

王旭升, 王广才, 董建楠. 2010. 断裂带地下水位的降雨动态模型及异常识别. 地震学报, 32(5): 570-578.
Wang Xusheng, Wang Guangcai, Dong Jiannan, 2010. Simulation of groundwater regime in response to rainfall and identification of anomalies in a fault zone. *Acta Seismologica Sinica*, 32(5): 570-578.

断裂带地下水位的降雨动态模型及异常识别

王旭升 王广才^{*} 董建楠

(中国北京 100083 中国地质大学水资源与环境学院)

摘要 穿越断裂带的观测井能够提供特殊的构造运动信息, 其水位动态是构造活动、降雨等各种因素综合作用的结果。对由降雨引起的水位动态进行模型解译, 有利于更加准确地提取断裂带的构造活动异常。根据断裂带地下水循环的基本特征进行简化, 利用响应函数法描述入渗补给的滞后特征, 建立了降雨-水位动态的组合水箱模型。该模型被用于分析北京八宝山断裂带大灰厂观测孔2008年上半年的水位动态, 发现2008年5月存在显著的异常。这种异常可能与局部或区域的构造活动有关, 也可能是断裂带结构参数变化的结果。

关键词 断裂带 地下水 降雨 响应函数 构造活动

doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2010.05.006 中图分类号: P315.72⁺3 文献标识码: A

Simulation of groundwater regime in response to rainfall and identification of anomalies in a fault zone

Wang Xusheng Wang Guangcai^{*} Dong Jiannan

(School of Water Resources and Environment, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: The monitoring wells penetrating fault zones can provide special information on tectonic activity. The groundwater regime in the fault zones is an integrated interaction result of various factors such as geological structure activities and rainfall, etc. Simulating the groundwater level change caused by rainfall is beneficial to accurately identifying the anomalies induced by tectonic activities. Based on the characteristics of groundwater circulation in the fault zones, a tank model combining rainfall-groundwater regime has been established. In this model, response function method is employed to express the retard of infiltration recharge. The model is used to simulate the groundwater regime of a monitoring well in the Babaoshan fault zone during 2007—2008. Four anomalous rises of groundwater level were identified during the period. Those anomalies may be related to the intermittently creep of Babaoshan fault zone.

* 基金项目 地震行业科研专项(200808079)和国家自然科学基金项目(40930637)共同资助。

收稿日期 2010-04-13 收到初稿, 2010-06-04 决定采用修改稿。

[†] 通讯作者 e-mail: wanggc@cugb.edu.cn

Key words: fault zone; groundwater; rainfall; response function; tectonic activity

引言

地下水位是地下流体观测项目之一, 在地震的监测预报工作中发挥着重要的作用。人们希望地下水位的动态数据能够反映地质构造的活动信息, 特别是地震前的异常信息, 为地震预测预报提供帮助。然而, 地下水观测孔的水位容易受到降雨、河流、开采等水文因素的“干扰”, 为了识别出有价值的异常信息, 需要在观测孔水位数据中滤去对降雨等水文因素的响应。

由于断裂带是构造运动的产物, 穿越断裂带的观测井具有特殊的意义。断裂带井水位的某些动态特征可能属于构造变形乃至地震事件的敏感信号(Merifield, Lamar, 1984; Roeloffs *et al*, 1989; Rudnicki *et al*, 1993; Chia *et al*, 2001; 车用太, 鱼金子, 2006)。但是, 这种信号所包含的干扰信息往往也是显著的。现有研究表明, 断裂带地下水位、降雨、构造形变之间存在很强的耦合关系(王吉易等, 2003; 黄辅琼等, 2005)。从地表出发, 降雨可以增加断裂带地下水的存贮量, 抬高水位, 增加断裂带流体压力, 这种应力条件的变化引起附加的断裂带形变。从地壳内部出发, 区域构造活动可以产生断裂带的局部应力变化, 引起挤压或扩张变形, 使裂隙-孔隙的贮水空间缩小或膨胀, 诱发断裂带地下水位升降。对于某些较少受到人工开采和地表水影响的断裂带, 如果我们能够比较清楚地了解由降雨引起的水位动态, 就有可能识别由构造运动引起的地下水位异常。

本文的目的, 是根据断裂带的基本特征, 提出断裂带地下水位的一种降雨动态模型, 并以北京八宝山断裂带大灰厂观测孔为例, 将其用于识别断裂带的构造活动异常。

1 模型及其方程

1.1 建模依据

在断裂带地下水位动态中定量识别降雨响应信息是一件很困难的工作。与降雨有关的水文地质过程基本都是宏观尺度的, 受到 km 级乃至 10 km 级区域水文地质条件的限制。地下水与地表环境的相互作用类型也很多, 如河水与地下水的转化关系就可以多达 8 种(王文科等, 2004)。因此, 严格的断裂带地下水模型不仅需要把视野扩展到断裂带周边的广大地区, 还需要大量区域调查观测数据用以确定地下水水流场的边界以及补给和排泄条件, 模型的分区物理参数往往在 10 个以上。然而, 对于仅有 1—2 个观测孔的断裂带观测台站来说, 这些基础数据难以获取。如果采用粗略的估计数据建立大尺度模型, 断裂带观测孔的地下水动态信息将被宏观误差所淹没, 不可能识别降雨动态和构造异常。由于缺少准确的区域水文地质信息, 迄今为止, 国内外还没有能够详尽解译断裂带地下水位复杂动态的模型。

虽然目前还无法建立严格的断裂带地下水模型, 但建立简化模型进行地下水短期动态模拟还是可行的。在资料稀缺地区, 人们曾尝试采用一种简单的响应函数法来定量研究降雨-地下水位的动态关联性(Besbes, De Marsily, 1984; Park, Parker, 2008)。这种方法的关键之处是用响应函数代替严格的数学物理描述来直接分析地下水位的动态, 从而不需要模拟区域地下水水流场。从系统动力学的角度来看, 断裂带观测孔的地下水动态是对降雨等输入信息的输出响应。只要降雨起到控制作用, 就能够使用响应函数法模拟地下水动态并

预测其短期趋势。

1.2 概念模型

设某基岩地区发育有一定产状的断裂带, 形成局部凹地, 一个垂直观测孔穿越断裂带观测其水位(图 1a). 降雨在到达地表入渗后, 可以直接进入断裂带, 也可以经过周围岩体风化壳的横向传递, 间接对断裂带进行补给. 断裂带的地下水没有被人为开采. 同时, 断裂带附近没有地表水对其进行补给, 相反, 其地下水可以向某个位置较低的地表水体排泄. 断裂带地下水位足够深, 超过了临界蒸发深度, 没有潜水蒸发. 一般系统模型属于黑箱模型, 并不需要特殊的假设. 本文提出上述简化假设的目的, 在于确定断裂带地下水涉及的关键物理水文过程, 从而明确响应函数模型的结构和参数的基本物理意义.

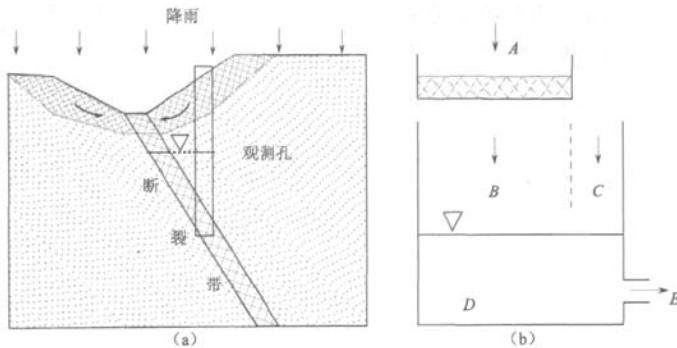


图 1 断裂带-观测孔示意图(a)及降雨-地下水动态概念化模型(b)

Fig. 1 Schematic representation of the fault and observation well

(a) and conceptual model of rainfall-groundwater regime(b)

在上述情况下, 我们把单纯由降雨引起的水位动态概念化为如图 1b 所示的模型. 模型把断裂带视为一个水箱(D), 降雨一部分直接快速入渗补给(C)到水箱, 另一部分(A)通过一个过渡带转化为间接补给(B)到水箱, 水箱中的水又通过一个出口(E)排泄到其它地方. 这种简易的模型基本上能够掌握这种断裂带的降雨补给和地下水排泄特征.

1.3 控制方程

在一般情况下, 含水层的地下水位是补给过程、排泄过程和含水层存贮特征共同作用的结果, 模型应能够使用方程对它们进行定量描述. 下面分别提出降雨补给、地下水排泄和水位变化的描述方程.

降雨到达地表后, 扣除地表产流和土壤蒸发等消耗之后, 剩余部分可以成为地下水补给. 但是从地表入渗到地下水的补给有一个转化的过程. 在区域地下水评价中, 往往用年降水量与入渗系数的乘积作为年补给量. 这对计算时间跨度较大时期的地下水补给可能是简单有效的, 但不适合评价短期的降雨入渗补给行为, 因为真实的地下水补给往往存在显著的滞后延迟过程. 对于短期的降雨入渗补给过程, 要把入渗和补给作为两个不同的对象, 两者不仅存在时间差, 还存在量上的区别. 我们引入单位脉冲响应函数对此进行描述

$$q_0(\tau) = I_0 \gamma(\tau) \quad (1)$$

即零时刻的瞬时单位入渗量 I_0 (量纲 L), 在 τ 时刻产生的补给强度 $q_0(\tau)$ (量纲 LT^{-1}), 取决于一个确定的响应函数 $\gamma(t)$ (量纲 T^{-1}). 经验表明(Besbes, De Marsily, 1984), Gam-

ma 分布密度函数能够很好地反映滞后延迟响应特征, 为此在式(1)中取响应函数为

$$\gamma(\tau) = \frac{\exp(-\tau/t_0)}{t_0 \Gamma(\beta)} \left(\frac{\tau}{t_0}\right)^{\beta-1} \quad (2)$$

式中, t_0 为一个时间因子, β 为一个无量纲的常数。根据这个响应函数, 可以绘制单位脉冲入渗所产生的补给动态曲线, 如图 2 所示。

连续或间断的降雨事件所形成的补给过程, 是上述单位脉冲响应函数的叠加结果, 表述为

$$q_i(t) = \lambda_i \int_0^\infty P_e(t-\tau) \gamma(\tau) d\tau \quad (3)$$

式中, $q_i(t)$ 是 t 时刻的间接补给强度 (mm/d), $P_e(t-\tau)$ 为 $t-\tau$ 时刻 (比 t 时刻早) 有效降雨强度 (mm/d), λ_i 是断裂带间接入渗系数 (无量纲)。所谓有效降雨, 是指能够产生补给作用的降雨, 用观测降雨量减去一个临界降雨量计算。断裂带入渗系数与断裂带可接受降雨补给的范围、断裂带的宽度和地表植被土壤条件等有关。如果补给范围局限于断裂带宽度, 则 λ_i 小于 1; 如果断裂带形成的凹地很宽缓, λ_i 也可以大于 1。对于断裂带的直接降雨补给部分, 模型不考虑滞后性, 假设其补给强度与瞬时降雨量成正比。因此, 总的补给动态表示为

$$q(t) = \lambda_d P_e(t) + \lambda_i \int_0^\infty P_e(t-\tau) \gamma(\tau) d\tau \quad (4)$$

式中, $q(t)$ 是 t 时刻的总补给强度 (mm/d); λ_d 是断裂带直接补给系数, λ_i 实际上反映了当天降雨当天就补给进入地下水的水量比例。

对于地下水的排泄, 在研究短期行为时, 可以处理为以下的线性关系:

$$D(t) = k(H - z_0) \quad (5)$$

式中, $D(t)$ 为断裂带单位长度上的排水流量 (m^2/d), k 为断裂带的排水系数 (m/d), H 为 t 时刻断裂带的地下水位 (m), z_0 为排泄基准面的高度 (m)。排水系数随着断裂带的渗透性增强而增大。

补给和排泄的平衡关系决定了断裂带地下水贮存量的变化, 根据水均衡原理描述为

$$q(t)L - D(t) = \mu L \frac{dH}{dt} \quad (6)$$

式中, L 为断裂带的宽度 (m), μ 为断裂带地下水的存贮系数 (无量纲)。断裂带存贮系数随着断裂带孔隙度的增大而增大, 也与断裂带的力学特征有关, 反映了其贮存水分的能力。注意在式(6)中, 为保持量纲一致, 需要对 q 进行单位换算。把式(5)代入, 式(6)可改写为

$$\frac{\mu L}{k} \frac{dH}{dt} + H = z_0 + \frac{L\lambda_d}{k} P_e(t) + \frac{L\lambda_i}{k} \int_0^\infty P_e(t-\tau) \gamma(\tau) d\tau \quad (7)$$

在上述方程中, 引入 3 个动力学时间因子

$$T_h = \frac{\mu L}{k}, \quad T_{\lambda_d} = \frac{L\lambda_d}{k}, \quad T_{\lambda_i} = \frac{L\lambda_i}{k} \quad (8)$$

可以使控制方程简化为

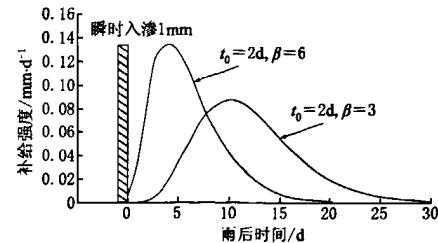


图 2 由单位脉冲响应函数产生的补给动态曲线

Fig. 2 Recharge curves obtained with response function for a unit pulse

$$T_h \frac{dH}{dt} + H = z_0 + R \quad (9)$$

式中

$$R = T_{jq} P_e(t) + T_{iq} \int_0^\infty P_e(t-\tau) \gamma(\tau) d\tau \quad (10)$$

本文模型需要确定6个参数,即式(8)中的3个参数,加上脉冲响应函数中的2个参数,再加上 z_0 ,其中 z_0 在条件许可的情况下可以用断裂带周围的最低排泄点高程代替.另外,为了给出有效降雨量,还必须确定临界降雨量以考虑真正有补给作用的降雨.在式(8)所示的3个动力学时间因子中, T_h 反映的是断裂带贮存水的能力, T_{jq} 反映的是降水直接渗入断裂带的能力,而 T_{iq} 反映的是断裂带获得侧向补给的能力.

2 模型求解和异常识别

2.1 求解方法

由于降雨量随时间的变化具有随机特征,直接求解式(9)是比较困难的.但在某些简单条件下可以获得解析解.如当有效降雨强度 P_e 为常数时,有 $R=(T_{jq}+T_{iq})P_e$,则式(9)可以简化为

$$T_h \frac{dH}{dt} + H = z_0 + (T_{jq} + T_{iq})P_e \quad (11)$$

当初始时刻 t_0 的水位为 H_0 时,求解式(11)可以得到水位随时间的变化为

$$H(t) = z_0 + (H_0 - z_0) \exp[-(t - t_0)/T_h] + (T_{jq} + T_{iq})P_e (1 - \exp[-(t - t_0)/T_h]) \quad (12)$$

进一步,如果长时间没有降雨,则 $P_e=0$,从而式(12)可以简化为

$$H(t) = z_0 + (H_0 - z_0) \exp[-(t - t_0)/T_h] \quad (13)$$

在这种情况下,使用两个时间点的水位数据可以反求出 z_0 和 T_h .

作为近似,假设每天的降水强度是24小时均匀分布的.在这种情况下,可以使用式(11)的解析解预测下一天的水位,有

$$H_{n+1} = z_0 + (H_n - z_0) \exp\left(-\frac{\Delta t}{T_h}\right) + R_n \left[1 - \exp\left(-\frac{\Delta t}{T_h}\right)\right] \quad (14)$$

式中,下标 n 表示当日, $n+1$ 表示次日; R_n 是根据当日及之前的降雨量,按照式(10)计算的数值(可以采用数值积分法).

为了使模型更加符合实际,需要对参数可能存在的季节性变化进行处理.当降雨-地下水动态响应特征存在明显季节性变化时,不宜使用一组固定参数值(T_h , T_{jq} , T_{iq})进行长期的地下水动态模拟.通常,可以把一个水文年划分为丰水期、枯水期和平水期,分别进行短期的动态模拟,反演识别得到不同季节的模型参数.

2.2 异常识别

上述模型只给出了降雨所造成的地下水位动态,因此存在误差,既包括随机误差,也包括没有考虑构造活动而形成的理论误差.本文取后者为水位异常.在数据处理上,将地下水位每日实测值减去模拟值,得到相对水位,并计算平均绝对误差

$$E = \frac{1}{M} \sum_{n=1}^M |H_n^s - H_n| \quad (15)$$

式中, H_n 和 H_n^s 分别为模拟值与观测值, M 为时间序列长度。在时间序列较长的情况下, E 值是对随机误差的一种估计。本文取相对水位大于 E 作为判断正异常的标志, 而把相对水位低于 $-E$ 作为判断负异常的标志。

3 八宝山断裂带地下水动态分析

3.1 基本条件

北京八宝山断裂带是一个活动断裂, 走向北东, 位于黄庄—高丽营断裂带附近, 两者走向大致平行。八宝山断裂带长期受到地震研究者的关注(杨景春等, 1981; 曹利德, 1982; 胡惠民等, 1984; 李志雄等, 1995; 薄万举等, 1998), 沿线布置了若干个观测站。其中大灰厂观测站存在地下水位观测孔, 其水位动态乃至断层变形特征与降雨存在十分密切的关系(杨明波等, 2005; 黄辅琼等, 2005)。本文研究对象为中国地震局地震预测研究所在大灰厂所设的地下水观测孔。该观测孔深度为 99.89 m, 孔口标高 120 m, 经改造后从 2007 年下半年开始观测。钻孔上部揭露了震旦系的白云岩, 为八宝山断裂的上盘; 下部揭露了石炭系的页岩破碎带, 为断裂的下盘。深度 96.56 m 处为八宝山断裂带的断层面。

本文以大灰厂观测孔 2007 年 7 月—2008 年 6 月的水位资料和台站所观测的日降雨量作为案例资料。

3.2 年动态特征模拟

为了获取有效降雨量的数值, 本文利用地下水对小幅降雨的响应(当日和次日地下水位相对前期趋势的抬升变幅)识别临界降雨量。为避免多日降雨的影响, 本文主要利用枯水期和平水期的降雨、水位数据进行分析。当降雨量小于 5 mm 时, 水位变幅基本为零, 因此本文取临界降雨量为 5 mm。见图 3 所示。

考虑到模型参数的季节性变化, 把现有数据时段划分为丰水期(2007 年 8—9 月)、枯水期(2007 年 10 月—2008 年 3 月)和平水期(2007 年 7 月和 2008 年 4—5 月), 分别进行模型参数的识别。在枯水期, 基本没有降雨, 地下水位处于持续衰减过程中, 动态参数只剩下 T_h 和 z_0 , 易于识别。本文利用式(13)推算出枯水期的参数值为 $z_0=103.6$ m, $T_h=377.1$ d。丰水季节降雨活跃, 地下水位响应幅度大, 可用于识别脉冲响应函数中的 t_0 和 β , 以及丰水季节的 3 个时间因子 T_h , T_{jq} 和 T_{jq} 。本文采用平均绝对误差 E 作为目标函数, 对最优参数进行搜索。根据中间计算结果, 目标函数对 3 个时间因子十分敏感, 对脉冲响应函数的参数敏感性较低。使上述目标函数达到最小的参数值为模型识别结果: $T_h=149.9$ d, $T_{jq}=0.6$ d, $T_{jq}=3.7$ d, $\beta=2.2$, $t_0=2.6$ d。此时绝对误差平均值为 9 cm, 与丰水期水位变幅相比, 相对误差小于 4%, 说明模拟效果理想。保持脉冲响应函数不变, 采用类似方法对平水期降雨动态进行参数识别, 得到平水期 3 个时间因子为: $T_h=230.1$ d, $T_{jq}=1.5$ d, $T_{jq}=1.8$ d。模拟结果与实测动态的对比见图 4 所示。

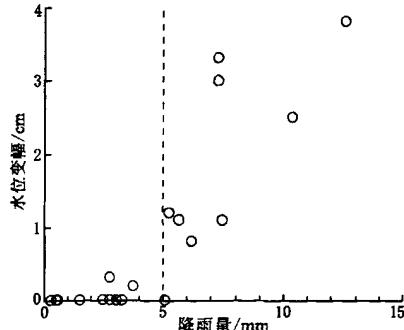


图 3 小幅降雨与大灰厂观测井
相对水位变幅的关系

Fig. 3 Relationship between slight rainfall
and change of groundwater level in the
observation well at Dahuichang

3.3 水位异常分析

从图4可以看出,本文模型给出的地下水动态变化特征与实测动态基本吻合。但是,在某些时间段,实测水位明显偏离模拟结果,可能属于异常情况。为了更加突出这种异常趋势,将相对水位变化曲线绘制于图5。模型的平均绝对误差为0.096 m。图5中以相对水位±0.1 m作为参考误差线(虚线),以判断水位异常特征。

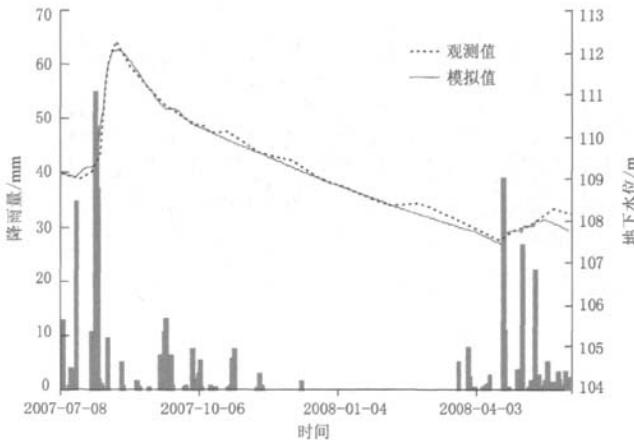


图4 大灰厂观测井2007—2008年水位动态的观测和模拟结果

Fig. 4 Observation and simulation result of the groundwater regime at Dahuichang during 2007—2008

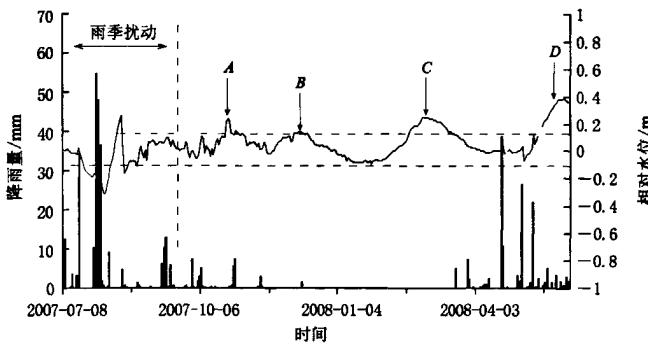


图5 扣除降雨动态后大灰厂观测井的相对水位动态曲线

Fig. 5 Change of relative groundwater level as the difference between observation at Dahuichang and simulation using rainfall response model

丰水期模型误差较大且不稳定,这既可能是模型在处理高频率降雨输入时尚不完善造成的,也可能是地下水位波动与断裂带形变耦合作用的结果。本文将其作为雨季扰动,暂不处理为水位异常。枯水期值得关注的事件出现在2007年10—12月以及2008年3月,在图5中分别标注为A, B, C。这3个事件都表现为相对水位抬高,在超过参考线0.04—0.16 m后回落。枯水期降雨补给几乎为零,这种水位波动无法用降雨和模型参数变化进行解释,属于其它原因引起的异常动态。最显著的异常出现在C事件中,相对水位超过参考误差线的时间长达1个月,水位上升期间没有发生降雨。2008年5月,相对水位也出现了较大幅度的正异常(D事件)。从5月6日开始,在经历了一场降雨扰动之后,相对水位持续上升,

在 2008 年 5 月 31 日达到最高值 0.4 m。在 2008 年 4 月 20 日强降雨前后近 1 个月的时间内, 模拟水位能够很好地吻合实测水位, 绝对误差小于 5 cm, 因此在没有异常的情况下降雨动态模型是可靠的。这说明 D 事件中的水位抬升现象与 C 事件类似, 也无法用降雨和参数变化进行解释, 是由其它原因引起的。

对于八宝山断裂带地下水位异常的成因, 本文初步判断是断层蠕变造成的。八宝山断裂为逆冲断层, 构造应力以压应力为主, 压应力的加强可以引起闭合蠕变。从 A—D 事件中水位抬升的现象来看, 八宝山断裂可能存在间歇性的闭合蠕动, 使断裂带贮水空间受到挤压, 深部地下水由于孔隙水压力增大而上涌, 从而抬高浅层地下水位。蠕动停止期间, 地下水位在排泄基准面的疏干作用下又可以逐渐恢复正常。从 A—D 事件中相对水位峰值出现的时间来看, 断裂带的蠕动周期为 50—90 d。由此推断, 2007 年的丰水期也可能发生了一次断层蠕变引起的水位抬升异常, 但是与雨季扰动混杂在一起, 模型无法准确识别。断裂带在 1 年中发生若干次蠕动引起地下水位升降异常的现象, 在其它地区也有发现, 如美国的 San Andreas 断裂带 (Roeloffs *et al*, 1989; Rudnicki *et al*, 1993) 和 Gerlock 断裂 (Lippincott *et al*, 1985)。

当然, 也不排除非构造运动造成水位异常的可能性。在大灰厂观测站北部约 0.5 km 处有一个小型水库, 断裂带经过水库上游。目前还不清楚水库的蓄水和放水过程是否会影响八宝山断裂带的地下水位。此外, 2008 年 5 月的地下水位异常升高还可能与汶川 8.0 级地震有一定的关系。这些问题需要收集更多的数据资料进一步加以研究。

4 讨论与结论

本文提出的断裂带地下水位降雨动态模型, 不是完全基于地下水动力学的“白箱”模型, 也不是基于时间序列分析法的“黑箱”模型。其参数不像“白箱”模型那么多, 也不像“黑箱”模型那么少, 而是一种基本符合断裂带水文地质普遍特征的概念性模型, 具有少量的参数。其优点在于比“黑箱”模型更具有动力学上的仿真性, 异常识别结果更可靠, 且避免了“白箱”模型需要大量区域水文地质资料的复杂性和不确定性。

本文的降雨动态模型没有考虑区域水文地质条件变化的影响, 适合于在地下水动态特征比较平稳的情况下识别异常信息。在刻画降雨与补给之间的滞后关系方面, 目前有活塞模型、指数模型、组合线性水库模型、Gamma 分布函数模型等。活塞模型只将时间进行平移, 没有考虑包气带水分的重分配过程; 指数模型考虑了水分的重分配, 但难以处理显著的峰值滞后特征。本文采用了 Gamma 分布函数模型, 与组合线性水库模型比较接近, 但避免了水库个数为整数带来的限制。这种模型需要 2 个参数, 比活塞模型和指数模型复杂, 适合于地下水埋深较大的情况。

该模型没有考虑直接的地下水蒸发, 这对某些地下水埋藏较浅的断裂带是不合适的。另外, 模型也没有考虑不同补排方式对地下水位的影响, 对于与地表水存在密切关系的断裂带, 这一点可能会导致较大的系统误差。模型所识别的水位动态异常还必须结合断裂带的其它观测信息(如水准变化数据)加以分析, 以给出合理的判断。

参考文献

- 薄万举, 谢觉民, 郭良迁. 1998. 八宝山断裂带形变分析与探讨[J]. 地震, 18(1): 63-68.
- 曹利德. 1982. 大灰厂跨断层短水准的研究[J]. 西北地震学报, 4(3): 110-114.
- 车用太, 鱼金子. 2006. 地震地下流体学[M]. 北京: 气象出版社: 300-360.
- 胡惠民, 顾国华, 胡恩勇. 1984. 人工降雨地形变试验[J]. 地壳形变与地震, 4(3): 257-260.
- 黄辅琼, 陈颤, 白长清, 张晶, 晏锐, 杨明波, 兰从欣, 张晓东, 江在森. 2005. 八宝山断层的变形行为与降雨及地下水的关系[J]. 地震学报, 27(6): 637-646.
- 李志雄, 吴邦素, 高旭. 1995. 大灰厂跨断层形变资料的地震信息识别[J]. 地震, 15(3): 222-227.
- 王吉易, 宋贯, 曹志成, 郑云贞, 张子广, 范雪芳, 黄辅琼, 杨明波. 2003. 地下水诱发的浅层前兆异常及其机理与有关的地震预报问题[J]. 华北地震科学, 21(1): 1-10.
- 王文科, 孔金玲, 段磊, 王雁林, 马雄德. 2004. 黄河流域河水与地下水转化关系研究[J]. 中国科学: E辑, 34(S1): 22-33.
- 杨景春, 林伟凡, 蒋铭, 李格平. 1981. 北京八宝山断裂带近期构造活动及其和地震的关系[J]. 地震学报, 3(4): 390-398.
- 杨明波, 车用太, 王力, 赵文忠, 白长青, 黄辅琼, 兰从欣. 2005. 大灰厂井水位上升异常及其震兆意义[J]. 地震地磁观测与研究, 26(2): 68-74.
- Besbes M, De Marsily G. 1984. From infiltration to recharge: use of a parametric transfer function[J]. *Journal of Hydrology*, 74(3-4): 271-293.
- Chia Y, Wang Y S, Chiu J J, Liu C W. 2001. Changes of groundwater level due to the 1999 Chi-Chi Earthquake in the Choshui River alluvial fan in Taiwan[J]. *Bull Seism Soc Amer*, 91(5): 1062-1068.
- Lippincott D K, Bredehoeft J D, Moyle W R, Jr. 1985. Recent movement on the Gerlock Fault as suggested by water level fluctuation in a well in Fremont valley, California[J]. *J Geophys Res*, 90(B2): 1911-1924.
- Merifield P M, Lamar D L. 1984. Possible strain events reflected in water levels in wells along San Jacinto fault zone, South California[J]. *Pure Appl Geophys*, 122(2-4): 245-254.
- Park E, Parker J C. 2008. A simple model for water table fluctuations in response to precipitation[J]. *Journal of Hydrology*, 356(3-4): 344-349.
- Roeloffs E A, Burford S S, Riley F S, Records A W. 1989. Hydrologic effects on water level changes associated with Episodic Fault creep near Parkfield[J]. *J Geophys Res*, 94(B9): 12387-12402.
- Rudnicki J W, Yin J, Roeloffs E A. 1993. Analysis of water level changes induced by fault creep at Parkfield, California [J]. *J Geophys Res*, 98(B5): 8143-8152.

作者简介



马禾青 宁夏回族自治区地震局正研级高级工程师。2010年在中国地震局地球物理研究所固体地球物理学专业毕业，获理学博士学位。一直从事地震预报及相关研究工作。现在中国地质学会会员。



郝明 中国地震局第二监测中心助理工程师，中国地震局地质研究所博士研究生。2007年在中国科学院测量与地球物理研究所毕业，获硕士学位。现主要从事GPS在地形变监测中的应用等方面的工作。



皇甫海泉 中国科学院研究生院地球科学学院固体地球物理学专业在读硕士研究生。2006年吉林大学勘查技术与工程专业毕业，获工学学士学位。现主要研究方向为板内应力场与板块动力学。



王旭升 中国地质大学(北京)水资源与环境学院副教授。2002年在中国地质大学(武汉)水文学及水资源专业毕业，获工学博士学位。主要从事岩体水力学、含水层-井孔水流动力学和水文模型方面的研究。



曲延军 新疆维吾尔自治区地震局正研级高级工程师。1982年云南大学地球物理专业毕业，获学士学位。主要从事地震活动性分析及综合预测研究。现为中国地球物理学会会员，中国历史地震学会专业委员会委员。



杨迪雄 大连理工大学工程力学系、工业装备结构分析国家重点实验室副教授。2004年大连理工大学工程力学专业毕业，获工学博士学位。主要从事结构抗震和振动控制、结构优化和可靠性分析等方面的研究。