



## 消除气压效应估算黄土潜水的蒸发蒸腾强度

程东会, 袁 靖, 齐丽军

**Estimation of groundwater evapotranspiration rate in the loess phreatic aquifer by removing the barometric effect**

CHENG Donghui, YUAN Jing, and QI Lijun

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.202003069>

## 您可能感兴趣的其他文章

### Articles you may be interested in

#### 基于蒸渗仪和解析法估算毛乌素沙地潜水蒸发量

Estimation of groundwater evaporation based on lysimeter experiment and analytical solution in the Mu Us sandy land

王文科, 尹红美, 黄金廷, 李俊亭 水文地质工程地质. 2021, 48(4): 1–6

#### 巴丹吉林沙漠潜水蒸发的数值模拟研究

Numerical simulation of groundwater evaporation in the Badain Jaran Desert of China

周燕怡, 王旭升 水文地质工程地质. 2019, 46(5): 44–54

#### 人工溴示踪法评价潜水蒸发可行性数值模拟

`\${suggestArticle.titleEn}`

王登, 霍思远, 孙芳, 曾娟, 伊明启 水文地质工程地质. 2020, 47(1): 19–27

#### 吉林省西部潜水资源与生态环境风险分析

Assessment of resources and ecological risks induced by groundwater utilization in the unconfined aquifer in the western Jilin Province: A case study in the Taoer River catchment

查恩爽, 肖霄 水文地质工程地质. 2021, 48(1): 36–43

#### 地下水位波动带三氮迁移转化过程研究进展

Advances in researches on ammonia, nitrite and nitrate on migration and transformation in the groundwater level fluctuation zone

刘鑫, 左锐, 王金生, 何柱锯, 李桥 水文地质工程地质. 2021, 48(2): 27–36

#### 玛曲高原区潜水水化学和氢氧同位素特征

Hydrochemical and hydrogen and oxygen isotope characteristics of subsurface water in the Maqu Plateau

王振, 郭华明, 刘海燕, 赵威光, 刘帅, 王娇, 沈萌萌 水文地质工程地质. 2021, 48(1): 18–26



关注微信公众号，获得更多资讯信息

DOI: [10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.202003069](https://doi.org/10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.202003069)

## 消除气压效应估算黄土潜水的蒸发蒸腾强度

程东会<sup>1,2</sup>, 袁 靖<sup>1,2</sup>, 齐丽军<sup>3</sup>

(1. 长安大学水利与环境学院, 陕西 西安 710054; 2. 长安大学干旱区地下水文与生态效应教育部重点实验室, 陕西 西安 710054; 3. 中国科学院地球环境研究所, 陕西 西安 710054)

**摘要:** 潜水蒸发蒸腾( $ET_g$ )是干旱半干旱地区浅埋深地下水最主要的排泄方式, 也是地下水系统中重要的均衡项。如果存在气压效应, 用于估算地下水蒸发蒸腾强度的传统水位波动法则不适用。以黄土潜水为例, 提出了一种基于水位变化和大气压变化规律的水位图方法, 用于消除气压效应以获取潜水蒸发蒸腾强度。研究表明, 大气压变化通常在午夜前, 一般为22:00—24:00, 会出现一个峰值, 该时间段气压效应可以忽略, 而且潜水蒸发蒸腾强度最小, 此时潜水位的变化速率相当于净补给速率; 在获取潜水净补给强度后, 选择第二个时间段, 0:00—4:00, 此时潜水蒸发蒸腾强度最小, 且气压一般处于连续下降阶段, 可以用来估算气压效应系数。在此基础上, 可利用水位均衡和水位波动法方便地估算潜水蒸发蒸腾强度。该方法数据获取容易, 估算结果也较为准确。

**关键词:** 潜水蒸发蒸腾; 气压效应; 水位波动法; 黄土潜水

中图分类号: P641.2

文献标志码: A

文章编号: 1000-3665(2021)02-0008-07

## Estimation of groundwater evapotranspiration rate in the loess phreatic aquifer by removing the barometric effect

CHENG Donghui<sup>1,2</sup>, YUAN Jing<sup>1,2</sup>, QI Lijun<sup>3</sup>

(1. School of Water and Environment, Chang'an University, Xi'an, Shaanxi 710054, China; 2. Key Laboratory of Subsurface Hydrology and Ecological Effects in Arid Region, Chang'an University, Ministry of Education, Xi'an, Shaanxi 710054 China; 3. Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an, Shaanxi 710054, China)

**Abstract:** Groundwater evapotranspiration ( $ET_g$ ) is the most important dischargeway of shallow groundwater in arid and semi-arid areas, and also is a significant component of the water budget in groundwater systems. When groundwater levels are interfered with barometric effect, the traditional water table fluctuation method for estimation of the  $ET_g$  rate cannot be directly employed. This paper proposes a hydrographical method for removing the barometric effect on the  $ET_g$  rate estimation using water-table fluctuations based on the changes in groundwater levels and barometric pressure. The results illustrate that the changes in barometric pressure usually reach the peak before midnight, generally between 22:00 and 24:00 when the barometric effect can be ignored, and the evapotranspiration rate is the minimum and therefore the groundwater level changes rate at this time interval is equivalent to the net recharge rate. Furthermore, the second time period between 0:00 and 4:00 when the  $ET_g$  rate is negligible and the barometric pressure is generally in a continuous decline, is then selected to estimate the barometric efficiency. On the basis of these analyses, the  $ET_g$  rate can be readily estimated by the groundwater level balance method and the water table fluctuation method. The data required in the proposed method are easy to

收稿日期: 2020-03-05; 修订日期: 2020-05-20

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41972248); 陕西省自然科学基础研究计划(2019JM-146)

第一作者: 程东会(1969-), 教授, 主要从事地下水资源与环境方面教学和研究。E-mail: [chdhbsh@chd.edu.cn](mailto:chdhbsh@chd.edu.cn)

obtain and the estimated  $ET_g$  rates are relatively accurate.

**Keywords:** groundwater evapotranspiration; barometric effect; water table fluctuation method; loessphreatic aquifer

水位波动法是估算地下水蒸发蒸腾( $ET_g$ )的常用方法。它的基本原理是: 当地下水水位的下降仅由地下水的蒸发蒸腾引起时, 地下水的蒸发蒸腾强度就是水位下降速率与给水度的乘积<sup>[1-2]</sup>。但是这种理想化情况在实际中很少见。地下水水位变化通常是地下水多个补给项和排泄项联合作用的结果。水位波动法估算  $ET_g$  时, 为了排除最常见的地下水侧向净补给强度的影响, White<sup>[3]</sup> 假定每日 0:00—4:00 地下水的蒸发蒸腾量可以忽略, 同时侧向净补给强度在一天内为定值情况下, 可以用 0:00—4:00 的水位变化速率代替侧向净补给强度, 因此地下水的  $ET_g$  可以表示为(以下称 White 方法):

$$ET_g = S_y (24r_{net} \pm s) \quad (1)$$

式中:  $ET_g$  —— 地下水每日蒸发蒸腾强度/(mm·d<sup>-1</sup>);

$S_y$  —— 含水层给水度;

$r_{net}$  —— 0:00—4:00 侧向净补给强度/(mm·h<sup>-1</sup>);

$24r_{net}$  —— 侧向净补给日强度/(mm·d<sup>-1</sup>);

$s$  —— 24 h 地下水水位变幅/(mm·d<sup>-1</sup>)。

近年来 White 方法和水位波动法得到广泛应用和部分的改进<sup>[3-7]</sup>。

除了侧向净补给, 气压效应也是影响地下水水位变化的常见因素之一。当潜水含水层的包气带为较细的粉土或黏土, 或者包气带中有一层连续的细粒介质时, 井水位由于与大气直接连通而快速受到气压变化的作用, 但包气带细粒介质的阻滞使气压变化无法及时传递到“真正”的地下水水位, 因此大气压的变化会迟滞传递到“真正”地下水水面。这会使观测井地下水水面与“真正”地下水水面存在一个压差, 井水位在平衡该压差时会产生与实际水位不符的“假水位”, 这就是所谓的气压效应<sup>[8-10]</sup>。在黄土地区, 包气带通常为粉土级别的黄土, 因此黄土潜水是可以产生气压效应的典型环境。显然, 当观测孔水位受气压效应影响时, White 方法是不适用的。

目前已经提出了几种方法消除气压变化对观测井水位的影响, 例如, 线性回归分析方法<sup>[11-12]</sup>、卷积回归方法<sup>[13]</sup>、滤波方法<sup>[14]</sup>和转移函数<sup>[15]</sup>等。另外 Butler<sup>[16]</sup> 提出气压效应函数求解气压效应系数。耿杰等<sup>[17]</sup> 采用高阶差分求解了深井水位的气压效率。张

昭栋等<sup>[18-19]</sup> 推导了气压效应的偏微分方程。上述方法应用统计方法或者计算一些复杂的偏微分方程等方法消除气压效应, 尽管具有一定的可行性, 但计算过程偏复杂, 不便于计算和理解。

本文的研究目标是, 以黄土潜水为例, 在地下水水位变化同时受气压效应、侧向净补给和蒸发蒸腾三种应力控制时, 利用气压变化和地下水蒸发蒸腾特有规律, 寻找一种消除气压效应的水位图方法, 从而采用水位波动法估算地下水蒸发蒸腾强度。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究场地

研究区位于陕西省宝鸡市秦岭北麓山前的黄土丘陵沟壑区, 观测场地位于一个南北向小型黄土梁东侧的斜坡上, 坡底为甘家河(图 1), 观测场地行政区划属于宝鸡市渭滨区石鼓镇甘河坡村。研究区气候为暖温带半湿润气候, 多年平均降水量 690 mm, 年均潜在蒸发量 468.1 mm。研究区内地层广泛分布第四系黄土和新近系泥岩。区内地下水类型主要为松散岩类孔隙和裂隙潜水, 含水介质为黄土, 含水构造主要为发育在黄土中的裂隙、虫洞和根孔, 含水层隔水底板为三门组泥岩。地下水埋深一般为 1~5 m, 含水层厚度一般为 3~10 m。地下水总体沿黄土坡的地形梯度方向径流。该区地下水没有开发利用, 蒸发蒸腾为主要排泄方式, 主要补给来源为降水入渗<sup>[20]</sup>。



图 1 研究区卫星影像图

Fig. 1 Satellite image of the study area

## 1.2 数据

### 1.2.1 数据获取方法

研究场地内布设一个潜水位监测孔(图1),钻孔深度为10.9 m,年均水位埋深约2.3 m。潜水位和气压分别由自记水位计Levelogger和Barologger自动监测,监测频率为每20 min一次。降雨量由精度为0.1 mm的翻斗式雨量传感器记录。水位、气压和降雨水测时间为2014年7月20日—2015年7月20日。

### 1.2.2 气压

气压的年变化取决于大气环境中热变化,与温度的变化相反,故监测期内气压年变化呈现“冬高夏低”的季节性规律(图2a)。气压的日变化受太阳辐射、气温和大气湿度等的影响<sup>[21]</sup>,出现“两峰两谷”的变化规律。气压日最高值一般在8:00—10:00,次高值22:00—24:00,最低值在17:00—19:00,次低值4:00—6:00。图2(b)为典型的气压变化。

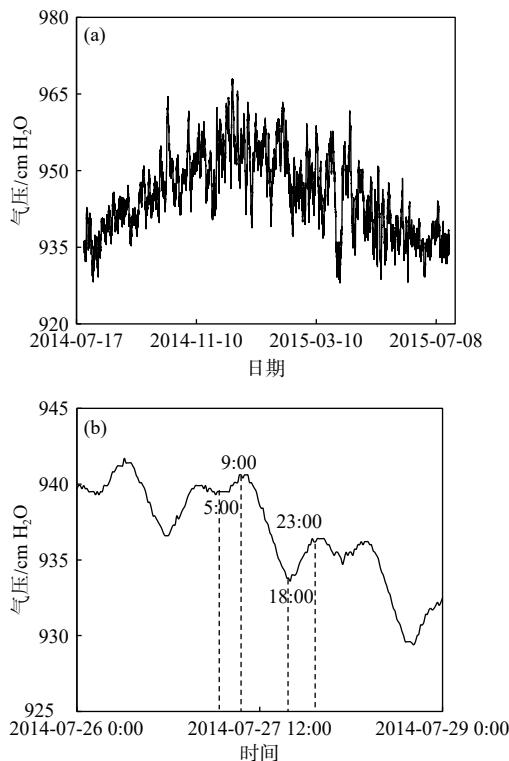


图2 研究场地气压年变化和日变化

Fig. 2 Annual and diurnal variations in barometric pressure at the observation site

### 1.2.3 水位

由于研究场地潜水埋深较浅,受降水入渗控制明显,在监测期内潜水水位没有出现明显的枯、丰、平3个阶段,而是在9—10月份和4—5月份出现2个明显的高水位期,在8月初和3月份出现2个低水位期

(图3)。潜水位日变化在没有降水期间也呈现“两峰两谷”的规律。以2014年7月26—29日3 d的监测数据为例,每日水位最高值、次高值、最低值和次低值分别出现在3:00、14:00、20:00和8:00左右。这种水位日变化规律与呈现连续下降的蒸发蒸腾影响的水位变化明显不同。较为明显的特征是水位日变化与气压日变化在大部分时间有较强的负相关关系,即气压上升时对应水位下降(图4),这说明水位变化受气压效应影响很明显。但在有些时间段,这些负相关关系不明显,甚至相反,说明此时气压效应可能不是影响水位变化的主导因素。总体上研究区的潜水位日变化是净补给、蒸发蒸腾和气压效应共同作用的结果。

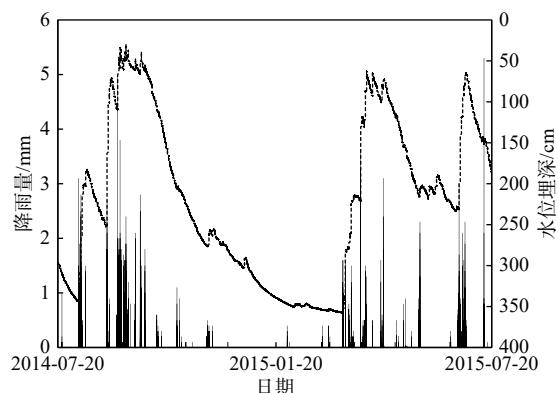


图3 观测期内研究场地潜水位变化和降雨分布

Fig. 3 Changes in water table and rainfall at the observation site during the observation period

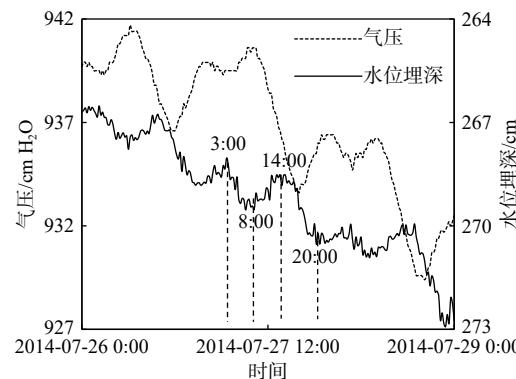


图4 研究场地典型的气压变化与水位埋深变化的关系

Fig. 4 Typical relationship between the changes in barometric pressure and water table depth at the observation site

## 1.3 研究方法

如果潜水位变化是由潜水蒸发蒸腾、气压效应和潜水侧向净补给引起的,潜水蒸发蒸腾引起的水位日变化为:

$$\Delta h_{ET_g} = \Delta h - \Delta h_{net} - \Delta h_{bar} \quad (2)$$

式中:  $\Delta h_{ET_g}$ —蒸发蒸腾引起的水位变化量/(mm·d<sup>-1</sup>);  
 $\Delta h_{net}$ —侧向净补给引起的水位变化量/(mm·d<sup>-1</sup>);  
 $\Delta h_{bar}$ —气压效应引起的水位变化量/(mm·d<sup>-1</sup>);  
 $\Delta h$ —潜水位日变化/(mm·d<sup>-1</sup>), 通常可实测获取。

如果获取了  $\Delta h_{net}$  和  $\Delta h_{bar}$ , 根据水位波动法可得:

$$ET_g = \Delta h_{ET_g} \times S_y \quad (3)$$

式中:  $S_y$ —给水度。

给水度一般可以用定值表示, 但当潜水埋深浅时, 给水度表示为:

$$S_y = (\theta_s - \theta_r) \left\{ 1 - \left[ 1 + \left( \alpha \frac{h_1 + h_2}{2} \right)^m \right]^{-n} \right\} \quad (4)$$

式中:  $\theta_s$ —土壤饱和含水率/(cm<sup>3</sup>·cm<sup>-3</sup>);  
 $\theta_r$ —田间持水率/(cm<sup>3</sup>·cm<sup>-3</sup>);  
 $h_1$ —水位变化时初始水位埋深/cm;  
 $h_2$ —最终水位埋深/cm;  
 $\alpha$ —van Genuchten 水土特征曲线模型中的参数/cm<sup>-1</sup>;  
 $m, n$ —van Genuchten 水土特征曲线模型中的参数, 无量纲,  $m=1-1/n$ 。

### (1) 侧向净补给引起水位变化量的估算

净补给强度是指浅层地下水侧向流入速率与侧向流出速率的差值。本文观测的含水层径流方向上长度不足 500 m, 范围很小, 该范围内无人工开采、人工补给及其它影响净补给强度的因素(降水影响已经在数据选取时排除)。因此可假设一天内净补给强度为定值。理论上要获得净补给强度, 需要寻找一个时间段, 在该时间段内蒸发蒸腾强度为零且没有气压效应。通常气压日变化具有“两峰两谷”的变化规律, 2个最高值一般发生在午夜和正午之前, 2个最低值发生在黄昏和黎明前<sup>[22-23]</sup>。值得注意的是, 气压在最高值或最低值时其变化率为零, 这意味着此刻潜水位不受气压的影响。气压的这种变化规律提供了估算净补给强度的可能性, 即只要这 4 个时间段中任意一个时间段蒸发蒸腾强度很小, 则此时间段上潜水位变化速率即为侧向净补给强度。潜水蒸发蒸腾强度显然受阳光辐射影响, 特别是在午夜到凌晨蒸发蒸腾强度最小, 甚至可以忽略<sup>[2,24]</sup>。结合上述气压变化和潜水蒸发蒸腾的日变化规律, 显然在午夜存在一个时间段, 在该时间段内气压变化到达峰值, 潜水位不受气压效应影响, 而且此时潜水蒸发蒸腾强度可以忽略, 因此认为这段时间潜水位的变化速率可以代表净补给强度  $r_{net}$ 。具体地讲, 气压最高值出现的时间一般为 22:00—24:00(图 5)。在气压变化峰值左右分别选

择气压相同的两个时刻 A 和 B, 并对应到相同时刻的潜水位变化上, AB 时间段内潜水位变化速率  $r_{net}$  相当于净补给强度。如果假设潜水日净补给强度不变, 则 24 h 沿该斜率  $r_{net}$  上升或下降量即为  $\Delta h_{net}$ 。

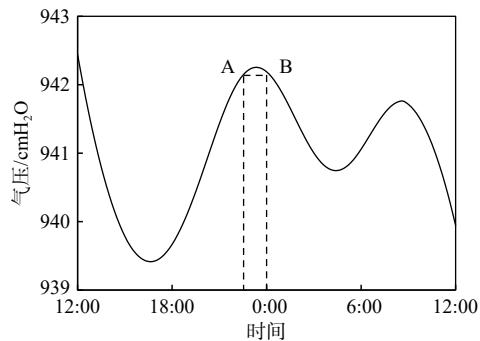


图 5 气压日变化一般规律

Fig. 5 Daily variations in barometric pressure

### (2) 气压效应引起水位变化量的估算

在获取净补给强度后, 还需要一个时间段来估算气压变化引起的潜水位变化。选取蒸发蒸腾强度较小的一个晚间时间段, 如 0:00—4:00, 如果气压存在较明显的变化, 则该时间段的水位变化是由气压效应和净补给引起的。由于净补给速率( $\Delta h_{net}$ )和实测水位变化( $\Delta h$ )已知, 蒸发蒸腾强度可忽略, 则根据式(2), 可求出该时间段由气压效应引起的水位变化量  $\Delta h_{bar}$ , 同时由式(5)求出单位气压变化的水位变化量, 即气压效应系数  $f_{bar}$ 。如果假设一天内气压效应系数为定值, 通过实测得到一天中气压变化量  $\Delta B$ , 从而求出一天的  $\Delta h_{bar}$ 。

$$f_{bar} = \frac{\Delta h_{bar}}{\Delta B} = \frac{\Delta H' - \Delta T \times r_{net}}{\Delta B'} \quad (5)$$

式中:  $\Delta T$ —所确定的计算时间段/h;

$\Delta B'$ — $\Delta T$ 时间段内气压变化/(mmH<sub>2</sub>O);

$\Delta H'$ — $\Delta T$ 时间段内水位变化量/mm;

$r_{net}$ —单位时间侧向净补给速率/(mm·h<sup>-1</sup>)。

得到  $\Delta h_{net}$  和  $\Delta h_{bar}$  后, 利用水位均衡和水位波动法, 即式(2)、(3)和(4), 估算潜水日蒸发蒸腾强度。

## 2 结果与讨论

### 2.1 侧向净补给引起水位变化量

如前所述, 研究场地每天 22:00—24:00 之间存在一个气压变化的峰值。在峰值两侧, 选择气压相等的两个点, 可认为在这两点之间气压效应可以忽略。由于该段时间没有蒸发蒸腾, 因此水位在该时间段的变化速率相当于净补给速率。根据上述方法, 在观测期

估算的潜水净补给引起的水位变化  $\Delta h_{\text{net}}$  值见图 6。图 6 表明, 观测期内  $\Delta h_{\text{net}}$  变化范围为  $-2.0 \sim 1.0 \text{ cm/d}$ , 年均净补给强度均值为  $-0.31 \text{ cm/d}$ , 总净补给强度波动幅度很小, 说明总体上含水层侧向径流比较小, 侧向补给小于侧向排泄。一般黄土含水层横向渗透系数比较小, 水平径流较弱, 计算的小净补给强度符合黄土含水层的水力学性质。

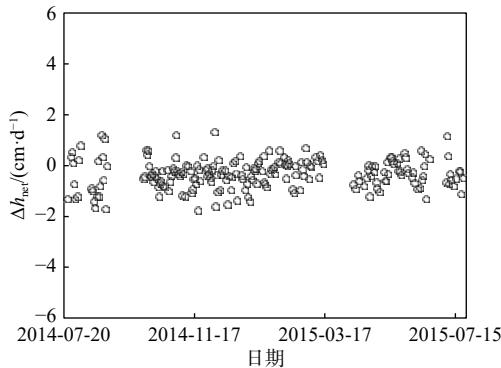


图 6 观测期内研究场地潜水净补给强度估算结果

Fig. 6 Estimated values of  $\Delta h_{\text{net}}$  at the observation site during the observation period (not include the rainfall period)

注: 数据缺少处为降雨时期。

## 2.2 气压效应引起水位变化量

根据式(5)计算  $f_{\text{bar}}$  的方法, 选择每天 0:00—4:00 作为计算  $f_{\text{bar}}$  的时间段, 该时间段气压一般处于连续下降状态。式(5)中每天气压变化量  $\Delta B'$  和水位变化量  $\Delta H$  由实测获取, 每天净补给强度已经估算得到, 因此根据式(5),  $f_{\text{bar}}$  很容易计算。然后可根据一天气压变化量  $\Delta B$  和计算出的  $f_{\text{bar}}$ , 计算每日的  $\Delta h_{\text{bar}}$  值。监测期内  $f_{\text{bar}}$  和  $\Delta h_{\text{bar}}$  的计算结果见图 7。 $f_{\text{bar}}$  均值为  $-0.48$ , 一年内波动不大。 $\Delta h_{\text{bar}}$  均值为  $-0.30 \text{ cm/d}$ , 变化范围为  $-1 \sim 1 \text{ cm/d}$ 。

## 2.3 地下水日蒸发蒸腾强度

由式(4)计算研究场地观测期内  $S_y$  范围为  $0.070 \pm 0.007$ , 波动幅度很小。将已获得的  $\Delta h_{\text{net}}$ 、 $\Delta h_{\text{bar}}$  和  $S_y$  带入式(2)~(4), 计算的蒸发蒸腾结果见图 8。观测期内蒸发蒸腾引起的年均水位变化量  $\Delta h_{\text{ETg}}$  为  $3.08 \text{ cm/d}$ , 见图 8(a), 平均蒸发蒸腾强度  $ET_g$  为  $0.21 \text{ cm/d}$ , 见图 8(b), 蒸发蒸腾总量为  $40.01 \text{ cm}$ 。 $ET_g$  值在 6—10 月较高, 12—翌年 4 月较低见图 8(c), 符合研究场地潜水蒸发蒸腾的一般规律。

## 3 结果验证

目前, 潜水蒸发蒸腾强度无法直接测定, 本文采

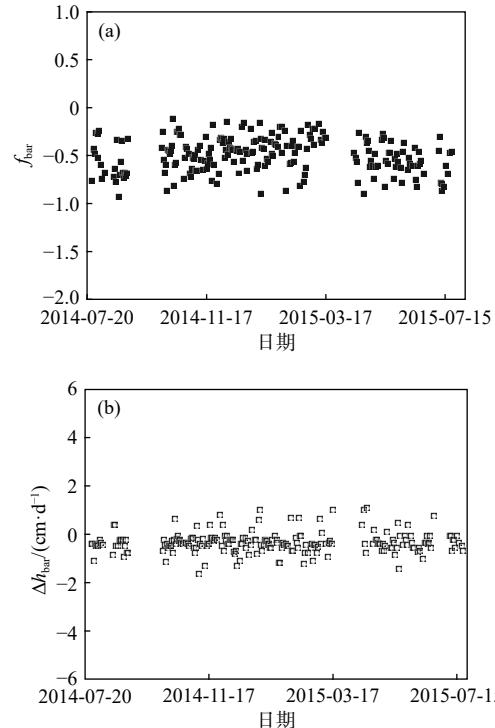


图 7 观测期研究场地的气压效应系数和气压效应引起水位变化

Fig. 7 Estimated values of  $f_{\text{bar}}$  and  $\Delta h_{\text{bar}}$  at the observation site during the observation period (not includethe rainfall period)

注: 缺少数数据处为降雨时期。

用水均衡法检验所提方法的  $ET_g$  估算结果。研究场地位处黄土丘陵区, 该区降水入渗系数为  $0.39^{[20]}$ , 计算期内总降水量为  $653.38 \text{ mm}$ , 降水入渗补给量为  $254.82 \text{ mm}$ 。降水入渗补给与所提方法估算的  $\Delta h_{\text{net}}$ 、 $\Delta h_{\text{bar}}$  和  $\Delta h_{\text{ETg}}$  共同控制了研究场地一年内总的水位变化:

$$\Delta h = \sum \Delta h_R + \sum \Delta h_{\text{net}} + \sum \Delta h_{\text{bar}} - \sum \Delta h_{\text{ETg}} \quad (6)$$

式中:  $\Delta h$ ——计算的一整年水位变化量/cm;

$\sum \Delta h_R$ ——年降水入渗补给量/cm;

$\sum \Delta h_{\text{net}}$ ——每日侧向净补给引起的水位变化量的加和/cm;

$\sum \Delta h_{\text{bar}}$ ——气压效应引起的水位变化量的加和/cm;

$\sum \Delta h_{\text{ETg}}$ ——蒸发蒸腾引起的水位变化量的加和/cm。

计算结果见表 1。

由表 1 看出, 利用本文所提方法估算的  $\Delta h_{\text{net}}$ 、 $\Delta h_{\text{bar}}$  和  $\Delta h_{\text{ETg}}$  值所得到的年水位变化量为  $-69.9 \text{ cm}$ 。比实际年水位变化  $-76.3 \text{ cm}$  低  $6.4 \text{ cm}$ , 相对误差仅为  $8.4 \%$ 。因此计算结果与实测值基本吻合。

该方法误差主要来自数据处理过程, 由于本文监测时间间隔为  $20 \text{ min}$ , 数据量很大, 采用图形法提取

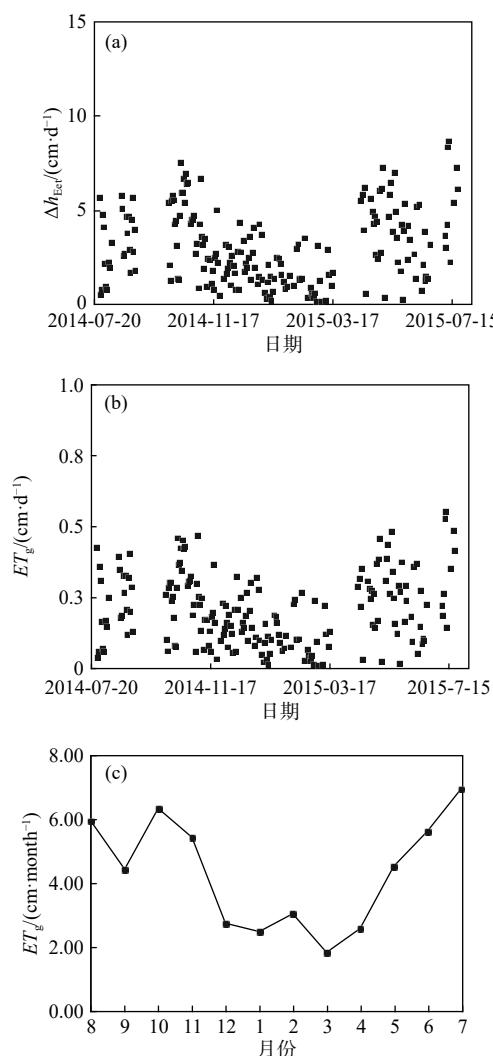


图 8 观测期内研究场地潜水蒸发蒸腾计算结果

Fig. 8 Estimated values of daily  $\Delta h_{ETg}$ , daily  $ET_g$  and monthly  $ET_g$ 

注: 缺少数据处为降雨时期。

表 1 水均衡法计算结果和实际结果对比

Table 1 Comparison of the calculated values by the water balance method with the actual results

$\sum \Delta h_R/cm$	$\sum \Delta h_{net}/cm$	$\sum \Delta h_{bar}/cm$	$\sum \Delta h_{ETg}/cm$
254.8	-65.6	-63.3	195.8
计算水位变化量/cm	实测水位变化量/cm	绝对误差/cm	相对误差/%
-69.9	-76.3	-6.4	8.4

净补给强度和气压效应引起的水位变化量时, 手动选择合适计算时间段时可能产生一些人为误差。但总体上误差在可控范围内。

## 4 结论

(1) 当潜水位日变化只受蒸发蒸腾、侧向净补给

和气压效应影响时, 从水位变化的时间序列中选择合适的时间段可以分别估算日净补给速率和日气压效应系数, 从而得到潜水日蒸发蒸腾强度。

(2) 在 22:00—24:00 之间潜水蒸发蒸腾强度较小, 而且也正处于气压变化峰值处, 气压效应可以忽略, 因此, 该时间段潜水位的变化速率近似等于净补给强度。估算了净补给强度后, 可选择另一个蒸发蒸腾很弱的时间段, 如 0:00—4:00, 计算气压效应系数。最后根据水位均衡法和水位波动法可以方便的得到潜水日蒸发蒸腾强度。

(3) 虽然在本文中该方法只针对黄土潜水含水层, 但理论上潜水位只受蒸发蒸腾、侧向净补给和气压效应 3 个因素影响的含水层, 该方法均是适用的。另外该方法需要的数据获取容易, 仅需要高精度的连续监测的水位和气压。

## 参考文献 ( References ) :

- [1] CARRETERO S C, KRUSE E E. Relationship between precipitation and water-table fluctuation in a coastal dune aquifer: northeastern coast of the Buenos Aires Province, Argentina[J]. *Hydrogeology Journal*, 2012, 20(8): 1613–1621.
- [2] BUTLER J J JR, KLUITENBERG G J, WHITTEMORE D O, et al. A field investigation of phreatophyte-induced fluctuations in the water table[J]. *Water Resources Research*, 2007, 43(2): W02404.
- [3] WHITE W N. A method of estimating ground-water supplies based on discharge by plants and evaporation from soil: Results of investigations in Escalante Valley, Utah[R]. Washington DC: US Geological Survey, 1932. Survey, 1932.
- [4] GRIBOVSKYI Z, KALICZ P, KUCSARA M, et al. Evapotranspiration calculation on the basis of the riparian zone water balance[J]. *Acta Silvatica et Lignaria Hungarica*, 2008, 4: 95–106.
- [5] CHENG D H, DUAN J B, QIAN K, et al. Groundwater evapotranspiration under psammophilous vegetation covers in the Mu Us Sandy Land, Northern China[J]. *Journal of Arid Land*, 2017, 9(1): 98–108.
- [6] CHENG D H, LI Y, CHEN X H, et al. Estimation of groundwater evapotranspiration using diurnal water table fluctuations in the Mu Us Desert, Northern China[J]. *Journal of Hydrology*, 2013, 490: 106–113.
- [7] 贾伍慧, 尹立河, 王晓勇, 等. 利用改进的Loheide方法计算地下水的蒸散发量[J]. 水文地质工程地质,

- 2017, 44(2): 48 – 51. [ JIA Wuhui, YIN Lihe, WANG Xiaoyong, et al. Quantifying groundwater evapotranspiration by the modified loheide method[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2017, 44(2): 48 – 51. ( in Chinese with English abstract) ]
- [ 8 ] ROJSTACZER S, RILEY F S. Response of the water level in a well to earth tides and atmospheric loading under unconfined conditions[J]. *Water Resources Research*, 1990, 26(8): 1803 – 1817.
- [ 9 ] 李海龙, 宋金颖, 万力, 等. 承压含水层井孔储存效应对气压波动引起的井孔水位波动的影响[J]. 水文地质工程地质, 2013, 40(4): 1 – 6. [ LI Hailong, SONG Jinying, WAN Li, et al. The response of well-aquifer systems to barometric loading[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2013, 40(4): 1 – 6. (in Chinese) ]
- [10] 王丽亚, 郭海朋, 李文鹏, 等. 气压对观测井水位的影响及校正方法[J]. 水文地质工程地质, 2012, 39(6): 29 – 34. [ WANG Liya, GUO Haipeng, LI Wenpeng, et al. Impact of atmospheric loading on the water level in a well and methods for calibrating it[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2012, 39(6): 29 – 34. ( in Chinese with English abstract) ]
- [11] 赵丹, 王广才. 地下水位气压效应的消除及主要气压影响分波的识别[J]. *中国科学(技术科学)*, 2013, 43(1): 79 – 86. [ ZHAO Dan, WANG Guangcui. Removing barometric pressure effects from groundwater level and identifying main influential constituents[J]. *Scientia Sinica Technologica*, 2013, 43(1): 79 – 86. ( in Chinese with English abstract) ]
- [12] 张子广, 盛艳蕊, 张素欣, 等. 井水位对气压扰动的响应[J]. *地震研究*, 2010, 33(2): 170 – 175. [ ZHANG Ziguang, SHENG Yanrui, ZHANG Suxin, et al. Response of water level on the well to air pressure perturbation[J]. *Journal of Seismological Research*, 2010, 33(2): 170 – 175. (in Chinese with English abstract) ]
- [13] TOLL N J, RASMUSSEN T C. Removal of barometric pressure effects and earth tides from observed water levels[J]. *Groundwater*, 2007, 45(1): 101 – 105.
- [14] BREDEHOEFT J D. Response of well-aquifer systems to earth tides[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1967, 72(12): 3075 – 3087.
- [15] QUILTY E G, ROELOFFS E A. Removal of barometric pressure response from water level data[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1991, 96(B6): 10209 – 10218.
- [16] BUTLER JR J J, JIN W, MOHAMMED G A, et al. New insights from well responses to fluctuations in barometric pressure[J]. *Groundwater*, 2011, 49(4): 525 – 533.
- [17] 耿杰, 周斌, 张昭栋. 深井水位气压效率和相关系数在中强地震前的变化特征[J]. 西北地震学报, 2002, 24(3): 257 – 261. [ GENG Jie, ZHOU Bin, ZHANG Zhaodong. The characteristics of anomalous variations on barometric pressure efficiency and interrelation coefficient of groundwater level in deep wells before moderate and strong earthquakes[J]. *Northwestern Seismological Journal*, 2002, 24(3): 257 – 261. ( in Chinese with English abstract) ]
- [18] 张昭栋, 郑金涵, 张广城, 等. 承压井水位对气压动态过程的响应[J]. *地球物理学报*, 1989, 32(5): 539 – 549. [ ZHANG Zhaodong, ZHENG Jinhan, ZHANG Guangcheng, et al. Response of water level of pressure well to dynamic process of barometric pressure[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 1989, 32(5): 539 – 549. (in Chinese with English abstract) ]
- [19] 张昭栋, 郑金涵, 耿杰, 等. 地下水潮汐现象的物理机制和统一数学方程[J]. *地震地质*, 2002, 24(2): 208 – 214. [ ZHANG Zhaodong, ZHENG Jinhan, GENG Jie, et al. Physical mechanism and unitary mathematical equation for tidal phenomena of ground water[J]. *Seismology and Geology*, 2002, 24(2): 208 – 214. ( in Chinese with English abstract) ]
- [20] 齐丽军. 利用地下水水位波动提取地下水蒸发蒸腾和降雨入渗补给强度[D]. 西安: 长安大学, 2017. [ QI Lijun. Extraction of groundwater evapotranspiration and rainfall infiltration supplement intensity by groundwater level fluctuation [D]. Xi'an: Chang'an University, 2017. (in Chinese with English abstract) ]
- [21] CHENG D H, WANG Y H, DUAN J B, et al. A new analytical expression for ultimate specific yield and shallow groundwater drainage[J]. *Hydrological Processes*, 2015, 29(8): 1905 – 1911.
- [22] DAI A G, WANG J H. Diurnal and semidiurnal tides in global surface pressure fields[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1999, 56(22): 3874 – 3891.
- [23] SCHILLING K E, KINIRY J R. Estimation of evapotranspiration by reed canary grass using field observations and model simulations[J]. *Journal of Hydrology*, 2007, 337(3/4): 356 – 363.
- [24] BURT T P. Diurnal variations in stream discharge and through flow during a period of low flow[J]. *Journal of Hydrology*, 1979, 41(3/4): 291 – 301.