

文章编号: 1001-4179(2005)11-0026-03

GMS 与苏锡常地区地下水流模拟

梁秀娟¹ 林学钰¹ 苏小四¹ 王福刚¹ 张博¹ 于军²

(1. 吉林大学 环境与资源学院, 吉林 长春 130026; 2. 江苏省地质调查研究院, 江苏 南京 210018)

摘要: 详细介绍了先进的地下水流模型模拟软件包 GMS(ground water modeling system) 在地下水流模拟中的优点和进行模拟的方法步骤以及在模拟中需要明确参数的水文地质意义、进行插值计算时需要人工校正等需要注意的问题。利用 GMS 软件完成了苏锡常地区的地下水流模型模拟, 并在此基础上针对苏锡常地区地下水超采严重、环境地质问题突出的实际情况, 提出了两个开采的预报方案, 得出苏锡常地区地下水超采区应严格控制地下水的开采, 非超采区按照 2000 年开采量的 75% 开采地下水量, 非超采区的承压水位可以控制在 -20 m 范围内的结论。

关键词: GMS; 地下水流模拟; MODFLOW; 预报; 苏锡常地区

中图分类号: TV131.65 **文献标识码:** A

建立地下水流模型, 进行地下水流模拟是目前进行地下水资源和对由地下水过量开采引发的环境问题研究中经常用到的方法, 进行地下水流模拟初期一般都是根据研究区的地质水文地质条件自编计算程序进行模拟计算, 近年来由于计算机的发展, 目前在国外应用较多的是 GMS(ground water modeling system) 软件包。GMS 软件包几乎包含了地下水流模拟的所有模拟模型, 是实用性较强的软件。因此将其功能、优点和应用方法进行全面的介绍, 并以苏锡常地区地下水流模拟作为实例具体说明 GMS 的应用方法和使用中应注意的事项是极有必要的。

1 GMS 简介

GMS 是 ground water modeling system 的简写。是美国 Brigham Young University 的环境模型研究室和美国军队排水工程试验工作站在综合已有地下水模拟软件的基础上开发的用于地下水模拟的综合性图形界面软件包^[1], 基本上可以涵盖地下水流模拟的所有内容。其运行方式以地下水流模拟为基础, 在地下水流模拟的基础上, 建立一系列的水质模拟。其中水量模拟软件为 MODFLOW 和 FEMWATER。MODFLOW 是用有限差分法建立水文地质模型, FEMWATER 是采用有限元法建立水文地质模型。

2 GMS 软件优点

GMS 软件模块多, 功能全, 几乎可以用来模拟与地下水相关的所有水流和溶质运移问题。各模块的功能趋于完善。其在功能、应用和模型建立方法几个方面都有较为突出的优点。

2.1 功能特点

(1) 含有制图模块, 可以不借助其他软件, 进行边界、参数分区、补给条件和排泄条件的绘制、赋值, 可直接建立水文地质概念模型。

(2) 含有多种插值计算功能, 可直接生成地下水流场、含水层的顶底板等值线, 并将之读入剖分的网格中, 方便快捷, 易于掌握和使用。

(3) 具有建立三维立体地质结构的功能。

(4) 可进行三维真实含水层的模拟。

(5) 具有三维立体动态表达的功能。

2.2 应用特点

(1) 前处理功能优越。GMS 具有优越的前处理功能, 可以直接利用 GMS 建立水文地质概念模型。GMS 利用点、弧和多边形对水文地质参数和边界条件进行赋值, 直接对模拟区进行剖分, 方便灵活, 方法极易掌握。

(2) 数据录入简便。数据录入格式可以使用电子表格、文本等多种格式, 不需要特殊的录入文件, 也不需要进行文件转换, 利用 Windows 的剪贴板直接可以进入 GMS 的数据转换界面, 直接转换成各种格式的数据文件, 转换界面友好易用。

(3) 兼容性强。与地理信息系统软件或地理信息软件的交换格式兼容性好, 可以直接利用其他软件成果, 不需要二次成图。

(4) 计算成果导出的功能强大。计算结果可以直接导出, 计算表格可以按节点导出为文本格式, 图件可以导出为地理信息系统的 *.shp 文件、虚拟现实技术 VRML 软件的 *.wrl 文件、arc/info 的 Ascii 交换文件格式 *.asc 文件和 Grass 的网格文件 *.ggd 格式。其计算结果可以直接为其它软件利用。

3 苏锡常地区地下水流模拟软件的确立

鉴于 GMS 的诸多优点, 在进行苏锡常地区地下水流模拟中选择利用 GMS 进行地下水流模拟。GMS 中的 MODFLOW、FEMWATER 可以进行地下水流模拟, 相对比较来说 MODFLOW 又具

收稿日期: 2005-04-14

基金项目: 中国地质调查局地质调查资助项目([2003]019-02)

作者简介: 梁秀娟, 女, 吉林大学环境与资源学院, 副教授, 博士研究生。

有其独特的优点:

(1) GMS 计算越流量直接在建立模型时给出越流参数,通过计算中水头的变化直接耦合计算越流补给量和排泄量,并自动赋值于不同的含水层,消除了人为因素的影响,准确性较高。

(2) 具有自动调参功能,参数分区确定以后,可以自动进行计算、迭代、调整,使计算参数达到给定的误差范围。

(3) 运算和参数调整简便易行,数据输入格式接受一般的电子表格文件,参数的修改直接在 MAP 模块中 POLYGON、ARC、NODE 中完成,节点的数据自动分配。

(4) 在一个模型中可允许许多含水层同时模拟,每个含水层可以同时有自己的参数分区和参数值,通过越流将含水层耦合到一起。

(5) 模拟结果可以进行误差计算,并可以将模拟结果利用表格文件或文本文件导出,应用方便。

为此在苏锡常地区地下水流模拟中选择 GMS 的 MODFLOW 作为地下水流模拟的操作平台。

4 苏锡常地区地下水流模拟

4.1 苏锡常地区地质与水文地质概况

苏锡常地区位于江苏省南部,行政区划上分别隶属于苏州、无锡、常州 3 市,简称苏锡常地区。苏锡常地区第四系广泛发育,最大厚度为 220.8 m,基底为白垩纪以前的基岩。第四系发育有下更新统粘土、砂;中更新统(Q_2)粘土、砂、砂砾石;上更新统(Q_3)粘土中粗砂、砂砾石;全新统(Q_4)含植物碎屑的淤泥质亚粘土、粘土、含砾中粗砂等。

区内第四系松散岩类孔隙含水层分布广,主要含水层可分为:

(1) 潜水(微承压水)。广布全区,含水层为全新统粉质粘土、粉土、粉细砂,厚度较小,供水能力较差。

(2) I 承压水。I 承压水分为 I 承压水上段和 I 承压水下段, I 承压水上段在全区呈透镜体状多层不连续分布, I 承压水下段主要分布于长江边和东部地区,在长江边,主要表现为巨厚的砂层。顶板埋深 35~82 m,起伏变化大,含水层厚度 0~90 m。

(3) II 承压水。广布全区,仅太湖北部、长江沿岸局部地段缺失,在长江沿岸和 I 承压含水层的巨厚含水层直接接触。含水层为第四系中更新统砂、砂砾石,厚度为 0~58.5 m,顶板埋深为 60~130 m,是苏锡常地区的主要开采层。

(4) III 承压水。分布于工作区的东北部和常州的北部,含水层为下更新统砂、泥砾等,厚 0~59.4 m,顶板埋深 120~180 m。地层及含水层的分布见图 1。

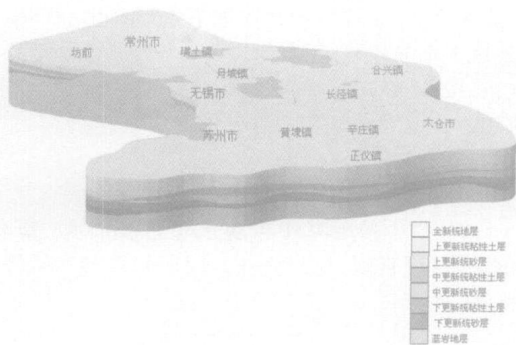


图 1 地层及含水层分布

4.2 区域水文地质条件的概化

(1) 含水层的概化。由于地下水的主要开采层为 I、II、III 承压含水层,所以进行地下水流模拟的目的含水层为 3 层承压水。由于 3 个含水层之间有着密切的水力联系,将 3 个含水层耦合在一起统一模拟,江边 I、II 承压水连通段概化到 II 承压含水层中。地下水流模拟以 II 承压含水层为主。据此,苏锡常地区地下水流模拟为多含水层、大区域的地下水流模拟。

(2) 边界条件。在水平方向上,北侧长江为强补给边界,设为一类已知水头边界,水头值为长江边界附近的承压含水层的水位;南侧环太湖以及北部江阴一带的为基岩,直接出露地表,构成裂隙较发育的含水岩体,将其视为有弱透水补给的二类边界,单宽流量为 $100 \sim 300 \text{ m}^3/(\text{d} \cdot \text{km})$;西部 II 承压含水层尖灭,为隔水边界;东侧是江苏省与上海市的省界,由于受两地区开采的影响,形成地下水分水岭,为零流量边界。区内有一些基岩出露,裂隙发育,多为含水岩体,因其与松散岩类孔隙水力联系密切,动态变化特征基本一致,所以将其作为孔隙水的等效体与区内含水层统一处理。

在垂向上, I 承压含水层获得上部潜水的越流补给,为补给边界,下部以白垩系泥岩为主,为隔水边界。

(3) 含水层的水力特征。计算区内部结构为非均质各向同性的承压含水层。区内开采并根据其分布特点分别概化为面积井。区内地下水位逐年下降,水流为非稳定状态。水流运动基本符合达西定律。区内水流运动形式概化为平面二维流。

4.3 数学模型

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x} [T \frac{\partial H}{\partial x}] + \frac{\partial}{\partial y} [T \frac{\partial H}{\partial y}] + Q_{\text{越流}} - Q_{\text{开采}} = \mu^* \frac{\partial H}{\partial t} \\ h(x, y, t) |_{t=0} = h_0(x, y, t) \quad (x, y) \in D \\ h(x, y, t) |_{\Gamma_1} = h_0(x, y, t) \quad (x, y) \in D, t > 0 \\ T(\frac{\partial H}{\partial n}) |_{\Gamma_2} = q(x, y, t) \quad (x, y) \in D, t > 0 \end{cases}$$

式中 T 为承压含水层导水系数, m^2/d ; μ^* 为承压含水层弹性释水系数; H 为承压含水层承压水水头, m ; $Q_{\text{开采}}$ 为承压含水层开采量, m^3/d ; h_0 为承压含水层初始水位, m ; q 为二类边界单宽流量, $\text{m}^3/\text{d}/\text{m}$; x, y 为坐标, m ; D 为承压含水层的计算区范围; Γ_1, Γ_2 为一类及二类边界; t 为计算时段; n 为承压含水层边界上的内法线。

上述偏微分方程,分别表示 I、II、III 承压含水层的数学模型,与初始条件和一、二类边界条件,共同组成定解问题。在给定源汇项后即可进行计算。

4.4 模型在 GMS 中的处理

利用 MODFLOW 进行水流模拟,利用 MAP 模块建立水文地质概念模型,导入绘有参数分区的*.tiff 文件或直接导入*.dxf 或*.shp 文件,建立参数分区。确认 MODFLOW 的 Layer 属性,为每个含水层的参数赋值,包括渗透系数(K)或导水系数(T)、贮水系数(μ^*)或给水度(μ),给定参数时,如果给定渗透系数,则必须给出含水层顶底板高程;确认 MODFLOW 的 areal 属性,为降水入渗补给量和蒸发排泄量赋值;利用 local source/sink 属性确定边界的补给排泄及赋值。然后对模拟计算区域进行剖分;导入含水层的顶底板高程点(如果给定参数为渗透系数时),导入初始流场的水位点及水位值,利用 GMS 的 2D Scatter point 模块,对导入的点进行插值计算,然后分别赋值给含水层和初始流场,由 GMS 自动赋值到每个节点,初步建立起模

型模拟的初始条件。确定初始流场、初始的补给排泄条件和参数以后,即可运行 MODFLOW 进行模拟。模拟运算的结果即以地下水位等值线的形式直接在显示窗中显示。

可以通过更改颜色的方法,使运行结果和需要对比的流场进行对比,不断地修改参数,然后运行直到得到符合要求的参数;也可以利用 GMS 自动调参模块,自动调整参数得到最佳结果;还可以利用 GMS 的误差计算模块,对比误差的大小、范围调整参数。

对模型进行验证除了用计算流场和实测流场进行对比外,还要导入观测孔,对观测孔点的计算结果和模拟结果进行对比。可利用 GMS 的验证方法进行验证。导入观测孔后,给定观测孔的置信度和计算允许误差,则 GMS 自动显示观测孔位置的计算结果与实测结果的差值,GMS 将差值分为三类,以红色代表差值在所允许范围的 2 倍以上,以黄色代表差值在允许范围的 2 倍以内,以绿色代表差值在允许范围以内。

在苏锡常地区地下水流模拟中采用以上思路和工作步骤进行模拟,模拟计算结果显示:从水位拟合图上看,3 层承压含水层的实测等值线与计算等值线在整体上达到了很好的拟合,流场拟合见图 2(以 II 承压水流场为例),水位历时拟合见图 3。

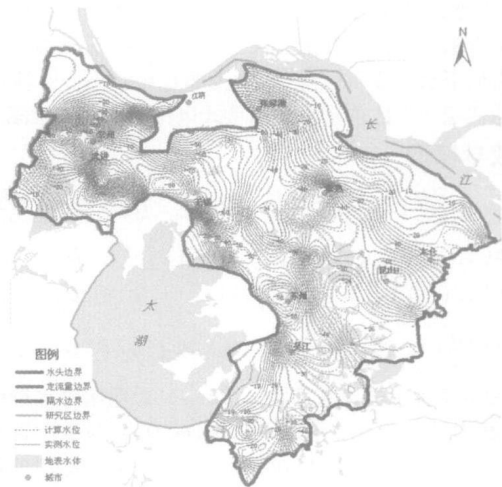


图 2 识别时段 II 承压水位拟合

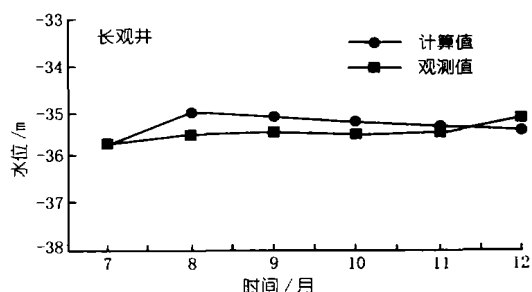


图 3 水位历时拟合曲线

在识别、验证时段内 3 层承压含水层的地下水位实测值与模型计算值的拟合误差小于 0.5 m 的观测井数达到观测井总数都达到 75% 以上,识别、验证结果表明,所建立的水文地质概念模型是正确的,边界概化合理,源汇项处理正确,参数分区合理,参数值是正确的。同时也说明该模型能正确地反映研究区的水文地质条件。可以用于预报。

4.5 预报

由于苏锡常地区地下水位下降较大,降落漏斗扩展迅速,导致苏锡常地区地面沉降和地裂缝等地质灾害产生,江苏省政府决定自 2001 年起对苏锡常地区地下水开采量进行禁采规划。水位预报围绕着江苏省政府有关该区的禁采计划,按两个方案分别进行预报。

(1) 预报方案 1。按江苏省的禁采计划,地下水降落漏斗较深的超采区按计划至 2003 年底全部封井;地下水位降深较小的非超采区按计划 2005 年底全部封井,不再开发利用地下水。

(2) 预报方案 2。由于长江对地下水有充分的补给作用,在沿江的非超采区划出水位控制带,非超采区地下水开采量按 2000 年的开采量的 100%、75% 和 50%,按此 3 种开采计划分别进行预报。

根据预报方案运行模型。预报方案 1 的结果表明:全部禁采方案实施以后,自 2000~2015 年,研究区内 II 承压含水层地下水位得到全面回升,除长江边原来地下水位较高地段外,苏锡常地区 II 承压水水位普遍升高 5 m 左右,常州无锡降落漏斗中心的 -84 m 回升到的 -71 m,苏州市区降落漏斗自 -56 m 恢复到 -44.78 m,常熟降落漏斗自 -53 m 恢复到 -47 m(图 4)。

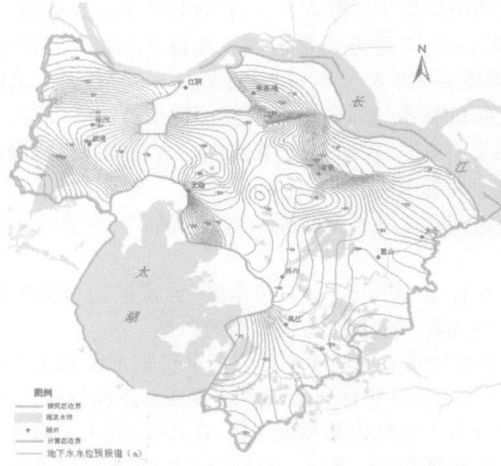


图 4 预报方案 1: 2015 年 II 承压水流场

预报方案 2 结果表明,地下水超采区与方案 1 相同,非超采区按 2000 年地下水开采量的 100% 进行开采,至 2015 年,非超采有部分水位低于 -20 m。按 2000 年地下水开采量的 75% 进行开采,至 2015 年,非超采 II 承压水水位均控制 -20 m 内。按 2000 年地下水开采量的 50% 进行开采,至 2015 年,非超采 II 承压水水位高于 -20 m(图 5)。

上述结果说明在地下水超采区,需要全面禁采地下水,以求地下水能够恢复,缓解由于开采地下水而产生的环境地质问题,而沿江地下水非超采区,由于长江水与地下水之间存在密切的水力联系,按照 2000 年开采量的 75% 开采地下水是有保证的。建议江苏省地下水开采计划按预报方案 2 进行。

5 应用 GMS 需要注意的问题

(1) GMS 软件中采用 MAP 模块来建立水文地质概念模型,使模型的建立过程直观、易于操作。但所采用的参数形式要保证正确。

(下转第 36 页)

代开始,这种减小趋势比较明显。再结合图3和表1,1997到1998年的径流量剧增主要受周期为2~3a的IMF1分量的作用。而1998年以来近5a的径流减小趋势主要受IMF2的作用,同时也受IMF3和IMF4的影响。这段时间内,IMF1和IMF5则表现为一个相反的过程。可见,这段时间的径流减小可能属于一个周期为5~10a的波动,与该尺度的径流变率相比较,IMF1以及趋势分量的径流增加过程被掩盖。20世纪60年代径流总的减小趋势主要受趋势分量IMF5的作用,同时,分量3和4也起一定的作用。

天然径流不同模态和不同周期的演化模式一定程度上揭示了不同时间尺度气候波动对长江流域水循环的影响。气象学的一些研究表明,平流层的大气存在准2a周期振荡(QBO),而ENSO事件具有3.5a(厄尔尼诺暖事件)和5~6a周期(拉尼娜冷事件)等大气低频变化成分^[9]。这些变化的周期与长江流域天然径流演化模式中的第1和第2模态的周期基本一致。而平均周期为9a左右的日月交食年现象显然与第3模态有一定关系;第4模态周期则与20世纪30年代以后太阳黑子活动周期近似^[10]。最后的趋势分量IMF5所反映出来的自20世纪60年代开始的较为明显的减小趋势可能主要与长江流域夏季降水量减少、年平均气温升高(未来10a可能继续升高)和蒸发增大引起的气候干旱化趋势有关^[11]。对于影响长江流域天然径流演化的各个模态的因素分析,将有待于今后的进一步研究。

综合以上分析,我们可以预测长江流域在未来3a将经历一个径流增大过程,但其最大值有减小趋势,即其平均径流减小趋势将至少持续10a左右。

4 结 语

采用长江流域宜昌站近百年来天然径流资料系列,应用HHT方法进行分析。结果表明,长江流域天然径流演化过程包含5个本征模态函数(IMF)和一个零均值残余项。因此,可以认为第5个模态IMF5即为趋势分量,反映了近百年来长江流域天然径流的平均态。其余4个本征模态函数IMF1~IMF4清晰地表示出各种尺度的径流变率,且频率越高,振幅越大。并以近几年为例,通过分析各IMF分量,得出不同尺度径流波动对于径流演

变的作用。

同时,从各个本征模态函数的周期还可以分析出长江流域的天然径流演化可能与QBO、ENSO、日月交食年、太阳黑子和长江流域气温变化等气象、气候因子有关。而这些大环境变化下的水文要素演变规律正成为水文学研究的热点。因此这些关系有待于进一步的探索。

此外,在HHT方法中对于数据边界的处理,本文首次提出“边筛分,边延拓”的对称延拓方法,被证明可以简单、有效地解决常见的上冲、下冲现象,很快得到合理的结果。

作为一种新的数据处理方法,HHT方法对于非线性、非平稳过程的分析,其有效性和优越性逐渐显现,但仍需进一步的理论分析和试验验证。

参考文献:

- [1] 刘昌明,郑红星.黄河流域水循环要素变化趋势分析.自然资源学报,2003,18(2).
- [2] Hua Shiqian. Guide of Water System Analysis. Beijing: Water and Hydropower Press, 1988.
- [3] Huang N E, Zheng Shen. The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. Proceedings of the Royal Society, London, 1998: 454.
- [4] 林振山,汪曙光.近四百年北半球气温变化的分析.热带气象学报,2004,20(1).
- [5] Huang N E, et al. A new view of nonlinear water waves: the Hilbert spectrum. Annual Review Fluid Mech, 1999, 31: 417.
- [6] 邓拥军,王伟,钱成春等.EMD方法及Hilbert变换中边界问题的处理.科学通报,2001,46(3).
- [7] 张郁山,梁建文,胡聿贤.应用自回归模型处理EMD方法中的边界问题.自然科学进展,2003,13(10).
- [8] 于淑秋,林学椿等.中国气温的年代际振荡及其未来趋势.气象科技,2003,31(3).
- [9] 张德二,薛朝辉.公元1500年以来EL Nino事件与中国降水分布型的关系.应用气象学报,1994,5(2).
- [10] 张建敏,高歌,陈峪.长江流域洪涝气候背景和致灾因子分析.资源科学,2001,23(3).
- [11] 李林,王振宇等.长江上游径流量变化及其与影响因子关系分析.自然资源学报,2004,19(6).

(编辑:常汉生)

(上接第28页)

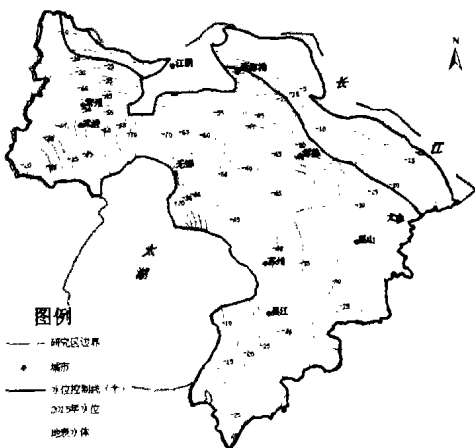


图5 预报方案 2: 2015 年 II 承压水流场

(2) GMS 给出的参数比较多,参数的名称、单位和意义在进行地下水流数值模拟时需要特别注意,正确理解各参数其在地下水流计算中的意义,才能保证计算结果无误。

(3) 进行多层含水层模拟时,由2D SCATTER POINT模块插值生成后,由对其进行人工校正,以免上部地层底板高程和下部底层的顶板高程在插值计算中产生交叉。

(4) GMS 软件没有恢复命令,所以每日应对前一日的计算成果进行备份,并在确认正确的步骤后,及时保存文件。

参考文献:

- [1] 祝晓彬.地下水模拟(GMS)软件.水文地质工程地质,2003,(5): 53~55.
- [2] 王福刚,梁秀娟,于军.可视化地层模型信息系统在地面沉降研究中的应用.岩土工程学报,27(2): 219~224.
- [3] 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.

(编辑:赵凤超)