

مساهمة في التقييم الأمثل لتجربة ضخ طويلة الأمد من طبقة المياه الجوفية المضغوطة في بانياس - سورية

الدكتور شريف بدر حايك*

(تاريخ الإيداع 4 / 8 / 2013. قِيلَ للنشر في 19 / 11 / 2013)

▽ ملخص ▽

يتضمن البحث دراسة تحليلية لتجربة ضخ طويلة الأمد مع آبار مراقبة، بهدف التحديد الأمثل لأهم البارامترات الهيدروجيولوجية للطبقة الحاملة للمياه الجوفية المضغوطة في بانياس، وذلك بالضخ من بئر بمعدلات تصريف شبه ثابتة وبقيمة وسطية $Q_{ave}=10104 \text{ m}^3/\text{day}$. واستمرت تجربة الضخ لمدة 36 ساعة، تلتها تجربة نهوض كامل لسطح المياه الجوفية لمدة 5 ساعات فقط. وتمت مراقبة تغيرات سطح المياه الجوفية المرافقة في آبار المراقبة. وقد اعتمد تقويم تجربة الضخ الطويلة الأمد على طرائق تحليلية لحالتي الجريان المستقر وغير المستقر للمياه الجوفية، ومن ثم تحديد التقويم الأمثل منها، حيث بلغت الناقلية المائية للطبقة المضغوطة الحاملة للمياه الجوفية حوالي $5000 \text{ m}^2/\text{day}$ وهي ذات مأمولية مائية عالية جداً وعامل تخزينها $1,8.10^{-4}$. وبعد ذلك التنبؤ بهبوط سطح المياه الجوفية خلال يوم واحد من الضخ، حيث يمكن الحصول على $20000 \text{ m}^3/\text{day}$ من الطبقة المضغوطة، مقابل هبوط شبه مستقر لا يزيد على 1,75 م على بعد 500 م من بئر الضخ.

الكلمات المفتاحية: تجربة الضخ طويلة الأمد، الطبقة الحاملة للمياه الجوفية المضغوطة، الناقلية المائية، الجريان المستقر للمياه الجوفية، الجريان غير المستقر للمياه الجوفية.

* أستاذ مساعد - قسم الهندسة المائية والري - كلية الهندسة المدنية - جامعة تشرين - اللاذقية - سورية.

Contribution to the Optimum Evaluation of the Long Term Pumping Test from the Confined Aquifer of Banyas Area- Syria

Dr. Sharif B. HAYEK*

(Received 4 / 8 / 2013. Accepted 19 / 11 / 2013)

▽ ABSTRACT ▽

The research includes an analytical study of long term pumping test with observation wells to get the optimum determination of the most important hydrogeological parameters of confined aquifer in Banyas, by pumping from a well with average pumping rate $10104\text{m}^3/\text{day}$ for 36 hours and only 5 hours of complete recovery groundwater level. This test is accompanied by measuring the variations of the groundwater levels in the monitoring wells.

Analytical methods of steady- unsteady of groundwater flow are used to evaluate the long term pumping test, and then to determine the optimum evaluation. The Transmissivity of the confined aquifer is about $5000\text{ m}^2/\text{day}$ (very high potential), and the storage coefficient is $1,8.10^{-4}$. Then they used to predict the groundwater drawdown during one day. So, we can get $20000\text{ m}^3/\text{day}$ from the aquifer and the drawdown not more than 1,75 m as quasi-steady drawdown at distance 500 m from the pumping well.

Keywords: Long term pumping test, confined aquifer, Transmissivity, steady state of groundwater, unsteady state of groundwater.

* Assistant Professor at the Water and Drainage Engineering Department – Faculty of Civil Engineering – Tishreen University – Lattakia – Syria.

مقدمة:

يجري ضخ المياه الجوفية من الآبار والحُفَر لحل مختلف المسائل المتعلقة بالإمداد بالمياه والري والصرف وغيرها. وغالباً ما تستخدم تجارب الضخ لاختبار المستويات الرئيسية الحاملة للمياه، وتحديد التصريف العام، والتصريف النوعي، ومقدار انخفاض سطح المياه الجوفية، والناقلية المائية للطبقات الحاملة وعامل رشحها ومعامل تخزينها [1].

يتميز الجريان المستقر Steady state flow للمياه الجوفية باتجاه الآبار، أو منها بأهمية نظرية كبيرة، إضافة إلى أهميته التطبيقية. ومبدئياً تكون المياه الجوفية في حالة مستقرة قبل بدء عملية الضخ، وبعد فترة طويلة من الضخ المستمر تصبح المياه الجوفية في حالة شبه مستقرة quasi-steady state، بحسب طبيعة التوضعات الجيولوجية [2]. ويعتمد الحل التحليلي لجريان المياه الجوفية في الأوساط المسامية على تحديد كل من الناقلية المائية للطبقة المضغوطة ومعامل تخزينها، وذلك باستخدام طرائق تقليدية لتقييم تجارب الضخ طويلة الأمد مثل طريقة Theis و Hantush و Jacob و Thiem، وطريقة منحنيات المواعة بين القيم الحقلية والمعيارية لهبوط سطح المياه الجوفية مع الزمن. إذ تسمح الطريقة الأخيرة بالحصول على الخصائص الرشحية للطبقة المضغوطة ضمن توضعات الحجر الكلسي المكروست بمجال ثقة يصل إلى 95% في حالة الجريانات الانتقالية شبه المستقرة للمياه الجوفية [3].

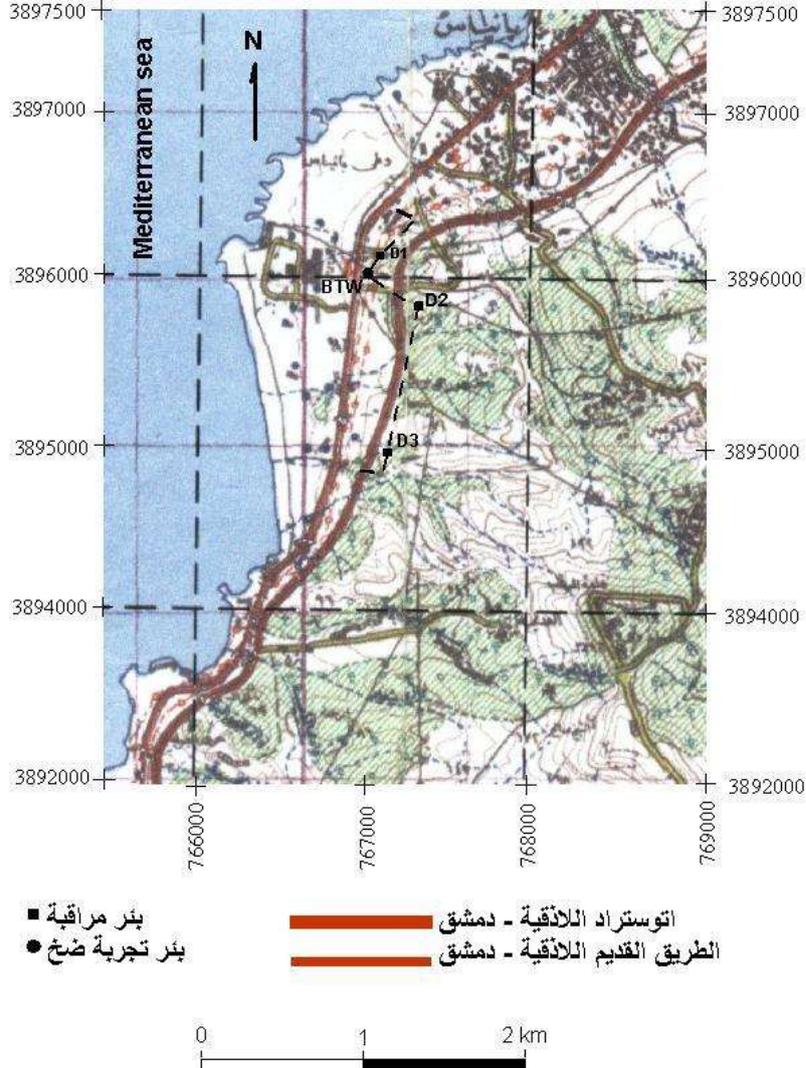
نظرياً، تكون فروقات هبوط سطح المياه الجوفية صغيرة جداً ومهملة مع الزمن في حالة الجريان المستقر، أي أن التدرج الهيدروليكي ثابت. وهذه الحالة غير ممكنة تماماً في حالة طبقة المياه الجوفية المضغوطة، أو أن تجربة الضخ تحتاج إلى زمن كبير جداً، بالرغم من أن حالة الجريان المستقر الانتقالية (جريان تحت تأثير تدرج هيدروليكي ثابت)، من الممكن الوصول إليها خلال زمن قصير نسبياً [2].

ولقد نُفِّدَت تجربة ضخ طويلة الأمد في مدينة بانياس في البئر (BTW) المحفورة ضمن توضعات الكريتاسي الحاملة للمياه الجوفية المضغوطة عام 2004م التي تصل سماكتها إلى حوالي 125م، وذلك بالضح منها بمعدلات تصريف شبه ثابتة تراوحت بين $Q_{m\ i} = 1000 \text{ m}^3/\text{day}$ ، وبقيمة وسطية $Q_{m\ a} = 10104 \text{ m}^3/\text{day}$. واستمرت تجربة الضخ لمدة 36 ساعة، تلتها تجربة نهوض لمدة 5 ساعات فقط، استعادت خلاله طبقة المياه الجوفية المدروسة هبوطها الكلي. وتمت مراقبة تذبذبات سطح المياه الجوفية المرافقة خلال مرحلتَي الهبوط والنهوض في آبار المراقبة (D_1 , D_2 , D_3) الواقعة على أبعاد (809, 233, 83,3) م على الترتيب من بئر الضخ الرئيسية، وذلك ضمن مشروع نموذجي بمشاركة فريق عمل جيولوجي وهيدروجيولوجي، وبإشراف الشركة السويسرية - الهولندية IBG/DHV الدارسة لمشروع "إمداد جزء من مدينة دمشق وضواحيها بمياه الشرب من فائض مياه الساحل السوري" [4] الشكل (1).

أهمية البحث وأهدافه:

تُستخدم تجارب الضخ طويلة الأمد لاختبار المستويات الرئيسية الحاملة للمياه الجوفية، والتحديد الدقيق لبارامترات التيار المائي الجوفي في منطقة تأثير الضخ، تمهيداً لتقدير ظروف عمل منشآت استثمار المياه. ويهدف البحث إلى إجراء دراسة تحليلية لتقييم تجربة ضخ ونهوض طويلة الأمد في الطبقة الحاملة للمياه الجوفية المضغوطة في توضعات الكريتاسي مع آبار مراقبة مجاورة في المنطقة السهلية لبانياس، بغرض التحديد الأمثل لأهم المعاملات الهيدروجيولوجية للطبقة الحاملة للمياه الجوفية، وبالتالي تحديد ناقليتها المائية. وذلك باعتماد

طرائق تقويم تجربة الضخ طويلة الأمد لحالتي الجريان المستقر وغير المستقر. والتنبؤ بهبوط سطح المياه الجوفية المضغوطة تبعاً لمعدلات الضخ المناسبة، في حالة الجريان غير المستقر للمياه الجوفية.



الشكل (1): الموقع العام لبئر الضخ الرئيسية BTW في بانياس وآبار المراقبة (D₁, D₂, D₃) والمقطع الجيولوجي I-I.

منهجية البحث:

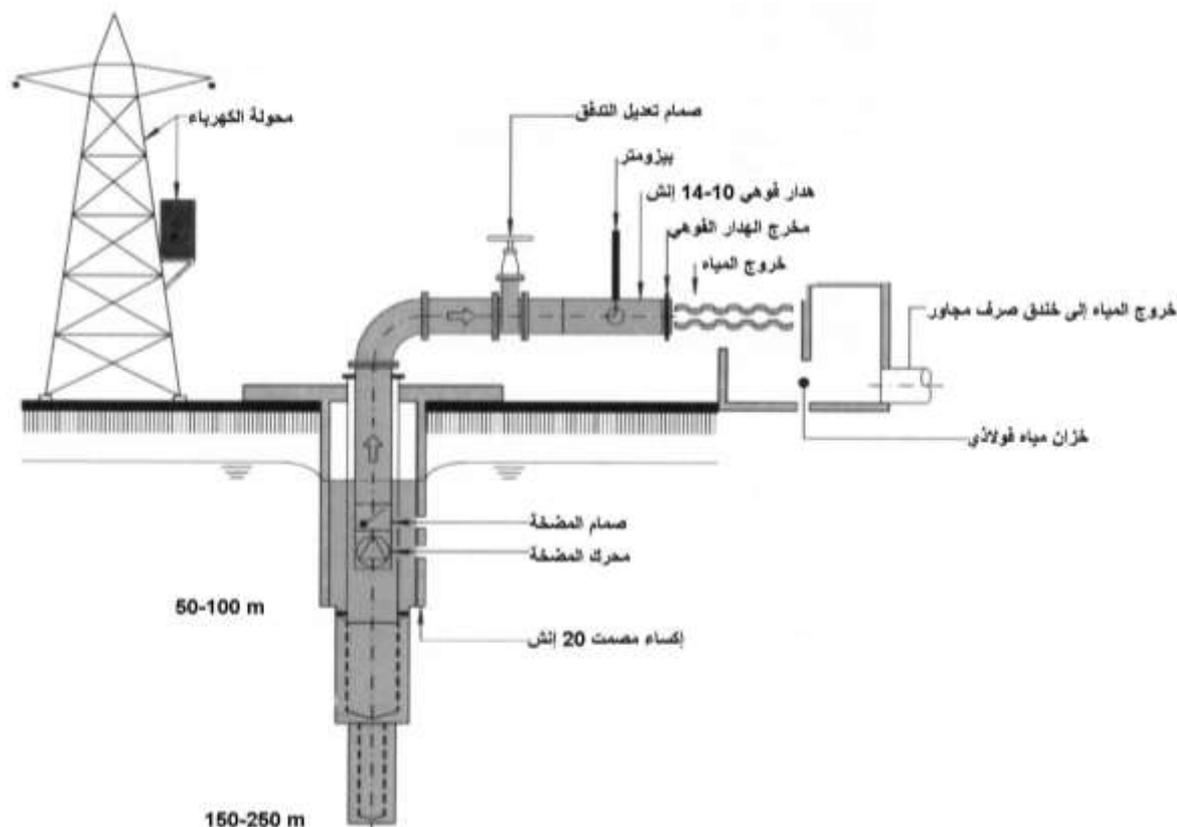
يعتمد البحث على تنفيذ تجربة ضخ طويلة الأمد في بئر ضخ رئيسية محفورة في التوضعات الكارستية لطبقة المياه الجوفية المضغوطة في المنطقة السهلية في بانياس، وذلك خلال فترة ضخ استمرت لمدة 36 ساعة من عام 2004م. ومراقبة تغيرات سطح المياه الجوفية المرافقة في عدة آبار مراقبة خلال فترات مختارة [4].

إن من أهم العناصر والأجهزة المستخدمة في البحث الشكل(2):

- مضخة غاطسة نوع: CAPRARI Type: E 14 S 64/ 1A, + M 10180، يصل الضاغط المانومتري الإجمالي لها إلى 50 m، وطاقة محركها 132 K.W. تتطلب كابلات ضمن البئر $3. (1 \times 70) \text{ mm}^2$.

- مقياس غزارة التصريف باستخدام هدار بفتحة دائرية Circular Orifice Weir 10/14 Inch
 - مقياس أعماق المياه الجوفية كهربائي ضوئي، نموذج KLL، مزود بكابل طوله 100m مدرج بالسنتيمتر،
 دقة القياس ± 0.5 cm

- برنامجي Rockworks، log plot، إضافةً إلى مجموعة برامج Microsoft Office 2007.



الشكل (2): التجهيزات المستخدمة في تجربة ضخ طويلة الأمد BTW في بانياس.

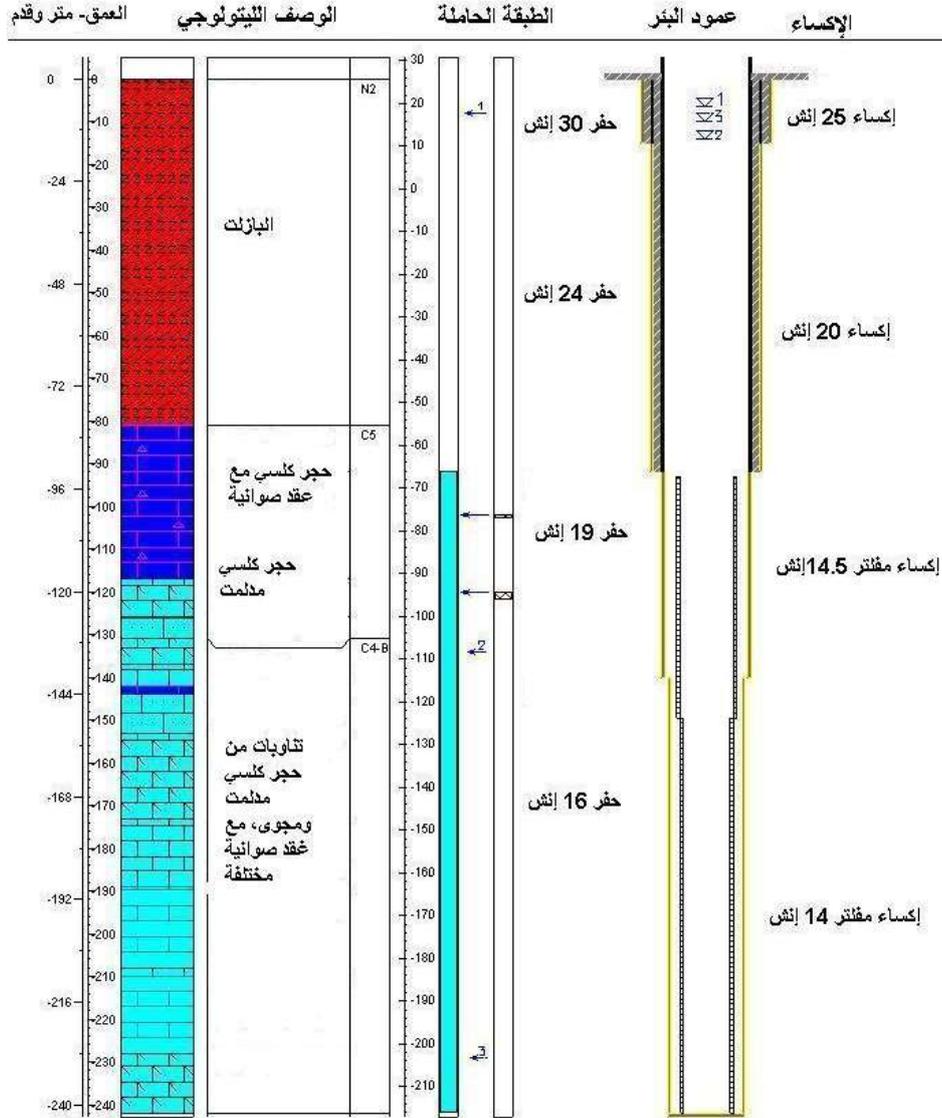
الخصائص الجيولوجية والهيدروجيولوجية

تتسم المظاهر المورفولوجية لمنطقة الدراسة بخط ساحلي سهلي قصير، وتدرج مرتفع للمناسيب يصل إلى عدة مئات من الأمتار حتى الجرف القريب من قلعة المرقب. وتقع خلف هذا الخط عدة سهول تتجه شمال، شمال غرب - جنوب، جنوب شرق، التي تغذي بمياه الأمطار وبشكل مباشر التوضعات الكارستية العائدة للسيومانيان، وتتراوح مساحة التغذية بين 25-50 كم² [5].

تتألف التوضعات في منطقة الدراسة من طبقات سماكتها تتراوح بين (30-100) م من الصخور البركانية والبلورية والطف البركاني والبازلت، التي تغطي بشكل مباشر الطبقات العائدة للعصر الكريتاسي، حيث تتشكل هذه الطبقات بدورها من تناوبات دولوميت وصخور كلسية دولوميتية وصخور كلسية مغطاة بطبقات سميكة إلى متوسطة السماكة من الحصى الصوانية الشكلان (3، 4) [6].

تتواجد المياه الجوفية ضمن الظروف المضغوطة في الطبقات الكارستية وتحت الطبقات الكتيمة العائدة للماستريختيان C₆، مع أن معالم الكارست معقدة جداً، حيث تتناوب الطبقات الحاملة للمياه والطبقات الكتيمة. ويترافق

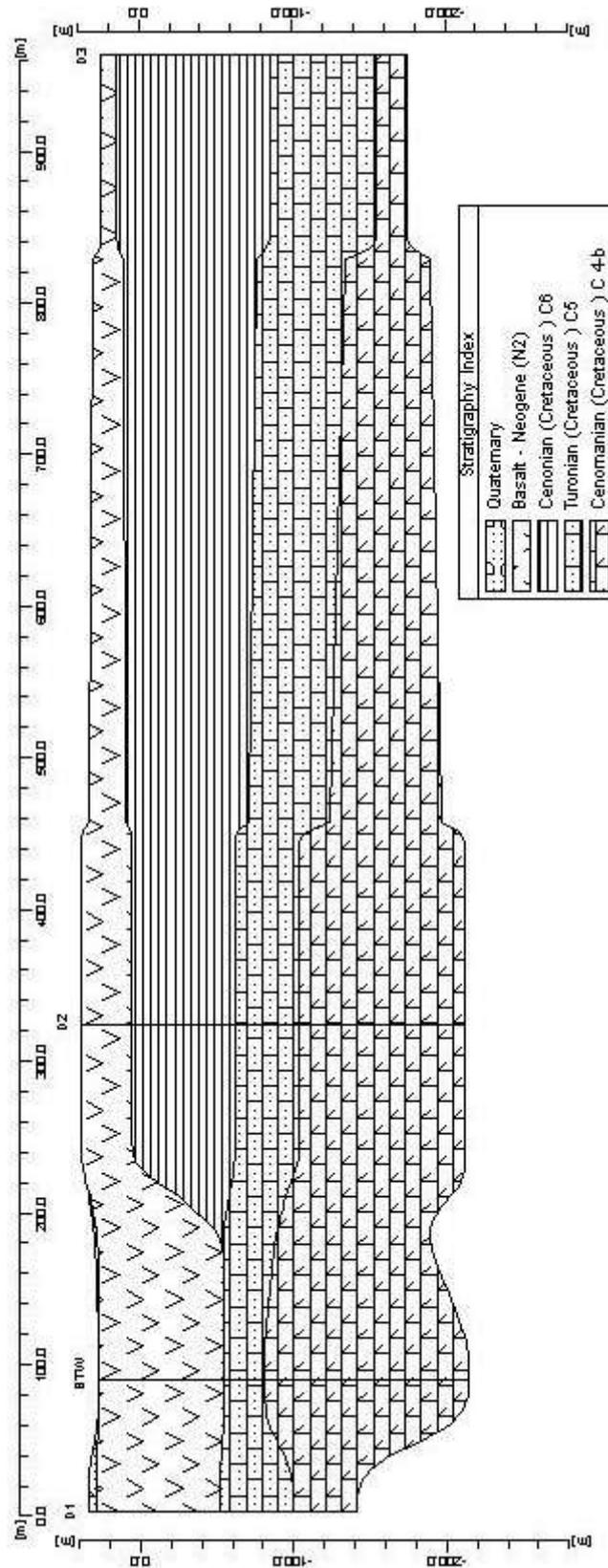
الكارست مع توضع طبقات سميكة من الصخور الكربوناتيّة التي تعود إلى الجوراسي الأعلى والكريتاسي الأوسط، خاصةً الحجر الكلسي العائد لتشكيل السينومانيان والتورونيان، حيث تطورت البنية الكارستية في المنطقة الساحلية، فنهضت الطبقات وانحدرت بلطف نحو الغرب [4].



بداية الحفر: 7 تشرين الأول 2002
نهاية الحفر: 6 شباط 2003
تجربة الضخ: 16 شباط 2003

X = 35.93214
Z = 35.173
Z = 25.8 m

الشكل (3): العمود الليتولوجي لبئر الضخ الرئيسية BTW في بانياس [4].



الشكل (4): المقطع الجيولوجي I-I في منطقة البحث.

النتائج والمناقشة:

عندما نضخ المياه من طبقة مياه جوفية مضغوطة، فإن تأثير الضخ يمتد مع الزمن بدءاً من البئر باتجاه الخارج قطرياً. فمن الناحية النظرية تسيطر حالة الجريان غير المستقر Unsteady state، لأن المياه تُضخ من مخزون الطبقة الحاملة، ومن الناحية التطبيقية العملية فإن جريان المياه باتجاه البئر يكون مستقراً Steady state، عندما يصبح تغير هبوط سطح المياه مع الزمن صغيراً يمكن إهماله.

إن أهم شروط وافترضات حالة الجريان المستقر في الطبقات المضغوطة الحاملة للمياه الجوفية [7]:

1. أن تكون طبقة المياه الجوفية مضغوطة.
2. توافر امتداد مساحي غير محدود لطبقة المياه الجوفية المضغوطة.
3. أن تكون طبقة المياه الجوفية متجانسة متماثلة الخواص وذات سماكة ثابتة على كامل منطقة تأثير الطبقة الحاملة للمياه.
4. سطح الضاغط البيزومتري قبل الضخ أفقي أو شبه أفقي، على كامل منطقة تأثير الطبقة الحاملة للمياه.
5. معدل الضخ ثابت من طبقة المياه الجوفية المضغوطة.
6. أن تخترق البئر كامل سماكة طبقة المياه الجوفية المضغوطة، وتستقبل المياه بواسطة الجريان الجوفي باتجاهها.

ومن أجل تقييم تجارب الضخ في حالة الجريان غير المستقر نضيف شرطين آخرين:

7. تتصرف المياه من طبقة المياه الجوفية المضغوطة مباشرة عند انخفاض ضاغط المياه.
8. أن يكون قطر البئر صغيراً، يمكن عندها إهمال تخزين هذه البئر.

أولاً: حالة الجريان المستقر Steady state flow

1. طريقة ثيم Thiem's method

يُعتبر الباحث "ثيم" أول من استخدم بئري مراقبة أو أكثر لتحديد معامل الناقلية المائية Transmissivity للطبقات الحاملة للمياه الجوفية عام 1906، وبيّن أن تصريف البئر يُعبّر عنه بالعلاقة الآتية [8]:

$$Q = \frac{2 \cdot \pi \cdot KD \cdot (h_2 - h_1)}{\ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right)} = \frac{2 \cdot \pi \cdot KD \cdot (h_2 - h_1)}{2,3 \cdot \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right)} \quad (1)$$

حيث: Q - تصريف البئر (m^3 / day) .

$K \cdot D$ - الناقلية المائية للطبقة الحاملة للمياه الجوفية المضغوطة (m^2 / day) .

r_2, r_1 - التباعدات بين بئر الضخ وآبار المراقبة (1, 2) على التوالي (m) .

h_2, h_1 - مناسيب المياه الجوفية في آبار المراقبة (1, 2) على التوالي (m) .

وتُكتب المعادلة السابقة في حالة الجريان المستقر، ولسهولة التطبيق العملي على الشكل الآتي:

$$Q = \frac{2 \cdot \pi \cdot K \cdot D \cdot (S_{m1} - S_{m2})}{\ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right)} \quad (2)$$

حيث: S_{m_2}, S_{m_1} - الهبوطات في آبار المراقبة في حالة الجريان المستقر (m).

وفي حال توافر بئر مراقبة وحيدة تقع على بعد r_1 من بئر الضخ، تُكتب علاقة تصريف البئر بالشكل الآتي:

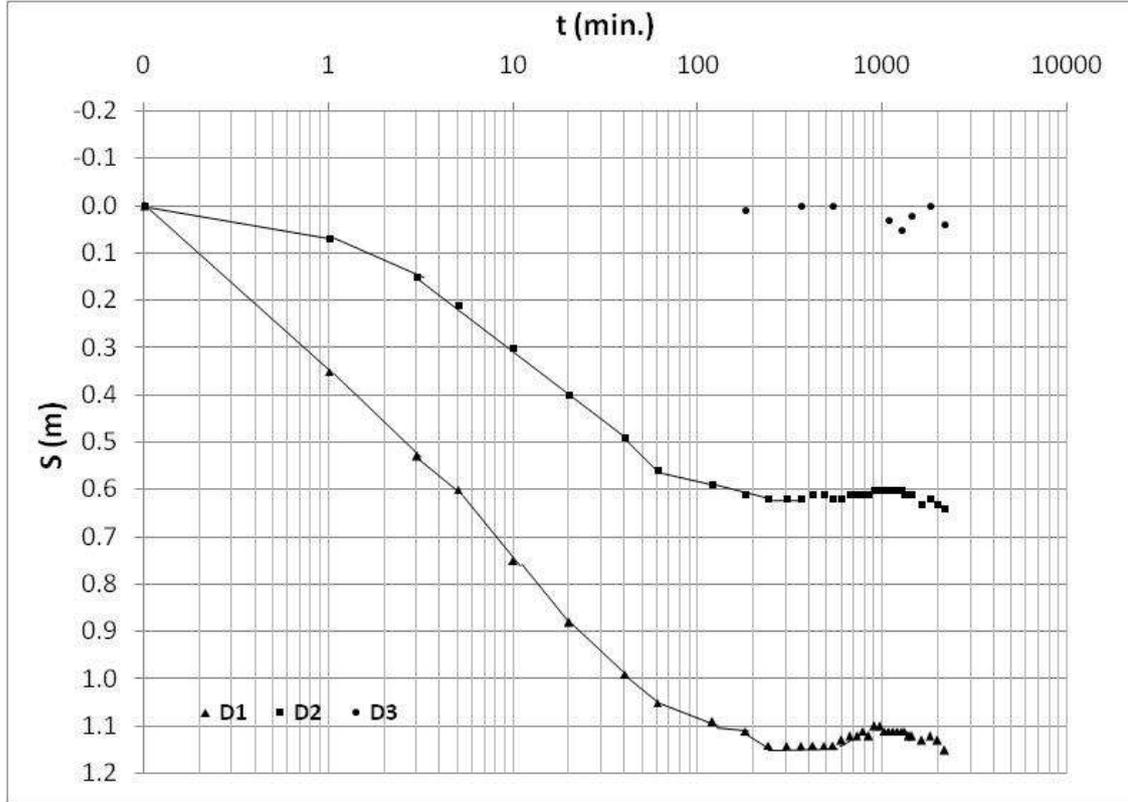
$$Q = \frac{2 \cdot \pi \cdot K \cdot D \cdot (S_{mw} - S_{m_1})}{\ln \left(\frac{r_1}{r_w} \right)} \quad (3)$$

حيث: S_{mw} - هبوط سطح المياه الجوفية في بئر الضخ في حالة الجريان المستقر.
 r_w - نصف قطر بئر الضخ.

إن تطبيق المعادلة السابقة محدود بسبب الظروف الهيدروليكية المحلية في البئر وفي جواره، وهي ظروف تؤثر على هبوط سطح المياه في البئر S_w (يتأثر الهبوط بفوائد البئر عند الجريان عبر مصفاة البئر، والجريان داخل البئر إلى مدخل المضخة). لذلك تستخدم هذه المعادلة بحذر عندما لا تتوافر إمكانية تطبيق الطرائق الأخرى المتاحة. ويُفضّل استخدام بئري مراقبة أو أكثر تكون قريبة من بئر الضخ، بحيث نستطيع قياس الهبوطات التي تكون عادةً كبيرة بجوار البئر.

باعتقاد معادلة " ثيم " أو معادلة التوازن Equilibrium equation، يمكن تحديد معامل الناقلية المائية، بإضافة شرط الجريان إلى البئر في حالة مستقرة، إلى الافتراضات المذكورة آنفاً.

في حالة آبار المراقبة (D_1, D_2, D_3) وعند رسم منحنى (هبوط- زمن) بمقياس نصف لوغاريتمي الشكل (5)، يُلاحظ من المخطط، أن منحنى بئري المراقبة D_1, D_2 يسيران بشكل متوازٍ تقريباً بعد بداية الضخ بدقة واحدة حتى الدقيقة 60 فقط من بداية الضخ، وهي تمثل حالة نموذجية للجريان المستقر الانتقالي Transient steady state. إذ إن فرق الهبوط بين البئرين ثابتاً (التدرج الهيدروليكي ثابت)، وهو الشرط الأول لصلاحية تطبيق معادلة Thiem.



الشكل (5): منحنيات (الهبوط - الزمن) لآبار المراقبة (D₁, D₂, D₃) - طريقة Thiem 1.

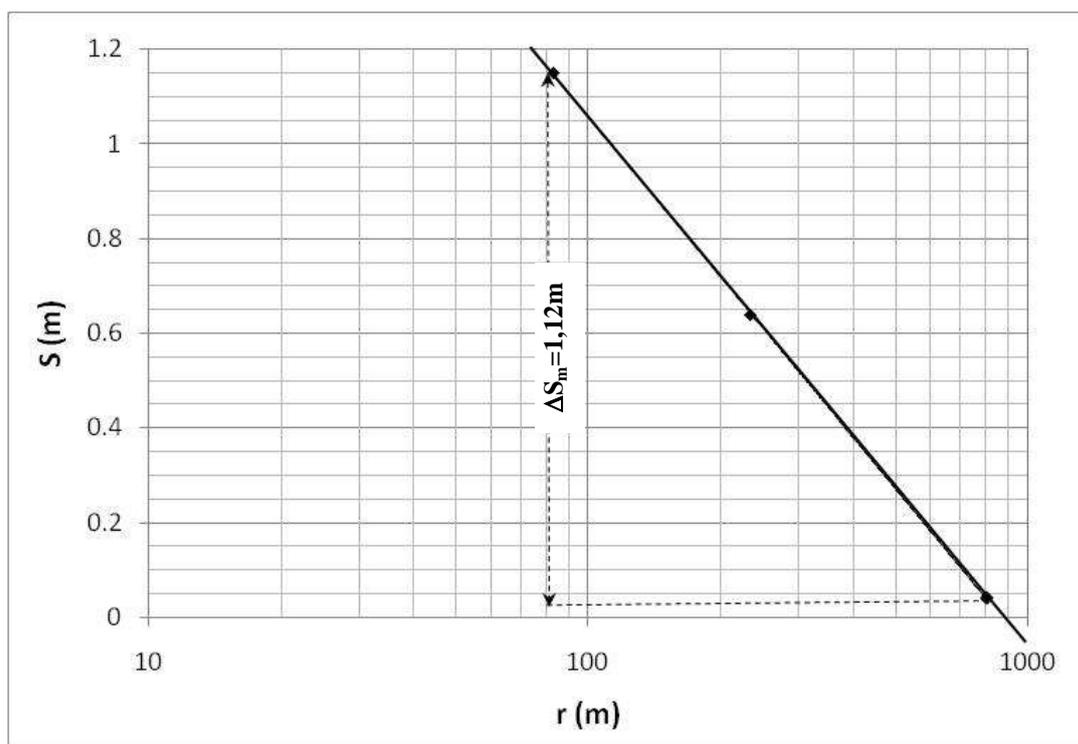
لكن الهبوط في البئرين المذكورين بعد 60 دقيقة يصبح صغيراً جداً بل يحدث نهوض لسطح المياه الجوفية، ليتابع بعدها سطح المياه الجوفية الهبوط من جديد. كل ذلك يشير إلى أن الجريان في الطبقة الحاملة للمياه الجوفية غير مستقر.

وكما يُلاحظ من منحنى (الهبوط - الزمن) السابق لبئر المراقبة D₃، أنه لا يساير أبداً بنري المراقبة D₁, D₂ خلال كامل فترة الضخ من البئر الرئيسية، لأسباب تتعلق بظروف تغذية وصرف محلية. لذلك سنهمل قياسات هذه البئر أثناء تقييم تجربة الضخ طويلة الأمد. ونستخدم فقط معطيات وقياسات هبوط سطح المياه الجوفية في البئرين D₁, D₂ لأجل $t > 1 \text{ min}$. لذلك نعلم العلاقة (2) طريقة Thiem 1 في حساب الناقلية المائية للطبقة المضغوطة الحاملة للمياه الجوفية:

$$Q = \frac{2 \cdot \pi \cdot K \cdot D (S_{m1} - S_{m2})}{\ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right)} \Rightarrow T = K \cdot D = \frac{Q \cdot \ln \frac{r_2}{r_1}}{2 \cdot \pi \cdot (S_{m1} - S_{m2})} = \frac{10104 \cdot \ln \frac{233}{83.3}}{2 \cdot \pi \cdot (1.15 - 0.64)} = 3243.3 \text{ m}^2 / \text{day}$$

وعند رسم منحنى (هبوط - تباعد) بمقياس شبه لوغاريتمي لآبار المراقبة (D₁, D₂, D₃) في الشكل (6)، طريقة Thiem 2. نحسب الناقلية المائية للطبقة المضغوطة الحاملة للمياه الجوفية من العلاقة الآتية:

$$T = K \cdot D = \frac{2.3 \cdot Q}{2 \cdot \pi \cdot \Delta S_m} = \frac{2.3 \cdot 10104}{2 \cdot \pi \cdot 1.12} = 3302.4 \text{ m}^2 / \text{day}$$



الشكل (6): منحنيات (الهبوط - التباعد) لأبار المراقبة (D₁, D₂, D₃) - طريقة Thiem 2.

ثانياً: حالة الجريان غير المستقر Unsteady state flow

1. طريقة " تاييس " This's method

وكان الباحث " تاييس " أول من طوّر صيغة الجريان غير المستقر للمياه الجوفية عام 1935، بحيث أدخل عامل الزمن ومعامل التخزين، وأكد أنه عندما تخترق بئر طبقة حاملة للمياه الجوفية المضغوطة لها امتداد واسع ويُضخ الماء بمعدل ثابت، فإن تأثير التصريف من البئر يمتد خارجياً مع الزمن، ويكون معدل انخفاض الضاغط مضروباً بمعامل التخزين لكامل مساحة التأثير يساوي التصريف [8].

وتكتب معادلة الجريان غير المستقر أو معادلة " تاييس " التي تم اشتقاقها من التشابه بين جريان المياه الجوفية

والانتشار الحراري على النحو الآتي:

$$S = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot K \cdot D} \int_u^{\infty} \frac{e^{-y}}{y} \cdot dy = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot K \cdot D} w(u) \quad (4)$$

حيث:

-S الهبوط مقدّر بـ (m) مقاس في بئر مراقبة على مسافة r بـ (m).

-Q معدل الضخ الثابت (m³/day).

-K.D - الناقلية المائية للطبقة الحاملة للمياه الجوفية (m²/day).

$$-u = \frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot K \cdot D \cdot t} \text{ ثابت البئر.}$$

$$-s = \frac{4.K.Dt.u}{r^2}$$

t- الزمن منذ بداية الضخ (day).

$$w(u) = -0,5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2*2} + \frac{u^3}{3*3} - \frac{u^4}{4*4} + \dots \dots \dots (5)$$

إن تابع البئر $w(u)$ ودليله (u) يُشار إليهما بالهبوط اللابعدى والزمن اللابعدى على التوالي. وقيم $w(u)$ موجودة في جداول خاصة تبعاً لقيم مختلفة لـ (u) [2].

وأوجد " تاييس " باستخدام المعادلتين (4,5) طريقة الخطوط المنحنية المتطابقة أو المتوافقة (Jacob 1940)، لتحديد (S) ، $(K.D)$ ، ويمكن كتابة المعادلة (4) على الشكل الآتي:

$$\log S = \log\left(\frac{Q}{4.\pi.K.D}\right) + \log.w(u) \quad (6)$$

$$\log\left(\frac{r^2}{t}\right) = \log\left(\frac{4.K.D}{S}\right) + \log(u) \quad (7)$$

والمعادلة (5) بالشكل الآتي:

وبما أن $\frac{Q}{4.\pi.K.D}$ ، $\frac{4.K.D}{S}$ هي ثوابت، فإن العلاقة بين $\log S$ و $\log \frac{r^2}{t}$ ، يجب أن تكون مشابهة

للعلاقة بين $\log(u)$ و $\log w(u)$.

وتعتمد طريقة المنحنيات المتوافقة على حقيقة أنه إذا تمّ توقيع قيم (S) مع $\frac{r^2}{t}$ و $w(u)$ مع (u) على نفس شبكة الإحداثيات اللوغاريتمية $(\log-\log)$ ، فإن المنحنيات الناتجة (منحني القياسات والمنحني النظري على التوالي)، سيكون لهما نفس الشكل، لكن يوجد انحراف أو التواء أفقي وشاقولي بسبب الثوابت $\left(\frac{Q}{4.\pi.K.D}\right)$ ، $\left(\frac{4.K.D}{S}\right)$. ويمكن جعل المنحنيين يتطابقان، وتكون لإحداثيات نقطة تطابق واحدة اختيارية $\left\{S, \frac{r^2}{t}, w(u)\right\}$ ، قيم مرتبطة ببعضها ويمكن استخدامها لحساب $K.D$ و S بمساعدة المعادلتين (4 ، 5).

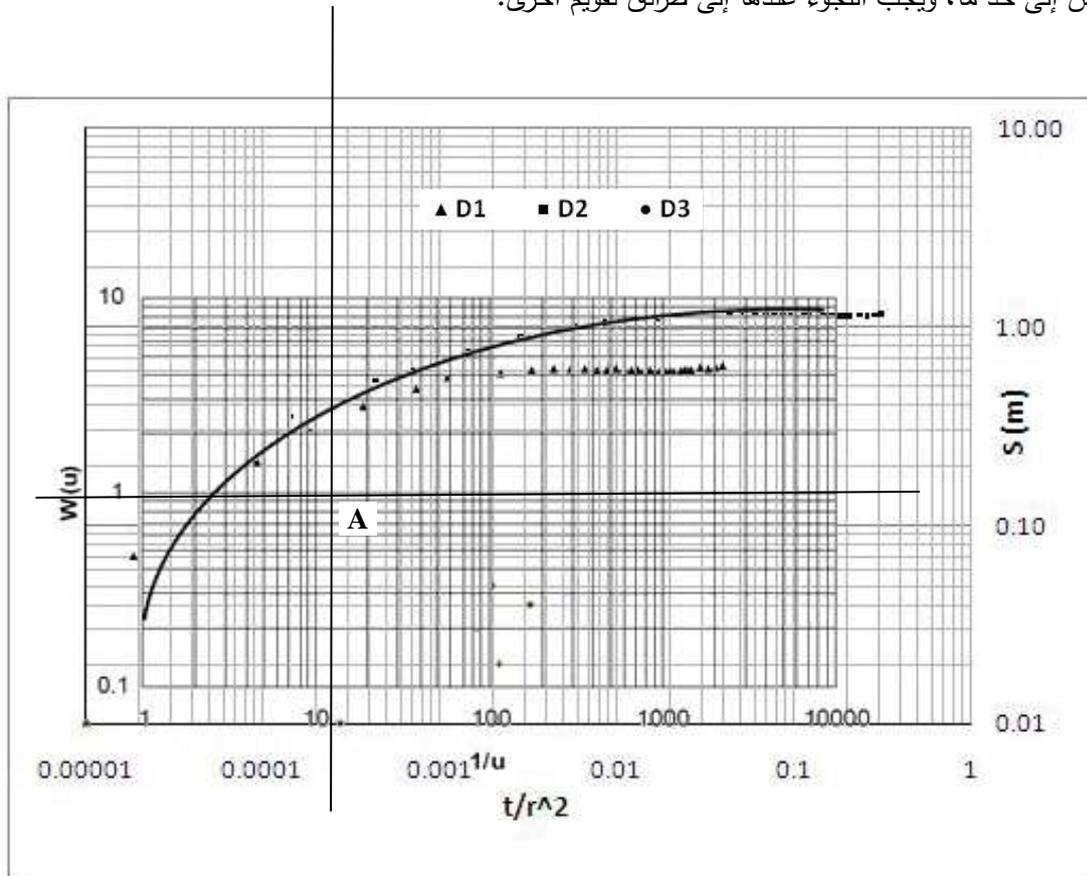
وعوضاً عن توقيع قيم $w(u)$ و (u) (المنحني النموذجي العادي) مع قيم القياسات (S) مع $\frac{r^2}{t}$ ، فإنه من

$$\text{الأفضل توقيع قيم } w(u) \text{ مع } \frac{1}{u} \text{ (المنحني النموذجي المعكوس)، و } s \text{ مع } \frac{t}{r^2} \text{ الشكل (7).}$$

تعتمد طريقة منحني التطابق لـ $theis$ على الفرضيات السابقة، إضافةً إلى أن الجريان إلى البئر في حالة غير مستقرة (فروقات الهبوط مع الزمن غير مهمة، والتدرج الهيدروليكي مع الزمن غير ثابت).

وعند تطبيق طريقة منحني التطابق لـ $Theis$ وكذلك طرائق منحنيات التطابق، يمكن أن نعطي اهتماماً أقل لمعطيات الفترة الابتدائية للضخ، لأنها قد لا تمثل معادلة الهبوط النظري التي يعتمد عليها تمثيل المنحني النموذجي تمثيلاً دقيقاً. وتعتمد المعادلات النظرية على أن معدل التصريف ثابت، وتحرير الماء المخزن في الطبقة الحاملة للمياه الجوفية يتناسب مباشرةً مع معدل انخفاض الضاغط. وقد يوجد أحياناً تأخير زمني بين انخفاض الضاغط وتحرير الماء المخزن. فقد يتفاوت تصريف البئر بسبب عملية تكيف المضخة مع تغيرات الضاغط، الأمر الذي يسبب أحياناً عدم توافق بين الجريان النظري والحقيقي. وعندما يستمر زمن الضخ، فإن هذه التأثيرات تتناقص وربما يحصل توافق جيد.

وقد أظهرت معطيات القياس على الشبكة اللوغاريتمية انحناءً مسطحاً، الأمر الذي يسمح بالحصول على عدة مواضع ذات تطابق ظاهري جيد، وهذا يعتمد بشكل رئيس على الدقة الشخصية. وفي كل الأحوال، فإن الحل البياني غامضٌ إلى حد ما، ويجب اللجوء عندها إلى طرائق تقويم أخرى.



الشكل (7): منحنيات (الهبوط - t/r^2) لآبار المراقبة (D_1, D_2, D_3) - طريقة المنحني النموذجي Thiem.

عموماً، تم اختيار نقطة التطابق الاختيارية (A)، الشكل (7):

$$W(u) = 1 \Rightarrow \left(\frac{t}{r^2}\right) = 0,00018 \text{ min/ m}^2 = 1,25 \cdot 10^{-7} \text{ d / m}^2$$

$$\frac{1}{u} = 10 \Rightarrow S = 0,15 \text{ m}$$

$$T = K \cdot D = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot S} W(u) = \frac{10104}{4 \cdot \pi \cdot 0,15} = 5360,3 \text{ m}^2 / \text{day}$$

$$S = \frac{4 \cdot K \cdot D \cdot \left(\frac{t}{r^2}\right)}{\frac{1}{u}} = \frac{4 \cdot 5360,3 \cdot 1,25 \cdot 10^{-7}}{10} = 2,68 \cdot 10^{-4}$$

2. طريقة جاكوب Jacob method

تعتمد طريقة الباحث جاكوب (Cooper and Jacob, 1946) على صيغة تايس (المعادلة -4):

$$S = \frac{Q}{4.\pi.K.D} W(u) = \frac{Q}{4.\pi.K.D} \{-0,5772 - \ln(u) + u - \frac{u^2}{2*2} + \frac{u^3}{3*3} - \dots\}$$

ومن الصيغة: $u = \frac{r^2.S}{4.K.D.t}$ ، يتضح أن u تنقص عندما يزداد زمن الضخ (t) وتنقص المسافة (r) عن

البئر.

لذلك لأجل آبار المراقبة القريبة من بئر الضخ بعد زمن كافٍ، تصبح قيمة الحدود التي تلي الحد $\ln(u)$ في السلسلة صغيرة ويمكن إهمالها. لهذا من أجل قيم صغيرة لـ (u) ($u < 0,01$)، فإن الهبوط يمكن أن يقرب إلى:

$$S = \frac{Q}{4.\pi.K.D} (-0,5772 - \ln \frac{r^2.S}{4.K.D.t}) \quad (8)$$

إن الخطأ الناتج من هذا التقريب صغير (الجدول-1) [2]:

الجدول-1. الخطأ الناتج من تقريب قيمة الهبوط.

الخطأ أقل من	1%	2%	5%	10%
لأجل قيمة u الأصغر من	0,03	0,05	0,1	0,15

بإعادة كتابة العلاقة السابقة، واستخدام اللوغاريتم العشري تصبح المعادلة كالآتي:

$$S = \frac{2,3.Q}{4.\pi.K.D} \log \frac{2,25.K.D.t}{r^2.S} \quad (9)$$

بما أن Q, K, D, S هي ثوابت، فإذا استخدمنا قياسات هبوط سطح المياه الجوفية على مسافات قصيرة (r) من بئر الضخ، ورسمنا قيم الهبوطات (S) مع الزمن (t) يتشكل خط مستقيم. وإذا مددنا هذا المستقيم ليتقاطع مع الزمن ($S=0$)، فإن نقطة التقاطع لها الإحداثيات ($t=t_0, S=0$)، وتبديل هذه القيم بالمعادلة (9) نجد:

$$0 = \frac{2,3.Q}{4.\pi.K.D} \log \frac{2,25.K.D.t_0}{r^2.S}$$

$$S = \frac{2,25.K.D.t_0}{r^2} \quad \text{أو:} \quad \frac{2,25.K.D.t_0}{r^2} = 1 \quad \text{ينتج أن:} \quad \frac{2,3.Q}{4.\pi.K.D} \neq 0 \quad \text{وبما أن:}$$

إن ميل المستقيم، أي فرق الهبوط (ΔS) خلال دورة لوغاريتمية للزمن $\log \frac{t}{t_0} = 1$ ، يساوي $\frac{2,3.Q}{4.\pi.K.D}$

$$\text{عندئذ يكون:} \quad .K.D = \frac{2,3.Q}{4.\pi.\Delta S}$$

بشكل مشابه، يظهر أنه لأجل زمن ثابت (t)، يشكل توقيع قيم الهبوطات (S) مع $\log(r)$ على شبكة لوغاريتمية مستقيماً، ويمكن اشتقاق المعادلة الآتية:

$$.K.D = \frac{2,3.Q}{2.\pi.\Delta S} \quad \text{وبالتالي:} \quad S = \frac{2,25.K.D.t}{r_0^2} \quad (10)$$

إذا استخدمت كل قياسات الهبوط ولكل آبار المراقبة، فإن قيم (S) مع $\frac{t}{r^2}$ يمكن توقيعها على شبكة شبه لوغاريتمية، وعندها يمكن رسم خط مستقيم عبر هذه النقاط، والاستمرار بنفس طريقة الاستنتاج نفسها، وبذلك يمكن أن نشق المعادلتين:

$$.K.D = \frac{2,3.Q}{4.\pi.\Delta S} \quad (13)$$

$$S = 2,25.K.D.\left(\frac{t}{r^2}\right)_0 \quad (12)$$

يمكن استخدام طريقة الخط المستقيم لجاكوب في الأوضاع الثلاثة المعروضة ($r=\text{const}$, $t=\text{const}$) وعندما نوقع قيم $\left(\frac{t}{r^2}\right)$ ، وفي الحالة الأخيرة يجب أن تحقق طريقة جاكوب الشروط الآتية، إضافة إلى الشروط الآتية الذكر:

- الجريان إلى البئر في حالة غير مستقرة.

- قيم (u) صغيرة ($u < 0,01$): أي (r) صغيرة و (t) كبيرة بشكل كافٍ.

إن شرط كون (u) صغيرة في الطبقات الحاملة للمياه الجوفية المضغوطة، هو عادةً محقق لمسافات وسطية عن البئر خلال فترة ساعة أو أقل.

إن الشرط $u < 0,01$ هو إلى حد ما قاسٍ. لأجل قيمة أعلى بخمس أو حتى عشر مرات ($u < 0,05$, $u < 0,01$)، فإن الخطأ في النتيجة هو أقل من 2% حتى 5% على التوالي.

ولأغراض عملية نقترح استخدام ($u < 0,1$) كشرط لاستخدام طريقة (Jacob) [2].

1-2. طريقة جاكوب 1 (Jacob 1) من أجل (r) ثابتة

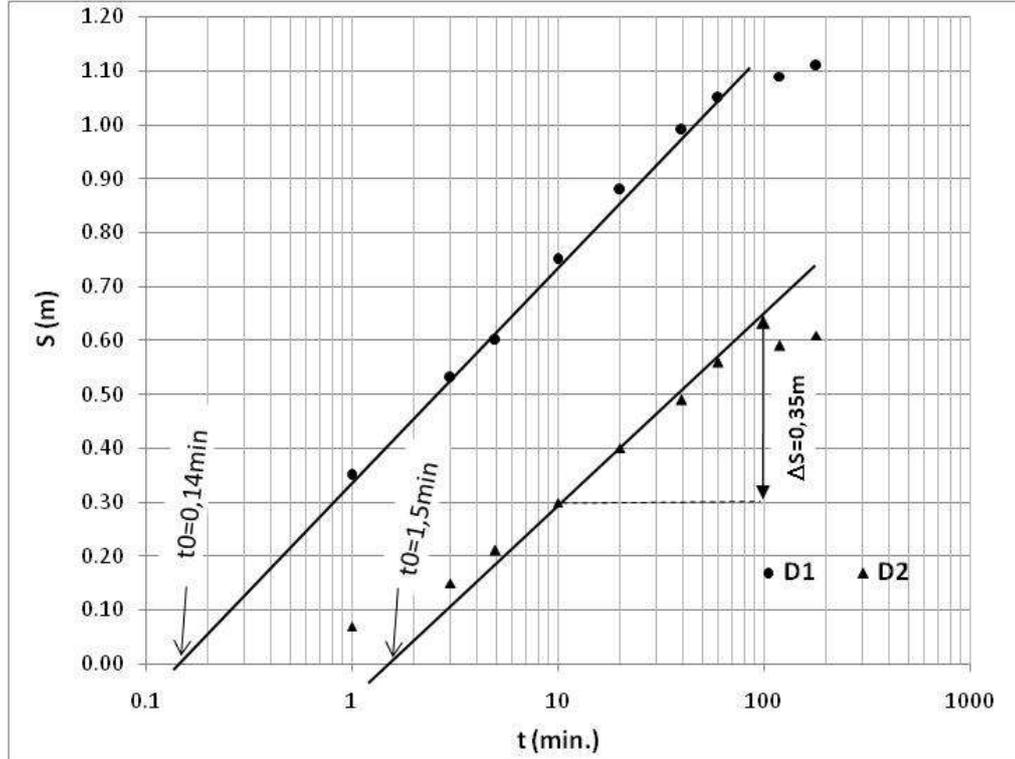
نرسم هبوطات سطح المياه الجوفية (S) في بئري المراقبة (D_1, D_2) مع قيم (t) الموافقة على شبكة شبه لوغاريتمية (t على المقياس اللوغاريتمي)، نرسم مستقيماً يمر بالنقاط الممثلة، ونمدد المستقيم لينتهي مع محور الزمن عندما $S=0$ ونقرأ t_0 . ونحدد ميل المستقيم (ΔS) فرق الهبوط لكل دورة لوغاريتمية للزمن الشكل (8). فيكون من أجل البئر D_1 :

$$t_0 = 0,14 \text{ min} = \frac{0,14}{1440} = 9,72 \cdot 10^{-5} \text{ day} \quad S = \frac{2,25 \cdot K \cdot D \cdot t_0}{r^2} = 1,5 \cdot 10^{-4} \quad \Delta S = 0,39 \text{ m}$$

$$K \cdot D = \frac{2,3 \cdot Q}{4 \cdot \pi \cdot \Delta S} = \frac{2,3 \cdot 10104}{4 \cdot \pi \cdot 0,39} = 4741,8 \text{ m}^2 / \text{day} \quad \text{و من أجل البئر } D_2:$$

$$t_0 = 1,5 \text{ min} = \frac{1,5}{1440} = 1,04 \cdot 10^{-3} \text{ day} \quad , \quad \Delta S = 0,35 \text{ m}$$

$$K \cdot D = 5283,8 \text{ m}^2 / \text{day} \quad , \quad S = 2,27 \cdot 10^{-4}$$



الشكل (8): تحليل قياسات (الهبوط - الزمن) لبئري المراقبة (D₁, D₂) - طريقة جاكوب 1 .

التحقيق:

من أجل D₁:

غير محقق

$$u_1 = \frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot K \cdot D \cdot t} = \frac{(83,3)^2 \cdot 1,5 \cdot 10^{-4}}{4 \cdot 4741 \cdot 8,9 \cdot 72 \cdot 10^{-5}} = 0,56 > 0,1$$

من أجل D₂:

$$u_2 = \frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot K \cdot D \cdot t} = \frac{(233)^2 \cdot 2,27 \cdot 10^{-4}}{4 \cdot 5283 \cdot 8,1 \cdot 04 \cdot 10^{-3}} = 0,56 > 0,1$$

غير محقق

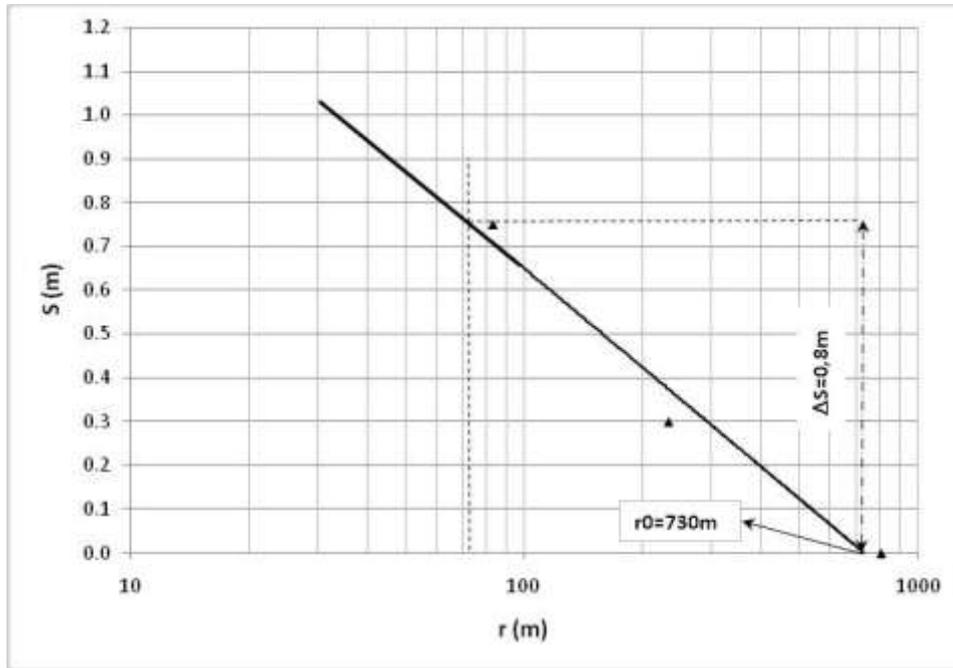
2-2. طريقة جاكوب 2 (Jacob 2) من أجل ثبات الزمن (t)

نرسم هبوطات سطح المياه الجوفية (S) في بئري المراقبة (D₁, D₂) مع تباعدهما عن بئر الضخ الرئيسية (r) خلال قيمة وحيدة لـ (t=10 min) على شبكة شبه لوغاريتمية (r على المقياس اللوغاريتمي)، نرسم مستقيماً يمر بالنقاط الممثلة، ونمدد المستقيم ليلتقي مع محور الزمن عندما S=0 ونقرأ r₀. ونحدد ميل المستقيم (ΔS) فرق الهبوط لكل دورة لوغاريتمية للتباعد (الشكل 9-).

$$K \cdot D = \frac{2,3 \cdot Q}{2 \cdot \pi \cdot \Delta S} = \frac{2,3 \cdot 10104}{2 \cdot \pi \cdot 0,8} = 4623,3 \text{ m}^2 / \text{day} \quad (10) \text{ من العلاقة (T)}$$

من الشكل (9) نقرأ r₀ = 730 m ، ولدينا t = 10 min = 6,9 \cdot 10^{-3} day ثم نحسب S من العلاقة (9):

$$S = \frac{2,25 \cdot K \cdot D \cdot t}{r_0^2} = \frac{2,25 \cdot 4623 \cdot 3,6 \cdot 9 \cdot 10^{-3}}{(730)^2} = 1,35 \cdot 10^{-4}$$



الشكل (9): تحليل قياسات (الهبوط - التباعد) لآبار المراقبة (D₁, D₂, D₃) - طريقة جاكوب 2 .

3-2. طريقة جاكوب 3 (Jacob 3)

تعتمد على رسم هبوطات سطح المياه الجوفية (S) مع $(\frac{t}{r^2})$ على شبكة شبه لوغاريتمية $(\frac{t}{r^2})$ على المقياس اللوغاريتمي، ونمدد المستقيم المار من النقاط الممثلة ليتقاطع مع محور $\frac{t}{r^2}$ أي (S=0)، ثم نقرأ $(\frac{t}{r^2})_0$. ونحدد ميل المستقيم (فرق الهبوط لدورة لوغاريتمية ل $(\frac{t}{r^2})$).

من الشكل (10) وفي حالة البئر D₂:

$$(\frac{t}{r^2})_0 = 0,00002 \text{ min/ m}^2 = 1,389 \cdot 10^{-8} \text{ d / m}^2 \quad , \quad \Delta S = 0,4 \text{ m}$$

$$K \cdot D = \frac{2,3 \cdot Q}{4 \cdot \pi \cdot \Delta S} = \frac{2,3 \cdot 10104}{4 \cdot \pi \cdot 0,4} = 4639,7 \text{ m}^2 / \text{day} \quad \text{من العلاقاتين (12 و 13):}$$

$$S = 2,25 \cdot K \cdot D \cdot (\frac{t}{r^2})_0 = 2,25 \cdot 4639,7 \cdot 1,389 \cdot 10^{-8} = 1,45 \cdot 10^{-4}$$

ثالثاً: اختبارات النهوض بعد الضخ بمعدلات ثابتة

طبقاً ل Theis فإن الهبوط المتبقي بعد ضخ بمعدل ثابت يعطى بالعلاقة الآتية:

$$S' = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot K \cdot D} \{W(u) - W(u')\} \quad (14)$$

$$u = \frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot \pi \cdot D \cdot t}, u' = \frac{r^2 \cdot S'}{4 \cdot K \cdot D \cdot t'} \quad \text{حيث:}$$

عندما تكون قيمتي u, u' صغيرتين بشكل كافٍ، يمكن تقريب الهبوط المتبقي إلى:

$$s' = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot K \cdot D} \left(\ln \frac{4 \cdot K \cdot D \cdot t}{r^2 \cdot S} - \ln \frac{4 \cdot K \cdot D \cdot t'}{r^2 \cdot S'} \right) \quad (15)$$

حيث:

s' - الهبوط المتبقي مقدراً بـ (m).

r - المسافة بين بئر المراقبة وبئر الضخ مقدراً بـ (m).

$K \cdot D$ - معامل الناقلية المائية للطبقة الحاملة للمياه الجوفية مقدراً بـ (m^2/day).

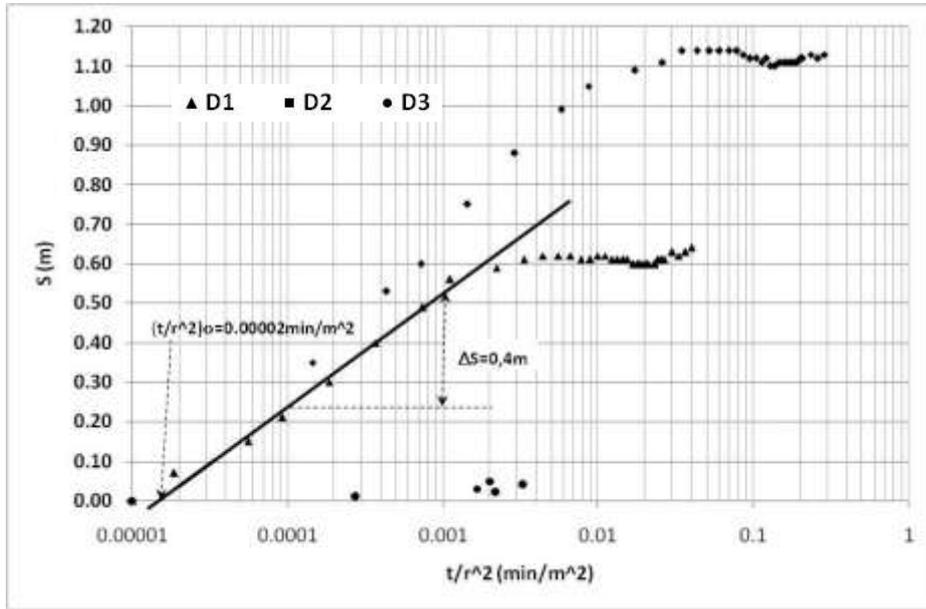
S' - معامل التخزين خلال مرحلة النهوض - دون واحدة.

S - معامل التخزين خلال مرحلة الضخ - دون واحدة.

t - الزمن بالأيام منذ بدء الضخ.

t' - الزمن بالأيام منذ توقف الضخ.

Q - معدل الضخ = معدل التغذية مقدراً بـ (m^3/day).



الشكل (10): تحليل قياسات (الهبوط - $\frac{t}{r^2}$) لآبار المراقبة (D_1, D_2, D_3) - طريقة جاكوب 3 .

عندما تكون قيمتا معاملي التخزين S, S' ثابتتين ومتساويتين تكون قيمة $K \cdot D$ ثابتة، عندها يمكن كتابة

المعادلة (14) أيضاً بالشكل الآتي:

$$S' = \frac{2,3 \cdot Q}{4 \cdot \pi \cdot K \cdot D} \log \frac{t}{t'} \quad (16)$$

إن تمثيل قيم (s') مع $(\frac{t}{t'})$ على شبكة شبه لوغاريتمية $(\frac{t}{t'})$ على المحور اللوغاريتمي، الشكل (11)، سينتج خط مستقيم ميله:

$$\Delta s' = \frac{2,3 \cdot Q}{4 \cdot \pi \cdot K \cdot D} = 0,35 \text{ m}$$

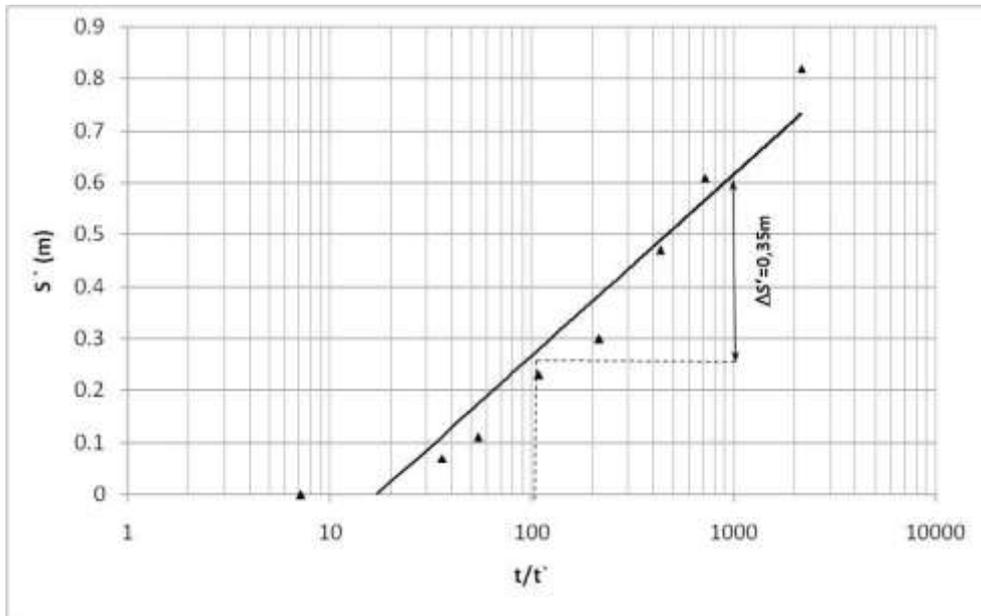
حيث:

$$-\Delta s' \text{ - فرق الهبوط المتبقي لكل دورة لوغاريتمية لـ } (\frac{t}{t'})$$

إن طريق النهوض لـ Theis قابلة للتطبيق إذا تحققت الشروط والفرضيات الآتية، إضافةً للشروط السابقة المذكورة:

$$1- \quad u < 0,01 \text{ أي أن زمن الضخ } t_p > \frac{25 \cdot r^2 \cdot S}{K \cdot D}$$

$$2- \quad u' < 0,01 \text{ أي } t' > \frac{25 \cdot r^2 \cdot S}{K \cdot D}$$



الشكل (11): تحليل قياسات النهوض $(\frac{t}{r^2} - S')$ في بئر المراقبة D_1 طريقة Theis.

$$K \cdot D = \frac{2,3 \cdot Q}{4 \cdot \pi \cdot \Delta S'} = \frac{2,3 \cdot 10104}{4 \cdot \pi \cdot 0,35} = 5283,8 \text{ m}^2 / \text{day}$$

التحقق من قابلية تطبيق طريقة النهوض لـ Theis:

$$\text{الشرط الأول: } ok \quad t_p > \frac{25 \cdot r^2 \cdot S}{K \cdot D} \Rightarrow 1,5 \text{ day} > \frac{25 \cdot (83,3)^2 \cdot 1,8 \cdot 10^{-4}}{5283,8} = 0,006 \text{ day}$$

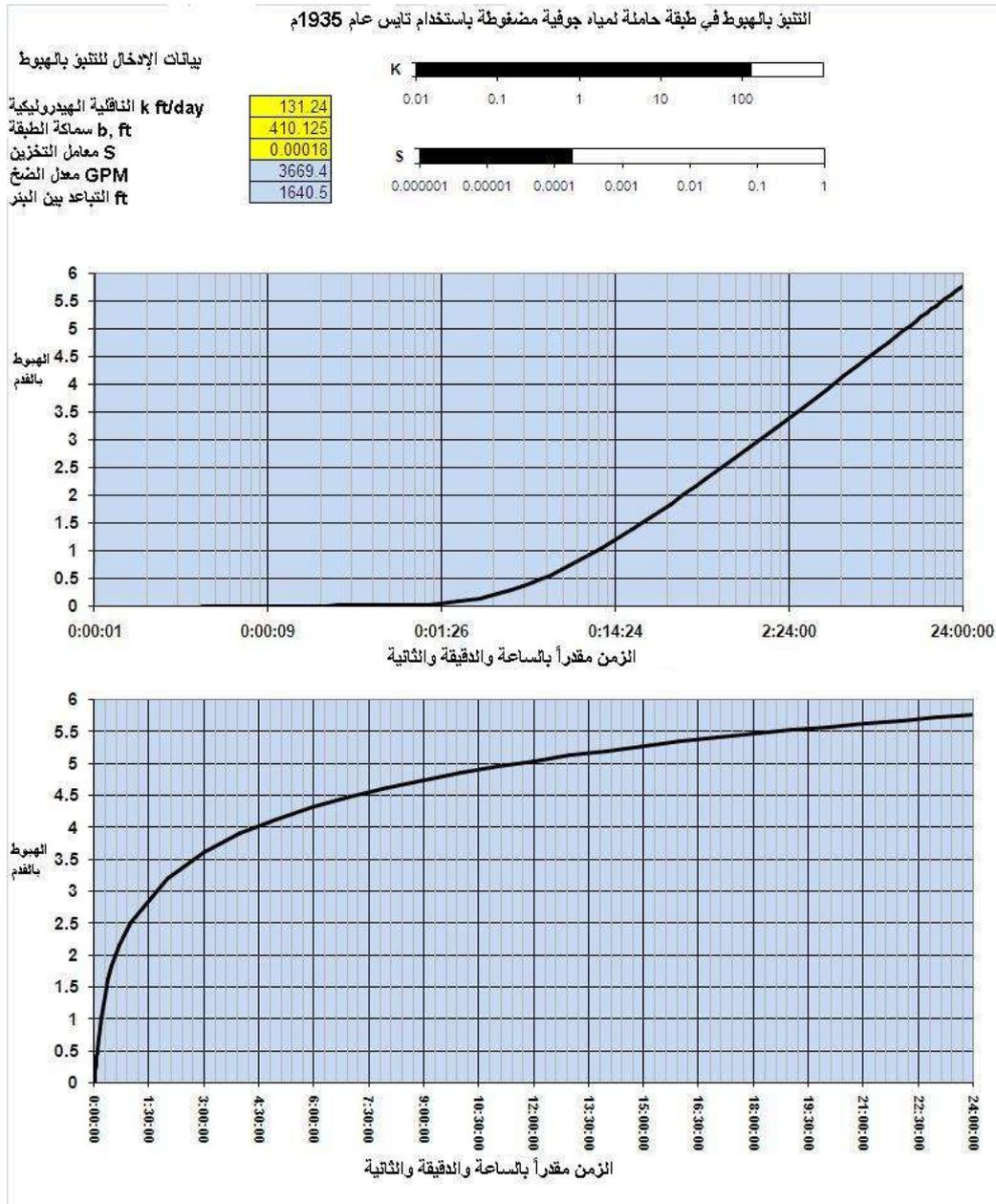
$$\text{الشرط الثاني: } ok \quad t' > \frac{25 \cdot r^2 \cdot S}{K \cdot D} \Rightarrow 0,25 \text{ day} > \frac{25 \cdot (83,3)^2 \cdot 1,8 \cdot 10^{-4}}{5283,8} = 0,006 \text{ day}$$

اعتماداً على الدراسة التحليلية السابقة لتجربة الضخ طويلة الأمد بوجود آبار المراقبة، فإن جريان المياه الجوفية غير مستقر وذلك من خلال تقويم التجربة باستخدام طريقتي Thiem 1, Thiem 2، ولا تحقق طريقة Jacob 1 شروط تطبيقها في حالة الجريان غير المستقر، مع التركيز على أهمية تجربة النهوض بسبب عدم وجود المؤثرات الناجمة عن وجود المضخة على قياسات النهوض، وبسبب تقارب قيم الناقلية المائية وقيم عامل التخزين الناجمتين من الطرائق الأخرى المعتمدة في الجريان غير المستقر (Theis و Jacob 2, Jacob 3 وتجربة النهوض لـ Theis)، فإن الناقلية المائية للطبقة الحاملة للمياه الجوفية المضغوطة هي حوالي $5000\text{m}^2/\text{day}$ (مأمولية مائية عالية جداً)، وعامل تخزينها $1.8.10^{-4}$.

رابعاً: التنبؤ بهبوط سطح المياه الجوفية في الطبقة المضغوطة باستخدام Theis

يمكن اعتماداً على برنامج Microsoft excel برمجة معادلات الجريان غير المستقر لـ Theis. إذ يمكن إدخال قيم: الناقلية الهيدروليكية، سماكة الطبقة الحاملة للمياه، معامل التخزين، معدل الضخ، التباعد بين بئر الضخ الرئيسية ونقطة حساب هبوط سطح المياه الجوفية، وذلك بالوحدات المناسبة. وبالتالي نحصل على مخططي هبوط سطح المياه الجوفية المضغوطة في النقطة المدروسة بعد مرور يوم واحد من الضخ، وذلك بمقياسين (نصف لوغاريتمي وعادي). فيمكن الحصول من طبقة المياه الجوفية المضغوطة المدروسة على تصريف قدره $Q = 20000 \text{ m}^3/\text{day}$ ، مقابل هبوط سطح المياه الجوفية لا يزيد على 1,75م على بعد 500 م من بئر الضخ الرئيسية

الشكل (12).



الشكل (12): النتنؤ بهبوط سطح المياه الجوفية في الطبقة المضغوطة بعد مرور يوم واحد من الضخ (مقياسان نصف لوغاريتمي وعادي).

الاستنتاجات والتوصيات:

1. إن جريان المياه الجوفية غير مستقر في طبقة المياه الجوفية المضغوطة في بانياس، المؤلفة من توصعات الكرياسي تبعاً لـ Thiem 1, Thiem 2.
2. عند تحليل تجربة الضخ طويلة الأمد في طبقة المياه الجوفية المضغوطة في بانياس فقد:
 - حققت معادلات الجريان غير المستقر للمياه الجوفية، شروط تطبيق الطرائق التحليلية لـ (Theis-الهبوط)، Jacob 2, Jacob 3, (Theis- النهوض)، ولم تحقق شروط تطبيق Jacob 1.

- بلغت قيمة الناقلية المائية للطبقة المضغوطة الحاملة للمياه حوالي $5000 \text{ m}^2/\text{day}$ وهي ذات مأمولية مائية عالية جداً وعامل تخزينها $1,8.10^{-4}$.

3. يمكن الحصول على تصريف ثابت $Q = 20000 \text{ m}^3/\text{day}$ من الطبقة المضغوطة، مقابل هبوط سطح المياه الجوفية فيها لا يزيد على 1,75م بعد مرور يوم واحد من الضخ، وذلك على بعد 500 م من بئر الضخ. لذلك نوصي بالاستثمار الأمثل للموارد المائية الجوفية المضغوطة المتاحة في منطقة الدراسة، باعتماد طرائق تنبؤية لإدارة الموارد المائية مثل النمذجة العددية، والشبكات العصبونية الصناعية، وتقنية الخوارزميات الجينية، التي تأخذ بالحسبان كافة شروط الجريان وخصائص الطبقات الحاملة للمياه الجوفية.

المراجع :

1. الأسعد، علي محمد . الهيدروجيولوجيا ، منشورات جامعة تشرين، 2010، 599 .
2. KRUSEMAN, G.P; DE RIDDER, N.A. *Analysis and Evaluation of Pumping Test*, 2nd edition, HOLLAND, 2000, 377.
3. SMEDT F.DE. *Analytical solution for constant-rate pumping test in fissured porous media with double-porosity behavior*. Springer Science + Business Media B.V, Belgium, 2011, 479-489.
4. *Project of Supplying Part of the Water Demand of Damascus City and Its Country Side from the Syrian Coastal Area Water Surplus*, IBG/DHV Company, SWITZERLAND- HOLLAND, 2004.
5. *الخارطة الطبوغرافية لسورية*. رقعة بانياس 1، مقياس 1/25000، إدارة المساحة العسكرية. دمشق 1973.
6. *الخارطة الجيولوجية لسورية*. رقعة بانياس، مقياس 1/50000. مع المذكرة الإيضاحية، المؤسسة العامة للجيولوجيا والثروة المعدنية. دمشق 1980.
7. TODD, D. K, MAYS, L. W, *Groundwater hydrology*, 3^d edition, U.S.A, 2005, 636.
8. الشبلاق، محمد منصور. *تحليل وتقييم تجارب الضخ (ترجمة)*. منشورات جامعة عمر المختار، ليبيا، 2000، 565.