

内陆单斜构造内咸水入侵淡水含水层 三维数值模拟

——以山西柳林泉区柳林电厂水源地为例

薛禹群¹⁾ 黄 海¹⁾ 吴吉春¹⁾ 张政治²⁾ 王玉海²⁾

1) 南京大学地球科学系, 210093; 2) 山西省电力勘测设计院, 太原, 030001

内容提要 本文建立了内陆单斜构造内咸水入侵淡水含水层的三维可混溶溶质运移模型。同时, 为了尽可能提高模拟精度, 还建立了区域二维水流模型和水质模型, 为三维模型提供边界条件。模型应用于描述柳林电厂水源地咸—淡水界面运移特征, 模拟效果良好, 还据此预报了咸水入侵的可能性并探讨了淡水流的强弱对咸—淡水界面运移的影响。

关键词 可混溶溶质运移模型 内陆单斜构造内的咸水入侵 咸水—淡水界面 套迭式网格加密技术

柳林泉为岩溶泉。柳林电厂 I 期工程需水量 $0.3 \text{ m}^3/\text{s}$; II 期工程需水量 $1.2 \text{ m}^3/\text{s}$, 总需水量 $1.5 \text{ m}^3/\text{s}$, 拟在泉出露区建立水源地。由于柳林泉西、西北的沙曲、碛口、林家坪分布有大面积的矿化度高达 $6.8 \sim 12.0 \text{ g/L}$ 的咸水、微咸水, 在开采条件下这些水会不会东移污染电厂水源地就成了人们关注的焦点。本文以可混溶理论为基础建立数学模型, 探讨开采条件下咸水是否可能东移污染电厂水源地的问題。

1 研究区地质、水文地质概况

柳林位于晋西黄土高原中部。柳林泉出露在县城以东寨东大桥—薛家湾一段三川河河谷中(图 1)。研究区包括关帝山、薛家岭以西, 黄河、湫水河以东, 北起白文, 南迄中阳以南整个泉域内的灰岩裸露区和覆盖区, 约 2727 km^2 。

柳林泉域横跨吕梁复背斜和鄂尔多斯盆地两大构造单元。此复背斜的轴部主要由太古宇变质岩及部分太古宇花岗岩组成, 其西翼由震旦系、寒武系、奥陶系、石炭系、二叠系和三叠系构成, 并形成一系列的次一级背斜和向斜。其中对区域地下水埋藏、运移影响较大的构造有南北走向的离石—中阳向斜和大致南北走向呈 S 形分布的枣林—王家会背斜。枣林—王家会背斜轴部由太古宇变质岩组成, 东翼陡、西翼缓。东翼即离石—中阳向斜的西翼。西翼倾角仅为 20° 左右, 缓缓向西、西北倾斜, 构成柳林单斜, 直抵黄河岸边, 成为鄂尔多斯盆地的东翼。

区内含水层主要有太古宇—元古宇裂隙含水岩组, 寒武系—奥陶系裂隙—岩溶含水岩层, 石炭系—二叠系裂隙含水岩组, 三叠系裂隙含水岩组, 第三系及第四系孔隙含水岩组。其中以奥陶系特别是中奥陶统碳酸盐裂隙—岩溶含水岩组为区内主要含水层。泉水主要赋存在此裂

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 49772161)和山西省电力勘测设计院项目的成果。

本文 1999 年 10 月收到, 2000 年 2 月改回, 周健编辑。

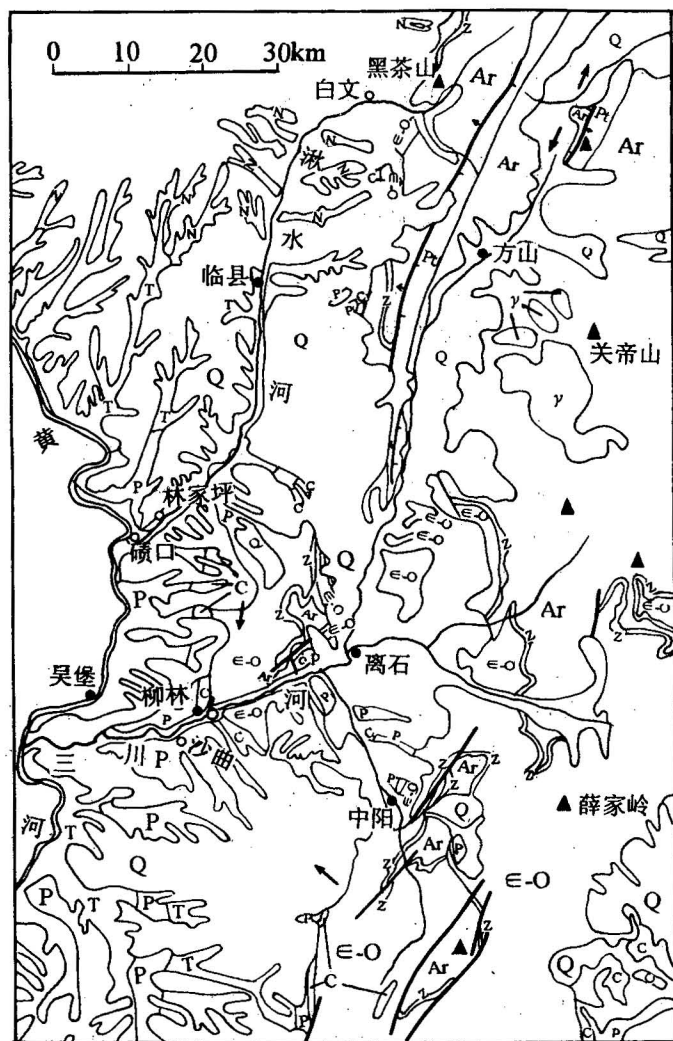


图1 山西柳林泉区水文地质略图
Fig.1 Hydrogeological sketch map
of the Liulin spring area

Ar—太古宇裂隙含水岩组,富水性弱;Pt—元古宇裂隙含水岩组,富水性弱;Z—震旦系裂隙含水岩组,富水性弱;E—O—寒武系—奥陶系裂隙—岩溶含水岩组,富水性中等;C、P—石炭系、二叠系裂隙含水岩组,富水性弱;T—三叠系裂隙含水岩组,富水性弱;N—上、中新统孔隙含水岩组,富水性极弱;Q—第四系孔隙含水岩组,富水性弱到中等;γ—花岗岩裂隙含水岩组,富水性弱;箭头表示地下水流向
Ar—Archaean fissured aquifer system, poor water abundance; Pt—Proterozoic fissured aquifer system, poor water abundance; Z—Sinian fissured aquifer system, poor water abundance; E—O—Cambro-Ordovician fissured-karst aquifer system, middle water abundance; C, P—Permian-Carboniferous fissured aquifer system, poor water abundance; T—Triassic fissured aquifer system, poor water abundance; N—Miocene and Pliocene porous aquifer system, very poor water abundance; Q—Quaternary porous aquifer system, poor to middle water abundance; γ—fissured aquifer system of granite, poor water abundance. The arrows represent direction of groundwater flow

隙—岩溶含水岩组内。其余各岩组除分布于现代河谷的全新统冲积物富水性较强外,富水性都比较弱。计算时,可以视太古宇变质岩和元古宇长城群石英砂岩为寒武系—奥陶系含水岩组的区域性隔水底板,石炭系—二叠系砂页岩为其上覆盖层。

整个泉域东部、北部以太古宇组成的地表分水岭为界,南部则以由寒武系—奥陶系碳酸盐岩组成的地表分水岭为界,西部由于柳林单斜的影响,含水层向西倾斜,构成单斜贮水构造,并深埋于地面以下,无明显边界。如仅研究淡水资源,则可以咸—淡水界面为界;如研究咸水入侵,由于咸水可能与鄂尔多斯盆地深部的咸水连成一片,只能根据现有资料人为地圈定一条不受泉区抽水影响的边界。计算域则仅涉及泉域内地下水流向柳林泉的灰岩裸露区和覆盖区以及位于其间的枣林—王家会背斜轴部的变质岩区。

寒武系—奥陶系碳酸盐含水岩组自柳林往西没于地面以下,上覆有石炭系—二叠系砂页岩,水流至此受阻,三川河谷又深切,为泉的形成提供了有利条件。柳林泉即出露在邻近奥陶系和石炭系接触带的东起寨东大桥,西至薛家湾的近2 km的三川河河岸两侧。流量较大的可分为5组:即北岸寨东泉组、杨家港泉组、刘家疙瘩泉组和南岸的龙门会泉组、上青龙泉组。柳林

电厂水源地拟建在杨家港、上青龙、龙门会3个泉组之间。柳林泉流量稳定,1973~1992年平均为 $3.13 \text{ m}^3/\text{s}$ 。

泉域地下水从北、东、南3个方向流向柳林泉,水化学类型补给区为小于 0.3 g/L 的 $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ 型水,运移途中水的矿化度逐渐增大至 0.3 g/L 、 0.5 g/L 、 1.0 g/L ,水中 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 Ca^{2+} 等离子含量也逐渐增大,水的类型少数仍维持 $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ 型,多数已演化为 $\text{HCO}_3\text{-SO}_4$ 型或 $\text{HCO}_3\text{-Cl}$ 型甚至 Cl-HCO_3 型、 Cl-Na 型水。过了柳林泉后,矿化度迅速增大,至林家坪达 6.8 g/L 、沙曲达 9.6 g/L ,水的类型为 Cl-Na 或 $\text{Cl-SO}_4\text{-Na}$ 型水。从沙曲、林家坪往西至黄河以西地区赋存着大面积的咸水。

由此不难看出,区内寒武系—奥陶系裂隙—岩溶水系统内存在着两个子系统:一个是受现代降水补给的积极循环子系统,水的矿化度低($0.2\sim 1.0 \text{ g/L}$),水温 $15\sim 18^\circ\text{C}$,氡含量大于 3 TU ,水的类型为 HCO_3 型或 $\text{HCO}_3\text{-SO}_4$ 型或 $\text{HCO}_3\text{-Cl}$ 型;另一个是深循环、交替缓慢的子系统,矿化度 $>6.5 \text{ g/L}$,基本上是无氡水, ^{14}C 测年在 10 ka 以上,水温超过 40°C ,水的类型为 Cl-Na 型或 $\text{Cl-SO}_4\text{-Na}$ 型。在前一个子系统内,由于枣林—王家会背斜的存在,太古宇变质岩阻隔了其东西两侧水的直接联系,在其两侧形成两个径流途径不同的次一级子系统。深循环、交替缓慢子系统内的地下水分布于柳林单斜内,在水压力驱动下,排泄点附近少部分水会沿裂隙向排泄区流动,与受现代降水补给的地下水混合。径流途径不同,加上两种水的混溶导致不同出露点的柳林泉水具有完全不同的化学成分和水温。

2 数学模型和数值方法

平面二维模型难以刻画咸水入侵这类溶质运移问题。建立大范围三维模型资料又不够。为此本文提出一套套迭式剖分方案来解决上述困难:①考虑到正确的区域地下水流场对此类溶质运移问题异常重要,以便确立精确的流速场,而采用泉域的一部分应用人为边界建立模型一般难以得到正确的流场,特别是难以满足预报的需要,故特建立一个以整个泉域范围内碳酸盐类岩石(即含水层)分布区(2727 km^2)为计算域的区域地下水流模型,也为第二个模型提供可靠的边值和初值。这样就能以天然边界为模型的北、东、南边界,从而保证了模拟的正确性。②以现有地下水化学成分资料的地区为基础,建立一个述及咸水、淡水两大子系统在内的区域水质模型,为第三个模型提供较可靠的边值和初值。第一、第二两个模型都是平面二维模型。建立三维模型的必要性是为了正确刻画咸—淡水界面的形状及其运移。但界面仅涉及咸水和淡水的混合带。其分布范围非常有限,宽度在本区一般不足 1 km ,个别宽的地段也小于 2 km ,而且除柳林泉附近会受到抽水影响,界面有可能向东移动外,其余广大不受强烈抽水影响的地区,在短期内难以察觉它的运移。显然,对 2727 km^2 的广大区域来说,无疑可以把此混合带在平面上看成一条线,用平面二维模型来刻画它的存在和运移。对广大的补给、径流区来说,地下水的运动以水平运动为主,用平面模型来描述也是正确的选择。第二个模型的范围包括了泉域内水流的前述两大子系统及受现代降水补给积极循环子系统内的两个次一级子系统的大部分,面积 853 km^2 ,除西部边界外,其余边界均位于补给、径流区内。水的

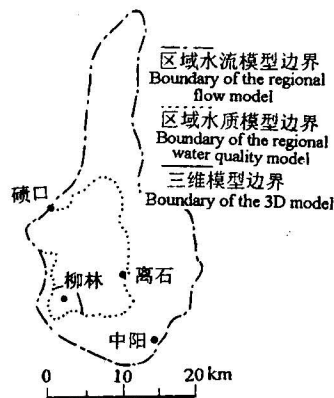


图2 3个模型的范围

Fig. 2 Areas of three models

类型为矿化度小于 0.5 g/L 的 HCO_3 型水,水质常年比较稳定,且与边界以外区域的水质无明显差异,不受泉出露区抽水的影响,所以选作边界是合适的。③在柳林泉附近东西长约 7 km,南北宽约 11 km 的范围内建立三维咸、淡水可混溶模型(图 2)。第一、第二两个模型的单元剖分在相当于第二个模型的区域内是完全一致的。它们与第三个模型的单元形状虽然不同,但结点的平面位置基本相同,即由两个三角形单元(第一、第二个模型)合并为第三个模型平面上的一个四边形单元。仅内部个别地点为防止单元畸形,在第三个模型中增加了少数结点、单元。所以第二、第三两个模型在第三个模型的平面边界上是完全吻合的。

区域地下水流模型为(薛禹群等,1980;薛禹群,1986):

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x}(T_{xx} \frac{\partial H}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(T_{yy} \frac{\partial H}{\partial y}) + W = E \frac{\partial H}{\partial t} & (x, y) \in \Omega \\ H(x, y, 0) = H_0(x, y) & (x, y) \in \Omega \\ H(x, y, t)|_{\Gamma_1} = H_1(x, y, t) & (x, y) \in \Gamma_1 \\ T \frac{\partial H}{\partial n}|_{\Gamma_2} = q(x, y, t) & (x, y) \in \Gamma_2 \\ T \frac{\partial H}{\partial n}|_{\Gamma_{wj}} = -\frac{Q_j}{2\pi r_{wj}} & j=1, 2, \dots, \gamma \end{cases} \quad (1)$$

式中, H 为水头; $T = \begin{cases} KM & \text{承压水区} \\ K(H-Z) & \text{潜水区} \end{cases}$, 为导水系数; K 为渗透系数; M 为含水层厚度; Z 为含水层底板标高; $E = \begin{cases} S & \text{承压水区} \\ \mu & \text{潜水区} \end{cases}$, S 为贮水系数; μ 为给水度; W 为源汇项; t 为时间; Ω 为计算域; H_0 为水头初值; H_1 为一类边界 Γ_1 上的水头; q 为二类边界 Γ_2 上的单宽流量; n 为外法线方向单位矢量; Q_j 为第 j 口井的流量; r_{wj} 、 Γ_{wj} 分别为第 j 口井的半径和井壁; γ 为井数。

区域溶质运移模型为(薛禹群等,1997):

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x}(MD_{xx} \frac{\partial c}{\partial x} + MD_{xy} \frac{\partial c}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial y}(MD_{yx} \frac{\partial c}{\partial x} + MD_{yy} \frac{\partial c}{\partial y}) - \frac{\partial(Mu_x c)}{\partial x} - \frac{\partial(Mu_y c)}{\partial y} + N_1 = \frac{\partial(Mc)}{\partial t} & (x, y) \in \Omega' \\ c(x, y, 0) = c_0(x, y) & (x, y) \in \Omega' \\ c(x, y, t)|_{B_1} = c_1(x, y, t) & (x, y) \in B_1 \end{cases} \quad (2)$$

运动方程为:

$$u_x = -\frac{1}{\varnothing} (K_{xx} \frac{\partial H}{\partial x}), \quad u_y = -\frac{1}{\varnothing} (K_{yy} \frac{\partial H}{\partial y}) \quad (3)$$

式中, c 为溶质浓度; D 为弥散系数张量; u 为地下水实际平均流速矢量; $\varnothing$ 为有效孔隙度; N_1 为与降水入渗、河渠渗漏、抽水等有关的源汇项; Ω' 为计算域; c_0 为初始浓度; c_1 为一类边界上的浓度,其他符号同(1)。

水流模型(1)和溶质运移模型(2)通过运动方程(3)耦合起来构成一个描述平面地下水水质问题的完整的数学模型。

咸水和淡水为可混溶液体,两者间有一个由水动力弥散构成的过渡带(混合带)。过渡带内由于溶液浓度不断变化,导致液体密度不断改变,因而影响水头的分布,而水头的分布又影响流速和浓度的变化。因此在建立泉区三维可混溶溶质运移模型时必须对传统水流方程和运动

方程(Darcy 定律)进行修改(Xue et al., 1995),以考虑密度变化对水流运动的影响。由此可得泉区三维水流模型为:

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x_i} [K_{ij} (\frac{\partial H}{\partial x_j} + \eta c e_j)] = S_s \frac{\partial H}{\partial t} + \phi \eta \frac{\partial c}{\partial t} - \frac{\rho}{\rho_0} q & i, j=1, 2, 3, (x_i) \in R \\ H(x_i, 0) = H_0(x_i) & (x_i) \in R \\ H(x_i, t) |_{\Gamma'_1} = H_1(x_i, t) \\ v_i n_i |_{\Gamma'_2} = -q_n \\ -v_i n_i |_{\Gamma'_{2-1}} = (w - \mu \frac{\partial H^*}{\partial t}) n_3 \\ H^*(x_i, t) |_{\Gamma'_{2-1}} = x_3 \end{cases} \quad (4)$$

式中, K_{ij} 为渗透系数张量; $H = \frac{p}{\rho_0 g} + z$ 为参考水头(淡水水头); p 为液体压强; g 为重力加速度; z 为标高; $\eta = \epsilon / c_s$ 为密度耦合系数; $\epsilon = (\rho_s - \rho_0) / \rho_0$ 为密度差率; c_s 为与最大密度 ρ_s 对应的浓度; ρ_0 为参考密度(淡水密度); $x_i, x_j (i, j=1, 2, 3)$ 为笛卡尔坐标系; e_j 为重力方向单位矢量的第 j 个分量; S_s 为贮水率; q 为单位体积多孔介质源(汇)项的流量; ρ 为混溶溶液密度; R 为计算域; H_0 为初始水头; H_1 为一类边界 Γ'_1 上的水头; n_i 为二类边界 Γ'_2 及潜水面 Γ'_{2-1} 上外法线方向单位矢量在 x_i 轴上的分量; v_i 为地下水渗透速度在 x_i 轴方向的分量; q_n 为边界上侧向补给流量; w 为潜水面 Γ'_{2-1} 的降水入渗补给量; H^* 为潜水面上各点水头。

泉区三维溶质运移模型为(Xue et al., 1995; 薛禹群等, 1997):

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x_i} (D_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j}) - u_i \frac{\partial c}{\partial x_i} = \frac{\partial c}{\partial t} - \frac{S_s c}{\phi} \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{q}{\phi} (c - c^*) & i, j=1, 2, 3, (x_i) \in R \\ c(x_i, 0) = c_0(x_i) & (x_i) \in R \\ c(x_i, t) |_{\Gamma'_1} = c_1(x_i, t) \\ D_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j} n_i |_{\Gamma'_2} = 0 \\ -D_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j} n_i |_{\Gamma'_{2-1}} = \frac{w}{\phi} (c - c') n_3 \end{cases} \quad (5)$$

式中, D_{ij} 为弥散系数张量($i, j=1, 2, 3$); c^* 为抽(注)水的浓度; c_0 为浓度初值; c_1 为一类边界 Γ'_1 上的浓度值; c' 为降水中该溶质的浓度。

地下水实际平均流速矢量为:

$$u_i = -\frac{\rho_0 g k_{ij}}{\phi \mu} (\frac{\partial H}{\partial x_j} + \eta c e_j) = -\frac{K_{ij}^0}{\phi \mu_r} (\frac{\partial H}{\partial x_j} + \eta c e_j) \quad i, j=1, 2, 3 \quad (6)$$

式中, k_{ij} 为渗透率张量; K_{ij}^0 为参考(淡水)条件下的渗透系数张量; μ 为粘滞系数; $\mu_r = \mu / \mu_0$, μ_0 为参考(淡水)粘滞系数。

三维水流模型和溶质运移模型(4)、(5)通过运动方程(6)耦合成一个描述咸水与淡水混溶、入侵淡水水源地的完整数学模型。它不仅可以用来描述由咸、淡水混溶所形成的过渡带的演化与发展及咸—淡水界面的移动,还可以用来预测抽水对界面移动的影响。它通过描述含水层中盐分浓度的变化来刻画界面移动和过渡带的演化与发展。

区域水流模型应用 Galerkin 有限元法求解,因水流方程为非线性方程,需用迭代法求解(薛禹群等, 1980)。三维模型采用等参有限元法求解,具体求解时由于三维水流方程、对流弥散方程和运动方程都是非线性方程,只能用迭代法求解。本文在薛禹群等提出的迭代法基础上

(Xue et al., 1995), 利用超松弛技术设计了一套改进的迭代法, 计算表明本法具有较快的收敛速度。

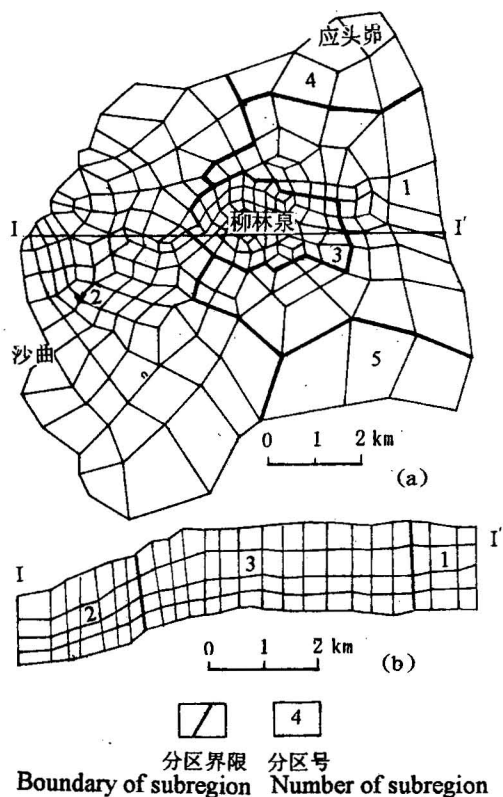


图 3 三维模型单元剖分图

Fig. 3 The mesh used in the 3-D model

(a)—平面图; (b)—剖面图

(a)—Plan view; (b)—profile

上述 q_i 作为预测各个泉点流量的系数。开采井投入开采后, 各个泉点的地下水水头会逐渐降低(由模拟得), 可据此来描述泉流量的衰减过程。为此需要设计一套专门的迭代过程。模拟时间从 1992 年 8 月 27 日开始, 至 1994 年 4 月 8 日结束, 共分 36 个时段, 步长 14~16 天。所有观测孔所有时段拟合误差绝对值的均值水位为 0.36 m, Cl^- 浓度为 6.5 mg/L, 个别点个别时段最大水位误差为 0.75 m, 所有结果显示两者基本一致。通过模型识别求得的一组参数列于表 1。

为了进一步考核模型, 把前面求得的参数和模型用来模拟另一时期, 即 1994 年 4 月 8 日至 1994 年 11 月 6 日的浓度变化, 此时所有观测孔所有时段计算值

3 数值模拟及模拟结果分析

3.1 数值模拟

区域水流模型和水质模型采用三角形元, 线性插值, 分别剖分为 1492 个单元、795 个结点和 861 个单元、466 个结点。三维模型根据观测孔位置, 以柳林泉为中心, 北及应头岭, 西至沙曲。采用六面体单元, 线性插值, 在垂向上则剖分为 4 个单元, 5 排结点, 这样全区共 916 个单元, 1260 个结点(图 3)。根据岩性划分为 5 个渗透系数分区、5 个弥散度分区和 5 个人渗系数分区, 平面上三维结点的平面位置除少数结点外均与二维模型基本一致。分区也是一致的。每一分区假设是均质各向异性。泉在拟合阶段一般作二类边界处理。在预报阶段由于泉区打井抽水必然引起泉流量的衰减。如何预报这种衰减, 目前文献中尚未见有什么好的办法报道。笔者考虑到泉区地下水为承压水, 可以近似认为泉流量 Q 与地下水水头和出露点高程的差 s 成正比, 即 $Q=qs$, 若 $s>0$; $Q=0$, 若 $s\leq 0$ 。式中 q 为比例系数。拟合阶段、检验阶段 Q 、 s 均已知, 由此可求得各个时段($j=1, 2, \dots, m$)、各个出露点($i=1, 2, \dots, n$)的系数 q_{ij} 。取各个时段值的平均值作为各个泉点的系数 q_i 。预报阶段就用

表 1 参数值

Table 1 Parameter values

分区号		1	2	3	4	5
渗透系数(m/d)	K_{xx}	100.0	0.8	140.0	1.1	4.5
	K_{yy}	35.0	0.7	50.0	0.6	7.2
	K_{zz}	12.0	0.7	28.0	0.2	1.4
贮水率	S_s	0.0007	0.000035	0.0009	0.00008	0.0001
纵向弥散度(m)	α_L	7.00	0.13	25.00	1.45	1.60
横向弥散度(m)	α_T	0.49	0.12	0.91	0.20	0.15
有效孔隙度		0.20	0.08	0.26	0.11	0.10

与观测值误差绝对值的均值水头为 0.49 m, 浓度为 6.3 mg/L。所有结果显示两者基本一致, 说明模型是可靠的。

3.2 模型结果分析

数值模拟再现了 1992 年 8 月至 1994 年 11 月柳林地区地下水水质变化和水头变化的全过程, 时间序列长, 流场情况复杂, 参数选择任意性小。所有时段所有观测点的水位和浓度模拟结果令人满意。所得参数与区域资料一致, 符合实际情况, 如 3 区的有效孔隙度虽达 0.26, 这与该区为地下水集中排泄区有关, 钻孔中大量溶蚀洞穴也证实了这一点。

图 4 为模拟所得流场图, 图 5 为模拟所得的 Cl^- 平面等值线图 and 剖面投影图。这些等值线图清晰地显示了过渡带内咸水和淡水的混合情况以及 Cl^- 浓度的逐渐变化, 与实际观测值基本一致, 无明显数值弥散。

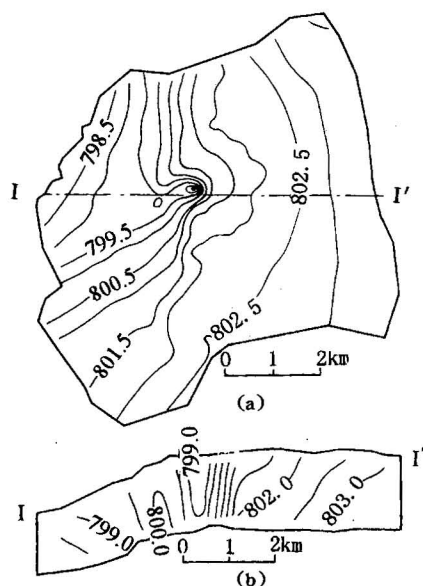


图 4 (a)—第三层结点实际水头平面投影等值线图(m); (b)—剖面上实际水头等值线图(m) (1994-11-06)

Fig. 4 (a)—True head contour map in the 3rd layer; (b)—true head contour map along a section

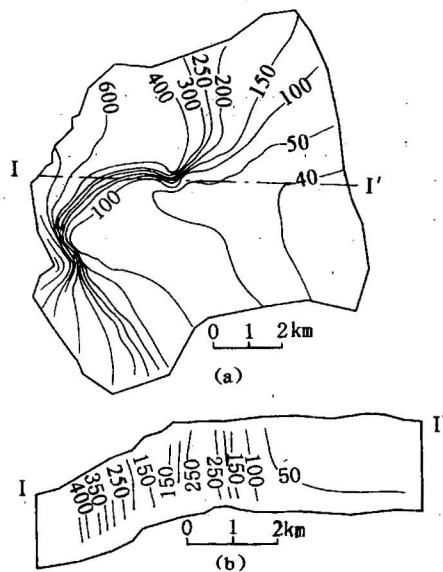


图 5 (a)—第三层结点 Cl^- 浓度平面投影等值线图(mg/L); (b)—剖面上 Cl^- 浓度等值线图(mg/L) (1994-11-06)

Fig. 5 (a)—Chloride concentration contour map in the 3rd layer; (b)—chloride concentration contour map along a section

从上述分析可以得出: 文中所建立的三维模型是合理的, 它不仅反映了研究区地下水的水位动态, 物质运输和浓度变化规律, 还能反映抽水条件下, 咸水入侵, 咸—淡水界面运移规律与过渡带的演化和发展, 令人满意。因此, 它能为含水层内物质运输、内陆咸水入侵淡水含水层的预测、预报提供科学依据, 为抽水对咸水运移的评价提供新的手段。

4 模型预测及预测结果分析

预报方案依据山西省电力设计院的要求制定, 假设水源地开采水 $1.2 \text{ m}^3/\text{s}$, 要求预报投入生产后的水质变化情况。生产井开采量预计 1999 年 $0.6 \text{ m}^3/\text{s}$, 2000 年 $1.2 \text{ m}^3/\text{s}$ 。在各个模型



图 6 预测的淡水泉组 Cl^- 浓度变化趋势图
Fig. 6 Calculated trend of chloride concentration in fresh water spring groups

天然条件下不仅柳林泉有大量淡水流出,在泉区以西的薛家湾至柳林县城还有一定量的向西流动的淡水。它不断冲洗、带走盐份,与西部单斜构造内的咸水流保持某种盐份平衡,并维持咸—淡水界面的位置,因而不存在咸水入侵问题。大量抽取淡水,淡水强度减弱,带走盐份的冲淡作用相应减弱,甚至出现咸水东移的情况,如图 7、8 所示的那样。如果淡水全部被

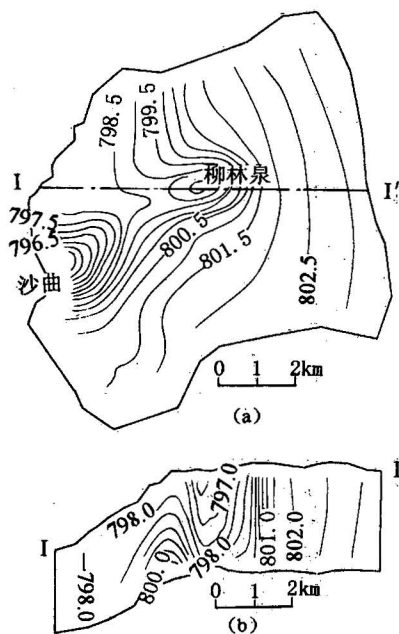


图 7 地下水等水位线图
Fig. 7 Groundwater level contour map
(a)—第三层结点平面投影图;(b)—剖面投影图,
2005-11-06
(a)—Plan view of the 3rd layer;
(b)—profile (Nov. 6, 2005)

中,开采井均放在结点上,由于当时设计院尚未对井的结构设计,故均作完整井处理。图 6 为水源地主要淡水泉组 Cl^- 浓度变化趋势图,图 7、8 分别为预测的 2005 年地下水等水位线图和水中的 Cl^- 浓度等值线图。从图上可以看出,由于抽水造成的影响,一些泉点将消失,导致泉流量减少。这种情况将逐年加剧。各泉组 Cl^- 浓度都将相应增高。上青龙泉组、杨家港泉组增加更明显,上青龙泉组由开采前的 65.08 mg/L 升至 175.10 mg/L (2005 年 11 月);杨家港泉组由 180.62 mg/L 升至 278.00 mg/L (2005 年 11 月)。显然这是西部咸水受抽水影响东移的结果。

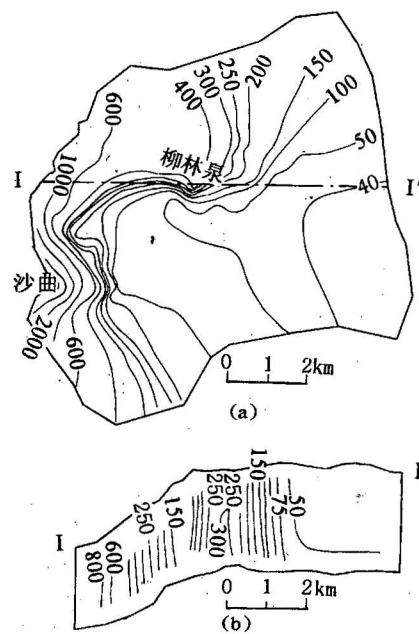


图 8 (a)—第三层结点 Cl^- 浓度平面投影等值线图;(b)—剖面上 Cl^- 浓度等值线图 (mg/L) (2005-11-06)
Fig. 8 (a)—Chloride concentration contour map (plan view of the 3rd layer); (b)—chloride concentration contour map (profile) (Nov. 6, 2005)

截住、抽走,泉也消失,必然导致咸水迅速东移,最终导致咸水流向抽水井。因此,维持泉水自然外泄和薛家湾—柳林县城一带的淡水流异常重要。绝不能把泉水抽干和无计划地在县城一带开采地下水,截走淡水流,一旦出现上述情况,则将出现如图8所示恶果。因此,建议电厂总开采量应压缩至 $1.0 \text{ m}^3/\text{s}$ 为宜。

5 结论

(1)自晋陕蒙交界处由北向南沿黄河两侧广泛分布有咸水和淡水,为了合理开发利用这个地区的淡水资源,建立混溶运移模型来研究咸—淡水界面运移是必要的。不考虑密度变化对水流运动影响的一般运移模型难以解决这类复杂的溶质运移问题。

(2)套迭式网格逐步加密措施是保证资料不足地区模拟精度的一项有效措施。

(3)维持一定的淡水流和一定的泉水外溢对于这类地区水资源的保护非常重要,竭泽而渔将导致咸水迅速入侵,破坏环境。

(4)1999年末所得资料显示,咸水已因开采井影响向东扩展了,还相当迅速。说明预报是正确的。

参 考 文 献

薛禹群,谢春红. 1980. 水文地质学的数值法. 北京:煤炭工业出版社.

薛禹群. 1986. 地下水动力学原理. 北京:地质出版社.

薛禹群,吴吉春,谢春红. 1997. 越流含水层系统地下水污染数值模拟. 地质学报, 71(2):186~192.

Xue Yuqun, Xie Chunhong, Wu Jichun, et al. 1995. A three-dimensional miscible transport model for seawater intrusion in China. Water Resources Research, 31(4):903~912.

A Three-dimensional Numerical Simulation for Salt Water Intrusion into Fresh Water Aquifers in an Inland Monoclinal Structure

—A case study of the water supply centre of Liulin Power Plant in the Liulin spring area, Shanxi

Xue Yuqun¹⁾ Huang Hai¹⁾ Wu Jichun¹⁾ Zhang Zhengzhi²⁾ Wang Yuhai²⁾

1) Dept. of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210093

2) Institute of Power Prospecting and Designing of Shanxi Province, Taiyuan, 030001

Abstract

This paper presents a three-dimensional miscible solute transport model for salt water intrusion into fresh water aquifers, in an inland monoclinal structure. The following two equations are necessary for the description of salt water intrusion in aquifers with a transitional zone:

$$\frac{\partial}{\partial x_i} [K_{ij} (\frac{\partial H}{\partial x_j} + \eta c e_j)] = S_s \frac{\partial H}{\partial t} + \phi \eta \frac{\partial c}{\partial t} - \frac{\rho}{\rho_0} q \quad i, j = 1, 2, 3, (x_i) \in R$$

$$\frac{\partial}{\partial x_i} (D_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j}) - u_i \frac{\partial c}{\partial x_i} = \frac{\partial c}{\partial t} - \frac{S_s c}{\phi} \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{q}{\phi} (c - c^*) \quad i, j = 1, 2, 3, (x_i) \in R$$

The first equation is used to describe the flow of variable-density fluid (a mixture of fresh water

and salt water). The second equation is used to describe the transport of dissolved salt. The above two equations together with the relevant initial and boundary conditions and the motion equation constitute a complete three-dimensional model for the description of salt water intrusion in an monoclinal structure. In order to improve the simulation precision as far as possible, a telescopic mesh refinement technique is used. Using this technique, a coarse grid is used to model a large problem domain (2727 km^2) bounded by the physical limits of the aquifer system. The solution is used to define sub-regional boundaries, which then define the smaller new problem domain, the spring area (about 90 km^2). These models are used to describe the motion of a salt water—fresh water interface. The simulated values of the concentration of Cl^- in groundwater and the hydraulic head agree very well with the field data. Then these models are used to predict the possibility of salt water intrusion into fresh water aquifers when the Liulin spring is used as a water supply centre for a power plant.

Key words: miscible solute transport model; salt water intrusion into an inland monoclinal structure; salt water—fresh water interface; telescopic mesh refinement technique

作 者 简 介

薛禹群,男,1931年生。1952年大学毕业后一直在南京大学工作。现任南京大学地球科学系教授、博士生导师,中国科学院院士,主要从事地下水模拟、地下水动力学、水文地质方面的教学和研究。通讯地址:210093,南京大学地球科学系。
