

# 北京市平原区地下水补给量计算方法对比研究

李 鹏<sup>1,2</sup>, 许海丽<sup>3</sup>, 潘 云<sup>4</sup>, 孙 颖<sup>2</sup>, 王新娟<sup>2</sup>

(1. 中国地质大学(北京) 北京 100083; 2. 北京市水文地质工程地质大队 北京 100195;  
3. 普天信息技术有限公司 北京 100080; 4. 首都师范大学 北京 100048)

**摘 要:**大气降水入渗是北京市地下水补给的主要来源。为丰富地下水补给量计算方法,以基于遥感数据的水量均衡法对比传统的地下水位动态法评价求取降水入渗量。水位动态法计算北京市平原区 2011 年地下水垂向入渗补给量为  $17.39 \times 10^8 \text{ m}^3$ , 遥感水量均衡法计算北京市平原区补给量为  $13.13 \times 10^8 \text{ m}^3$ , 同面积区两种计算结果相关性  $R^2=0.9631$ 。两种计算方法各有其优缺点及适用条件。

**关键词:**地下水补给; 水位动态法; 水均衡; 遥感; 北京

中图分类号: P641.8

文献标识码: A

文章编号: 1000-0852(2017)02-0031-05

1999~2011 年期间, 北京遭遇 13 年持续干旱, 年均降水量仅为 480 mm, 为多年平均的 82%, 年均形成水资源量  $21 \times 10^8 \text{ m}^3$ , 仅为多年平均的 56%, 人均水资源量仅为  $100 \text{ m}^3$  左右<sup>[1]</sup>。北京市人民政府发布的《地下水保护和污染防治行动方案》显示, 地下水是本市供水水源的重要组成部分, 占全市总供水量的 60% 以上, 2014 年秋南水北调水进京后, 地下水仍将占全市总供水量的 50% 左右。由于降水在时间上分配的不均匀性, 在总径流量中占主要地位的地表径流循环速度快, 利用率受限制; 而地下径流比较滞缓, 分布也比较广泛, 无论在时间上和空间上均可起到一定的调节作用, 大大提高了地下水在水资源中的价值和地位。北京平原区地下水补给的主要来源有大气降水入渗补给、山区侧向补给、河渠道入渗补给、农田灌溉回归补给以及城市管网渗漏补给, 其中大气降水入渗补给是最主要的补给来源<sup>[2]</sup>。本文分别采用应用遥感数据的水量均衡法以及基于地下水位监测数据的水位动态法, 计算北京市平原区地下水补给量, 对计算结果进行分析并对研究方法进行适用性评价。

## 1 地下水位动态法计算地下水补给量

浅层地下水的补给、径流和排泄, 即地下水的

垂直和水平运动, 表现为水量的增减变化, 而水量的变化, 则表现为地下水位的上升和下降, 动态均衡法是利用地下水位动态变化转化为水量的基本原理, 计算浅层地下水资源量<sup>[3]</sup>。

地下水资源评价往往需要在大量基础调查和用水调研的基础上完成, 评价方法适用于补给与排泄项数据都能准确获取的区域<sup>[4]</sup>, 且其评价精度高度依赖于这些数据的质量。而水位动态法不需要逐一计算地下水各个补排项, 利用区域地下水位动态监测数据便可获取该区域补给量, 易于操作, 是比较传统的计算方法, 也是区域或场地地下水资源评价方法之一, 应用较为广泛, 估算结果精度较高, 常作为其他方法的验证标准<sup>[5-8]</sup>。

假定潜水含水层中水位的上升是由地下水的补给造成的, 因此可以利用公式(1)计算地下水的补给量<sup>[9]</sup>:

$$Q_{\text{补}} = \mu \cdot \sum (\Delta H / \Delta t) \cdot F \quad (1)$$

式中:  $Q_{\text{补}}$  为年总垂向入渗补给量 ( $10^6 \text{ m}^3/\text{a}$ );  $\mu$  为地下水位变化带平均给水度;  $\Delta H / \Delta t$  为单次地下水补给期水位上升值 (m);  $F$  为计算区面积 ( $\text{km}^2$ )。

以上方程假定补给水源进入到含水层以后, 立即加入到储存量中。因此该方法的适用时间为单次补给后数小时到几天以内, 在此时间段后, 进入到含水层的补给量重新分配, 如潜水蒸发和侧向径流

等，此时该方法就不再适用了。水位动态法可以估算单次降水对地下水的补给，也可以估算长期的地下水补给量(累加得到补给量)。通过外推地下水位下降趋势线的最低点，计算与实际最高水位点之间的差值 $\Delta H$ ，分段量测确定出补给区地下水位上升值，见图1。

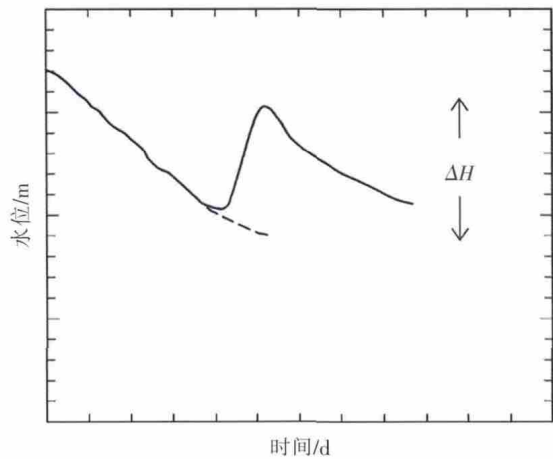


图1 地下水位上升值 $\Delta H$ 确定方法  
Fig.1 The sketch map of groundwater-level rising

本次研究充分利用北京地区地下水动态观测数据较多的优势，采用资料较为完整、数据质量较高的293眼潜水观测井来进行计算，基本均匀覆盖平原区。地下水位测量频率为1天/次，潜水的年累计水位上升值由单次上升值累加获得。

根据单井的地下水位累计上升值插值作分区图，计算不同区间上升值的分布面积，并按公式(1)计算平原区入渗补给量。

通过北京市水文地质工程地质大队廖公庄均衡试验场、野外抽水试验及原状土室内测定等方法，对给水度进行了计算，结合第四系含水层岩性特征进行汇总，见表1。最后确定各计算单元的综合给水度在0.10~0.24之间。

表1 北京平原区不同岩性给水度统计表  
Table1 The distribution of different lithological specific yield in Beijing plain

岩性	粉质粘土	粉土	粉砂	粉细砂	细中砂	中粗砂	粗砂砾石	卵砾石
$\mu$	0.08	0.10	0.12~0.14	0.14~0.16	0.16~0.18	0.19~0.21	0.20~0.25	0.25~0.28

在北京平原区范围内，按8个计算分区分别进行计算，得到平原区地下水的垂向入渗补给量为 $17.39\times10^8\text{m}^3$ ，见表2。

表2 北京市平原区2011年地下水垂向入渗补给量统计表  
Table2 The vertical infiltration recharge of groundwater in Beijing plain in 2011

计算分区	城近郊	房山	大兴	通州	平谷	密怀顺	昌平	延庆	合计
计算面积/ $\text{km}^2$	988	654	1012	870	340	1392	776	496	6528
补给量/ $10^8\text{m}^3\cdot\text{a}^{-1}$	2.96	2.04	3.07	2.73	0.72	3.94	1.40	0.53	17.39

2 基于遥感数据的地下水补给量计算

本次采用遥感水量平衡方法，地下水的补给量被认为是降雨量与蒸散发量、径流量的差值。地下水补给量的计算，采用公式(2)<sup>[10-11]</sup>：

$$R=P-S-ET-\Delta S \tag{2}$$

式中： $R$ 为地下水补给量(mm)； $P$ 为降雨量(mm)； $S$ 为多年平均径流量(mm)； $ET$ 为蒸散发量(mm)； $\Delta S$ 为土壤水储存变化量(mm)。

(1)蒸散发量。2011年北京地区总蒸散发量分布图见图2。数据来源为MOD16月合成产品，MOD16产品覆盖范围为有植被区域，不包括水体、城市等无植被覆盖区域，因此在统计各土地利用类型蒸散量时不包括水体和城镇，进行行政区域内蒸散量计算时不考虑水体、城市等无植被覆盖区域的蒸散量。如图2所示，2011年蒸散发量数据范围为92.9~1 064.4 mm，平均值为410.4 mm。

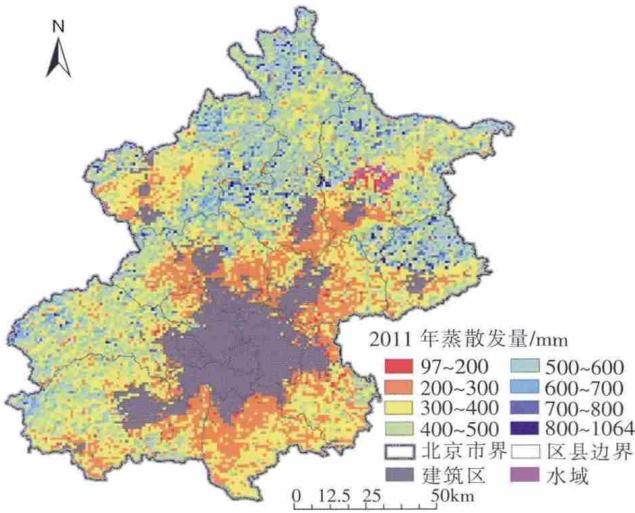


图2 北京地区2011年蒸散发量分布图  
Fig.2 The distribution of evapotranspiration in Beijing in 2011

(2)降雨量。TRMM数据具有空间连续、时间连续的优势，在站点数据缺失的情况下，可以提供足

够范围和足够时间段的数据。将 TRMM 估算降水量与北京市气象局 20 个站点实测降水量进行相关性分析, 相关性  $R^2>0.95$  的站点有 6 个, 范围为 0.9 549~0.9 829, 相关性最低的站点为西北山区的佛爷顶站  $R^2=0.7 815$ 。

图 3 为 2011 年北京地区 TRMM 降雨估值图, 其分布趋势为西北较少, 东南偏多, 估值范围为 380~710mm, 而根据北京市气象局资料, 2011 年平均降水量为 572.17mm, 在多年降水序列中为平水年, 气象局 20 个站点降雨量克里格差值等值线图范围为 309~774 mm(见图 4), 趋势上具有较一致的分布规律。

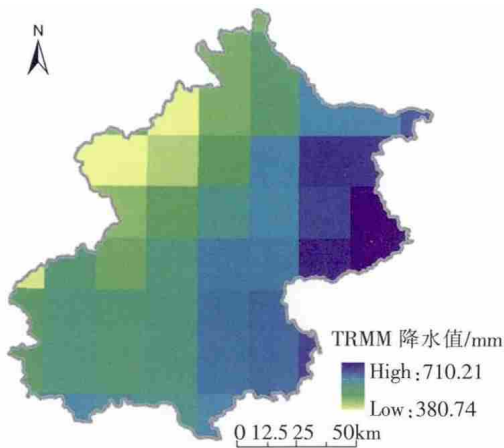


图 3 北京市 2011 年 TRMM 降雨量图  
Fig.3 TRMM precipitation in Beijing in 2011

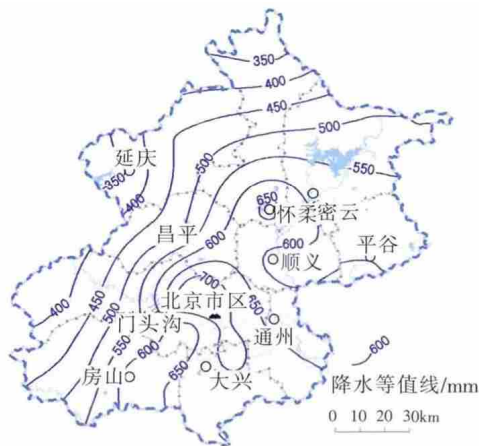


图 4 北京市 2011 年降水等值线图  
Fig.4 Contour map of the precipitation in Beijing in 2011

(3)径流量。本次利用 GLDAS 模型估算研究区由降雨形成的地表径流, GLDAS 模型利用近地表的相对湿度为驱动数据, 输出径流数据<sup>[12]</sup>。2011 年研究区 1 月份无降雨, 3 月、12 月份降雨量很小(为 1.1 mm、2.3 mm), 所以几乎没有径流产生。年度累计径流深

值为 0.98~12.75 mm, 平均径流深值为 3.68 mm。2011 年全区累计径流量值为  $0.62\times10^8\text{m}^3$ 。

(4)降水入渗补给量。参考 GRACE 卫星反演北京土壤水储量变化<sup>[13]</sup>, 本次土壤水储变量  $\Delta S=-3.5\text{ mm}$ 。北京市地下水补给量值范围为  $-556.35\sim580.08\text{ mm}$ , 平均值为 178.40 mm, 山区补给量  $10.78\times10^8\text{m}^3$ , 平原区补给量为  $13.13\times10^8\text{m}^3$ (延庆盆地为  $0.52\times10^8\text{m}^3$ )。

3 计算结果对比

将上述两种方法的计算结果按地下水资源计算分区进行统计, 结果如表 3 所示。本次研究城近郊地下水资源计算分区面积相差较大, 所以此分区数据不宜进行分析。

表3 平原区地下水补给量对比表  
Table3 Comparison of groundwater recharge in the plain

分区	补给量/ $10^8\text{m}^3\cdot\text{a}^{-1}$			
	水位动态法	基于遥感的水均衡法	差值	误差百分比
房山	2.04	1.40	0.64	31.37%
大兴	3.07	2.84	0.23	7.49%
通州	2.73	2.42	0.31	11.36%
平谷	0.72	0.93	-0.21	-29.17%
密怀顺	3.94	3.52	0.42	10.66%
昌平	1.4	1.36	0.04	2.86%
延庆	0.53	0.52	0.01	1.89%
总计	14.43	12.99	1.44	9.98%

通过上述两种方法算出的地下水补给量相关性分析见图 5, 可以发现其相关性较高,  $R^2=0.9631$ , 较大的相对误差主要由于不同方法得到的补给量所包含的来源不同。基于遥感数据的水均衡法计算出的地下水补给量大都小于基于地下水位动态法的结果, 前者没有考虑河渠渗漏等地表水体渗漏的间接补给作用, 根据北京市水文地质工程地质大队的地下水资源评价成果, 这些渗漏量在平水年可达总补给量的 10.20% 左右。此外, 房山、密怀顺地区采用水位动态法计算时, 受山前地带山区侧向补给作用的影响, 计算结果更加偏大, 而平谷、通州地区的计算结果差异, 是由于 TRMM 数据较气象站实际观测数据处理方法的不同而降水中心有所偏移造成的。

4 讨论与结论

4.1 讨论

本文采用的两种方法的计算既有相关之处, 也



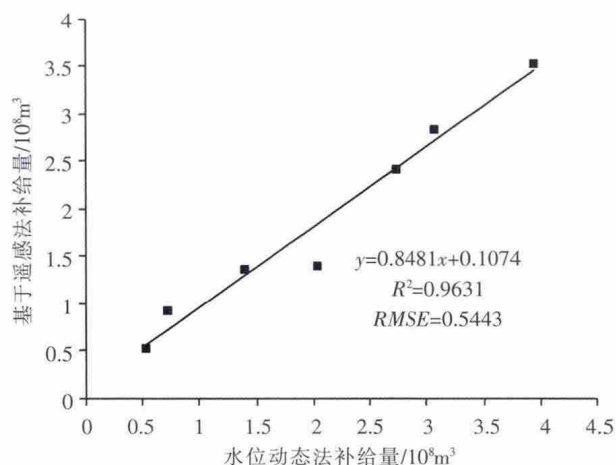


图5 地下水补给量相关性分析图

Fig.5 Correlation analysis curve of the groundwater recharge

存在诸多差别:

(1)数据获取。地下水位动态法,依托于北京市现有较完善的地下水监测系统,水位数据比较充分,水文地质试验场地比较完备、历史抽水试验参数获取较丰富;基于遥感的水均衡法,优点在于结合了RS、GIS和全球陆面数据同化系统等,这些技术方法也是当今的研究热点和发展方向<sup>[14-15]</sup>,其数据来源较为便捷,而传统监测系统往往在山区监测点缺乏,遥感法能很好的弥补这一不足,其数据覆盖范围更广,时间分辨率也较小。

(2)时空尺度。地下水位动态法单点的评价尺度最大为几百米以内的地下水补给量,时间上也只能提供次降雨尺度的补给量,最大的估算时间取决于监测时间,从小时到数年;而遥感能够获取得到面上的空间分布信息,文中所涉及的遥感数据都有10余年较长的观测时序,但该方法在计算时只考虑了水量总来源(降水量)和总排泄(蒸散发和地表径流),并没有考虑区域的实际水文地质条件,然而在现实情况中,一个区域年内的补给和排泄来源是相当复杂的,因此该方法往往使用在大尺度、长时间序列的补给排泄量计算上更为精确。考虑到地下水补给的时空非均质性,长期大尺度的补给量与短时小尺度的补给量是不同的,因此基于地下水资源评价和管理的问题需要长期大尺度的地下水补给量,两种方法均适用,而基于类似地下水污染场地的的问题则需要点上的补给量,地下水位动态法更适用,此外,随着北京市水资源规划与管理需求的提升,其评价单元需要细化到区县甚至乡镇级别,此时地下水位动态法也更具优势。

由两种方法结果对比可知,山前侧向补给影响较

大的区域,基于遥感的方法计算结果偏小。只有把山区平原作为整体统一评价时,山前侧向补给量属于内部水量交换,才可以忽略其影响。

(3)计算精度。遥感观测属于间接观测,一般情况下不能直接得到感兴趣的水文信息,而需要通过算法反演,这些数据因为反演参数较多、过程比较复杂,在精度上存在一定程度的限制。遥感降雨在月尺度上总体比较可信,但是到天尺度、小时尺度,仍然存在着较大的不确定性,通常需要与地面观测数据进行融合、评估;水体、城市等无植被覆盖区蒸发量数据缺失的问题对结果产生了很大的影响,影响计算精度;土壤水的遥感,总体上可反映出土壤水在大尺度上的分布趋势,但是在站点尺度和土壤水的绝对数值上,往往相差较大。如果地下水的补给量很小时,各均衡项本身的测量和估算误差要远大于地下水的补给量,该方法也不再适用。

地下水位动态法的计算精度在 $5 \sim 247 \text{ mm/a}$ <sup>[16]</sup>。由于条件的限制,给水度往往使用集中式参数,这些单个站点的外推值实际上并不能代表较大的计算分区,所以该法的计算精度会受到影响;以行政区界或水文地质单元划分的计算分区,一般也不考虑区内地形地貌、土壤、植被类型等具体情况,对计算结果也会造成一定程度的影响。

## 4.2 结论

本文分别以地下水位动态法和基于遥感数据的水量均衡法求取降水入渗量。水位动态法计算得到北京市平原区(城近郊除外)2011年地下水垂向入渗补给量为 $14.43 \times 10^8 \text{ m}^3$ ,基于遥感数据的水量均衡法计算出该区补给量为 $12.99 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。使用地下水位动态法验证基于遥感数据的水量平衡法得出,两者相关性 $R^2=0.96$ 。

两种方法获取数据均比较便捷,地下水位动态法基于传统的监测数据,精度更高,而基于遥感的水均衡法更适用于大尺度、长时间序列的补给排泄量计算。两种方法的时空尺度和精度不同,这是显而易见的,但均可以根据不同的评价或规划管理目的,估算出区域的地下水补给量。

## 参考文献:

- [1] 北京市水务局. 北京市水资源公报(1999~2011)[R]. (Beijing Water Authority. Beijing water resources bulletin (1999-2011)[R]. (in Chinese))
- [2] 张安京,叶超,李宇,等. 北京地下水[M]. 北京: 中国大地出版社, 2008. (ZHANG Anjing, YE Chao, LI Yu, et al. Beijing Groundwater [M].

- Beijing: China Land Press, 2008. (in Chinese))
- [3] 曲书明,张建国. 地下水位动态均衡法在豫东平原三义寨引黄灌区浅层地下水资源评价中的应用[J]. 水文地质工程地质, 1992,19(3):28-32. (QU Shuming, ZHANG Jianguo. Application of groundwater table regime equilibrium method to the evaluation of shallow groundwater resources in the Sanyizhai Yellow River-Channeling irrigation area in eastern Henan [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 1992,19(3):28-32. (in Chinese))
- [4] 吴庆华,张家发,严敏,等. 潜水入渗补给研究进展[J]. 长江科学院学报, 2014,31(10):89-97. (WU Qinghua, ZHANG Jiafa, YAN Min, et al. Groundwater recharge for unconfined aquifers: a review [J]. Journal of Yangtze River Scientific Research Institute, 2014,31(10):89-97. (in Chinese))
- [5] Manglik A, Rai S N, Singh V S. Modelling of aquifer response to time varying recharge and pumping from multiple basins and wells [J]. Journal of Hydrology, 2004,292(1):23-29.
- [6] Moon S, Woo N C, Lee K S. Statistical analysis of hydrographs and water-table fluctuation to estimate groundwater recharge [J]. Journal of Hydrology, 2004,292(1):198-209.
- [7] Seyed Reza Saghravani, Ismail Yusoff, Wan Zakaria Wan MdTahir, et al. Comparison of water table fluctuation and chloride mass balance methods for recharge estimation in a tropical rainforest climate: a case study from Kelantan River catchment, Malaysia [J]. Environ Earth Sci, 2015,73:4419-4428.
- [8] A. Manglik, S. N. Rai. Modeling water table fluctuations in anisotropic unconfined aquifer due to time varying recharge from multiple heterogeneous basins and pumping from multiple wells [J]. Water Resour Manage, 2015,29:1019-1030.
- [9] Healy R W, Cook P G. Using groundwater levels to estimate recharge [J]. Hydrogeology Journal, 2002,10:91-109.
- [10] 韩惠. 基于遥感技术的祖厉河流域土地利用/土地覆盖变化与蒸散发研究 [D]. 兰州: 兰州大学, 2006. (HAN Hui. Investigation of LUCC and ET in Zuli River Basin of the loess plateau using remotely sensed data [D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2006. (in Chinese))
- [11] 陈云浩,李晓兵,史培军. 非均匀路面条件下区域蒸散量计算的遥感模型[J]. 气象学报, 2002,60(4):508-512. (CHEN Yunhao, LI Xiaobing, SHI Peijun. The remote sensing model for regional evapotranspiration estimation over heterogeneous landscape [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2002,60(4):508-512. (in Chinese))
- [12] 陈莹莹,施建成,杜今阳,等. 基于 GLDAS 的中国区地表能量平衡数值试验[J]. 水科学进展, 2009,20(1):25-31. (CHEN Yingying, SHI Jiancheng, DU Jinyang, et al. Numerical experiments of surface energy balance over China Area based on GLDAS [J]. Advances in Water Science, 2009,20(1):25-31. (in Chinese))
- [13] 杨雪,宫辉力,潘云,等. 联合 GRACE 卫星和人工神经网络模拟华北平原地表垂直负荷形变量[J]. 首都师范大学学报 (自然科学版), 2015,36(2):83-88. (YANG Xue, GONG Huili, PAN Yun, et al. Using GRACE and ANN to simulate loading deformation in North China Plain [J]. Journal of Capital Normal University (Natural Science Edition), 2015,36(2):83-88. (in Chinese))
- [14] 张文明,董增川,钱蔚,等. 遥感技术在水文水资源领域中的应用研究进展 [J]. 节水灌溉, 2007,(8):24-32. (ZHANG Wenming, DONG Zengchuan, QIAN Wei, et al. Advances in applications of remote sensing data to hydrology and water resources [J]. Water Saving Irrigation, 2007,(8):24-32. (in Chinese))
- [15] 贾艳红,赵传燕,牛博颖. RS 与 GIS 技术在地下水研究中的应用[J]. 地下水, 2011,33(1):1-4. (JIA Yanhong, ZHAO Chuanyan, NIU Boying. Application of RS and GIS technology in the study of groundwater [J]. Groundwater, 2011,33(1):1-4. (in Chinese))
- [16] Scanlon B R, Healy R W, Cook P G. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge [J]. Hydrogeology Journal, 2002,10(1):18-39.

## A Comparative Study on Precipitation Infiltration Recharge Calculation Methods for Beijing Plain

LI Peng<sup>1,2</sup>, XU Haili<sup>3</sup>, PAN Yun<sup>4</sup>, SUN Ying<sup>2</sup>, WANG Xinjuan<sup>2</sup>

(1. China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China;

2. Beijing Institute of Hydrogeology and Engineering Geology, Beijing 100195, China;

3. Potevio Information Technology Co.Ltd., Beijing 100080, China; 4. Capital Normal University, Beijing 100048, China)

**Abstract:** The largest source of the groundwater recharge in Beijing is precipitation infiltration. The water balance method based on remote sensing was contrasted with the traditional water-table fluctuation method of groundwater resources assessment. The total recharge in Beijing plain in 2011 calculated by the former method is  $13.13 \times 10^8 \text{ m}^3$ . The vertical infiltration recharge of groundwater in the plain calculated by the latter method is  $17.39 \times 10^8 \text{ m}^3$ . The results show that they have very high correlation,  $R^2=0.9631$ . Both of methods have the applicable condition with the advantages and disadvantages.

**Key words:** groundwater recharge; water-table fluctuation; water balance; remote sensing; Beijing