

北京工业大学

硕士学位论文

平原区地下水流动模型构建与分析

姓名：魏文清

申请学位级别：硕士

专业：水利水电工程

指导教师：马长明;薛伟

20060501

摘 要

大兴区位于北京市的南部，总面积 1030.6 平方公里。地势西北高而东南低，海拔 15 米到 45 米，地面坡降一千二百五十分之一。为永定河冲积洪积平原的一部分。

近年来，随着经济的发展，北京市大兴区对地下水的需求量也越来越大，导致超采地下水情况比较严重，引起了地下水位持续下降的现象，并且有可能引发一些不良的后果，而这种现象在干旱和半干旱地区十分普遍。在这种情况下，为了经济的可持续发展和水资源的可持续利用，有必要对地下水运动进行较为详尽的分析，从而对当地的地下水资源做出科学的评价。

本文对大兴区水文地质条件进行了概化，构建了数值模拟模型。数值模拟模型包括两个方面，一方面是水文地质概念模型的建立，处理研究区域的源汇项。另一方面是对所建模型进行校正。水文地质概念模型是用 GMS 软件中的概念模型方法建立的，并用预估—校正法对模型进行了识别。运行模型模拟了大兴区的地下水位动态变化过程，并分析了影响大兴区地下水位动态变化的主要因素。

降水入渗补给是大兴区地下水资源的主要补给来源，因此给定准确的降水入渗补给强度是至关重要的。本文在给定降水入渗对地下水的补给强度时考虑了降水的不均匀性和降水入渗补给的有效性。

对计算结果的分析表明，降水入渗补给是地下水补给项的主要来源，占到了总补给量的 67.69%，其次是农田灌溉回渗对地下水的补给，占总补给量的 23.26%。人工开采则几乎是地下水排泄的唯一方式，占到总排泄量的 99.62%，其中对地下水的开采又以农业用水开采为主，农业开采占人工开采的 96%。影响地下水位变化的主要因素是降水补给和人工开采，降水和人工开采引起了地下水位的动态变化。

关键词 地下水；数值模拟；模型；GMS

ABSTRACT

Daxing District lies in the south of Beijing city and encompasses 1030.6 square kilometers. The terrain in southeast is lower than in northwest. The elevation is between 15 and 45 meter. The slope is one of one thousand two hundred and fiftieth. Daxing District is part of the alluvial plain of Yongding River.

With the development of economy, the requirement of groundwater in Daxing district increases rapidly in recent years, the groundwater is exploited excessively and groundwater table fall down continually. This can induce some bad results. But this is extremely common in the arid and semi-arid area. In this situation, for sustainable economical development and sustainable use of water, it is necessary to analyze the movement of groundwater exactly and appraise the local groundwater resources scientifically.

In this paper, Daxing district's hydrogeology condition is simplified, and a numerical modeling is applied to study on the groundwater of Daxing district. The numerical modeling includes two aspects, one is to build the hydrogeology conceptual model to process the sources/sinks, and the other is to calibrate the model constructed. The hydrogeology conceptual model is build with the conceptual model method in GMS software, and predict-adjust method is used to calibrate the model. Then the model is run to simulate the dynamic change of groundwater level, and primary influencing factor of the change of groundwater level is analyzed.

The influx to Daxing district is primarily through recharge due to rainfall, so assign an accurate recharge rate is very important. This paper considered the nonuniformity of precipitation and the validity of recharge due to rainfall when give the recharge rate.

The analysis to calculated result indicates that, the influx to Daxing district is primarily through recharge due to rainfall, it occupies 67.69% of the total recharge volume. The second recharge is due to irrigating recharge, it occupies 23.26% of the total recharge volume. Manual exploitation is almost the only way of discharge, it occupies 99.62% of the total discharge volume ,and the agriculture irritation occupies the biggest share of exploitation, it occupies 96% of the manual exploitation volume . The main factor of the groundwater table change is recharge and exploitation, the precipitation and the exploitation which cause the groundwater regime changing dynamically.

Keywords groundwater; numerical simulation; model; GMS

独 创 性 声 明

本人声明所呈交的论文是我个人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。尽我所知，除了文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得北京工业大学或其它教育机构的学位或证书而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示了谢意。

签名： 魏文清 日期： 2006年6月

关于论文使用授权的说明

本人完全了解北京工业大学有关保留、使用学位论文的规定，即：学校有权保留送交论文的复印件，允许论文被查阅和借阅；学校可以公布论文的全部或部分内容，可以采用影印、缩印或其他复制手段保存论文。

（保密的论文在解密后应遵守此规定）

签名： 魏文清 导师签名： 马长明 日期： 2006年6月

第1章 绪论

1.1 课题背景及研究意义

随着社会经济的迅速发展与人口的不断增长,人类对淡水资源的需求量越来越大,对水质的要求也越来越高。地下水作为一种天然的淡水资源,无论是其水量还是其水质,存在着得天独厚的优势。然而对于地下水资源来说,它的开发利用也跟其它自然资源一样,受其自身更新能力的制约,存在着一个最大限度的问题。当人们开发利用超过这个限度时,就会受到自然界无情的惩罚。不仅如此,联合国《世界水资源综合评估报告》指出:水问题将严重制约21世纪全球经济与社会发展,并可能导致国家间的冲突^[1]。

水资源短缺已成为当今人类面临的最严峻挑战之一。我国人均水资源占有量居世界第108位,仅为世界平均值的1/4,形势更加严峻^[2]。地下水资源作为淡水资源很重要的一个组成部分,自然是一个不容忽视的问题。

20世纪末,全世界地下水开采量约6500亿立方米,其中美国、印度和中国年均开采量均超过1000亿立方米,占世界总开采量的50%以上。世界有关机构研究表明,20世纪80年代以来,地下水开采量急剧增长^[3]。超量开采地下水导致了一系列严重的问题。在这些问题中最为常见的是,长期过量抽水,使地下水得不到与其相适应的充分补给,从而导致水井相互干扰,含水层被疏干,地下水位异常下降,甚至引起地面沉降使整片地面建筑物开裂,城市下水管道全面报废。其次就是海水入侵,使地下水水质受到污染等,由此带来的损失不计其数。

北京是一个严重缺水的城市,仅相当于全国平均的1/8,世界平均的1/30。地下水作为北京的主要供水水源,在首都经济发展中发挥了重要作用,但也由于过量开采引发了一系列问题。造成地下水位不断下降,局部地区出现地面沉降现象。1980年以来,全市地下水位快速下降。潜伏的地下水危机已经显露^[4]。

北京市开发利用地下水总的指导思想是:坚持可持续发展战略,调整全市水资源开发利用布局及管理方式,以供定需,量水而行,优先利用地表水,合理开发地下水。开源、节流、保护并重,对平原区地下水资源实行总量控制。加强节约用水,深度开发雨洪水,大力开展再生水回用,严格控制地下水超采,实现地表水与地下水联合调度,促进生态环境向良性方向发展,使有限的水资源在首都的社会经济建设中发挥最大的作用,保持经济、环境、社会效益的协调发展^[5]。

在这种情况下,有必要摸清地下水资源的家底,尤其是要对地下水资源进行科学的评价。本文将以北京市大兴区为计算区域,对平原区地下水流动及其水位变化进行数值模拟,以期能够获得一种构建地下水流运动模型的方法,为地下水变化进行数值模拟,以期能够获得一种构建地下水流运动模型的方法,为地下水

资源的合理开发利用提供一定的参考。

1.2 地下水流动模型发展概况

地下水运动的模型,尤其是用解析法求解的数学模型,前人已经作了不少工作。

1856年法国工程师达西(Henry Darcy)在装满砂的圆筒中进行渗透试验,得出了渗透速度与渗透系数和水力坡度成线性关系,称线性渗透定律,即著名的达西定律^[6]。它奠定了渗流理论量化研究的基础。

1863年,裘布依(J. Dupuit)研究分析了潜水的实际运动形式,在一些假设的基础上,裘布依提出了地下水流向完整井的稳定流理论^[7]。稳定井流理论的应用有很大的局限性,最大的缺陷在于稳定井流理论描述的是在一系列严格的假设条件下,地下水运动经过很长时间而达到的一种平衡状态,这种平衡状态是不随时间变化的,而实际的地下水运动总是随时间变化的。

非稳定流理论的出现解决了这个难题。泰斯于1935年利用地下水非稳定流与热传导的相似性,得出了地下水流向水井的非稳定流公式,即泰斯公式,把地下水定量计算推进到了一个新阶段。

1970年,纽曼在分析已有的理论上提出了考虑潜水弹性释放和重力给水,垂向分速度和均质的各项异性等因素的潜水井流理论。根据水均衡原理建立有关潜水面移动的连续性方程,进而得到潜水面边界条件的近似表达式^[8]。

应用以上非稳定流理论,能解决两个方面的问题,一个是预报水位变化,即所谓的正问题;另一个是利用非稳定抽水试验资料反求水文地质参数,即逆问题^[9]。

由地下水动力学可知,求解描述某个渗流问题的数学模型,通常有三种方法:解析法、物理模拟法和数值模拟法。

解析法就是用数学物理方法,诸如变量分离法、积分变换等解数学问题的方法求得模型的解析解。由于解析解可以将描述渗流的各种物理参数反映在一个表达式中,这样就可以利用数学分析的方法来研究各个量相互联系与相互制约的内在规律。但是,由于用解析解方法解数学模型所必需的假设条件常常受到相当大的限制,所以这种方法有很大的局限性,只适用于含水层几何形状规则,方程式简单,边界条件较单一的情况。实际情况往往很复杂,即使对定解条件作了相当的概括假设,也会因为解析解中包含复杂的积分项及一些特殊函数,而限制该方法的应用,不得不用其他的方法去求它的近似解。

物理模拟法是利用相似模型再现渗流动态和过程的试验方法。它能够模拟解析法难以求解的复杂问题。利用物理模型再现地下水渗流区动态和过程的相似条件是原型和模型这两个系统中物理现象具有相似的数学模型。

数值模拟法是一种较为理想的方法。它得到的是一种近似解。用这种方法求

解一般都要借助于电子计算机,它是求解大型地下水流问题的主要方法。这种方法的要点是把整个计算区域在空间上进行离散,分割成若干个形状规则的小块(称为单元),这些小块可以看成是均值的,因而就很容易建立起描述各个单元地下水流动的关系式。把本来是形状不规则的、非均质问题转化为容易计算的形状规则的、均值的问题。各个单元可以根据需要选择合适的水文地质参数,单元形状也可以不同。因此把所有的单元合在一起就能表现出渗流区域在几何上的不规则形状和在水文地质上的非均质性,从而代表原来的渗流区。单元划分的多少,可以根据计算精度的要求任意选择。对于非稳定渗流问题还要把整个计算时间段划分为许多时段,即应力期。可以看出,这种方法所求得解只是渗流区域中离散点上未知量满足某种精度要求的近似值,但由于它给出的解也能很好的满足实际问题要求的精度,所以数值方法的应用有着重要的实践意义。事实上,它对任何复杂的地下水流问题都能给出有足够精度的解。由于电子计算机技术的发展,从20世纪80年代以来,地下水数值模拟成为处理复杂问题的主要手段。

地下水系统数学模型的建立,是定量研究地下水运动规律的关键^[10]。遥感技术及数学地质方法也被引进,用以解决水文地质问题。利用数值模型对地下水流和溶质运移问题进行模拟的方法以其有效性、灵活性和相对廉价性逐渐成为地下水研究领域的一种不可或缺的重要方法,并受到越来越多的重视和广泛的应用。

通过近二十年的研究与发展,国际上已经形成了一批非常有影响的地下水模拟的软件,它们今天在国际地下水模拟研究领域依旧非常活跃,如MODFLOW、Visual Modflow、GMS、FEFLOW等。

MODFLOW是由美国地质调查局(USGS)的McDonald和Harbaugh于20世纪80年代开发出来的一套专门用于孔隙介质中三维有限差分地下水流数值模拟的软件。自从它问世以来,MODFLOW已经在全世界范围内,在科研、生产、环境保护、水资源利用等许多行业和部门得到了广泛的应用,成为最为普及的地下水运动数值模拟的计算软件。在MODFLOW基础上,由Brigham Young大学的环境模型研究实验室和美国工程兵团Waterways试验站联合开发出了集模型前处理、数值模拟和后处理为一体的GMS地下水模拟系统。GMS以其组件化、与GIS集成、前后处理功能强大、可视化高等特点以及操作方便而深受欢迎和好评。

1.3 主要研究内容与研究方法

1.3.1 主要研究内容

地下水的流动是一个复杂的自然过程,是在某一特定环境中,多种因素作用下的外观表现。对于地下水资源性质的认识,主要是对其影响因素和形成条件的认识。前者需分析降水补给、机井抽水与灌溉回渗补给、潜水蒸发与农作物蒸腾、

地表水体对地下水的补给等情况。而后者要分析含水介质及其空间组合（水文地质单元或蓄水构造）的内部特征、水文地质参数和分析区域边界的侧向流动等情况。根据岩性构造、水文地质条件的不同和研究目的不同，地下水数值模拟的建模需要解决的问题也不相同。

本论文以北京市大兴区为计算区域。北京市大兴区具有如下特点：地表比较平缓；工农业及居民供水所开采地下水基本是非承压水；浅层地下水较厚；岩性构成主要是由冲洪积扇形成的沙土、碎石和粘、泥土所组成的软土层所组成。根据这些特点，本课题的研究内容，主要概括为以下两个方面：

1. 模型构建。（1）地层模型：通过对前人所做过的地质勘测资料进行分析，对水文地质条件进行合理概化；（2）降水入渗补给模型：根据区域水文气象的记录资料，结合当地实际情况构建计算区域降水随时空变化及降水入渗补给模型；（3）区域边界条件的确定：研究区域边界条件的给定方法。

2. 模型校正。对由沙土和软土组成的冲洪积扇平原区，由于其土质结构易于压缩变形，因而影响地下水流动的渗透系数和给水度，随土层性质不同和空间位置不同而异，对每一网格单元给定这些参数是数值模拟的难题之一。利用观测井的水位记录来定期对所建模型的上述参数校正是保证数值模型实用和可靠的有效方法。本项研究的任务之一就是含水层参数进行校正。

地下水资源及其动态变化的研究具有自身特定的研究对象，它的使命即为水资源合理开发利用服务。以地下水长期观测资料评价地下水的补给与排泄条件，建立水文地质模型。通过这些研究，不仅能够对区域的地下水天然资源进行评价，而且对规划与设计不同集水建筑物都具有重大意义。所以，建立能够反映实际的水文地质模型是合理利用地下水资源以及对地下水资源提出保护措施的基础。

1.3.2 研究方法

地下水数值模拟模型是地下水资源评价和管理的重要工具和手段。通过所建立的模型可以模拟天然或人为工程条件下地下水系统的动态变化过程和趋势，分析评价不同地下水开发利用方案的环境影响，为区域水资源规划和管理提供科学依据^[11]。建立地下水系统模型的基本过程归纳如下：

1. 建立地下水系统的概念模型

在综合分析研究区域地下水系统已有资料和相关信息的基础上，对当地的水文地质条件进行概化，构建地下水系统概念模型，包括地下水系统的空间范围、含水层性质以及地下水系统输入、输出和边界条件等。

2. 数学模型及其求解

在地下水系统概念模型的基础上，建立数学模型并寻找可行算法。目前已有许多通用的地下水数值模拟软件，如 MODFLOW, Visual Modflow, GMS, FEFLOW

等,可直接选用。GMS 提供了多种建模方法以及多种求解方法^[12], 本论文采用 GMS 软件进行计算。

3. 模型的识别和验证

模型识别和模型校正是指在不确定模型参数和边界条件的情况下, 对模型各个参数加以校正的过程, 也称为逆过程(反演问题)。确定区域含水层参数的逆方法有很多, 大致可分为直接法和间接法两大类。直接法是将水位数据直接带入偏微分方程, 求解模型未知参数的方法。间接法则是先给定模型参数的初始预测值, 正演模型得到相应的计算水位值, 通过对比计算水位和实测水位, 看二者拟合程度是否达到精度要求, 不断改进模型参数, 直到达到满意的拟合程度为止。间接法有广泛的应用, 本论文采用的是间接法。

一般情况下, 识别后的模型应该用有别于模型校正采用的另外的数据进行模型的验证。如果模型精度达不到要求, 则应修改概念模型或重新进行模型的校正。

经过验证的模型, 可用于地下水动态模拟分析。一方面可以模拟不同开发方案下地下水位动态变化的趋势; 或者设定水位动态变化的极限, 模拟可行的地下水开发方案。另一方面, 也可以为开发区域地下水管理模型提供参考依据^[13]。

1.4 地下水资源评价展望

进入20世纪90年代, 水资源被正式看作是支撑人类社会发展的基础性资源, 水问题被列入21世纪社会经济可持续发展的重要制约资源, “资源水利”的概念被提出, 为水资源评价工作提供了一个全新的思路。

水作为一种自然资源具有可恢复性, 是一种可再生的自然资源。人们开始反思“工程水利”的水资源开发利用方式带来的经验和教训, “工程水利”忽视了约束人类对自然界水资源的开发强度, 而“资源水利”有利于人类对水资源的开发强度限制在自然承载能力范围之内。传统的“工程水利”被看作是 unsustainable 的水资源开发阶段, “资源水利”则被视作为 sustainable 的水资源开发阶段。

在所谓“工程水利”阶段, 理论上也倡导不要过度开采地下水资源, 在地下水的开发利用中也强调要合理开发利用, 并确定了“可开采量”指标。“可开采量”的定义是“在技术上可行、经济上合理和不造成水位持续下降、水质恶化及其他不良后果条件下可供开采的多年平均地下水量”^[1]。从这个定义可以看出, 事实上早就确定了适度开发地下水的理论体系, 但是在“工程水利”阶段, 用水行为与这个可持续利用理念背道而驰, 地下水被长期超采。这很大程度上是由于人们对水循环规律和水资源的价值没有全面认识所造成的, 特别是水的环境和生态功能没有得到应有的重视。

地下水不仅是一种资源, 而且是生态系统和地质环境的重要组成部分, 地下水系统具有资源、生态、环境和调蓄多重属性功能。地下水系统多重属性功能,

彼此之间互相作用,互相制约,其动因是区域地下水的循环演化和更新。因此,如何才能充分利用地下水,最大限度地发挥地下水系统的资源、环境、生态属性功能作用,提高区域地下水可持续利用能力和战略资源安全保障能力,是当前国内外普遍关注的重大问题。

2002年11月由国家自然科学基金委员会和中国地质调查局在武汉联合举办的“21世纪水文地质学发展战略及优先资助领域”研讨会上,加拿大滑铁卢大学Robbert W.Gillham教授、美国地质调查局John Nimmo博士德国弗莱贝格工业大学Broder J.Merkel教授、美国劳伦斯·伯克利国家实验室Chin-fu Tsang博士、Yvonne Tsang博士、香港大学焦赳赳博士和南京大学薛禹群院士和中国地质大学沈照理教授等通过专题报告表明,地下水污染与地质灾害及生态问题、城市建设对地下水系统作用与反作用、海洋生物与地下水之间、重大工程对地下水影响、地表水与地下水联合调蓄的优化管理、地下水评价新理念与方法,以及新技术应用研究,都是未来需要重点关注的基础科学问题。

美国正在开展的1998-2008年地下水战略研究计划,突出关注以下问题:①城市郊区化对地下水资源的影响;②土地利用和人口增长对沿海地区地下水资源的影响;③饮用水的可用性 & 质量;④生物区系水中栖息地的适宜性;⑤污染环境的修复;⑥水文灾害;⑦气候对水资源管理的影响;⑧与水资源密切联系相关的地表水及地下水相互作用;⑨水文系统管理,包括地表水和地下水的最优化利用。美国在解决地下水方面强调:①建立地下水科学的方法和原理;②确定国家主要含水层的特征,保护这些含水层系统;③解决当今与地下水有关的关键问题。美国地下水资源计划的战略方向及优先研究领域关键问题,包括五方面内容:①地下水衰竭;②地下水与地表水的相互作用;③淡水与咸水关系;④地面沉降;⑤复杂地质环境的地下水。此外,他们还设置了区域含水层系统分析计划和国家水质评价计划。区域含水层系统分析计划系统地评价了国家最重要的地下水系统,对承压含水层、裂隙含水层、岩溶含水层及分布于农业区的含水层开展井源保护计划。国家水质评价计划则重点调查农业生产区和城市地区的人类活动对区域地下水水质的影响。在地下水资源计划中,突出为国家提供地下水资源更全面的信息,重点解决地下水资源可持续利用问题,包括地下水供给、地下水水质保护和地下水开发的环境影响。

从国内外研究和学科发展的角度来看,有关地下水的问题具有如下发展趋势:

(1) 地下水系统整体的研究。突出区域水资源-生态环境-人类活动之间的可持续协调发展理念,体现大气水、地表水、包气带水和地下水之间的系统性。了解区域水循环系统演化规律,指导预测未来区域地下水资源演化趋势。注重研究水文循环系统中的各圈层或组成部分及其界面的相互作用。通过认识水文循环演化规律,了解区域性地下水资源量变化、环境效应。

(2) 重视地下水形成过程的研究,加强大尺度区域地下水形成与区域水文循

环系统之间关联性与整体性规律研究。突出浅层地下水的可再生能力与可持续利用之间的关系,关注不可再生的深层地下水资源形成与合理利用机制研究。

(3) 应用现代科技手段,重视信息数字化的综合调查与模拟,开发数据信息系统,强调理论模式和数值模拟相结合的研究方法^[14]。

(4) 突出关注人类活动对地下水的影响。

1.5 本章小结

本章首先介绍了我国水资源面临的形势,尤其是地下水资源的开发利用已经引起了一系列严重的不良后果。其次介绍了对地下水流动特性的认识过程,并提出了本论文的研究内容和研究方法。最后对地下水资源的研究方向和发展趋势作了阐述。

第2章 地下水资源及其评价方法

人类利用地下水已经有几万年的漫长历史了，资源属性是地下水系统主要特征之一，但明确提出水是一种自然资源，赋予“水资源”概念，并以系统的观点加以研究，则始于20世纪70年代，它是在地表水和地下水开发利用与环境保护之间矛盾日益突出，可用的淡水量日趋紧张的背景下，伴随系统科学与环境科学不断成熟发展的过程中被提出来的。资源一般是指在一定期限内天然保证的、能够提供给人们使用的生产资料或生活资料，资源是质和量的统一。地下水能否构成资源，首先要看它有无利用价值，这是由它的质量来决定的，能否满足需要则由它的数量来体现。此外，要利用地下水，就要通过技术上可行且经济上合理的取水方法把它拿出来。所以资源也含有技术上可行和经济上合理的涵义。

2.1 水资源的含义及其属性

2.1.1 水资源的含义

关于“水资源”的定义，有多种提法。例如，《大不列颠百科全书》的定义是：“自然界一切形态的水”。《中国大百科全书》指出，水资源是地球表层可供人类利用的水，包括水量（质量）、水域和水能资源。一般指每年可更新的水量资源^[14]。

国内学者还有如下观点：

观点1：降水是大陆上一切水分的来源，但降水只是一种潜在的水资源，只有降水量中可被利用的那一部分，才是真正的水资源。

观点2：水资源是可供国民经济利用的淡水资源，它来源于大气降水，其数量为扣除降水期蒸发的总降水量。

观点3：一切具有利用价值，包括各种不同来源或不同形式的水，均属水资源范畴。

观点4：水资源主要指与人类社会用水密切相关而又能不断更新的淡水，包括地表水、地下水和土壤水，其补给来源为大气降水。

水资源的界定，不仅与自然地理和水文地质条件相关，而且对水的种类，时空分布特征以及开发利用的技术经济要求和环境质量都有明确的规定。

2.1.2 地下水资源的属性

地下水资源是从空间分布的角度考虑，与地表水资源相对而言的。与地表水相比，地下水具有如下特性：

(1) 空间分布的广泛性。地下水在空间上分布于广阔的平原或山区, 而地表水则局限于有限的范围。

(2) 水质更优良。只有符合一定要求的水, 才能被作为资源充分利用, 地下水在这一点上具有天然的优势。地表水容易受到污染, 而地下水一般不容易污染。

地下水水资源的使用价值在于它的水量和水质, 这两种要素是由其固有的自然属性决定的。它的自然属性主要表现为:

(1) 补给、排泄的循环性。可供人来开发利用水资源, 是整个自然界水循环的组成部分, 可在参与水循环的过程中不断得到恢复和更新。自然界中各种水体的循环周期不一, 而且每年更新的水量又是有限的。因此, 在评价水资源时, 随着时段的不同水资源的恢复量也不同。

(2) 变化的复杂性。这主要表现为地下水资源在空间分布上的不均匀和不稳定性。影响地下水资源变化的因素有自然的, 也有人为的。由于引起水资源变化的影响因素是复杂多变的, 有时甚至是难于预测的, 这一特点给人们开发利用和管理地下水资源带来一定的困难。

(3) 系统性。所谓系统性, 是指由一定的地质结构组织而成的、具有密切水力联系的整体特性。

地下水是一种自然产物, 具有一定的运动规律和固有的自然属性。在人类开发利用过程中, 与科学技术、社会经济发生联系, 因而又具有社会属性。地下水的社会属性, 是指地下水资源在开发利用过程中表现出来的商品性、水资源的不可替代性和环境效应对人类生存质量影响的特性^[15]。

2.2 浅层地下水

地下水按埋藏深浅可以分为浅层地下水和深层地下水。关于浅层地下水的定义在学术界还没有统一, 主要是指与大气降水和地表水体有直接水力联系的地下水。它具有循环补给快、埋深小、易开采等特点, 主要赋存于第四系松散岩层孔隙及各类基岩的裂隙中, 既是工业、生活, 也是农业用水的重要供水水源。

从水文地质学的角度考虑, 浅层地下水主要是指上层滞水和潜水等埋藏较浅的地下水。根据北京市平原区的水文地质特征, 本文中论及的浅层地下水是指地下埋深在 100 米以内的地下水^[16]。

2.3 地下水的组成要素及结构

地下水泛指存在于地表面以下的水体, 主要是指赋存于岩石空隙中的水, 包括重力水、毛细水和结合水。重力水在岩石圈浅部分布最为普遍, 数量最多, 并以水流的形式在运动着^[17]。本文所论及的地下水和地下水资源均是指重力水。

地下水的组成要素有两个：一是赋存于岩石空隙中并不断运动着的水；二是具有空隙的岩层。地下水不能离开岩层而独立存在，它的赋存形式与运动状态都与岩层空隙特征有着极为紧密的联系。正因如此，空隙岩层被称为介质，并形成地下水系统不可或缺的组成部分。

地下水系统的结构可以概括为硬结构（空间结构）和软结构（流动系统）两类。

硬结构指的是介质的空隙特征及其空间分布格局。它与地层的成因、岩相分布、地质构造及地貌特征有直接的关系。之所以把介质的结构称为硬结构，是因为与地下水水量水质的时空变化相比，它们显得更为稳定、固化。

软结构指的是地下水的运动形式、水量与水质的时空分布格局及不同子系统间水量水质的交换关系。由于地下水具有动态变化，而且在人为活动的干扰下，地下水的补给、径流、排泄特征以及各种水量交换关系发生改变，显得较“软”，所以叫做软结构。

事实上，这两种结构是密不可分的。无论是研究地下水的水量还是评价地下水资源、制定开发利用方案，都需将两者一并考虑。

2.4 地下水资源分类

对地下水资源进行分类，是地下水资源评价的理论基础，是为了更好地理解地下水资源的概念和属性，以便指导地下水资源的数量评价和合理开发利用。

地下水资源的分类问题至今尚未形成统一的意见。20世纪50、60年代，我国曾采用原苏联普洛特尼可夫提出的“四大储量”分类方案^{[18][19]}。因该方案存在一些难以克服的弱点，在实践中渐渐停止使用。20世纪70年代后期，我国开始施行国家建委组织编制的《供水水文地质勘察规范》（1979年），在作了某些修改后，于1989年由国家计划委员会正式批准为国家标准（GBJ27-88）。该规范将地下水资源量划分为补给量、储存量、允许开采量。

补给量是指天然状态或开采状态下，在单位时间内，进入水源地含水层范围内的可被开采的各种水量，一般包括地下水径流流入量、大气降水的入渗补给量、地表水的入渗补给量、越流补给量和人工补给量。

储存量是指地下水在补给与消耗的过程中，在水源地范围内含水层中积存（当补给大于消耗时）或消耗（当补给小于消耗时）的重力水体积。在潜水含水层中，储存量的变化主要反映为水体积的改变，称为体积储存量；在承压含水层中，压力水头的变化主要反映弹性水的释放，称为弹性储存量。

允许开采量是指技术经济许可条件下，在整个开采期内，以出水量不减少，动水位不超过设计要求，水质和水位变化在允许范围内，在单位时间内从水文地质单元（或取水地段）中能够得到的水量。获取这一水量以不影响临近已建水源

地正常开采和不发生危害性的工程地质现象为前提。

应该指出,该方案反映了 20 世纪 70 年代人们对地下水资源的认识程度和水文地质理论水平,在当时具有一定的针对性和指导意义。但是,随着实践和理论方面的发展,其局限性逐渐暴露出来。例如,方案中沿袭以含水层(或水源地)为评价单元的思维模式,没有体现地下水资源整体性的基本特征;补给量和储存量的时空概念含糊,两者关系不清,容易造成水量的重复计算;允许开采量也仅仅是种笼统的提法,在实践中难以操作等。它已经与目前水文地质的发展状况不相适应,不宜作为地下水资源评价和地下水科学管理的基础。

关于地下水资源的概念及其分类的研究,经历了由“四大储量”到“三种水量”直至“资源”的发展过程。逐步深化了地下水的自然属性。与此同时,对地下水资源存在形式的刻画也经历了由含水层或含水岩组为单元变为以系统进行描述的认识过程。由此可以看出,地下水资源的分类问题不单纯是水量形式的划分,更重要的是,它反映了人们对于地下水资源特性的认识程度,以及基于这些认识形成的资源观念。不同的理论框架、思维模式就会有不同的资源观和分类方案,就会产生不同的实践效果。

我国学者王大纯教授等人从地下水资源自然特性出发,阐明了补给资源、储存资源的时空概念以及两者的联系。现将该分类方案简述如下:

地下水资源划分为补给资源和储存资源两类。

补给资源是指地下水含水系统从外界获得的、有补给保证的水量,其数量用整个系统补给量的多年平均值来表示。

储存资源是指地下水含水系统在地质历史演化过程中,残留或积存下来的水量,其数量近似等于该系统多年平均最低水位以下重力水的体积。

补给资源和储存资源讨论的是地下水资源数量的问题。它们是描述某一含水系统地下水资源拥有量的宏观指标。补给资源只包括通过系统边界进入的水量,如降水入渗量、地表水渗漏量、相邻地下水系统侧向流入量,以及专门性的人工补给量,而不考虑系统内部各含水层之间输入、输出的周转水量,如含水层之间的交换量、穿透相对隔水层的越流量等。此外,以各项补给量之和的多年平均值表示的补给资源,反映了整个系统在多年间的一种平均状态,也不涉及内部水量短时间动态调节的具体细节。作为一个平均值,它已包含了丰、枯水年份的水量调节过程。因此,补给资源一旦被取出,仍可从外界获得补偿,属于可再生的地下水资源量。

储存资源是扣除补给资源后,含水系统内部剩余的水量。它们积存于最低水位以下的介质空隙中,始终保持饱水状态。储存资源量的大小与含水系统的硬结构、补给和排泄的均衡状况有着密切的联系。显然,储存资源也是一个从含水系统整体考虑,并具有多年平均概念的指标,在长期稳定的开采过程中,储存资源一旦消耗,即使消耗量很少,也不可能通过现有的补给方式予以补偿。水量的

损失是永久性的。所以，储存资源属于不可再生的地下水资源。

由此可以看出，补给资源的数量用整个系统补给量的多年平均值来表示，它的计算比较简单。而储存资源涉及地下水演化过程中埋藏于地球深层的部分，对这部分资源难于做出精确的计算。

补给资源（量）和储存资源（量）与补给量、储存量是不同的时空概念。前两者是对一个含水系统整体和多年平均状态而言的，是描述地下水资源宏观数量的指标。在天然条件下，它们是相对固定的常量，而在人为活动条件下，则会随水文地质条件的变化而改变。作为地下水资源规划和现状开采总量的控制依据，补给资源和储存资源的评价不应只进行一次，而要随着人类活动的发展定期进行。从补给量和储存量两个术语的使用情况来看，补给量和储存量没有统一明确的空间限定标准，有时是针对某一含水层或水源地，有时则针对一个均衡区。在时间上也无明确的规定，有的用单位时间，有的则以均衡时段为标准。由于存在这种主观的随意性，容易造成概念上的混乱和水量计算的重复。许多情况下，补给量、储存量和排泄量仅反映含水系统某一局部空间在规定时刻的水量收支关系，无法体现地下水资源的整体性。

从上面的分析可以看出，补给资源（量）和储存资源（量）的计算要比补给量和储存量的计算复杂，它是一种描述地下水资源数量的宏观指标，需要分析计算多年的统计资料才能得出。对于长远的水资源利用规划具有实际的指导意义。

2.5 地下水资源评价方法

水资源评价是进行水利规划、农业区划、水资源合理开发利用和科学管理的基础工作。地下水是水资源的重要组成部分，调查和评价地下水资源有着十分重要的现实意义。

地下水资源的评价方法有很多，根据模型特征可以分为确定性渗流型、随机型以及经验型。属于确定性渗流型的方法主要有解析法、数值模拟法、电网络模拟法。属于随机型的主要方法是数理统计法。经验型的方法有补偿疏干法、相似比拟法以及水均衡法。

水均衡是一个普遍原理，是地下水资源评价的理论基础，是任何评价方法都必须遵守的指导思想。地下水均衡是指以地下水体为对象，某一计算区域在某时间段内地下水量的收支均衡状况。地下水均衡方程一般可表示为：

$$\text{收入项总量} - \text{支出项总量} = \text{调蓄项变化量}$$

由于水文地质条件的差异和水文地质资料数据的丰缺程度不同，评价时所用的计算方法也不同。不同的数学模型和计算方法具有各自不同的特点和适用条件。应根据实际情况选择合适的计算方法。确定性渗流模型可以全面刻画含水层与外部环境的水量交换，是地下水资源评价的基本方法。其中数值模拟法又因对水文

地质条件的适应性强而成为应用最广泛的方法。

数理统计分析方法是地下水资源评价和地下水动态预报的一种重要方法。它应用随机模型,对模型中的各项做出处理。地下水的形成是一个受多种因素影响的复杂过程,尤其是在前人工作不多的地区,在尚未全面了解该地的水文、水文地质和地质条件的情况下,要建立区域地下水资源计算或水位预报的确定性模型是相当困难的。在这种情况下,具有多种手段的适应性较强的概率统计分析方法却能显示优势。应用随机模型的具体方法有很多,包括回归分析、频谱分析、时间序列分析、与随机微分方程等^[20]。

应用确定性模型,可以计算出在一定开采条件下地下水位的时空分布状况。按计算途径不同,可以分为解析法和数值解法两大类。

解析法是用数学上的积分法或者积分变化等方法,直接求得数学模型的解,解是某计算点的精确解。其优点是计算公式的物理概念清楚,且将表征地下水运动规律的各因素都包含在一个表达式之内,有利于分析各有关因素之间相互联系与相互制约的内在规律及对地下水流运动的影响。一般只适用于均质各向同性含水层,且要求几何形状规则,水文地质条件较为单一的情况,这在实际中很少见到。由于具体情况比较复杂,如边界条件复杂、形状不规则、水文地质参数空间变异大;含水层的厚度随时间和空间变化;隔水底板起伏不平;排泄条件的复杂变化;各项垂直补排量又很难精确计算,因此在很大程度上限制了地下水动力学解析解法的应用,通常须运用数值解的近似算法。

数值法在我国 20 世纪六七十年代就应用到渗流计算中,随着计算机的发展,这种方法越来越广泛地应用于地下水资源评价和地水位预报中。数值方法是采用离散化的方法求解数学模型,在对空间和时间上对渗流区域进行离散的同时,也对模型的源汇项和边界条件做出处理,从而得到研究区域内有限个离散点上的计算值。虽然得到的解是一些离散点的数值,但是只要将单元大小和时段划分得当,及对时间步长和空间步长取值合适,计算所到的数值解便可以较好地逼近实际情况而满足计算精度的要求。模型不仅可以对水文地质参数进行识别,还可以校验地下水系统的输入输出量,从而计算地下水资源的补给和排泄量。正是由于可以较好地反映复杂条件下地下水流状态,具有较高的仿真度,数值模拟法在理论和实际应用方面都有较快的发展^[21]。

常用的数值方法有有限差分法、有限单元法和边界元法等。

有限差分法是一种古老的数值计算方法。它是从物理现象引出的相应微分方程,再经过离散化得到差分方程。也就是以系数的差分公式解微分方程的方法,其前提是未知函数是连续变化的。其基本思想是:用渗流区内有限个离散点的集合代替连续的渗流区,在这些离散点上用差商去近似代替微分方程中的导数,将微分方程及其定解条件化为以未知函数在离散点上的近似值为未知量的代数方程(即差分方程),从而得到微分方程在这些离散点上的近似解^[22]。

有限单元法以能量原理作为物理基础,把渗流问题转化为变分问题,在经过离散化得到计算格式的解。它可以假定单元与单元之间不连续变化。一般认为差分法是纯数学近似,而有限元法是物理近似。但这两种近似本质上没有什么区别,因为物理现象是用数学来近似表示的,而数学又是物理现象抽象而来。有限单元法采用“分片逼近”的手段来解偏微分方程的一种数值方法。它的基本思想是:假设解区域有许多小的相互联系的小区域,称为“单元”,这些单元的形状不同,一维的为线段,二维的单元有三角形、四边形、矩形或曲边四边形,还有三维的多面体单元等,然后将这些单元集合起来就是问题的解。

边界元法又称边界积分法,古典的边界解是用影响函数来建立方程的,而边界元是在求边界积分的基础上,采用了与有限元法类似的单元剖分和线性插值,只不过它不是对研究区域进行离散,而是剖分所研究区域的边界。此外,边界元法所选择的试函数与有限单元法也不同。边界元法要求所选择的试函数要满足控制的方程,边界条件可以是近似的。而有限元法只满足边界条件就行。边界元法适用于线性的均质域,特别适合于无限域,所以有时也将边界元称为大单元或无限单元;对于非均质和非稳定问题的求解,不如有限元灵活。而有限元适合于有界的问题研究,这两种方法各有优缺点。近年来,也有人将这两种方法耦合起来应用,更显出其优越性。

2.6 本章小结

不同的人对水资源的定义也不同,本章首先给出了几种有代表性的观点,并对地下水资源的属性作了论述。对地下水资源进行分类,是为了更好地理解地下水资源的概念和属性,以便指导地下水资源的数量评价和合理开发利用。随后简单介绍了区域地下水资源评价的几种方法。

第3章 研究区自然地理概况

3.1 概述

大兴区位于东经 116 度 12 分-116 度 43 分，北纬 39 度 26 分-39 度 50 分，在北京南郊永定河左侧，为永定河冲积洪积平原的一部分。北与丰台、朝阳区相接，西隔永定河与房山区、河北省涿州市、固安县相望，东南与河北省廊坊市安次区相连，南北长 42.7 千米，东西宽 45 千米，总面积 1030.6 平方公里。西北高而东南低，海拔 45 米到 15 米，地面坡降一千二百五十分之一。原有的地形地貌比较复杂，多沙丘、沙岗与坑塘沟壑积水洼地。质地偏于板结，肥力差。耕地面积 1949 年时为 119 万亩，1990 年为 90.6 万亩。本次地下水数值模型的建模范围为大兴区全境（见图 3-1）。



图 3-1 大兴区行政区域图

Figure 3-1 Administrative area map of Daxing district

大兴区属温暖大陆性季风气候，四季分明，春季少雨多风，夏季炎热多雨，秋季天高气爽，冬季寒冷干燥。全年无霜期 190-209 天（最长时 223 天），年平均秋季天高气爽，冬季寒冷干燥。全年无霜期 190-209 天（最长时 223 天），年平均

气温 11.5 摄氏度，年平均日照总数 2600-2900 小时。陆面蒸发量为 450 毫米，水面蒸发量 1021 毫米。最大冻土层厚 69 厘米。农作物活跃生长期平均 200 天，主要种植小麦、玉米、水稻、花生和瓜果、蔬菜。受蒙古高压控制，冬春季西北风盛，夏秋季湿热多雨。年内降水量分布极不均匀，多年平均 6-9 月降水量占全年降水量的 87%，1986 年全年降水量 436 毫米，6 至 9 月汛期降水量达 430 毫米，占 98.7%。

大兴过境的河流有永定河与凉水河。永定河发源于山西省、内蒙古自治区，源远流长，1954 年官厅水库建成后，只有官厅山峡地区 1-10 立方米每秒的自然水经过大兴，水量大小由三家店拦河闸调蓄情况而定。自 1969 年开始由北京市分配供水指标，以后指标水量呈逐年减少趋势，1984 年开始停止供应。凉水河为北京市管河道，起于北京西郊，上游接莲花河，自小红门入大兴境内，在二号村出境入通县马驹桥，大兴境内流程十公里。随着北京的经济的发展，这条河已演变为排污河道。

自然地表水源于降水，其年际、年内变化规律与降雨的变化规律一致，全部径流都产生在汛期。境内河道都起于西北部呈扇状分布全县，都没有水源，地形变化不大，降水量在境内分布西北和东南部偏大，中间地带偏小，但差别不大。全年降雨集中在汛期，峰高量大，难以控制利用，自然地表水利用率极低，大部分水量出境流走。

3.2 社会经济

大兴区人民政府驻黄村镇，区辖 14 镇，526 个自然村。2000 年全区总人口 52.8 万，其中农业人口 37.2 万，占总人口的 70.5%，非农业人口 15.6 万，占总人口的 29.5%。2000 年年末实有耕地面积 76.4 万亩，农作物播种面积 132.3 万亩，粮食作物播种面积 67.7 万亩，经济作物播种面积 55.3 万亩，果园面积 12.1 万亩；共有大小牲畜 63.6 万头。2000 年全区产业结构继续保持了“三二一”的发展格局，全年国内生产总值 53.42 亿元，其中第一产业国内总产值 11.13 亿元，第二产业 17.46 亿元，第三产业 24.84 亿元，第一、第二、第三产业对经济增长的贡献率分别为 20.8%、32.7%和 46.5%（详见表 3-1）。

表 3-1 2000 年大兴区主要社会经济指标统计表

Table 3-1 Main social and economy target statistical table of in Daxing district in 2000

镇	耕地面积 (万亩)	播种面积(万亩)			人 口(人)		国 内 生 产 总 值 (万元)
		粮食作物	经济作物	合 计	总人口	农业人口	
黄村镇	6.04	4.64	5.54	10.18	149132	44994	51667
西红门镇	2.33	2.51	1.03	3.54	21030	14382	53056
旧宫镇	2.00	0.69	1.13	1.82	22091	11728	30202
青云店镇	6.82	8.29	3.14	11.43	33407	31823	19676
采育镇	6.29	6.64	3.4	10.04	31532	29704	21840
安定镇	5.98	5.49	3.71	9.2	28780	27316	12029
礼贤镇	8.62	6.86	7.05	13.9	33249	31770	19365
榆垓镇	8.32	7.71	6.07	13.78	45709	41149	21277
庞各庄镇	7.28	4.92	7.11	12.03	41301	37375	31561
北臧村镇	3.73	3.27	3.28	3.56	16201	15474	10058
魏善庄镇	6.72	4.83	6.3	11.13	29954	28190	21752
长子营镇	5.18	6.28	3.86	10.14	25156	24001	14971
瀛海镇	3.37	3.37	1.93	5.63	18674	15802	23568
亦庄镇	2.30	1.69	1.75	3.44	23799	17979	36407
合 计	74.98	67.19	55.3	119.82	520015	371687	367429

资料来源：北京市大兴区 2000 年社会经济统计年鉴。

3.3 地形地貌

大兴区总的地势西北高东南低，海拔高程在 15m 至 50m 之间，坡度在 0.5%~2.0%左右，全区均属永定河冲洪积平原，大致可分为以下三个地貌单元。

一、永定河冲积扇下缘，在凤河上游。主要包括黄村、西红门、旧宫、亦庄和瀛海等地。这个单元有三个地貌部位：冲积扇扇缘泉线地带；泉线地带以外的扇缘洼地；扇缘返碱地带。永定河洪、冲积扇的泉线是以团河、双河子、头海子为代表，基本特征是沉积物质细、地下水水位高，形成常年积水区。洪冲积扇扇缘洼地以垓上乡、凤河以北、南宫、四海子、太和等一线为代表，水位埋深浅，沉积物以轻壤中壤为主。永定河冲积扇返碱地带自黄村到南大红门、凤河以南到安定乡的西芦各庄，地势低平，沉积物以轻壤为主。从地形上看，西北部高家堡、黄土坡一带高程近 50m，地形坡度在 2.0%左右，至高米店一带高程为 40m 左右，地形坡度为 1.5%，在同心庄、新建庄一带高程为 30m 左右，地形坡度为 1.0%，这反映出该单元由西北到东南地形坡度逐渐变缓的趋势。

二、永定河河床自然堤系统，其中又分为河床、河漫滩、自然堤及堤外洼地

四个部分。分布于永定河河床至大堤附近，为永定河冲积洪积而成。主要由砂砾石、粗砂及中细砂组成。永定河河漫滩上段自黄土坡火车站至六合庄为大量的粗质沉积物，农用面积不大，只有小片果园。永定河河漫滩中段自六合庄到刘家铺一带，河漫滩的沉积物多为细砂。永定河漫滩的下段自刘家铺到梁各庄县界，永定河流向由北而南逐渐转向由西向东，处于平原的下方，河漫滩沉积物变细，多为细粉砂、粉砂并带有粘土层。永定河大兴段立垡村附近，河床高程在 50m 左右，而大兴区政府所在地黄村卫星城的高程在 40m 左右，河床高出地面近 10m。在西麻各庄永定河河床高程在 30m 左右，而其镇政府所在地榆垡的高程在 27m 左右，高出 3m。永定河是一条名副其实的地上河。

三、永定河冲积平原，分布于新凤河以南的广大地区。地表以砂性土、砂壤土为主，局部地区出现连续的粘性土。受永定河决口的影响，形成了多条条形砂带，沙土经风吹形成一些固定的沙丘。冲积平原地形平坦，坡度在 0.5%~1.0%，西北部高程在 30~35m，南部南各庄高程在 23m，东部凤河营高程在 15m 左右。青云店镇北部沿凤河至采育一带，地势较高，土质以中壤为主，是古老的沉积物，凤河两岸属冲积平原的微高低。受永定河摆动影响的平原区，地貌质地差异较大，冲积层次明显而复杂。

3.4 大气降水

大气降水的主要的特点是干旱年多于丰水年，降水量偏少。大兴区多年平均降水量为 516.4mm，丰水年（20%）为 672.8mm，平水年（50%）为 490.5mm，枯水年（75%）为 364.8mm，特枯水年（95%）为 237.6mm。

大兴区降水量的年内分配极不均匀，多年平均汛期降水量为 429.3mm（6~9 月），占多年平均降水量 516.4mm 的 83.1%。从年内按月分配看，降水量主要集中在 6~9 月，其中，7 月份比重最大占 34.26%，次之为 8 月份，为 31.94%，再次是 6 月份和 9 月份，其它几个月份比重很小，仅占 14.08%。从收集各站的原始资料看，降水量在年际分布极不均匀，年最大降水量是 1959 年南红门站 1300mm，年最小降水量是 2000 年榆垡站 179.0mm，两者相差七倍多。从年际变化看，降水量从 1956 年至今有越来越小的趋势，尤其是 1980 年至 1994 年，为连续枯水年份，其中 1984 年、1993 年和 2000 年榆垡站仅 180 毫米左右，创造了该地区有史以来的记录。从频率分析的结果看，多年平均及不同典型年最大降水量和最小降水量差 100mm 左右。

据统计，1949 年至 1958 年十年间平均降水量为每年 673.8 毫米。全区总面积为 1030.6 平方公里，降水量为 6.95 亿立方米。1959 年到 1979 年，年平均降水量为 572 毫米，降水量为 5.92 亿立方米，其中汛期降水量为 481.1 毫米，降水量为 4.98 亿立方米。1980 年到 1990 年，年平均降水量 424.4 毫米，降水量 4.39 亿立方

米,其中汛期降水量 370.9 毫米,降水量 3.84 亿立方米。由此可见,大兴区大气降水呈逐年下降趋势。

从空间分布情况看,大兴区降水量西北部地区相对较大,多年年均(1956~2000 年)520~540mm;中部、东部地区 500~520mm;南部地区最小,480~510mm。

大兴区地表径流深多年平均值为 45.0mm,丰水年(20%)平均值为 72.4mm,平水年(50%)平均值为 31.4mm,枯水年(75%)平均值为 13.2mm,特枯水年(95%)平均值为 2.5mm。

大兴区多年平均天然径流总量为 4652.1 万 m^3 ,占多年平均降水总量的 9.88%;丰水年(20%)为 7489.6 万 m^3 ,平水年(50%)为 3211.2 万 m^3 ,枯水年(75%)为 1324.7 万 m^3 ,特枯水年(95%)为 237.8 万 m^3 。

3.5 水文地质条件

第四系埋藏深度在 100 米以内的松散沉积物主要是永定河冲积、洪积而成,地貌位置属于冲积扇的中、上缘。西北部的芦城、黄村以北,红星西部地区含水层以粗颗粒砂卵石、砾石为主,卵石直径 3~5 厘米,鹅房一带 10 厘米左右,滚圆状,厚度 25~30 米。庞各庄以南、青云店以南逐渐过渡到中、细砂区,含水层出现多层次结构——亚沙土、亚粘土的夹层及透镜体。含水层颗粒粗细,在平面分布上,受地貌位置、基底构造控制,沙砾石在平面分布上有两条舌状突起,一条是东磁各庄——杨各庄——永各庄,另一条是大庄——四各庄——加禄堡,反映了第四系全新地质年代中永定河的流经途径。

浅层含水层的垂向分布有三层:第一层顶板埋深 10 米至 20 米,岩性以砂为主,由粗到细,厚度 5 至 10 米。第二层是主要含水层,芦城至杨各庄一带顶板埋深 20 至 30 米,岩性是砂卵石和沙砾石,厚度 9 到 25 米,渗透系数每昼夜 40 至 200 米。第三层从芦城到大张本顶板埋深 38 至 60 米,厚度 8 至 15 米,岩性为砾石、中粗砂和细砂,水量变小。

地下水总流向是从西北流向东南。

3.6 地下水利用现状

自上世纪 80 年代以来,由于降水量减少,大兴区境内的永定河、天堂河等河流逐渐干枯,区内垡坛水库也多年无水。此外,凉水河、凤河、新凤河均为过境污水及本区的生活和工业所排放的污水,污染严重,已基本丧失使用功能。因此,最近二十年大兴区的供水基本来源于地下水。

1980 年、1985 年、1990 年、1995 年、2000 年大兴区供水量分别为 4.97 亿 m^3 、2.78 亿 m^3 、2.32 亿 m^3 、2.45 亿 m^3 、3.79 亿 m^3 。

2000 年大兴区总用水量为 3.79 亿 m^3 ,农业、生活、工业、建筑业、第三产业

和生态环境用水量分别为 3.211 亿 m^3 、0.158 亿 m^3 、0.340 亿 m^3 、0.011 亿 m^3 、0.054 亿 m^3 和 0.022 亿 m^3 ，分别占总用水量的 84.60%、4.16%、8.94%、0.28%、1.43% 和 0.59%。

农村现状用水包括菜浇地、菜田、果林、草场等。2000 年全区有效灌溉面积为 73.89 万亩，实灌面积为 69.8 万亩，总用水量为 3.21 亿 m^3 。其中，水浇地用水量为 1.25 亿 m^3 ，综合灌溉（毛）定额 163 $\text{m}^3/\text{亩}$ ；菜田用水量为 1.7 亿 m^3 ，平均灌溉（毛）定额 440 $\text{m}^3/\text{亩}$ ；果林用水量为 0.168 亿 m^3 ，平均灌溉（毛）定额 141 $\text{m}^3/\text{亩}$ ；草场用水量为 247 万 m^3 ，平均灌溉（毛）定额 180 $\text{m}^3/\text{亩}$ ；鱼塘用水量为 504.4 万 m^3 ，主要用于补充鱼塘的水面蒸发和渗漏所消耗的水量，平均补水定额 817 $\text{m}^3/\text{亩}$ 。

大兴区平原浅层地下水多年平均可开采量为 2.62 亿 m^3 ，多年平均开采量为 2.91 亿 m^3 ，平原区浅层地下水开采率达到 111.1%。

3.7 地下水动态

地下水动态是指表征地下水数量和质量的各种要素随时间变化的规律，其变化规律可以是周期性的变化也可以是趋势性的变化。本文主要关注地下水数量变化的动态情况。

地下水动态成因类型，主要根据地下水位动态过程曲线的特点予以鉴别，一般是根据对地下水动态影响最大的自然及人为因素对地下水动态成因类型进行命名。地下水动态成因类型一般分为以下几种基本类型：气候型（降水入渗型）、蒸发型、人工开采型（开采型）、径流型、水文型（沿岸型）、灌溉型、冻结型和越流型八种，而其基本类型又可组成多种混合成因类型。

气候型（降水入渗型）的主要特征是地下水位及其动态要素都随降水量的变化而变化，水位峰值与降水峰值一致或稍有滞后，年内水位变幅值较大。开采型主要分布于强烈开采地下水的地区，地下水动态变化要素随地下水的开采量的变化而变化，在降水高峰季节，地下水位的上升不明显。

下图（图 3-2）是大兴区各观测井水位的平均值，反映了 2004 年大兴区地下水位动态变化过程。

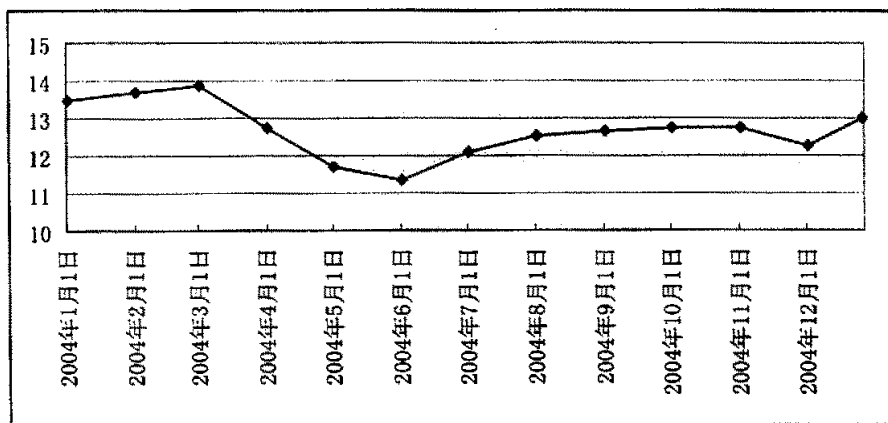


图 3-2 2004 年地下水位动态变化过程

Figure 3-2 Groundwater level dynamic change process in 2004

从图中可以看出:

①1月1日—3月1日降水量较少,开采量也较小,水位变幅不大,缓慢上升。2003年10月降水量为67.94毫米,2003年11月的降水量为42.87毫米,因为降水入渗对地下水的补给有个滞后的过程,可以认为1月1日—3月1日地下水位缓慢上升是受此影响。

②3月1日—6月1日处于春灌期间,降水量不大,农业用水需求较大,开采量大幅增加,地下水位呈持续快速下降态势。

③6月1日—10月1日为汛期,集中了全年的大部分降水量,且降水时空分布较为均匀,有利于降水入渗对地下水的补给,地下水位呈回升态势,而且回升的速率随后期降水量的减少而放缓。

④10月1日—11月1日降水量较少,开采量也较小,地下水水位几乎没有变化。

⑤11月1日—12月1日进入冬灌期,降水量很少,农业用水增加,地下水位有所下降。

⑥12月1日—12月31日降水量较少,开采量也较少,但受前期冬灌回渗补给地下水的影响,地下水位有所回升。

地下水的补给主要是大气降水的垂直入渗补给,降水与地下水位的回升有明显的相关关系,雨后潜水水位会迅速回升。影响地下水位下降的因素主要是农业开采地下水,春灌和冬灌期间地下水位会有明显的下降。上述分析可以看出,大兴区的地下水位变化受降水和人工开采的综合影响,地下水动态类型为降水入渗—人工开采型。

地下水的年内动态变化主要受降水和人工开采影响,受其影响,年际地下水位动态变化也呈现一定规律。

1961 年到 1970 年, 大兴区地下水开采量为 0.4-1.1 亿立方米每年, 开采量小于补给量。1972 年到 1977 年, 地下水开采量为 1.7-2.8 亿立方米每年, 开采量与补给量持平。80 年代以来, 年均地下水水位总体呈下降趋势。到 2000 年为止, 总下降幅度为 9.3m, 年均下降 0.44m, 最大年下降幅度为 2.8m (1981 年) (见图 3-3)

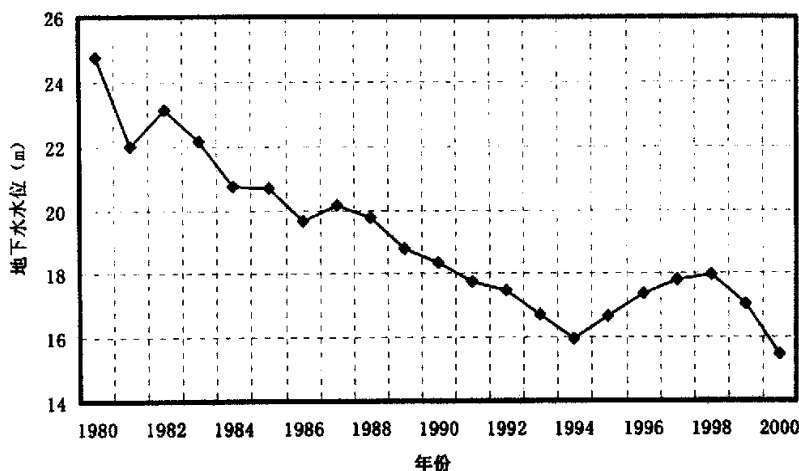


图 3-3 年际地下水水位动态变化过程

Figure 3-3 Groundwater level dynamic change process in recent years

3.8 本章小结

本章介绍了大兴区的自然地理概况, 包括气候、地貌、大气降水等。从中看出大气降水是大兴区地下水的主要补给来源。大气降水量呈逐年减少的态势, 而水资源的需求量却在不断的增长, 在地表水资源难于利用的情况下, 只有超采地下水, 引起了地下水水位的持续下降, 难以实现经济的可持续发展和水资源的可持续利用。因此, 有必要摸清地下水资源的“家底”, 为水资源的综合利用和经济的可持续发展提供科学的参考依据。

第4章 地下水流数值模拟

地下水非稳定运动理论是以质量守恒性（连续性原理）与能量转换性（达西定律）为基础，对地下水流系统建立相应的数学模型，即支配地下水运动的偏微分方程及决定其解的初始条件和边界条件^[23]。

利用数值模拟方法对地下水位动态变化进行模拟，需要拟合地下水位的变化过程及流场分布情况，并最终确定模拟区域的水文地质参数。由于研究区域实际边界的几何形状往往不规则，再加上水文地质条件的复杂性，使得要建立的数学模型较为复杂，且给求解带来很大困难。实际模拟时，都要对边界条件和水文地质参数作适当的概化。

4.1 数值模拟法的步骤

4.1.1 水文地质条件分析

了解计算区域的地质和水文地质条件，是运用数值法进行地下水资源评价的基础。根据评价区的地质、水文地质条件、评价的任务及取水工程的类型、布局等，合理地确定边界的性质。此外，对区域水文地质条件的了解，还有助于下一步进行模型识别。为此，应查明含水介质条件、水的流动条件及边界条件等三方面。

（1）含水介质条件查明含水层在空间上的分布情况；含水介质厚度；含水介质透水性、储水性变化情况，做出含水层非均质分区图，即根据渗透系数 K 和给水度进行分区；查明主含水层与其它含水层的水力联系。对于条件复杂的地区，应进行适当的概化。

（2）流动条件查明是承压水还是无压水；地下水流是一维，二维，还是三维。

（3）区域边界定义了计算区域的范围，而边界条件的给定对于地下水资源的评价结果有着较大的影响，是运用数值法进行地下水资源评价的重要工作。

4.1.2 建立水文地质概念模型和数学模型

自然界实际的地下水流系统在时空分布上都是十分复杂的，要想完善地建立描述计算区域地下水系统的数值模型是非常困难的。因此，应根据水文地质条件和地下水资源评价的目的，对实际的水文地质条件进行简化。而且由于数学工具的局限性，即使概化非常合理的水文地质模型，有时也不能用现有的数学模型工具来描述，或者可以描述却不能对其进行求解。所以对水文地质条件进行概化的

原则为：概化后的水文地质概念模型反映了地下水系统的主要特征；概念模型要能够用于进一步定量描述，即能够建立相应适定的数学模型。

水文地质条件的概化通常包含以下几个方面：①地下水流系统区域几何形状的概化；②含水性质及地下水流状态的概化；③初始流场模拟与边界性质的概化；④参数性质的概化^[24]。

在对实际的水文地质条件进行概化后，以水头作为基本变量，确定描述地下水流动的基本方程，即数学模型。求解数学模型已经有几种成熟的计算方法。

4.1.3 确定模拟期

根据所掌握资料的情况和评价的要求确定模拟期。模拟期主要用来识别水文地质条件和计算地下水补给量。对于地下水水量评价，一般取一个水文年或若干水文年作为模拟期，这样可最大限度地避免前期水文因素对地下水系统的影响^[25]。

在确定模拟期后，应给出初始时刻的地下水流场，并将其插值到各离散节点上。为了反映模拟期内水位动态变化，还应将模拟期划分为若干个时段，即应力期，在一个应力期内，地下水的均衡项被认为是均匀的，不同的应力期内各均衡项可以不同。因此，应按地下水位动态变化的影响因素随时间的变化情况确定应力期。如降水的丰水期与枯水期，灌溉期与非灌溉期。此外，应力期的确定还要考虑资料的精度。

4.1.4 水文地质条件识别

为了验证所建立的模型是否符合实际，还应根据实测的水位动态变化来检验其是否正确。即在给定参数、各补排量及边界、初始条件下，通过比较计算水位与实测水位，验证模型的正确性。这一过程，称为模型识别或水文地质条件识别。识别既可以对水文地质参数进行识别，也可以对水文地质边界性质、含水层结构作进一步的确认。识别的准则为：①计算的地下水流场应与实际地下水流场基本一致，即两者的地下水位等值线应基本吻合；②模拟期计算的地下水位变化趋势应与实际变化趋势一致，即两者的地下水位动态过程基本吻合；③识别后的水文地质参数、含水层结构和边界条件符合实际水文地质条件。满足以上准则，则可认为数值模型反映了计算区域的地下水流动规律，可用于地下水资源的评价和预报。反之，则应对水文地质概念模型进行适当修改，以达到上述要求。识别的过程不仅仅是对参数进行调整，而且包括适当调整地下水的补排量、含水层结构和边界条件。

目前，这一过程多用试算法。即在给定参数、补排量及边界、初始条件下，正演运行模型，模拟各观测孔的水位随时间的变化过程和流场情况。如果不符合以上判别准则，则对概念模型进行适当调整，再一次进行模拟计算，如此反复，

直到拟合误差小于某一给定标准为止,这时所用的一套参数及边界条件条件就认为是符合客观实际的。注意在调试过程中,切记不能单纯从数字上或仅对个别点去进行调整,而应将重点放在对水文地质条件的正确认识上。

4.1.5 地下水资源评价和水位预报

经过验证的模型是符合实测数据的模型,用来进行开采动态预报时,还应考虑开采条件下可能出现的变化,如边界条件和地下水的补给排泄条件可能会随开采发生变化。

根据开采条件对模型进行修改以后,便可用来正演计算,可以解决以下问题:

(1) 预报一定开采条件下,水位降深的空间分布和随时间的变化情况;(2) 计算一定期限内水位降深不超过某一限度时的可开采量;(3) 确定某些水均衡要素,计算补给量或补给资源量。求出稳定开采条件下的可开采量;(4) 进行不同开采方案的比较,选择最佳的开采方案;(5) 研究地表水和地下水的统一调度、综合利用,进行水资源综合管理。

4.2 研究区水文地质条件的概化

4.2.1 垂向结构概化

本次模拟的含水层以浅层地下水即潜水为主,部分地区为微承压,含水介质以第四系松散中细砂层为主,在垂向上没有明显的、稳定的隔水层存在,可以认为各层之间具有较好的水力联系和统一的地下水位,因此,在模型中将其概化为单一的含水层。潜水自由水面为系统的上边界,通过该界面,地下水系统与地表水系统发生水力联系,产生水量交换,主要接受降雨入渗补给,河渠入渗补给,农田灌溉回渗补给以及蒸腾蒸发排泄,因大兴区地下水位埋深常年都在5米以下,所以认为蒸发不会对潜水水位造成影响。

4.2.2 边界条件概化

从初始流场分布来看,及多年来的统计资料表明,西北及北边处于永定河冲积扇下缘,凤河上游,接受侧向补给,因此定义为流入量边界。西部以永定河为界,由于永定河断流多年,只存在季节性补给,所以定义为流量边界。研究区东南部边界定义为流出量边界。其他边界定义为流量为零的第二类边界。具体边界如图4-1所示。图中左上粗线所示部分为西北流入量边界,右下粗线所示部分为流出量边界。

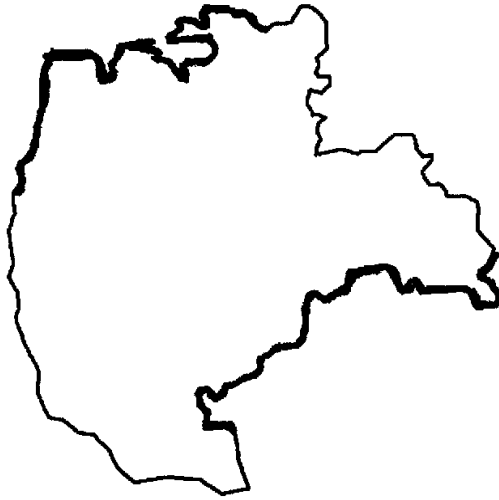


图 4-1 边界条件图

Figure 4-1 Boundary condition

4.2.3 水文地质参数分区

模型中的水文地质参数有渗透系数和给水度，渗透系数分区时参照大兴区地表岩性图（图 4-2）进行划分，渗透系数分区见图 4-3，含水层给水度分区见图 4-4。

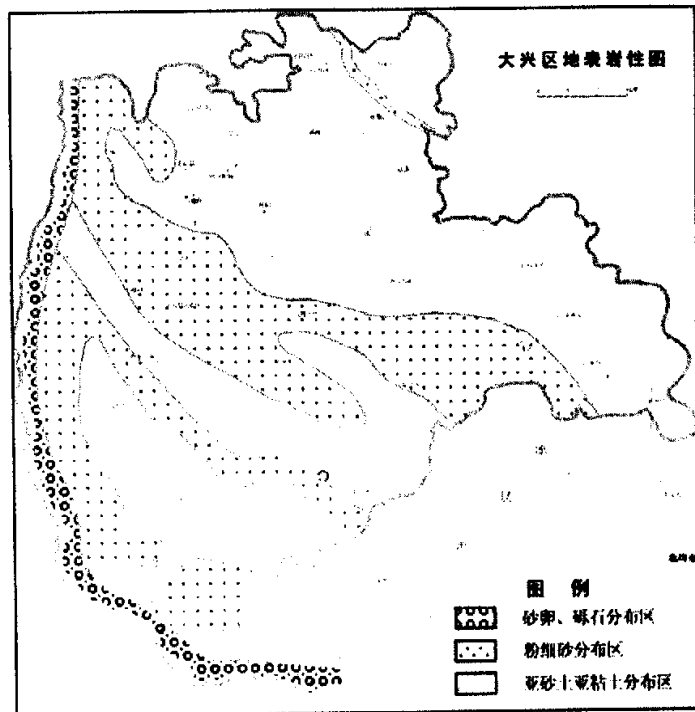


图 4-2 大兴区地表岩性图

Figure 4-2 Surface lithological character of Daxing district

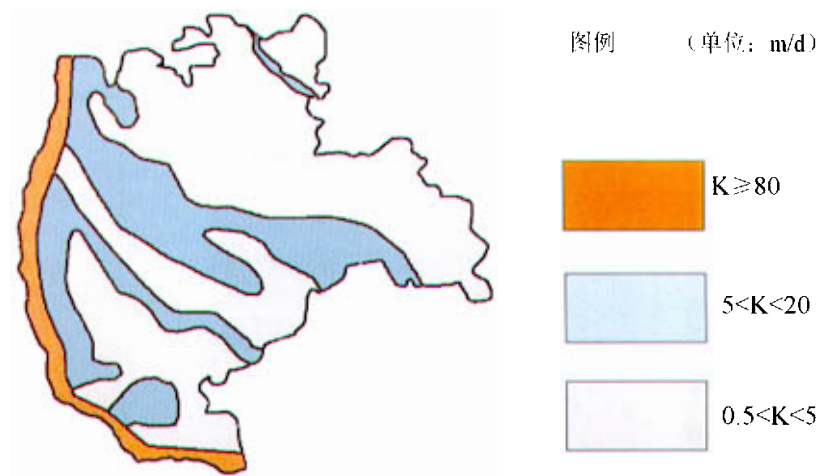


图 4-3 渗透系数分区图
Figure 4-3 Zonal hydraulic Conductivity

下图为含水层给水度分区图:

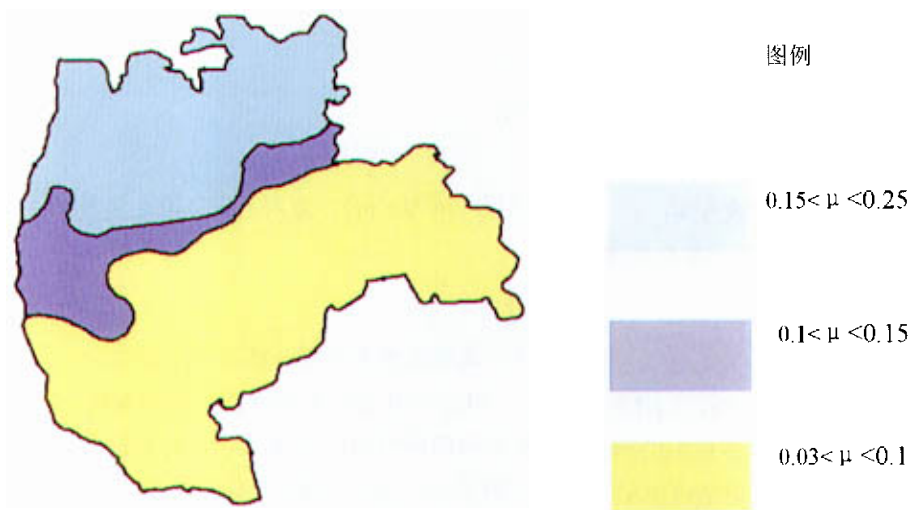


图 4-4 给水度分区
Figure 4-4 Zonal specific yield

4.3 数学模型

4.3.1 微分方程

水文地质参数随空间而变化,体现了地下水系统的非均质性,但无明显的方向性。地下水的补排和水位随时间变化,表现为非稳定流特性。含水层分布广、

厚度大，地下水水平运动流速缓慢，符合达西定律。结合以上结构的概化，将研究区地下水流概化成非均质各向同性、平面二维、非稳定地下水流系统，可以用如下微分方程来描述，见式（4-1）。

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x} \left(KM \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(KM \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \varepsilon = S \frac{\partial h}{\partial t} & x, y \in \Omega, t \geq 0 \\ h(x, y)|_{t=0} = h_0(x, y) & x, y \in \Omega, t \geq 0 \\ h(x, y, t) = h & x, y \in \Gamma_1, t \geq 0 \\ KM \frac{\partial h}{\partial \bar{n}} = q & x, y \in \Gamma_2, t \geq 0 \end{cases} \quad (4-1)$$

式中 Ω —渗流区域；

h —水位（m）；

t —时间（d）；

K —含水层的渗透系数（m/d）；

M —含水层厚度（m）；

S —含水层的给水度（潜水含水层）或储水系数（承压含水层）；

ε —源汇项（m/d）；

h_0 —初始时刻水位值（m）；

Γ_1 —第一类边界（水位边界）；

Γ_2 —第二类边界（流量边界）；

$\bar{n}$ —边界的法线方向；

q —第二类边界的单位长度流量（ $m^2/d \cdot m$ ），流入为正，流出为负^[26]；

4.3.2 差分方程

用数值方法求解方程（4-1）式，需要把整个研究区域在空间和时间上进行离散。空间上离散为许多规则的网格，用差分方法时要离散为矩形的网格，时间上离散为许多时段。如果结点在 x, y 方向的编号用 i, j 来表示，时间段的编号用 k 来表示。网格在 x, y 方向的距离分别是 $\Delta x, \Delta y$ ，时间段步长为 Δt 。结点 i, j 与结点 $i-1, j$ 之间的平均导水系数用 $T_{i-1/2, j}$ 表示，结点 i, j 与结点 $i+1, j$ 之间的平均导水系数用 $T_{i+1/2, j}$ 表示。网格示意图参见图 4-5。

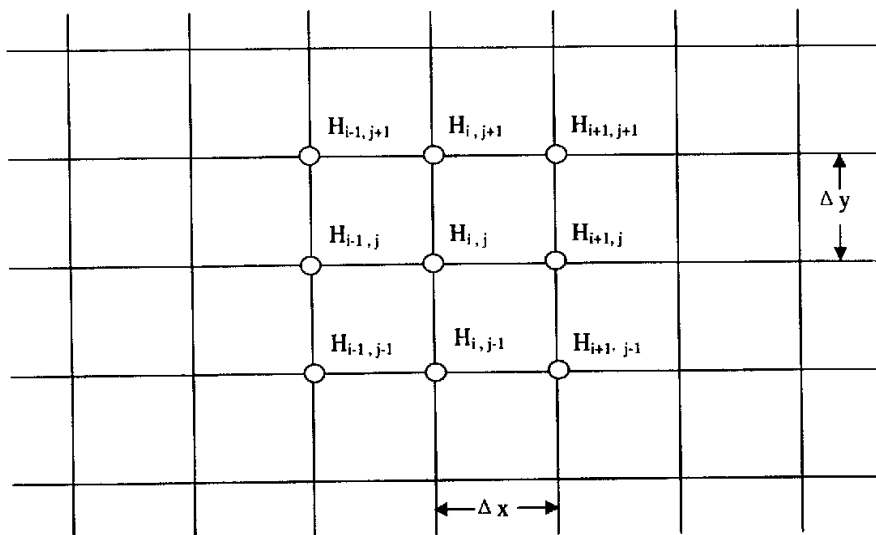


图 4-5 网格示意图

Figure 4-5 Schematic plan of mesh

用差商来代替偏导数可得差分格式的离散方程，差分格式的方程有显式差分、隐式差分和交替方向隐式差分格式等，差分方程的求解方法有很多种。

(1) 显式差分格式

水头取时段起始时刻值，设起始时刻的水头为 $H_{i,j}^k$ 。并设 $T=KM$ ， T 为导水系数。当 (4-1) 式中 KM (T) 值变化较为均匀时，可以写成式 (4-2)

$$T_{i+1/2,j} \frac{H_{i+1,j}^k - H_{i,j}^k}{(\Delta x)^2} + T_{i-1/2,j} \frac{H_{i-1,j}^k - H_{i,j}^k}{(\Delta x)^2} + T_{i,j+1/2} \frac{H_{i,j+1}^k - H_{i,j}^k}{(\Delta y)^2} + T_{i,j-1/2} \frac{H_{i,j-1}^k - H_{i,j}^k}{(\Delta y)^2} + \varepsilon_{i,j}^k = S_{i,j} \frac{H_{i,j}^{k+1} - H_{i,j}^k}{\Delta t} \quad (4-2)$$

如果导水系数近似地用统一的值 $T_{i,j}$ ，则式 (4-2) 可以进一步简化为

$$H_{i,j}^{k+1} = \frac{T_{i,j} \Delta t}{S_{i,j} (\Delta x)^2} (H_{i+1,j}^k + H_{i-1,j}^k - 2H_{i,j}^k) + \frac{T_{i,j} \Delta t}{S_{i,j} (\Delta y)^2} (H_{i,j+1}^k + H_{i,j-1}^k - 2H_{i,j}^k) + \frac{\varepsilon_{i,j}^k \Delta t}{S_{i,j}} + H_{i,j}^k \quad (4-3)$$

式 (4-3) 右端均为起始时刻的水头值，在知道源汇项的情况下，可以十分方便地推算出下一时刻的水头值。但是为了保证差分方程的收敛性和稳定性，在选择 Δx , Δy , Δt 时应满足关系式 (4-4)。

$$\frac{T}{S} \left(\frac{1}{(\Delta x)^2} + \frac{1}{(\Delta y)^2} \right) \Delta t \leq \frac{1}{2} \quad (4-4)$$

当 $\Delta x = \Delta y$ 时, 则要求

$$\Delta t \leq \frac{S(\Delta x)^2}{4T} \quad (4-5)$$

(2) 隐式差分格式

水头取时段终了时刻值, 即 $t + \Delta t$ (用 $k+1$ 表示) 时的值, 则可得如式 (4-6) 所示关系

$$\begin{aligned} & T_{i+1/2,j} \frac{H_{i+1,j}^{k+1} - H_{i,j}^{k+1}}{(\Delta x)^2} + T_{i-1/2,j} \frac{H_{i-1,j}^{k+1} - H_{i,j}^{k+1}}{(\Delta x)^2} + T_{i,j+1/2} \frac{H_{i,j+1}^{k+1} - H_{i,j}^{k+1}}{(\Delta y)^2} + T_{i,j-1/2} \frac{H_{i,j-1}^{k+1} - H_{i,j}^{k+1}}{(\Delta y)^2} + \varepsilon_{i,j}^k \\ &= S \frac{H_{i,j}^{k+1} - H_{i,j}^k}{\Delta t} \end{aligned} \quad (4-6)$$

如果式中的导水系数近似地用平均值 $T_{i,j}$ 来代替, 则上式可简化为式 (4-7)

$$\frac{T_{i,j}}{(\Delta x)^2} (H_{i+1,j}^{k+1} + H_{i-1,j}^{k+1} - 2H_{i,j}^{k+1}) + \frac{T_{i,j}}{(\Delta y)^2} (H_{i,j+1}^{k+1} + H_{i,j-1}^{k+1} - 2H_{i,j}^{k+1}) + \varepsilon_{i,j}^k = S \frac{H_{i,j}^{k+1} - H_{i,j}^k}{\Delta t} \quad (4-7)$$

式 (4-7) 中有 5 个未知数, 不能直接求解, 为了计算研究区域内各点的水位, 必须对所有边界内的点列出相应于式 (4-7) 的方程, 并利用边界条件构成方程组, 联立才能求解。这种隐式差分格式已经证明是无条件稳定收敛的。

(3) 交替方向隐式差分格式 (A.D.I 法)

交替方向隐式差分格式分两步来计算。第一步, x 轴方向的水头取隐式, y 轴方向的水头取显式, 沿 x 轴方向一行一行地计算, 由 t 时刻的水头算出 $t + \Delta t/2$ 时刻的水头。计算的差分方程如下:

$$\begin{aligned} & \frac{T_{i-1/2,j}}{(\Delta x)^2} H_{i-1,j}^{k+1/2} - \left[\frac{T_{i-1/2,j}}{(\Delta x)^2} + \frac{T_{i+1/2,j}}{(\Delta x)^2} + \frac{2S_{i,j}}{\Delta t} \right] H_{i,j}^{k+1/2} + \frac{T_{i+1/2,j}}{(\Delta x)^2} H_{i+1,j}^{k+1/2} \\ &= -\frac{T_{i,j-1/2}}{(\Delta y)^2} + \left[\frac{T_{i,j-1/2}}{(\Delta y)^2} + \frac{T_{i,j+1/2}}{(\Delta y)^2} - \frac{2S_{i,j}}{\Delta t} \right] H_{i,j}^k - \frac{T_{i,j+1/2}}{(\Delta y)^2} H_{i,j+1}^k - \varepsilon_{i,j}^{k+1/4} \end{aligned} \quad (4-8)$$

式 (4-8) 中只包含有三个未知数 $H_{i+1,j}^{k+1/2}$, $H_{i,j}^{k+1/2}$, $H_{i-1,j}^{k+1/2}$, 因此可归结为用追赶法求解的三对角线方程组的问题。

第二步, 以第一步求得的 $k+1/2$ 时刻的水头作为已知值, 计算 $k+1$ 时刻的水头值。此时, y 轴方向的水头取隐式, x 轴方向的水头取显式, 沿 y 轴方向一列一列地计算, 其差分方程如下:

$$\begin{aligned} & \frac{T_{i,j-1/2}}{(\Delta y)^2} H_{i,j-1}^{k+1} - \left[\frac{T_{i,j-1/2}}{(\Delta y)^2} + \frac{T_{i,j+1/2}}{(\Delta y)^2} + \frac{2S_{i,j}}{\Delta t} \right] H_{i,j}^{k+1} + \frac{T_{i,j+1/2}}{(\Delta y)^2} H_{i,j+1}^{k+1} \\ &= -\frac{T_{i-1/2,j}}{(\Delta x)^2} H_{i-1,j}^{k+1/2} + \left[\frac{T_{i+1/2,j}}{(\Delta x)^2} + \frac{T_{i-1/2,j}}{(\Delta x)^2} - \frac{2S_{i,j}}{\Delta t} \right] H_{i,j}^{k+1/2} - \frac{T_{i+1/2,j}}{(\Delta x)^2} H_{i+1,j}^{k+1/2} - \varepsilon_{i,j}^{k+3/4} \end{aligned} \quad (4-9)$$

上述方程同样可以用解三对角线方程组的方法求出 $k+1$ 时刻全部结点的水头。这样纵横交替计算,直到全部时间各结点水头都算出为止。这种差分格式也具有无条件稳定收敛的优点,且精度较高,所以在解二维问题时应用较为广泛。

(4) 强隐式法 (SIP 法)

A.D.I 方法在解决简单问题时是非常有效的,但是在求解更复杂的问题时,其优越性就降低了。强隐式法是一种求解大型线性方程组的迭代方法。前人的计算经验表明, SIP 法的有效性问题的复杂程度基本无关,对非均质或各项异性介质,强隐式法比前面提到的那些方法更快^[27]。GMS 软件中提供了这种求解方法。

地下水流系统的有限差分方程可概括为如下的形式:

$$[A]\{h\}=\{q\} \quad (4-10)$$

式中 $[A]$ —水头的系数矩阵;

$\{h\}$ —水头矢量;

$\{q\}$ —方程右端项矢量;

注意,其中系数矩阵 $[A]$ 是一个稀疏矩阵,只有一些非零的元素位于对角线上,当问题为平面问题时 $[A]$ 为五对角矩阵,如果是三维问题,则 $[A]$ 为七对角矩阵。解线形方程组的消去法的基本原理是对系数矩阵 $[A]$ 进行 LU 分解,对于三对角线矩阵,分解方法比较简单,因为 A 、 L 、 U 都是稀疏的,一般来说,一个简单而又重复的公式便可用来求解这样的方程组。但是对于地下水系统的方程组而言,问题在于即使 A 是稀疏的, L 和 U 也不是稀疏的。这样 L 和 U 的确定就需要大量的计算和计算机的存储。

强隐式方法就是要找到一个矩阵 $[B]$,使得 $[A+B]$ 易于进行 LU 分解,并且 $[A+B]$ 、 $[L]$ 和 $[U]$ 要满足以下条件:

(1) $[A+B]$ 非常接近于 $[A]$;

(2) $[L]$ 是一个下三角矩阵, $[U]$ 是一个上三角矩阵,并且所有 $[U]$ 的主对角线上的元素都等于一个定值;

(3) $[L]$ 和 $[U]$ 都是稀疏矩阵;

假设有一个 $[B]$ 存在并满足以上条件的话,在式 (4-10) 的两端同时加上 $[B]\{h\}$,则有

$$[A+B]\{h\}=\{q\}+[B]\{h\} \quad (4-11)$$

方程 (4-11) 的解 $\{h\}$ 必然是方程 (4-10) 的解,但是方程 (4-11) 两端都含有 $\{h\}$,这给方程的求解带来了困难。然而,如果利用一种迭代方法,将前一步的迭代结果 $\{h\}$ 用来代替上式右端项中的 $\{h\}$,这样,方程可以写为

$$[A+B]\{h^k\}=\{q\}+[B]\{h^{k-1}\} \quad (4-12)$$

式中 $\{h^k\}$ —第 k 步迭代的水头向量;

$\{h^{k-1}\}$ —第 $k-1$ 步迭代的水头向量;

实际上,式 (4-12) 中的 $\{h^{k-1}\}$ 是 $\{h^k\}$ 的一个近似值。如果矩阵 $[B]$ 已知的话,

方程组 (4-12) 就可以解出来。根据前面的假定, $[A+B]$ 可以容易地分解为两个稀疏矩阵 $[L]$ 和 $[U]$, 利用双向交替方法可以求解。这样, 问题就转化为寻找合适的矩阵 $[B]$ 。文献[27]对此方法有详细叙述, 在此不再赘述。SIP 方法已经发展的很成熟, 在本论文的计算中, 就选取了 GMS 软件中包含的这种计算方法。

4.3.3 边界条件及源汇项的处理

有了差分方程还需要结合边界条件才能求解各结点水头。第一类边界条件的处理比较简单, 只需要在计算时令边界结点的水头值等于已知水头值就可以了。第二类边界条件, 即

$$KM \frac{\partial h}{\partial n} = T \frac{\partial h}{\partial n} = q \quad (4-13)$$

可以近似地表示为

$$q \approx T \frac{\Delta h}{\Delta n} \quad (4-14)$$

如果 x 方向的网格取得与第二类边界平行, 则 y 方向即为边界法线方向。因此, (4-14) 式可近似地写成

$$q \approx T \frac{\Delta h}{\Delta y} \quad (4-15)$$

如果边界结点位于第 j 行 m 列, 则边界结点水头值有如下关系

$$H_{j,m} - H_{j-1,m} = \frac{q\Delta y}{T} \quad (4-16)$$

反之亦然。

如果边界为隔水边界, 则 $q=0$ 。

在上述差分方程中的源汇项用垂直入渗补给强度直接加到每个结点上。入渗补给为正, 蒸发或开采为负。

4.4 数值模拟模型

GMS5.0 是集模型前处理、数值计算和模型后处理为一体的地下水数值模拟软件。在对研究区水文地质情况进行概化后, 构建数值模拟模型^[28], 运行模型模拟地下水位的变化过程, 将模拟结果与地下水观测井反映的实测地下水位变化过程相比较, 检验模型是否能够客观正确地刻画地下水流系统的变化状态, 并最终确定计算区域的水文地质参数。

4.4.1 建模方法

GMS5.0 在计算地下水流动模型方面采用的是 MODFLOW2000 模块^{[29][30]}。

MODFLOW2000 包括了水井 (well)、补给 (recharge)、河流 (river)、排水渠 (drain)、蒸发蒸腾 (evapotranspiration) 和通用水头边界 (general head) 等子程序包, 分别用来处理相关的水文地质条件和边界条件。另外还提供了多种求解软件包, 如强隐式法 (SIP)、逐次超松弛迭代法 (SSOR)、预调共轭梯度法 (PCG2)。中国地质大学陈劲松博士发表在《工程勘察》2002 年第 2 期的一篇名为《MODFLOW 中不同方程组求解方法差异分析》的论文中指出, 对于给定条件, 选用 PCG2 法或 SIP 法求解可得到满足精度的结果, 而选用 SSOR 法任何使用的求解参数组合均无法获得满足精度要求的结果^[31]。

建模时, 根据水文地质条件概化后得到的结果, 用 GMS 中的 GIS 和 MAP 模块作为模型前处理工具, 即基于概念模型的方法^{[32][33]}, 将计算区域的边界调入, 在此区域中设定各种源汇项, 给定边界条件, 设定网格剖分的基本尺寸, 自动生成计算网格。最后调用 MODFLOW 模块, 在 MODFLOW 模块下, 给定初始时刻观测井水头, 选择合适的插值方法模拟初始流场; 设定应力期, 并选择计算时用到的求解程序包。

在正式运行模型之前, 应先运行模拟检验程序, 以便检查建模时可能产生的错误和纰漏。

4.4.2 模型设计

根据所掌握的资料, 结合 GMS 软件的特点, 运用其中基于概念模型的方法建立数值模拟模型^{[34][35]}。

4.4.2.1 模拟期的确定 从地下水资源评价的角度, 最好选一个水文年或一个日历年作为模拟期, 以利于地下水均衡分析和地下水资源评价^[36]。根据现有的降水资料和观测井的水位动态变化资料, 选取 2004 年 1 月 1 日到 2004 年 12 月 31 日为模拟期。

根据降水的情况并参考其他影响地下水动态变化的要素, 将模拟期划分为 14 个应力期。具体划分情况见表 4-1。

表 4-1 应力期划分表

Table 4-1 Division of stress period

应力期	具体日期	天数	总降水量(mm)	日平均降水量(m/d)
1	1月1日~2月20日	50	0	0
2	2月20日~3月1日	10	6.46	0.000646
3	3月1日~4月1日	31	0	0
4	4月1日~4月25日	24	1	0.000042
5	4月25日~5月15日	20	29.86	0.001493
6	5月15日~6月14日	30	38.68	0.001289
7	6月14日~7月1日	17	77.8	0.004756
8	7月1日~7月28日	27	103.09	0.003818
9	7月28日~8月20日	23	124.15	0.005398
10	8月20日~9月1日	12	16.67	0.001389
11	9月1日~10月1日	30	76.15	0.002538
12	10月1日~11月1日	31	7	0.000226
13	11月1日~12月1日	30	8	0.000267
14	12月1日~12月31日	30	3.5	0.000113

4.4.2.2 初始条件

初始条件（初始流场）：根据 2004 年 1 月 1 日的观测井记录资料，用 GMS 软件中提供的 IDW 插值方法（距离倒数插值法）经插值获得模拟区域的初始流场。如图 4-6 所示：

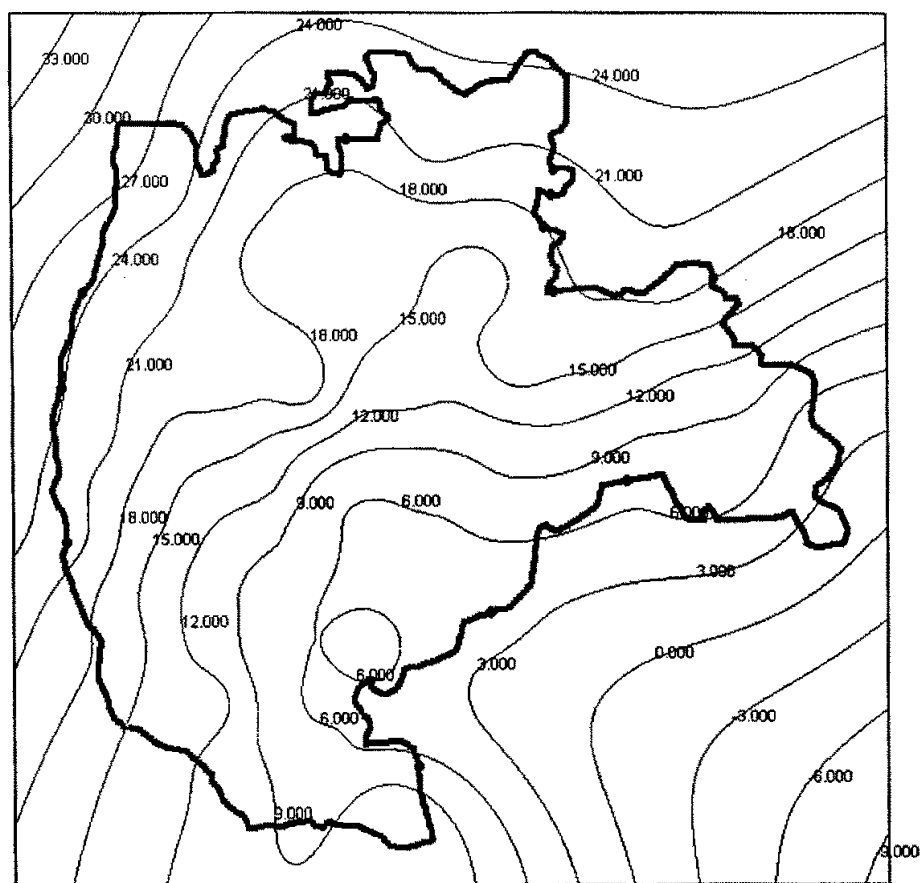


图 4-6 初始流场

Figure 4-6 Initial flow field

4.4.2.3 边界条件

研究区的边界条件由隔水边界和流量边界组成，实际中没有严格意义上的隔水边界，流量边界值要通过达西定律，由边界处的水力坡度和渗透系数计算而得到。

根据地下水位等值线，运用达西定律计算各边界断面地下水的流入流出量，公式如下：

$$Q_c = K \cdot M \cdot B \cdot I \quad (4-17)$$

式中 Q_c —含水层的侧向流入流出量 (m^3/d)；

K —边界附近含水层的渗透系数 (m/d)；

M —含水层的厚度 (m)；

B —边界的长度 (m)；

I —边界附近的地下水水力梯度，可从地下水等值线图上插值计算出。

表 4-2 西北边界水文地质参数表

Table 4-2 Hydrology geology parameter list in northwest boundary

编号	位置	砂砾石	粗砂	中砂	细砂	粉砂	总厚度	长度 (km)	Kcp (m/d)
dx-195	北臧村镇诸葛营河滩	0	43	5	20	0	68	16.5	14.7
dx-054	北臧村镇王庄村东北 200 米	4	16	17	0	0	37		
dx-159	北臧村镇桑马房村东 700 米	7	17	0	25	0	49		
dx-158	北臧村镇八家河沟	15	12	0	17	0	44		
dx-052	北臧村镇罗奇营	13.5	0	9	17	0	39.5		
dx-204	黄村镇埝坛村西南 300 米	20	0	0	12.5	0	32.5		
dx-189	埝坛水库东南角	23	0	0	7.5	0	30.5		
dx-175	黄村镇义和庄北	24	7	4	0	0	35		
dx-194	黄村车站南 500 米	25	0	6	0	0	31		
dx-238	西红门镇团河村南队	15	1	0	0	0	16	7.2	19
dx-239	礼贤镇石柱子村	2.9	0	4.9	30.6	0	38.4		
dx-234	西红门镇振亚庄西 300 米	24.2	0	1	1	0	26.2		
dx-230	西红门镇建新二队村北 1000 米	24.5	13.3	0	1.5	0	39.3		
dx-275	旧宫镇德茂大队德茂中队部东	0	7	0	9	0	16	3.6	20
dx-269	旧宫镇大有庄永红四大队场院	20.5	0	1.5	0	3	25		
dx-220	亦庄镇娘娘庙土楼子村	37.7	9	0	2	0	48.7	8.7	14.48
dx-219	亦庄镇城庄大队	22	0	9.5	0	6	37.5		
dx-218	亦庄镇小羊坊村西	3.5	7	32.4	3	0	45.9		
平均或合计		15.7	7.4	5	8.1	0.5	36.6	36	16.04

表 4-3 东南边界水文地质参数表

Table 4-3 Hydrology geology parameter list in southeast boundary

编号	地 理 位 置	含水层厚度(m)						控制 长度 (km)	Kcp (m/d)
		砂砾 石	粗砂	中砂	细砂	粉砂	总厚 度		
dx-182	榆堡镇康 新华村南 100m	4	0	0	22	0	26	12.5	5.54
dx-184	榆堡镇西 宋各庄村 中	0	14	23	0	0	37		
dx-138	礼贤镇荆 家务村北 200m	14.5	0	9.5	10.5	12.5	47	17.4	4.2
dx-132	礼贤内宫 庄村西南 100m	8.5	9	3	11	0	31.5		
dx-126	安定镇佟 营	0	9	19.5	0	0	28.5		
dx-125	安定镇徐 柏	3	4	19	2	0	28		
dx-123	安定镇丁 家务村南 200m	0	0	19.5	16.5	0	36		
dx-143	采育镇屯 留营桃园	0	0	0	29	0	29	9.1	3.5
dx-142	采育镇大 黑堡	0	0	0	36	0	36		
平均或合计		3.3	4	10.4	14.1	1.4	33.2	39	4.47

计算边界处的侧向流入量和流出量时参考了以前的统计资料。表 4-4 为历年的侧向流入和流出统计资料。

表 4-4 大兴区历年侧向流入流出量

Table 4-4 All previous years' lateral inflow and outflow of Daxing district

年份	流入量 (万m ³)	年份	流入量 (万m ³)	年份	流入量 (万m ³)
1978	506.7	1986	394.4	1994	101.6
1979	506.7	1987	490.2	1995	158.2
1980	506.7	1988	392.1	1996	339.2
1981	491.5	1989	459.4	1997	650.8
1982	463.2	1990	462.2	1998	630.2
1983	275.4	1991	516.5	1999	620.6
1984	448.5	1992	396.9	2000	616.6
1985	380.3	1993	527.8	总平均	442.93

2004 年西北部侧向流入补给 616.6 万方, 东南部侧向流出 107 万方。由于侧向补给和流出只占总补给和总消耗项很少的一部分, 对总的地下水场不会有很大影响, 结合 GMS 软件对这类边界条件输入的特点, 把侧向流入补给转化为在西北边界处的注水井处理, 侧向流出转化为在东南边界处的抽水井处理。在一年时期内稳定注水和抽水, 即设定为每天相同的注水和抽水强度。

4.4.2.4 源汇项的处理

分析地下水的补给项和消耗项, 地下水的补给主要来源于大气降水入渗、农田灌溉回渗、河流入渗补给。地下水的消耗项主要为人工开采和侧向出流。

(1) 降水入渗补给

降雨入渗补给与多个因素有关, 如包气带岩性、地下水的埋深、地形、植被、降水量大小、降雨强度、降雨历时等^{[37][38]}。计算降水入渗补给量的公式如式 (4-18) 所示。

$$Q = \alpha \cdot A \cdot x \quad (4-18)$$

式中 Q —降水入渗补给量;

α —平均降水入渗补给系数;

A —降水入渗补给区域面积;

x —年降水量;

计算时要注意公式中各参数的单位。降雨入渗补给的计算也可以是计算一个应力期内的补给量, 这时, α 为应力期内的降水入渗补给系数, x 为应力期内的降水量。

2004 年大兴区平均降水量为 493mm, 全区总共降水量为 50808.58 万立方米。根据大兴水资源调查报告, 平均降雨入渗补给系数为 0.3, 计算得 2004 年研究区降水入渗补给地下水 15242.574 万方。

本次模拟将根据降水量的情况, 结合 GMS 数值模拟软件的数据输入要求, 把降水入渗对地下水的补给换算成随应力期变化的面状补给强度。补给强度的计算公式如式 (4-19) 所示。

$$I = \alpha \frac{h}{t} \quad (4-19)$$

式中 I —降水入渗补给强度 (m/d);

α —降水入渗补给系数;

h —应力期内的降水量 (m);

t —应力期的时间长度 (d);

具体随应力期变化的降水入渗补给强度见表 4-5。

表 4-5 降水入渗补给率

Table 4-5 recharge rate of precipitation

应力期	具体日期	天数	有效降水量 (mm)	日平均补给强 度(m/d)
1	1 月 1 日~2 月 20 日	50	0	0
2	2 月 20 日~3 月 1 日	10	6.46	0.0001938
3	3 月 1 日~4 月 1 日	31	0	0
4	4 月 1 日~4 月 25 日	24	0	0
5	4 月 25 日~5 月 15 日	20	29.86	0.0004479
6	5 月 15 日~6 月 14 日	30	38.68	0.0003867
7	6 月 14 日~7 月 1 日	17	77.8	0.0014268
8	7 月 1 日~7 月 28 日	27	103.09	0.0011454
9	7 月 28 日~8 月 20 日	23	124.15	0.0016194
10	8 月 20 日~9 月 1 日	12	16.67	0.0004167
11	9 月 1 日~10 月 1 日	30	76.15	0.0007614
12	10 月 1 日~11 月 1 日	31	7	0.0000678
13	11 月 1 日~12 月 1 日	30	8	0.0000801
14	12 月 1 日~12 月 31 日	30	0	0

(2) 农田灌溉回渗补给

近十几年来, 由于降水量减少, 永定河不再向大兴供水, 地表水可用资源锐减, 全区普遍改用地下水灌溉。至 2000 年末, 区内拥有农用机井 9846 眼, 年供水量达 3.21 亿 m^3 , 机井灌溉面积达 76.4 万亩。仅凤河流域的长子营、瀛海, 凉水河流域的亦庄等地还有少量的地表水(污水)灌溉(总共 2.13 万亩), 全区井灌率达 97.1%以上。灌溉回渗补给地下水的总量可用公式(4-20)计算。

$$Q = \beta \cdot Q_{\#} \quad (4-20)$$

式中 Q —灌溉回渗补给量;

β —灌溉回渗补给系数;

$Q_{\#}$ —灌溉开采地下水的总量;

根据大兴水利局水资源调查报告,研究区内农业灌溉回渗补给系数为 0.2,2004 年全区农业灌溉开采地下水 26715.09 万方,因此农业灌溉回渗补给地下水 5343.018 万方。

由于灌溉是大面积的农田灌溉,且没有详细的灌溉区与非灌溉区的资料分区图,结合 GMS 数值模拟软件的数据输入要求,把农田灌溉回渗对地下水的补给转化成随应力期变化的面状补给强度,其计算方法类似于降水入渗对地下水的补给,计算公式如式(4-21)所示。

$$I = \beta \cdot Q_{\#} / (A \cdot t) \quad (4-21)$$

式中 I —灌溉回渗补给强度 (mm/d 或 m/d);

β —灌溉回渗补给系数;

$Q_{\#}$ —灌溉开采地下水的总量;

A —灌溉区域的面积 (m^2);

t —灌溉期间应力期的时间长度 (d);

具体的灌溉回渗对地下水的补给强度见表 4-6。

表 4-6 灌溉回渗补给率

Table 4-6 Recharge rate of irrigation

应力期	具体日期	天数	灌溉回渗补给强度(m/d)
3	3 月 1 日~4 月 1 日	31	0.00060992
4	4 月 1 日~4 月 25 日	24	0.00060992
13	11 月 1 日~12 月 1 日	30	0.00060992

总的面状补给强度由降水入渗补给加灌溉回渗补给组成,具体情况见表 4-7。

表 4-7 总入渗补给率

Table 4-7 Total recharge rate

应力期	具体日期	天数	总面状补给强度(m/d)
1	1月1日~2月20日	50	0
2	2月20日~3月1日	10	0.0001938
3	3月1日~4月1日	31	0.00060992
4	4月1日~4月25日	24	0.00060992
5	4月25日~5月15日	20	0.0004479
6	5月15日~6月14日	30	0.0003867
7	6月14日~7月1日	17	0.0014268
8	7月1日~7月28日	27	0.0011454
9	7月28日~8月20日	23	0.0016194
10	8月20日~9月1日	12	0.0004167
11	9月1日~10月1日	30	0.0007614
12	10月1日~11月1日	31	0.0000678
13	11月1日~12月1日	30	0.00069002
14	12月1日~12月31日	30	0

(3) 地表水体入渗

自上世纪80年代以来,由于降水量减少,大兴区境内的永定河、天堂河等河流逐渐干枯,区内垵坛水库也多年无水。目前主要是几条排污河道有水,即凉水河、新风河、凤河。永定河因上游不定时放水,还有一定的入渗量。根据凉水河、新风河及凤河的历年径流量,计算其补给地下水的渗漏量。凉水河两岸为河流的冲积砂层,入渗能力大。新风河与凤河流经地区多为亚砂土和亚粘土,入渗能力小。根据2000年径流统计资料,新风河渗透补给地下水1226.716万方,凉水河渗漏补给地下水235.327万方,总计1462.046万方。

(4) 人工开采

根据大兴水资源调查报告,2004年的生活用水开采地下水为266.3万立方米,工业用水开采地下水量为393.78万方,生态用水437.61万方,农业用水:26715.09万方。由于开采的分散性,模拟时将人工开采的地下水也转化为面状开采。面状

开采强度的计算类似于灌溉回渗补给的面状补给强度，在此不再赘述。但要注意补给时强度为正，开采时强度为负。

(5) 潜水蒸发

影响潜水蒸发量的主要因素有水位埋深、包气带岩性、地表植被条件和气候变化。由于该区域内目前地下水埋深都大于 5m，因此对地下水的蒸发量可以忽略不计^[39]。

4.5 模型识别

地下水模型识别是一项极为重要的工作，通常来说，就是要不断地调整水文地质参数、边界条件，或对数值模型的源汇项处理做出修改，正演模型，直到计算结果和实测结果达到满意的拟合为止。

在用数值法对地下水系统进行数值模拟时，确定水文地质参数的方法有预估-校正法和最优化计算方法等数学规划方法。本论文的模型识别中，对模型参数的识别运用的是预估-校正法。该方法预先给定一组参数的估计值，输入模型中进行计算，比较计算结果与实测结果的误差，如果误差没有达到精度要求，则对刚才输入的一组参数做出调整，直到达到一定的精度时停止计算，这时所用的一组参数值被认为是符合实际的参数值。

检验数值模拟结果的可靠性通常是比较计算结果与实测数据（例如地下水水位）的拟合程度。通过调整参数的分区可以得到理想的拟合结果。但是单纯的追求拟合效果并不代表数值模拟结果的可靠性提高了。应当客观地认识地下水数值模拟技术的定位：地下水数值模型是定量刻画地下水系统的工具，模拟结果的好坏除了模型方法本身之外，主要取决于水文地质概念模型的合理概化（含水层结构、边界条件、补给与排泄条件等）。二者应当有机的结合在一起，才能有效地发挥地下水数值模拟技术在水文地质研究和地下水资源评价中的作用。在实际工作中，对水文地质条件的认识是一个逐步提高的过程，对地下水数值模拟技术的应用应该力求达到概念模型基本正确和模型手段较为合适，只有这样数值模拟的结果才具有较高的可信度。

预估-校正法的计算框图如图 4-7 所示。

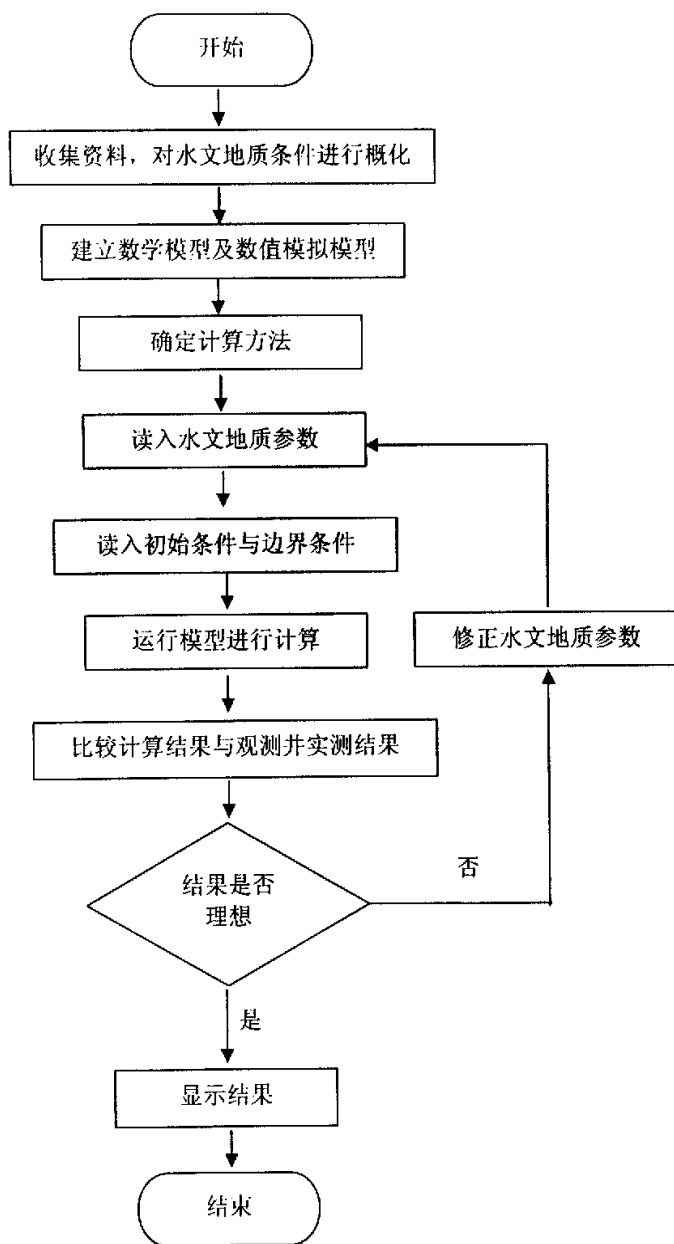


图 4-7 计算程序框图

Figure 4-7 Block diagram of calculation

在输入水文地质参数、边界条件和源汇项后，运行数值模拟模型，可以得到模拟期地下水位动态变化的计算值，将此计算值与观测井的实测地下水位动态变化过程相比较，对地下水位动态变化进行拟合。通过拟合，可以识别水文地质参数、边界条件和源汇项。

观测井的位置如图 4-8 所示。

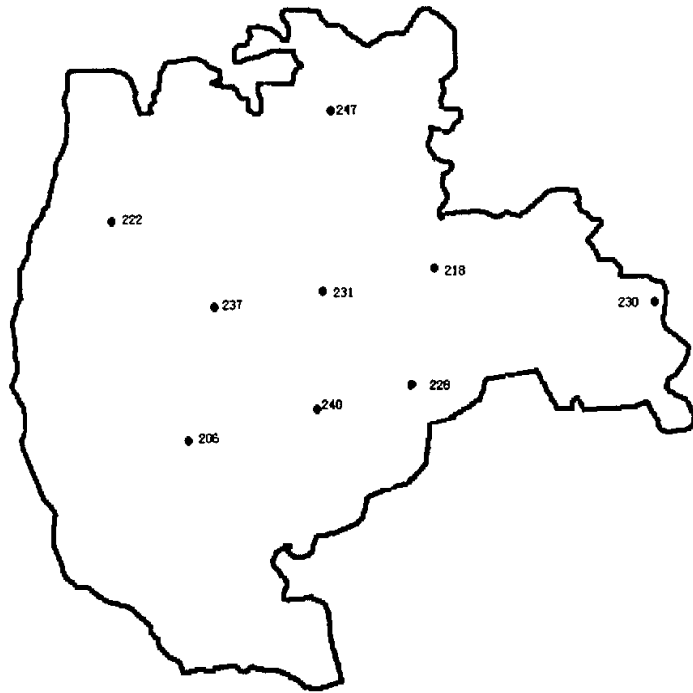
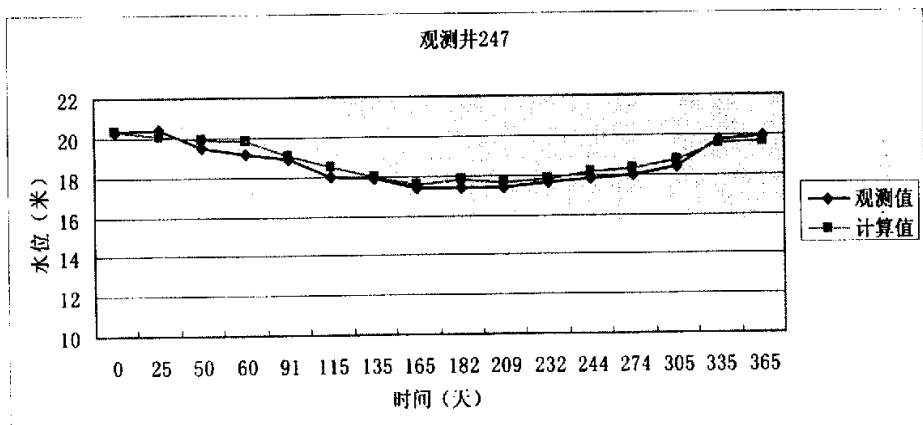


图 4-8 观测井位置

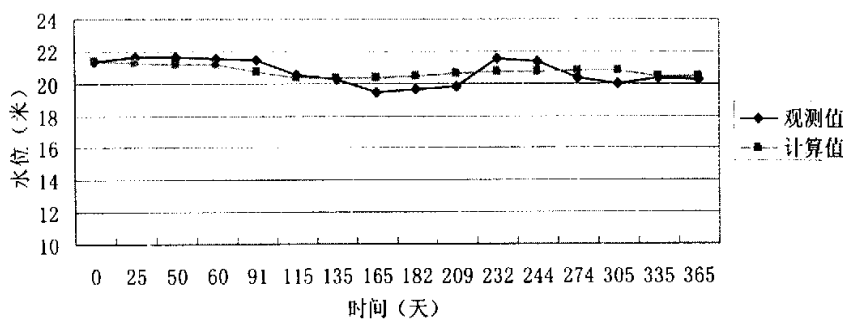
Figure 4-8 Position of observation wells

计算水位与观测井实测水位的比较如图 4-9 (a-i) 所示。



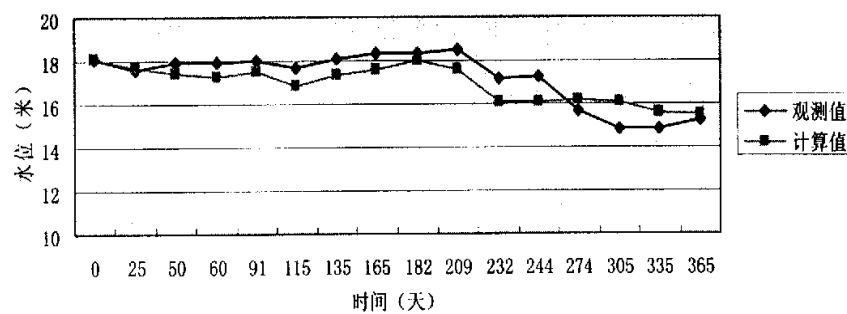
a) 观测井 247

观测井222



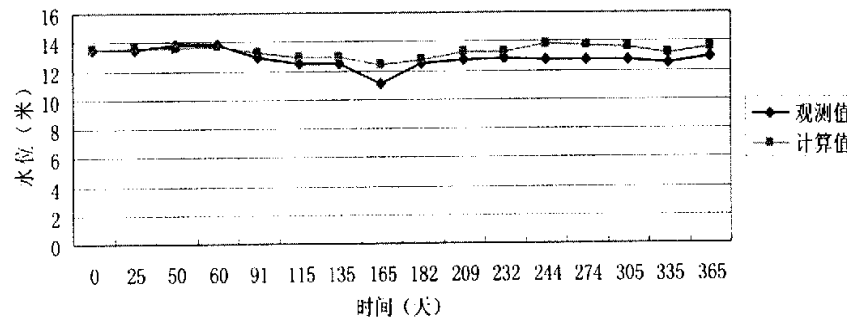
b) 观测井 222

观测井237



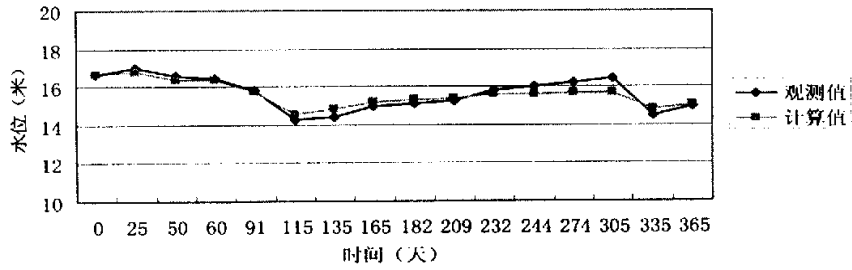
c) 观测井 237

观测井231



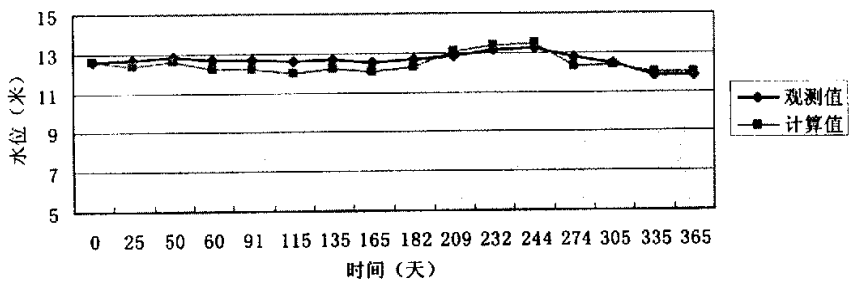
d) 观测井 231

观测井218



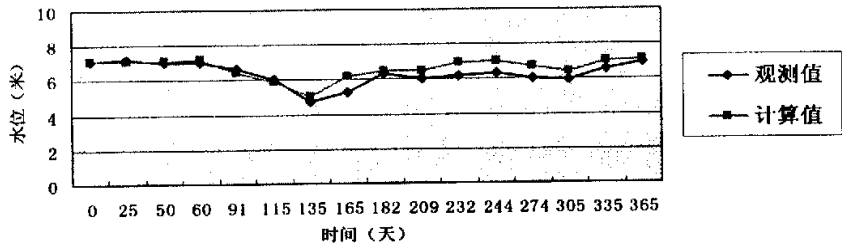
e) 观测井 218

观测井206



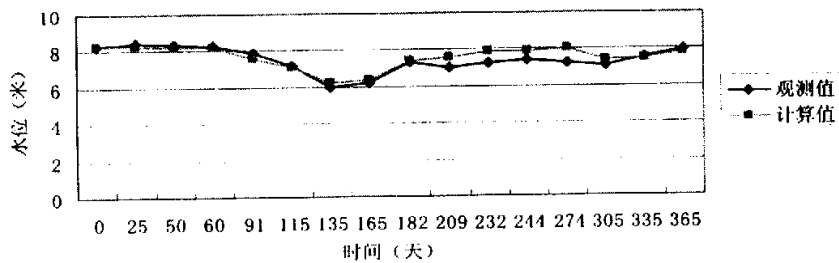
f) 观测井 206

观测井240

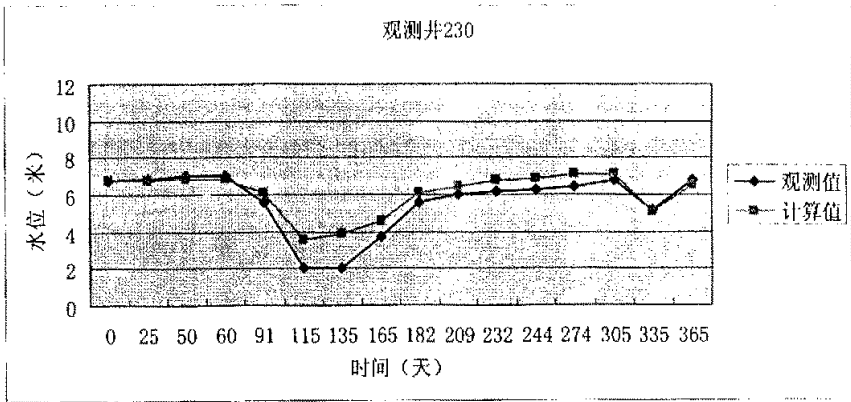


g) 观测井 240

观测井228



h) 观测井 228



i) 观测井 230

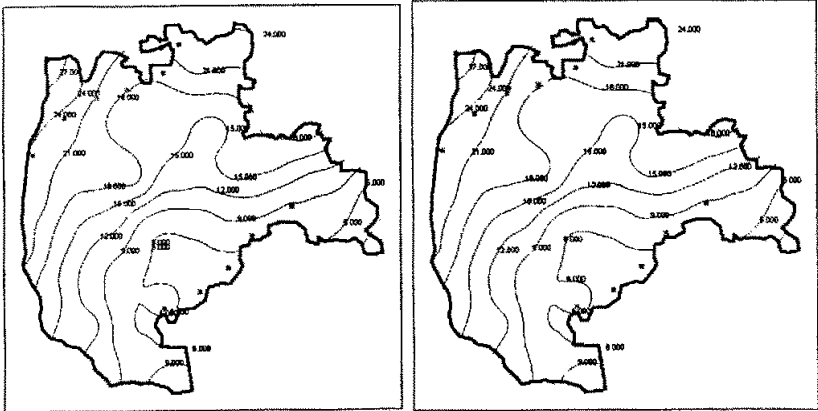
图 4-9 计算水位与实测水位的比较

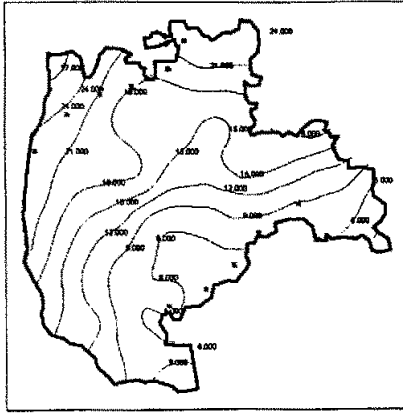
Figure 4-9 Comparison between calculated result and actual measurement

从图 4-9 中地下水位动态变化过程拟合来看,模型的计算值与观测井反映的实测值基本具有相同的变化趋势。个别观测井和个别计算时段的计算值与实测值有一定差异,其主要原因是,地下水观测井所反应的是精度较高的实测资料,而实际建模时采用的补给和人工开采等资料都是由调查统计而来的,调查统计资料存在一定误差是必然的,由此也给模型带来了误差。

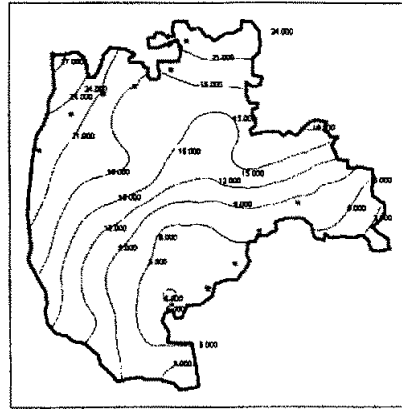
另外需要说明的是,建立模型时,对侧向流入边界和流出边界分别作注水井和抽水井处理。观测井 247、222、230、228 分别位于模拟区域的北部、西北部和东部、东南部边界不远处,这些观测井处水位的计算值受边界条件影响最大,由这些观测井的计算水位与实测值的比较结果可以看出,在侧向补给不是很大时,把流量边界条件作注水井和抽水井的处理办法是可行的。

图 4-10 从平面上显示了校正后由模型计算出来的地下水位的动态变化过程。如图 4-10(a-o)所示。可以看出,这个结果和第三章中图 3-2 中所反映的地下水位变化过程基本是一致的。

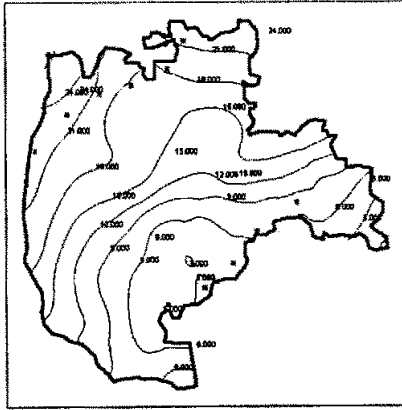




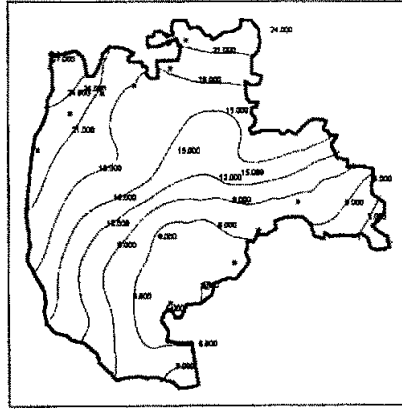
c) (2004 年 3 月 1 日)



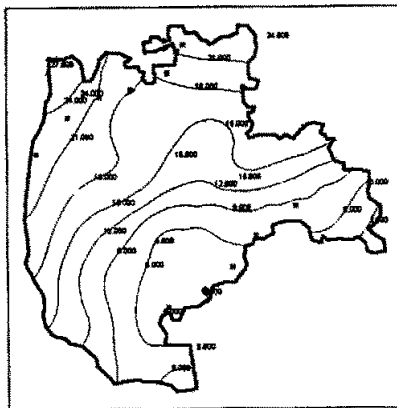
d) (2004 年 4 月 1 日)



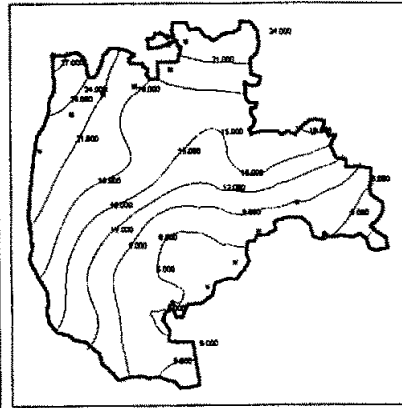
e) (2004 年 4 月 25 日)



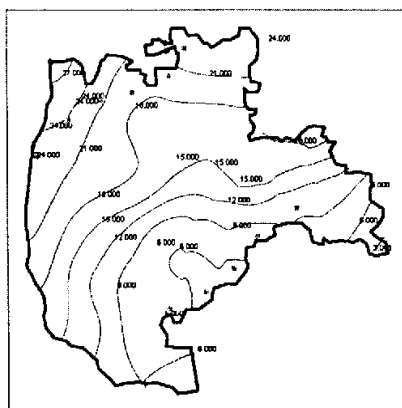
f) (2004 年 5 月 15 日)



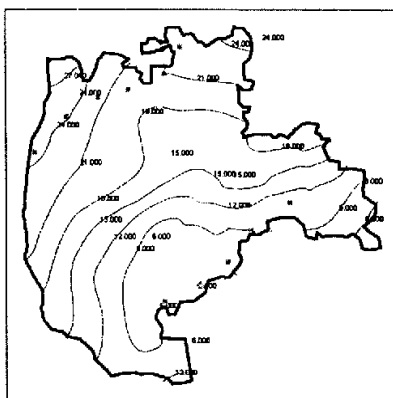
g) (2004 年 6 月 14 日)



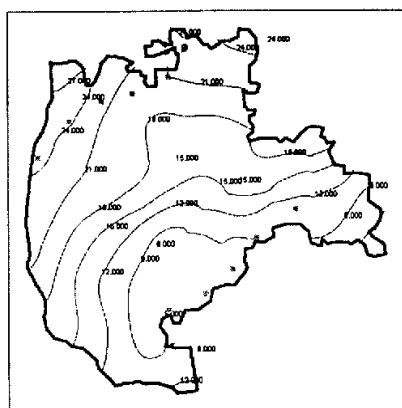
h) (2004 年 7 月 1 日)



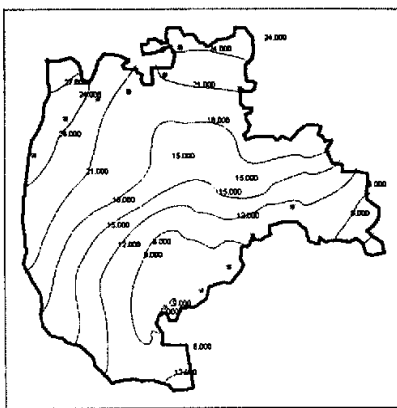
i) (2004年7月28日)



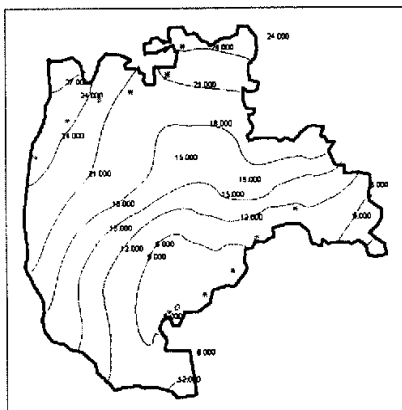
j) (2004年8月20日)



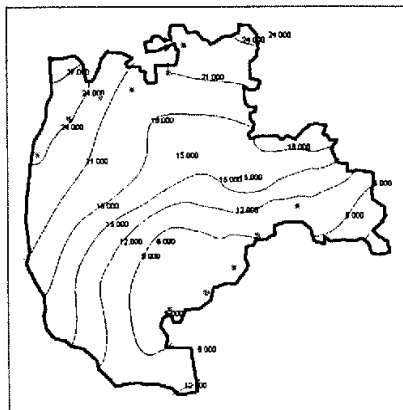
k) (2004年9月1日)



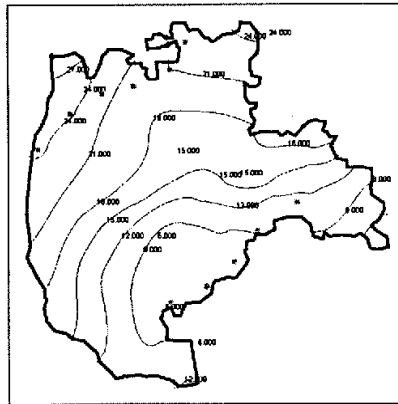
l) (2004年10月1日)



m) (2004年11月1日)



n) 14(2004年12月1日)



o) (2004 年 12 月 31 日)

图 4-10 等水位线图

Figure 4-10 Contours of groundwater table

识别后的水文地质参数,按照图 4-3 和图 4-4 所示水文地质参数分区情况,渗透系数取值如下:①区的渗透系数 K 为 80 m/d,②区的渗透系数 K 为 10 m/d,③区的渗透系数 K 为 1 m/d。给水度从西北到东南依次为 0.2, 0.13, 0.05。

4.6 地下水资源均衡分析

通过分析影响地下水位动态变化的补给项和排泄项,得出大兴区地下水系统在 2004 年的水均衡的结果,见表 4-8。

表 4-8 水均衡分析表

Table 4-8 Water volume balanced analysis

源汇项	均衡项	数量(万方)	比例%
补 给 项	降水入渗量	15547.425	67.69%
	农田回渗量	5343.018	23.26%
	地表水入渗	1462.046	6.37%
	侧向流入量	616.6	2.68%
	合 计	22969.089	100%
排 泄 项	人工开采量	27812.78	99.62%
	侧向流出量	107	0.38%
	合 计	27919.78	100%

通过以上分析可以看出,降水入渗补给是地下水补给的主要来源,其次是农田灌溉回渗对地下水的补给。人工开采则几乎是地下水排泄的唯一方式。大兴区

地下水位变化为降雨-开采型，即影响地下水位变化的主要因素是降雨和开采，其中对地下水的开采又以农业灌溉开采为主，因此，合理地调整农作物种植结构，提高农业灌溉效率，节约用水，优先利用地表水，是保证地下水资源可持续利用的有效途径。当然，这里没有考虑南水北调对大兴区未来用水和地下水水位动态变化的影响。

4.7 本章小结

地下水资源评价时，一般把地下水资源分为补给资源和开采资源，并着重分析补给资源，在此基础上确定可开采资源。地下水资源的数量计算，包括补给量计算、排泄量计算和可开采量计算三个方面。本章在收集相关资料的基础上，对计算区域的水文地质条件进行了概化，并确定了计算区域的补给量、排泄量。用地下水流动模拟软件 GMS 中的概念模型方法建立数值模拟模型，正演模型来拟合观测井的地下水位动态变化，从而达到模型识别的目的。

结论和建议

本文以北京市平原区大兴区为计算实例,阐述了地下水数值模拟的建模过程。地下水的数值模拟就是利用数值模拟模型,对影响地下水位变化的各个影响因素进行识别的过程。影响地下水位变化的主要因素有降水入渗对地下水的补给、灌溉回渗对地下水的补给、人工开采等。进行数值模拟时要正确地把握这些量的给定方法,尤其是降水入渗对地下水的补给。

降水入渗是地下水的主要补给来源,所以在建模时正确地给定降水对地下水的补给是至关重要的。降水对地下水的补给是一个十分复杂的自然过程,受诸多因素的影响,如地表岩性、降水强度、植被、地形、地下水的埋深以及包气带的土壤含水率情况等。尤其在地下水的埋深比较大时,情况更加复杂。

当地下水埋深较大时,入渗湿润锋面形成后,需要运移较长时间才能到达潜水面,形成入渗锋面的降水量要在较厚的土层中储存,形成重力水,然后逐渐释放入渗补给地下水。这就形成了一个滞后期,所以,一次降水对地下水的补给作用可能不会很明显,但是在汛期,持续降水之后地下水位会有明显的回升。

降水入渗补给是地下水资源的主要补给来源,对它的计算必须要考虑以下问题:

(1) 降水的有效性。有效降水与降水量大小有关,当一次降水量较小时,降水只能湿润表层的土壤,雨停后很快消耗于蒸发,不能对地下水形成有效的补给,只有当降水量较大时才可能补足土壤因蒸发而损失的水量并继续下渗形成对地下水的补给。有效降水与雨型也有关系,如同样的日降水量为 3mm,在久旱时为无效降水,在紧接着大雨之后即为有效降水了。在对降水补给地下水时,论文中对降水的有效性做了处理,认为一次降水量如果小于 5mm 就认为是无效降水了。当然,对降水量作无效降水处理,是针对次降水量或日降水量,最多是月降水量而言的,如果考虑的是年降水量就没有意义了。

(2) 降水的均匀性。年内降水的均匀性是指当年降水的大小及次数,即年内降水量的分配情况。降水的均匀性有区内各地降水的一致性及年内降水的不枯不涝之分。在整个补给区,有时是均匀降水,有时是局部降水,显然它们对地下水的补给作用是不同的。因此,需要对补给区内降水的一致性做出处理。常用的也是最好的办法是将整个研究区域分成若干个小的区域,分别进行计算。

(3) 降水入渗补给地下水的滞后性。

实际模拟时,通常应根据每个应力期内实际降水情况确定每次降水的入渗补给系数,调整降水入渗对地下水的补给量以及降水时程分配情况。

灌溉入渗补给也是地下水补给的重要来源,对它的精确计算,也有利用提高

模型的精度。在做大面积区域的模拟时，应对整个区域进行灌区和非灌区的划分。

在用数值法对地下水系统进行数值模拟时，反演水文地质参数的方法有试估-校正法和最优化计算方法。本论文的模型识别中，对模型参数的识别运用的是试估-校正法，其优点是可以充分利用工作者对一个地区水文地质条件的各种认识，达到识别参数的目的。但是，该方法无收敛判别准则，工作量比较大，很难达到最优识别。最优化方法是将水文地质参数的识别归结为求极值问题，即求水文地质参数使得误差评价函数达到最小。用于识别水文地质参数的最优化方法主要有：最速下降法、逐个修正法、高斯-牛顿法、Powell 发、单纯形法、线性规划法^[40]、二次规划法^[41]、拟线性化方法和罚函数等。

近年来，数学规划技术已广泛应用于水文地质的参数识别问题。遗传算法、人工神经网络法等近代优化方法不断发展，其中部分研究成果已用来求解地下水逆问题。Morshed 等^[42]用简单二进制遗传算法和神经网络结合进行渗透系数估计，金菊良等^[43]用加速二进制遗传算法求解了泰斯模型的逆问题。这些数学规划的新方法都对地下水模拟模型中水文地质参数的反演求参起到了很好的引导作用。

总之，为了使地下水模拟结果取得更高的精度，应该在以下几个方面做好工作：

(1) 加强地下水动态变化监测工作，加强水文气象方面记录，收集尽可能详实的数据。

(2) 对地下水各项开采量的统计，如工业、农业、生活用水等的统计，力求做到科学准确，因为这些基础资料数据将作为数值模拟模型中源汇项的输入依据，它的精度如何将直接影响模拟的精度。

(3) 合理确定水文地质参数的分区和入渗补给或开采分区是提高模拟精度的有效方法。水文地质参数的分区要参考水文地质勘测结果，入渗补给分区要结合雨量站的记录资料，开采分区应根据对地下水各开采项的统计进行。

(4) 数值模拟方法和实际抽水试验相结合，互为印证。

参考文献

- 1 刘吕明,陈志恺.中国水资源现状评价和供需发展趋势分析.北京:水利水电科学出版社,2001
- 2 武鹏林,武福玉,高李宁.工程水文理论与计算.北京:地震出版社,1998
- 3 全达人.地下水利用.北京:中国水利水电出版社,1996
- 4 马军.中国水危机.北京:中国环境科学出版社,1999
- 5 水利部水资源司南京水利科学研究院编.21 世纪初期中国地下水资源开发利用.北京:中国水利水电出版社,2004
- 6 薛禹群主编.地下水动力学原理(第二版).北京:地质出版社,1997
- 7 苑莲菊,李振拴,武胜忠,杨展,赵志怀.工程渗流力学及应用.北京:中国建筑工业出版社,2001
- 8 雅贝尔著.地下水动力学.许涓铭等译.北京:地质出版社,1985
- 9 张宏仁等编译.地下水非稳定流理论的发展和应用.北京:地质出版社,1975
- 10 李颖.水资源系统中地下水系统数学模型研究[J],世界地质,1998,17(2),41~46
- 11 翁文斌,王忠静,赵建世.现代水资源规划——理论、方法和技术.北京:清华大学出版社,2004
- 12 祝晓彬.地下水模拟系统(GMS)软件[J].水文地质工程地质,2003(5):53~55
- 13 卢文喜.地下水系统的模拟预测和优化管理.北京:科学出版社,1999
- 14 张光辉,费宇红,刘克岩等著.海河平原地下水演变与对策.北京:科学出版社,2004
- 15 朱学恩,钱孝星,刘新仁.地下水资源评价.南京:南京大学出版社,1987
- 16 张海燕.北京市浅层地下水资源调查及利用途径的初步研究.北京科技大学硕士学位论文.2002年3月
- 17 张元禧,施鑫源合编.地下水水文学.北京:中国水利水电出版社,1998
- 18 地质部水文地质工程地质研究所选编.地下水资源评价理论与方法的研究.北京:地质出版社,1982
- 19 张顺联.地下水资源计算与评价.北京:水利电力出版社,1992
- 20 虎维岳,李竞生.地下水系统随机模拟与管理.北京:地质出版社,2003
- 21 薛禹群,谢春红.水文地质学的数值法.北京:煤炭工业出版社,1980
- 22 张蔚榛.地下水非稳定流计算及地下水资源评价.北京:科学出版社,1983
- 23 毛昶熙.渗流计算分析与控制(第三版).北京:中国水利水电出版社,2003
- 24 李竞生,姚磊华.含水层参数识别方法.北京:地质出版社,2003
- 25 陈崇希,唐仲华.地下水流动问题数值方法.武汉:中国地质大学出版社,1990.
- 26 孙纳正.地下水流的数学模型和数值方法.北京:地质出版社,1981

- 27 雷姆森等著, 罗焕炎, 李鸿吉等译. 地下水文学的数值法. 北京: 地质出版社, 1977: (148~156)
- 28 Arlen W. Harbaugh, Edward R. Banta, Mary C. Hill, and Michael G. McDonald. MODFLOW-2000, The U. S. Geological Survey Modular Ground-water Model—User Guide to Modularization Concepts and The Groundwater Flow Process. U. S. GEOLOGICAL SURVEY, Reston, Virginia, 2000
- 29 M. G. McDonald, A. W. Harbaugh. A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model; 1988.
- 30 W. Harbaugh, M. G. McDonald, etc : Ground-Water Model –User Guide to Modularization Concepts and the Ground-water Flow Process; 2000.
- 31 陈劲松, 万力. MODFLOW 中不同方程组求解方法差异分析. 工程勘察, 2002 (2)
- 32 Brigham Young University-Environmental Modeling Research Laboratory. Groundwater Modeling System Tutorials Volume I , 2002
- 33 Brigham Young University-Environmental Modeling Research Laboratory. Groundwater Modeling System Tutorials Volume II, 2002
- 34 白利平, 王金生. GMS 在临汾盆地地下水数值模拟中的应用. 山西建筑, 2004, 30 (16): 78~79
- 35 李超群, 朱国荣, 高元宝. GMS 在姑山铁矿东南区排土场地下水渗流场的应用初探. 勘查科学技术, 2004 (2): 26~28
- 36 陈雨孙. 地下水运动与资源评价. 北京: 中国建筑工业出版社, 1986
- 37 张平, 李日运. 降水入渗补给地下水的影响因素. 辽宁大学学报, 1999 (2)
- 38 王政友. 降雨入渗补给地下水机理探讨. 水文, 2003 (6)
- 39 雷志栋, 杨诗秀, 谢传森. 土壤动力学, 北京: 清华大学出版社, 1985
- 40 Yeh W W-G. Auifer parameter identification, J. Hudraulic Div.Am.Soc.Civ.Eng., 1975, 101(HY9): 1197~1209
- 41 Hefez E, shamir V & bear J . Identifying the parameters of an aquifer cell model, Water Recourse Reseach, 1975, 11(6) : 993~1004
- 42 Morshed J and Kaluarachichi J J. Parameter estimation using artificial neural net work and genetic algorithm for free-product migration and recovery , Water Recourse Reseach, 1998Vol. 34(5), 1101~1113
- 43 金菊良, 朱春龙, 杨晓华. 水文地质模型参数估计的一种数值方法. 长春科技大学学报. 1998, Vol. 28(2) : 176~179

在读期间发表的论文及参加的科研课题

魏文清, 马长明, 魏文炳. 地下水数值模拟的建模方法及其应用. 东北水利水电, 2006(3): 25-28

致 谢

论文终于结稿了，回忆论文的写作过程，首先要做的是感谢那些在本论文创作过程中帮助过我的人。

首先要感谢的是我的导师马长明副教授，本学位论文是在马老师的悉心指导下完成的。马老师渊博的学识，严谨的治学态度，对科学事业执着的追求精神，是我从事科学研究的典范。论文的创作过程中，无论是论文选题、整体研究思路乃至文章结构的安排，马老师都提出了具体的指导意见。值此论文完成之际，感谢三年来马老师在学业上的培养和启发，以及在生活上的关心和帮助。谨向马老师致以最崇高的敬意！

感谢派得伟业信息技术有限公司薛伟博士和靳萍硕士，他们不仅提供了论文中用到的资料和数据，还在具体的模型构建中提出了宝贵的指导意见，使我的论文能够顺利完成。

感谢室友陈捍华，我们一起度过了三年的学习时光，在学习中互相促进，互相鼓励。

感谢本文参考文献中的作者，从他们的著作中我得到了许多启发。

感谢我最敬爱的父亲母亲，他们对我的人生和学业的叮嘱让我终生难忘，父母之情，难于言表。

感谢所有给予我关心和帮助的老师、同学、亲人和朋友。

2006 年 5 月

魏文清