

doi:10.3799/dqkx.2015.077

基于微水试验倾斜承压含水层水文地质参数的推估

刘颖^{1,2}, 邵景力^{1*}, 陈家洵²

1. 中国地质大学水资源与环境学院, 北京 100083
2. 台湾中央大学应用地质研究所, 台湾中坜 32001

摘要: 为了准确的推估出倾斜承压含水层的水文地质参数, 有必要考虑倾角对于参数推估的影响. 通过建立倾斜承压含水层微水试验的数学模型, 利用理论和现场试验数据分析方法, 得出倾角对导水系数等水文地质参数推估的影响. 结果表明: 低渗透条件下, 倾角越大非振荡水位恢复速度越快; 高渗透条件下, 倾角越大振荡水位振幅越大. 储水系数越大倾角上限越小, 倾角影响越明显, 而倾角上限对于导水系数的变化不敏感. 根据该结论建立了无因次储水系数和倾角界限之间的经验方程, 用于预测倾角是否会影响水文地质参数的推估. 当实测倾角大于倾角上限时, 倾角影响不可以被忽略, 忽略倾角会导致导水系数估值偏高, 储水系数估值偏低.

关键词: 微水试验; 倾角; 现场试验数据分析; 水文地质; 地下水.

中图分类号: P641 **文章编号:** 1000-2383(2015)05-0925-08 **收稿日期:** 2014-09-27

Hydrogeological Parameter Estimations for Slug Test in Sloping Confined Aquifer

Liu Ying^{1, 2}, Shao Jingli^{1*}, Chen Chia-Shyun²

1. School of Water Resources & Environment, China University of Geosciences, Beijing 100083, China
2. Institute of Applied Geology, National Central University, Jun-Li 32001, Taiwan, China

Abstract: It is necessary to take into account the dip angle effects on accurate estimation of hydrogeological parameters in the sloping confined aquifer. To explore how the dip angle influences the test response, a new slug test model is developed in this study by using theoretical and filed data analysis. For test well, it is found that when the aquifer hydraulic conductivity is relatively low, a larger dip angle causes a faster recovery of the non-oscillatory test response; when the aquifer hydraulic conductivity is relatively high, a larger dip angle causes an increase of amplitude of the oscillatory test response. The dip angle effect is more pronounced for a larger storage coefficient, being less sensitive to the change of transmissivity. An empirical relationship is developed for the limiting dip angle as a function of the dimensionless storage coefficient. The function can be used to predict whether the estimate of hydrogeological parameters would be influenced by the dip angle. The effect can be neglected if the dip angle is less than the upper limit. However, it cannot be neglected if the dip angle is larger than the upper limit, otherwise, it can result in an overestimate of transmissivity and an underestimate of the storage coefficient.

Key words: slug test; dip angle; field data analysis; hydrogeology; ground water.

0 引言

含水层的水文地质参数(如渗透系数 K 、储水率 S_v 等)是进行地下水资源计算、地下水污染防控等所必需的基础数据, 通常可以通过现场试验、室内实验等多种方法获得这些参数. 在现场试验技术中, 与抽水试验相比, 微水试验作为一种单井水力试验, 以其操作方便、试验时间短及对含水层扰动性低等

基金项目: 国家重点基础研究发展计划“973”项目(No. 2010CB428804); 北京岩溶水资源勘查评价工程专题类第一项: 数值模拟项目(No. BJYRS-ZT-01-01).

作者简介: 刘颖(1983—), 女, 博士, 主要从事地下水资源方面研究. E-mail: liuying_xiaoyan@163.com

*** 通讯作者:** 邵景力, E-mail: jshao@cugb.edu.cn

引用格式: 刘颖, 邵景力, 陈家洵, 2015. 基于微水试验倾斜承压含水层水文地质参数的推估. 地球科学——中国地质大学学报, 40(5): 925—932.

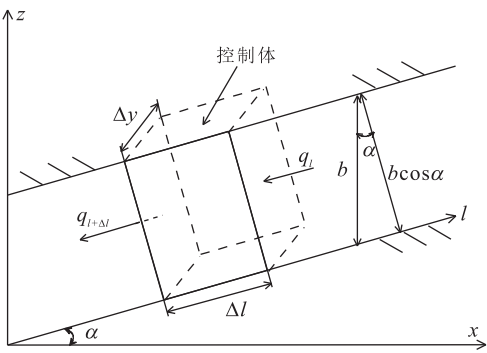


图 2 推导流动方程的控制体示意

Fig 2 The control volume for deriving the flow equation

表 1 符号说明

Table 1 Nomenclature

符号	定义	量纲
b	含水层垂向厚度	[L]
g	重力加速度	[L/T ²]
$H(t)$	测试井内水位	[L]
H_0	初始水位位移	[L]
$h(x,y,t)$	承压含水层水头	[L]
$h_w(t)$	井边含水层水头的圆周平均值	[L]
K	渗透系数	[L/T]
$K_0(x)$	0 级第二类修正贝赛尔函数	
$K_1(x)$	1 级第二类修正贝赛尔函数	
l	与倾斜含水层平行方向的距离	[L]
L_e	测试井有效井长	[L]
$P(x,y,t)$	承压含水层压力水头	[L]
r	径向距离	[L]
r_c	连接管半径	[L]
r_w	测试井半径	[L]
S	储水系数	[-]
s	拉普拉斯转换变量	[-]
T	导水系数	[L ² /T]
t	试验时间	[T]
$w(\tau)$	$=H(t)/H_0$, 无因次测试井内水位	[-]
$Z(x,y)$	承压含水层位置水头	[L]
α	含水层倾角	[-]
α^*	倾角上限	[-]
β	振荡的阻尼系数	[T ⁻¹]
β^*	$=\beta r_c^2/2T$, 无因次 β	[-]
$\eta_p(\tau)$	$=P(r,t)/H_0$, 含水层无因次压力水头	[-]
$\eta_w(\tau)$	$=h_w(t)/H_0$, 无因次 $h_w(t)$	[-]
θ	$=\tan^{-1}(y/x')$	[-]
$\lambda(\theta)$	$(\cos^2\theta\cos^2\alpha+\sin^2\theta)^{0.5}$	[-]
ρ	$=r/r_w$, 无因次径向距离	[-]
σ	$=2r_w^2S/r_c^2$, 无因次储水系数	[-]
τ	$=t/(r_c^2/2T)$, 无因次时间	[-]
v	$=S/T$	[T/L ²]
ϕ	$=2T(L_e/g)^{0.5}/r_c^2$, 无因次导水系数	[-]
ω	振荡的频率	[T ⁻¹]
ω^*	$=\omega r_c^2/2T$, 无因次 ω	[-]

模型.其中,由式(4)无因次转换得到倾斜承压含水层内地下水流的控制方程为:

$$\frac{\partial^2 \eta_p}{\partial \rho^2} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \eta_p}{\partial \rho} = \sigma \frac{\partial \eta_p}{\partial \tau}, \quad \lambda(\theta)^{-1} \leq \rho < \infty.$$

(5)

试验开始前含水层中只存在水力梯度恒定的区域流,压力水头在空间上没有变化,故压力水头初始条件为:

$$\eta_p(\rho, \tau = 0) = 0.$$

(6)

微水试验的影响半径不会触及到任何水文地质边界,故 $\rho \rightarrow \infty$ 处的边界条件为:

$$\eta_p(\infty, \tau) = 0.$$

(7)

测试井边边界条件为:

$$\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{1}{\lambda(\theta)} \frac{\partial \eta_p}{\partial \rho} \bigg|_{\rho=\lambda(\theta)^{-1}} d\theta = \frac{dw}{d\tau}.$$

(8)

利用动量守恒原理将测试井边含水层水头的圆周平均值 $h_w(t)$ 与测试井内水位 $H(t)$ 联系起来,得到微水试验线性动量守恒方程为:

$$\phi^2 \frac{d^2 w}{d\tau^2} + w = \eta_w(\tau).$$

(9)

试验开始时测试井内初始压力水头为 H_0 ,故测试井内水位初始条件为:

$$w(\tau = 0) = 1.$$

(10)

试验开始时的瞬间,测试井内水位没有回升,即水位回升速度为 0,该初始条件可设为:

$$\frac{dw}{d\tau} \bigg|_{\tau=0} = 0,$$

(11)

式(9)中 $\eta_w(\tau) = h_w(t)/H_0$,为测试井边含水层水头的圆周平均值 $h_w(t)$ 的无因次形式,其定义式为:

$$\eta_w(\tau) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \eta_p(\lambda(\theta)^{-1}, \tau) d\theta,$$

(12)

且 $\rho = r/r_w$ 为无因次径向距离, $\tau = t/[r_c^2/(2T)]$ 为无因次时间, $\eta_p(\rho, \tau) = P(r, t)/H_0$ 为承压含水层无因次压力水头, $w(\tau) = H(t)/H_0$ 为无因次的测试井内水头, $\lambda(\theta) = \sqrt{\cos^2\theta\cos^2\alpha+\sin^2\theta}$, $\sigma = 2r_w^2S/r_c^2$ 为无因次储水系数, $\phi = 2T\sqrt{L_e/g}/r_c^2$ 为无因次导水系数, L_e 为测试井有效井长, g 为重力加速度.

式(5)~(12)组成了所研究问题的完整数学模型.该无因次模型中,式(7)所示测试井井边的边界条件是由测试段的质量流量的连续性方程推导而得.在测试井井边通过测试段的地下水流流量等于井管中的水量变化.但由于 x - y 坐标转换到极坐标下,测试井由圆衍生为椭圆,且椭圆井井边各点沿径

向到井中心点的距离变化为 $r_w \lambda(\theta)^{-1}$. 对于水平承压含水层 ($\alpha = 0$), $\lambda(\theta) = 1$, 测试井会回归为圆形. 由此推导出井边通过测试段的质量流量的连续性方程为:

$$T \int_0^{2\pi} \frac{r_w}{\lambda(\theta)} \frac{\partial h}{\partial r} \bigg|_{r=r_w \lambda(\theta)^{-1}} d\theta = \pi r_c^2 \frac{dH}{dt}, \quad (13)$$

将式(1)代入到式(13)中, 可知进出测试段的区域流净流量为零, 即 $Tr_w \sin \alpha \int_0^{2\pi} \cos \theta / [\lambda(\theta)] d\theta = 0$. 无因次化后, 得到用压力水头表达的测试井井边的边界条件式(7).

含水层位置水头圆周平均后会相互抵消掉, 即 $r_w \sin \alpha \int_0^{2\pi} \cos \theta d\theta = 0$, 因此 $h_w(t)$ 的无因次形式为式(12). 对于渗透性相对较低的含水层, 连接管中水位恢复慢且 $H(t)$ 瞬间等于 $h_w(t)$. 因此设 $h_w(t)$ 等于 $H(t)$ 就可以获得解. 对于渗透性相对较高的含水层, 连接管中水位恢复相对较快, 由于惯性力作用 $H(t)$ 是振荡的. 在这种情况下, $h_w(t)$ 不等于 $H(t)$, 但它们之间可以通过式(9)联系起来 (van der Kamp, 1976; Kipp, 1985; Butler, 1998). 而式(9)是典型的自由振荡表达式, 不仅适用于欠阻尼条件下的振荡解, 也适用于过阻尼条件下的非振荡解 (Wylie and Barrett, 1982), 所以上文所建立的数学模型在高、低渗透条件下都适用.

1.2 模型的解

笔者运用拉普拉斯变换及逆变换来求解所建立的数学模型. 经拉普拉斯变换后数学模型变为:

$$\frac{\partial^2 \bar{\eta}_p}{\partial \rho^2} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{\eta}_p}{\partial \rho} - \sigma s \bar{\eta}_p = 0, \quad (14)$$

$$\bar{\eta}_p(\infty, s) = 0, \quad (15)$$

$$\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{1}{\lambda(\theta)} \frac{\partial \bar{\eta}_p}{\partial \rho} \bigg|_{\rho=\lambda(\theta)^{-1}} d\theta = s \bar{w} - 1, \quad (16)$$

$$\phi^2 [s^2 \bar{w}(s) - s] + \bar{w}(s) = \bar{\eta}_w(s), \quad (17)$$

式中 s 为拉普拉斯转换变量,

$$\bar{\eta}_w(s) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \bar{\eta}_p(\lambda(\theta)^{-1}, s) d\theta. \quad (18)$$

式(14)至(16)的解为:

$$\bar{\eta}_p(\rho, s) = -\frac{2\pi(s\bar{w} - 1)}{\sqrt{\sigma s} f_1(s)} K_0(\sqrt{\sigma s} \rho), \quad (19)$$

式中:

$$f_1(s) = \int_0^{2\pi} \frac{K_1[\sqrt{\sigma s} / \lambda(\theta)]}{\lambda(\theta)} d\theta, \quad (20)$$

且 $K_0(t)$ 、 $K_1(t)$ 分别为 0 级和 1 级第二类修正贝塞尔函数(modified Bessel function). 当 $0 \leq \theta \leq 2\pi$

时, $\lambda(\theta) \neq 0$ 且其变化范围是 $0 < \cos \alpha \leq \lambda(\theta) \leq 1$, 所以 $K_1[\sqrt{\sigma s} / \lambda(\theta)] / \lambda(\theta)$ 的值始终是有限的, 因而通过数值方法计算求得 $f_1(s)$ 不会有太大困难.

通过式(17)可以确定 $\omega(\tau)$. 把式(19)代入到式(18)中, 得到 $\bar{\eta}_w(s)$, 再代入式(17)后, $\omega(\tau)$ 的半解析解就可以直接移项整理得到:

$$\bar{w}(s) = \frac{s + g(s) / \phi^2}{s^2 + g(s) s / \phi^2 + 1 / \phi^2}, \quad (21)$$

式中:

$$g(s) = \frac{f_2(s)}{\sqrt{\sigma s} f_1(s)}, \quad (22)$$

与

$$f_2(s) = \int_0^{2\pi} K_0[\sqrt{\sigma s} / \lambda(\theta)] d\theta. \quad (23)$$

因为 $\sqrt{\sigma s} / \lambda(\theta) \neq 0$, 对于 $0 \leq \theta \leq 2\pi$, $K_0[\sqrt{\sigma s} / \lambda(\theta)]$ 的值始终是有限的, 因而 $f_2(s)$ 也可以通过数值方法计算求得. 当 $\alpha = 0$ 时, 式(21)变为水平承压含水层微水试验模型的解, 即当模型忽略薄壁效应和水位初始速度时所对应的解 (Kipp, 1985). 式(21)的拉普拉斯逆转换结果就是最终解 $w(\tau)$. 本研究的拉普拉斯逆转换是利用 de Hoog *et al.* (1982) 数值方法计算而得.

2 模型理论分析

含水层倾角是如何影响测试井内水位变化 $\omega(\tau)$, 进而影响水文地质参数的推估, 是模型理论分析的重点. 虽然理论模型最终解 $\omega(\tau)$ 在高、低渗透条件下都适用, 但是其在两种条件下所表现出来的特征反应曲线不同, 因此, 本文将高、低渗透条件下的倾角影响分开展示. 图 3 和图 4 中采用修正后的无因次时间 τ / ϕ 来绘图. 如果不做修正采用无因次时间 τ 的话, 不同 ϕ 值所对应的振荡反应的频率不同步, 会给理论分析造成不必要的麻烦. 而 τ / ϕ 所形成的无因次时间会使测试井内水位的振荡反应以自然振荡周期 $((L_e / g)^{-0.5})$ 缩放, 这样不同 ϕ 值所对应的反应曲线会同频振荡 (Kipp, 1985). 图 3a 对应的是低渗透条件下的非振荡反应, 而图 3b 对应的是高渗透条件下的振荡反应. 图 3 中 α^* 表示倾角上限, 是指 $\omega(\tau)$ 与 $\alpha = 0^\circ$ 的 $w(\tau)$ 几乎一致时(相对误差小于等于 5%) 的最大可能倾角. 换句话说, α^* 是倾角影响可以被忽略的角度上限. 当实测倾角小于等于倾角上限时, 倾角影响可以忽略, 那么在数据分

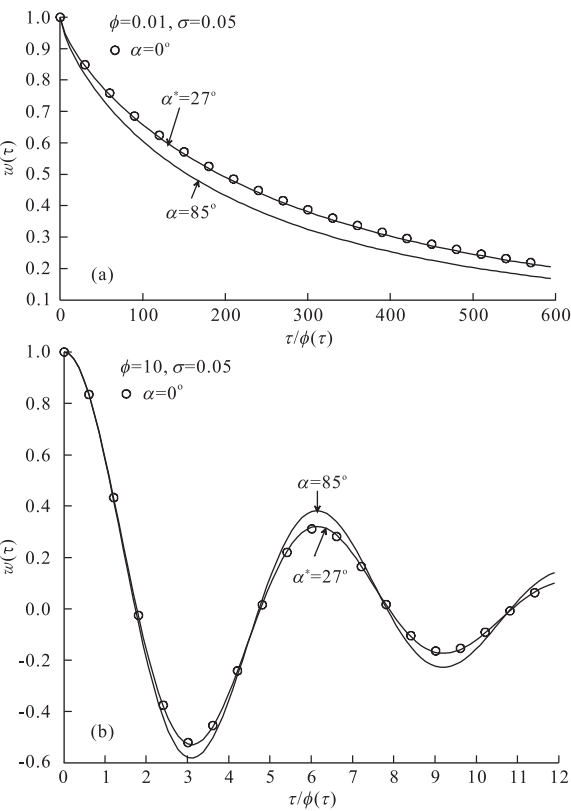


图 3 高、低渗透条件下倾角 α 对测试井内水位变化 $w(\tau)$ 的影响

Fig.3 Influence of α on the test response for low-K and high-K conditions

析时使用水平模型即可;当实测倾角大于倾角上限时,倾角影响不可以忽略,那么分析数据时需要使用倾斜模型.

如图 3a 所示,对于同一组 ϕ 和 σ ,倾角越大测试井内水位恢复得越快: $\phi=0.01$ 和 $\sigma=0.05$ 时, $\alpha=85^\circ$ 的 $w(\tau)$ 比 $\alpha=27^\circ$ 的恢复得快.如图 3b 所示,对于同一组 ϕ 和 σ , $w(\tau)$ 振荡反应的振幅会随倾角 α 的增大而增大,而周期几乎没有变化: $\phi=10$ 和 $\sigma=0.05$ 时, $\alpha=85^\circ$ 的振荡反应振幅大于 27° 的.

图 4 结果表明,对于低渗透条件下的非振荡反应(图 4a):(1)当 ϕ 值保持不变时, α^* 随 σ 值的减小而增大.比较 $\phi=0.01$ 的实线和点线,当 σ 由 0.05 减小到 5×10^{-4} , α^* 由 27° 增大到 34° ; (2)当 σ 保持不变时, α^* 基本不受 ϕ 值变化影响.比较 $\phi=0.01$ 的点线和 $\phi=0.1$ 的段线, α^* 始终为 34° .对于高渗透条件下的振荡反应(图 4b), α^* 随 σ 值的减小而增大,且几乎不受 ϕ 值变化影响,其结论与低渗透条件的相同.综上所述无论高或低渗透条件, σ 值越大,倾角上限 α^* 越小,倾角影响会越明显,而倾角上限对

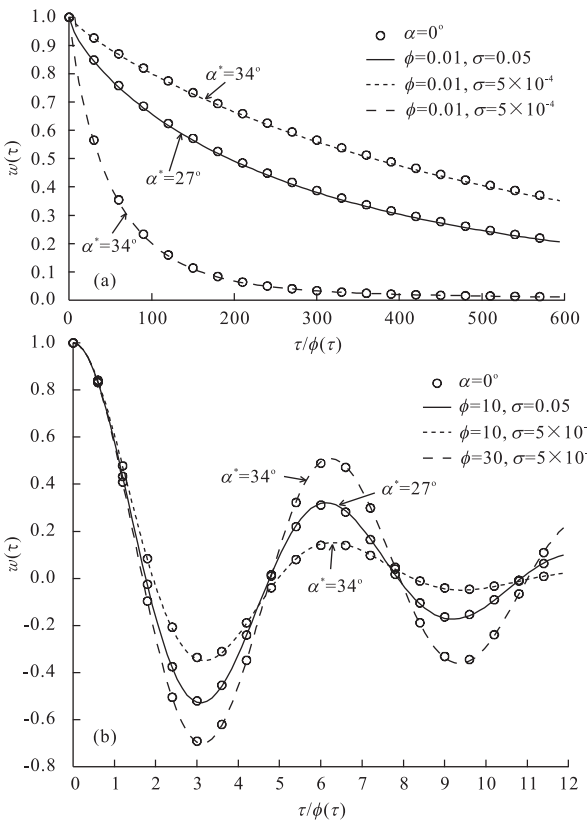


图 4 高、低渗透条件下倾角上限 α^* 随 σ 值的减小而增大,当 σ 保持不变时, α^* 基本不受 ϕ 值变化影响

Fig.4 The limiting angle α^* increases as σ decreases, while remains relatively insensitive to ϕ for the same σ for low-K and high-K conditions

于 ϕ 值变化不敏感.

由上可知, α^* 的确定是随 σ 值的变化而变化的,其结果如图 5 所示.利用回归分析法确定出 α^* 与 σ 之间关系的经验公式:

$$\alpha^* = -20.83\sigma^{0.0014} + 21.21.$$

(24)

S 值事先是未知的, α 值通常是试验前测量好的,因此式(24)主要用于预测倾角是否会影响井内水位变化继而影响水文地质参数的推估.大部分承压含水层的 S 值近似在 10^{-5} 至 10^{-3} 之间(薛禹群等, 1997).本研究的微水试验所采用测试井及连接管等设备的规格为: $r_w = 0.0508$ m 且 $r_c = 0.0135$ m.由些算得 $\sigma (= 2r_w^2 S / r_c^2)$ 的取值范围为 2.83×10^{-4} 至 283×10^{-4} .经式(24)计算得到 α^* 的取值范围在 27° 至 35° 之间.如果所测得的裂隙倾角小于 27° ,倾角影响在数据分析的时候可以很安全的被忽略.如果裂隙倾角大于 35° ,那么倾角影响一定要考虑.如果裂隙倾角在 27° 和 35° 之间,倾角影响能否被忽略并不确定.但是对于实际应用,当倾角大

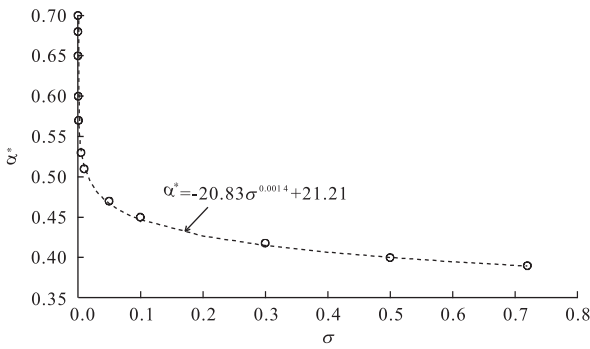


图 5 α^* 与 σ 之间关系的经验公式

Fig.5 The empirical relationship for α^* as a function of σ

于 27°, 倾角影响就应该被考虑。

3 实例分析

本研究的微水试验场址是位于中国台湾新竹县尖石乡的台湾“中央大学裂隙岩层水文地质研究井场”。该试验场址内有 7 口 50 m 深的 4 英寸 (0.050 8 m) 井可进行试验。地表下 20 m 为风化层设有井管, 20~50 m 之间为固结砂岩层, 未设井管属裸孔。笔者从已完成的井内光学摄影和声波探测的分析结果中发现, 固结砂岩层内有大量裂隙发育其中, 而且该区域内大多数裂隙或裂隙带并不是水平发育的, 其倾角大多都超过 30°。根据光学摄影的分析结果, 笔者将一条向西北倾斜倾角 47° 的裂隙含水层作为目标含水层, 该裂隙含水层深度为 31 m, 厚度约为 0.1 m, 裂隙内含有母岩充填物, 该裂隙含水层可以被等效为均质各向同性的承压孔隙介质含水层。因此, 对该裂隙含水层进行双封塞微水试验所获得的试验数据可以利用笔者所建立的理论模型进行分析。

在做试验数据拟合前, 首先需要对观测到的实际数据 $H(t)$ 做归一化处理, 即用观测数据 $H(t)$ 除以初始水位位移 H_0 , 且要将理论模型的无因次最终解进行有因次变换。此外在数据分析时, 有效井长 L_e 是作为一个拟合参数 (Kabala *et al.*, 1985; Butler *et al.*, 2003; Chen and Wu, 2006)。水平模型中将 L_e 定义为 $g/(\omega^2 + 0.25\beta^2)$, 其中 ω 和 β 分别是振荡的频率和阻尼系数 (van der Kamp, 1976)。由于 ω 和 β 都可以从测量到的水位变化中估测到 (Chen, 2006; Chen and Wu, 2006), 尽管 L_e 事先是未知的, 也可以用试验数据唯一推算出。在水平模型中振荡反应的通解 (Wylie and Barrett, 1982; Springer and Gelhar, 1991) 为:

$$\frac{H(t)}{H_0} = e^{-\beta t/2} \left[\cos(\omega t) + \frac{\beta}{\omega} \sin(\omega t) \right]. \tag{25}$$

用本文的无因次参数, 式 (25) 的拉普拉斯形式为:

$$\bar{w}(s) = \frac{s + \beta^*}{s^2 + \beta^* s + (0.25\beta^{*2} + \omega^{*2})}, \tag{26}$$

式中 $\beta^* = \beta r_c^2/(2T)$ 为无因次阻尼系数, $\omega^* = \omega r_c^2/(2T)$ 为无因次频率。比较式 (26) 与式 (21) 可以得到: 式 (21) 中的常数项 $1/\phi^2$ 等于式 (26) 中的常数项 $0.25\beta^{*2} + \omega^{*2}$ 。该等式的有因次分析表明 $L_e = g/(\omega^2 + 0.25\beta^2)$ 也适用倾角不为零的情况。所以由现场试验数据推算 L_e 的方法也适用于倾斜含水层。

由于双封塞微水试验是在倾角 $\alpha = 47^\circ$ 的裂隙含水层中进行的, 该倾角大于预测的 α^* 的上限 35°, 因此可以预测倾角会影响水文地质参数的推估。有效井长 L_e 可以用现场数据分析法 (Chen, 2006) 来确定 (图 6)。图 6 中频率 $\omega = 2\pi/(t_{k+2} - t_k)$, 其中 t_k 是第 k 个端点 (振荡的波峰或谷) 对应的时间, 下标 $k = 1, 2, \dots$ 。图 6 中 $t_{k+2} - t_k = 8.74$ 秒故频率 $\omega = 0.72 \text{ s}^{-1}$ 。由 $\beta = 4\ln(H_k/H_{k+1})/(t_{k+2} - t_k)$ 计算阻尼系数, 其中 H_k 是第 k 个端点对应的振幅。当 $H_k/H_{k+1} = 1.97$ 时, 算得 β 是 0.31 s^{-1} 。由 $L_e = g/(\omega^2 + 0.25\beta^2)$ 可得有效井长为 18.2 m。

L_e 的值被推算出后, 除了需要推估的水文地质参数 T 和 S 外, 理论模型有因次解中其他参数的值都已知。图 6 为微水试验数据分析结果。 $\alpha = 47^\circ$ 时, 式 (21) 最好的拟合结果是图示实线, 其拟合的参数结

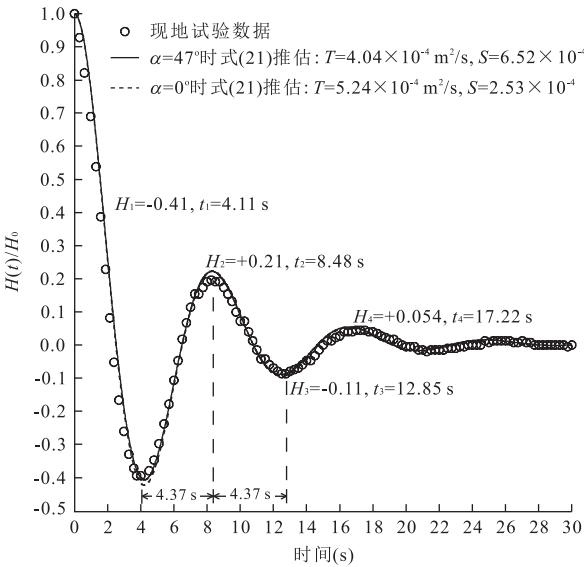


图 6 倾角为 47° 的裂隙含水层微水试验现地数据分析
Fig.6 Analysis of the slug test data in the fracture of a dip angle equal to 47°

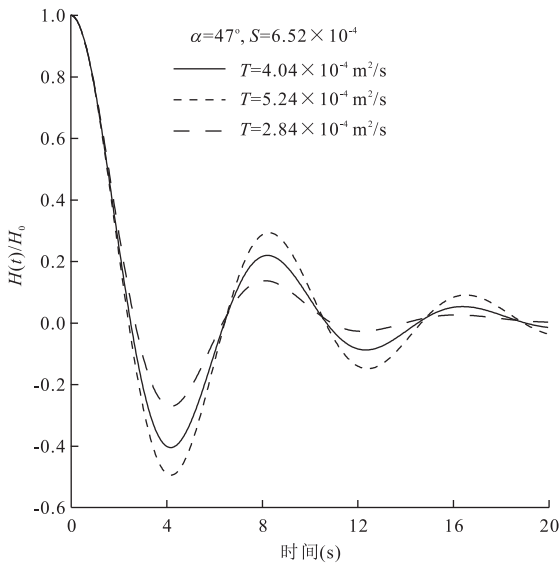


图 7 模型结果对 T 值变化 $\pm 30\%$ 的敏感性
Fig.7 Sensitive of the model solution to a $\pm 30\%$ change of transmissivity

果为： $T=4.04\times 10^{-4}\text{ m}^2/\text{s}$ 和 $S=6.52\times 10^{-4}$ ， $\alpha=0^\circ$ 时，式(21)拟合的结果为图示虚线，其拟合的参数结果为： $T=5.24\times 10^{-4}\text{ m}^2/\text{s}$ 和 $S=2.53\times 10^{-4}$ 。为了解忽略倾角的影响，比较两个拟合结果可知，尽管实线和虚线几乎重合，但是 T 和 S 值的估算截然不同。忽略倾角影响会导致导水系数高估 30% 和储水系数低估 61%。此外，用 $S=6.52\times 10^{-4}$ 和式(24)可以得到 α^* 为 29° ，其小于裂隙倾角 47° ，验证了倾角会对水文地质参数估值产生影响。

微水试验对水文地质参数值的推估较抽水试验等要精确，所以对 T 值的敏感性较强。如图 7 所示，在其他参数值不变的情况下，取 $\alpha=47^\circ$ ， $S=6.52\times 10^{-4}$ ， T 值分别取 $2.84\times 10^{-4}\text{ m}^2/\text{s}$ 、 $4.04\times 10^{-4}\text{ m}^2/\text{s}$ 和 $5.24\times 10^{-4}\text{ m}^2/\text{s}$ ，代表导水系数由 $4.04\times 10^{-4}\text{ m}^2/\text{s}$ 变化 $\pm 30\%$ 的值。虽然 T 值在同一个数量级上，但是 $\pm 30\%$ 的 T 值变化已使微水试验测试井内水位有明显差异。但是在实际应用时，需要根据具体领域对水文地质参数精确度的要求，合理地放大倾角上限值和倾斜模型适用范围。

4 结论

由于目前承压含水层微水试验模型都是水平模型，所以笔者将倾角影响加入到微水试验模型中，建立了新的承压含水层微水试验模型，并对模型的解进行了理论及试验数据分析，得出含水层倾角对测

试井内水位变化的影响如下：当含水层渗透系数相对较小时，越大的倾角会导致非振荡反应更快的恢复；当渗透系数相对较大时，越大的倾角导致振荡反应振幅的增大，但对于振荡频率几乎没影响；储水系数越大倾角影响越明显，而倾角上限(低于该值倾角影响可以忽略)对导水系数变化的敏感性较小。根据上述结论笔者建立了储水系数和倾角上限之间的经验方程，用于预测倾角是否会影响水文地质参数的推估。另外笔者也验证了在做数据分析时，如果井内水位振荡，用现地数据推算的有效井长对于水平和倾斜模型都有效。最后利用建立的理论模型分析倾角为 47° 的裂隙含水层微水试验数据，笔者发现忽略倾角会导致导水系数高估 30% 和储水系数低估 61%。综上所述，倾角会对微水试验水文地质参数推估产生影响，尤其是在倾角较大的情况下，忽略倾角影响会导致水文地质参数推估的偏差。

References

Alexander, M., Berg, S. J., Illman, W. A., 2011. Field Study of Hydrogeologic Characterization Methods in a Heterogeneous Aquifer. *Groundwater*, 49 (3): 365 – 382. doi: 10.1111/j.1745 – 6584.2010.00729.x

Boussinesq, J., 1877. Essai sur la Théorie des Eaux Courantes. Mémoires présentés par divers savants à l'Académie des Sciences de l'Insitute National de France, Paris (in French).

Butler Jr, J. J., 1998. The Design, Performance, and Analysis of Slug Tests. Lewis Publishers, Boca Raton, 55 – 163.

Butler Jr, J. J., Garnett, E. J., Healey, J. M., 2003. Analysis of Slug Tests in Formations of High Hydraulic Conductivity. *Groundwater*, 41 (5): 620 – 630. doi: 10.1111/j.1745 – 6584.2003.tb02400.x

Butler Jr, J. J., Zhan, X. Y., 2004. Hydraulic Tests in Highly Permeable Aquifers. *Water Resources Research*, 40(12): W12402. doi: 10.1029/2003WR002998

Chen, C. S., 2006. An Analytic Data Analysis Method for Oscillatory Slug Tests. *Groundwater*, 44 (4): 604 – 608. doi: 10.1111/j.1745 – 6584.2006.00202.x

Chen, C. S., Wu, C. R., 2006. Analysis of Depth-Dependent Pressure Head of Slug Tests in Highly Permeable Aquifers. *Groundwater*, 44 (3): 472 – 477. doi: 10.1111/j.1745 – 6584.2005.00152.x

de Hoog, F. R., Knight, J. H., Stokes, A. N., 1982. An Improved Method for Numerical Inversion of Laplace Transforms. *SIAM Journal on Scientific and Statistical Computing*, 3(3): 357 – 366. doi: 10.1137/0903022

Kabala, Z. J., Pinder, G. F., Milly, P. C. D., 1985. Analysis of Well-Aquifer Response to a Slug Test. *Water Resources Research*, 21 (9): 1433 — 1436. doi: 10.1029/WR021i009p01433

Kipp Jr, K. L., 1985. Type Curve Analysis of Inertial Effects in the Response of a Well to a Slug Test. *Water Resources Research*, 21 (9): 1397 — 1408. doi: 10.1029/WR021i009p01397

McElwee, C. D., Zenner, M. A., 1998. A Nonlinear Model for Analysis of Slug-Test Data. *Water Resources Research*, 34 (1): 55 — 66. doi: 10.1029/97WR02710

Ostendorf, D. W., DeGroot, D. J., Dunaj, P. J., et al., 2005. A Closed Form Slug Test Theory for High Permeability Aquifers. *Groundwater*, 43(1): 87 — 101. doi: 10.1111/j.1745-6584.2005.tb02288.x

Ross, H. C., McElwee, C. D., 2007. Multi-Level Slug Tests to Measure 3-D Hydraulic Conductivity Distributions. *Natural Resources Research*, 16 (1): 67 — 79. doi: 10.1007/s11053-007-9034-9

Springer, R. K., Gelhar, L. W., 1991. Characterization of Large-Scale Aquifer Heterogeneity in Glacial Outwash by Analysis of Slug Tests with Oscillatory Response, Cape Cod, Massachusetts. *U. S. Geol. Surv. Water Resour. Invest. Rep.*, 91: 36 — 40.

van der Kamp, G., 1976. Determining Aquifer Transmissivity by Means of Well Response Tests: The Underdamped Case. *Water Resources Research*, 12(1): 71 — 77. doi: 10.

1029/WR012i001p00071

Wylie, C. R., Barrett, L. C., 1982. *Advanced Engineering Mathematics*. 5th ed., McGraw-Hill Inc., New York.

Xue, Y. Q., Zhu, X. Y., Wu, J. C., et al., 1997. *Groundwater Dynamics*. Geological Publishing House, Beijing, 3 — 46 (in Chinese).

Zhao, Y. R., Zhou, Z. F., 2012. Comparative Study on Field Slug Tests to Determine Aquifer Permeability Based on Kipp Model and CBP Model. *Geotechnical Investigation and Surveying*, 12: 32 — 38 (in Chinese with English abstract).

Zlotnik, V. A., McGuire, V. L., 1998. Multi-Level Slug Tests in Highly Permeable Formations: 1. Modification of the Springer-Gelhar (SG) Model. *Journal of Hydrology*, 204(1-4): 271 — 282. doi: 10.1016/S0022-1694(97)00128-5

Zurbuchen, B. R., Zlotnik, V. A., Butler Jr, J. J., 2002. Dynamic Interpretation of Slug Test in Highly Permeable Aquifers. *Water Resources Research*, 38(3): 1025 — 1042. doi: 10.1029/2001WR000354

附中文参考文献

薛禹群, 朱学愚, 吴吉春, 等, 1997. *地下水动力学*. 北京: 地质出版社, 3 — 46.

赵燕容, 周志芳, 2012. 基于 Kipp 和 CBP 模型确定含水层渗透性的现场微水试验对比研究. *工程勘察*, 12: 32 — 38.