد حقول الطاقة من بداية الجريان (المستوي BC) حتى النقطة p (على الشكل $n_p=6.5$)

γ_w الوزن الحجمي للماء



الشكل 3-12: شبكة الجريان

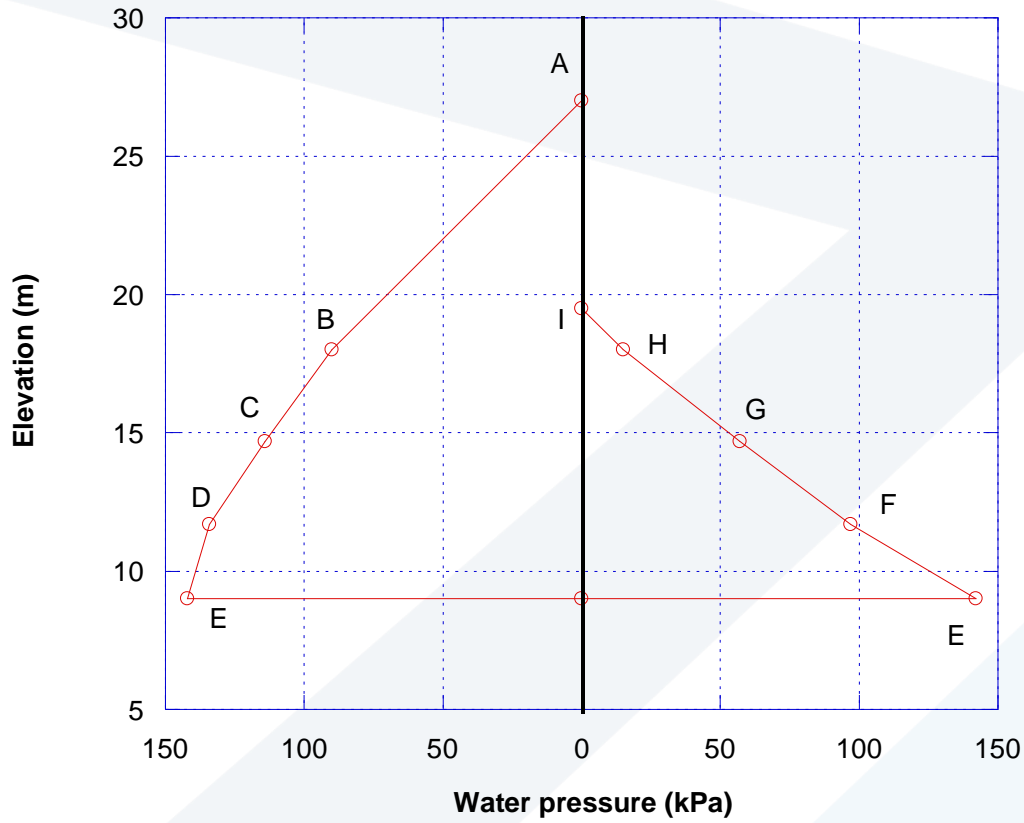
مثال 1

أجريت تجربة النفاذية بضاغط ثابت على عينة تربة وفق الشروط التالية:

- ارتفاع العينة = 30cm
- مقطع العينة العمودي على اتجاه الجريان = 177cm^3
- ضاغط الماء المطبق على العينة = 50cm

القيمة	خواص شبكة الجريان
27m	الضاغط الكلي للدخل
19.5	الضاغط الكلي للخروج
$27-19.5=7.5m$	الضاغط المفقود
$n_s=8$	عدد حقول الطاقة
$n_c=4$	عدد حقول الجريان
$n_{eq}=9$	عدد خطوط الطاقة
$n_f=5$	عدد خطوط الجريان
$N_c/n_s=0.5$	عامل الشكل
$\Delta h=h/n_s=7.5/8=0.94m$	الضاغط المفقود بين خطي طاقة

u (kN/m ²)	$u/\sqrt{2}w=ht-z$ (m)	ht (m)	z (m)	النقطة
0	0	27	27	A
90	9	27	18	B
114	11.4	26.1	14.7	C
134	13.4	25.1	11.7	D
142	14.2	23.2	9	E
97	9.7	21.4	11.7	F
57	5.7	20.4	14.7	G
15	1.5	19.5	18	H
0	0	19.5	19.5	I



حساب معدل التدفق

$$Q_l = 3 * 10^{-7} * 7.5 * 5 = 1.13 * 10^{-6} \text{ m}^3 / \text{s} / \text{m}$$

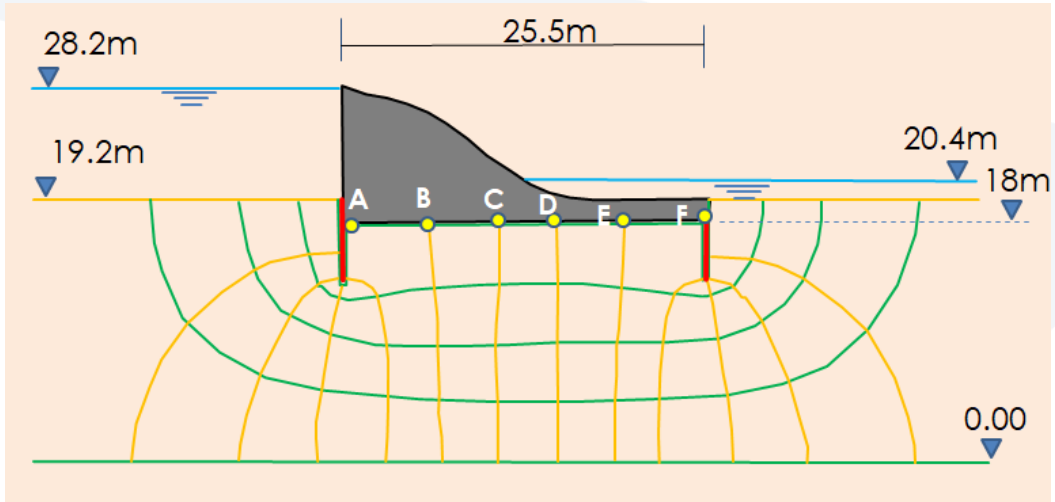
حساب الميل الهيدروليكي الخارج

يتم تحديد الميل الهيدروليكي الخارج عند مخرج شبكة الجريان. يتم اختيار العنصر الذي يعطي أكبر ميل هيدروليكي خارج وهو يوافق أسوأ حالة. في هذا المثال، لقد تم اختيار النقطتين G و H.

$$i = \frac{h}{L} = \frac{7.5}{3.3} = 0.28 < \frac{1}{3}$$

مثال 4

يطلب حساب ورسم مخطط ضغط الماء تحت السد البيتوني المبين في الشكل 3-15، كما يطلب تحديد معدل التدفق والميل الهيدروليكي الخارج وذلك بفرض أن نفاذية التربة تساوي $5 * 10^{-9} \text{ m} / \text{sec}$

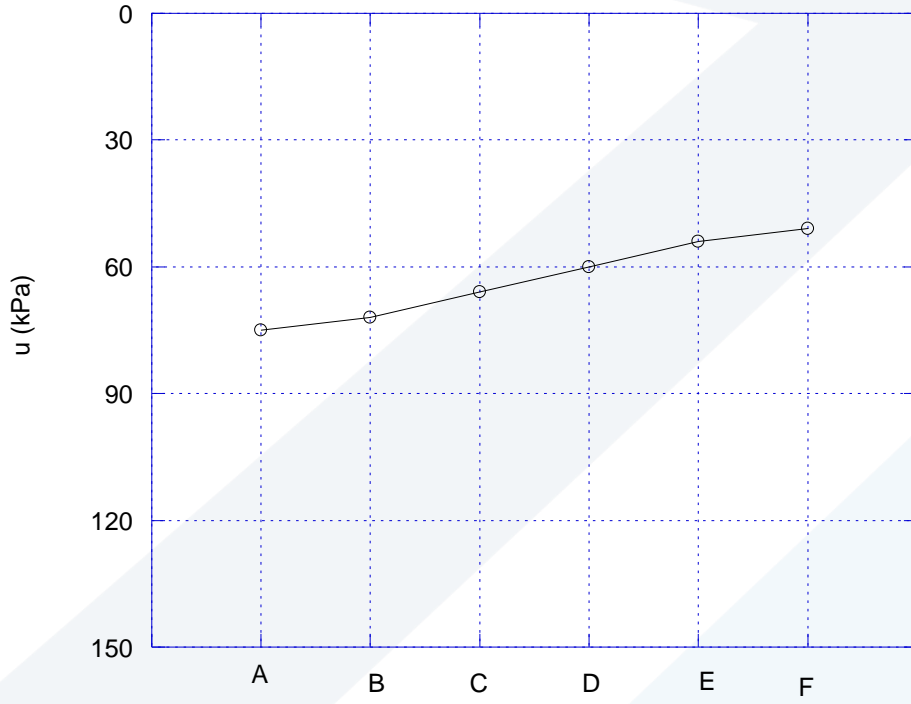


الشكل 14-3 :

الحل

28.2m	الضاغط الكلي للدخل
20.4	الضاغط الكلي للخروج
$28.2-20.4=7.8\text{m}$	الضاغط المفقود
$n_s=13$	عدد حقول الطاقة
$n_c=4$	عدد حقول الجريان
$n_{eq}=14$	عدد خطوط الطاقة
$n_f=5$	عدد خطوط الجريان
$N/n_s=0.31$	عامل الشكل
$\Delta h=h/n_s=7.8/13=0.6\text{m}$	الضاغط المفقود بين خطي طاقة

u (kN/m ²)	$u/2w=ht-z$ (m)	ht (m)	z (m)	النقطة
75	7.5	25.5	18	A
72	7.2	25.2	18	B
66	6.6	24.6	18	C
60	6	24	18	D
54	5.4	23.4	18	E
51	5.1	23.1	18	F



يكون معدل التدفق:

$$Q_l = 5 * 10^{-9} * 7.8 * \frac{4}{13} = 1.2 * 10^{-8} \text{ m}^3 / \text{s} / \text{m}$$

ويكون الميل الهيدروليكي الخارج:

$$i = \frac{h}{L} = \frac{7.8}{13} = 0.11 < 1/3$$

