

Pumping Test

Principles of Pumping Test

The principle of a pumping test involves applying a stress to an aquifer by extracting groundwater from a pumping well and measuring the aquifer response to that stress by monitoring drawdown as a function of time.

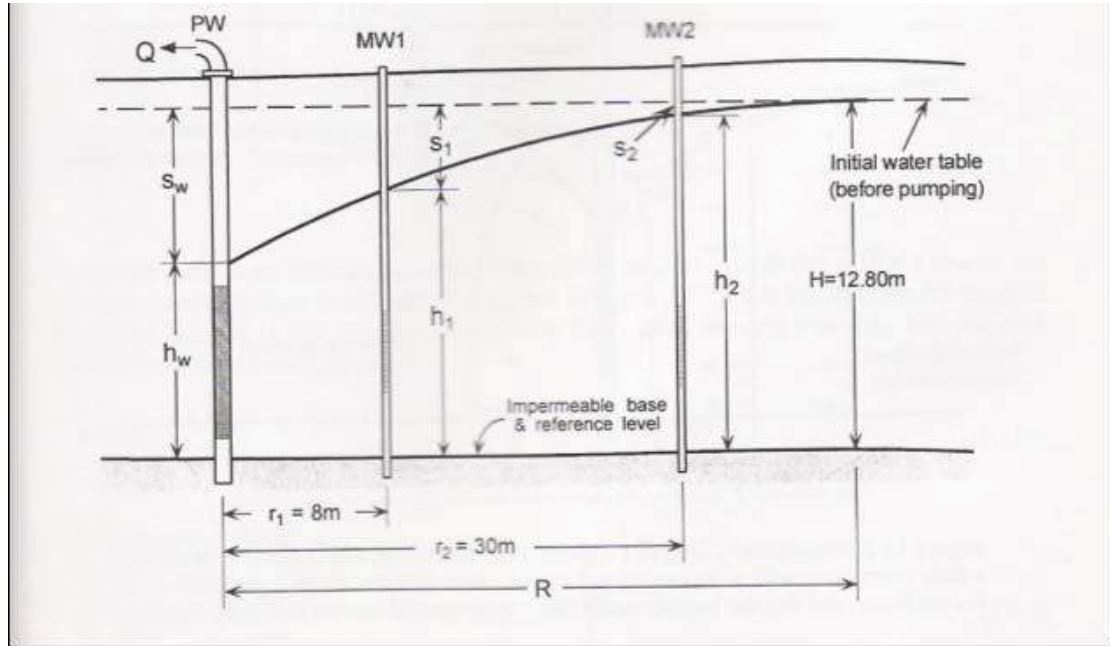


Figure shows pumping well with observation wells in unconfined aquifer

These measurements are then incorporated into an appropriate well flow equation to calculate the hydraulic parameters of the aquifer.

تساهم هذه الحسابات في إيجاد العوامل الهيدروليكية للتكوين المائي.

The Importance of Pumping Tests

Pumping tests are carried out to determine:

- 1 How much groundwater can be extracted from a well based on long-term yield, and well efficiency?
- 2 The hydraulic properties of an aquifer or aquifers.
- 3 Spatial effects of pumping on the aquifer.
- 4 Determine the suitable depth of pump.
- 5 Information on water quality and its variability with time.

Design Considerations

There are several things should be considered before starting a pumping test:

- 1 Literature review for any previous reports, tests and documents that may include data or information regarding geologic and hydrogeologic systems or any test for the proposed area.
- 2 Site reconnaissance -استطلاع الموقع- to identify wells status and geologic features.
- 3 Pumping tests should be carried out within the range of proposed or designed rate (for new wells, it should be based on the results of Step Drawdown Test).
- 4 Avoid influences such as the pumping of nearby wells shortly before the test.
- 5 Determine the nearby wells that will be used during the test if it's likely they will be affected, this well depends on Radius of Influence. The following equation can be used to determine the radius of influence (R_0):

$$R_0 = \sqrt{\left(2.25 \times T \times \frac{t}{S}\right)}$$

- where, R_0 is the radius of influence (m)
 T is the aquifer transmissivity (m²/day)
 t is time (day)
 S is the storativity

This equation can be applied for a pumping well in a confined aquifer.

- 6 Measure groundwater levels in both the pumping test well and nearby wells before 24 hours of start pumping.
- 7 Make sure that the water discharged during the test does not interfere with shallow aquifer tests.
- 8 Determine the reference point of water level measurement in the well.
- 9 Determine number, location and depth of observation wells (if any).

First- Steady Radial Flow to Wells

1- Confined Aquifers

If a fully penetrating small-diameter well penetrating a confined aquifer is pumped for a very long period of time until the water level reached a steady state, i.e. the water level and the cone of depression became stable, and then by applying Darcy equation it is possible to calculate the well discharge:

$$Q = Av = 2\pi r D K \frac{dh}{dr}$$

Where:

A= Cross-sectional area of flow (L^2)

V= Darcy velocity (L/T)

r= radial distance from main well to any point in the aquifer (L),

D= thickness of the aquifer (L).

K= hydraulic conductivity (L/T).

h= head (L)

since:

$T = Dk$

Then

$$Q = 2\pi r T \frac{dh}{dr}$$

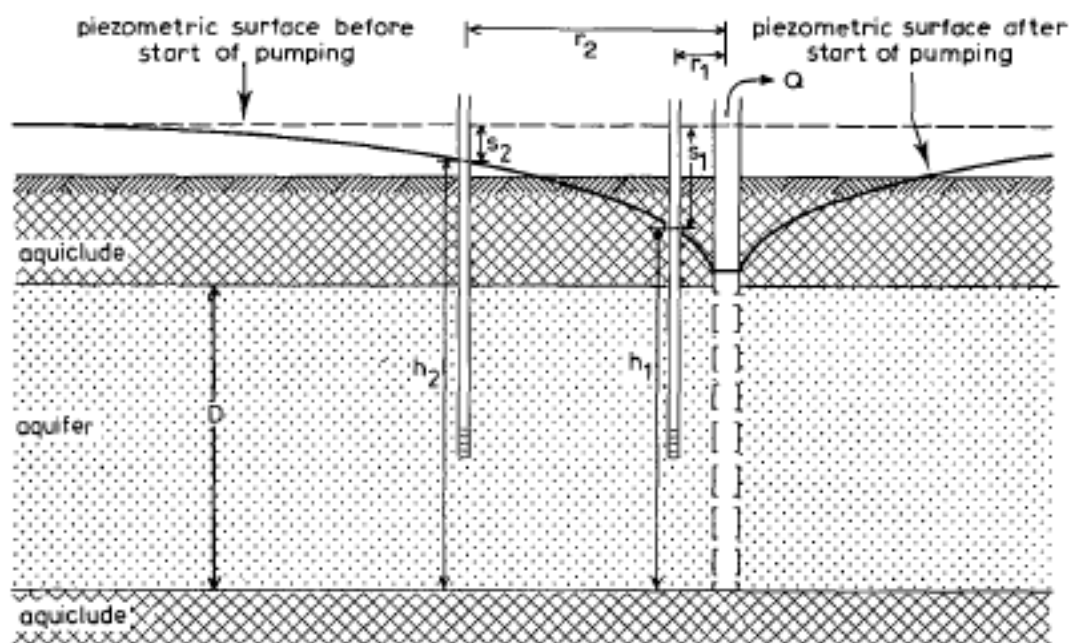
By arranging and integrating: $\partial r/r = (2 \pi T/Q) \partial h$

$$\int_{r_2/r_1} \partial r/r = 2 \pi T / Q \int_{h_2/h_1} \partial h$$

$$\ln r_2/r_1 = 2 \pi T / Q (h_2 - h_1)$$

$$Q = \frac{2 \pi T [h_2 - h_1]}{\ln(r_2/r_1)}$$

This is called Thiem's equation.



In order to apply this equation a small diameter fully penetrating well is pumped and the drawdowns are measured in two observation wells (s_1, s_2) at two different distances (r_1, r_2). The equation can be written as:

$$Q = \frac{2\pi T (s_1 - s_2)}{\ln(r_2 / r_1)} \quad (1)$$

This is the simple form of Thiem's Law for confined aquifers

لتطبيق هذا القانون نحفر بئر رئيسية وبئري رصد 1-2 على مسافتين مختلفتين بعدد ذلك
بضخ البئر الرئيسي ويقاس هبوط مستوى الماء في بئري الرصد الى أن يصل فيهما مستوى
الماء إلى حالة استقرار. نقيس أكبر هبوط للمستوى البيزومتري في بئري الرصد وهما $S_1 - S_2$

Thiem Equation can be used to estimate the transmissivity

$$T = KD = \frac{Q}{2\pi (s_1 - s_2)} \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right)$$

عند استعمال بئر رصد واحدة فقط يصبح القانون :

$$Q = \frac{2\pi T (s_w - s_1)}{\ln(r_1 / r_w)}$$

حيث s_w الهبوط في البئر الرئيسي.

s_w = drawdown in the pumped (main) well.

To calculate the radius of influence (R) s_1 is assumed = 0, since it is located at the end of the cone of depression, hence the equation becomes:

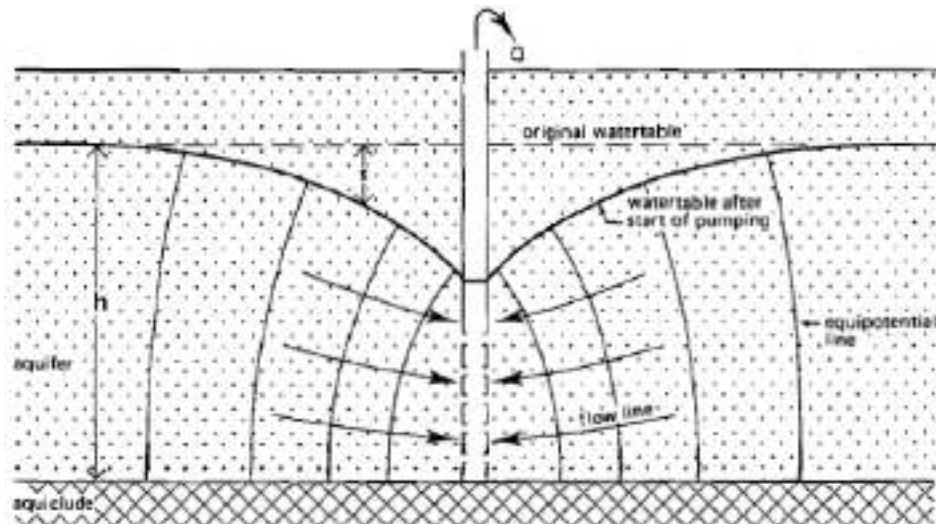
$$Q = \frac{2\pi T (s_w)}{\ln (R/r_w)}$$

the equation can be written as:

$$s_w = \frac{Q}{2\pi T} \ln \left(\frac{R}{r_w} \right)$$

2-Unconfined Aquifers

In unconfined aquifers the saturated thickness (D) is variable; therefore it is not possible to apply it in the flow equation. As an alternative we use the head (h), which represents the elevation of the water level above the base of the aquifer.



Hence Q becomes:

$$Q = 2 \pi r h k (\partial h / \partial r)$$

by rearranging: $\partial r / \partial r = (2 \pi k / Q) h \partial h$

and integrating: $\int \partial r / r = 2 \pi k / Q \int h \partial h$

$$Q = \pi k (h_2^2 - h_1^2) / \ln(r_2/r_1)$$

Replacing h by s, the equation becomes:

$$Q = \frac{\pi k (s_1^2 - s_2^2)}{\ln(r_2/r_1)} \quad (2)$$

This is the simple form of Thiem's Law for unconfined aquifers

If the well suffers from large drawdown compared to the saturated thickness of the aquifer (h_0), then transmissivity (T) becomes nearly equal to: $T = k h_0$

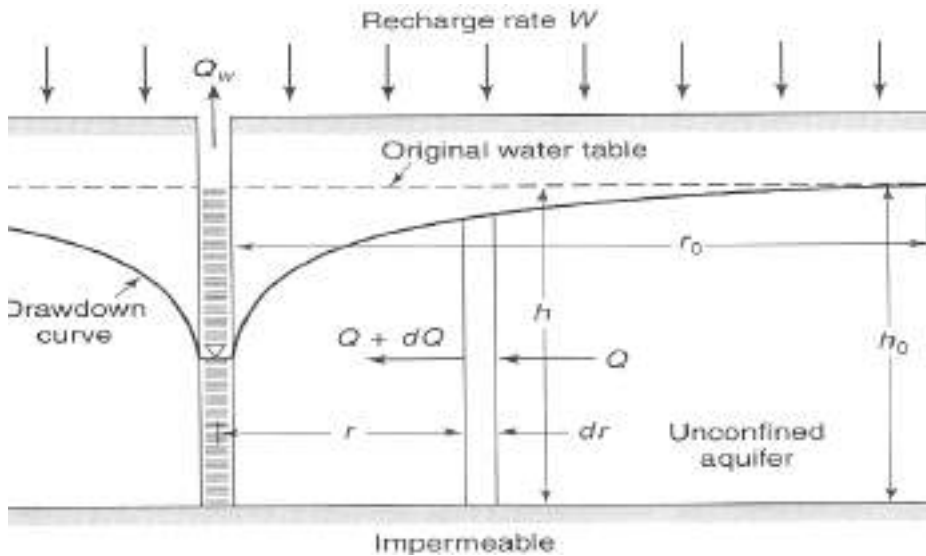
Therefore equation 2 becomes;

$$T = \frac{Q (\ln r_2/r_1)}{2 \pi [s_1 - (s_1^2 / 2 h_0)] - [s_2 - (s_2^2 / 2 h_0)]}$$

An approximate steady state flow condition in an unconfined aquifer will only be reached after long pumping time.

Well in a Unconfined Aquifer with Uniform Vertical Recharge

Figure below shows a well penetrating an unconfined aquifer that is recharged uniformly at rate W . The flow rate Q toward the well increases as the well is approached, reaching a maximum of Q_w at the well.



The discharge of the well is supplied by the vertical recharge and the aquifer storage. Thus

$$Q = \pi r^2 W + 2\pi r h k \left(\frac{dh}{dr} \right) \quad (1)$$

Integrating, and noting that $h = h_0$ at $r = r_0$, yield the equation for the drawdown curve:

$$h_0 - h_2 = \frac{W}{2K} (r^2 - r_0^2) + \frac{Q_w}{\pi K} \ln \frac{r_0}{r} \quad (2)$$

By comparing this Thiem equation the effect of vertical recharge becomes apparent.

It follows that when $r = r_0$ $Q = 0$, so that equation 1 becomes:

$$Q = \pi r_0^2 W$$

Thus the total flow of the well equals the recharge within the circle defined by the radius of influence, which means that the radius of influence is controlled by the well pumping and the recharge rate only. This results in a steady-state drawdown.

Relationship between Discharge and Drawdown in Steady-State Flow

Water level drawdown in wells depends on the rate of discharge. It is possible to make a relationship between the drawdown values of groundwater levels and the discharge of wells penetrating either confined or unconfined aquifers.

Specific Capacity (discharge / drawdown Q_s): is defined as the amount of well discharge per one meter drop in the groundwater level.

يعتمد الهبوط في مستوى المياه في الآبار على معدل التصريف ويمكن عمل علاقة ما بين قيم الهبوط في مستوى المياه الجوفية وتصريف الآبار المحفورة في التكوين المائية المحصورة وغير المحصورة. التصريف النوعي Specific Capacity (التصريف / الهبوط): مقدار تصريف البئر لكل هبوط يساوي واحد متر في مستوى الماء الجوفي

$$Q_s = Q / s_w$$

1- In confined aquifers- according to Thiem equation:

$$Q / s_w = 2\pi T / \ln(R/r_w)$$

2- In unconfined aquifers

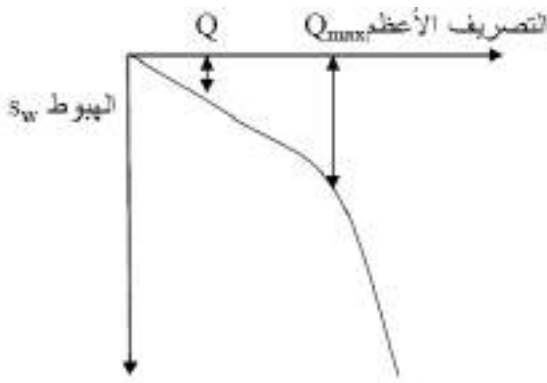
$$Q / s_w = \pi K s_w / \ln(R/r_w)$$

When plotting discharge vs. drawdown we obtain a curve of two parts:

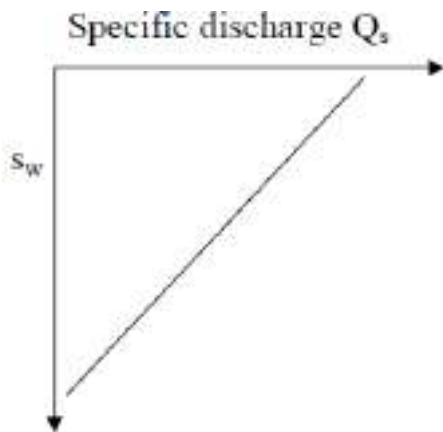
1- Initial part is a straight line

2- A parabola starts when the drawdown reaches critical point where minor increase in the discharge rate causes large drop in the groundwater level.

1- الجزء الأول خط مستقيم
2- قطع ناقص يبدأ عند وصول الهبوط إلى نقطة حرجة حيث الزيادة الصغيرة في التصريف يقابلها هبوط كبير في مستوى الماء. التصريف الذي يقابل النقطة الحرجة هو التصريف الأعظم Q_{max}



The relation between specific discharge and drawdown is linear:



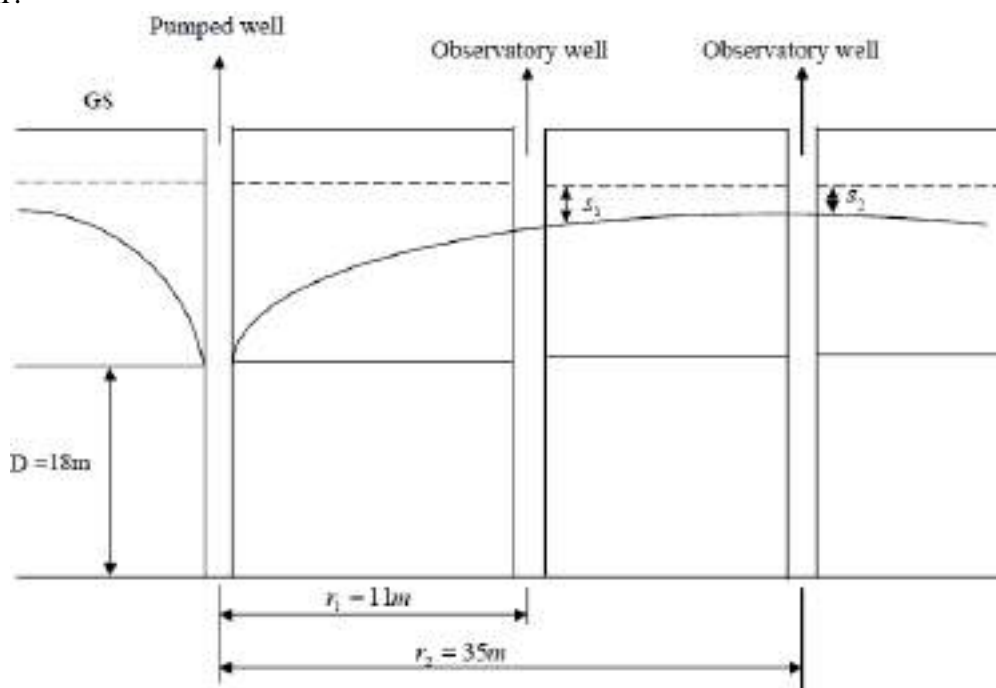
If we consider that the radius of influence of a well penetrating a confined aquifer is 3000meter and the main well radius is 0.2 m; then the equation of specific discharge for confined aquifers become:

$$Q / s_w = T/1.6$$

On the other hand, if we consider that the radius of influence of a well penetrating an unconfined aquifer is 300meter and the main well radius is 0.15 m; then the equation of specific discharge for unconfined aquifers become:

$$Q / s_w = T/1.2$$

Example 1/ A 30cm diameter well penetrates vertically through an aquifer to an impermeable stratum located 18.0 m below the static water table. After a long period of pumping at a rate of 1.2 m³/min, the drawdown in test holes 11m and 35 m from the pumped well is found to be 3.05 and 1.62m respective. What is the hydraulic conductivity of the aquifer? Express in meters per day. What is its transmissivity? Express in cubic meters per day per meter. What is the drawdown in the pumped well?



Given

$$D = 18.0\text{m};$$

$$Q = 1.2 \text{ m}^3/\text{min} = 0.02\text{m}^3/\text{s};$$

$$r_1 = 11\text{m};$$

$$r_2 = 35\text{m};$$

$$s_1 = 3.05\text{m};$$

$$s_2 = 1.62; d = 0.3\text{m}$$

Confined AquiferSolution:

$$Q = \frac{2\pi T(s_1 - s_2)}{\ln(r_2/r_1)}$$

$$0.02 = \frac{2\pi k \times 18(3.05 - 1.62)}{\ln\left(\frac{35}{11}\right)}$$

$$(i) \quad k = \frac{0.02 \times 2.303 \times 0.503}{161.73} = 1.4 \times 10^{-4} \text{ m/s} = 12.1 \text{ m/day}$$

$$(ii) \quad T = kD = 12.1 \times 18 = 217.8 \text{ m}^3/\text{day/m}$$

(iii) Drawdown in the pumped well

$$Q = \frac{2\pi T(s - s_1)}{\ln\left(\frac{r_1}{r}\right)}$$

$$0.0158(s - 3.05) = 0.02 \times 2.303 \times 1.865$$

$$s = 8.49 \text{ m (drawdown)}$$

Example 2/ The following observations were recorded during a pumping out test on a tube well penetrating fully in a free aquifer:

Well diameter = 25cm

Discharge from the well = 300 m³/hr

E.L of original water surface before pumping started = 122.0 m

E.L of water in well at constant pumping = 117.1 m

E.L of water in the observation well = 121.3 m

E.L of impervious layer = 92.0 m

Radial distance of observation well from the tube well = 50 m

Determine (a) the field permeability coefficient and

(b) radius of zero draw down.

Solution

For test well $d = 25 \text{ cm} = 0.25 \text{ m}$

$$r = \frac{0.25}{2} = 0.125 \text{ m}$$

$$Q = 300 \frac{\text{m}^3}{\text{h}} = 300 \frac{\text{m}^3}{\text{h}} \times \frac{1 \text{ h}}{60 \times 60 \text{ s}} = 0.083 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$$

$$H_{\text{elevation}} = 122.0 \text{ m}$$

$$h_{\text{elevation}} = 117.1 \text{ m}$$

Im pervious elevation = 92.0 m

$$\Rightarrow H = 122.0 - 92.0 = 30 \text{ m} ; \quad h = 117.1 - 92.0 = 25.1 \text{ m}$$

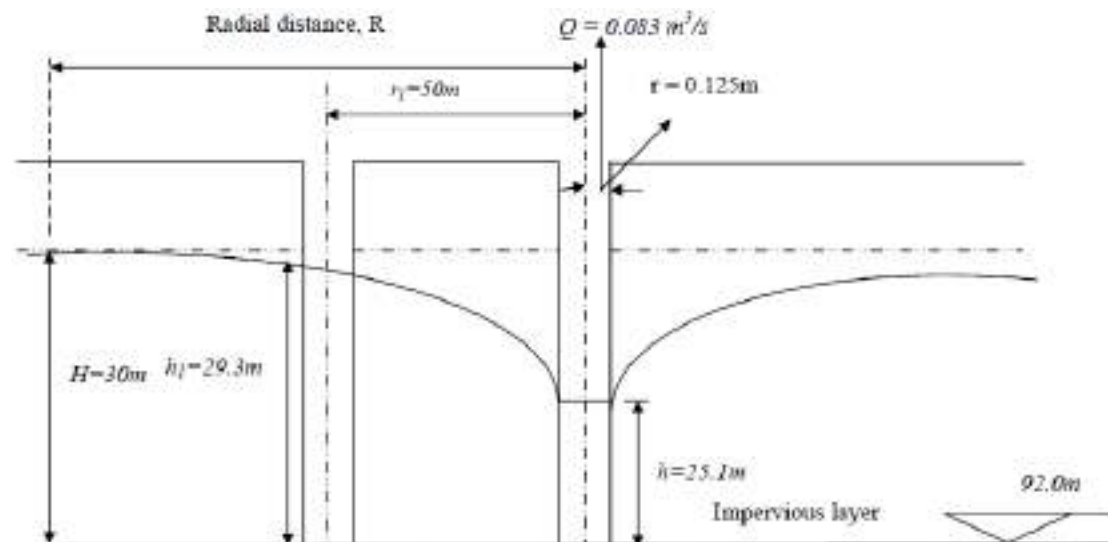
For observation well

Level of water = 121.3 m

$$h_1 = 121.3 - 92.0 = 29.3 \text{ m}$$

$$r_1 = 50 \text{ m}$$

$$S = H - h = 30.0 - 29.3 = 0.7 \text{ m}$$



Free aquifer = unconfined aquifer

(a) Field permeability coefficient (k) is given as:

$$k = \frac{Q \ln\left(\frac{r_1}{r}\right)}{\pi(h_1^2 - h^2)} = \frac{0.083 \ln\left(\frac{50}{0.125}\right)}{\pi(29.3^2 - 25.1^2)} = 6.95 \times 10^{-4} \text{ m/s}$$

$$k = 6.95 \times 10^{-4} \frac{\text{m}}{\text{s}} \times \frac{60 \times 60 \times 24 \text{s}}{1 \text{day}} = 60.05 \text{ m/day}$$

(b) Radius of zero drawdown = Radius of influence (R)

$$Q = \frac{\pi k (H^2 - h^2)}{\ln\left(\frac{R}{r}\right)}$$

$$0.083 = \frac{\pi \cdot 6.95 \times 10^{-4} (30^2 - 25.1^2)}{\ln\left(\frac{R}{0.125}\right)}$$

$$\ln\left(\frac{R}{0.125}\right) = 7.1$$

$$\ln R - \ln 0.125 = 7.1$$

$$\ln R = 7.1 + \ln 0.125 = 5.02$$

By convert ln to log : ($\ln x = 2.303 \log x$)

$$2.303 \log R = 5.02$$

$$\log R = 2.179$$

$$R = 10^{2.179}$$

$$R = 1.51 \text{ m}$$

Hence the radius of zero drawdown, R = 151 m

Second :Unsteady- State Radial Flow

ثانيا: السريان الشعاعي الغير مستقر

Theis's Method

Well Completion إنهاء البئر

1- Placement of Casing - التغليف

2- Cementing of Casing - لحم (تثبيت) التغليف

3- Placement of well screen - تركيب المصافي

4- Gravel packing - وضع الحزام الحصى

في الصخور الصلبة يمكن ترك البئر كحفرة فقط دون إجراء هذه العمليات إذا لم يتطلب الأمر عملها.

١- تغليف البئر Well Casing

يستعمل لبقاء البئر مفتوحاً دائماً ، يمنع الانهيارات إلى داخل البئر سواء من الخارج أو من جدران البئر ، يمنع دخول المياه غير المرغوب فيها سواء كانت سطحية أو جوفية. تستخدم في التغليف أنابيب من الحديد الصافي أو المخلوط. الوصلات على شكل أسنان تعشق في بعضها أو تلحم الانابيب لمنع أي تسرب.

في حالة الحفر بطريقة الجهاز الحلي يتم دق انابيب التغليف داخل البئر بينما في حالة الحفر بطريقة الجهاز الرخوي يتم انزال الانابيب لأنها أصغر قطراً من الحفرة .

٢- تثبيت الغلاف Cementing of Casing

المنطقة المحيطة بأنابيب التغليف تعبأ بالأسمنت لحمايتها من الصدأ ومنع دخول المياه رديئة النوعية إلى البئر ولحماية الأنابيب من الصخور المنهارة. ويتم تسميت (تعبئة الفراغ حول الأنابيب بالاسمنت) الأنابيب بعدة طرق احداها عن طريق احلال الخلطة يتم وضعه في ثقب (Tremie pipes) الاسمنتية من خلال خط أنبوبي صغير يسمى الحفرة خارج انابيب التغليف. ويوجد أنواع من الأسمنت تستخدم لهذا الغرض قسمت إلى عدة رتب بناء على مواصفات معهد البترول الأمريكي، وأهمها الاسمنت البورتلاندي رتبة أ، ب، ج. وتحتاج عملية الحجب إلى عناية فائقة لأنها يجب أن تتم على دفعة واحدة لكامل طول أنابيب التغليف حيث لا يمكن عمليا دفع خلطة أخرى في حالة كونها غير كافية. ولتقدير حجم الخلطة الإسمنتية بالتر لتعبئة متر طولي من الفراغ يجب معرفة كل من قطر أنابيب التغليف وقطر ثقب الحفرة.

-تركيب المصافي Placement of well screen

في المناطق ذات الصخور الصلبة تدخل المياه مباشرة إلى البئر دون الحاجة إلى تركيب مصافي ولكن في حالة المتكونات المفككة يتوجب إنزال مصافي إلى داخل البئر.

المصافي تعمل على:

- ١ -تثبيت جوانب البئر ٢ -منع دخول الرمال إلى البئر ٣ -يسمح بدخول كمية من المياه إلى البئر تحت ظروف مقاومة هيدروليكية قليلة.

عند استخدام الجهاز الحبلي يتم انزال المصافي بواسطة طريقة Pull back method حيث تسحب أنابيب التغليف لأعلى عند إنزال المصافي حتى تصل إلى أعلى المصافي وتثبت. تتكون المصافي من أنابيب مخرمة (open area) لها فتحات قطرها من 1-6 ملم ويفضل ان تشكل المساحة النسبية للأجزاء المخرمة ١٥ % على الأقل من المساحة الكلية للمصافي.

توجد عدة أشكال لفتحات المصافي وتختلف اقطارها اختلافات كبيرة. دخول الماء وقفل الفتحات بواسطة الرمال Screen clogging لتقليل فقد البئر يجب التحكم في سرعة دخول الماء إلى البئر.

تصنع الصافي من مواد مختلفة مثل السبائك المعدنية ، البلاستيك ، الخرسانة، والاسبستوس والخشب والزجاج الصناعي Fiber glass.

٤- الحزام الحصى Gravel Packing

الحزام الحصى هو عبارة عن غلاف من الحصى الصناعي يوضع في المنطقة المحيطة بالمصفاة ، وهو يفيد فيما يلي:

١- يثبت الطبقة الحاملة للماء.

٢- يقلل من شفق الرمال.

٣- يسمح باستعمال مصافي ذات ثقوب كبيرة ومساحة مفتوحة عظمى.

٤- يوفر منطقة دائرية ذات نفاذية عالية تزيد من القطر الفعال وعطاء البئر.

أكبر حجم حصى يستخدم هو ١سم و أكبر سمك 30سم توجد معادلات كثيرة تربط بين التدرج في حجم الحصى وحجم حبيبات الطبقة الحاملة للماء. يجب غسل الحصى وغر بلته قبل وضعه حول البئر، كما يجب أن يكون الحصى دائري ومقاوم للتآكل. كما ينبغي أن يعبئ تماماً المنطقة المحيطة بالبئر ليقفل التسرب من خلاله.

الطريقة المتبعة لوضع الحصى هي من خلال انزال أنبوبين Termie Pipes يصلان الى قاع البئر وعلى الجانبين) حول الغلاف (ومن ثم يتم سكب أو غسل أو ضخ الحصى من خلالها وبعد ذلك يسحب هذان الأنبوبان.

تصميم آبار المياه Water Well Design

أنشائه، ويهدف التصميم الأمثل إلى :

- ١- الحصول على عطاء عالي مع أقل انخفاض متناسب مع قدرة الطبقة المنتجة .
- ٢- نوعية مياه جيدة مع حماية من التلوث.
- ٣- مياه خالية من الرمال.
- ٤- آبار ذات أعمار طويلة (٢٥ سنة أو أكثر).
- ٥- تكاليف معقولة .

هناك معلومات هامة عند البئر يفضل الحصول عليها لتصميم بئر ذي كفاءة عالية

وتشمل:

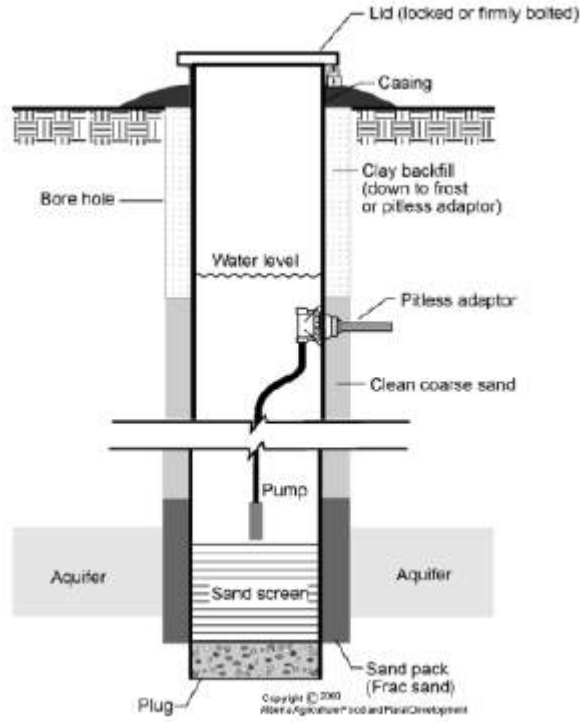
- ١- معلومات عن الصخور المكونة للطبقة المنتجة للماء وما يعلوها من طبقات.
- ٢- قيم معاملات النقولية والتخزين للطبقة المنتجة للمياه
- ٣- الميزان المائي الحالي وطويل المدى للطبقة المنتجة للماء.
- ٤- تحليل حجمي للحبيبات المفككة للطبقة المائية والتعرف على نوع الصخور والمعادن.
- ٥- نوعية المياه.

يتكون البئر من جزئين أساسيين هما:

- ١- الطبقات التي تعلو الطبقة المنتجة للماء: وتستخدم كبيت للمضخة وأجزائها، هذا النطاق عادة ما يتم عزله لسبب من الأسباب ومنها التأثير السلبي على كمية أو نوعية الإنتاج من الطبقة الحاملة للمياه بسبب دخول مياه من طبقات أخرى، أو لضمان عدم انهيار التربة خاصة في حالة الرواسب المفككة. وعادة ما يحاط بأنابيب تغليف Casing ولتحقيق ذلك ينبغي تحديد أطوال وأقطار ونوعية الأنابيب المستعملة في التغليف، وكذلك نوعية الأسمنت المستعمل في منعه.

ويعتبر هذا الجزء كمعبر رأسي للماء باتجاه السطح من الطبقة المنتجة.

- ٢- الطبقة المنتجة للماء Intake Area : يعتمد طول الجزء المنتج من البئر على كمية العطاء المطلوب وسمك التكوين المائي وخصائصه الهيدروليكية ووجود نطاقات مشبعة ذات نفاذية منخفضة أو مياه رديئة. في هذه النطاق تتركب المصافي التي تسمح بمرور الماء من خلالها كما يوضع حولها الغلاف الحصوي المناسب. يتم اختيار مواصفات كل من المصافي والغلاف الحصوي بناء على الخصائص الجيولوجية والهندسية للتكوين المائي ونوعية الماء الجوفي.



أولاً: الطبقة التي تعلو الطبقة المنتجة للماء

أ- طول وقطر أنابيب التغليف

لتقدير عمق وسمك الطبقة المنتجة في البئر وبالتالي عمق البئر وطول أنابيب التغليف يتم دائماً عن طريق إجراء دراسات تحت سطحية تشمل حفر آبار اختباريه وإجراء مسوحات جيوفيزيائية. وتشمل المسوحات الجيوفيزيائية تطبيق عدد من الطرق ومنها طريقة المقاومة الكهربائية والطريقة الكهرومغناطيسية والطريقة الزلزالية.

يجب حفر البئر بحيث يصل عمقه إلى قاع الطبقة الحاملة للماء وذلك بهدف:

1 - استغلال أكبر جزء من التكوين المائي ليشكل مصدراً لتغذية البئر وبالتالي تزداد السعة النوعية للبئر .

High specific capacity

2 - توفير عمق أكبر للانخفاض مما يسمح بزيادة عطاء البئر حتى في حالة الجفاف والضح العالي

.Overpumping

هناك حالات خاصة يمكن فيها حفر آبار ذات اختراق جزئي وذلك في حالة الطبقات المائية السمكية جداً حيث يصبح الاختراق الكلي غير اقتصادي وكذلك عند وجود مياه رديئة النوعية في أي جزء من الطبقة المنتجة للماء فإنه يفضل إنهاء البئر عند عمق يمنع دخول الماء الرديء. حيث أن هذا النطاق من البئر يحوي الجزء الذي توضع فيه المضخة فيجب مراعاة العمق الذي يصل إليه طول المراوح والتي يجب أن يزيد عن أقصى هبوط متوقع لمستوى الماء الجوفي خلال عمر البئر. اختيار قطر أنابيب التغليف له أهمية بالغة وذلك بحكم تأثيره على تكاليف الحفر.

قد يكون البئر ذو قطر ثابت من أعلى لأسفل بينما قد يقل القطر مع العمق.

قطر التغليف يمكن اختياره لتحقيق غرضين أساسيين هما:

١- يجب أن يكون قطر أنبوب التغليف كبير إلى الحد الذي يسمح معه باحتواء المضخة مع اعطاء مساحة كافية لت تركيب المضخة وقيامها بعملها بفعالية تامة.

٢- ينبغي أن يكون قطر التغليف كافي ليمح بسرعة مرور لأعلى تساوي ٣ قدم/ثانية (١م/ثانية) أو أقل.

اختيار قطر أنبوب التغليف مرتبط مباشرة بحجم المضخة حيث يفضل أن يكون قطر التغليف أكبر من ضعف قطر المضخة. وفي كل الحالات ينبغي أن يكون قطر التغليف أكبر من أوعية المضخة pump bowls وذلك ليمح مرور الماء إلى أسفل بحد ادنى من فقدان الرأسى head loss ليدخل في منطقة تغذية المضخة pumping intake

كذلك فإن قطر التغليف له علاقة وثيقة بمعدل التعريف وسرعة التدفق حيث:

$$r = \sqrt{\frac{0.32Q}{\pi v}}$$

حيث r = قطر أنابيب التغليف بالبوصة، Q = معدل التدفق بالجالون/ دقيقة، v = سرعة صعود الماء ويفضل أن تكون في حدود ٣ قدم/ ثانية لتجنب السريان العشوائي وزيادة فقد البئر.

ثانياً: الطبقة المنتجة للماء Intake Area

أ- تصميم مصافي الآبار:

يعتمد إختيار الطول المناسب للمصفاة على:

١- سمك التكوين المائي.

٢- الانخفاض في مستوى سطح الماء في البئر.

٣- مدى تطبق التكون المائي.

إذا كانت المكونات الصخرية للتكوين المائي متماسكة فانه يمكن ترك ثقب الحفرة مفتوحا دون الحاجة إلى وضع غلاف مثقب، بعكس التكاوين المفككة حيث توضع تلك الأغلفة لحجز المواد المفككة ومنع خروجها مع الماء.

يوجد نوعان أساسيان من الأغلفة المثقبة التي تستخدم في آبار المياه وهي:

١ - أنابيب التغليف المثقبة أليا والتي تتكون من أنابيب تغليف عادية تعمل فيها شقوق طولية بأقطار وأطوال مختلفة.

٢-مصافي الآبار ولها عدة أشكال وتتكون أما من أسلاك ملفوفة على أسياخ رأسية أو سفلي من أسلاك ملفوفة على قاعدة أنبوبية مثقبة.

عادة يفضل النوع الثاني لإمكانية التحكم في حجم فتحاتها وخاصة الصغيرة جدا إضافة إلى قدرتها الكبيرة على مقاومة التآكل وكبر مساحتها المفتوحة.

اختيار طول المصافي يتم بناء على الأسس التالية:

1 في التكاوين المائية المحصورة المتجانسة ينبغي أن تغطي المصافي 80-90% من السمك المشبع.

2-في التكاوين المائية المحصورة غير المتجانسة ينبغي أن تغطي المصافي 80-90% من الطبقات ذات النفاذية العالية.

3-في التكاوين المائية غير المحصورة المتجانسة توضع المصافي مقابل الثلث أو النصف السفلي من الطبقة حيث إن الجزء العلوي قد يجفف أثناء الضخ.

4-في التكاوين المائية غير المحصورة غير المتجانسة توضع المصافي مقابل الثلث أو النصف السفلي من الطبقة الأكثر نفاذية.

لتحديد فتحات المصافي تؤخذ عينات من المواد المكونة للطبقة المشبعة ويعمل لها تحليل ميكانيكي في المعمل ثم توقع نتائج التحليل على ورق بياني. يختار حجم فتحات المصافي على أساس الحجم الجببي على المحور الأفقي المقابل لنسبة الوزن المتبقي التي تتراوح بين 40-50% على المحور الرأسي وذلك في حالة التكاوين الناعمة المتجانسة أما بالنسبة للتكاوين الخشنة فيختار الحجم المقابل لنسبة تتراوح بين 30-50%.

يحدد اختيار قطر المصافي على أساس الحصول على مساحة كلية مفتوحة للمصافي بحيث تكون كافية لمرور كمية الماء الجوي المتوقع إنتاجها وبسرعة لا تزيد عن ١,٠ قدم / ثانية. ويتحكم في المساحة الكلية المفتوحة للمصافي طولها وقطرها وحجم فتحاتها.

ويمكن حساب المساحة الكلية للمصافي المفتوحة باستخدام العلاقة التالية:

$$A = Q / v$$

حيث أن A المساحة الكلية المفتوحة م² Q الإنتاج المتوقع م³/ثا v سرعة دخول الماء إلى المصافي م/ثا.

يتم تحديد حجم فتحات المصافي من دراسة التحليل الميكانيكي Sieve analysis للعينات الممثلة للطبقة المنتجة للمياه ويتم رسم منحنى التحليل لكل عينة وعليه فإنه يمكن تحديد حجم فتحات المصافي على أساس العوامل التالية:

أ- الطبقة المكونة من رمال ناعمة متجانسة يتم اختيار فتحات المصافي على أساس الحجم الجببي المقابل لنسبة 40-50% على المحور الرأسي.

ب- في الطبقات المكونة من رمال خشنة وحصى تختار فتحات المصافي التي تحتفظ .بنسبة من الرمال والطيني تتراوح بين 30-50%

ج- في الطبقات الغير متجانسة يتم اختيار فتحات القطاعات المختلفة من المصافي بناءً على تدرج المواد في الطبقات المختلفة وتعامل كل طبقة على حدة كما سبق في الفقرتين أ و ب مع مراعاة القاعديين التاليين:

١ .إذا كانت المواد الناعمة تعلق المواد الخشنة فيجب أن تمتد المصافي المصممة للمواد الناعمة لمسافة لا تقل عن متر داخل الطبقة التي أسفلها.

٢ .في مثل الحالة (1) يجب ألا يزيد حجم فتحات المصافي القابلة للمواد الخشنة عن ضعف حجم فتحات المصافي المقابلة للمواد الناعمة التي تعلوها.

اختيار نوعية المصافي يتحكم فيها نوعية الماء الجوفية ووجود البكتيريا ومتطلبات المتانة .وتوجد أنواع عديدة من المصافي منها المعدني وغير المعدني .ومن أشهر أنواع المصافي المعدنية تلك المصنوعة من الفولاذ المقاوم للصدأ ومن السبائك النحاسية، بينما تتكون المصافي غير المعدنية من اللدائن الصناعية والألياف الزجاجية وغيرها.

ب - تصميم الغلاف الحصوي Gravel Pack Design

يفضل عادة وضع غلاف حصوي في الفراغ الحلقي المحيط بالمصافي وذلك بإزالة المواد المكونة للطبقة المنتجة واستبدالها بمواد أخشن متدرجة في الحجم وذلك بهدف زيادة نفاذية هذه المنطقة وزيادة القطر الفعال للبئر .ولتحديد الحجم الحبيبي المناسب للحزام الحصوي يجري رسم منحنى خاص بنتائج التحاليل الميكانيكية لعينات تربة ممثلة للطبقة المنتجة ثم يعين عليها الحجم الحبيبي المقابل لنسبة ٧٠ % من وزن العينة الاجمالي.. يضرب هذا الحجم في معامل ثابت تتراوح قيمته بين 4 -6 وتعتبر قيمة حاصل الضرب نقطة البداية لرسم المنحنى الدال على التدرج في حجم الغلاف الحصوي حيث توقع مقابل نسبة ٧٠ % من التدرج .من خلال هذه النقطة يرسم منحنى معامل تجانسه ينبغي إلا يزيد عن 2.5 . ويعرف معامل التجانس على أنه:

$$\text{معامل التجانس} = \frac{\text{الحجم الحبيبي المقابل لنسبة } 40\%}{\text{الحجم الحبيبي المقابل لنسبة } 90\%}$$

ويتم إعداد مواصفات الغلاف الحصوي باختيار أربعة أو خمسة من أحجام الحبيبات بحيث تغطي طول المنحنى ومن ثم استقرار النسب المئوية المقابلة لهذه الأحجام.

وتعتبر نوعية مواد الغلاف الحصوي من الأمور المهمة عند تصميم البئر المثالي وتتميز بمواصفات عديدة منها أن تكون المواد المستخدمة نظيفة ويقصد بها خلوها من مواد دقيقة وان تكون متجانسة و مستديرة وذات أسطح ملساء وذلك للإقلال والحد من عملية الانسدات بواسطة المواد الدقيقة، أضف إلى ذلك أن تتكون من الصخور والمعادن السيليكاتية حيث أن استخدام مواد كربونية قد يتسبب في حدوث مشاكل مستقبلية وخاصة عند صيانة

الآبار عند استخدام الأحماض للتنظيف حيث يمكن أن تحدث تفاعلات كيميائية تؤدي إلى انسدادات في مواد الغلاف والتي بدورها تؤدي إلى انخفاض النفاذية للغلاف الحصى.

من ناحية أخرى ينبغي ألا يقل سمك الغلاف الحصى عن 8 سم لضمان تكوين غلاف حصوي كامل كما ينبغي ألا يزيد السمك على 20 سم حتى تستطيع الطاقة المبذولة أثناء عملية التطوير أن تخترق الغلاف إلى جدار البئر لإصلاح أي عطب حاصل نتيجة الحفر والتخلص من بقايا سائل الحفر وإزالة المواد الناعمة من حول البئر.

ارتفاع الغلاف يجب أن يكون أعلى من مستوى المصفاة ليتمكن معادلة النقص في ذلك الارتفاع المصاحب لعمليات تنمية الآبار.

طرق تطوير الآبار Methods of Well Development

يتم تطوير الآبار الجديدة لزيادة سعتها النوعية ومنع انسدادها بالرمال والحصول على آبار أكثر اقتصادية وأطول أعماراً. هذه النتائج يمكن الحصول عليها عن طريق إزالة المواد الدقيقة الحجم من المتكونات المحيطة بالمصفاة. وعندما يوضع الحزام الحصى فإن جزءاً كبيراً من هذه المشكلة يكون قد تم حله، إلا أن تطوير البئر يظل ذو فائدة كبيرة.

يتم التطوير بطرق مختلفة تشمل:

- | | |
|----------------------|------------------------------|
| Mechanical Surging | ١- الحقن الميكانيكي |
| Surging with Air | ٢- الحقن باستخدام الهواء |
| Overpumping | ٣- الضخ الشديد |
| Backwashing | ٤- الغسيل العكسي |
| Hydraulic Jetting | ٥- التفث الهيدروليكي |
| Hydraulic Fracturing | ٦- التهشيم الهيدروليكي |
| Use of Chemicals | ٧- استعمال المواد الكيميائية |
| Use of Explosives | ٨- استعمال المتفجرات |

1 - الضخ الشديد Overpumping

يتضمن هذا الاسلوب ضخ الماء من البئر على مراحل مختلفة بمعدلات تصريف متصاعدة تبدأ من ضعيفة وتنتهي إلى عالية تفوق السعة المطلوبة .
لزيادة الفعالة يجب أن يكون النشاط ممتداً إلى أقرب منتصف المصفاة .
تبدأ المرحلة الأولى بضخ لفترة معينة حتى يصفى الماء ثم توقف المضخة لفترة ويعود الماء الموجود في الأنابيب إلى البئر ثم تبدأ مرحلة أخرى بزيادة في معدل التصريف حتى الوصول إلى المرحلة النهائية حيث تكون أكبر سعة للمضخة. بهذه الطريقة يتم تهييج الحبيبات الدقيقة قرب البئر ومن ثم يتم حملها وضخها خارج البئر.

2 - الكبس الميكانيكي Mechanical Surging

في هذه الطريقة يستعمل مكبس Surge block يتحرك لأعلى وأسفل ويركب في أسفل ساق الحفر كالتي تستخدم في طريقة الجهاز الحبلي . عند استعمال هذه الطريقة يفضل إفراغ البئر جزئياً من الماء ثم إزال المكبس تدريجياً إلى مستوى اخفض من مستوى الماء بحوالي 5 - 10 م ولكن فوق مستوى المصفاة مع مراعاة الإنزال بسرعة بسيطة خاصة في التكونات الرسوبية الدقيقة. بهذه الطريقة يبدأ الضغط على الماء والذي بدوره ينتقل الضغط إلى المنطقة المحيطة بالبئر وبعد ذلك يبدأ رفع المكبس لأعلى ببطء ثم إنزاله مرة أخرى وهكذا لعدة مرات مع زيادة السرعة والقوة في كل مرة وخفضه لمستويات أعمق. عند الضغط لأسفل فإن الماء الهابط سوف يساعد على دفع الرسوبيات للداخل بعيداً عن المصفاة بينما عند اخفاض الضغط فإن المواد الدقيقة سوف تسحب بواسطة الماء وتتعلق فيه أثناء دخوله إلى داخل البئر حيث تترسب ويتم سحبها أخيراً بواسطة مضخة رمال sand pump.

٣ - الكبس بالهواء (Air Surging (Jetting)

يستعمل في هذه الطريقة مكبس هواء متصل بأنبوب هواء يوضع داخل البئر يثبت حول أنبوب الهواء أنبوب تصريف. ينزل الأنبوبان في البداية إلى قرب قاع المصفاة، وللحصول على نتائج جيدة يجب أن يكون مستوى الماء في أنبوب التصريف مغطياً لحوالي ثلثي طول الأنبوب. يقلل أنبوب الهواء ويبدأ في ضغط الهواء داخل البئر إلى درجة كبيرة بطريقة تدريجية ثم يخفض الضغط بطريقة فجائية بواسطة صمام. بهذه الطريقة يتم خلخلة الحبيبات الدقيقة حول البئر والمصفاة حيث تنفقت وتتعلق في الماء وتدخل معه إلى داخل البئر. يتم تكرار هذه الطريقة لعدة مرات حتى يتم التخلص من الرمال المتراكمة حول البئر.

٤ - طريقة الغسل العكسي Backwashing

تسمى هذه الطريقة الجلد بالسياط Raw hiding وتتضمن رفع الماء من البئر إلى السطح بالضخ ثم تركه ليعود ثانية إلى البئر هذه الطريقة. يبدأ الضخ بمعدل تصريف

بسيط ويزداد تدريجياً إلى أقصى طاقة لتقليل خطر انسداد المضخة بالرمل. بعد ان تشغيل المضخة ويصل الماء إلى السطح تقفل المضخة فيسقط عمود الماء داخل البئر. ويستمر تشغيل المضخة وإيقافها بسرعة بقدر ما تسمح به القوة المحركة وجهاز التشغيل، ومن وقت لآخر يتم ضخ الماء إلى الخارج لإزالة الرمال التي تتجمع في البئر. بهذه الطريقة يتم خلخلة الحبيبات الدقيقة المتركمة حول المصفاة حيث أن الحركة العكسية للماء تكسر التجميع Bridging الناشئ حول المصافي. بعض الآبار تستجيب للتطور بهذه الطريقة بدرجة كافية ولكن في كثير من الحالات فإن تأثير الضخ العكسي لا يكون قوياً بدرجة كافية للحصول على نتائج جيدة.

٥ - النفث (الحقن) الهيدروليكي Hydraulic Jetting

الحقن بالماء بسرعات كبيرة يعتبر طريقة تطوير مؤثرة جداً في الآبار المفتوحة Open rock holes وفي الآبار ذات المصافي التي بها فتحات كثيرة. توضح فتحة النفث Jet nozzle في وضع أفقي وتركب في نهاية سلسلة أنابيب متصلة بدوار ولي مركب في مضخة عالية الطاقة. يضخ الماء عبر الأنابيب ويدار ببطء داخل البئر حيث تتخلخل الحبيبات الدقيقة في الصخور المفتتة ومن ثم تحمل بواسطة السريان المضطرب إلى داخل البئر. تعيد هذه الطريقة أيضاً في تفكيك كعكة الطين من جدار البئر. هذه الطريقة صالحة كذلك للآبار ذات الحزام الحصوي.

٦ - استعمال مواد كيميائية Use of Chemicals

الآبار المفتوحة في الطبقات الجيرية مثل الحجر الجيري والدلوميت يمكن تطويرها بإضافة حمض الهيدروكلوريك إلى الماء في البئر حيث يعمل على إذابة الصخور وتوسيع الشقوق فيها. هذه الطريقة عادة تستعمل بعدها إحدى طرق التطوير السابقة. يمكن أيضاً استخدام حمض الهيدروفلوريك لتطوير الآبار في الصخور التي تحوي السيليكا، وتستعمل مركبات الفوسفات المضافة إلى الماء لتفكيك كعكة الطين وإزالة الرمال الدقيقة.

٨ - استعمال المتفجرات Use of Explosives

يستخدم الديناميت لتوسيع الشقوق وزيادة نفاذية الصخور الصلبة، حيث يوضع داخل فتحات في جدار الآبار ومن يتم بفجر بطريقة مدروسة لتتسبب الصخور المحيطة بالبئر.

٧ - التهشيم الهيدروليكي Hydraulic Fracturing

التهشيم الهيدروليكي يستخدم لتحسين الآبار المفتوحة ويستعمل كثيراً في آبار البترول. في هذه الطريقة تستخدم محابس قابلة للانفتاح Inflatable packers في داخل البئر بحيث تحجز جزء منه. تركيب المحابس في أنابيب ممدودة من السطح. بعد ملء الأنابيب بالماء يتم ضغطها بواسطة الهواء حتى تقوم بتهشيم الصخور المحيطة. أحياناً يتم ضخ الرمال إلى داخل الجزء المحصور من البئر حتى تدفع الرمال إلى داخل الشقوق في الصخور وتبقىها مفتوحة.

٨ - استعمال المتفجرات Use of Explosives

يستخدم الديناميت لتوسيع الشقوق وزيادة نفاذية الصخور الصلبة، حيث يوضع داخل فتحات في جدار الآبار ومن يتم بفجر بطريقة مدروسة لتتسبب الصخور المحيطة بالبئر.

Groundwater is the water that occurs in a saturated zone of variable thickness and depth below the earth's surface

The field of science that is concerned with the study of the occurrence, distribution and movement of water below the surface of the earth is called Groundwater Hydrology. Geohydrology and Hydrogeology have similar connotations;

although hydrogeology differs only with its emphasis on geology.

The job of a groundwater hydrologist is the management of groundwater system. His investigation area of interest may be

local, regional or even across countries. Example of areas in which groundwater studies are carried out include

- evaluation and exploitation of groundwater resources
- dewatering for construction
- inflow into a mine shaft or pit
- seepage beneath or through a dam
- subsurface return flow from irrigation
- seepage from canals and reservoirs
- recharge from rainfall.

AQUIFERS

Aquifer is a word produced from two Latin words: Aqua, which means water and ferre, which means to bear. Therefore, the term Aquifer can literally be understood as Waterbearing formation.

Aquifer can formally be defined as a saturated permeable geological unit that is permeable enough to yield economic quantities of water to wells. In other words, it is defined as a saturated geological unit that can transmit significant quantities of water under hydraulic head. The most important underground water-bearing materials are unconsolidated sand and gravels. But, permeable sedimentary rocks such as sandstone and limestone, and heavily fractured or weathered volcanic and crystalline rocks can also be taken as aquifer (water-bearing) materials.

Aquitard is a geological unit that is permeable enough to transmit water in significant quantities for large area and long period. However, its permeability is not sufficient to justify the construction of production wells to be place in it. In other words, *Aquitard is a geologic*

formation that can transmit water at a relatively lower rate compared to aquifer. Example includes formations that are predominantly clays, loams and shales.

Aquiclude is an impermeable geological unit, which does not transmit water at all. Although this formation is capable of absorbing water slowly. It means that this geological formation *can store water, but cannot transmit it easily*. In other words, Aquiclude is a saturated geological unit that is incapable of transmitting significant quantities of water under ordinary hydraulic head. Example: metamorphic rocks.

Aquifuge is a geological formation that can neither absorbs nor transmits water (as granite)

AQUIFER CLASSIFICATION

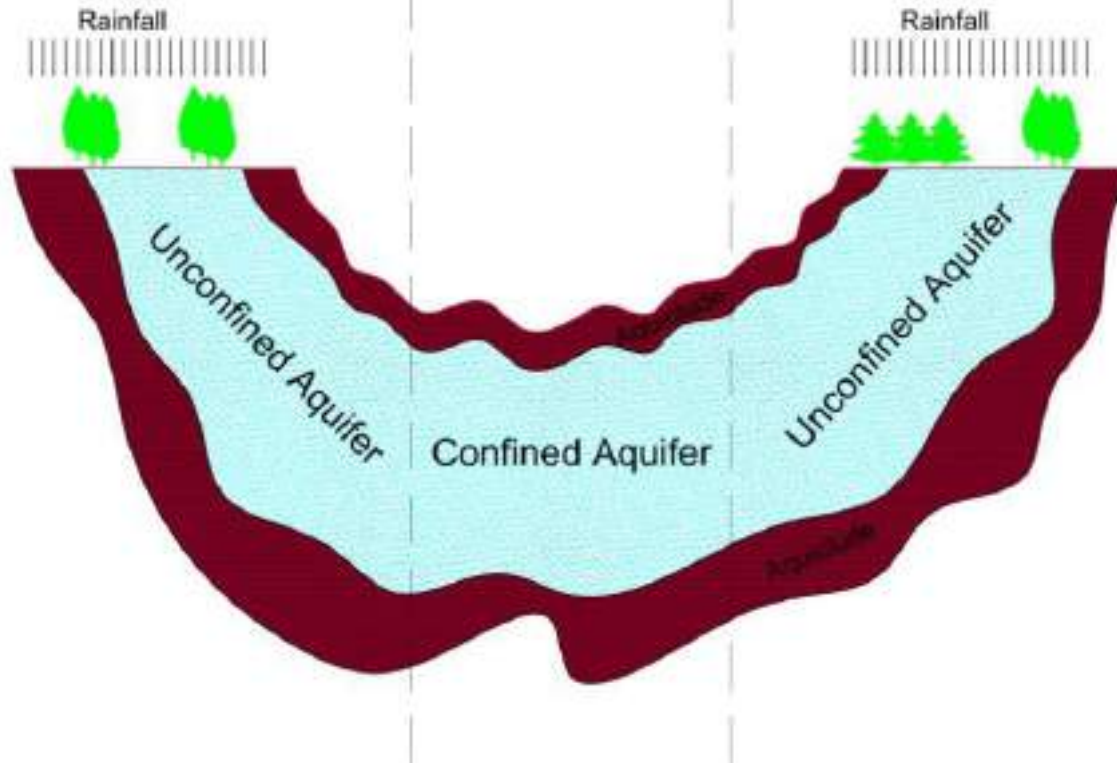
Aquifers may be classed as **confined, unconfined**

A **confined aquifer** is confined above and below by an impervious (may contain water but can't transmit it) layer under pressure greater than the atmospheric. Therefore, in a well penetrating such an aquifer, the water level rises above the bottom of the top confining bed. The water in a confined aquifer is called confined or artesian water. Artesian water flows freely without pumping and the well producing such water is called an artesian or a free flowing well.



Unconfined Aquifer (Phreatic, Water table) An unconfined aquifer is one in which a water table (phreatic surface) serves as its upper boundary. A phreatic aquifer is directly recharged from the ground surface above it.





Leaky aquifer A leaky aquifer is also known as *semi-confined aquifer* as either both the upper and the lower boundaries are aquitards or one of them is aquiclude and the remaining is aquitard. The water is free to move through aquitards either upward or downward.

Recharge and Discharge

Groundwater recharge represents the portion of rainfall which reaches an aquifer. Groundwater therefore owes its existence directly or indirectly to precipitation. Artificial recharge occurs from excess irrigation seepage from canals and water purposely applied to augment groundwater supplies. Seawater can enter underground along the coasts where the hydraulic gradients slope in an inland direction.

Discharge of groundwater occurs when water emerges from underground. Most natural discharge occurs as flows into the surface water bodies e.g. streams, lakes and oceans. Discharge to the ground surface appears as springs. Groundwater discharge also occurs by evaporation from within the soil and by transpiration from vegetation, that has access to the water table. However, pumpage from wells constitutes the major artificial discharge of groundwater.

Basic Concepts and Definitions

I- Physical Properties of Aquifers

الخواص الفيزيائية للتكاوين المائية

1- Porosity (n): The porosity of a rock is its property of containing pores or voids. It is defined as the ratio of volume of voids V_v to total volume of medium (rock) V_T ; i.e.:

$$n = (V_v / V_T) * 100$$

2- Specific Yield (Sy): It is defined as the ratio of total drainable water volume (V_w) to the bulk volume of medium (V_T); i.e.:

$$S_y = (V_w / V_T) * 100$$

3- Specific Retention (Sr): It is defined as the ratio of total retained water volume (V_r) to the bulk volume of medium (V_T); i.e.:

$$S_r = (V_r / V_T) * 100$$

4- Storage Coefficient (S): The ability of an aquifer to store groundwater. It is defined as the volume of water that an aquifer releases or takes into storage per unit surface area of the aquifer per unit change in head, i.e.:

$$S = V_w / (dh * A)$$

Where V_w =volume of water released or taken into storage by the aquifer, dh = change in the piezometric surface and A = cross sectional area.

It can also be defined as the ratio of abstracted volume of water from the aquifer (V_w) to the dewatered volume of aquifer (V_a):

$$S = (V_w / V_a) * 100$$

Values of S ranges between 10^{-6} – 10^{-2} for confined aquifers.

For unconfined aquifers it ranges between 0.3-0.01, which is considered equal to the specific yield S_y .

5- Hydraulic Conductivity (K): It expresses the ability of rocks to let the water through under any hydraulic gradient. It can be defined as rate of flow

of water that can pass through a unit cross section of the aquifer under unit hydraulic gradient. It has the unit of velocity (L/t) for example m/day.

6- Transmissivity (T) معامل النقولية

Transmissivity (T) is the product of the average hydraulic conductivity K and the saturated thickness of the aquifer (D) i.e.

$$T=KD$$

It is defined also as the rate of flow under a unit hydraulic gradient through a cross-section of unit width over the whole saturated thickness of the aquifer:

$$T = Q/wi$$

Where Q= Discharge rate,

w= width of the aquifer

i= hydraulic gradient.

Transmissivity has the dimensions of Length²/Time and is, for example, expressed in m²/d or cm²/s.

2-Basic Definitions

1- Static water level مستوى الماء الثابت

The level at which groundwater stands in the well during the pump shut down. It is explained by the distance from the surface to the water level in the well (m)

2- Dynamic water level مستوى الماء المتحرك

The level at which groundwater stands during the pump operation (m).

3-Drawdown الهبوط (s)

The drop in the groundwater level, it equals the difference between the static and dynamic water levels measured at any time after pumping start (m).

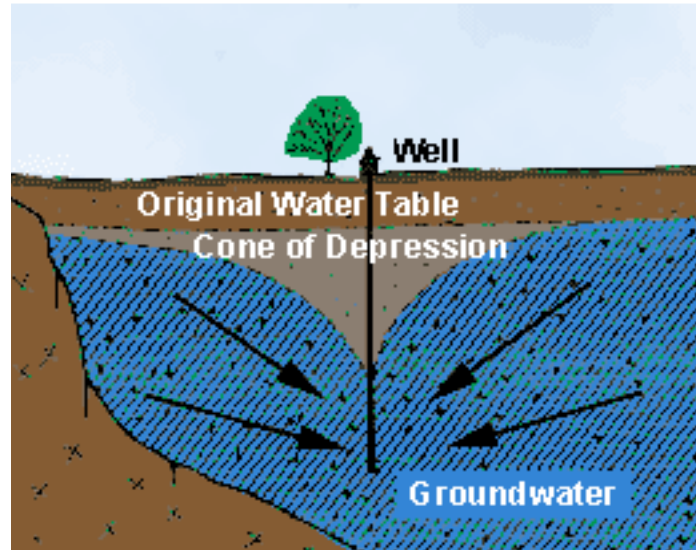
4-Rate of discharge معدل البئر تصريف معدل (Q)

The volume of water abstracted during a unit of time. Q has a dimension of volume/ time i.e. m³/day or l/min.

5- Cone of depression الانخفاض مخروط

A cone of occurs in an aquifer when ground water is pumped from a well.

In an unconfined (water table) aquifer, this is an actual depression of the water levels. In confined (artesian) aquifers, the cone of depression is a reduction in the pressure head surrounding the pumped well.

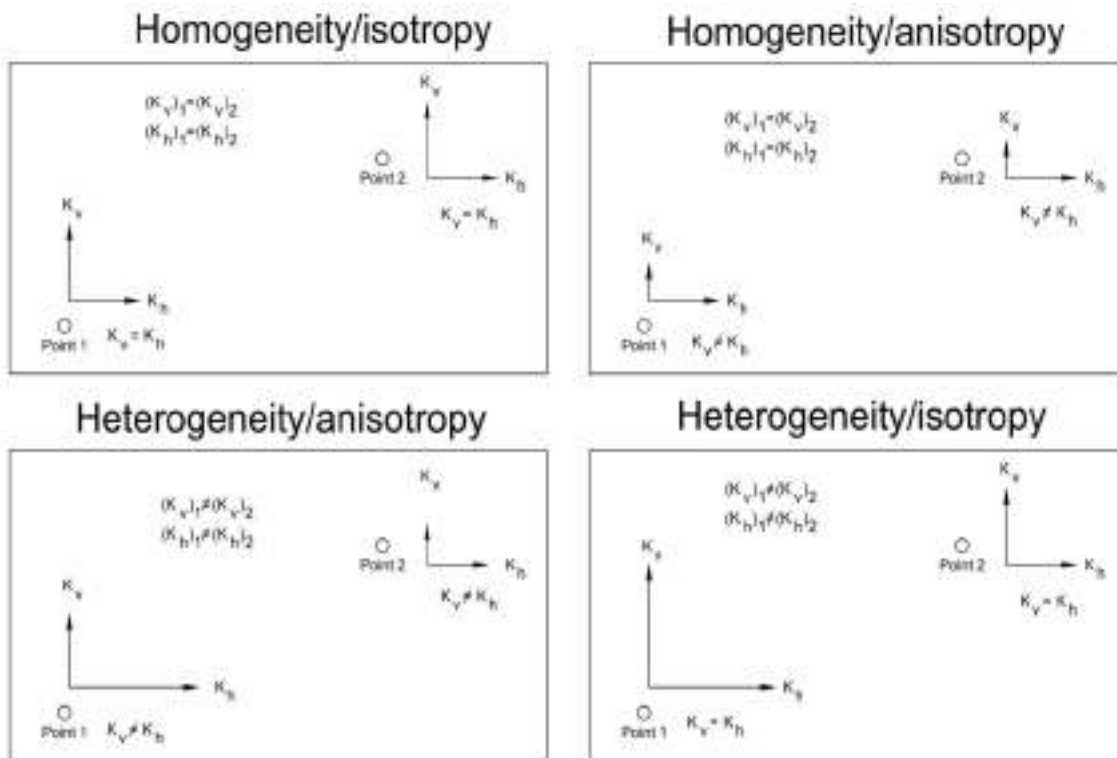


6- Radius of influence (R) التأثير قطر نصف

The radial distance from the center of a well to the point where there is no lowering of the water table or potentiometric surface (the edge of the cone of depression) (m).

Anisotropy and heterogeneity

Groundwater hydraulic equations are based on some assumptions. If the hydraulic conductivity, K , is independent of direction at any a point in a geologic formation, the formation is called isotropic at that point. If the hydraulic conductivity, K , is dependent on direction at a point in a geologic formation, the formation is anisotropic. Let, in any xyz coordinate system, K_x , K_y and K_z represent hydraulic conductivity values in the x, y and z directions, respectively. If $K_x = K_y = K_z$ at any point, the formation is isotropic, whereas, for anisotropic condition to occur, $K_x \neq K_y \neq K_z$. In addition, if the hydraulic conductivity is independent of spatial variation (position) within a geologic formation, the formation is termed as homogeneous. And if the hydraulic conductivity is dependent on spatial variation within a geologic formation, the formation is heterogeneous formation. In homogeneous geologic formation, the hydraulic conductivity, $K(x,y,z)=C=constant$, whereas in heterogeneous geologic formation, the hydraulic conductivity, $K(x,y,z) \neq C$. We can say that aquifers and aquitards are homogenies and isotropic if we assume that the hydraulic conductivity is same throughout a geologic formation and in all directions. If hydraulic conductivity in the horizontal direction K_h is greater than the hydraulic conductivity in the vertical direction K_v , this phenomenon is called anisotropy. In fact, lithology of geological formation varies significantly horizontally and vertically. For homogeneous, anisotropic formation, $K_x(x,y) = K_1$ at every point and $K_y(x,y) = K_2$ at every point, but $K_1 \neq K_2$.



Steady state and unsteady state flow

There are two types of well-hydraulic equations and these are steady state flow and unsteady state flow equations. The definitions of these flow conditions are given as follows.

Steady state is independent of time. In this flow state, the velocity may differ from point to point, but it will not change with time at any given point in the flow field. As a result, the steady state condition, water level does not change with time. For example, the water level in the pumping well and surrounding piezometers does not vary with time. The steady state flow takes place if pumping aquifer is recharged by outside water resource, rainfall (unconfined aquifer), leakage through the aquitard (Leaky aquifer) from upward or downward and directly from open water sources. As a result, we can say that steady state flow is attained if the changes in the water level in wells and piezometers are very small with time that they can be ignored.

Unsteady state occurs from the time of the start of pumping until steady state flow is reached. The flow can be assumed as unsteady state as long as water level changes in the well and piezometers are measurable and cannot be ignored.

Hydraulic resistance (HR)

Hydraulic resistance measures the resistance of vertical flow (upward or downward) through aquitard. In other words, it characterizes the amount of leakage through aquitard. The hydraulic resistance can be defined as:

$$HR = D_v K_v$$

Here, K_v is hydraulic conductivity of aquitard in vertical direction, and D_v is thickness of aquitard. It is obvious that, for impervious medium, $K=0$. Therefore, HR goes to infinity. As a result, this parameter can measure the resistance of aquitard (semi-pervious) formation to upward or downward leakage in leaky aquifers. Hydraulic resistance has dimension of time (Time).

Leakage factor

Leakage factor measures spatial variation of leakage through an aquitard in a leaky aquifer. It is defined as:

$$L = \sqrt{T HR}$$

Lower values of L show high leakage rate through the aquitard, whereas, high values of L show low leakage rate. Leakage factor has dimension of Length.

Compressibility (α and β)

It is required to define compressibility of water and porous media separately. Compressibility of porous media describes the change in volume caused in an aquifer under a given stress and is given as:

$$\alpha = -\frac{\frac{dV_T}{V_T}}{d\sigma_e}$$

Here, V_T is the total volume of a given mass of material and $d\sigma_e$, is the change in effective stress.

The compressibility of water is defined as:

$$\beta = -\frac{\frac{dV_w}{V_w}}{dp}$$

The negative sign is required because of pressure, p , and to make β a positive number. An increase in pressure, dp , leads to a decrease in the volume V_w of a given mass of water. For incompressible water, since specific mass $\rho = \rho_0 = \text{constant}$, then $\beta = 0$.

Specific storage

Specific storage is defined as the volume of water that unit volume of aquifer release from storage under a unit decline in hydraulic head. It is well-known that decrease in hydraulic head, h , lead to decrease in fluid pressure and increase in effective stress σ_e . The decrease in hydraulic head causes two results: 1) increase in effective stress 2) decrease in pressure.

The first one is controlled by aquifer compressibility, α , and the second one is controlled by fluid compressibility, β . As a result, Specific storage is given as:

$$S_s = \rho \cdot g (\alpha + n\beta)$$

And storage coefficient can be written as:

$$S = S_s D$$

Here, D is saturated thickness, and S_s is specific storage coefficient. Transmissivity, T , and storage coefficient, S , (storativity) were developed for the analysis of well hydraulics in confined aquifer.

Water table

Water table refers to the boundary between saturated zone and unsaturated zone. In other words, it is the upper surface of saturated zone. On this surface, the fluid pressure in pores of porous media is atmospheric ($p=0$). This implies that $\psi=0$, hence $h=\psi+z$, hydraulic head at any point on the water table must be equal to elevation of the water table. Therefore,

$$h=z$$

Negative pressure

$\Psi=0$ at any point on the water table (boundary)

$\Psi>0$ at any point under water table (saturated zone)

$\Psi<0$ at any point above water table (unsaturated zone)

Since water in the unsaturated zone is kept in the soil under surface-tension forces, the pressure head, ψ is taken as tension head or suction head when $\psi<0$. As mentioned before, hydraulic head is algebraic sum of elevation, z and pressure head ψ . Above the water table, where ψ is taken as tension head or suction head, it is not appropriate to measure hydraulic head with piezometers. But it can be measured with tensiometer (جهاز قياس الشد الرطوبي في التربة).

Saturated, Unsaturated, and Tension-Saturated Zone

Saturated zone:

- 1) The saturated zone occurs under water tables ($\psi>0$)
- 2) The soil pores are filled fully with water. The moisture content, θ is equal to porosity, n ($\theta=n$)
- 3) The fluid pressure is greater than atmospheric pressure and the pressure head, **ψ is greater than zero ($\psi>0$)**.
- 4) The hydraulic head must be measured with a piezometer.
- 5) The hydraulic conductivity is a constant. It is not a function of pressure head ψ .

Unsaturated zone

- 1) It occurs above the water table and above the capillary fringe.
- 2) The soil pores are only partially filled with water. The moisture content is less than the porosity, n .
- 3) The fluid pressure is less than atmospheric pressure. This implies that the pressure head is **less than zero**.
- 4) The hydraulic head, h must be measured with a tensiometer.
- 5) The hydraulic conductivity, K and moisture content, θ are both functions of the pressure head, ψ .

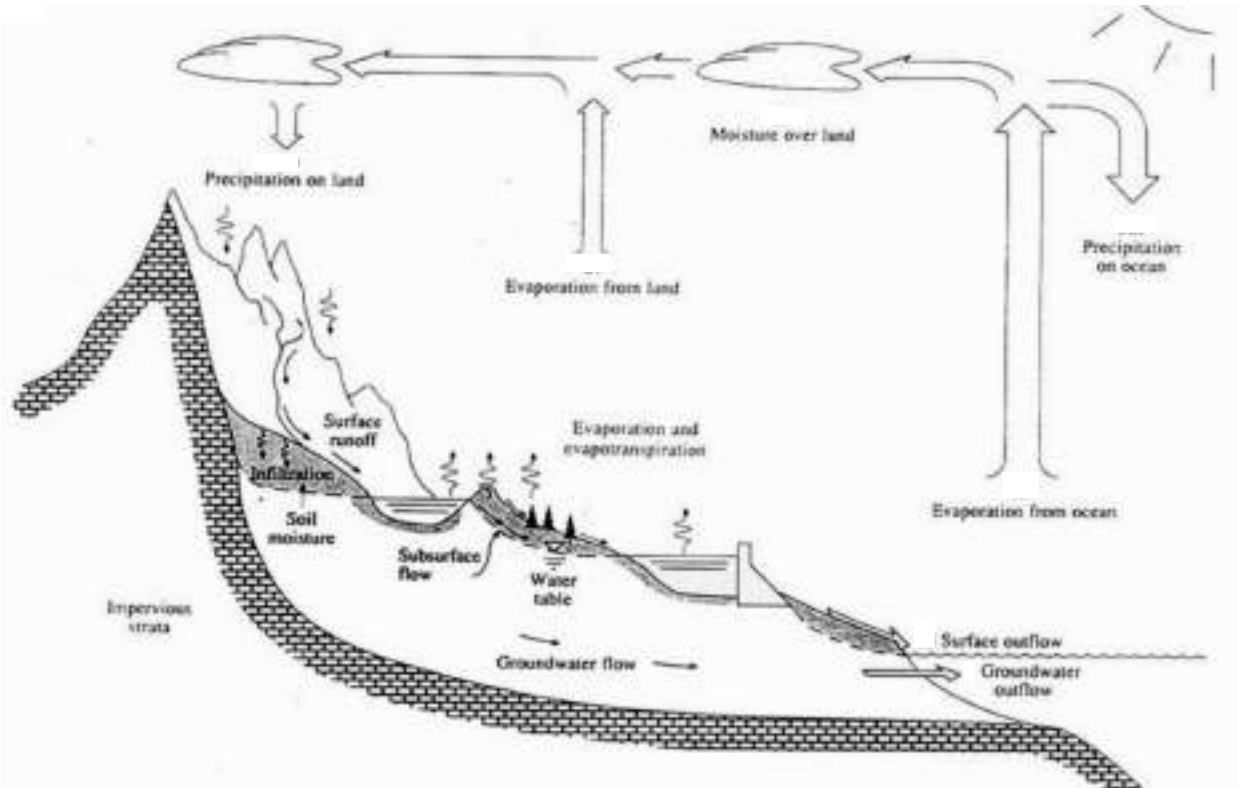
In Summary

For saturated flow: $\psi>0$, $\theta=n$, $K=K_0$

For unsaturated flow: $\psi<0$, $\theta=\theta(\psi)$, and $K=K(\psi)$.

Hydrologic budget

A) Processes in the hydrologic cycle: 1) Precipitation 2) Evaporation: a physical/chemical response 3) Transpiration: needs plants Plants act as pumps: remove water from the soil, release water vapor into the atmosphere. 4) Runoff: - Is commonly known as stream or channel flow - Has 3 components: overland flow, interflow and underflow (Doesn't just include surface flow).



a) **overland flow** = flow input from land surface drainage across the land surface (not channelized)

Side note: The terms “overland flow”, “depression storage” and “surface water” are all different. Don’t confuse them!

Overland flow is moving water

Depression storage is water that accumulates in low spots and is essentially stationary. A common name for depression storage? A puddle!

Surface water is water that is stored in ponds, lakes, rivers and streams. This is a broader term, that includes runoff.

b) **interflow:**

Quantity is usually minor

Describes lateral flow through the unsaturated (soil) zone (Note: unsaturated zone is also called the vadose zone)

The process by which surface water enters the subsurface is called **infiltration**; almost all of the water in the subsurface is placed there by infiltration. The only exception is **magmatic water**, which is added from depth due to de-gassing of magma.

c) **baseflow** = groundwater input

Describes lateral flow in the saturated zone (below the water table) that contributes to stream flow.

Note: **Underflow** is different. Underflow is deep groundwater flow, and is not directly connected to surface flow or surface conditions.

So: In summary, total stream flow (runoff) is the sum of 3 components:

Runoff = overland flow + interflow + baseflow

B) Water storage within the hydrologic cycle:

- Most water is stored as saline water in the oceans (97%)
- Freshwater: is < 3% of total
- Within the freshwater component:
 - Glacial storage = 2.14%
 - Groundwater storage = 0.61%
 - Surface water storage = 0.009%
 - Soil moisture = 0.005%
 - Atmospheric moisture = 0.001%
- Other ways of looking at this:
 - 98% of available freshwater is groundwater, <2% is surface water
 - Groundwater is almost 68 times more abundant than surface water
 - Explains the bias of this course toward groundwater.

c) The Hydrologic Equation:

- The general equation: Is essentially a problem of conservation of mass:

Inflow = outflow +/- storage OR: Inflow - Outflow = change in storage

Inflow = precipitation, surface inflow, loss from a body of surface water, subsurface inflow, overland flow, groundwater discharge into a body of surface water.

Outflow = evaporation, transpiration, surface outflow, soil evaporation, loss of water through a stream bed, loss of water to a body of surface water, loss to vegetation, percolation to the water table, pumpage, removal to a water supply.

Change in storage = increase or decrease in subsurface storage, increase or decrease in surface storage.

- Fetter has written a more specific equation to represent the hydrologic cycle from the perspective of an aquifer:

$P = R + T + E \pm U \pm \text{Storage terms}$

where: P = precipitation R = runoff

T = transpiration, E = evaporation & U = underflow

قوانين حركة المياه الجوفية

Groundwater Flow Laws

Darcy's Law

Darcy law states that the rate of flow through a porous medium is proportional to the loss of head and inversely proportional to the length of the flow path, or

$$v = Q/A \text{ or}$$

$$v = -K i = K (\Delta h / \Delta L) = -K (h_2 - h_1 / L)$$

where:

v = Darcy velocity , Specific discharge , Filter velocity (L/T),

A = cross sectional area normal to flow direction (L²).

K = Hydraulic conductivity (Coefficient of permeability) (L/T),

Δh = head loss (L),

L = distance between two points along the flow path (L),

$i = dh/dl = h_2 - h_1 =$ **Hydraulic gradient** is simply the slope of the *water table* or *potentiometric surface*. It is the change in hydraulic head over the change in distance between the two monitoring wells.

Validity of Darcy's Law

Darcy law is valid only for laminar flow, but not for turbulent flow. In case of doubt, one can use the Reynold's number (NR) as a criterion to distinguish between laminar and turbulent flow. NR is expressed as:

$$NR = (\rho vD / \mu)$$

Where:

NR = Reynold's No.,

ρ = the fluid density,

v = the specific discharge,

D = the average length of the aquifer material, expressed usually as d_{10} .

μ = the fluid viscosity.

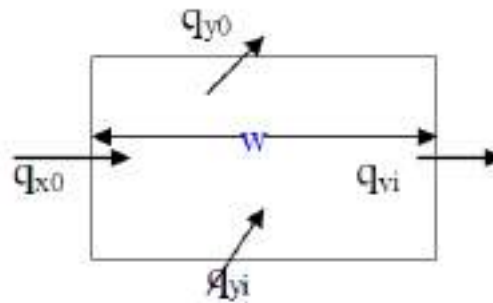
Darcy law is valid for $NR=1-10$.

General Groundwater Flow Equations

A- Rectangular Coordinates:

1- Unsteady saturated flow

In unsteady state flow velocity and head change with time. This figure shows a unit volume of porous medium known as element control volume, rate of inflow into the unit equals:



$$q_{xi} = -T_x w \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)_i$$

$$q_{x0} = -T_x w \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)_0$$

T_x Transmissivity in the x direction, $\left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)_0$ and $\left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)_i$ hydraulic gradients in the inflow and outflow points.

The rate of flow through the square as found by the Continuity equation, as:

$$(q_{xi} - q_{x0}) + (q_{yi} - q_{y0}) = S w \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)$$

$$\frac{T_x \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)_i - \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)_0 + T_y \left(\frac{\partial h}{\partial y} \right)_i - \left(\frac{\partial h}{\partial y} \right)_0}{w} = \frac{S \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)}{w}$$

if w is extremely small and the aquifer is isotropic, then the equation becomes:

$$\left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \right) + \left(\frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) = \frac{S}{T} \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)$$

This equation is known as Laplace equation for unsteady two dimensional flow. *For three dimensions it is written as:*

$$(\partial^2 h / \partial x^2) + (\partial^2 h / \partial y^2) + (\partial^2 h / \partial Z^2) = (S/T) (\partial h / \partial t)$$

2- Steady State Flow

In steady state flow head does not change with time i.e. $\partial h / \partial t = 0$,

therefore the above equation becomes:

$$(\partial^2 h / \partial x^2) + (\partial^2 h / \partial y^2) + (\partial^2 h / \partial Z^2) = 0$$

B- Radial Coordinates

Groundwater flow towards wells is radial. Assuming homogenous and isotropic aquifer Laplace equation for unsteady state radial flow is:

$$(\partial^2 h / \partial r^2) + (1/r)(\partial h / \partial r) = (S/T)(\partial h / \partial t)$$

Laplace equation for steady state radial flow is:

$$(\partial^2 h / \partial r^2) + (1/r)(\partial h / \partial r) = 0$$

Second :Unsteady- State Radial Flow

ثانيا: الجريان الشعاعي الغير مستقر

Theis's Method

Theis (1935) was the first to develop a formula for unsteady-state flow that introduces the time factor and the storativity. He noted that when a well penetrating an extensive confined aquifer is pumped at a constant rate, the influence of the discharge extends outward with time (Figure). The rate of decline of head, multiplied by the storativity and summed over the area of influence, equals the discharge. The unsteady-state (or Theis) equation, which was derived from the analogy between the flow of groundwater and the conduction of heat, is written as:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \int_{-u}^u \frac{e^{-u}}{u} du = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad (1)$$

Where

s = the drawdown in m measured in a piezometer at a distance r (m) from the well,

Q = the constant well discharge in m^3/d

T = the transmissivity of the aquifer in m^2/d

$W(u)$ is the Theis well function, it is equal to:

$$W(u) = -0.5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2.2!} + \frac{u^3}{3.3!} - \frac{u^4}{4.4!} + \dots \quad (1a)$$

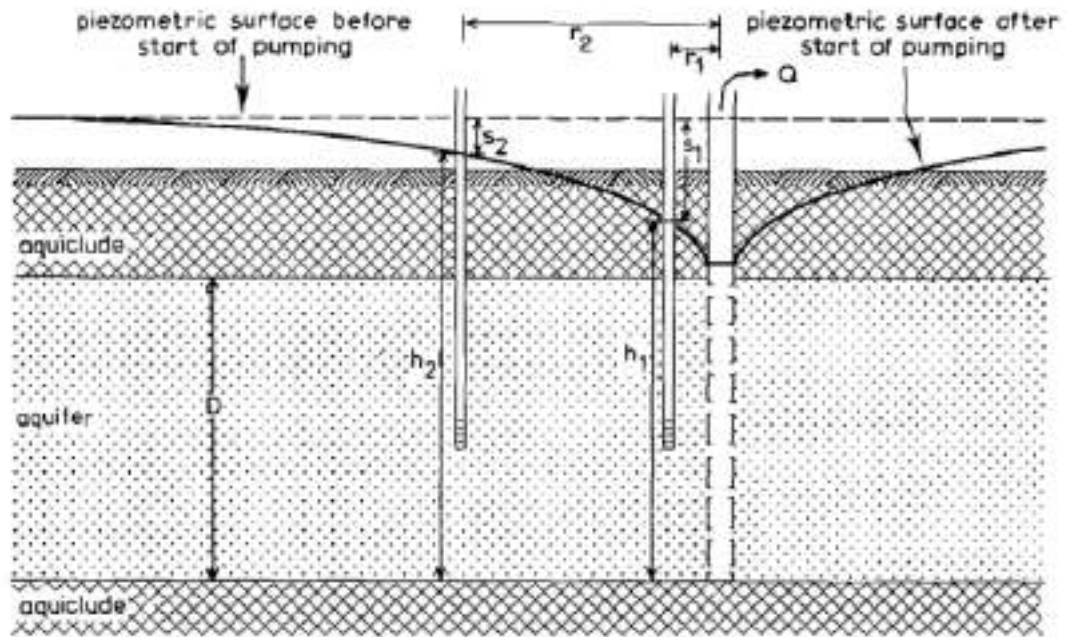
And u is the dimensionless time factor and is equal to

$$u = r^2 S / 4Tt \quad (2)$$

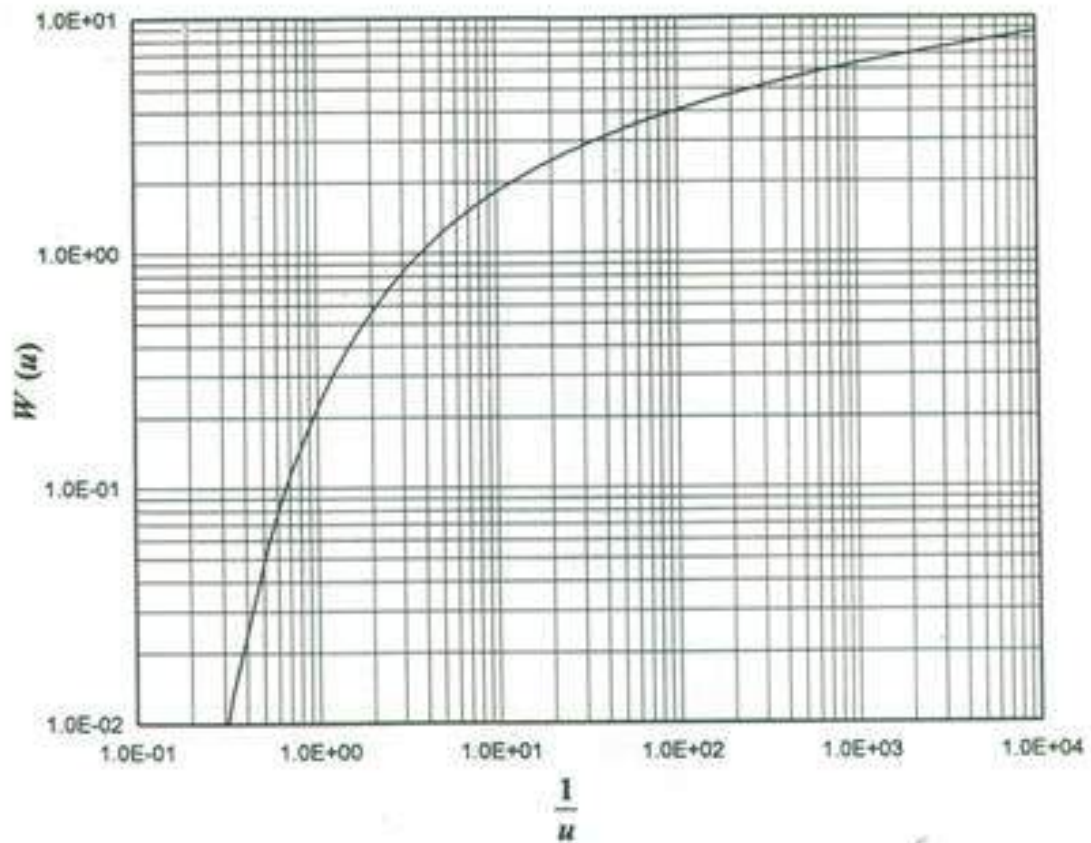
Where S = the dimensionless storativity of the aquifer

t = the time in days since pumping started.

The values of $W(u)$ were calculated by substituting various values of u in equation (1a), and both were then plotted against each other on a log-log paper. The curve obtained was called **Theis type curve**.



Cross-section of a pumped well fully penetrating a confined aquifer.



This Type Curve for confined aquifers.

This method permits the determination of the aquifer properties T and S by means of pumping tests wells. He listed a number of assumptions which should be taken into account prior to applying his method. They are as follows:

- 1) The aquifer is confined;
- 2) The aquifer has a seemingly infinite areal extent;
- 3) The aquifer is homogeneous, isotropic, and of uniform thickness;
- 4) Prior to pumping, the piezometric surface is horizontal;
- 5) The aquifer is pumped at a constant discharge rate;
- 6) The well penetrates the entire thickness of the aquifer and thus receives water horizontal flow;
- 7) The water removed from storage is discharged instantaneously with decline of head;
- 8) The diameter of the well is small, i.e. the storage in the well can be neglected.

Application of Theis Method

In order to apply Theis's method a curve matching technique, between field data and Theis type curve, is used.

The step-by-step procedure for determining confined aquifer parameters from time-drawdown data by the Theis Type-Curve method is as follows:

Step 1: Construct Theis Type Curve by plotting $W(u)$ and u on the log-log graph paper as shown in previous Fig.. Alternatively, obtain a copy of this curve from the literature.

Step 2: Plot field-data curve using observed values of **drawdown (s) versus r^2/t** on the **log-log graph** paper having the same scale as the Type Curve.

Step 3: Superimpose the transparent field-data curve on the Type-Curve sheet, keeping coordinate axes of the two graphs parallel to each other. Adjust the field-data curve until a best fit of field data points to the Type Curve.

Step 4: Select an arbitrary 'match point' on the Type Curve and note down the corresponding coordinates (s and r^2/t) from the field-data curve, and $W(u)$ and u from the Type Curve. Note that the selection of (1,1) match point on the Type Curve simplifies the calculation.

Step 5: Finally, substitute the values of these coordinates and the value of Q in Eqn.

$$T = \frac{Q}{4\pi s} W(u)$$

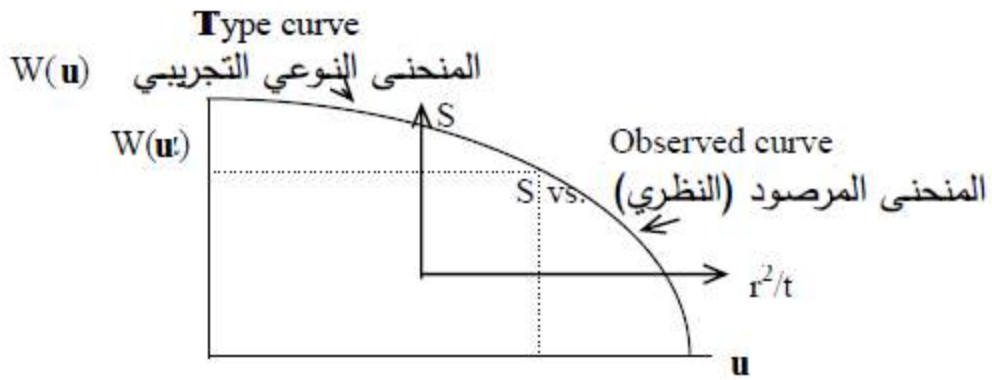
to calculate T . Thereafter, substitute the values of the known variables in Eqn

$$S = \frac{4Ttu}{r^2} \text{ to obtain } S.$$

طريقة المضاهاة Matching Method

للحصول على ثابتي التشكيل T و S من الضخ الإختباري (الهبوط مقابل الزمن) اقترح سيز Their الطريقة البيانية التالية:

- بجهاز رسم u مقابل $W(u)$ في ورق Log Log يسمى المنحنى النوعي (Type curve) -



Matching method

- يرسم في ورق آخر مماثل لوغريثمي المحورين Log Log قيم الهبوط S مقابل لقيمة $\left(\frac{r^2}{t}\right)$ ويسمى بالمنحنى المرصود (Observed curve)
- يوضع المنحنى المرصود فوق المنحنى النوعي (الأول يرسم في ورق عادي والثاني يرسم في ورق شفافة) مع وزن الإحداثيات لتكون متوازية إلى أن يتم تطابق القيم في المنحنيين بأكبر قدر (بالتجربة)
- تحدد نقط إختبارية في منطقة التطابق وتؤخذ قيم الإحداثيات من كلا المنحنيين $\frac{r^2}{t}$ و S و u و $W(u)$ ومن ثم تحدد قيم S و T من المعادلتين المذكورتين سابقا

From eq.1:

$$S = \frac{Q}{4\pi T} W(u)$$

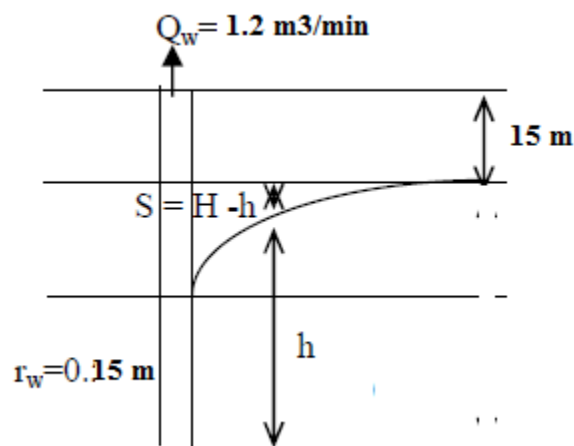
$W(u)$ can be found from the following table:

W(u) for different values of u

| 9 | 8 | 7 | 6 | 5 | 4 | 3 | 2 | 1 | <i>u</i> |
|----------|----------|---------|---------|---------|--------|-------|-------|-------|--------------------|
| 0.000012 | 0.000038 | 0.00012 | 0.00036 | 0.00114 | 0.0038 | 0.013 | 0.049 | 0.219 | X1 |
| 0.26 | 0.31 | 0.37 | 0.45 | 0.56 | 0.7 | 0.91 | 1.22 | 1.82 | X10 ⁻³ |
| 1.92 | 2.03 | 2.15 | 2.3 | 2.48 | 2.68 | 2.96 | 3.35 | 4.04 | X10 ⁻³ |
| 4.14 | 4.16 | 4.39 | 4.54 | 4.73 | 4.95 | 5.23 | 5.64 | 6.33 | X10 ⁻³ |
| 6.44 | 6.55 | 6.69 | 6.84 | 7.02 | 7.25 | 7.53 | 7.94 | 8.63 | X10 ⁻⁴ |
| 8.74 | 8.86 | 8.99 | 9.14 | 9.33 | 9.55 | 9.84 | 10.24 | 10.95 | X10 ⁻⁵ |
| 11.04 | 11.16 | 11.29 | 11.45 | 11.63 | 11.85 | 12.14 | 12.55 | 13.24 | X10 ⁻⁶ |
| 13.34 | 13.46 | 13.6 | 13.75 | 13.93 | 14.15 | 14.44 | 14.85 | 15.54 | X10 ⁻⁷ |
| 15.65 | 15.76 | 15.9 | 16.05 | 16.23 | 16.46 | 16.74 | 17.15 | 17.84 | X10 ⁻⁴ |
| 17.95 | 18.07 | 18.2 | 18.35 | 18.54 | 18.76 | 19.05 | 19.45 | 20.15 | X10 ⁻⁶ |
| 20.25 | 20.37 | 20.5 | 20.66 | 20.84 | 21.06 | 21.35 | 21.76 | 22.45 | X10 ⁻¹⁰ |
| 22.55 | 22.67 | 22.81 | 22.96 | 23.14 | 23.36 | 23.65 | 24.06 | 24.75 | X10 ⁻¹¹ |
| 24.86 | 24.97 | 25.11 | 25.26 | 25.44 | 25.66 | 25.95 | 26.36 | 27.05 | X10 ⁻¹² |
| 27.16 | 27.28 | 27.41 | 27.56 | 27.75 | 27.97 | 28.26 | 28.66 | 29.36 | X10 ⁻¹³ |
| 29.46 | 29.58 | 29.71 | 29.87 | 30.05 | 30.27 | 30.56 | 30.97 | 31.66 | X10 ⁻¹⁴ |
| 31.76 | 31.88 | 32.02 | 32.17 | 32.35 | 32.58 | 32.86 | 33.27 | 33.96 | X10 ⁻¹⁵ |

Example : A 30cm diameter well penetrates vertically through an aquifer has thickness 18m depth and static water table level is 15 m from the ground surface. $S=0.01$, $Q= 1.2 \text{ m}^3/\text{min}$, $T= 218 \text{ m}^3/\text{d}/\text{m}$. Find the water drawdown calculated from ground surface in the end of the first, second and third year respectively.

Solution:



$S=0.01$, $r_w =0.15 \text{ m}$, $T= 218 \text{ m}^3/\text{d}/\text{m}$, $Q= 1.2 \text{ m}^3/\text{min}$, $D = 18 \text{ m}$

$$u = r^2 S / 4Tt$$

end of 1st year $u_1=(0.15)^2 *0.01/4*218*365 = 7*10^{-10}$

end of 2nd year $u_2 = u_1/2 = 3.5 \times 10^{-10}$

end of 3rd year $u_3 = u_1/3 = 2.35 \times 10^{-10}$

from the table:

$W(u_1) = 20.5$, $W(u_2) = 21.2$, $W(u_3) = 21.6$

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u)$$

$Q = 1.2 \times 60 \times 24 = 1728 \text{ m}^3/\text{d}$

$s_1 = 12.9 \text{ m} + 15 \text{ m (from the surface)} = 27.9 \text{ m}$

$s_2 = 13.35 \text{ m} + 15 \text{ m (from the surface)} = 28.35 \text{ m}$

$s_3 = 13.6 \text{ m} + 15 \text{ m (from the surface)} = 28.6 \text{ m}$

الاجراءات الواجب اتباعها قبل بدء اختبار الضخ

1- Make sure that the water level in the steady-state. This is done by taking several water level readings at different times and then calculating the relative error (∞), by using the following equation:

$$\infty = (h_1 - h_2 / h_1) * 100$$

Where h_1 = the higher reading (m), and h_2 the smaller reading (m).

If ∞ is equal to 5% or less, then we can consider the flow is in steady condition. If not then we must wait until it becomes constant.

2 - Measure the static water level.

3- Measure the total depth of the well.

4 - Measure the diameter of the well and the distance between the main well and observation wells, if available.

5 – Prepare the stopwatch and the data sheet to register the data.

طريقة إجراء الاختبار:

- 1- يتم تشغيل المضخة بسرعة معتدلة .
- 2- يبدأ تشغيل الساعة مباشرة عند بدأ الضخ.
- 3- يتم قياس مستوى الماء على فترات معينة من الزمن وتسجيل البيانات في جدول.

- 4- عند الوصول لمستوى ثابت للماء توقف المضخة وابدأ عندها قياس مستوى الرجوع.
5- يجب أخذ عدة قياسات لمعدل التصريف على فترات مختلفة أثناء الضخ ثم يحسب المتوسط لها:

$$Q = \frac{Q_1 + Q_2 + Q_3 + \dots + Q_n}{n}$$

- 6- توضع البيانات الخاصة بالتجربة في جدول خاص.

Pumping Test Data

| | |
|------------------------------|----------------------------|
| Well Owner | Area |
| Well No | Well Diameter |
| Distance to Observation Well | Total Depth of Well |
| Casing Length | Casing Type |
| Initial depth to water level | Final depth to water Level |
| Start time | Stop time |
| Observer | Date |

| T ime (min) | Water level Meter below reference point | Drawdown (m) | Discharge rate (m ³ / day) |
|------------------------|--|------------------|--|
| 1 | | | |
| 2 | | | |
| قراءة كل دقيقة الى 10 | | | |
| 10 | | | |
| 12 | | | |
| 14 | | | |
| 16 | | | |
| 20 | | | |
| 25 | | | |
| 30 | | | |
| 40 | | | |
| 50 | | | |
| 60 | | | |
| 70 | | | |
| 80 | | | |
| 90 | | | |
| 100 | | | |
| 120 | | | |
| 150 | | | |
| 180 | | | |
| 210 | | | |
| 240 | | | |
| 270 | | | |
| 300 | | | |
| 360 | | | |
| ثم كل ساعة إلى النهاية | | | |

المعدات الضرورية لفحص الضخ: Necessary equipment for the pumping test:

- 1 – One main (pumped) well and one or two observation wells (or piezometers),
- 2 – A pump
- 3-One or two stop watches,
- 4-A tape Meter,
- .5 - A device for measuring the depth to the water level,
- 6- A device for measuring the rate of discharge of the well.

Office Work of pumping test

The time-drawdown plots obtained from the pumping tests are plotted on semi-logarithmic and /or log-log papers. Each plot serves certain purposes:

1. Semi-logarithmic paper:

When using semi-log papers the pumping test data fall along straight lines. They benefit the following purposes:

a- Determining the characteristics of the aquifers (T and S) using straight-line methods.

b- Indicating the well-diameter effect.

C -Determining the well loss.

D – Indicating the possibility of application of Darcy law.

2. Logarithmic paper: Log-log paper

When using log-log papers the pumping test data form curves. They benefit the following purposes:

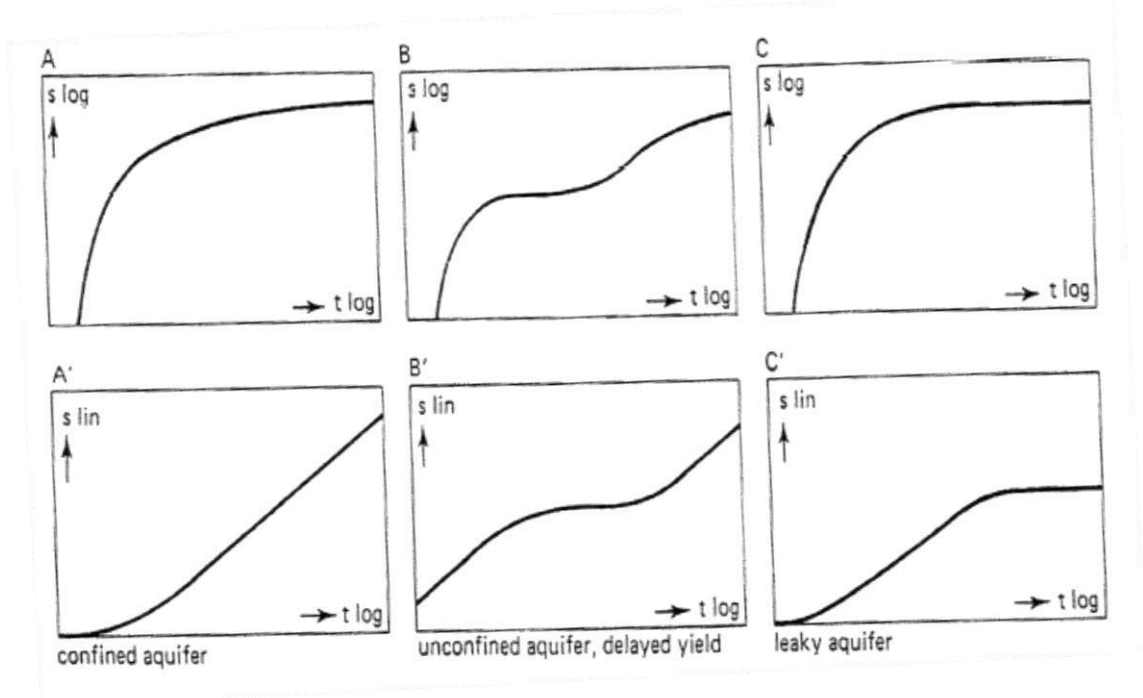
a- Determine the aquifer characteristics (T &S) of the water-bearing layer by curve matching techniques.

b- Estimating the nature of the homogeneity of aquifer.

c- If the initial readings fill on a straight line, the well has a large diameter well.

d- If the final readings fill on a straight line, the aquifer is fractured.

e- Determining the aquifer type from the shape of the curve.



Log-log and semi-log plots of the theoretical time-drawdown relationships of unconsolidated aquifers:

Parts A and A': Confined aquifer Parts B and B': Unconfined aquifer Parts C and C': Leaky aquifer

Hydrogeologic Boundaries

الحدود الهيدروجيولوجية

They are geological or hydrogeological formations that bound groundwater aquifer from one direction or more and influence the groundwater flow in the aquifer. They are divided into:

- 1- Barrier Boundary الحدود المانعة
- 2- Recharge Boundary الحدود المغذية
- 3- Multiple boundaries الحدود المتعددة

1- Barrier Boundaries

These are geological impermeable formations that surround the groundwater aquifer from one side or more and obstruct the movement of ground water from or into the aquifer. If we assume the existence of an impermeable barrier in the form of a straight line on one side of a confined aquifer, the drop in the piezometric surface due to pumping will be greater near the barrier compared to the one predicted by the Theis equation in the infinite aquifers (see Figure).

عبارة عن تكاوين جيولوجية غير منفذة تحيط بالطبقة المائية من جانب واحد أو أكثر وتؤدي الى اعاققة حركة الماء الجوفي من أو الى داخل التكوين المائي. إذا فرضنا وجود حد غير منفذ على شكل خط مستقيم في أحد جوانب طبقة مائية محصورة فإن الهبوط في المستوى البيزو متري الناتج من الضخ سيكون اكبر بالقرب من الحد المانع عنه من الهبوط الذي يمكن التنبؤ به اعتمادا على معادلة ثايس في الطبقات المائية ذات الامتداد اللانهائي.

To predict the drop of groundwater level in such a system we use the **Method Of Images**. To achieve this, imagine a well drilled at a distance (x) behind the barrier which equals the distance between the real well and the barrier and discharging at the same rate (Q) and for the same period of time. As a result a cone of depression will form on the other side of the barrier in addition to the cone of depression formed by the real well. Therefore the two cones will intersect at the boundary, and the resultant cone of depression will be deeper near the boundary compared to that formed in the infinite extent conditions.

وللتنبؤ بهبوط مستوى الماء الجوفي في مثل هذا النظام تستخدم الطريقة التخيلية (Method Of Images) ولتحقيق ذلك نتصور بئر محفورة على مسافة من الحدود (x) تساوي نفس المسافة التي يبعدها البئر عن هذه الحدود وكذلك نتخيل أن البئر الخيالية تضخ بمعدل Q وهو يساوي نفس معدل التصريف للبئر الحقيقية ولنفس الفترة الزمنية ومن ثم سيتكون مخروط انخفاض على الجانب الآخر من الحد المانع بالإضافة إلى مخروط انخفاض البئر الحقيقي الذي ينتهي عند الحد المانع كذلك، ونتيجة لذلك يحدث تداخل بين المخروطين في نقطة معينة فإذا جمعنا مركبتي الهبوط في النظام اللانهائي فإنه يصبح واضحا أن الشكل الهندسي للضخ يخلق حدودا مانعة خيالية في نفس مكان الحدود المانعة الحقيقية في النظام الحدي.

The drawdown in an aquifer bounded by a barrier boundary is:

$$s = (s_r + s_i)$$

$$s = Q [W_{(u)r} + W_{(u)i}] / 4\pi T$$

Where: $u_r = r_r^2 S / 4Tt$

$$u_i = r_i^2 S / 4Tt$$

r_r = distance between real well and observation well;

r_i = distance between image well and observation well;

t = time since pumping started.

for all points on the boundary $r_r = r_i$ and the drawdown is doubled.

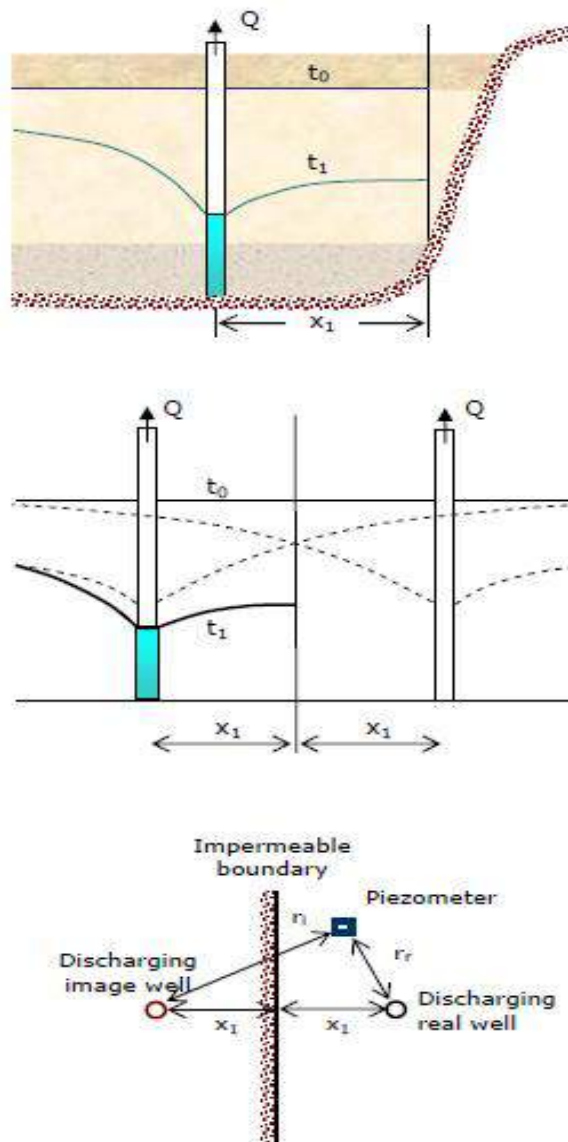


Figure shows pumping well near barrier boundary

2-Recharge Boundaries

When an aquifer is surrounded from one side by a permanent recharge boundary such as rivers and streams and the like, it is possible to estimate the drawdown in the groundwater level in a well drilled in this aquifer near the boundary of an assumed constant head using the method of images. If we imagine a river cutting through the entire thickness of an aquifer, the drawdown in a well fully penetrating this aquifer can be predicted if we imagine a well on the other side of the boundary. The image well recharges the aquifer at a constant rate Q equal to the constant discharge of the real well. Both the real well and the image well are located on a line normal to the boundary and are equidistant from the boundary. If we now sum the cone of depression from the real well and the cone of impression from the image well, we obtain an imaginary zero drawdown in the infinite system at the real constant-head boundary of the real bounded system.

عندما تحاط الطبقة المائية من أحد جوانبها بحدود تغذية ثابتة كالأنهار والجداول وما شابه ذلك فإنه يمكن إيجاد الهبوط في مستوى المياه الجوفية في البئر المحفورة في هذه الطبقة بالقرب من حدود العلو الثابت باستخدام الطريقة التخيلية. فإذا تخيلنا نهرا يخترق كامل الطبقة فان التنبؤ بالهبوط في الطبقة المائية المحاطة بهذا النهر من أحد جوانبها يمكن تحقيقه إذا تخيلنا بئرا تبعد نفس المسافة التي تبعد البئر الحقيقية عن الحد المغذي وتقع على يمين الحد المغذي في حين تقع البئر الحقيقية على يسار حد التغذية وان الضخ من البئر الحقيقية والخيالية بنفس المقدار (Q). وسينتج عن ضخ البئر الحقيقي تكون مخروط انخفاض في مستوى المياه الجوفية وهذا المخروط سيصطدم بحدود التغذية، وفي حالة عدم وجود حدود التغذية فان المخروط سيأخذ شكلا آخر. وبالمقابل فان مستوى الماء في بئر التغذية الخيالية سيأخذ شكل مخروط يناظر مخروط الانخفاض في البئر الحقيقي ويسمى المخروط التخيلي. المنطقة التي يكون فيها الهبوط في مستوى المياه الجوفية في بئر الضخ الحقيقي يساوي الهبوط الخيالي في مستوى مياه التغذية الخيالية هي موقع حد التغذية الفعال. وبعبارة أخرى فان مستويات المياه في الآبار المحفورة في انظمه التغذية الحدية ستهبط في البداية نتيجة تأثير ضخ المياه من البئر الحقيقي فقط، وعندما يصل تأثير المخروط الخيالي في بئر التغذية الخيالية إلى بئر الضخ الحقيقي فان السرعة الزمنية للهبوط سوف تتغير. وستستمر السرعة الزمنية للهبوط بالانخفاض حتى تصل إلى حالة التوازن وذلك عندما يتعادل التصريف مع التغذية وفي هذه الظروف يمكن حساب الهبوط في التكوين المائي المحصور والمحاط بحد تغذية دائمة من أحد جوانبها.

The water levels in wells drilled in the aquifers bounded by recharge boundaries drop in the beginning of pumping from the real well and when the effect of the image cone of the recharging well reaches the pumping well the rate of drawdown changes. The drawdown rate continues to drop until it reaches equilibrium state when the discharge equals the recharge. In this case we can calculate the drawdown using the following equation:

$$s = (s_r - s_i)$$

$$s = Q [W(u_r) - W(u_i)] / 4\pi T$$

$$\text{Where: } u_r = r_r^2 S / 4Tt$$

$$u_i = r_i^2 S / 4Tt$$

For a recharge boundary, for all points on the boundary $r_r = r_i$ and the drawdown is zero.

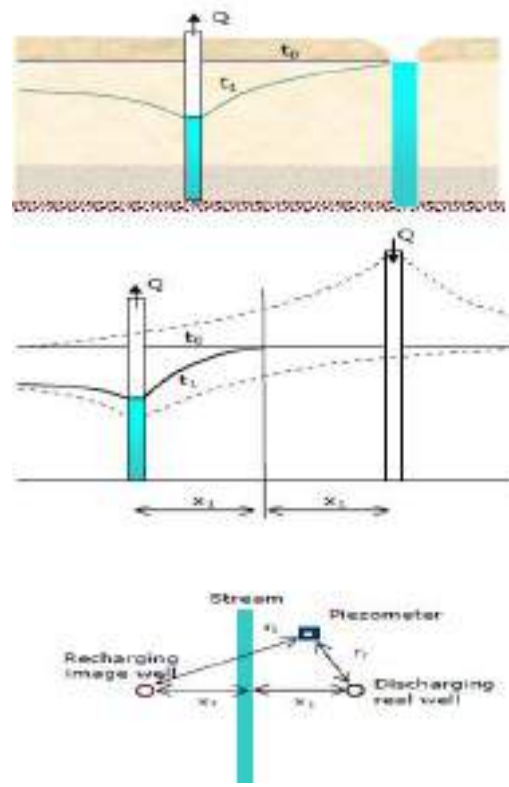


Figure shows pumping well near recharge boundary

3- Multiple Boundaries

Aquifers might be bounded from two sides or more by hydrogeological boundaries. One example is the case of confined aquifers that are surrounded by two aquicludes and might be also bounded by a third boundary cutting the other two boundaries. There are cases where four boundaries cut each other at certain angles (see figure below).

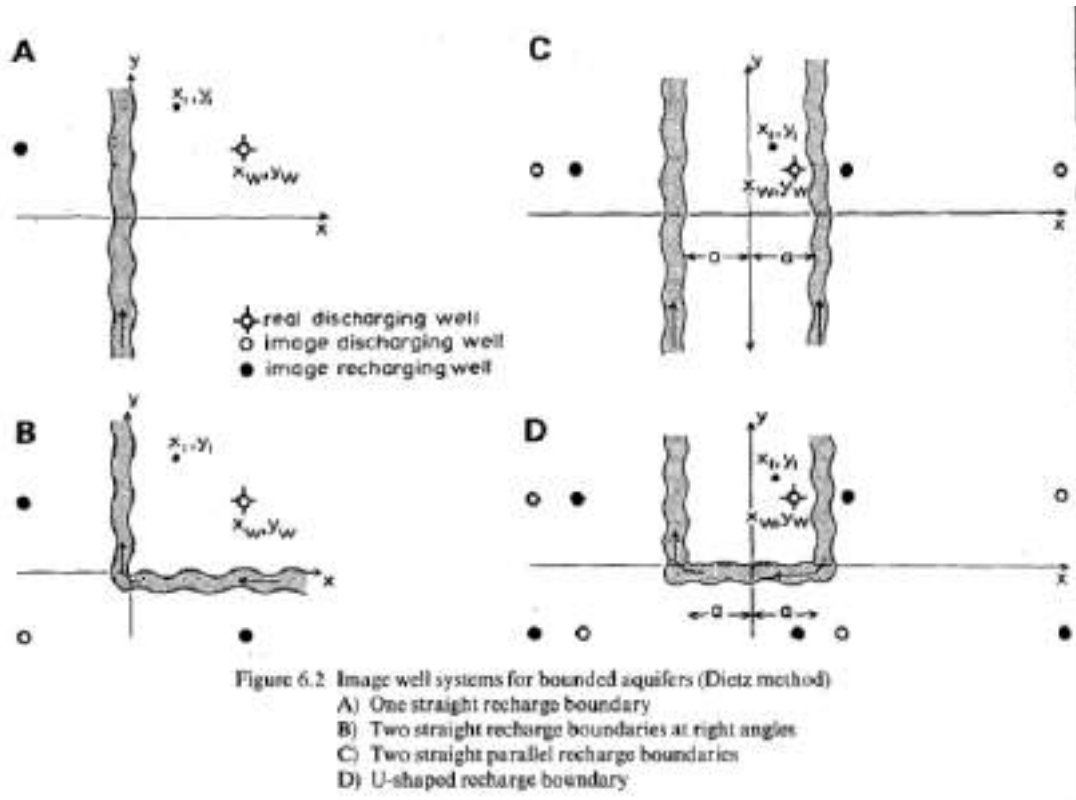
The drawdown in the bounded aquifer can be found by applying the theory of image wells, taking into account the effects of image wells on the on the hydrogeological boundaries.

يمكن للطبقات المائية أن تحاط من جانبيين أو أكثر بحدود هيدروجيولوجية ومن أمثلة ذلك حالة الطبقة المائية المحصورة بين طبقتين غير منفذتين وقد تكون هذه الطبقة محاطة من جانبها بحد ثالث يقطع الحدين الآخرين وهناك حالة أربعة حدود متقاطعة بزوايا معينة . ويمكن إيجاد الهبوط في الطبقة المائية المحاطة بعده حدود هيدروجيولوجية بتطبيق نظريه البئر الخيالية مع الأخذ في الاعتبار تأثيرات الآبار الخيالية على الحدود الهيدروجيولوجية.

Number of image wells (N_i) can be determined from the angle made by the boundaries intersection (W_e) as follows:

$$N_i = \frac{360}{W_e} - 1$$

الزاوية التي يصنعها تقاطع الحدود الهيدروجيولوجية = We



Using Theim's equation to solve Groundwater Wells and Rivers, and Well Operations problems

Theim's equation:

$$s = \frac{Q}{2\pi T} \ln\left(\frac{r_1}{r_2}\right)$$

Example1 / Calculate the steady state drawdown at the pumping well which fully penetrates a confined aquifer if the pumping well is 100 m from a river which is in full hydraulic connection with the aquifer as shown in the **Figure** below:

The followings are useful data that can be used in calculating:

Diameter of pumping well = 0.2 m

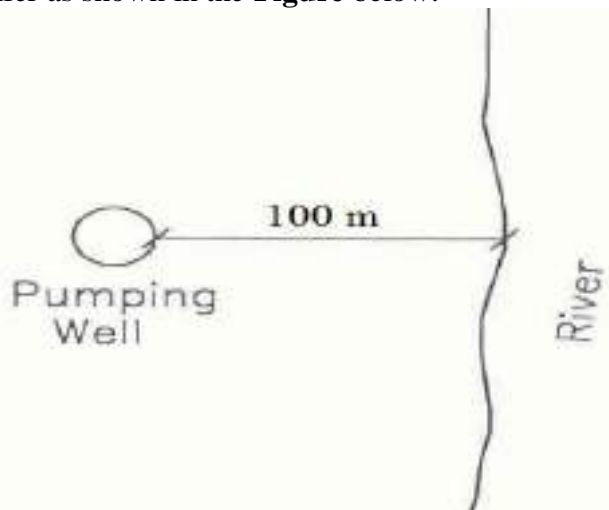
Pumping rate = 4000 m³/day

Transmissivity = 450 m²/day

Type of utilized aquifer = confined

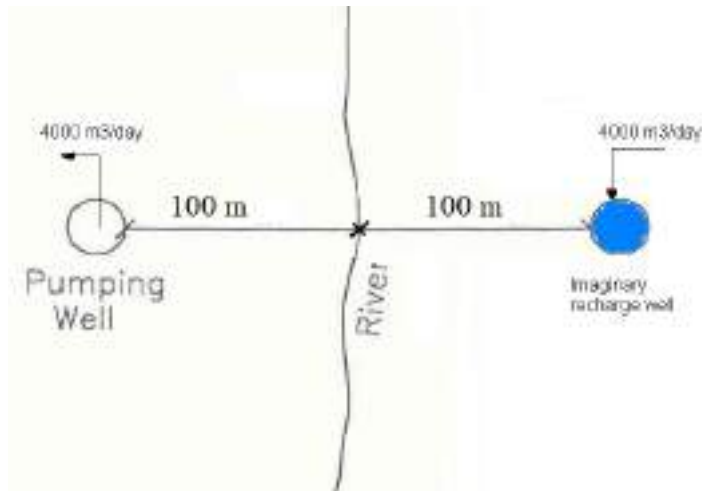
Distance between river and pumping

well = 100 m.



Answer:

To estimate the effect of the river, introduce a recharge well as shown in the figure below:



Drawdown due to pumping well at the well itself is:

$$s = \frac{Q}{2\pi T} \ln\left(\frac{r_1}{r_2}\right)$$

$$s = Q \cdot \ln(r_1/r_2) / (2\pi T)$$

$$\text{but } r_1 = R, \quad r_2 = r_w = 0.2/2 = 0.10 \text{ m}$$

$$s_1 = Q \cdot \ln(R/0.10) / (2\pi \cdot 450)$$

Drawdown due to image well: $r_1 = R$ $r_2 = 200 \text{ m}$

$$s_2 = Q \cdot \ln(R/200) / (2\pi \cdot 450)$$

Total drawdown at a well : $s = s_1 - s_2$

$$s = Q \cdot \ln(R/0.10) / (2\pi \cdot 450) - Q \cdot \ln(R/200) / (2\pi \cdot 450)$$

$$s = 4000 \cdot \ln(200/0.10) / (2\pi \cdot 450) = 10.75 \text{ m}$$

Total drawdown at a well= 10.75 m

Example 2/ What would be the drawdown in a piezometer 150 m from the well and 50 m from the river in the previous example?

Answer:

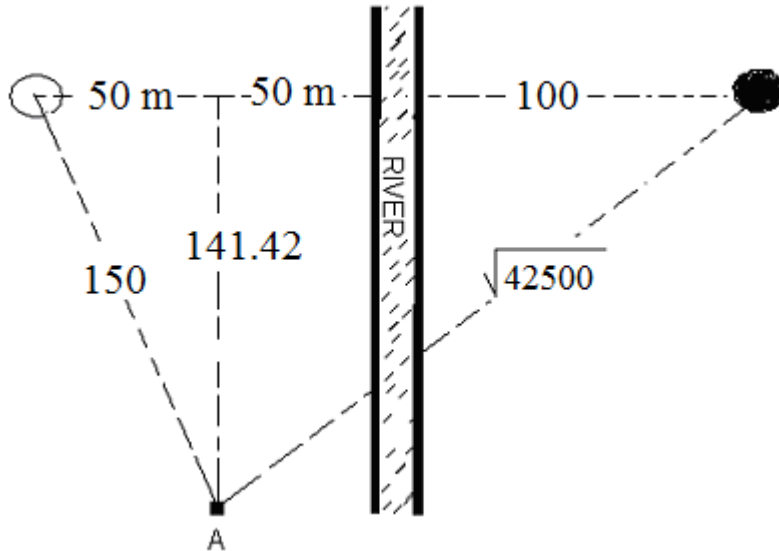
Total drawdown at A:

Total drawdown at A= drawdown from real well - drawdown from imaginary well

$$s_A = Q(\ln(ra/150) - \ln(ra/\sqrt{42500})) / 2\pi T$$

$$s_A = 4000(\ln(206.16/150))/2\pi \cdot 450$$

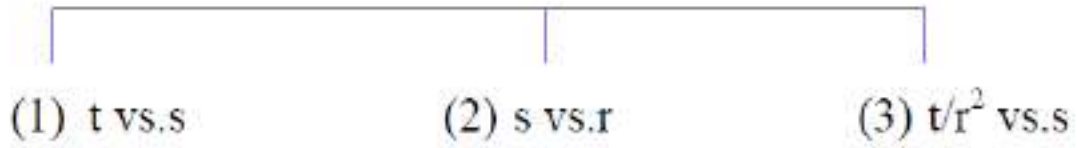
$$s_A = \underline{0.45 \text{ m}}$$



H.W1: Repeat example 2 by using Theis Method and the table with $S=0.01$ and $t=2$ years. (answer: 0.49 m)

H.W2: Repeat example 1 if the pumping well is 50 m from a river and $T=470 \text{ m}^2/\text{d}$. (answer: total $s = 9.36 \text{ m}$)

Jacob Methods



1- The first method: indicates the relationship between time and the drawdown (direct relationship), yields values of T & S using the late time drawdown data.

العلاقة بين الزمن و الانخفاض ((علاقة طردية)) ومنها نوجد قيم T&S باستخدام البيانات المتأخرة.

2 -The second method gives the relationship between the drawdown and the distance (inverse relationship). At least 3 wells must be used and can be used to calculate T & S in addition to radius of influence and well loss.

العلاقة بين الانخفاض والمسافة ((علاقة عكسية)) ولا بد من استخدام عدد من الآبار ($3 \leq$) ويمكن منها حساب T&S ونصف قطر التأثير اضافة إلى فقد البئر.

3-The third method similar to the first and relates the drawdown with time divided by the square of the distance.

تشبه الأولى وفيها تكون العلاقة بين الهبوط مع الزمن مقسوما على مربع المسافة.

Jacob methods were based on Theis's formula and thus have the same assumptions, plus:

- 1 - The value of u is very small ($u < 0.01$)
- 2 - Time is long.

1- First method of Jacob

According to Theis's formula:

$$W_{(u)} = -0.5772 - \ln u + u - u^2/2.21 + u^3/3.31 - u^4/4.41 + \dots$$

From $u = r^2S/4Tt$, it will be seen that u decreases as the time of pumping t increases and the distance from the well r decreases. Accordingly, for drawdown observations made in the near vicinity of the well after a

sufficiently long pumping time, the terms beyond $(\ln u)$ in the series become so small that they can be neglected. So for small values of u ($u < 0.01$), the drawdown can be approximated by:

وجد جاكوب ان قيم u بعد الحد الثاني في السلسلة $\ln u$ يمكن اهماله

$$W(u) = -0.5772 - \ln \frac{r^2 S}{4Tt}$$

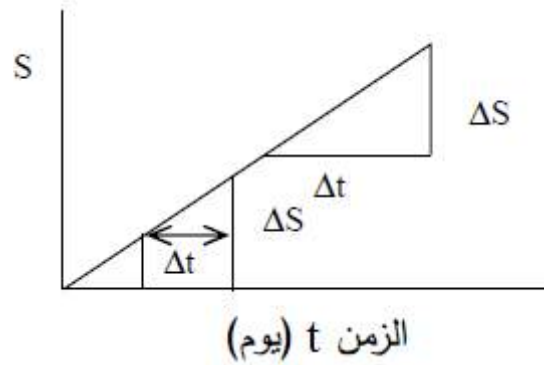
$$S = \frac{Q}{4\pi T} W(u) = \frac{q_w}{4\pi T} \left[-0.5772 - \ln \frac{r^2 S}{4Tt} \right]$$

$$S = \frac{Q}{4\pi} \left[\text{Log} \frac{4Tt}{r^2 S} - 0.5772 \right] \quad \ln \frac{1}{x} = -\ln x$$

$$S = \frac{2.3Q}{4\pi T} \left[\text{Log} \frac{4Tt}{r^2 S} - \frac{0.5772}{2.3} \right]$$

$$S = \frac{2.3Q}{4\pi T} \text{Log} \frac{4Tt}{1.783r^2 S}$$

$$\therefore S = \frac{2.3Q}{4\pi T} \text{Log} \frac{2.25Tt}{r^2 S}$$



وحيث أن :

$$(2.3Q / 4\pi T) \neq 0$$

وحيث أن لو غارت الم الواحد يساوي صفرا فيكون:

$$I = 2.25Tt_0 / r^2 S$$

$$S = 2.25Tt_0 / r^2$$

أي أن

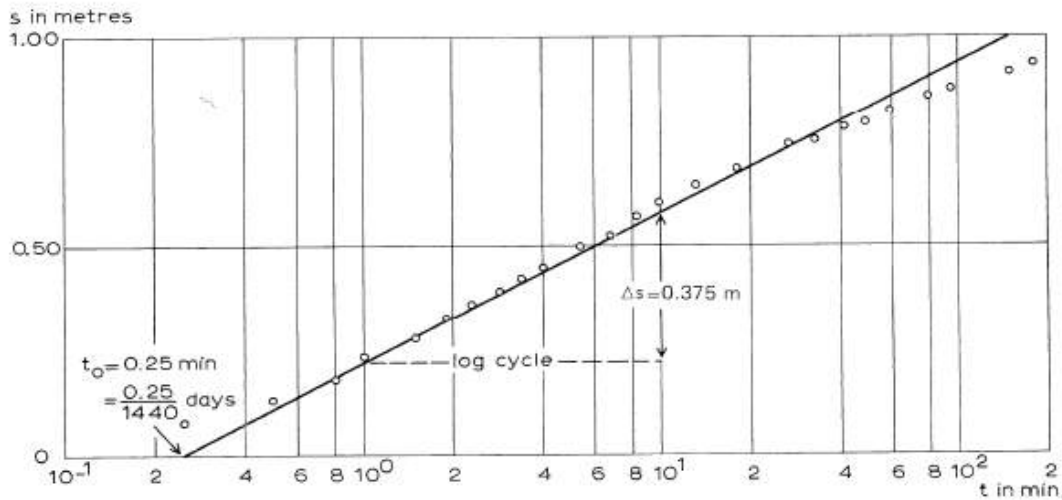
وتسمى المعادلتان التاليتان معادلتى جاكوب (الطريقة الأولى) وتستخدمان لإيجاد قيم T & S وذلك باستخدام ورقه شبه لوغاريتميه وتوقيع البيانات الحقلية عليها ومن ثم رسم الخط المستقيم المر في البيانات المتأخره ومد الخط المستقيم حتى يتقاطع مع محور الزمن حيث تكون نقطة التقاطع هي t_0 كما يتم قياس ميل الخط المستقيم (Δs) بين دورتين لوغاريتميتين متتاليتين وبالتالي تطبق المعادلتين 1 و 2 لحساب الخواص الهيدروليكيه للمكون.

$$T = 2.3Q / 4\pi\Delta s \quad (1)$$

$$S = 2.25 T t_0 / r^2 \quad (2)$$

The slope of the straight line, i.e. the drawdown difference Δs as per log cycle of time ($\log t/t_0 = 1$), is equal to $2.30Q/4\pi T$,

be plotted on semi-log paper. Subsequently, a straight line can be drawn through the



شكل يوضح كيفية تطبيق طريقة جاكوب الأولى

2- Second Method of Jacob

Cooper-Jacob Method (Distance-Drawdown)

Similarly, it can be shown that, for a fixed time t , a plot of Δs versus r on semi-log paper forms a straight line and the following equations can be derived:

$$T = \frac{2.30Q}{2\pi(\Delta s)_r}$$

$$S = \frac{2.25Tt}{R^2}$$

لنطبق هذه الطريقة لابد من استخدام ثلاثة آبار منها على الأقل بئري رصد حيث تسجل بياناتها كما يلي:

| Time (min) | Drawdown(s) | | |
|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| | r ₁ | r ₂ | r ₃ |
| t ₁ | S ₁₁ | S ₂₁ | S ₃₁ |
| t ₂ | S ₁₂ | S ₂₂ | S ₃₂ |
| t ₃ | S ₁₃ | S ₂₃ | S ₃₃ |
| t _n | S _{1n} | S _{2n} | S _{3n} |

يتم بعد ذلك اختبار قيمة الهبوط في مستوى المياه الجوفية في الآبار المختلفة عند زمن ما ويفضل استخدام آخر قراءة وإسقاطها على الورقة شبه اللوغاريتمية وهي (t_n, S_{1n}, S_{2n}, S_{3n}).

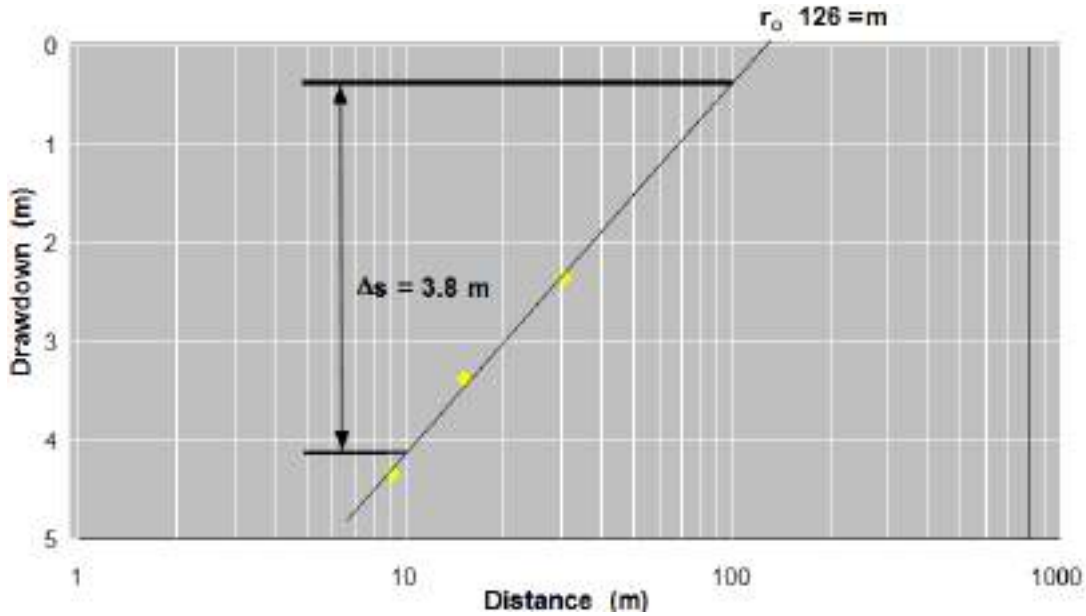
يمرر خط مستقيم بعد ذلك ليتقاطع مع محور المسافة حيث تكون نقطة التقاطع مع محور المسافة مساوية لنصف قطر التأثير **R** ويمكن إيجاد قيمة **S, T** من المعادلتين المذكورتين اعلاه.

t هنا بمعادلة حساب قيمة **S** اعلاه هي الزمن المقابل لقيم الانخفاض التي تم اختبارها أي **t₀**.

يمكن من هذه الطريقة إيجاد نصف قطر التأثير كما سبق إيضاحه.

The estimates of T and S from log(time)-drawdown and log(distance)-drawdown plots are independent of one another and so are recommended **as a check for consistency in data derived from pump tests.**

Ideally 4 or 5 observation wells are needed for the distance-drawdown graph and it is recommended that T and S are computed for several different times.



Example: $t = 0.35$ days and $Q = 1100 \text{ m}^3/\text{d}$

$$T = 0.366 \times 1100 / 3.8 = 106 \text{ m}^2/\text{d}$$

$$S = 2.25 \times 106 \times 0.35 / (126 \times 126) = 5.3 \times 10^{-3}$$

Determining the well loss

ايجاد فقد البئر

Well loss is the difference between the head in the aquifer immediately outside the well to the head inside the casing during pumping.

يمكن إيجاد قيم فقد البئر well loss وهو الفرق بين هبوط مستوى الماء الجوفي المقاس داخل البئر وفي التكوين المائي المحيط به، ويحدث هذا الفرق نتيجة تدهور كفاءة البئر بسبب انسداد مصافي الآبار بواسطة الرواسب الرملية الدقيقة. يتناسب فقد البئر عكسياً مع كل من نفاذية التكوين المائي ونصف قطر البئر .

يتم استخدام معادلات جاكوب في فحص اختبار الانخفاض المتدرج Step- drawdown test لاختيار أداء البئر في حالة وجود الجريان العشوائي . لإجراء الاختبار يضخ البئر لفترة ما بمعدل تصريف معين (Q1) وبعد فترة من الزمن تؤخذ قيمة الانخفاض في بئر الضخ sw1

وتسجل، وبعد فترة أخرى يؤخذ قياس آخر وفي حالة ثبات قيمة sw1

يتم زيادة معدل التصريف الى (Q2) ويقاس الانخفاض الجديد sw2 بعد فترة من زمن التصريف الثاني بعد ذلك يتم زيادة التصريف الى Q3 ويتم قياس الانخفاض sw3 وهكذا يتم

تكرار الزيادة في معدلات التصريف ثلاثة أو خمسة مرات، ويقاس الانخفاض الناشئ عن تلك الزيادات. ولتسهيل الحسابات يتم اخذ القياسات على فترات زمنية ثابتة بين كل زيادة بالتصريف.

ترسم العلاقة بين معدل التصريف Q والهبوط في مستوى الماء s_w على ورقة عادية فيلاحظ أن العلاقة على شكل منحنى، حيث ان:

$$W_{(u)} = \frac{4\pi T s_w}{Q}$$

فان

$$s_w = \frac{W_{(u)} Q}{4\pi T}$$

اذا فرضنا أن

$$B = \frac{W_{(u)}}{4\pi T} = \text{ثابت}$$

$$s_w = BQ$$

فان

حيث أن B ثابت ويسمى فقد الطبقة، وهذه العلاقة خطية ونكون فقط في حالة الجريان الخطي.

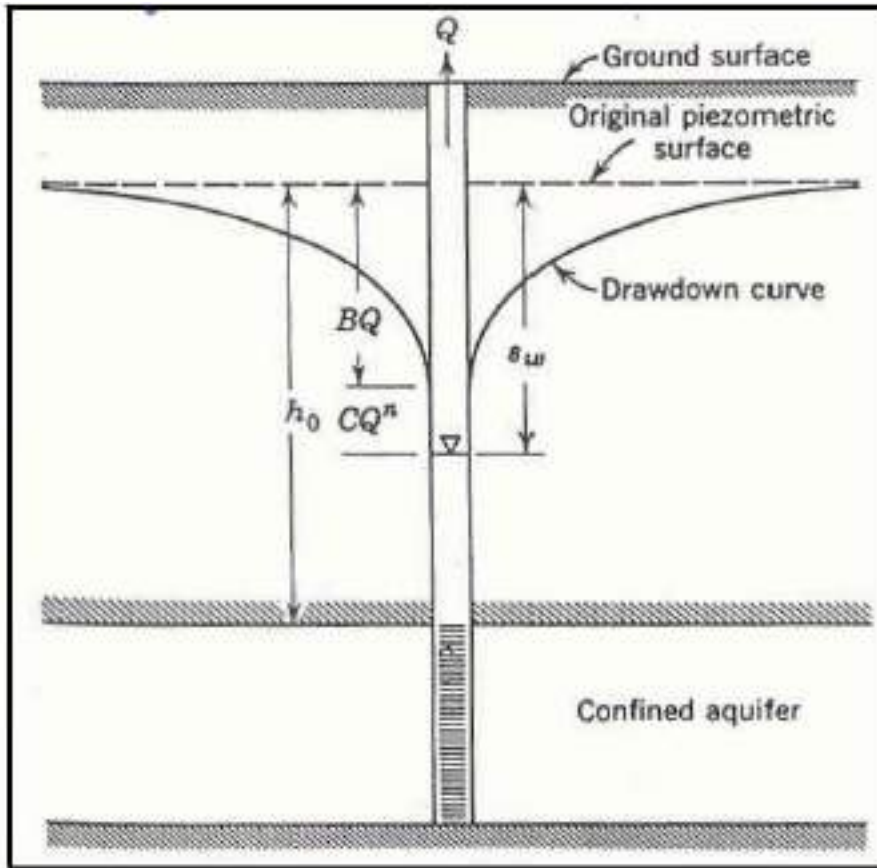
وفي حالة الجريان العشوائي تصبح العلاقة كما يلي:

$$s_w = BQ + CQ^2 \quad (2)$$

حيث C هو فقد البئر (Well loss) ويكون BQ يمثل الجريان الخطي، CQ^2 هو فقد الطبقة (Aquifer loss) يمثل الجريان العشوائي وهو الفقد في الطاقة Head loss الناتج عند عدم كفاءة البئر.

لتحديد قيمة B , C نقسم المعادلة 2 على Q فتصبح

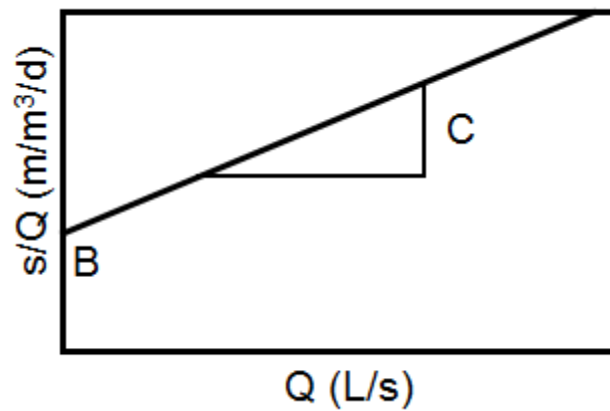
$$\frac{s_w}{Q} = B + CQ \quad (3)$$



حيث S_w/Q هو السعة النوعية specific capacity وهذه العلاقة خطية لعدم وجود الأس. لو رسمنا قيمة S_w/Q مقابل Q على ورقة عادية نحصل على خط مستقيم، وتكون:

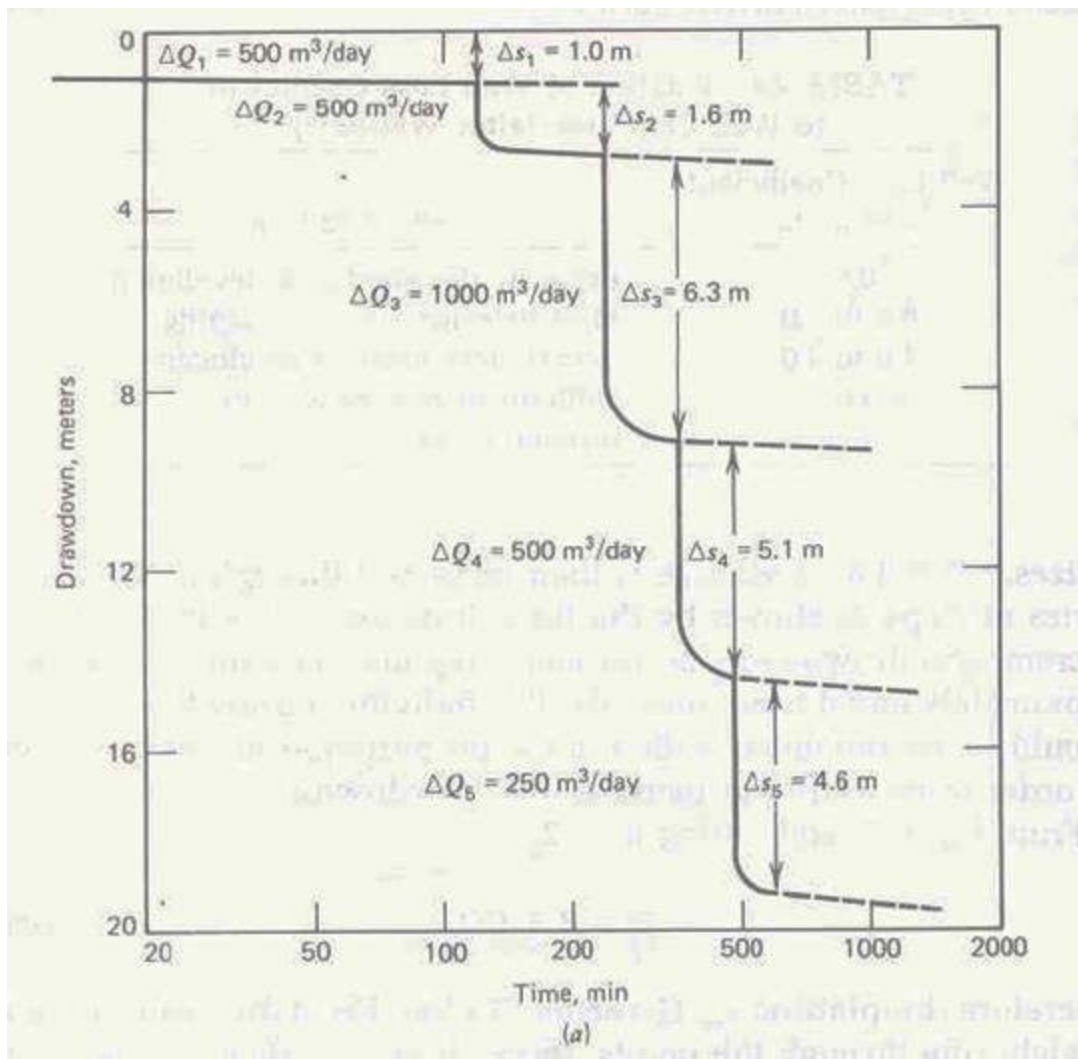
B = التقاطع مع محور s_w/Q

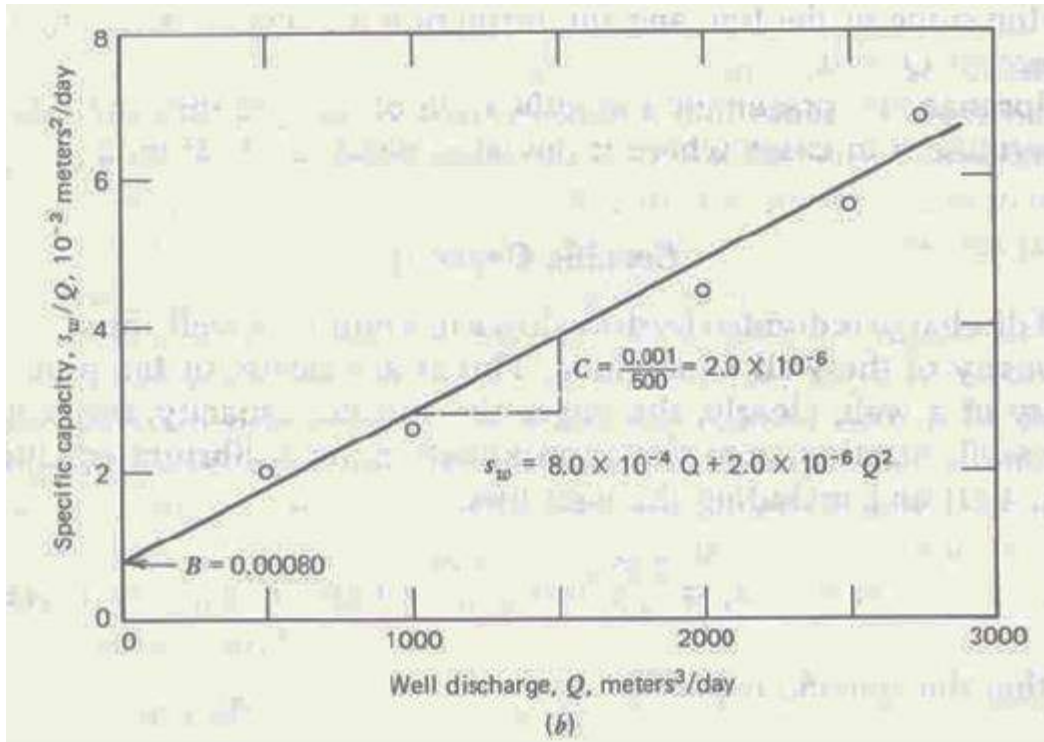
C = ميل الخط المستقيم.



مثال توضيحي

To evaluate well loss a **step-drawdown *pumping test*** is required. This consists of pumping a well initially at a low rate until the drawdown within the well essentially stabilize. The discharge is then increased through a successive series of steps as shown by the time-drawdown data in **Figure a** below. Incremental drawdowns Δs for each step are determined from *approximately equal time intervals*. The individual drawdown curves should be extrapolated with a slope proportional to the discharge in order to measure the incremental drawdowns. From **Figure b** the well loss coefficient C is given by the slope of the line and the formation loss coefficient B by the intercept $Q=0$





تجربة الانخفاض المتدرج يمكن منها التعرف على النسبة المئوية للفقد الناتج عن الجريان الخطي L_p بالنسبة للفقد الكلي كما يلي

$$L_p = \frac{BQ \times 100}{BQ + CQ^2}$$

L_p is the *ratio of laminar head losses to the total head losses* (this parameter can be considered also as well efficiency).

السعة النوعية (Sc) specific capacity تعني كمية التصريف لكل وحدة انخفاض.

Example For $Q = 2700 \text{ m}^3/\text{d}$ and $s = 33.3 \text{ m}$ the $B = 0.012 \text{ m}/\text{m}^3/\text{d}$

If $C = 4 \times 10^{-5}$, then $CQ^2 = 18.2 \text{ m}$

$$L_p = 32.4 / (32.4 + 18.2) = 65\%$$

Example : From a step-drawdown test we have determined the value of $Sc = 320 \text{ m}^3/\text{d}/\text{m}$ of drawdown. And the static water level (SWL) in the borehole lies at **5 m** below ground level, and we want at least **2 m** of water in the hole **above the pump** during operation for safety reasons. if the client insists on a yield of **2000 m³/d**. Find the **water drawdown in the borehole below ground level**.

$$s_w = \frac{Q}{S_c} = \frac{2000}{320} = 6.25 \text{ m}$$

Therefore, steady drawdown level will be at around $5 + 6.25 = 11.25 \text{ m}$ below ground level.

3-Third Method of Jacob

If all the drawdown data of all piezometers are used, the values of s versus t/r^2 can be plotted on semi-log paper. Subsequently, a straight line can be drawn through the plotted points.

طريقة جاكوب الثالثة تمثل العلاقة بين الهبوط (محور أفقي) مقابل الزمن مقسوماً على مربع المسافة t/r^2 (محور رأسي).
في هذه الطريقة تقسم قيم الزمن الواردة في بيانات اختبار الضخ على مربع المسافة الفاصلة بين بئري الضخ والملاحظة. توقع هذه البيانات على ورقة شبه لوغاريتمية ويوصل بينها بخط مستقيم ويمد هذا الخط حتى يتقاطع مع المحور الأفقي حيث تكون نقطة التقاطع هي $(t/r^2)_0$ ، يقاس ميل الخط المستقيم بين دورتين لوغاريتميتين (Δs) . ويتطبيق المعادلتين:

$$T = 2.3Q / 4\pi\Delta s \quad (1)$$

$$S = 2.25T (t/r^2)_0 \quad (2)$$

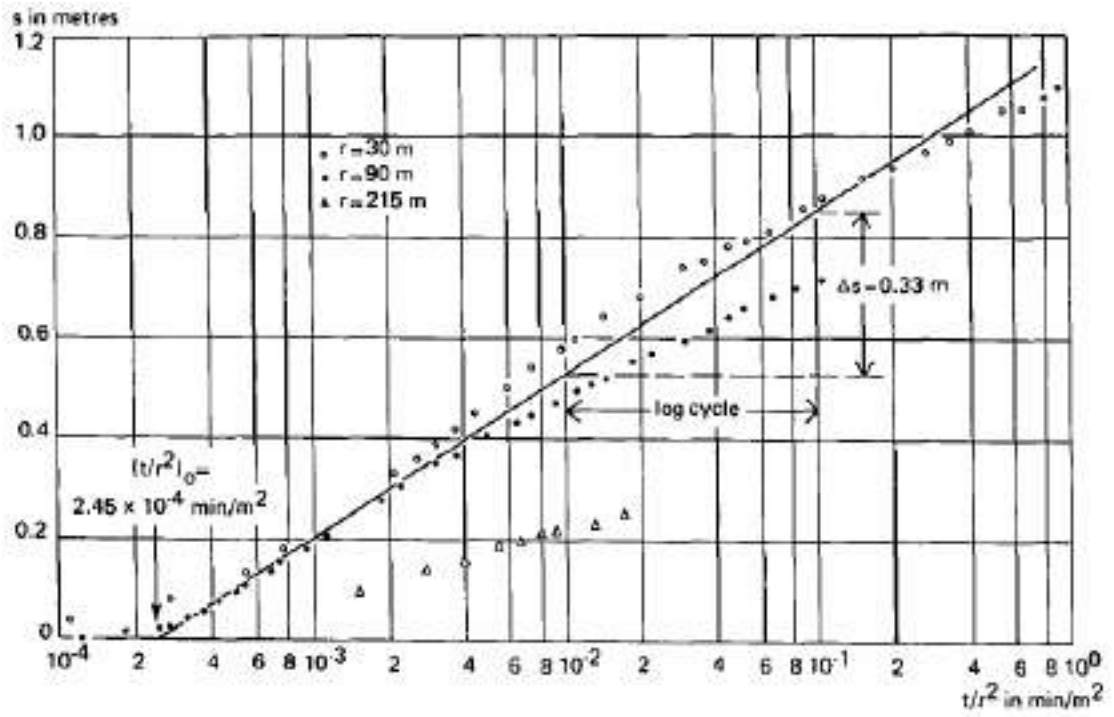
يمكن إيجاد قيمتي T & S.

Example: The $s = 0$ on the horizontal axis in $(t/r^2)_0 = 2.45 \times 10^{-4} \text{ min/m}^2$ or $(2.45/1440) \times 10^{-4} \text{ d/m}^2$. On the vertical axis, we measure the drawdown difference per log cycle of t/r^2 as $\Delta s = 0.33 \text{ m}$. The discharge rate $Q = 788 \text{ m}^3/\text{d}$. Introducing these values into Equation 1 gives:

$$T = \frac{2.30Q}{4\pi\Delta s} = \frac{2.30 \times 788}{4 \times 3.14 \times 0.33} = 437 \text{ m}^2/\text{d}$$

and into Equation 2:

$$S = 2.25KD(t/r^2)_0 = 2.25 \times 437 \times \frac{2.45}{1440} \times 10^{-4} = 1.7 \times 10^{-4}$$



Leaky aquifers (Semi-confined aquifers)

In nature, leaky aquifers occur far more frequently than the perfectly confined aquifers discussed in the previous chapter. Confining layers overlying or underlying an aquifer are seldom completely impermeable; instead, most of them leak to some extent. When a well in a leaky aquifer is pumped, water is withdrawn not only from the aquifer, but also from the overlying and underlying layers. In deep sedimentary basins, it is common for a leaky aquifer to be just one part of a multi-layered aquifer system as was shown in Figure below. The system in this figure consists of two aquifers, separated by an aquitard. The lower aquifer rests on an aquiclude.

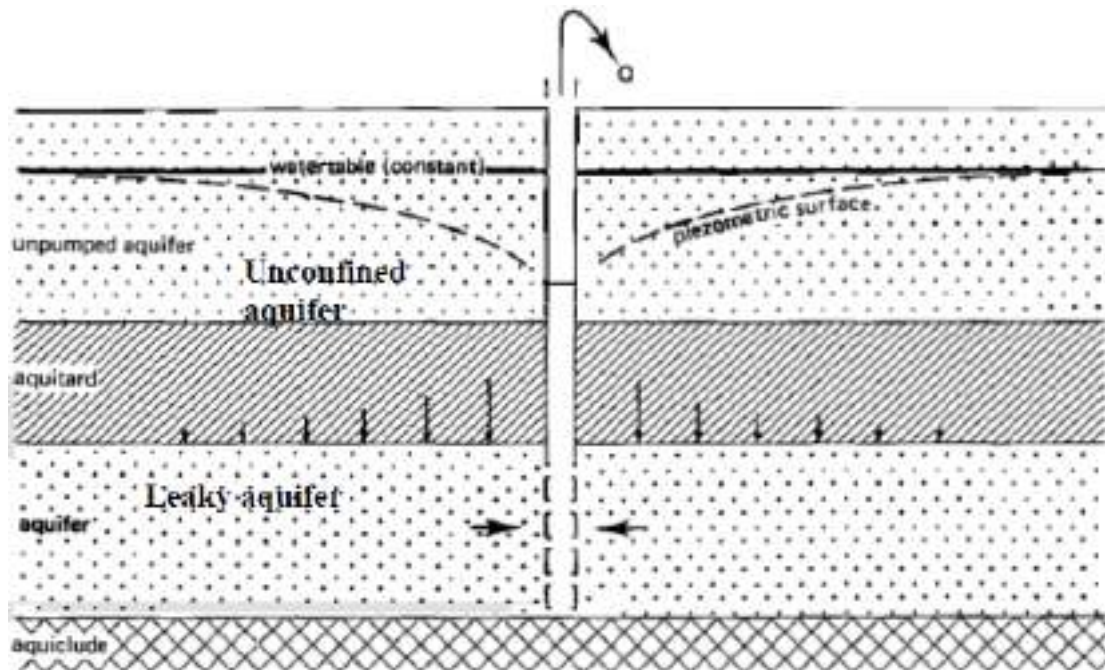
في الطبيعة يندر وجود طبقات محصورة تماما حيث أن معظم الطبقات الكتيمة Aquiclude العلوية أو السفلية نادرا ماتكون غير منفذة قطعيا، فالغالب أنها تسمح بتهريب كميات ولو بسيطة من الماء من خلالها صعودا أو هبوطا. ومن ثم فإن الطبقات الشبه محصورة هي الأكثر انتشارا. اذا تصورنا تتابع طبقي مكون من تكوينين مائيين تفصلهما طبقة شبه منفذة Aquitard والمتكون السفلي يعلو طبقة غير منفذة. يخترق بئر اختراقا تاما التكوين المائي السفلي بحيث يكون محجوبا في التكوين المائي العلوي ومفتوحا في الكوين السفلي. قبل الضخ يكون النظام المائي في حالة استقرار بحيث ينطبق مستوى الماء الجوفي للتكوين غير المحصور (العلوي) على السطح البيزمري للتكوين المائي شبه المحصور (السفلي).

A well fully penetrates the lower aquifer and is screened over the total thickness of the aquifer. The well is not screened in the upper unconfined aquifer. Before the start of pumping, the system is at rest, i.e. the piezometric surface of the lower aquifer coincides with the watertable in the upper aquifer. When the well is pumped, the hydraulic head in the lower aquifer will drop, thereby creating a hydraulic gradient not only in the aquifer itself, but also in the aquitard. The flow induced by the pumping is assumed to be vertical in the aquitard and horizontal in the aquifer. The water that the pumped aquifer contributes to the well discharge comes from storage within that aquifer and leakage through it from the overlying unpumped aquifer.

عندما يضخ البئر يهبط الارتفاع الهيدروليكي للتكوين السفلي بحيث يتكون انحدار هيدروليكي داخل ذلك التكوين وداخل الطبقة شبه المنفذة. الجريان الناشئ نتيجة الضخ يكون أفقيا في التكوين شبه المحصور ورأسيا في الطبقة شبه المنفذة. مصادر الماء التي تغذي البئر مكونة من التكوين شبه المحصور اضافة الى تهريب التكوين العلوي ومخزون الطبقة شبه المنفذة. مع استمرار الضخ تقل مساهمة الطبقة شبه المنفذة ويزداد تهريب التكوين العلوي. بعد فترة من الزمن يصبح معدل تصريف البئر في حالة توازن مع كمية التهريب المار خلال الطبقة شبه المنفذة ويصل الجريان الى حالة استقرار بحيث يتوقف هبوط مستوى الماء في البئر.

As pumping continues, more of the water comes from leakage from the unpumped aquifer and relatively less from aquitard storage. After a certain time, the well discharge comes into equilibrium with the leakage through the aquitard and a steady-state flow is attained. Under such

conditions, the aquitard serves merely as a water-transmitting medium, and the water contributed from its storage can be neglected.



Hantush Inflection- Point Method

طريقة نقطة الانقلاب لحننوش

The assumptions and conditions underlying this method are similar to Theis's assumption except that:

- .The aquifer is leaky;
- .The flow is unsteady, however the steady state drawdown must be known.

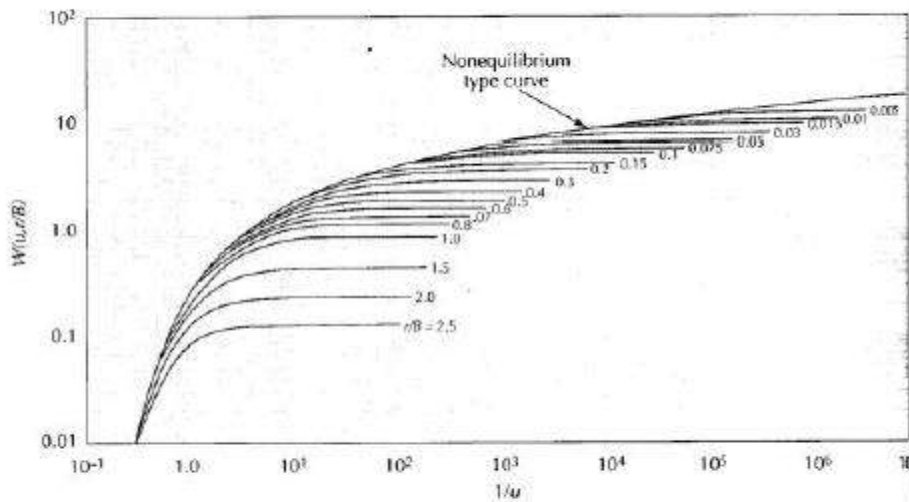
$$s(r,t) = \frac{Q}{4\pi T} W(u, \frac{r}{B})$$

$$u = \frac{r^2 S}{4tT}$$

Hantush (1956) developed the inflection point method. To determine the inflection point P the steady state drawdown s_m , should be known, either from direct observations or from extrapolation. The curve of s versus t on semi-log paper has an inflection point **P** where the following relations hold.

$$s_p = 0.5 s_m = \frac{Q}{4\pi T} K_0\left(\frac{r}{L}\right)$$

Leaky Confined Aquifer Type Curve



▲ FIGURE 5.11
Type curves of leaky artesian aquifer in which no water is released from storage in the confining layer. Source: W. C. Walton, Illinois State Water Survey Bulletin 49, 1962.

Type curves for leaky confined (artesian) aquifer

ملاحظة: العالم العراقي د.مهدي صالح حنتوش (مواليد محافظة الانبار/مدينة هيت عام 1921)، وانهى الدراسة الابتدائية فيها عام 1933 والدراسة المتوسطة في الرمادي عام 1936، والدراسة الثانوية في بغداد عام 1938. التحق بالبعثة العلمية بالجامعة الامريكية في بيروت فتخرج بدرجة بكالوريوس شرف في الهندسة عام 1942 وحصل على بعثة علمية اخرى في جامعة كاليفورنيا في الولايات المتحدة الامريكية ونال منها درجة الماجستير في هندسة الري عام 1947، ثم التحق بجامعة يوتا في امريكا فحصل على شهادة الدكتوراه في الهندسة المدنية للمياه الجوفية. هو صاحب هذه الطريقة وهي طريقة معتمدة في جميع المصادر العالمية.



Mahdi S. Hantush

Variation in Drawdown vs. Time

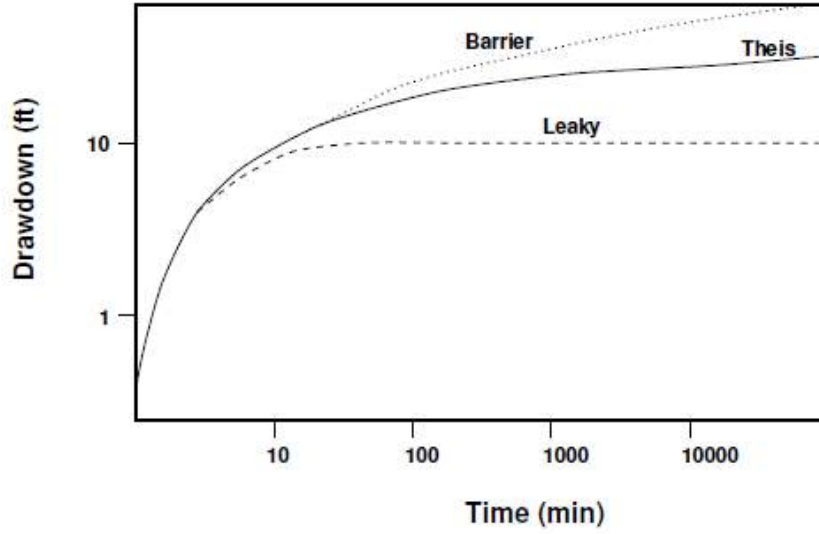


Figure Comparison of drawdown vs. time curves for confined aquifers. Ideal (Theis), leaky, and barrier cases.

الطريقة :

لتطبيق طريقة حنتوش ينبغي توقع البيانات الحقلية على ورقه شبه لوغارتميه واتباع الآتي:

1- تحديد قيمة أعلى انخفاض s_m وذلك بامتداد المنحنى الخاص بالبيانات الحقلية.

2- إيجاد قيم الانخفاض عند نقطة الانقلاب s_p حيث :

$$s_p = 0.5 s_m$$

ومنها يتم تحديد قيمة نقطة الانقلاب p وقيمة الزمن عند نقطة الانقلاب t_p .

3- تحديد قيمة ميل المنحنى عند نقطة الانقلاب Δs_p وذلك برسم مماس عند تلك النقطة وحساب ميله بين دورتين لوغارتميتين متتاليتين.

4- تغوص قيمتي s_p و Δs_p في المعادلة التالية :

$$2.3 s_p / \Delta s_p = e^{r/L} K_0 \quad (r / L) \quad (1)$$

حيث K_0 = دالة ببسل المعدلة من النوع الثاني والرتبة صفر
و L = معامل التهريب ويساوي

$$L = \sqrt{Tc}$$

c = المقاومة الهيدروليكية للطبقة الشبه المنفذة وتساوي

$$c = D^2 / K^2$$

D^2 : سمك الطبقة شبه المنفذة، بينما K^2 نفاذية الطبقة شبه المنفذة .

Large values of L indicate a low leakage rate through the aquitard, whereas small values of L mean a high leakage rate. The leakage factor has the dimension of Length, expressed, for example, in meters.

The following table gives types of leakage according to L values:

| Type of Leakage | L values (m) |
|-----------------|--------------------|
| High | $L < 1000$ |
| Moderate | $1000 < L < 5000$ |
| Low | $5000 < L < 10000$ |
| Negligible | $L > 10000$ |

5- تحسب قيمة r/L من الجدول الخاص بالدالة $(x) e^{-x} k_0$ الموجود في الكتب.

6- بمعرفة (r/L) و r المسافة بين البئر الرئيسي وبئر الرصد يمكن معرفة قيمة L .

7- بمعرفة Q (معدل التصريف) و Δs_p و r/L تحسب قيمة T من المعادلة:

$$T = \frac{2.3Q}{4 \pi \Delta s_p} e^{-r/L} \quad (2)$$

8- تحسب قيمة S من المعادلة

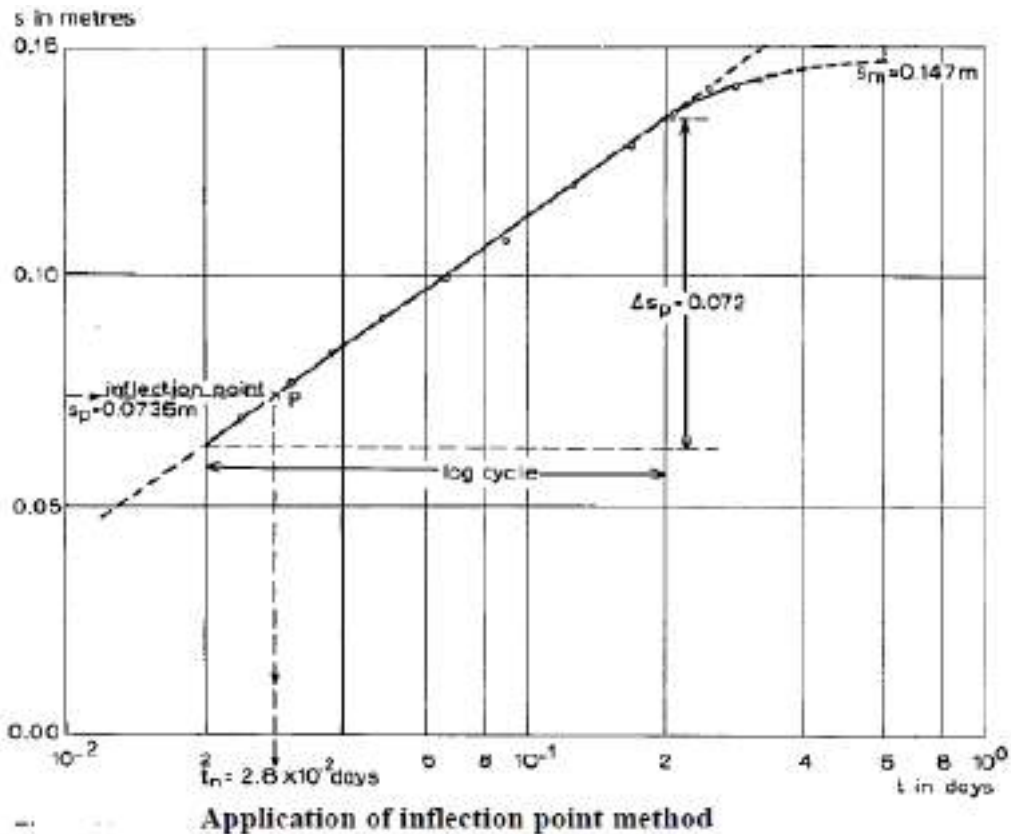
$$S = \frac{2Tt_p}{L} \cdot \frac{r}{r^2} \quad (3)$$

9- أخيرا نحسب قيمة المقاومة الهيدروليكية c من المعادلة

$$c = L^2/T$$

المقاومة الهيدروليكية (c)

يعبر عن مدى مقاومة الطبقة الشبه المنفذة للحركة الرأسية للماء سواء إلى أعلى أو إلى أسفل. كلما زاد سمك تلك الطبقة وقلت نفاذيتها كلما زادت المقاومة الهيدروليكية والعكس بالعكس وحدتها وحدة زمن) أيام. (قيم المقاومة الهيدروليكية تتراوح من مئات الأيام الى عشرات آلاف الأيام.



Annex 4.1 Values of the functions e^x , e^{-x} , $K_0(x)$ and $e^x K_0(x)$ (after Hantush 1956)

| x | e^x | e^{-x} | $K_0(x)$ | $e^x K_0(x)$ | x | e^x | e^{-x} | $K_0(x)$ | $e^x K_0(x)$ | x | e^x | e^{-x} | $K_0(x)$ | $e^x K_0(x)$ |
|-------|-------|----------|----------|--------------|-------|-------|----------|----------|--------------|-------|-------|----------|----------|--------------|
| 0.010 | 1.010 | 0.990 | 4.721 | 4.769 | 0.040 | 1.041 | 0.961 | 3.336 | 3.473 | 0.070 | 1.072 | 0.932 | 2.780 | 2.981 |
| 0.011 | 1.011 | 0.989 | 4.626 | 4.677 | 0.041 | 1.042 | 0.960 | 3.312 | 3.450 | 0.071 | 1.074 | 0.931 | 2.766 | 2.969 |
| 0.012 | 1.012 | 0.988 | 4.539 | 4.594 | 0.042 | 1.043 | 0.959 | 3.288 | 3.429 | 0.072 | 1.075 | 0.930 | 2.752 | 2.957 |
| 0.013 | 1.013 | 0.987 | 4.459 | 4.517 | 0.043 | 1.044 | 0.958 | 3.264 | 3.408 | 0.073 | 1.076 | 0.930 | 2.738 | 2.945 |
| 0.014 | 1.014 | 0.986 | 4.385 | 4.447 | 0.044 | 1.045 | 0.957 | 3.241 | 3.387 | 0.074 | 1.077 | 0.929 | 2.725 | 2.934 |
| 0.015 | 1.015 | 0.985 | 4.316 | 4.381 | 0.045 | 1.046 | 0.956 | 3.219 | 3.367 | 0.075 | 1.078 | 0.928 | 2.711 | 2.923 |
| 0.016 | 1.016 | 0.984 | 4.251 | 4.320 | 0.046 | 1.047 | 0.955 | 3.197 | 3.348 | 0.076 | 1.079 | 0.927 | 2.698 | 2.911 |
| 0.017 | 1.017 | 0.983 | 4.191 | 4.263 | 0.047 | 1.048 | 0.954 | 3.176 | 3.329 | 0.077 | 1.080 | 0.926 | 2.685 | 2.900 |
| 0.018 | 1.018 | 0.982 | 4.134 | 4.209 | 0.048 | 1.049 | 0.953 | 3.155 | 3.310 | 0.078 | 1.081 | 0.925 | 2.673 | 2.889 |
| 0.019 | 1.019 | 0.981 | 4.080 | 4.158 | 0.049 | 1.050 | 0.952 | 3.134 | 3.292 | 0.079 | 1.082 | 0.924 | 2.660 | 2.879 |
| 0.020 | 1.020 | 0.980 | 4.028 | 4.110 | 0.050 | 1.051 | 0.951 | 3.114 | 3.274 | 0.080 | 1.083 | 0.923 | 2.647 | 2.868 |
| 0.021 | 1.021 | 0.979 | 3.980 | 4.064 | 0.051 | 1.052 | 0.950 | 3.094 | 3.256 | 0.081 | 1.084 | 0.922 | 2.635 | 2.857 |
| 0.022 | 1.022 | 0.978 | 3.933 | 4.021 | 0.052 | 1.053 | 0.949 | 3.075 | 3.239 | 0.082 | 1.085 | 0.921 | 2.623 | 2.847 |
| 0.023 | 1.023 | 0.977 | 3.889 | 3.979 | 0.053 | 1.054 | 0.948 | 3.056 | 3.223 | 0.083 | 1.086 | 0.920 | 2.611 | 2.837 |
| 0.024 | 1.024 | 0.976 | 3.846 | 3.940 | 0.054 | 1.055 | 0.947 | 3.038 | 3.206 | 0.084 | 1.088 | 0.919 | 2.599 | 2.827 |
| 0.025 | 1.025 | 0.975 | 3.806 | 3.902 | 0.055 | 1.056 | 0.946 | 3.019 | 3.190 | 0.085 | 1.089 | 0.918 | 2.587 | 2.817 |
| 0.026 | 1.026 | 0.974 | 3.766 | 3.866 | 0.056 | 1.058 | 0.945 | 3.001 | 3.174 | 0.086 | 1.090 | 0.918 | 2.576 | 2.807 |
| 0.027 | 1.027 | 0.973 | 3.729 | 3.831 | 0.057 | 1.059 | 0.945 | 2.984 | 3.159 | 0.087 | 1.091 | 0.917 | 2.564 | 2.798 |
| 0.028 | 1.028 | 0.972 | 3.692 | 3.797 | 0.058 | 1.060 | 0.944 | 2.967 | 3.144 | 0.088 | 1.092 | 0.916 | 2.553 | 2.788 |
| 0.029 | 1.029 | 0.971 | 3.657 | 3.765 | 0.059 | 1.061 | 0.943 | 2.950 | 3.129 | 0.089 | 1.093 | 0.915 | 2.542 | 2.779 |
| 0.030 | 1.030 | 0.970 | 3.623 | 3.734 | 0.060 | 1.062 | 0.942 | 2.933 | 3.114 | 0.090 | 1.094 | 0.914 | 2.531 | 2.769 |
| 0.031 | 1.031 | 0.969 | 3.591 | 3.704 | 0.061 | 1.063 | 0.941 | 2.916 | 3.100 | 0.091 | 1.095 | 0.913 | 2.520 | 2.760 |
| 0.032 | 1.032 | 0.968 | 3.559 | 3.675 | 0.062 | 1.064 | 0.940 | 2.900 | 3.086 | 0.092 | 1.096 | 0.912 | 2.509 | 2.751 |
| 0.033 | 1.034 | 0.967 | 3.528 | 3.647 | 0.063 | 1.065 | 0.939 | 2.884 | 3.072 | 0.093 | 1.097 | 0.911 | 2.499 | 2.742 |
| 0.034 | 1.035 | 0.967 | 3.499 | 3.620 | 0.064 | 1.066 | 0.938 | 2.869 | 3.058 | 0.094 | 1.099 | 0.910 | 2.488 | 2.733 |
| 0.035 | 1.036 | 0.966 | 3.470 | 3.593 | 0.065 | 1.067 | 0.937 | 2.853 | 3.045 | 0.095 | 1.100 | 0.909 | 2.478 | 2.725 |
| 0.036 | 1.037 | 0.965 | 3.442 | 3.568 | 0.066 | 1.068 | 0.936 | 2.838 | 3.032 | 0.096 | 1.101 | 0.908 | 2.467 | 2.716 |
| 0.037 | 1.038 | 0.964 | 3.414 | 3.543 | 0.067 | 1.069 | 0.935 | 2.823 | 3.019 | 0.097 | 1.102 | 0.908 | 2.457 | 2.707 |
| 0.038 | 1.039 | 0.963 | 3.388 | 3.519 | 0.068 | 1.070 | 0.934 | 2.809 | 3.006 | 0.098 | 1.103 | 0.907 | 2.447 | 2.699 |
| 0.039 | 1.040 | 0.962 | 3.362 | 3.495 | 0.069 | 1.071 | 0.933 | 2.794 | 2.994 | 0.099 | 1.104 | 0.906 | 2.437 | 2.691 |

إختبار الإستعاضة (الرجوع) Recovery Tests

الإستعاضة: هي عودة مستويات المياه في الآبار بعد انتهاء الضخ إلى مستواها الأصلي قبل بداية الضخ.

الانخفاض المتبقي : Residual Drawdown (s) : هو الفرق بين المستوى الأصلي للماء قبل بداية الضخ والمستوى الحقيقي للماء مقاسا عند زمن معين (t) بعد توقف الضخ .

مميزات إختبار الرجوع :

- يمكن بواسطته تقدير قيمة معامل الإنتقالية (T) فقط والتي تقيد في التأكد من القيمة التي حصل عليها من إختبار الضخ.

- قياسات الانخفاض المتبقي أكثر دقة من قياس الهبوط أثناء الضخ نظرا لعدم تأثرها بمعدل التصريف وإختلافاته .

- معدل التصريف أثناء الضخ يستخدم في تقدير قيمة معامل الإنتقالية باستخدام طريقة الرجوع .

- لايمكن حساب قيمة معامل التخزين (S) بهذه الطريقة .

طريقة الرجوع لثايس Theis's Recovery Method

الافتراضات:

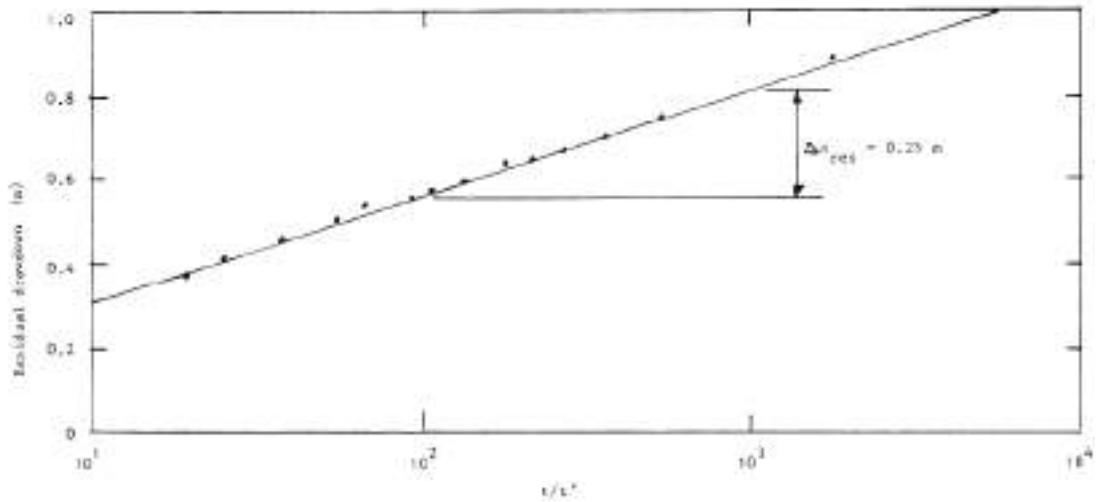
نفس افتراضات طريقة اختبار الضخ لثايس.

الطريقة:

- 1- توقع بيانات الانخفاض المتبقي (s^*) على ورقة شبة لوغاريتمية مقابل t/t^* على المحور اللوغاريتمي حيث t = الزمن منذ بداية الضخ، t^* = الزمن منذ انتهاء الضخ .
- 2- يرسم خط مستقيم خلال لنقاط ويجري حساب ميله بين دورتين لوغاريتميين (Δs^*) وتحسب قيمة معامل الانتقالية (T) من المعادلة التالية :

$$T = 2.3Q / 4\pi \Delta s^*$$

حيث Q = معدل التصريف أثناء الضخ.



Application of Theis recovery method

Syllabus of Groundwater Hydrology

| Textbook | | | |
|------------|------|--|-------|
| References | | 1- Kruseman G.P.& DeRidder, N. A., 1990. Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen, The Netherlands. 2-Sen, Z., 1995. Applied Hydrogeology for Scientists and Engineers. Lewis Publications, Boca Raton. 3-Todd, D. K., 2005 Groundwater Hydrology. John Wiley & Sons. New York. 4- Raghunath, H. M.,1982. Groundwater. Wiley Eastern Ltd., New Delhi. | |
| | | 1-عصام محمد و عباس عبدالله, 2002, الهيدرولوجيا, دار جامعة السودان 2- عبدالعزيز البسام 2002 م . المياه الجوفية. الرياض- السعودية. | |
| week | Date | Topics Covered | Notes |
| 1 | | Basic Concepts of Groundwater Hydrology -Introduction of Groundwater - What is the groundwater? - Classification and types of groundwater -Basic definitions: (aquifers, Aquitard, Aquiclude, Aquifuge Unsaturated zone and saturated zone.) | |
| 2 | | -Hydrologic budget and groundwater sources. -Concepts of groundwater pollution | |
| 3 | | Aquifers -Aquifers classification: (confined, unconfined and leaky) - Aquifer Parameters: (porosity, recharge and discharge, hydraulic conductivity, transmissivity, storativity, specific yield) - Anisotropy and heterogeneity | |

| | | | |
|----|--|---|--|
| 4 | | <p>Groundwater flow</p> <ul style="list-style-type: none"> - Steady state and unsteady state flow - Driving forces of groundwater flow - -principles laws of groundwater flow (Darcy's law) | |
| 5 | | Quiz with resolve problems and discussion | |
| 6 | | <p>Groundwater Resources Development</p> <ul style="list-style-type: none"> - Exploration -Evaluation -Exploitation <p>Geological, Hydrological and Geophysical Methods for Groundwater Exploration.</p> | |
| 7 | | <p>Wells</p> <ul style="list-style-type: none"> - Well Drilling Methods : - Methods of Drilling Shallow Wells: Hand-Dug wells, Bored wells, Driven wells, injected well. - Methods for Drilling Deep wells:Cable tool method, Rotary method, Reverse Circulation Rotary Method. | |
| 8 | | Exam of Midterm | |
| 9 | | <p>Well Completion</p> <ul style="list-style-type: none"> -Placement of casing -Cementing of casing -Placement of well screen -Gravel packing. | |
| 10 | | <p>Requirement for Water Well Design</p> <ul style="list-style-type: none"> - Limitations of dimensions and diameters of casing piping -Intake area: design of well screen, gravel pack design. | |
| 11 | | Quiz with resolve problems and discussion | |
| 12 | | <p>Groundwater & Pumping Tests</p> <ul style="list-style-type: none"> -Steady State Radial Flow to Wells: In Confined Aquifers and Unconfined Aquifers | |

| | | | |
|----|--|--|--|
| 13 | | -Unsteady State Radial Flow: Theis`s Method and its application, Jacob`s Methods (Jacob I, Jacob II, Jacob III) | |
| 14 | | -Large Diameter Wells: Valumetric Method (Sen 1983), -Discharge calculation from early drawdown data (Sen 1986). -Leaky Aquifers: Inflection Point Method (Hantush,1956). - Recovery Tests. | |
| 15 | | Quiz with resolve problems and discussion | |
| | | | |