

# 华北平原浅层地下水水位动态变化

王仕琴<sup>1</sup>, 宋献方<sup>1</sup>, 王勤学<sup>2</sup>, 肖国强<sup>3</sup>, 刘昌明<sup>1,4</sup>

(1. 中国科学院地理科学与资源研究所 陆地水循环与地表过程重点实验室, 北京 100101;

2. 日本国立环境研究所, 筑波 305-8506;

3. 天津地质矿产研究所, 天津 300170;

4. 北京师范大学水科学研究院 水沙科学教育部重点实验室, 北京 100875)

**摘要:** 利用中日合作项目在华北平原设置的自动监测设备 KADEC-MIZU II 型地下水水位自计仪, 对 2004-2006 年 39 处浅层地下水水位监测的结果, 结合区域影响地下水宏观动态类型的主要因素, 如地形地貌、地下水埋深、地下水开采程度、地下水漏斗以及河流湖泊等, 叠加各影响因素分区图得到地下水动态影响因素综合分区图, 结合观测孔地下水水位体现的动态特征, 将华北平原地下水观测点分为山前开采型、山前侧向补给—径流—开采型、中部河道带补给—开采型、中部地下水浅埋区降水入渗—蒸发型动态、黄河影响带侧向补给—蒸发型动态和滨海平原区入渗—蒸发型 6 大地下水动态类型。在此基础上阐明了大区域范围内不同类型地下水水位年内及多年动态变化的特点, 比较了不同类型区地下水动态所受影响因素的不同。

**关键词:** 华北平原; 浅层地下水; 地下水动态分区

## 1 前言

华北平原行政区划包括北京、天津、河北三省(市)的全部平原及河南、山东二省的黄河以北平原, 面积达 140683 km<sup>2</sup>, 共计 19 市 180 县(市), 人口 10776.8 万。该区属于我国北方比较缺水的地区, 人均水资源量只有 450 m<sup>3</sup> 左右, 是我国经济发展中受水资源制约最严重的地区之一<sup>[1]</sup>。华北平原水资源问题主要开始于 20 世纪 60 年代, 由于上游山区修建了很多水库, 袭夺了平原区来水量, 导致平原区地表河流干涸。70 年代以后, 气候干旱, 降水量呈减少趋势(图 1), 工农业的发展加大了对地下水的开采, 70 年代、80 年代地下水年均开采量分别为  $157.12 \times 10^8$  m<sup>3</sup> 和  $210.92 \times 10^8$  m<sup>3</sup>, 到 2000 年地下水利用量已达到  $227.02 \times 10^8$  m<sup>3</sup>, 占年水资源利用量的 74%<sup>[2]</sup>。

地表水拦蓄、地下水过量开采等人类活动, 破坏了地下水自然演化规律, 导致地下水环境、补给方式和地下水更新速度等发生变化, 严重影响了该区地下水资源的开发利用, 产生了一系列因不合理开发水资源造成的生态和环境问题, 如地面沉降、塌陷、土壤次生盐渍化等<sup>[3-5]</sup>。在华北平原开展地下水资源评价和地下水环境保护研究对于合理开发利用地下水资源, 为政府制定水资源管理与保护对策具有十分重要的意义。地下水动态是一个复杂的自然过程在某一特定环境中、在多种因素作用下的外观表现<sup>[6]</sup>, 因此对地下水动态的监测和研究是地下水资源评价工作的基础和关键。

收稿日期: 2007-07-19; 修订日期: 2008-02-20

基金项目: 国家自然科学基金项目(40671034) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.40671034]

作者简介: 王仕琴 (1981-), 博士生, 中国地理学会会员, 主要从事水文水资源、流域水循环研究。

E-mail: wangsq.06b@igsnr.ac.cn

通讯作者: 宋献方, 研究员, E-mail: songxf@igsnr.ac.cn

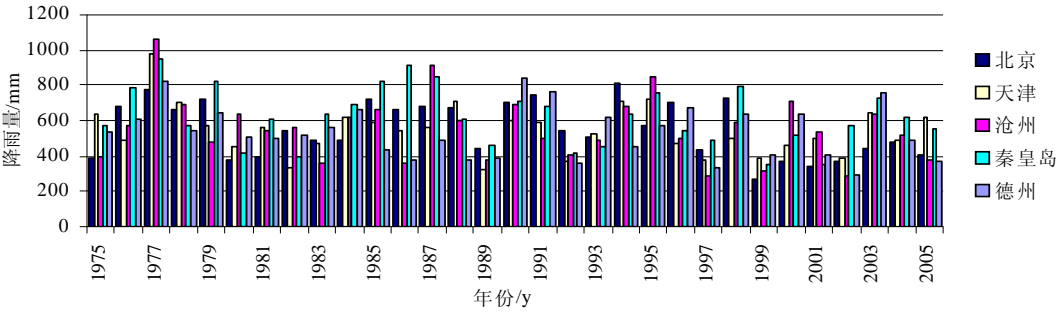


图 1 华北平原北京、天津、沧州、秦皇岛、德州气象站年降水量变化趋势图  
(数据来源于中国气象数据共享服务系统)

Fig. 1 Trends of annual precipitation of weather station of Beijing, Tianjin, Cangzhou, Qinhuangdao and Dezhou in North China Plain (Data are obtained from the China meteorological data sharing service system)

我国地下水水位的监测从 20 世纪 50 年代就已经开始<sup>[7]</sup>，其中大的区域性监测网 (如黄河流域或华北平原) 主要是在 70 年代初建立的。这些监测网的建立已经为地下水资源的评价管理等提供了丰富的基础性数据，但是由于大多数监测系统时间较长，大部分专业监测点已经老化，很多监测井报废，监测质量不高。此外由于监测频率低，不利于监测短期的变化趋势<sup>[7]</sup>。因此中国科学院地理科学与资源研究所、日本国立环境研究所和中国地调局天津地质矿产研究所合作开展黄河流域地下水资源监测和地下水资源评价数据库建设研究工作，利用日本先进的自动监测设备 KADEC-MIZU II 型地下水水位计对黄河流域包括华北平原地下水动态进行监测，是对现有监测系统的补充和提高，对掌握地下水动态特征和解决地下水资源评价过程中的技术关键问题提供基础工作。本文选取华北平原浅层地下水水位动态数据进行研究，从地下水动态类型主要影响因素的角度出发，进行了地下水动态分区，分析了空间上不同动态类型分区的地下水水位动态变化特征。

2 研究区基本情况与地下水水位监测

2.1 华北平原基本概况

华北平原在地貌上处于太行山山脉以东，燕山山脉以南，地势平坦，广阔坦荡，海拔不超过 100 m，自北、西、南西三个方向向渤海湾倾斜。地形坡降由山前 1‰~2‰变为东部临海平原的 0.1‰~0.2‰。从山麓至渤海海岸，分为山前冲积洪积倾斜平原、中部冲积湖积平原、东部冲积海积滨海平原三部分。在平缓倾斜的大平原上，多种复杂的大地貌和小型地貌交错重叠，有大型冲积扇、扇间洼地、河道带、河间带，也有河口三角洲、岗地、浅碟状洼地和条状背河洼地等 (图 2)。华北平原特有的地形地貌对地表径流、地下水的运动和富集都具有重要的控制作用。

华北平原属欧亚大陆东岸暖温带半干旱季风型气候区，冬春寒冷干燥，夏季炎热多雨，多年平均降水量一般为 500~600 mm (图 3)。全区降水量在年内分配不均匀，全年降水量 80%集中在汛期 6-9 月份，往往春旱秋涝。年平均水面蒸发量为 900~1400 mm，蒸发量随着气温上升而增加，大致随纬度增加而递减。华北平原属黄河、海河及滦河流域，此外还有徒骇河、马颊河、河北沿海诸河等直接入海的小河流，共有大小河流近 60 条。

2.2 地下水水位监测

从 2003 年末至 2004 年 7 月开始依次在华北地区共选取了 39 眼农用或生产生活观测孔 (图 2 和表 1)，选择观测孔时考虑了各种因素，包括监测孔所在华北平原位置的代表性，仪器管理和数据收集的便利等方面。其中在中国科学院崇岭实验流域山区布设两眼

(29 和 30 号观测孔), 用以辅助研究山区对平原的侧向径流补给关系, 其他观测点布设于华北平原区, 除 2、6、25 号井同时监测潜水和承压水外, 其他的主要用于监测潜水含水层。这些观测点分别用于控制不同的地下水系统, 如: 控制黄河地表水向地下水的侧向渗漏; 控制山区向平原区侧向径流补给的变化; 控制华北平原主要地下水水位降落漏斗; 控制沿海地区海水入侵; 控制华北平原咸水区浅层地下水水位及含盐量与土地盐碱化之间的关系等。

水位监测仪器采用日本国立环境研究所提供的 KADEC-MIZU II 型地下水水位计 (探头感应的水压式水位计, 图 4), 地下水水位监测频率为 30 分钟或 1 小时, 连续监测地下水水位的变化。

3 地下水动态影响因素及分区

3.1 地下水动态影响因素

地下水水位动态的影响因素可以分为两类: 一类是由含水层水量变化引起的水位变化, 包括天然降水、蒸发、人工开采以及河流入渗、灌溉回渗等。另一类是由含水层应力应变状态改变引起的水位变化, 包括大气压力的变化、太阳及月亮的引力变化、固体潮以及地震等<sup>[6, 9]</sup>。除深层开采外, 第一类影响因素主要对参与水循环积极的浅层含水层发生作用, 并且水位的宏观动态变化就能体现浅层含水层对外界条件的响应, 其决定性条件包括空间上地形地貌、岩性、地下水埋深、含水层的水文地质条件等差异。第二类影响因素对深层承压含水层反应相对来说较为灵敏, 其影响因素需要通过观测频率较高的水位动态资料体现, 可以通过分析地下水的微动态变化来研究<sup>[10-12]</sup>。本文暂不考虑微

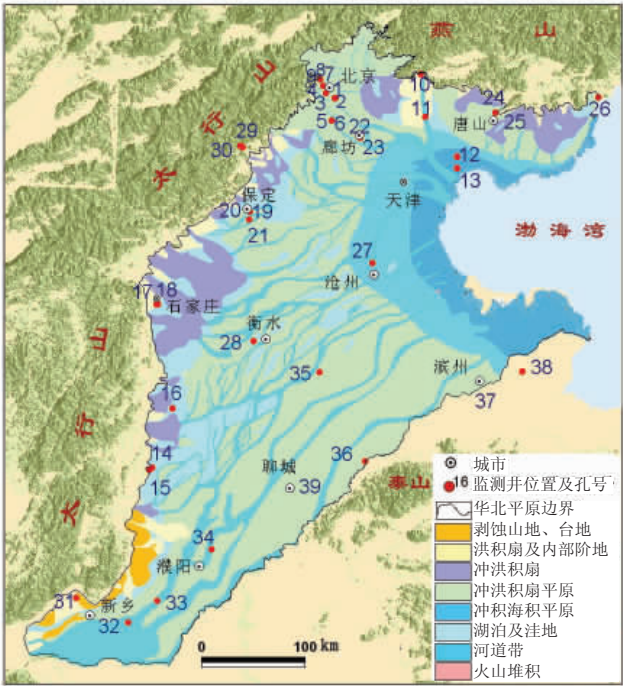


图 2 华北平原地形地貌及地下水监测孔分布图

Fig. 2 Location of groundwater monitoring pores in North China Plain



图 3 华北平原多年平均降水量及水系分布图  
(数据来源于中国气象数据共享服务系统)

Fig. 3 Annual mean precipitation and rivers in North China Plain

表 1 华北平原地下水监测孔基本情况表

Tab. 1 Information of groundwater monitoring wells in North Chian Plain

编号	观测点位置		地下水位类型		地面标高	井深	孔径
	省市	具体位置	经度 (°)	纬度 (°)	(m)	(m)	(cm)
1	北京	丰台区大红门内燃机厂	116.42	39.82	潜水	36.7	30
2		丰台区大红门内燃机厂	116.42	39.82	承压水	36.7	87
3		水源四厂	116.32	39.87	潜水	43.9	39
4		海淀区曙光花园院内	116.28	39.93	潜水	53.8	50
5		大兴区半壁店水管站院内	116.39	39.63	潜水	29.6	35
6		大兴区半壁店水管站院内	116.39	39.63	承压水	29.6	
7*		朝阳区南磨房北京工大院内中	116.25	39.99	潜水	35.7	36
8*		朝阳区南磨房北京工大院内南	116.25	39.99	潜水	35.7	111
9*		朝阳区南磨房北京工大院内北	116.25	39.99	潜水	35.6	202
10	天津	蓟县大享上乡半壁店	117.38	40.03	潜水	18.2	19
11		宝坻区王补庄乡八间房	117.43	39.67	潜水	5.3	202
12		宁河县大辛水利站	117.78	39.32	潜水	4.7	20
13		汉沽区水泥厂	117.78	39.22	潜水	2.0	12
14	河北	邯郸市东郊小北堡村	114.48	36.60	潜水	56.4	
15*		邯郸市丛台公园内	114.45	36.58	潜水		
16		邢台任县邢家湾水文站	114.68	37.12	潜水	149.0	100
17		石家庄市石门公园门口	114.48	38.02	潜水	76.0	100
18*		石家庄市建胜路	114.50	38.02	潜水	78.0	100
19		保定市郊区南奇村西南	115.48	38.83	潜水	28.3	89
20		保定市生物制药厂院内	115.47	38.85	潜水	18.4	120
21		保定清苑县小西村内	115.48	38.77	潜水	24.9	38
22		廊坊 1 组	116.70	39.48	潜水	13.2	50
23		廊坊 2 组	116.70	39.48	承压水	13.4	175
24		唐山北郊水厂荆各庄水源地 2 组	118.22	39.70	潜水	23.8	19
25		唐山北郊水厂荆各庄水源地 3 组	118.22	39.70	承压水	23.4	244
26#		秦皇岛抚宁县牛头崖镇王各庄村	119.38	39.81	潜水	7.3	12
27		沧州试验站	116.87	38.27	潜水	8.0	15
28		衡水试验站气象场	115.50	37.77	潜水	20.0	
29		易县崇岭流域果园	115.39	39.39	潜水	91.0	
30		易县崇岭流域杨树沟	115.37	39.41	潜水	102.0	
31	河南	辉县北云门乡南姚固村	113.72	35.46	潜水	85.0	25
32		延津县位邱乡宋庄	114.28	35.25	潜水	69.8	40
33		滑县老店乡老店集东 50 米	114.57	35.45	潜水	62.2	40
34		清丰县纸房乡大屯村	115.14	35.90	潜水	49.8	30
35	山东	德州市长观站内 203 号	116.27	37.45	潜水	21.0	20
36		齐河县城关镇小周 805	116.77	36.68	潜水	24.0	40
37		滨州市长观站内	118.00	37.37	潜水	9.0	6
38		东营市利津南宋	118.47	37.45	潜水	10.0	15
39		聊城市长观站内	115.97	36.43	潜水	32.5	29

注：其中编号右上角带\*号的监测孔（7、8、9、15、18）监测期间仪器坏，后期中止监测；编号右上角带#号的监测孔（26）为新安装，数据监测系列较短的监测孔；其它为长期观测孔。

动态，主要探讨地下水宏观动态变化特征。

3.2 地下水宏观动态分区

对地下水水位动态的分析，可从对地下水水位动态产生影响的各因素出发。华北平原分布范围广，各种地质、水文地质条件空间变异性强，影响地下水动态变化因素很多，各种因素自身又在不断变化，而且变化速度有快有慢，增加了研究的复杂性<sup>[6]</sup>。例如本次研究通过考虑了地形地貌、地下水埋深、岩性、含水层富水性以及河流湖泊因素，利用 Arcview GIS 3.3 软件叠加各因素分区所得到的分区为 376 个，因此如果考虑更多条



件来划分地下水动态分区<sup>[7,9]</sup>, 则得到的地下水动态类型区将会更多, 虽然从区域上更加细致地对地下水水位动态的影响因素进行了分区, 但是对于本区域内目前我们有限的地下水水位自计监测点来说, 增加了分析的复杂性。

本文从监测点代表区域地下水动态类型的角度出发, 选取在区域空间分布上差异较大的影响因素, 把对地下水水位动态产生明显影响的因素进行叠加, 确定分区图, 作为地下水动态变化特征分析的基础。这些明显造成区域地下水动态差异的影响因素包括: 影响径流补给条件的地形地貌条件 (图 2)、影响入渗以及蒸发的地下水埋深 (图 5)、区域开采潜力、地下水集中开采漏斗区 (图 6) 以及河流湖泊 (图 2) 等局部影响因素 (表 1)。将各类影响因素进行分区, 采用专家打分法<sup>[11]</sup>根据不同分区对地下水动态影响程度的不同制定影响程度级别, 如级别 1 表示影响程度大, 级别 2 次之, 级别 3 表示对地下水动态的影响程度最小, 在 Arcview GIS 3.3 软件中将各分区叠加, 可以得到地下水动态影响因素分区叠加图 (图 7)。图 7 中不同的斑块综合了不同的地下水动态影响因素, 根据图 7 中叠加区域级别的特征, 结合区内各监测孔所处的位置及地下水水位动态特征可将监测孔地下水动态分为六个大的区域类型: 即山前开采型动态 (a)、山前侧向补给—径流—开采型动态 (b)、中部河道带补给—开采型动态 (c)、中部地下水浅埋区降水入渗—蒸发型动态 (d)、黄河影响带侧向补给—蒸发型动态 (e) 和滨海平原区入渗—开采—蒸发型地下水动态类型区 (f) (图 7), 其中 a 区处于 b 区以内的山前地带, 位于城镇附近、工农业用水集中地区或距离工业开采浅层水的井孔较近地区, 如北京、保

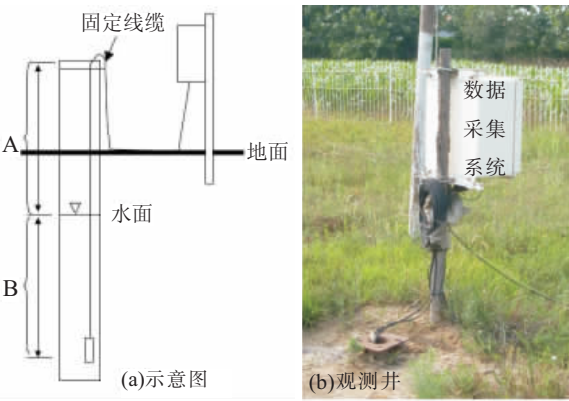


图 4 衡水观测站的地下水水位自动监测仪  
Fig. 4 Automatic groundwater monitoring data loggers at Hengshui site

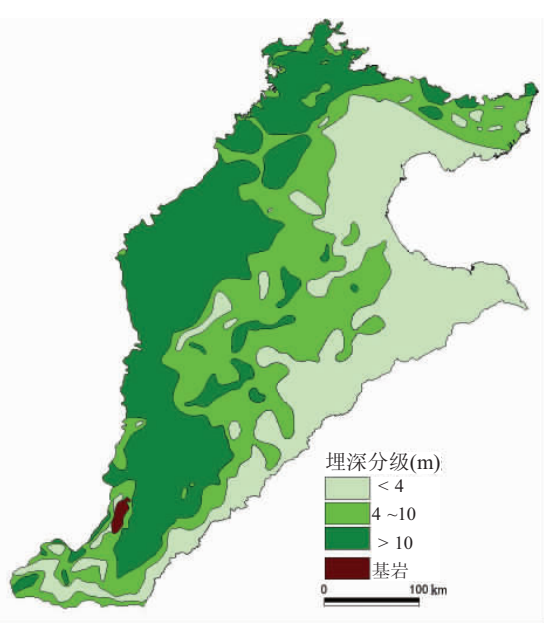


图 5 华北平原地下水埋深分级图  
Fig. 5 Groundwater depth of North China Plain

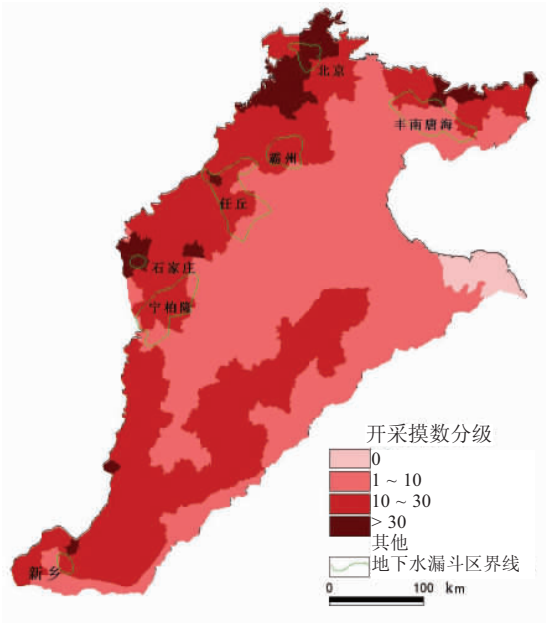


图 6 华北平原开采模数分级图  
Fig. 6 Groundwater discharge mode of North China Plain

定、石家庄等地，各观测孔地下水动态受具体开采条件的影响很大，如位于保定市南奇村的19号观测孔，其水位在年内体现出受山前侧向补给变幅较大的现象，多年内具有持续下降的趋势，因此对于a和b区没有给出明确的分区界线。不同地下水动态类型区的监测孔地下水变化在地理位置分布上反应了很大的差异性。

4 华北平原地下水动态变化

通过以上地下水的动态分区，结合监测点所在的位置，根据30分钟或1小时一次的观测数据，计算每天平均值，分析各个观测孔水位宏观动态变化特征，以下仅选取了各区内部分典型观测孔作为代表分别论述各类型区地下水宏观动态变化特征。

4.1 山前开采型动态

主要分布在山前开采程度高的地区，位于城镇附近、工农业用水集中地区或距离工业开采浅层水的井孔较近地区，如北京、保定、石家庄等地。该区的地下水变化特点是

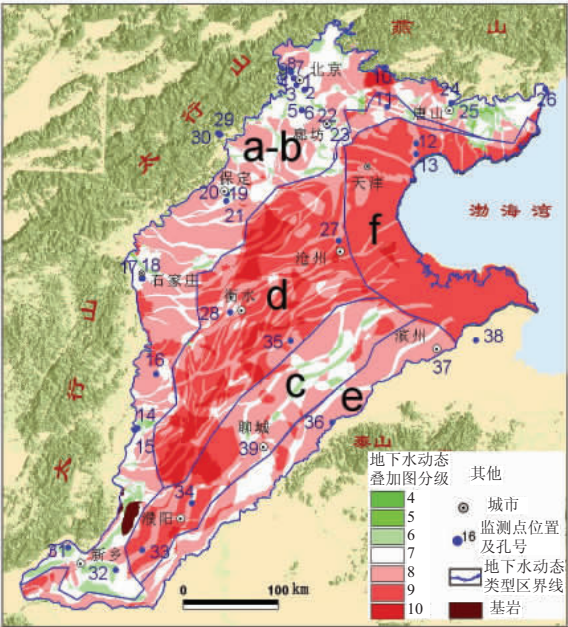


图7 华北平原地下水水位动态分区图  
Fig. 7 Dynamic patterns of groundwater in North China Plain

表2 华北平原地下水动态类型分区主要影响因素

Tab. 2 Dynamic patterns subareas of groundwater and their effects on the dynamic change of groundwater in North China Plain

影响因素	子区分类	影响程度分级	区域水文地质条件特征
地形地貌	山前冲积洪积倾斜平原 (冲洪积扇、洪积扇及内部阶地等)	1	水力坡度0.5‰~1.8‰，导水系数介于500~1000 m <sup>2</sup> /d；山前非饱和带和含水层的颗粒较粗、厚度较大，有利于接受大气降水入渗与河水的渗漏补给；径流条件好；
	中部冲积湖积平原 (冲积平原)	2	水力坡度0.25‰~0.5‰，导水系数50~500 m <sup>2</sup> /d；含水层颗粒由粗变细层次增多，径流变弱；
	东部冲积海积滨海平原 (包括冲积平原、海积平原)	3	水力坡度0.10‰~0.25‰，导水系数一般小于50 m <sup>2</sup> /d；含水层颗粒非常细，多为粉砂、粘土和淤泥夹层，径流最弱；
地下水埋深	地下水浅埋区 (埋深<4 m)	1	埋深4 m以内，地下水蒸散发作用强烈，降水对地下水补给作用快；
	地下水埋深较浅区 (4 m<埋深<10 m)	2	埋深4~10 m，除粘性土、粘土等孔隙度较小的地区外，地下水蒸散发作用较小，降水对地下水的补给速度较慢；
	地下水深埋区 (埋深>10 m)	3	埋深大于10 m，蒸散发作用很小或没有蒸散发作用，降雨入渗补给到地下水滞后时间长，同时与包气带岩性有关；
地下水开采程度	开采程度强 (开采模数>30)	1	明显引起地下水水位下降，减少了蒸发量，增加了入渗补给量；
	开采程度中 (10<开采模数<30)	2	水位下降受开采作用较明显；
	开采程度弱或无地下水开采 (0<开采模数<10或=0)	3	水位变化与开采量变化基本没有相关性；
河流湖泊	河道带上下游	1	由河道带上游至下游，径流强度逐渐减弱；
	河道带至河间带及洼地	2	河道带含水层颗粒主要由砾石、粗砂组成，渗透性强，易接受河流地表水的补给，导水系数较强；由河道向两侧河间带及洼地，含水层颗粒由粗砂逐渐变为细砂、粘性土，导水系数减弱。

水位呈现缓慢持续下降的趋势，受降水影响不明显，即使在夏季降水量大的季节水位也没有回升，每年只有在用水量少的 2-3 月水位升高。其中一些较浅的观测井如位于北京的 1 号井水位持续下降至 2004 年年末干涸。以位于北京地下水漏斗区附近的 3 号和 5 号观测孔为例，2004 年 1 月 1 日至 2006 年 12 月 31 日水位下降速率分别为 0.58 m/a 和 0.64 m/a，水位持续下降，没有大的跳跃性，水位方差较小，变差系数也很小 (表 3)。此外，由于华北平原山前地下水开采程度较高，某些观测点受山前较强的侧向径流补给作用，水位在下降的同时在年内表现出较大的波动性，如位于保定的 19 号观测孔 (图 8a)。

地下水动态类型为开采型 (图 8a)。

4.2 山前侧向补给—径流—开采型动态

位于华北山前冲洪积扇以及山前冲洪积平原地带，属于华北山区至平原区的过渡带。最低水位出现在每年 5-6 月，7、8 月降水量增大，由于地形坡度较大，含水层渗透性好，该区地下水水位受到山区含水层侧向补给的作用明显，水位陡涨，加之山前径流条件好，高水位可以持续到翌年 3-4 月。水位变幅及方差大，如位于河南的 32 号孔水位变幅和方差最大分别为 7.56 m 和 4.51。位于唐山的 24 和 25 号观测孔处于燕山山前冲洪积扇地带，入渗能力强，地下水埋深较大，开采程度高，因此地下水水位波动性大，由于浅层数据仪器误差，从深层 25 号地下水动态变化可以看出，地下水水位最低出现在 5、6 月，水位陡涨陡落的现象与太行山山前浅层观测孔水位变化一致，说明山前侧向补给对浅层以至深层地下水的补给作用都较强。由于地下水水位的陡涨陡落，方差较大，变差系数受山前地形坡度等的影响，各个观测孔有所不同 (表 3)。

地下水动态为降雨入渗—径流—开采型 (图 8b)。

4.3 中部河道带补给—开采型动态

位于中部冲洪积平原河道带，属于古黄河河道分布区域，浅埋古河道主要由各种粒级的砂组成，孔隙大，渗透、径流、排泄条件好<sup>[14, 15]</sup>，地下水水位具有明显的季节性变化

表 3 华北平原典型观测孔浅层地下水水位统计参数表  
Tab. 3 Table of statistic parameters of the shallow groundwater monitoring pores in North China Plain

分区	孔号	观测天数 (d)	变幅 (m)	最小值 (m)	最大值 (m)	平均值 (m)	方差	变差系数
a	1	342	2.18	15.79	17.97	17.42	0.13	0.02
	3	1034	2.11	18.92	21.03	19.97	0.17	0.02
	4	962	3.18	22.79	25.97	24.03	0.35	0.02
	5	852	1.87	10.95	12.82	11.89	0.16	0.03
	17	642	3.06	32.21	35.27	33.40	0.25	0.01
	18	507	1.44	35.64	37.07	36.37	0.16	0.01
	21	753	5.74	-6.75	-1.01	-3.63	1.42	-0.33
b	4	962	3.18	22.79	25.97	24.03	0.35	0.02
	10	757	3.01	6.59	9.60	8.18	0.65	0.10
	11	650	3.74	-3.05	0.69	-0.93	0.75	-0.92
	14	859	8.34	31.45	39.79	36.80	2.40	0.04
	16	720	5.12	118.92	124.04	121.56	2.02	0.01
	19	430	>2.61	<12.55	-9.94	-11.31	0.37	-0.05
	20	656	2.34	0.63	2.97	2.07	0.24	0.24
	22	601	3.33	7.00	10.33	9.36	0.23	0.05
	25	684	4.68	-0.67	4.01	2.69	0.81	0.90
	31	790	3.18	80.00	83.18	81.89	0.55	0.01
	32	756	7.56	60.76	68.32	64.31	4.51	0.03
c	33	670	1.36	41.94	43.29	42.77	0.05	0.01
	34	829	4.49	32.19	36.69	35.10	0.81	0.03
	39	693	4.75	29.04	33.79	31.21	2.30	0.05
d	27	962	4.37	0.38	4.75	3.07	0.43	0.21
	28	876	2.96	0.00	2.96	2.48	0.12	0.14
	35	578	1.11	17.26	18.37	17.83	0.05	0.01
e	36	636	1.90	21.09	22.99	21.57	0.09	0.01
	37	726	0.92	7.09	8.01	7.55	0.02	0.02
f	12	603	3.53	-2.79	0.74	-0.16	0.74	-5.26
	13	611	2.33	-1.01	1.32	0.24	0.53	3.04

注：山区地下水监测孔、平原区承压水 (除 25 号孔外) 监测孔以及由于仪器问题监测中止的监测孔未列出。

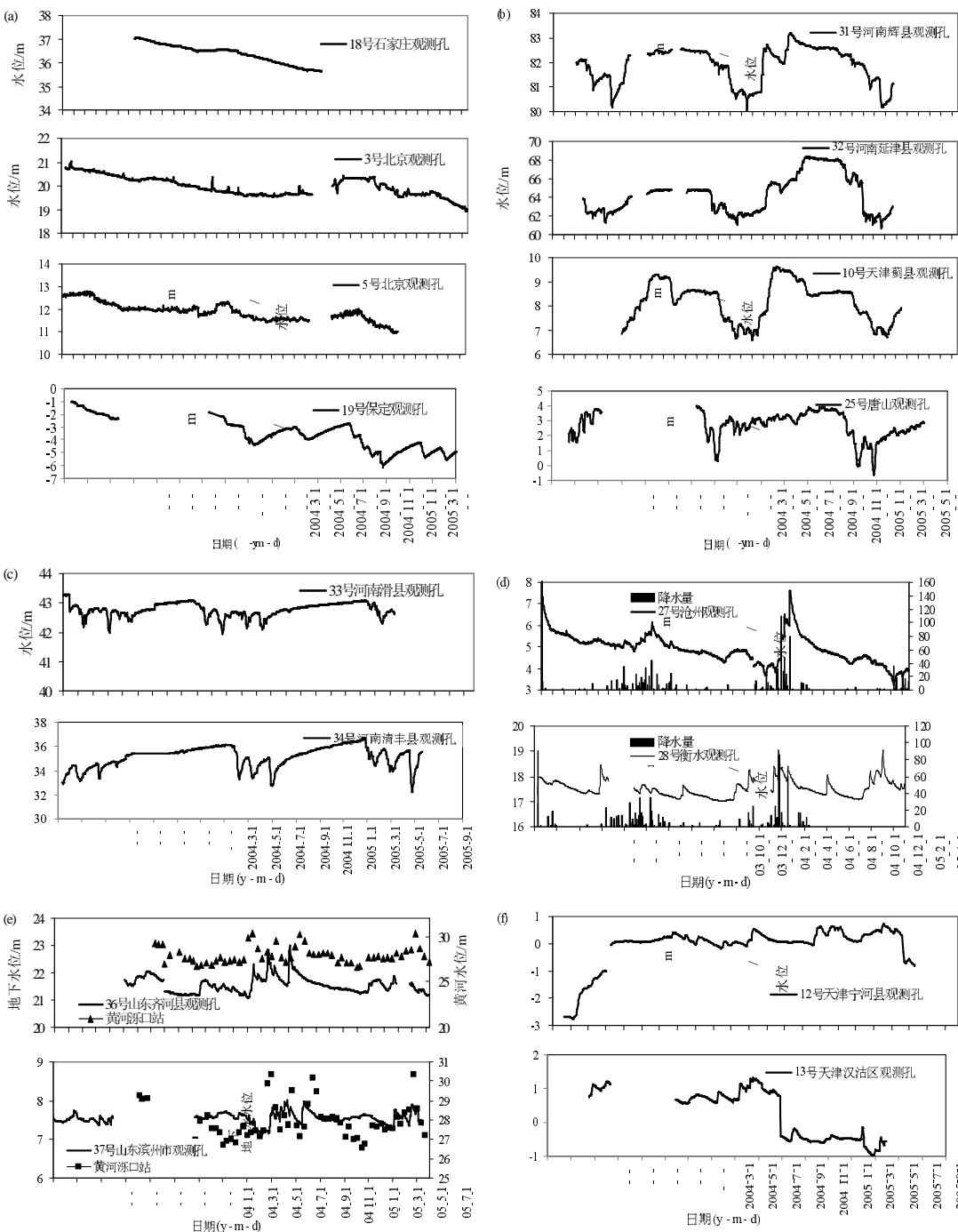


图 8 华北平原不同地下水类型区典型观测孔动态变化曲线：(a) 山前开采型动态；(b) 山前侧向补给—径流—开采型动态；(c) 中部河道带补给—开采型动态；(d) 中部地下水浅埋区降水入渗—蒸发型动态；(e) 黄河影响带侧向补给—蒸发型动态；(f) 滨海平原区入渗—开采—蒸发型地下水动态类型

Fig. 8 Curves of six dynamic patterns of groundwater level in North China Plain

(a) discharge pattern in piedmont plain; (b) lateral recharge-runoff-discharge pattern in piedmont plain; (c) recharge-discharge pattern in middle channel zone of alluvial plain; (d) precipitation infiltration-evaopration pattern in shallow groundwater area of the central plain; (e) lateral recharge-evaporation pattern in affected area of Yellow River recharge; and (f) infiltration-discharge-evaporation pattern in marine plain



规律。3-6 月或 7 月是低水位期,这是由于春灌抽水的影响,水位显著下降,灌溉后地下水受到回渗补给作用,水位有回升现象,根据灌溉的时间,地下水水位也出现周期性的波动。6 月或 7 月以后开采量减少,受降水及其河道渗漏补给的作用,水位平稳持续上升,至翌年 2-3 月达到最高值。如位于河南的 33 和 34 号观测孔,水位波动规律相似,但是方差相差较大,说明水位波动除了受开采灌溉等影响外,也与局部河道含水层性质有关。变差系数较小(表 3)。

地下水水位动态属于灌溉回渗与降雨入渗—开采型(图 8c)

#### 4.4 中部地下水浅埋区入渗—蒸发型动态

位于中部冲洪积平原区地下水埋深较浅的区域,由于浅层多为咸水分布,地下水开发利用程度较低,因此地下水水位动态受到降水入渗和蒸发排泄的双重作用。最低水位出现在地下水蒸发强烈,且降水量较少的枯水季节,到了夏季,地下水水位受降水的补给迅速抬升。如沧州 27 号观测孔地下水水位埋深很浅,主要受降雨入渗以及蒸发的影响。地下水水位在每年的 6 月或 7 月处于最低值,8 月或 9 月随降雨的补给水位很快抬升达到每年的极值,地下水水位对降水的响应很快,如 2005 年 7 月 30 日的一场 109 mm 的大雨以及之后几天的中雨可以使地下水水位很快升高到 7.62 m,之后连续无雨的干旱天气,5 月末水位迅速下降至年最低水位 3.25 m。

此外,沧州地下水水位在监测的三年内还有逐渐下降的趋势,这与深层地下水漏斗的扩大有密切关系。同样位于衡水的 28 号观测孔与降雨量变化关系密切,夏季随降雨量的补给水位很快上升,冬春季无降水补给,加之蒸发量达年内最大,因此水位降低到最低,其中沧州的水位变幅和方差都比衡水观测点的要大(表 3),这也是由于实际观测点的包气带性质导致的不同,沧州包气带主要由砂质壤土和粉砂质壤土交互层组成,而位于衡水的观测点包气带为均质的砂壤土,其入渗补给机理方面有所不同。

地下水动态为降雨入渗—蒸发型(图 8d)。

#### 4.5 黄河影响带侧向补给—蒸发型动态

位于黄河影响带内,黄河作为地上悬河,直接对两岸的地下水产生补给,地下水水位随着黄河水位的变化而变化。例如位于山东的 36 和 37 号观测孔距离黄河近,且含水层渗透性强,每年的 3-5 月为枯水季节水位较低,随着农业以及灌溉回渗补给作用会有一些小的波动,到洪水季节,水位随黄河水位出现陡涨缓落的现象,并且出现几个峰值。地下水水位的大幅变化主要发生在洪水季节,其他时间在黄河不断流的情况下可以得到常年的补给,水位变幅分别为 1.90 m 和 0.92 m,方差和变差系数都较小。由黄河泺口站水位和 36、37 号地下水水位之间的关系(图 8e)可以看出黄河对地下水的补给作用。

地下水动态为侧向补给—蒸发型(图 8e)。

#### 4.6 滨海平原区入渗—开采—蒸发型动态

滨海平原区浅层地下水多咸水分布,地下水开发利用程度低,有的地区基本无开采,地下水埋深浅,易接受降水补给,夏季地下水水位较高,同时受蒸发的作用也较强,沿海地区受海水入侵补给的影响,综合各类影响因素,其水位动态无明显规律性变化,方差和变差系数都很大。例如位于天津的 12 号和 13 号观测孔动态曲线,其中 12 号观测孔位于天津市宁河县,地下水水位在 2004 年 6 月后有大幅度的上升,可能是枯水季节之后受夏季降水补给的作用,而 2005 年水位没有大的变化,可能与天津市地下水限采封停有关,由于所得资料有限,本文对具体原因暂不做分析。

地下水动态为入渗—开采—蒸发型或入渗—蒸发型(图 8f)。

## 5 总结与展望

(1) 华北平原地下水动态受水文气象、地质、水文地质以及人类活动等多方面因素的影响, 区域地下水水位动态变化与水均衡的影响一致, 整体上, 体现为入渗—径流—开采排泄型或入渗—蒸发排泄型。

(2) 考虑了影响地下水动态类型的主要条件, 即开采条件、入渗条件、径流条件以及蒸发条件, 综合主要的影响因素, 选取地形地貌条件、地下水埋深、地下水开采程度、河流湖泊以及地下水漏斗等局部影响条件分区图, 利用 Arcview GIS 3.2 软件将各影响因素进行叠加, 得到了这些因素的综合分区图。按照综合分区图中各因素对地下水动态影响条件的程度分区叠加的级别, 结合在研究区布置的 39 个监测孔所控制的范围, 以及监测结果所反映的地下水动态特征, 把华北平原地下水分为 6 个大的动态类型区, 山前开采型动态、山前侧向补给—径流—开采型动态、中部河道带补给—开采型动态、中部地下水浅埋区降水入渗—蒸发型动态、黄河影响带侧向补给—蒸发型动态和滨海平原区入渗—蒸发型地下水动态类型区。

(3) 各个区内的水位变化具有相似性, 由于受大区域上地质、水文地质、开采等条件的不同, 不同区域的地下水动态具有明显的差异性。因此, 分析不同区域的地下水动态变化特征对于认识大区域范围内地下水资源演化规律具有基础性作用。

(4) 本文对整个区域上的动态分区属于大尺度, 因此, 未来应在原有的监测网络的基础上, 进一步细化, 力求在考虑各种动态影响条件下对地下水进行监测, 才能在区域上更进一步的细化地下水在空间上和时间上动态变化规律。此外, 对于地下水动态分区采用方法主要从整体宏观的角度出发具有一定主观性, 对地下水动态影响条件仅仅考虑了几个大的主要条件, 而未考虑含水层岩性、包气带岩性、土地利用方式等其他条件, 是因为含水层岩性和包气带岩性可以在地形地貌的分区中有所不同, 加之本次观测点较少, 因此没有考虑细节条件, 在未来增加观测孔的基础上将会加强各种因素条件的分析。

**致谢:** 特别感谢日本千叶大学的李发东博士以及中国科学院地理科学与资源研究所的刘鑫博士和侯士彬硕士, 为完成本研究在安装仪器、收集数据等方面提供了很多帮助。北京市水文地质工程地质勘查设计研究院、天津地质调查研究院、河北省地质环境监测总站、河北省环境地质勘查院和廊坊和唐山、邢台、邯郸等地方勘查设计院、山东省地矿局地质工程勘察院、河南省地矿局第一水文地质工程地质队、河南省水文地质工程地质勘察院等单位以及有关人员为本次研究提供了宝贵的资料和帮助, 在此表示感谢!

## 参考文献 (References)

- [1] Jia Jinsheng, Liu Changming. Groundwater dynamic drift and response to different exploitation in the North China Plain: A case study of Luancheng County, Hebei Province. *Acta Geographica Sinica*, 2002, 57(2): 201-209. [贾金生, 刘昌明. 华北平原地下水动态及其对不同开采量响应的计算: 以河北省栾城县为例. *地理学报*, 2002, 57(2): 201-209.]
- [2] National land resources survey report: The sustainable development of groundwater in North China Plain. 2003. [国土资源大调查项目报告: 华北地下水可持续开发利用前景. 2003.]
- [3] Zhang Zonghu, Shi Dehong, Shen Zhaoli et al. Evolution and development of groundwater environment in North China Plain under human activities. *Acta Geoscientia Sinica*, 1997, 18(4): 338-344. [张宗祜, 施德鸿, 沈照理 等. 人类活动影响下华北平原地下水环境的演化与发展. *地球学报*, 1997, 18(4): 337-344.]
- [4] Fan Pengfei. Groundwater evolution and prediction in North China Plain. *Acta Geoscientia Sinica*, 1998, 19(4): 346-352. [范鹏飞. 华北平原地下水演化及预测. *地球学报*, 1998, 19(4): 346-352.]
- [5] Xia Jun, Liu Mengyu, Jia Shaofeng et al. Water security problem and research perspective in North China. *Journal of Natural Resources*, 2004, 19(5): 550-560. [夏军, 刘孟雨, 贾绍凤 等. 华北地区水资源及水安全问题的思考与研究. *自然资源学报*, 2004, 19(5): 550-560.]
- [6] Chen Baoren, Hong Zaiji et al. *Groundwater Dynamics and Prediction*. 1st edn. Beijing: Science Press, 1988. 1-382. [陈葆仁, 洪再吉 等. 地下水动态及其预测. 第一版. 北京: 科学出版社. 1988. 1-382.]

- [7] Zhou Yangxiao. Design of regional groundwater level monitoring networks. *Hydrogeology and Engineering Geology*, 2007, 34(1): 1-9. [周仰效. 区域地下水位监测网优化设计方法. *水文地质工程地质*, 2007, 34(1): 1-9.]
- [8] Groundwater Research Group of Scientific Research Section, China Earthquake Administration. Identification of main disturbance factors for groundawater level and extraction of seismic information. *Seismology and Geology*, 1983, 5(4): 13-22. [地下水水位研究组. 地下水水位主要干扰因素的识别与地震信息的提取. *地震地质*, 1983, 5(4): 13-22.]
- [9] Dong Dianwei, Lin Pei, Yan Ying et al. Optimum design of groundwater level monitoring network of Beijing plain. *Hydrogeology and Engineering Geology*, 2007, 34(1): 10-19. [董殿伟, 林沛 等. 北京平原地下水水位监测网优化. *水文地质工程地质*, 2007, 34(1): 10-19.]
- [10] Bras R L, Rodriguez Iturbe I. *Random Functions and Hydrology*. Reading, Massachusetts: Addison-Wesley, 1985.
- [11] Huang Zhongshu. *Spectrum analysis method and its appliance in hydrology and weather*. Beijing: Weather Publisher House, 1983. 1-202. [黄忠恕. *波谱分析方法及其在水文气象中的应用*. 北京: 气象出版社, 1983. 1-202.]
- [12] Yang Zhongping, Lu Wenxi, Li Ping. Application of time-series model to predict groundwater regime. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2005, 36(12): 1475-1479. [杨忠平, 卢文喜, 李平. 时间序列模型在吉林西部地下水动态变化预测中的应用. *水利学报*, 2005, 36(12): 1475-1479.]
- [13] Zhu Shibin, Zhang Fengxiao. The application of investigation and expert marking method in risk assessment. *Shanxi Architecture*, 2006, 32(22): 274-275. [朱仕斌, 张峰晓. 调查和专家打分法在风险评估中的应用. *山西建筑*, 2006, 32(22): 274-275.]
- [14] Wu Chen, Zhao Mingxuan. On explanation and utilization of ancient channel resources and relevant politics. *Resources Development and Conservation*, 1993, 9(1): 21-24. [吴忱, 赵明轩. 论古河道资源的开发利用与对策: 以华北平原为例. *资源开发与保护*, 1993, 9(1): 21-24.]
- [15] Wu Chen, Ma Yonghong, Zhang Xiuqing. Palaeochannel and palaeodrainage patterns in the North China mountains. *Geographical Research*, 1996, 15(3): 33-41. [吴忱, 马永红, 张秀清. 华北山地的古河道与古水系. *地理研究*, 1996, 15(3): 33-41.]

## Dynamic Features of Shallow Groundwater in North China Plain

WANG Shiqin<sup>1</sup>, SONG Xianfang<sup>1</sup>, WANG Qinxue<sup>2</sup>, XIAO Guoqiang<sup>3</sup>, LIU Changming<sup>1,4</sup>

(1. *Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China;*

2. *National Institute for Environmental Studies, Tsukuba 305-8506, Japan;*

3. *Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin 300170, China;*

4. *Key Laboratory of Water and Sediment Science, MOE, Water Science College, Beijing Normal University, Beijing 100875, China)*

**Abstract:** The groundwater level of 39 unconfined observation wells from 2004 to 2006 in North China Plain (NCP) was monitored using automatic groundwater monitoring data loggers KADEC-MIZU II of Japan. The automatic groundwater sensors were installed for the corporation project between China and Japan. Combined with the monitoring results from 2004 to 2006 with the major factors affecting the dynamic patterns of groundwater, such as relief, depth of groundwater level, discharge extent and rivers, the dynamic regions of NCP groundwater were compiled. According to the dynamic features of groundwater in NCP, six dynamic patterns of groundwater level were identified, including discharge pattern in the piedmont plain, lateral recharge-runoff-discharge pattern in the piedmont plain, recharge-discharge pattern in the middle channel zone, precipitation infiltration-evaporation pattern in the shallow groundwater region of the central plain, lateral recharge-evaporation pattern in the recharge-affected area along the Yellow River, and infiltration-discharge-evaporation pattern in the littoral plain. Based on this, various dynamic patterns features of groundwater were interpreted and different factors of different dynamic patterns were compared.

**Key words:** North China Plain; shallow groundwater; dynamic region of groundwater