

# 研究海水入侵地下水的理论和方法

吕贤弼 王君连 王蜀南

(清华大学水利系)

海水入侵地下水理论的产生可追溯至上世纪末及本世纪初。荷兰人吉本 (Badon Ghijben)<sup>[1]</sup>和德国人赫尔兹别尔格 (Herzberg)<sup>[2]</sup>分别于1889年和1901年独立提出相同的地下淡水—海水界面计算公式。根据他们的理论,已知地下水水位就可以推算淡水—海水交界面的位置。地下水海水入侵的最初理论出现在荷兰和德国,这是不奇怪的。荷兰西部和西北部濒临北海,地处莱茵河和姆士河 (Meuse) 下游,全国近一半面积接近或低于海平面。沿海30~50公里区域内地下水盐分浓度很高,有些地方氯离子150mg/l的等浓度面仅在地面以下10米左右。因此,荷兰的生存和发展离不开与海水入侵作斗争。据记载,荷兰人筑圩围堤已有800多年历史,他们修筑堤闸以抵挡海潮,利用风车提水 (现代则用水泵) 以防止渍涝,完善排水系统以冲洗海水渗透带带入的盐分。直至今日,他们始终十分重视对地下水水质的监测及其变化规律的研究<sup>[3]</sup>。吉本当年就是在预测阿姆斯特丹附近抽水井运用效果时提出他的公式的。德国的北部沿海也有类似荷兰的自然条件。

随着地下水动力学和多孔介质弥散理论的发展,有关地下水淡水—海水运动理论不断完善。如果说五、六十年代以前,研究工作主要集中在寻找运动规律及其数学表述并对于一些简单边值条件情况探求其解析解的话,则从六十年代末以来,主要是建立和发展数值方法并投入实际应用的研究。今天,有关数值计算方法已经成功地应用于地下水淡水资源的开发和管理等生产实际中。

我国沿海地区的经济已经有和将要较大的发展,合理开发利用地下水淡水资源已成为一个很突出的问题。近年来,沿海若干城市和地区已先后发现有海水侵入含水层造成水质恶化的现象。因此,开展对于地下水海水入侵问题的研究应当引起足够的重视。

## 一、滨海含水层淡水—海水的混合输移

海水的含盐量大约为35克/升,密度为1.025克/厘米<sup>3</sup>。由于淡水和海水密度差较大,所以滨海含水层中的淡水经常是“飘浮”在海水之上。海岛中淡水透镜体形状 (图1) 能更形象地说明这种现象。

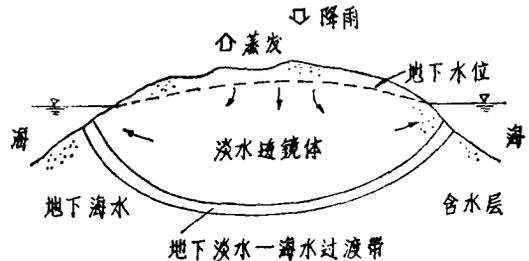


图1 海岛淡水透镜体

海水和淡水是可以相溶混的,两者之间存在一个盐分浓度变化的过渡带。过渡带的宽度及其在含水层中的位置受多种因素的影响,例如水文、气象、含水层特性,人类活动等。其中经常起主要影响作用的是淡水入海的径流量。图1所示海岛淡水透镜体的维持,主要是由于降雨 (扣除蒸发损失等) 入渗补给地下水,而淡水在重力作用下缓慢地 (由含水层性质所决定) 排泄入海。在这一过程中,流动着的淡水始终不断地将由弥散作用而进入淡水体的盐分挟带而走,从而使透镜体内部的水质基本保持不变。西德汉诺威大学水利研究所对西德北海中的诺达奈岛 (Nordern-ey) 的淡水资源进行过详尽的勘测<sup>[4]</sup>,结果表明,在该岛多年平均降雨补给量的270万立方米中,除年总取水量90万立方米得到利用以外,其余的180万立方米,即约为补给量的2/3排入海中,而后者对于维持该岛的淡水透镜体是必要的。荷兰中西部地区,每年从北海渗透进入的盐分按总氯计达20万吨,与此同时每年有4.5亿水冲洗盐分,排泄入海。

许多勘测分析工作还进一步查明,在地下水径流入海的同时,含水层内出现海水回流现象<sup>[5]</sup>。图2表示了这一过程。这主要是由于海水和淡水的混合所引起的。高盐分浓度的海水和淡水间存在着较大的浓度梯度,盐分藉弥散作用不断加入淡水流动,使原所在位置的海水含盐浓度降低,密度减小,从而被周围含盐浓度高的水体所排挤,产生向上并随淡水径流同时向海洋方向的运动。这种回流现象和热对流作用所形成的环流相似,只不过后者密度的变化是由于温差所引起的。回流现象的发现,使得我们对含水层淡水

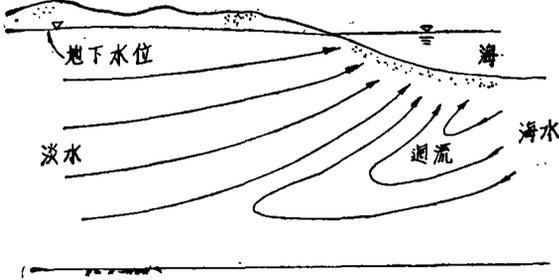


图 2 含水层中的迴流现象

一海水运动的流场有了一个比较完整的认识, 过渡区的存在和范围也能够得到比较完满的解释。

## 二、淡水—海水运动的概化模型及其解析解

地下淡水—海水运动的机理是复杂的, 为了定量地研究问题, 和其它学科一样, 经常将复杂的现象加以抽象和简化并用数学工具来表述。地下淡水—海水运动的概化模型主要有两类, 一类是不溶混(突变界面)模型, 另一类是移流弥散模型。这两类模型的选择, 主要视含水层中淡水—海水过渡带宽度而定。如果过渡带较窄, 则可采用不溶混模型。例如荷兰的西部, 地下淡水—海水过渡带只有数米宽, 而含水层厚在百米以上, 因而可简化为一突变界面。而美国沿佛罗里达海岸的勘测表明, 含水层中的过渡带很宽, 氯离子等浓度面400ppm与18000ppm之间的距离为300英尺至1000英尺, 甚至更大, 含水层厚度却只有100英尺左右, 此时采用移流弥散模型较为适宜。当然, 在处理实际问题时, 过渡带较宽时也可采用突变界面模型作粗略计算, 应用计算成果时再考虑弥散的影响。

### (1) 不溶混突变界面模型

界面两侧的淡水和海水的连续方程可以表示为:

$$\nabla \cdot (k_f \cdot \nabla h_f) = S_f \frac{\partial h_f}{\partial t} \quad \text{在淡水区} \quad (1)$$

$$\nabla \cdot (k_s \cdot \nabla h_s) = S_s \frac{\partial h_s}{\partial t} \quad \text{在海水区} \quad (2)$$

其中  $h_f, h_s$  为测管水头:  $h_f = z + \frac{p}{\gamma_f}, h_s = z + \frac{p}{\gamma_s}$ ,

$\gamma_f$  和  $\gamma_s$  为比重;  $k_f, k_s$  为渗透系数;  $s_f, s_s$  为单位贮水系数; 下标  $f, s$  分别表示淡水和海水区。

$$n \delta \frac{\partial h_f}{\partial t} - n(1 + \delta) \frac{\partial h_s}{\partial t} - k_f [\nabla z - (1 + \delta) \cdot \nabla h_s + \delta \nabla h_f] \cdot \nabla h_f = 0$$

$$n \delta \frac{\partial h_f}{\partial t} - n(1 + \delta) \frac{\partial h_s}{\partial t}$$

$$- k_s [\nabla z - (1 + \delta) \cdot \nabla h_s + \delta \nabla h_f] \cdot \nabla h_s = \quad (3)$$

界面边界条件可表示为两非线性偏微分方程。要在满足式(3)及其它边初值条件下解方程(1)和(2)在实际上几乎是不可能的( $n$ 为孔隙率)。实用上常应用如下简化模型。

吉本—赫尔兹别尔格模型。如图3所示, 假定淡水和海水处于静态平衡, 因此压强分布遵守静水压强分布规律, 在界面上有:

$$\rho_s h_m = \rho_f h_m + \rho_f h_f \quad (4)$$

其中  $h_m$  为海平面以下界面任意一点的深度。由式(4)得:

$$h_m = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h_f = \delta h_f \quad (5)$$

对于海水密度  $\rho_s = 1.025$  克/厘米<sup>3</sup> 的一般情形,  $\delta$  等于40, 即表示界面在海平面以下的深度为海平面上淡水水位的40倍。

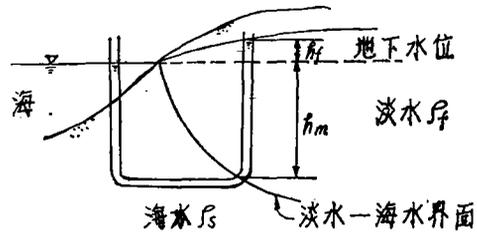


图 3 吉本—赫尔兹别尔格模型

吉本—赫尔兹别尔格模型可用于粗略地根据淡水地下水水位估算界面位置。根据精确的二维势流解, 界面的位置应比式(5)所得值低一些, 这是因为淡水是流动的, 并且越靠近入海的渗出面流线越是弯曲的缘故。

吉本—裘布衣模型。突变界面的位置仍保留吉本—赫尔兹别尔格的假定, 但认为含水层中的淡水所均匀流动, 即流线是相互平行的, 等势面为平面—即采用裘布衣渐变流动的简化假定。这种模型常用于沿海岸解垂直平面上恒定流动情形。

如图4所示有一承压含水层, 坐标原点设与界面端点重合。假定海水处于静止状态, 淡水径流量为  $Q_0$ , 据连续原理和达西公式有:

$$Q_0 = -k_f h_m(x) \frac{dh_f(x)}{dx} \quad (6)$$

同时据吉本—赫尔兹别尔格假定有:

$$\delta h_f(x) = h_m(x) + d \quad (7)$$

其中  $d$  为含水层顶板高程与海平面高程差。

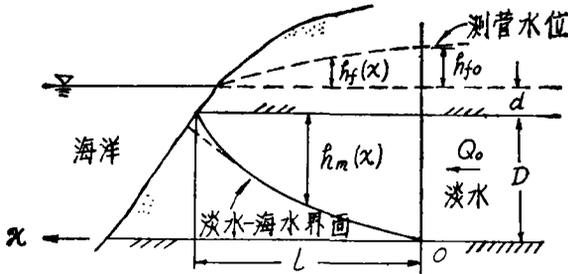


图4 吉本-裘布衣模型一维流动

式(6)中的 $h_m(x)$ 据式(7)代入,积分后得:

$$Q_0 x = \frac{1}{2} k_f \delta (h_{f0} - h_f^2) - k_f d (h_{f0} - h_f) \\ = \frac{k_f}{2\delta} (D^2 - h_m^2(x)) \quad (8)$$

其中 $h_{f0}$ 为 $x=0$ 处的 $h_f$ 值, $D$ 为含水层厚度。式(8)表明淡水-海水界面具有抛物线的形状,已知 $Q_0$ 和 $h_{f0}$ 便可求得界面的位置。据式(8)还可求得海水入侵长度 $L$ 的表示式:

设 $x=L$ 时, $h_m(x)=0$ ,所以有:

$$L = \frac{k_f}{2\delta Q_0} D^2 \quad (9)$$

上式说明海水楔形体入侵的长度 $L$ 与淡水入海径流量 $Q_0$ 成反比。式(8)和(9)都是以吉本-赫兹别格假定及裘布衣假定为前提的,应用时应注意到靠近海岸渗出面处与精确解的差别。

利用类似的方法,可导出潜水含水层情形,有越层补给情形,轴对称流动情形等不同流动条件下关于突变界面的关系式。吉本-裘布衣模型还应用于求解双层含水层及抽水并对海水入侵的影响等恒定流动问题。

以上的不溶混突变界面模型均为一维或可以简化为一维的恒定流动模型。对于垂直二维平面恒定流动(海水仍然假定处于静止状态),在边界几何形状比较简单时,如水平等厚承压含水层,无限厚海岛含水层等以及井的海水入侵,利用势流理论中的速度矢量端图法也可求得界面位置及其它未知量。

对于非恒定流动的突变界面模型一般只能求助于数值方法求解。

## (2) 移流弥散模型

在移流弥散模型,不再假定有淡水-海水突变界面的存在,水流运动和盐分运动由以下基本方程表述:

$$\text{地下水流动方程} \quad \nabla \cdot \vec{q} + S \frac{\partial h}{\partial t} = 0 \quad (10)$$

$$\text{及达西定律} \quad \vec{q} = -\frac{k}{\mu} (\nabla p - \rho \vec{g}) \quad (11)$$

$$\text{盐分输移方程} \quad \nabla \cdot C \vec{q} - \nabla \cdot D \nabla C = -\frac{\partial C}{\partial t} n \quad (12)$$

以及混合液体密度 $\rho$ 和浓度 $C$ 的经验关系式

$$\rho = \rho_0 + (1-E)C \quad (13)$$

上述各式中 $k$ 为渗透率, $\mu$ 为动力粘滞系数, $\rho_0$ 为淡水密度, $n$ 为有效孔隙率, $E$ 为一经验系数,对于淡水-海水混合运动问题 $E$ 可取为0.3。

初始条件和边界条件根据具体情况确定。要在一定的初始条件和边界条件下联解方程(10)及(12),这意味着在盐分输移过程中,密度场随盐分浓度分布的变化而变化[据式(13)],从而使得流速场不断发生变化,并反过来影响盐分的输移。因此淡水-海水运动一般不是当作示踪的移流弥散情形来处理。

复杂边界条件下求解一般移流弥散方程是十分困难的,至今只是对于垂直二维平面问题盐分运动达到稳定状态时,R.Henry用以下方法得到解析解<sup>[5]</sup>。

对于恒定流动和恒定盐分输移情形,式(10)和(12)简化为

$$\nabla \cdot \vec{q} = 0 \quad (14)$$

$$\nabla \cdot C \vec{q} - \nabla \cdot D \nabla C = 0 \quad (15)$$

式(14)表示存在流函数(二维情形),引入无量纲流函数 $\psi$ ,并假定弥散系数 $D$ 到处保持不变,则式(11),(15)分别可以写为以下无量纲形式:

$$\nabla^2 \psi = \frac{k_1 d}{Q} \frac{\partial C'}{\partial x'} \quad (16)$$

$$\frac{D}{Q} \nabla^2 C' = \frac{\partial \psi'}{\partial y'} \frac{\partial C'}{\partial x'} - \frac{\partial \psi'}{\partial x'} \frac{\partial C'}{\partial y'} \quad (17)$$

$$\text{其中 } u' = \frac{u d}{Q}, v' = \frac{v d}{Q}, x' = \frac{x}{d}, y' = \frac{y}{d}, C' = \frac{C}{C_s}$$

$$\rho' = \frac{\rho - \rho_0}{\rho_s - \rho_0}, k_1 = \frac{k \rho_0 g}{\mu} \frac{\rho_s - \rho_0}{\rho_0}, \text{ 而且 } u' = \frac{\partial \psi'}{\partial y'}$$

$$v' = -\frac{\partial \psi'}{\partial x'}, d \text{ 为含水层厚度, } Q \text{ 为淡水单宽径流量,}$$

$u'$ 、 $v'$ 分别为水平和垂直分速, $C_s$ 、 $\rho_s$ 分别为海水含盐浓度及密度。对于如图(5)所示流动情形,边界条件可表示为:

$$\text{在 } y' = 0 \text{ 上 } \psi' = 0, \frac{\partial C'}{\partial y'} = 0$$

$$\text{在 } y' = 1 \text{ 上 } \psi' = 1, \frac{\partial C'}{\partial y'} = 0$$

$$\text{在 } x' = 0 \text{ 上 } \frac{\partial \psi'}{\partial x'} = 0, C' = 0 \quad (18)$$

$$\text{在 } x' = l/a \text{ 上 } \frac{\partial \psi'}{\partial x'} = 0, C' = 1$$

为进一步简化边界条件引进新的变量:

$$\psi = \psi' - y'$$

$$C' = C' - \frac{x'}{\xi}$$

其中  $\xi = l/a$ ,  $l$  如图 5 所示为流动区域长度, 并设  $a = Q/k_1 d$ ,  $b = D/Q$ , 则式 (16) — (18) 可表示为

$$a \nabla^2 \psi = C_x + \frac{1}{\xi} \quad (19)$$

$$b \nabla^2 C = \psi_y C_x - \psi_x C_y + \frac{1}{\xi} \psi_y + C_x + \frac{1}{\xi} \quad (20)$$

$$\left. \begin{array}{l} \text{在 } y' = 0, 1 \text{ 上 } \psi = 0, C_y = 0; \\ \text{在 } x' = 0, \xi \text{ 上 } \psi = 0, C = 0 \end{array} \right\} \quad (21)$$

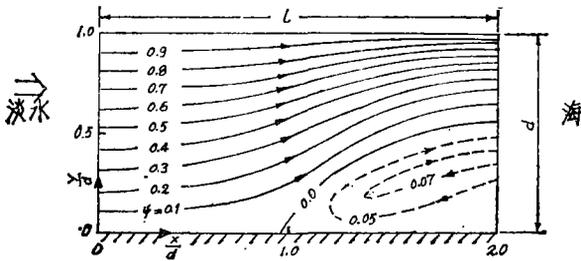


图 5 流线

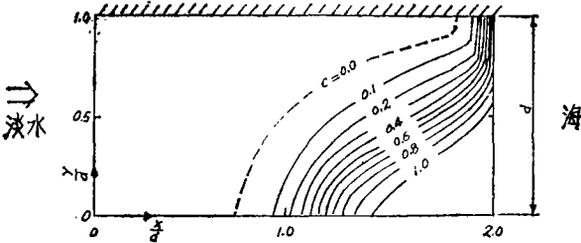


图 6 浓度分布

其中下标  $x, y$  表示取该量对  $x, y$  的偏导数。

函数  $\psi$  和  $C$  可以用满足边界条件 (21) 的二重富氏级数来表示:

$$\psi = \sum_{m=1}^{\infty} \sum_{n=0}^{\infty} A_{m,n} \sin(m\pi y) \cos(n\pi x/\xi) \quad (22)$$

$$C = \sum_{r=0}^{\infty} \sum_{s=1}^{\infty} B_{r,s} \cos(r\pi y) \sin(s\pi x/\xi) \quad (23)$$

因此问题在于选择  $A_{m,n}$  和  $B_{r,s}$ , 使得式 (19) (20) 成立从而求得解 (22) (23)。Henry 求得了关于系数  $A_{m,n}$  的表达式沿  $AD$ ,  $q = q_N$ , 沿  $BC$ ,  $q = 0$ 。

$B_{r,s}$  的表明式, 在求解  $A_{m,n}$ ,  $B_{r,s}$  时应用了数值计算。对于参数值  $\xi = 2.0$ ,  $a = 0.263$ ,  $b = 0.100$  的情况, Henry 得到如图 (5), (6) 所示的流线及浓度分布图。非恒定情形至今未见有解析解。

### 三、海水入侵问题的数值方法

上述解析方法在应用上很受限制。在实际的海水入侵问题中, 边界的几何形状经常是很不规则的, 边界条件比较复杂, 这时不得不求助于将连续场离散化的数值方法。常用的数值方法和一般地下水文学数值方法相同, 主要有差分法, 有限元法以及应用于移流弥散模型的特征法。

对于不溶混突变界面模型, 常采用有限元方法, 因为它能较灵活地处理不规则的边界问题。下面以三维变分有限元方法为例作一简略说明。

假定地下水处于静止状态, 问题简化为在一定初始条件和边值条件下解淡水运动基本方程。以直角坐标系表示, 淡水运动方程为:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial x} (K_x \frac{\partial H}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_y \frac{\partial H}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (K_z \frac{\partial H}{\partial z}) \\ & = S_r \frac{\partial H}{\partial t} + f \end{aligned} \quad (24)$$

其  $K_x, K_y, K_z$  为渗透系数,  $H$  为测管水头,  $S_r$  为单位贮水系数,  $f$  为源汇项。

概化的流动模型略图如图 7 所示。

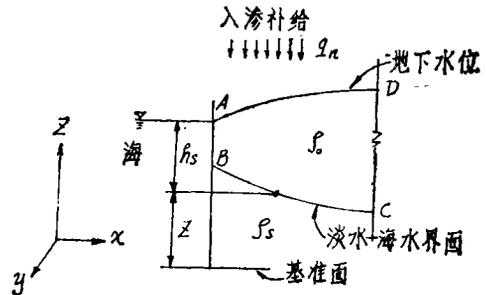


图 7 淡水流动的边界条件

边界条件如图有两类: (1) 第一类边界条件, 沿  $AB$  水头已知, 即

$$H = z + \frac{\rho_s h_s}{\rho_0} \quad (25)$$

(2) 第二类边界条件

$$K_x \frac{\partial H}{\partial x} n^0_x + K_y \frac{\partial H}{\partial y} n^0_y + K_z \frac{\partial H}{\partial z} n^0_z = -q \quad (26)$$

此外, 因  $AD$  为淡水地下水与大气的界面,  $BC$  为淡水—海水界面, 所以应满足各相应的边界条件:

在  $AD$  上, 压强为大气压强, 即  $dH = dE$  (27)

在  $BC$  上, 压强为海水压强,  $h_s = (H - z)\rho_0/\rho_s$  (28)

以上各表示式中,  $h_s$  为所研究点在海面以下的深度,  $n_x^0, n_y^0, n_z^0$  为界面法线向量的方向余弦,  $q_N$  为淡水地下水补给率。

方程 (24) 及 (25) — (28) 的求解问题, 根据变分原理, 归结为求解如下积分极值的变分问题:

$$I(H(x, y, z, t)) = \iiint_{\Omega} \frac{1}{2} [K_x \left(\frac{\partial H}{\partial x}\right)^2 + K_y \left(\frac{\partial H}{\partial y}\right)^2 + K_z \left(\frac{\partial H}{\partial z}\right)^2 + 2(f + S_f \frac{\partial H}{\partial t} - H) dx dy dz + \iint_S q H ds \quad (29)$$

其中  $\Omega$  为所研究的流动区域,  $S$  为边界越流面,  $q$  为通过  $S$  的流量。

应用有限元方法, 将连续流场离散化, 式 (29) 的积分用的每一单元积分的总和代替。在三维模型中, 采用四面体单元是比较方便的设水头函数  $H$  在每个单元内可表示为:

$$H(x, y, z, t) = N_i H_i + N_j H_j + N_k H_k + N_m H_m \quad (30)$$

其中  $i, j, k, m$  表示单元节点的编号,  $N_i, N_j, N_k, N_m$  是与单元节点坐标及  $x, y, z$  有关的线性插值函数。将式 (30) 代入式 (29), 再由式 (29) 的极值问题可得以下矩阵方程:

$$[K]\{H\} + [S]\left\{\frac{dH}{dt}\right\} + \{F\} = 0 \quad (31)$$

其中系数矩阵  $[K], [S], \{F\}$  分别与渗透系数, 单位贮水系数, 汇源项和边界越流等有关。根据已知初始条件和边界条件, 选取适当的时间步长, 即可求出淡水地下水水头  $H$  的分布和变化。

这里要注意的是所存在的两个自由边界面: 淡水水面与淡水—海水界面, 其位置需要通过迭代逼近的方法加以确定。计算开始时, 可先假定一个位置, 然后据此进行计算, 所得界面上的水头分别据式 (32) 和 (33) 验算, 若不符 (在一定精度范围内), 则再修正界面位置。经验证明, 对于淡水—海水界面, 每次校正量可以选取设定值与计算值差值的一定倍数, 如 10 倍, 这样可以提高逼近速度。对于大气界面, 直接取设定值与计算值的差值作为校正量即可。笔者之一利

用上述三维数值模型对西德北海中济尔特岛 (Sylt) 的淡水地下水流动状态进行模拟, 取得了比较满意的结果<sup>(7)</sup>。此模拟的面积为 30 平方公里, 划分为 2178 个四面体, 564 个节点。

G. Pinder 等应用二维平面有限元模型模拟 North Haren 岛的地下水运动, 求得了淡水—海水界面的变化过程<sup>(8)</sup>。其模拟面积为 8 平方公里, 划分为 144 单元 85 个节点。

移流弥散模型的数值方法, 至今也仍限于二维垂直平面的流动情形。常用有限元方法和特征法。G. Pinder 和 H. Cooper 于 1970 年首先将特征法应用于海水入侵的模拟<sup>(9)</sup>, 其基本原理和主要步骤如下。

二维弥散方程以直角坐标系表示可写为

$$\frac{q_x}{n} \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{q_y}{n} \frac{\partial C}{\partial y} + \frac{\partial C}{\partial t} = D_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + D_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \quad (32)$$

上式等价于以下常微分方程组:

$$\frac{dx}{dt} = \frac{q_x}{n} \quad (33a)$$

$$\frac{dy}{dt} = \frac{q_y}{n} \quad (33b)$$

$$\frac{dC}{dt} = D_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + D_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \quad (33c)$$

整个数值计算过程分为两大步骤: 1) 解流速场, 可以先求解压强分布, 然后用达西定律求解流速。这里可用差分法或其它方法; 2) 求解盐分浓度分布, 这里应用特征法。

应用特征法求解浓度分布, 首先应在离散化的单元网格上布置运动质点 (图 8), 据初始浓度分布给定质点代表浓度。然后在给定的时段内根据已知 (或求解所得) 流速场应用式 (33a, b) 计算各质点的移动方向和距离, 求得该时段末各质点的新坐标。此时重新统计各网格内的质点数量及所代表的浓度和, 取其平均值作为网格内节点的浓度。至此, 完成了移流所引起的浓度变化计算。弥散作用引起的浓度变化用差分法解式 (33c) 求得: 各节点的浓度即为移流所产生的浓度平均值与弥散所引起的浓度增值之和。各质点也获得了新的浓度值。特征法的优点是消除了一般数值方法的数值微振荡并有效地减小了数值弥散。G. Pinder 和 H. Cooper 用特征法解如图 5 的流动问题, 其成果和 Henry 的解析解相接近。

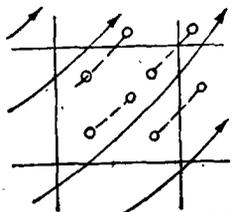


图 8

Henry 的解析解相接近。

#### 四、待进一步研究的问题

在地下水海水入侵的研究和实际工作中,还有许多问题有待进一步探索和解决,这主要是以下几个方面:

##### (1) 淡水—海水过渡带范围的影响因素研究。

前面曾提到,有的地区过渡带很宽,有的则很窄,对形成过渡带宽窄不同的原因还缺少深入的研究。很有必要对如降雨补给,入海径流,潮汐作用,含水层水动力弥散特性和水力传导特性,人工取水等各方面的影响进行定量的分析和研究。

##### (2) 突变界面模型的应用问题。

突变界面模型,无论是一维的或二维的,解析法或数值法,在解决实际问题时应用较为普遍,因为方法比较简便。但在实际应用时,往往还要估计过渡带的范围,因此就提出了这样的问题:突变界面与等浓度面的关系如何?有人假定突变界面代表50%海水浓度的等浓度面。究竟这种假定的合理性怎样,过渡带宽度如何估计,还缺乏研究。此外,淡水入海渗出面附近,有较大的弥散区域,此处的突变界面假定与实际出入较大,如何在模型上妥善处理这个问题也是值得进一步研究的。

##### (3) 非均匀各向异性含水层的三维数值模型的实际应用有待进一步改进。

这主要是当界面位置的调整或变动而越过不同介质特性区域时,数值模型如何有效地加以处理的问题。相应的,有关参数的野外测定也是一个值得进一步研究的问题

##### (4) 滨海抽水井的盐分侵入,经常采用突变界面模型,作为升锥体(upconing)现象来处理。

实际上这是一种移流弥散问题。在这方面还缺乏研究。

##### (5) 海水入侵的移流弥散模型至今大多仍停留在理论研究和方法研究上,还未大量地投入实际应用。

这主要是实际测定弥散系数的困难以及计算机容量和速度上的限制(或者通过计算费用表现出来)。从发展来看,此种模型应是更有应用前景的,需要进一步研究和改进的。

本文为水电部水利水电科学基金资助项目工作内 容的一部分。

#### 参考文献

[1] Badon Ghijben, W. (1889) Notes on the probable results of the proposed well drilling near Amsterdam. Tijdschr. Kon. Instituut v. Ingenieurs, pp. 8—22.

[2] Herzberg, (1901) Die Wasserverzorgung einiger Nordseebäder. Journal für Gasbeleuchtung und

Wasserversorgung, XLIV Jahrgang, No. 44:815—819 und NO. 45:842—844.

[3] Proceeding of Technical Meeting 36, 1980 Delft Univ. of Tech. Research on possible Changes in the distribution of saline seepage in the Netherlands.

[4] Gerhardy, H., Hoffmann, B. et al Wasserhaushalt der ostfr. Inseln Sonderforschungsbereich 79. TU Hannover. 1976

[5] Cooper, H. H et al Sea water in coastal aquifers U. S. Geolog. Surv. Water Suply 1964

[6] Bear, J. Hydraulics of groundwater. McGraw-Hill New York 1979

[7] Hoffmann, B. und Lue Xianbi Simulation der Grundwasserströmung—Inselkern Sylt Mitteilungen Heft 54 Institut für Wasserwirtschaft Uni. Hannover 1984

[8] Pinder, G. F and Page, R. H. Finite element simulation of salt water intrusion on the South Fork of Long Island. Proc. Intern. Conf. on Finite Elements, Princeton Univ. 1976

[9] Pinder, G. F and Cooper, H. H. A numerical technique for calculating the transient position of the saltwater front Water Res. Resear. Vol. 6, No 3 1970

#### “混合土”物理力学性质试验研究成果评审

在我港口工程建设中,常迁到一种由淤泥或淤泥质土和各种砂(或砾砂)混杂堆积的“混合土”,具有特殊的工程地质特性。在实际工程中因不掌握这类土的特征,致使判断失误,导致工程事故的发生。为了正确认识其性质,交通部《地基》规范编写组委托第一航务工程勘察设计院从事淤泥和砂均匀拌合的“混合土”的专门试验研究,于1985年12月在天津召开了研究成果评审会议。会议认为,我国航务工程系统首次对“混合土”所做的大量试验研究,揭示了这类土的某些特性,并为进一步开展研究打下了基础。研究表明,这类土的物理力学性质随淤泥和砂的配比复化而有明显地规律性。试验得出,以砂粒含量为60—70%为界,“混合土”呈现不同的力学性质。由于试验是用人工均匀拌和的试样,不能完全反映天然土的性状,故目前研究的成果尚不宜直接用于实际工程。尽管如此,该项研究仍具一定的理论和实际意义。与会代表认为,为了深入了解“混合土”的特性,有必要列入计划进一步开展研究,以获得更完善地研究成果。(元)

