

9. 地下水资源评价

9 地下水资源评价

9.1 地下水模拟的方法

9.1.1 地下水模拟的目的

定量把握吐鲁番盆地中地下水的流动状况、地下水收支动态等是本项目进行地下水模拟的重要目的之一。

吐鲁番盆地是位于封闭的集水域内的盆地，盆地内水资源的水源主要是盆地周围的山区所带来的降水，这些降水作为地表水或地下水进入盆地内平原地区，一般不会流往其他地区，最终被以蒸发或利用的方式消耗。因此，为了合理管理、持续且有效利用吐鲁番盆地有限的水资源，需要掌握包括地表水和地下水在内的整个流域的水循环状况。

但是，以往在吐鲁番地区进行的各种水文地质调查、水资源相关调查等，尽管对地表水的状况有了某种程度的掌握，由于没有充分掌握地下水盆的构造、含水层的特征、连续性等基本情况，所以对地下水资源量、可开发量等并没有探明。而且，地表水和地下水的交流关系、不同含水层和不同地区的水量、水质分布等详细情况也不明确。所以，无法制定合理的地下水开发计划、管理计划，这成了吐鲁番地区水资源利用上的一个大问题。

为了探明地下水资源的状况和动态等，本项目建立了如后面所叙述的通过“补给”实现地表水系和地下水系一体化的模型，确立了通过模型分析对整个流域的水循环、地下水流动及地下水水质分布等进行动态把握的目标。并且，通过进行模型分析对以往分散处理的河流、地下水观测数据等进行统一评估，同时明确河流水和地下水的水收支、交流关系等也是重要目标。

在利用地下水模型进行解析时，可以通过模型的验证作业在模型上再现迄今为止的地下水的变动，同时可以综合分析以往观测到的地下水水位的变动和水质变化等。而且，通过对所验证的地下水模型设定未来条件，还可以预测未来的地下水流动、地下水水位分布和水质分布等动态。如上所述，通过地下水模拟分析，可以事先预测和掌握各种情况变化所带来的未来的地下水变动，可以制定持续有效地利用及合理管理宝贵的地下水资源的合理计划。

9.1.2 地下水模型的应用方法

本项目要建立的地下水模拟模型，当然必须要尽可能准确地反映吐鲁番地下水盆的构造、含水层特征等的模型。地下水模拟分析，需要将实际上很复杂的地下水盆系统合理地分割成子系统进行模型化，因此需要在充分掌握地下水盆的特征、水文地质状况等的基础上设立模拟分析的目标，并根据各种地下水模型的优缺点建立合适的地下水模型。

使用数字计算机进行地下水模拟的技术，在世界上是 19 世纪 60 年代后期开始开发，19 世纪 70 年代到 80 年代中期由初期的平面二维模型向准三维单层模型、断面二维模型、准三维多层模型发展，在 19 世纪 80 年代后期三维地下水模型开始投入实际应用。而且，进入 19 世纪 90 年代之后，不仅地下水流动、地盘下沉等的三维模型被开发出来，关于地下水中的物质输送也开发出了三维模型，进行了各种条件下的地下水模拟。

如上所述，地下水模拟技术伴随着计算机技术、数值分析技术的进步逐步发展起来，但在进行实际的地下水盆的模拟化时，还是需要综合考虑地下水盆的构造、水文地质条件方面的数据的质量、观测数据等的种类和数量、模拟分析的目的等，建立最佳模型。

本项目在研究吐鲁番盆地的水文地质条件、各种数据的可利用性的基础上，设定了模拟分析的目标，建立了表 9.1.1 所示的 3 种地下水模型。

表 9.1.1 本项目中建立的地下水模拟模型

模型名称	目的
广域三维模型	用于分析吐鲁番盆地全区的广域三维地下水流动
断面二维模型	用于详细分析吐鲁番盆地中部南北方向及南盆地东西方向的断面地下水流动
局部三维模型	用于分析地下水破坏明显的南盆地东部详细的三维地下水流动、水质分布等

9.1.3 所使用的模拟解析程序和原理

本项目在地下水流动模拟分析上使用了 MODFLOW 程序，在物质输送模拟分析上使用了 MT3DMS 程序。二者都是世界上广泛利用的分析源程序，以这些源程序为基础还开发出了各种输入输出用软件。

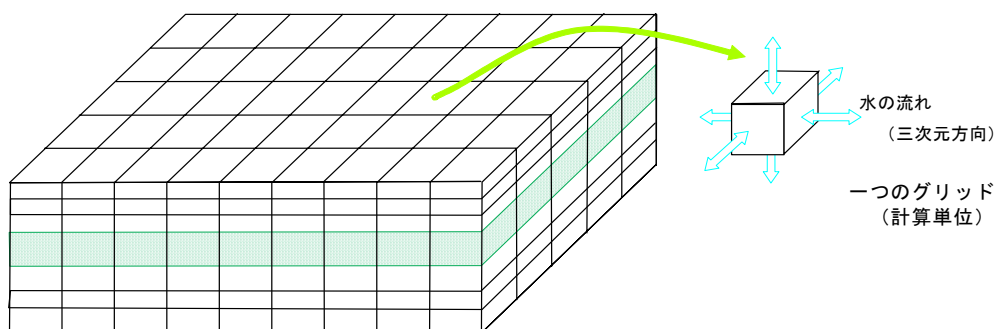
a. 地下水流动模拟

所使用的 MODFLOW (McDonald and Harbaugh, 1988) 是美国地质调查所开发的三维地下水流动分析程序。MODFLOW 是用差分法求解下列偏微分方程式所表示的三维地下水流动。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{式 9.1.1})$$

此处 K_{xx} 、 K_{yy} 、及 K_{zz} 分别是 x 、 y 、 z 轴方向的渗透系数 (维是 LT^{-1})， h 是承压地下水头 (L)， W 是每单位体积水的流入或流出量 (T^{-1})， S_s 是贮水率 (L^{-1})， t 是时间 (T)。

MODFLOW 采用将三维计算区域分割成图 9.1.1 所示的正方体或长方体的网格 (也称作计算单位、网格单元、要素或计算单元)，由各个网格的中心点代表整个网格性质的单元中心网格系统。



三次元モデルの要素区分

图 9.1.1 MODFLOW 三维模型的网格划分

在实际计算中，是用差分法求出所分割的每个网格 x 、 y 、 z 方向的水的流出流入量。

另外, MODFLOW 程序也可以应用于二维平面、二维断面模型、准三维模型, 二维的计算网格为正方形或长方形。

MODFLOW 不仅有主程序的地下水流动计算程序, 还附带河流包、水渠包、一般水头分界包等各种子程序程序, 使用这些软件包可以计算各种外部分界条件下的水的流出流入量。

本项目使用了 MODFLOW 的最新版本 MODFLOW2000、和包含下述 MT3DMS 等的综合软件“Processing Modflow Pro”(Webtech 公司)等。

b. 物质输送模拟

本项目在物质输送模拟上使用了与 MODFLOW 兼容的 MT3DMS。MT3DMS 的原型 MT3D (Zheng, 1990), 是模拟 1 个物质在地下水中的移流扩散移动, 和物质的吸着、衰减等化学反应的总括性三维物质输送模型。MT3D 采用与 MODFLOW 相同的单元中心网格系统, 使用预先计算的 MODFLOW 计算水头值进行物质移动的模拟。MT3DMS (Zheng and Wang, 1999) 是 MT3D 的改良版, 可以进行多个物质的物质输送计算。

MT3D 和 MT3DMS 的基本原理, 是用特征曲线法 (Konikow and Bredehoeft, 1978) 求解 Konikow and Bredehoeft (1978) 指出的下列移流扩散方程。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = Ss \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{式 9.1.2})$$

此处 D_{ij} 是水力学的分散能(二维张量)(维数是 L^2T^{-1}), V_i 是 x_i 方向的渗透速度(LT^{-1}), C_n 是第 n 个的物质浓度(ML^{-3}), C'_n 是第 n 个物质在流出源或流入源的浓度(ML^{-3}), μ 是有效孔隙率(零维)。

特征曲线法 (MOC 法) 是用差分法求解移流形成的粒子示踪和 (式 9.1.2) 扩散项的综合方法。图 9.1.2 给出了用特征曲线法求出的粒子示踪概念图, MOC 法首先在差分网格中布置粒子, 给 1 个网格内的粒子设定与该网格相应的浓度。其次, 根据由 MODFLOW 法给出的水头分布计算地下水流动形成的一定时间后的各粒子的位置, 由其中的粒子数和浓度计算各网格的新浓度。下一步, 在给各粒子设定该网格的新浓度后, 再次计算一定时间后的粒子位置, 再计算新的浓度分布。

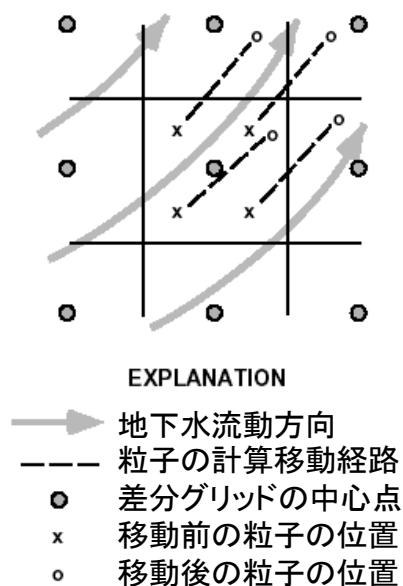


图 9.1.2 特征曲线法（MOC 法）给出的粒子示踪概念图

MT3D 和 MT3DMS 的各网格是三维的立方体或长方体，所以如图 9.1.3所示在各网格中以一定的分布型或随机地布置粒子。

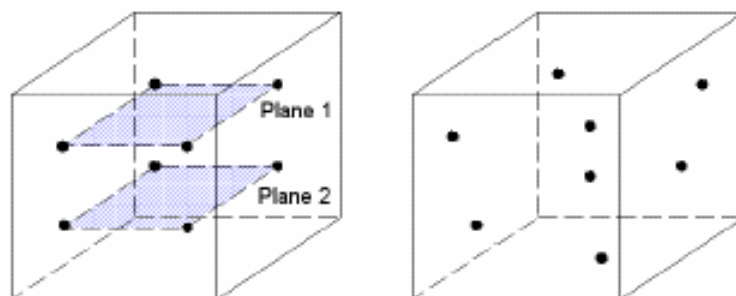


图 9.1.3 MT3D 和 MT3DMS 的粒子立体布置

9.1.4 地下水模型的建模方针

关于各模型的具体建模方法将在下面的各模型章节详细记述，这里阐述一下吐鲁番盆地地下水模型的基本建模方针。

a. 广域三维模型

吐鲁番盆地平原部分的地形面标高差距大，南盆地标高最低的艾丁湖（标高-154 m）和北盆地北部山区交界附近的标高差达 1,300 m 以上。并且，根据本项目进行的物理测井结果，水文地质基底表面的标高最低在南盆地中西部为-580 m 以下。因此，覆盖整个盆地的广域三维模型的垂直方向的大小需要 2,000 m 以上。

一般来说，对标高差较小的平原地区应用广域三维模型时，如图 9.1.4所示，一般都是先根据地下地质层序的划分进行模型层的划分，再在每个网格内设定各个模型层的上表面和下表面标高。

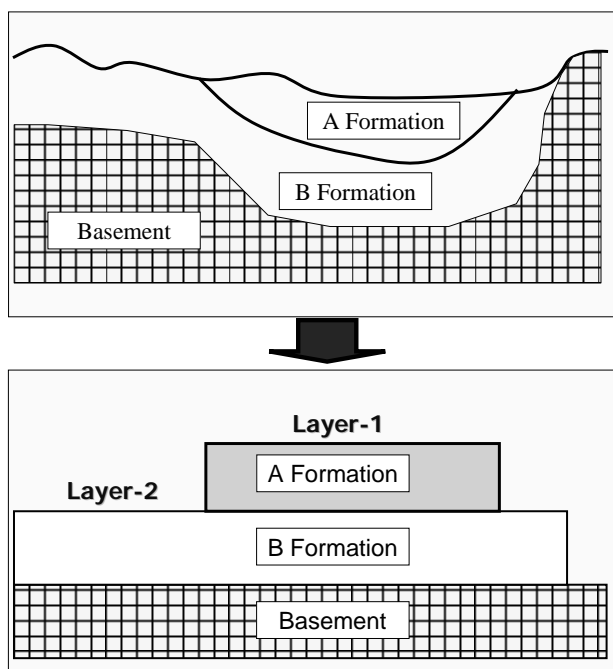


图 9.1.4 简便的地下水盆模型化方法的图例

在以往 JICA 所实施的其他地区的三维广域模型建模中，“泰国曼谷首都圈地下水和地盘下沉管理计划调查”采用了 8 层模型，“越南北部地区地下水开发计划调查”所建立的河内地下水盆的模型采用了 4 层模型，“孟加拉国西部地区砷污染对策调查”采用了 6 层模型。

但是，像吐鲁番盆地这种地形面标高差较大的情况，如果用上述的简便方法建立地下水模型，特别是在不承压含水层的情况下会产生很大的问题。就是说，如图 9.1.5所示，实际的地层分布与倾斜的地形面基本平行地倾斜分布时，模型的网格宽幅较大或倾斜程度较大的情况下，模型的相邻网格的同一地层有时会变得不连续。使用 MODFLOW 模型，特别是将含水层的种类设定为不承压含水层或承压 / 不承压含水层时，有时会在同一模型层的相邻网格间不能产生水流，陷入不能计算的困境。

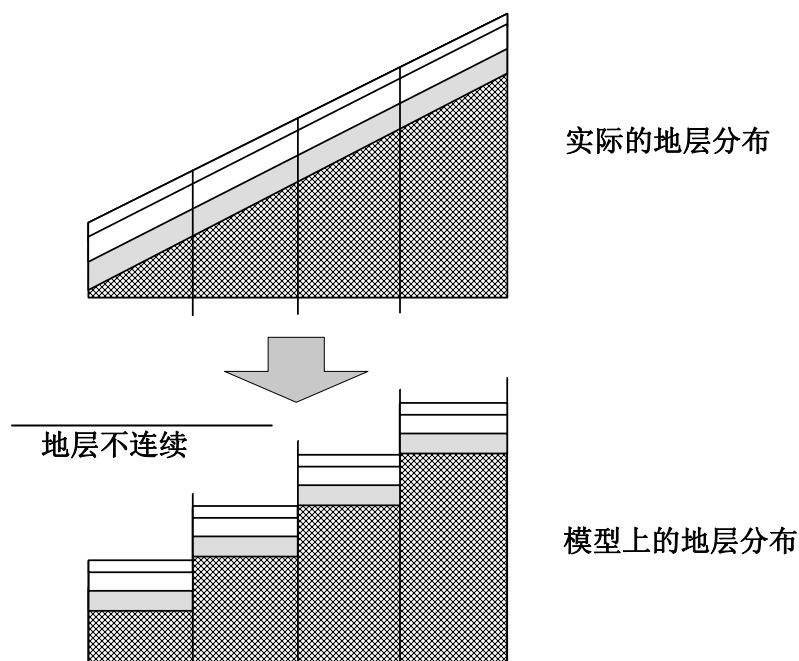


图 9.1.5 倾斜度较大地层的模型化所存在的问题点

为了解决这一问题，通常采用缩小网格间距或是使用其他模型的方法。如果缩小网格间距的话，网格数自然会增加，不仅会使计算耗费更多的时间，还要求必须根据网格的细化程度准备所有输入数据。

吐鲁番盆地广域三维模型的平面网格的大小，考虑到输入数据的精度、广域三维模型的目的等，我们判断定为 $1\text{ km}\times 1\text{ km}$ 就足够了。因此，本项目决定了这样的方针，在三维模型上也采用通常在断面二维模型上进行的纵深方向的模型化手法。

如图 9.1.6所示，断面二维模型是在水文地质断面图上覆盖相同大小的网眼，不断扫描地层分界、层相分界等。这时，需要将模型分隔得很薄，但不需要像以往的广域三维模型那样在每个网格中设定各地层的上表面和下表面标高，各模型层的上表面和下表面标高会分别自动生成一定的数值。因此，在以往的普通广域三维模型中，例如“模型第 1 层=A 层”，但本项目的广域三维模型中，模型第 10 层根据情况可能是 A 层，也可能是 C 层。

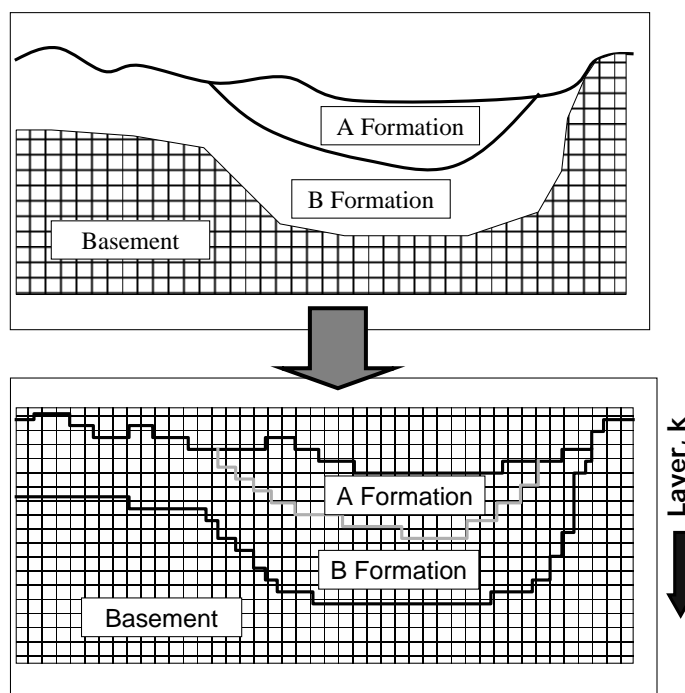


图 9.1.6 断面二维模型中地层的模型化方法

另外，在以往的广域三维模型中，根据模型层的不同，在实际地表面标高较低的情况下，会出现比地面高的网格，但本项目充分利用 SRTM-3 数字化地形标高的数据，对那些比地面高出很多的网格进行识别，在模型化作业时将它们作为计算区域外网格处理。

b. 断面二维模型

断面二维模型用于比广域三维模型更详细地分析断面方向的地下水流动、水质分布等。一般多在水文地质资料比较齐全的断面建模，而且最好尽可能地选定断面线方向与地下水流动方向相一致的断面。

在吐鲁番盆地中，如第 4 章所述，为了制作连接南盆地的东西方向和盆地中部的南北方向的高精度水文地质断面图，在北盆地中部的 1 处和南盆地的 4 处进行了试掘调查，制作了东西方向和南北方向的基本断面图。并且，如第 4 章所述，进行了地下地质基本层序划分和层序层相对比。

本项目所制定的方针是，以这个基本断面图为基础，参考原有井的资料、物理测井结果等，制作东西方向和南北方向横断吐鲁番盆地的水文地质断面图，为各个断面建立二维断面地下水模型。

c. 局部三维模型

在本项目的原始报告阶段，曾假定局部三维模型以具有代表性的河流、引水渠流域为对象，但根据以往的当地调查结果，同时出于以下理由，最终决定以南盆地东部的鄯善县达朗坎地区等地为对象建立局部三维模型。

- 1) 由于在北盆地有多条常年河从北侧的天山山脉流入盆地内，所以探讨了用局部模型再现河流、引水渠等地表水渗透和地下水之间交流关系的方案，但如同 TW-NC 挖掘点的试掘结果所显示的那样，在北盆地中部地下水面的深度极深，不饱和带的层厚很大。并且，在北盆地原有井原本就少，地下水观测资料也是除鄯善县的部分地区外都很不足，模型的验证记录也不充分，因此从局部模型的建模对象中排除了。
- 2) 在南盆地西部的托克逊县，有阿拉沟、白杨河等比较大的常年河，将其作为局部模型建模对象候选地对各种条件进行研究的结果发现，如 TW-SW 挖掘点的挖掘结果所显示的那样，深层地下水承压自喷，浅层含水层的地下水位也在地表附近。因此，本项目所布设的新观测井中，地下水位变动幅度小、地下水位比套管还高时，观测精度也下降，由此判断取得高精度的模型验证记录受到限制。并且，原有观测井的观测期较短，长期的模型验证记录也不足。另外还判断托克逊县与鄯善县、吐鲁番市等地相比地下水的水位较高，因此决定本项目不以托克逊县为对象进行局部模型的建模。
- 3) 在南盆地中部的吐鲁番市对建立局部模型的条件进行研究后发现，在南部的 TW-SS 挖掘点附近，深层观测井承压自喷，浅层观测井的地下水位也在地表附近，由此判断验证地表水和地下水交流关系的观测数据受到限制。并且，TW-SS 附近属于 221 团的管辖地，引水渠只有末端部分，因此地表水和地下水的交流关系是否明显并不清楚。而且，在南部地区原有的地下水观测井也较少，模型的长期验证数据不足，所以被从本项目的局部模型建模对象候选中排除了。
- 4) 对以吐鲁番市区附近为对象建立局部模型的可能性也进行了研究，但吐鲁番市区选址于水文地质条件复杂之地，而且地下水补给也很复杂，有通过基底深谷从北盆地流入的水和通过市区附近的多个引水渠的渗透水等。观测记录在较长时期都可以利用，但地下水位降低、水质问题等的地下水破坏程度比下面所述的鄯善县达朗坎地区的要低，所以判断通过局部模型进行分析的优先度也比达朗坎地区要低。
- 5) 南盆地东部的达朗坎地区在吐鲁番盆地内对地下水的依赖程度最高，而且地下水破坏的程度也最严重，需要尽快制定减轻地下水损害和防止损害扩大的措施。2004 年夏季的地下水位下降严重，发生了原有井干涸、抽水量不足等问题，也成了社会问题。并且，浅层部的地下水出现盐水化，另外在南盆地的东部到东南部，由于水位下降产生了坎儿井干涸、生态环境恶化、沙漠化严重等问题。另外在地表水方面，二唐沟的河水通过二唐沟干渠引到火焰山北侧的连木沁，再由此通过鲁木沁干渠经由火焰山的谷地引到南盆地的达朗坎地区。另另一方面，从吐峪沟，火焰山北侧的泉水通过干渠引到南盆地。另外，达朗坎地区现存很多地下水长期观测井资料，现存的水文地质调查资料也比较多。由此判断达朗坎地区是吐鲁番盆地中地下水问题集中发生的地区，各种水文地质数据也比较齐全，所以将该地区定为本项目的局部三维模型的建模对象。

9.1.5 地下水模型的概要

本项目根据上述地下水模型的建模方针所建立的地下水模型的概要总结在表 9.1.2 之中。制作的各种模型的详细内容在 9.4~9.6 的部分说明。

表 9.1.2 地下水模拟模型概要

项目	广域三维模型	断面二维模型	局部三维模型
对象	整个吐鲁番地下水盆	<ul style="list-style-type: none"> 南盆地东西断面 南北断面 	南盆地东部达朗坎地区
目的	<ul style="list-style-type: none"> 分析整个地下水盆的地下水流动 分析地下水盐水化状况 预测各种条件变化引起的未来的地下水流动、水质分布等 计算保证容许地下水位的容许扬水量 进行保证地下水可持续利用的最适扬水量分配	<ul style="list-style-type: none"> 分析断面上的地下水流动 分析盐水化地下水的断面分布、移动状况等 预测各种条件变化所伴随的未来的断面地下水流动、水质分布等 	<ul style="list-style-type: none"> 再现地表水由河流、引水渠向地下渗透的情况 分析地表水水质对地下水水质造成的影响 预测实施地下水补给促进措施时的效果和影响
分析软件	Processing Modflow Pro (地下水流动分析: MODFLOW、物质输送分析: MT3DMS)		
分析范围	平面: 253 km×100 km 断面: 到标高2,500~-700 m	东西断面: 长250 km、深500 m 南北断面: 长100 km、深50 0m	平面: 5 km×5 km 断面: 深400 m
网格大小	平面: 1 km×1 km 断面: 22层 层厚 500~100 m	水平方向: 1 km×1 km 垂直方向: 层厚 20 m×90层	平面: 50 m×50 m 断面: 平均层厚10 m×40层
计算时间步长	1 步长=1个月	1 步长= 1 个月	1 步长= 1 个月

9.2 地下水补给量的推计

9.2.1 吐鲁番盆地中地下水补给量的意义

地下水补给量是进行地下水模拟时的重要参数之一。地下水作为一个地下水体存在的基本单元即地下水盆的水收支基本式可以用下式表示。

$$R(t) - D(t) = \frac{dS}{dt} \quad (\text{式 } 9.2.1)$$

在这里， $R(t)$ 表示某一时期的对地下水盆的补给量， $D(t)$ 表示该时期从地下水盆的流出量， dS/dt 表示该时期地下水盆中的地下水贮存量的变化。

吐鲁番盆地中，盆地内平原地区的年平均降水量为 30 mm 以下，由此判断基本没有由盆地内平原地区产生的降水量而来的直接的地下水补给量。因此认为，吐鲁番地下水盆的地下水补给量基本上起源于吐鲁番盆地周围的集水域内产生的降水量，作为山区河水流入盆地内的地表水 (IF_s) 和在山区渗入地下的水在地下作为直接地下水流入地下水盆中的水量 (IF_g) 是地下水补给潜量 (R_p) (参照图 9.2.1)。

$$R_p = IF_s + IF_g \quad (\text{式 } 9.2.2)$$

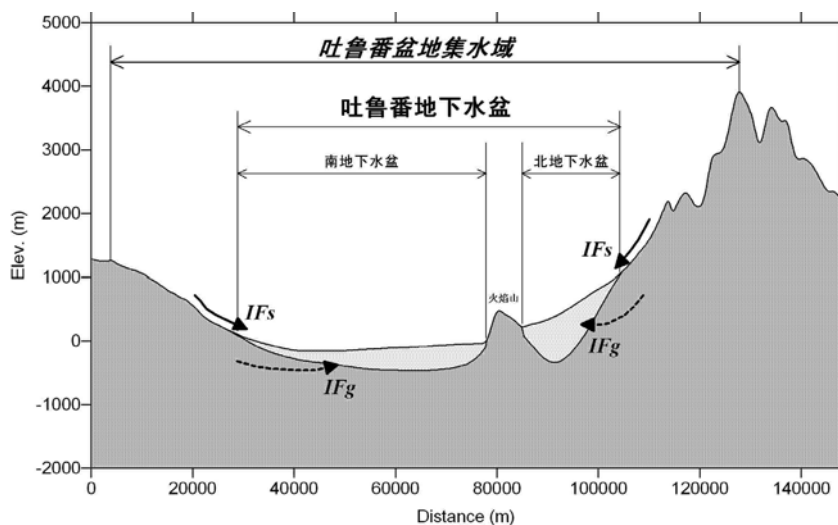


图 9.2.1 吐鲁番地下水盆的流入模型图

其中，作为山区河水流入盆地内的地表水 (IF_s)，是在山区形成的降水经过复杂的水循环过程其中一部分作为河水流出的水量，在山区和盆地的交界处对河流流量进行测定就可以掌握其实际数值。吐鲁番盆地有 14 条常年河，根据本项目所实施的水文调查，计算了地下水模拟验证所必需的 1994 年到 2003 年 10 年间的月河流流量。

另另一方面，关于在山区渗入地下的水在地下直接流入地下水盆中的水量 (IF_g)，不可能对它进行实际测定。一般认为 IF_g 由水文地质基底的透水性、地下水盆内和基底内的水头差、地下水盆和基底的接触面积等决定，其中呈时间序列变化的是水头差，在

饱和带的接触面积随水头变化而变化。构成地下水盆基底的是第三系和一部分第三系前的岩石，基本上认为它们具有比第四系更小的渗透系数。因此，在地下水模拟模型中，如果以原有资料等为依据给相当于水文地质基底的网格设定必要的水理参数，设定分界水头，就可以推算 IFg ，如果将推算值与把水文地质基底设为不透水基底时的计算结果相比较，就可以对此推定水量进行评估。

如以上所述，吐鲁番地下水盆的地下水补给量，与由地下水盆内直接降水产生地下水补给的其他地区的地下水盆的情况不同，流入吐鲁番地下水盆的河水水量成为地下水补给潜量。因此，要推算以河水为水源的实际的地下水补给量，只要以该河水水量为标准，对盆地内各河流水系进行水收支研究即可。

9.2.2 吐鲁番盆地内河水的水循环和水收支

本节探讨由山区和盆地的交界处流入盆地内的河水在此后如何循环。图 9.2.2 (9-12) 是流入盆地内的河水的水循环模型图。

流入盆地内的河水，首先沿着河流的自然流路向下游，本项目将这一区间称作自然河流系。吐鲁番盆地的常年河中，自然河流系的总长度为数 km 左右，在一般的自然状态下，河水由于在自然河流系区间的蒸发和河床的漏水等而消失。

目前大多数常年河水都建设了引水渠，河水在自然河流系消失前由引水渠引流。在北盆地，引水渠的总长度为 10 数 km 左右，称这一区间为引水渠系。在引水渠系，沿着引水渠流动的水由于蒸发量和引水渠的漏水造成部分水量流失。另外，现在引水渠有时会建到比较靠近河流上游地区的地方取水，因此需要注意在这种情况下，上述的自然河流系区间的长度会比自然状态或以前状态时短。

流经引水渠的水大都经由灌溉渠作为灌溉用水引入农地。本项目将灌溉用渠、所灌溉的农地总称为灌溉农地系。在灌溉农地系，所引入的许多水量都为农地的作物所消费，灌溉用渠、农地等也会发生蒸发、漏水等造成的水损耗。

下面是对上述河水水收支所作的更详细的探讨。

9-12

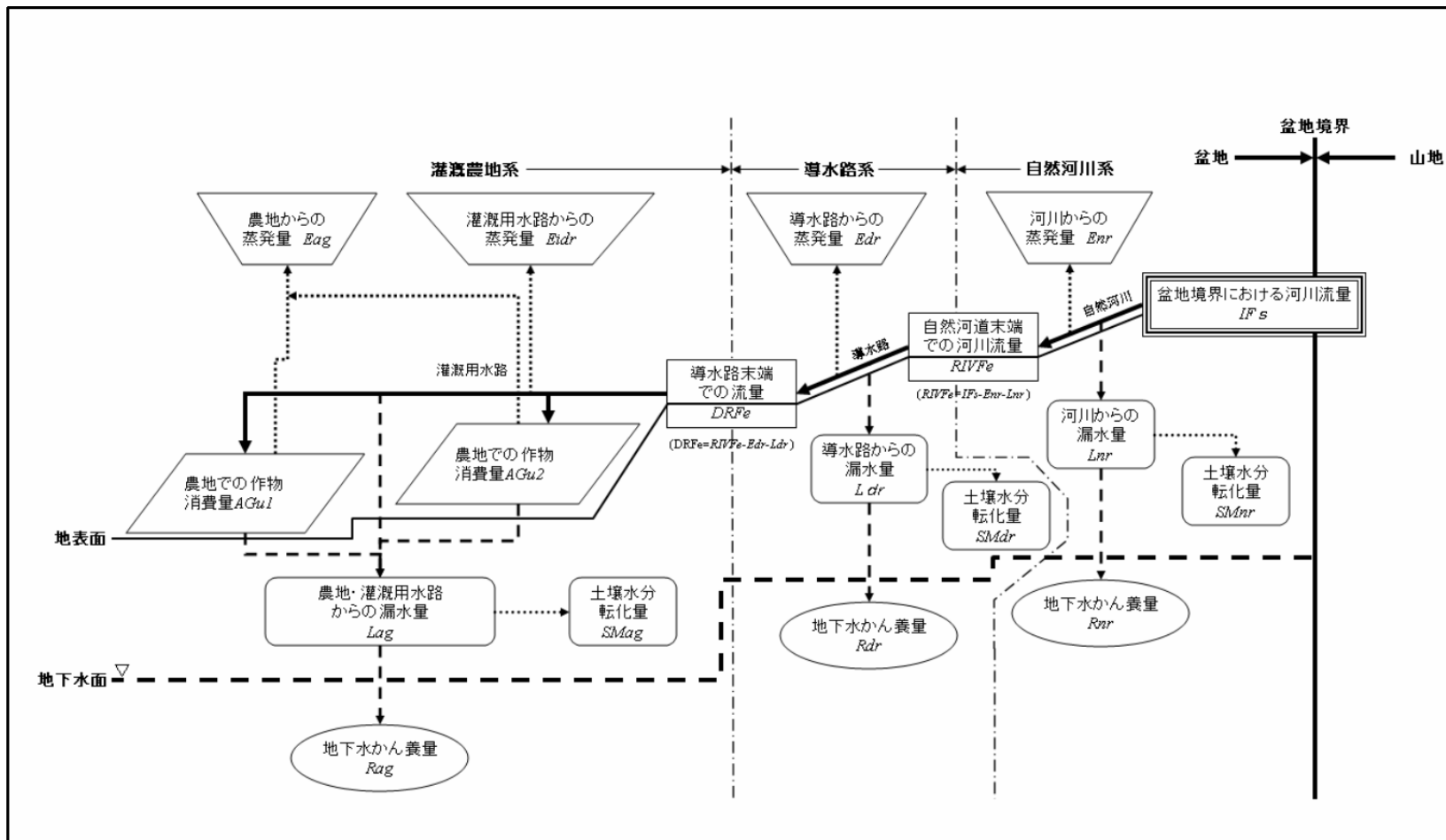


图 9.2.2 流入盆地内的河流水的循环模式图

a. 自然河流系的水收支

将流入吐鲁番盆地的某常年河在盆地边界的河流流量设为 IFs ，在河水沿着自然流路向下游期间，一部分 IFs 由于河流的蒸发量 Enr 和河流的漏水量 Lnr 而损耗。因此，自然河流系末端的河流流量 $RIVFe$ 可以用下式表示。

$$RIVFe = IFs - Enr - Lnr \quad (\text{式 } 9.2.3)$$

河流的漏水量 Lnr ，在通过不饱和带途中，其中一部分作为土壤水分转化量 $SMnr$ 消失，剩余水量到达地下水水面成为地下水补给量 Rnr 。因此，自然河流系中的地下水补给量 Rnr 用下式表示。

$$Rnr = Lnr - SMnr \quad (\text{式 } 9.2.4)$$

具体探明自然河流系的水收支时，（式 9.2.3）的各项中 IFs 和 $RIVFe$ 可以通过当地调查实际测定，因此可以知道这一区间河流流量的减少量，即河流的蒸发量 Enr 与河流的漏水量 Lnr 的和。其中的河流的蒸发量 Enr ，以吐鲁番盆地内气象观测站的蒸发量实测值为基础，根据需要乘以补正系数可以求出单位面积的蒸发量潜量，所以只要再乘以河流的水面面积就可以计算河流的蒸发量 Enr 。将以上实测值、推定值代入（式 9.2.3），就可以计算河流的漏水量 Lnr 。

不饱和带中的土壤水分量，在短期内因河流的漏水量的增减、土壤面或土壤中的蒸发量的增减而发生变化，而且有植被时因蒸散量的增减而发生变化，但用 1 水文年等长期地看，土壤水分量自身几乎没有变化。特别是北盆地由于几乎没有植被，所以可以认为，土壤水分的减少是由于土壤面蒸发或浅层部的土壤中蒸发而失去，土壤水分转化量 $SMnr$ 与此相补。因此，土壤水分转化量可以置换为土壤面蒸发量或浅层部的土壤中蒸发量，可以由水面的蒸发量潜量乘以深度和时间系数推算来。

所以，在将（式 9.2.3）代入（式 9.2.4）而形成的下式中代入上述的实测值和推定值，可以求出自然河流系的地下水补给量 Rnr 。

$$Rnr = IFs - RIVFe - Enr - SMnr \quad (\text{式 } 9.2.4)$$

b. 引水渠系的水收支

常年河的河水全被引入引水渠时，将引水开始地的引水渠流量设为 $RIVFe$ ，河水沿着引水渠向下游期间， $RIVFe$ 的一部分由于引水渠的蒸发量 Edr 和引水渠的漏水量 Ldr 而损耗。因此，引水渠系末端的引水渠流量 $DRFe$ 可以用下式表示。

$$DRFe = RIVFe - Edr - Ldr \quad (\text{式 } 9.2.5)$$

引水渠的漏水量 Ldr ，在通过不饱和带途中，其中一部分作为土壤水分转化量 $SMdr$ 消失，剩余的水量到达地下水水面成为地下水补给量 Rdr 。因此，引水渠系中的地下水补给量 Rdr 与自然河流系一样用下式表示。

$$Rdr = Ldr - SMdr \quad (\text{式 } 9.2.6)$$

具体探明引水渠系的水收支时，（式 9.2.5）的各项中 $RIVFe$ 和 $DRFe$ 可以通过当地调查实际测定，所以可以知道这个区间的引水渠流量的减少量，即引水渠的蒸发量 Edr 和引水渠的漏水量 Ldr 的和。其中引水渠的蒸发量 Edr ，与自然河流系一样可以求出单位面积的蒸发量潜量，所以再乘以引水渠的水面面积就可以计算引水渠的蒸发量 Edr 。将以上的实测值、推定值等代入（式 9.2.5），就可以计算引水渠的漏水量 Ldr 。另一方面，土壤水分转化量 $SMdr$ 也可以用与自然河流系一样的方法进行推定。

所以，在将（式 9.2.5）代入（式 9.2.6）而产生的下式中代入上述的实测值和推定值，可以求出自然河流系的地下水补给量 Rnr 。

$$Rdr = RIVFe - DRFe - Edr - SMdr \quad (\text{式 } 9.2.7)$$

c. 灌溉农地系统的水收支

在吐鲁番盆地，来源于常年河流水的引水渠水大都被用于灌溉。将引水渠系末端的引水渠流量设为 $DRFe$ ，灌溉农地系的水收支可以用下式表示。

$$DRFe = Eag + Eidr + Lag + AGu1 + AGu2 + \dots + AGu(n) \quad (\text{式 } 9.2.8)$$

在这里， Eag 是农地的蒸发量， $Eidr$ 是灌溉渠的蒸发量， Lag 是农地·灌溉渠的漏水量， $AGu(n)$ 是第 n 块农地的农作物水分消费量。

其中，农地的蒸发量 Eag 和灌溉渠的蒸发量 $Eidr$ ，与自然河流系、引水渠系一样，可以分别由单位面积的蒸发量潜量和水面面积计算。农地的农作物水分消费量 AGu ，可以根据农业方面、灌溉方面的资料设定不同作物、不同生长期的水分消费量。

将以上实测值、推定值等代入（式 9.2.8），就可以计算农地和灌溉渠的漏水量 Lag 。 Lag 在通过不饱和带途中有一部分作为土壤水分转化量 $SMag$ 消失，剩余水量到达地下水成为地下水补给量 Rag 。至于土壤水分转化量 $SMag$ ，可以应用与自然河流系、引水渠系一样的方法加以推定。

所以，灌溉农地系的地下水补给量 Rag 可以通过在下式中代入 Lag 和 $SMag$ 求出。

$$Rag = Lag - SMag \quad (\text{式 } 9.2.9)$$

求解灌溉农地系的地下水补给量 Rag 的水收支式就变成下式：

$$Rag = DRFe - Eag - Eidr - SMag - AGu1 - AGu2 - \dots - AGu(n) \quad (\text{式 } 9.2.10)$$

9.2.3 不同模型网格地下水补给量的基本推算方针

以覆盖整个吐鲁番盆地为目的建立的广域三维模型中，如何将地下水补给量输入 $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ 的模型网格，本节就其基本方针进行阐述。

a. MODFLOW 地下水补给软件包的利用

在 MODFLOW 中，与地下水补给有关的软件包备有补给软件包、河流软件包、水渠软件包、蓄水池软件包、河流例行程序软件包等，本项目决定使用 MODFLOW 的基础软件包即补给软件包。MODFLOW 的补给软件包，是将补给量作为单位时间的补给水深（维是 LT^{-1} ）输入每个平面网格。

MODFLOW 补给软件包的特征是，如果事先考虑在到达地下水面前的地表水系中、不饱和带中的水收支过程，计算地下水补给量，那么在进行模拟计算过程中，程序就自动地为位于三维模型网格最上边的活动网格配置补给量（参照图 9.2.3）。在水位变动大的模型网格中，根据各模拟阶段的计算水头的不同，地下水面附近的网格有时是活动网格有时是非活动网格，在此处如果用别的方法设定补给量就会产生错误。不过，补给软件包会自动识别该情况下在断面方向上处于最高位置的活动网格，所以可以将用地表水模型计算的地下水补给量准确地输入模型中。

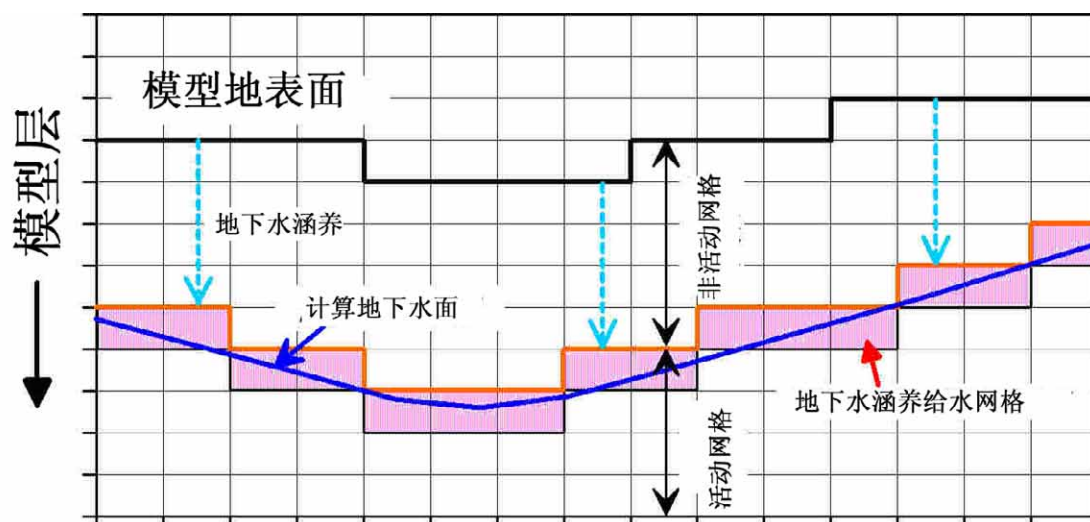


图 9.2.3 MODFLOW 补给软件包中补给的给法

b. 不同常年河水系的地下水补给量平面分布数据的准备

使用 MODFLOW 的补给软件包时，如果预先计算地表水系的水收支并制作出地下水补给量的不同网格的平面分布图，MODFLOW 就会如上面所说的，根据计算的地下水面自动判定补给网格将数据输入进去。

吐鲁番盆地的地下水补给量，如前所述，主要以流入盆地的 14 条常年河的河水为水源，所以输入模拟模型的补给量数据是这样给出的，先计算这 14 条常年河河水的地表水系模型的水收支，然后将计算的地下水补给量填入模型的平面网格。

本项目所要建立的地下水模拟模型，不仅用于再现过去和现在的地下水流动，还用于预测未来地表水系、地下水系诸条件发生变化时所伴随的未来的地下水变动，因此最好能够为这 14 条常年河各自准备地下水补给量的平面分布数据。所以，本项目所制定的基本方针是，14 条常年河每条都制作地下水补给量数据，然后分别整理成平面网格分布图，最终将这些图合成，作为模型输入用地下水补给量数据。

9.2.4 不同常年河水系的地下水补给量的推算方法

在本项目中，充分利用以往委托当地进行的水文调查、GIS 数据库制作等的结果，制作出了不同常年河水系的地下水补给量的平面网格分布数据。地下水补给量的推算，是把本项目所进行的模拟分析的验证时间定为 1994 年 1 月到 2003 年 12 月的 10 年时间，模拟计算时间段定为 1 步长=1 个月共 120 个步长，对上述 10 年时间分月进行了推算。

a. 利用 GIS 数据库提取数据和地表水系划分

从 GIS 数据库中抽出了河流、引水渠、水渠等的线条数据和农地及草地土地利用的面数据，并为 14 条常年河每条河都制作了它们的分布图。

下面按照 9.2.2 节所记述的划分，将各河流水系划分成了自然河流系、引水渠系、和灌溉农地系。其中关于灌溉农地系，是与各河流系的水渠分布数据相比较，抽出了各自的常年河所覆盖的灌溉农地。另外，根据地区不同，同一块农地有时会在每个季节引入不同常年河水系的灌溉水，所以这种情况下同一块农地会出现在多个不同河水系的灌溉农地分布图上。

b. 发生地下水补给的网格分布图的制作

在上面所制作的各河流水系的分布图上叠加广域三维地下水模型的网格图，抽出了相当于自然河流系、引水渠系和灌溉农地系的模型网格。其中关于自然河流系和引水渠系，由于原数据是线条数据，所以抽出了其中通过 500 m 以上的网格作为地下水补给发生网格。

灌溉农地系的情况是，原数据在灌溉渠是线条数据，在灌溉农地是面数据，所以灌溉农地方面就抽出了网格内分布着灌溉农地的作为补给发生网格。灌溉渠方面，水渠通过的网格已经选定为灌溉农地网格的就保持了原样，没有分布灌溉农地而只有灌溉渠通过的网格，抽出了其中通过 500 m 以上的网格作为地下水补给发生网格。图 9.2.4 是大河沿河水系的网格分布图制作图例。

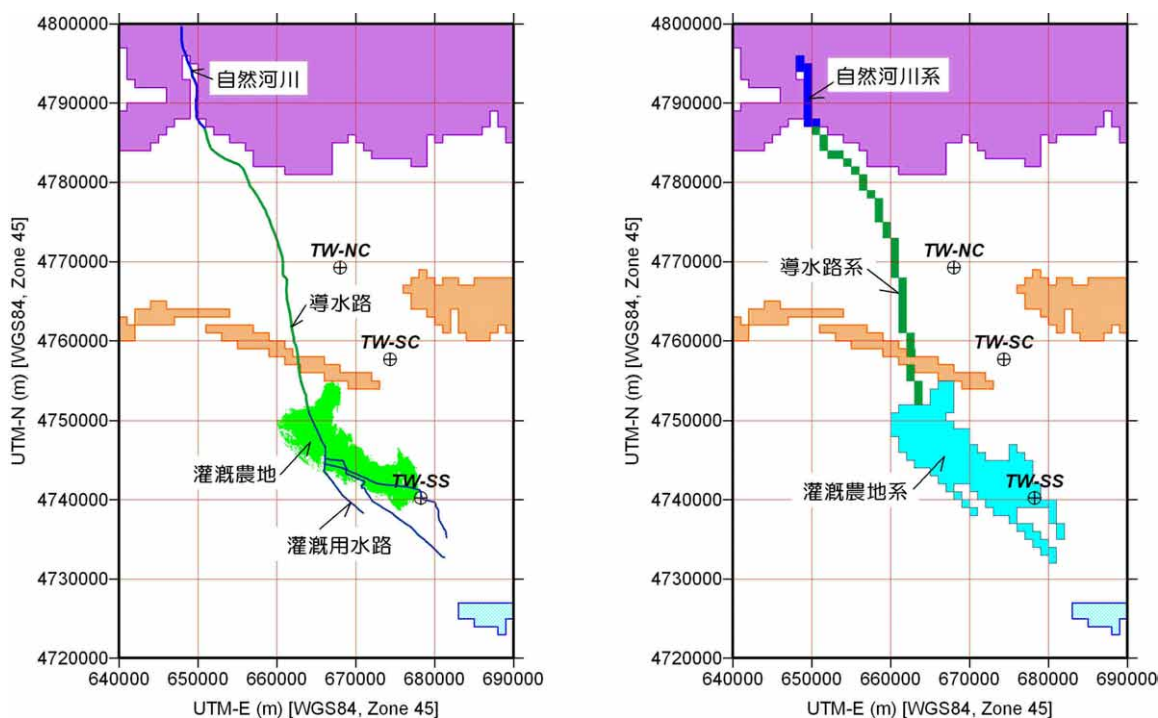


图 9.2.4 大河沿河水系的网格分布图制作图例

c. 不同计算时段内地下水补给发生网格分布图的制作

上面所制作的地下水补给发生网格分布图，显示的是现在的河流、引水渠、灌溉渠和灌溉农地的分布，也有过去的水渠位置、灌溉农地范围等与现在不同的情况。在这种情况下，要以相关的记录为根据制作当时的地下水补给发生网格分布图。

另一方面，在一年之中干季和雨季利用水的形态不同，或者根据季节分别使用不同的水渠，或者是要灌溉的农地发生了变化等，由于有这些情况的存在，所以将这些情况考虑进去制作不同计算段的地下水补给发生网格分布图。

d. 地下水补给发生网格的补给量分配系数的分配

按照9.2.2节所述的方法，各常年河都可以计算自然河流系、引水渠系、灌溉农地系的每月段地下水补给量，但要将计算结果输入地下水模型网格，需要给不同常年河、不同月的地下水补给发生网格设定补给量分配系数。

吐鲁番盆地的地下水补给量的计算标准，如同前面已经记述的那样，是 14 条常年河

在流入盆地处的河水量。有关这个水量，已经通过本项目的水文调查分析，得出了 10 年验证期的每个月水量。因此，只要将乘以这个标准水量的系数分配给每个月的地下水补给发生网格，计算就变得很简单。

e. 不同平面网格地下水补给量的合计

各河流的补给量计算的标准水量乘以每个河流的补给量分配系数，计算各河流水系每个月、每个平面网格的地下水补给量，再合计出每个平面网格内 14 条常年河的补给量，就是地下水模型的输入补给量。

9.2.5 地下水补给量推算的目标

调查团目前正在从以往委托实施的水文调查、GIS 数据库制作的结果中抽取需要的数据，根据上一节的方法分不同常年河进行补给量的推算。推算的结果如下。

a. 最大可能地下水补给量的计算结果

所谓最大可能地下水补给量是指地下水补给发生网格中的潜在补给量、除自然河流的渗透量、引水渠的渗透量、灌溉农田的渗透量以外，还包括泉的流量、坎儿井的流量、灌溉用机井的抽水量。

最大可能地下水补给量的计算方法、随灌溉期（4~10 月）和非灌溉期（11~第 2 年 3 月）很不相同。在灌溉期的场合、从周围山地流入吐鲁番盆地内的河流水经引水渠被引入盆地内、进而分配于灌溉农田、所以对各个相当的 3 模型网格赋予最大可能地下水补给量。同时、泉和坎儿井水也利用于灌溉用、所以其对应的流量也分配于灌溉农田网格。进而、灌溉用机井的抽水量也利用于灌溉农田、所以在广域三维模型的场合、存在灌溉用机井的网格里的抽水量也作为最大可能补给量进行了分配。

另一方面、非灌溉期的场合、河流水不经引水渠向灌溉农田引水、流入盆地的河流水全部在自然河流区间渗透于地下。泉和坎儿井水的一部分除了大规模的以外，不经引水渠也不向灌溉农田分配、在泉和坎儿井存在的模型网格内渗入地下。一部分大规模的泉的流出水经下游的引水渠或自然河流（盆地内河流）流动、但不向灌溉农田分配而渗入地下。

用以上方法计算的吐鲁番盆地中最大可能地下水补给量的不同月值图 9.2.5 以及表 9.2.1 所示。从图表中可见、从 1994 年 1 月到 2003 年 12 月的不同月的最大可能地下水补给量在 199~1,554 万 m^3 / 天之间变动、显示每年夏季大，冬季小的变动类型。1 年的合计最大可能地下水补给量在 1998 年为 22.16 亿 m^3 最大、其次为 1999 年的 21.84 亿 m^3 和 2002 年的 21.61 亿 m^3 。另一方面、从 1 年的合计最大可能地下水补给量较少的年分看、1994 年最少为 18.10 亿 m^3 、其次为 1997 年的 18.26 亿 m^3 和 1995 年的 18.83 亿 m^3 。

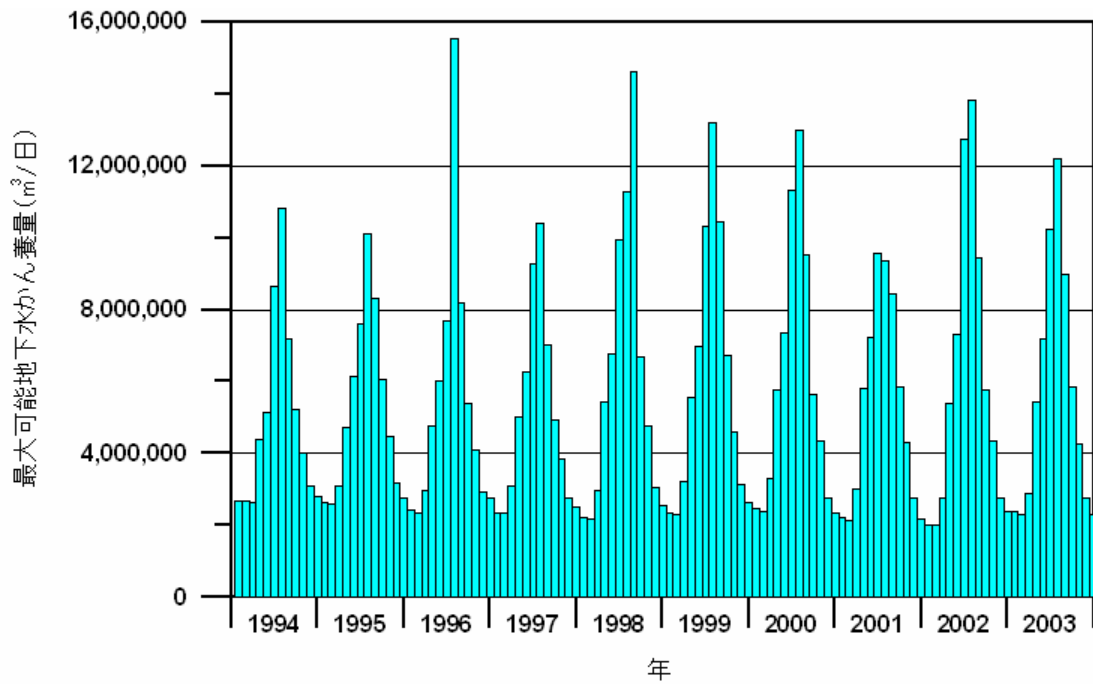


图 9.2.5 最大可能地下水补给量的逐月变化柱状图

表 9.2.1 不同月最大可能地下水补给量

计算步长	年	月	不同月最大可能地下水补给量 (m ³ /月)	天数	不同月最大可能地下水补给量 (m ³ /天)
1	1994	1	83,631,414	31	2,697,788
2	1994	2	75,404,729	28	2,693,026
3	1994	3	82,246,509	31	2,653,113
4	1994	4	131,182,787	30	4,372,760
5	1994	5	159,864,267	31	5,156,912
6	1994	6	259,433,517	30	8,647,784
7	1994	7	334,882,682	31	10,802,667
8	1994	8	222,673,481	31	7,183,016
9	1994	9	156,512,074	30	5,217,069
10	1994	10	124,237,754	31	4,007,669
11	1994	11	92,845,713	30	3,094,857
12	1994	12	87,342,857	31	2,817,512
13	1995	1	81,509,649	31	2,629,344
14	1995	2	72,952,402	28	2,605,443
15	1995	3	95,544,332	31	3,082,075
16	1995	4	142,261,679	30	4,742,056
17	1995	5	190,928,824	31	6,158,994
18	1995	6	227,692,684	30	7,589,756
19	1995	7	313,440,338	31	10,110,979
20	1995	8	258,202,817	31	8,329,123
21	1995	9	181,585,966	30	6,052,866
22	1995	10	138,274,014	31	4,460,452
23	1995	11	95,688,069	30	3,189,602
24	1995	12	85,254,047	31	2,750,131

计算 步长	年	月	不同月最大可能 地下水补给量 (m ³ /月)	天数	不同月最大可能 地下水补给量 (m ³ /天)
25	1996	1	75,063,021	31	2,421,388
26	1996	2	67,765,265	29	2,336,733
27	1996	3	91,826,920	31	2,962,159
28	1996	4	143,346,462	30	4,778,215
29	1996	5	187,164,735	31	6,037,572
30	1996	6	230,223,575	30	7,674,119
31	1996	7	481,616,969	31	15,536,031
32	1996	8	253,884,482	31	8,189,822
33	1996	9	162,409,768	30	5,413,659
34	1996	10	126,848,700	31	4,091,894
35	1996	11	87,443,690	30	2,914,790
36	1996	12	85,103,556	31	2,745,276
37	1997	1	72,497,020	31	2,338,614
38	1997	2	65,598,369	28	2,342,799
39	1997	3	96,511,045	31	3,113,260
40	1997	4	150,236,785	30	5,007,893
41	1997	5	194,716,369	31	6,281,173
42	1997	6	278,225,171	30	9,274,172
43	1997	7	322,287,947	31	10,396,385
44	1997	8	217,769,572	31	7,024,825
45	1997	9	147,938,399	30	4,931,280
46	1997	10	119,147,887	31	3,843,480
47	1997	11	83,541,885	30	2,784,730
48	1997	12	77,771,194	31	2,508,748
49	1998	1	69,378,312	31	2,238,010
50	1998	2	61,123,081	28	2,182,967
51	1998	3	92,193,244	31	2,973,976
52	1998	4	162,443,089	30	5,414,770
53	1998	5	210,426,605	31	6,787,955
54	1998	6	298,602,825	30	9,953,427
55	1998	7	349,677,333	31	11,279,914
56	1998	8	453,432,355	31	14,626,850
57	1998	9	200,528,372	30	6,684,279
58	1998	10	147,683,581	31	4,763,986
59	1998	11	91,158,601	30	3,038,620
60	1998	12	79,236,762	31	2,556,025
61	1999	1	73,320,541	31	2,365,179
62	1999	2	64,672,020	28	2,309,715
63	1999	3	99,660,471	31	3,214,854
64	1999	4	166,561,142	30	5,552,038
65	1999	5	215,731,114	31	6,959,068
66	1999	6	309,519,489	30	10,317,316
67	1999	7	409,752,142	31	13,217,811
68	1999	8	323,948,184	31	10,449,941
69	1999	9	202,006,206	30	6,733,540
70	1999	10	141,944,317	31	4,578,849
71	1999	11	94,637,499	30	3,154,583
72	1999	12	81,980,642	31	2,644,537

计算 步长	年	月	不同月最大可能 地下水补给量 (m ³ /月)	天数	不同月最大可能 地下水补给量 (m ³ /天)
73	2000	1	76,336,597	31	2,462,471
74	2000	2	68,943,198	29	2,377,352
75	2000	3	103,061,744	31	3,324,572
76	2000	4	172,909,992	30	5,763,666
77	2000	5	227,494,534	31	7,338,533
78	2000	6	339,645,540	30	11,321,518
79	2000	7	403,174,770	31	13,005,638
80	2000	8	295,896,807	31	9,545,058
81	2000	9	169,527,487	30	5,650,916
82	2000	10	135,367,875	31	4,366,706
83	2000	11	82,691,201	30	2,756,373
84	2000	12	73,103,565	31	2,358,180
85	2001	1	69,275,163	31	2,234,683
86	2001	2	60,039,404	28	2,144,264
87	2001	3	93,971,360	31	3,031,334
88	2001	4	174,070,556	30	5,802,352
89	2001	5	224,099,188	31	7,229,006
90	2001	6	287,184,164	30	9,572,805
91	2001	7	290,535,527	31	9,372,114
92	2001	8	261,448,304	31	8,433,816
93	2001	9	175,473,858	30	5,849,129
94	2001	10	132,960,727	31	4,289,056
95	2001	11	82,492,353	30	2,749,745
96	2001	12	67,982,005	31	2,192,968
97	2002	1	61,759,527	31	1,992,243
98	2002	2	56,637,749	28	2,022,777
99	2002	3	86,354,534	31	2,785,630
100	2002	4	161,516,226	30	5,383,874
101	2002	5	226,556,425	31	7,308,272
102	2002	6	381,701,502	30	12,723,383
103	2002	7	429,089,127	31	13,841,585
104	2002	8	292,882,398	31	9,447,819
105	2002	9	172,738,919	30	5,757,964
106	2002	10	134,838,196	31	4,349,619
107	2002	11	82,714,265	30	2,757,142
108	2002	12	74,694,756	31	2,409,508
109	2003	1	73,676,009	31	2,376,645
110	2003	2	64,292,664	28	2,296,167
111	2003	3	88,924,745	31	2,868,540
112	2003	4	163,275,814	30	5,442,527
113	2003	5	223,050,536	31	7,195,179
114	2003	6	306,672,538	30	10,222,418
115	2003	7	378,335,542	31	12,204,372
116	2003	8	278,389,781	31	8,980,316
117	2003	9	175,942,197	30	5,864,740
118	2003	10	131,733,578	31	4,249,470
119	2003	11	82,785,225	30	2,759,508
120	2003	12	70,804,290	31	2,284,009

图 9.2.6和图 9.2.7分别表示了 2003 年 1 月和 2003 年 7 月的最大可能地下水补给量分布。在非灌溉期的 2003 年 1 月、发生最大可能地下水补给量的网格、主要存在于常年河流的自然河流部分和泉以及坎儿井的出口部分的网格、不存在从灌溉农田的最大可能补给量、从引水渠（包括盆地内自然河流）的补给仅限于一部分规模较大的泉的下游部分。

从另一方面、2003 年 7 月的最大可能地下水补给量的分布看、几乎全部的自然河流和引水渠、灌溉农田都被分配了最大可能补给量、每 km^2 的最大可能补给量在 $100,000\sim 1,000,000 \text{ m}^3 / \text{月}$ 之间的网格很多。

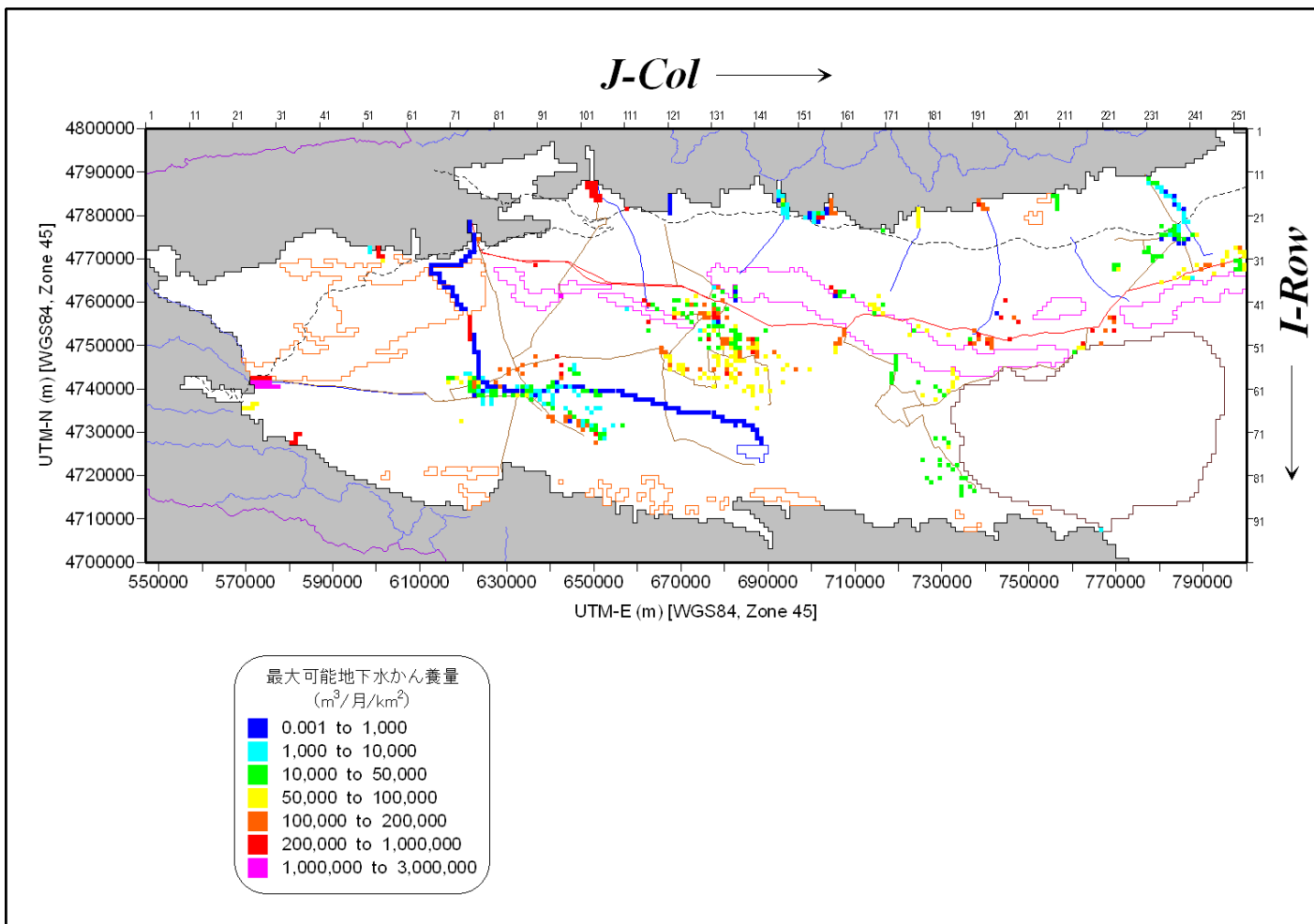


图 9.2.6 最大可能地下水补给量分布图 (2003 年 1 月)

9-23

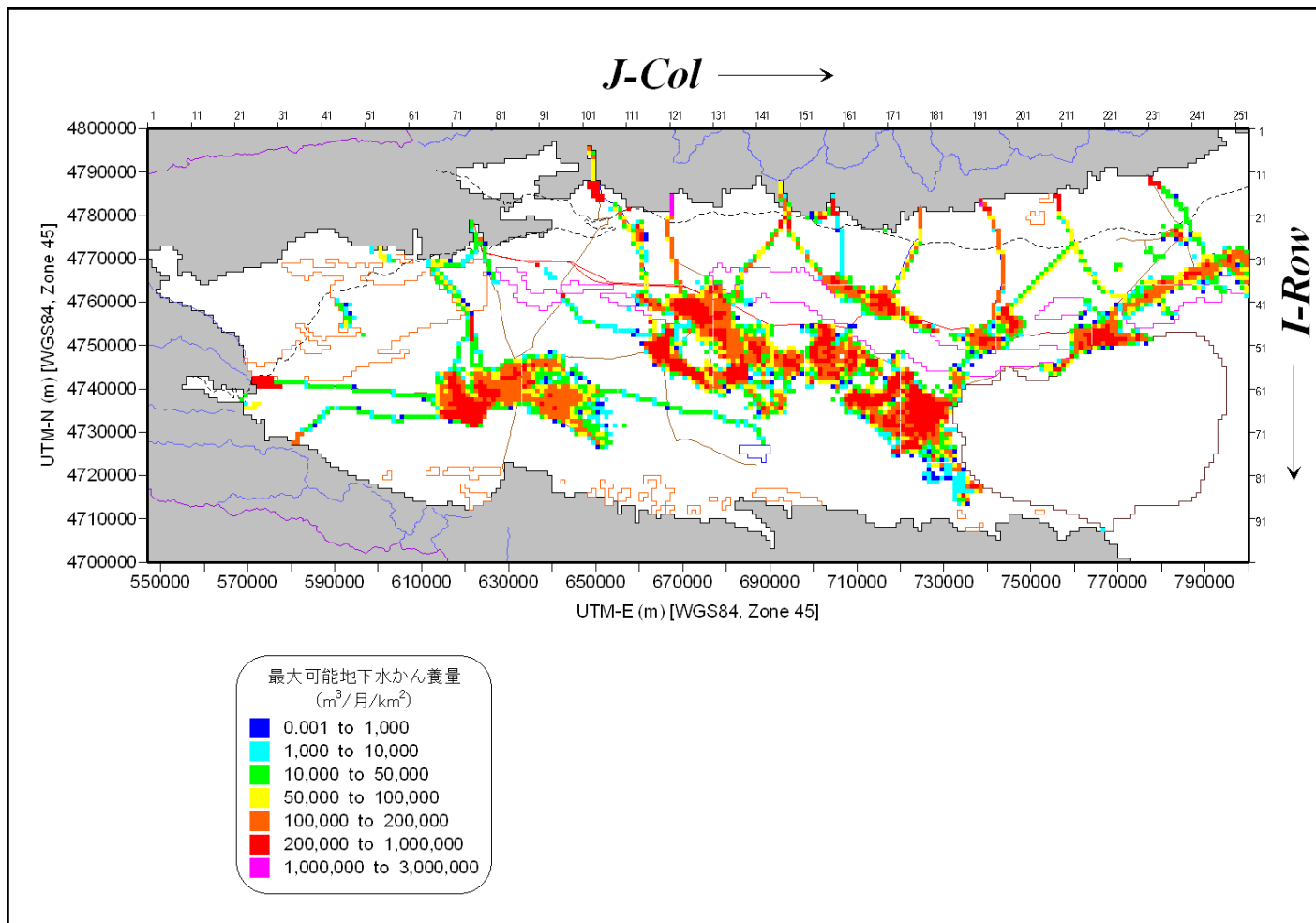


图 9.2.7 最大可能地下水补给量分布图 (2003 年 7 月)

b. 实际地下水补给量的计算结果

前项叙述过的最大可能地下水补给量仅为地下水补给发生网格中补给量的最大潜在值、实际上大半的潜在补给量都会由于河流、引水渠、灌溉农田的蒸发量或者作物消费量等而消耗、实际的地下水补给量与最大可能量相比要小得多。

实际地下水补给量计算与模拟模型的验证期间相同在 1994 年 1 月到 2003 年 12 月的 120 个中逐月进行。在计算中、分为灌溉期（4~10 月）和非灌溉期（11~第 2 年 3 月）进行。在灌溉期、根据新疆吐鲁番水均衡试验场的实验结果、使用吐鲁番盆地的灌溉用水的渗透系数 0.2449、进而对不同月最大可能地下水补给量和下降渗透系数的积利用各月的变化系数进行修正、计算实际补给量。另一方面、利用非灌溉期在吐鲁番盆地实测的不同月多年平均蒸发能的平均值、计算了在补给发生网格的蒸发消耗量。

模拟模型的验证期间(1994 年 1 月~2003 年 12 月)中实际补给量的计算结果图 9.2.8 以及表 9.2.2 所示。图 9.2.8 中将最大可能补给量和实际补给量同时表示、实际补给量在灌溉期中为最大可能量的 5 分之 1 左右、而在非灌溉期中则占最大可能量的 5 成到 9 成。这是因为非灌溉期中没有作物消费量、而且冬季的蒸发能较小的原因。根据这一结果实际补给量在 1 年内的变化模式为分别在夏季和冬季出现 2 次高峰。

1994~2003 年的每 1 年的实际补给量、从 2001 年的 5.68 亿 m³ 到 1994 年的 6.66 亿 m³ 之间变动、10 年平均约为 6.20 亿 m³。

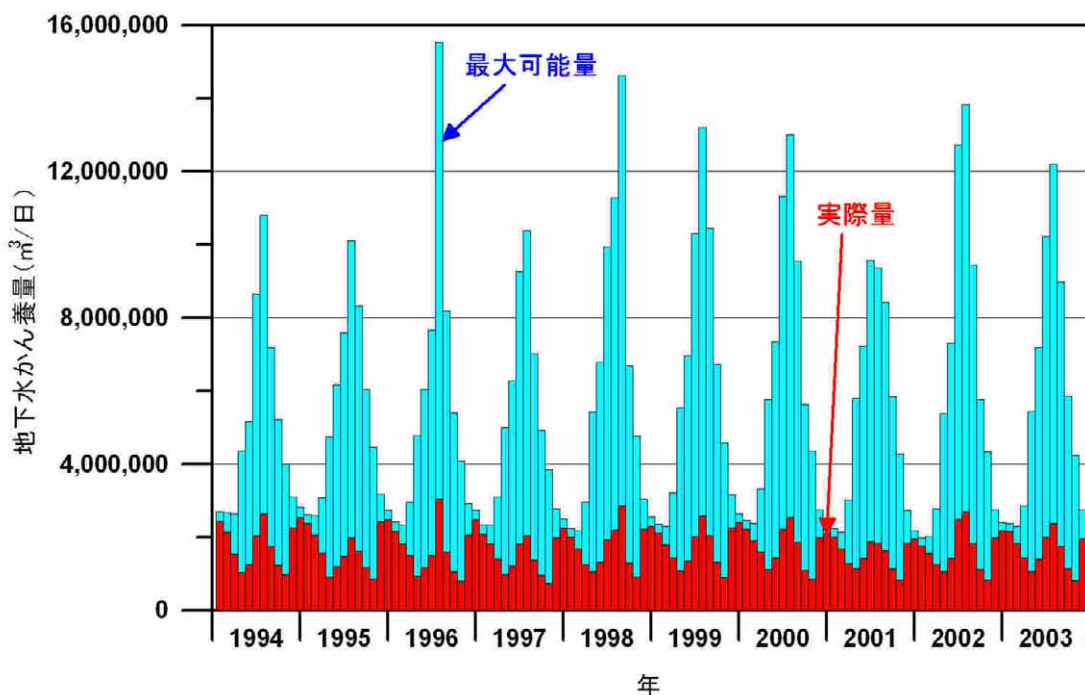


图 9.2.8 最大可能地下水补给量和实际地下水补给量

表 9.2.2 不同月实际地下水补给量

计算步长	年	月	不同月实际地下水补给量 (m ³ /月)	天数	不同月实际地下水补给量 (m ³ /天)
1	1994	1	75,610,015	31	2,439,033
2	1994	2	59,923,633	28	2,140,130
3	1994	3	47,709,260	31	1,539,008

计算 步长	年	月	不同月实际 地下水补给量 (m ³ /月)	天数	不同月实际 地下水补给量 (m ³ /天)
4	1994	4	31,084,579	30	1,036,153
5	1994	5	39,161,153	31	1,263,263
6	1994	6	61,481,775	30	2,049,393
7	1994	7	82,024,024	31	2,645,936
8	1994	8	54,532,705	31	1,759,120
9	1994	9	37,085,209	30	1,236,174
10	1994	10	30,435,918	31	981,804
11	1994	11	67,743,615	30	2,258,121
12	1994	12	79,162,236	31	2,553,621
13	1995	1	73,628,914	31	2,375,126
14	1995	2	58,011,153	28	2,071,827
15	1995	3	48,409,771	31	1,561,606
16	1995	4	27,871,884	30	929,063
17	1995	5	37,406,789	31	1,206,671
18	1995	6	44,609,531	30	1,486,984
19	1995	7	61,409,194	31	1,980,942
20	1995	8	50,587,079	31	1,631,841
21	1995	9	35,576,295	30	1,185,877
22	1995	10	27,090,638	31	873,892
23	1995	11	72,560,153	30	2,418,672
24	1995	12	77,253,132	31	2,492,037
25	1996	1	67,235,923	31	2,168,901
26	1996	2	53,108,229	29	1,831,318
27	1996	3	46,507,072	31	1,500,228
28	1996	4	28,084,446	30	936,148
29	1996	5	36,669,303	31	1,182,881
30	1996	6	45,105,394	30	1,503,513
31	1996	7	94,358,366	31	3,043,818
32	1996	8	49,741,035	31	1,604,550
33	1996	9	31,819,358	30	1,060,645
34	1996	10	24,852,198	31	801,684
35	1996	11	62,034,810	30	2,067,827
36	1996	12	77,164,239	31	2,489,169
37	1997	1	64,783,537	31	2,089,792
38	1997	2	51,179,860	28	1,827,852
39	1997	3	43,489,408	31	1,402,884
40	1997	4	29,434,419	30	981,147
41	1997	5	38,148,864	31	1,230,609
42	1997	6	54,509,764	30	1,816,992
43	1997	7	63,142,610	31	2,036,858
44	1997	8	42,665,362	31	1,376,302
45	1997	9	28,984,104	30	966,137
46	1997	10	23,343,477	31	753,015
47	1997	11	59,701,395	30	1,990,047
48	1997	12	69,965,466	31	2,256,951
49	1998	1	61,956,042	31	1,998,582
50	1998	2	47,088,307	28	1,681,725
51	1998	3	39,453,123	31	1,272,681

计算 步长	年	月	不同月实际 地下水补给量 (m ³ /月)	天数	不同月实际 地下水补给量 (m ³ /天)
52	1998	4	31,825,913	30	1,060,864
53	1998	5	41,226,830	31	1,329,898
54	1998	6	58,502,156	30	1,950,072
55	1998	7	68,508,729	31	2,209,959
56	1998	8	88,836,468	31	2,865,693
57	1998	9	39,287,498	30	1,309,583
58	1998	10	28,934,176	31	933,361
59	1998	11	66,656,355	30	2,221,879
60	1998	12	71,604,234	31	2,309,814
61	1999	1	66,017,267	31	2,129,589
62	1999	2	50,698,375	28	1,810,656
63	1999	3	45,041,547	31	1,452,953
64	1999	4	32,632,721	30	1,087,757
65	1999	5	42,266,043	31	1,363,421
66	1999	6	60,640,946	30	2,021,365
67	1999	7	80,278,530	31	2,589,630
68	1999	8	63,467,827	31	2,047,349
69	1999	9	39,577,046	30	1,319,235
70	1999	10	27,809,703	31	897,087
71	1999	11	68,191,613	30	2,273,054
72	1999	12	74,543,352	31	2,404,624
73	2000	1	69,175,276	31	2,231,461
74	2000	2	55,461,565	29	1,912,468
75	2000	3	49,869,355	31	1,608,689
76	2000	4	33,876,529	30	1,129,218
77	2000	5	44,570,762	31	1,437,767
78	2000	6	66,543,375	30	2,218,113
79	2000	7	78,989,969	31	2,548,064
80	2000	8	57,972,069	31	1,870,067
81	2000	9	33,213,866	30	1,107,129
82	2000	10	26,521,261	31	855,525
83	2000	11	59,742,968	30	1,991,432
84	2000	12	65,851,308	31	2,124,236
85	2001	1	62,219,232	31	2,007,072
86	2001	2	46,910,168	28	1,675,363
87	2001	3	39,538,787	31	1,275,445
88	2001	4	34,103,955	30	1,136,799
89	2001	5	43,905,471	31	1,416,306
90	2001	6	56,265,146	30	1,875,505
91	2001	7	56,921,642	31	1,836,182
92	2001	8	51,222,897	31	1,652,352
93	2001	9	34,378,868	30	1,145,962
94	2001	10	26,049,684	31	840,312
95	2001	11	55,400,029	30	1,846,668
96	2001	12	60,825,162	31	1,962,102
97	2002	1	54,970,967	31	1,773,257
98	2002	2	44,062,837	28	1,573,673
99	2002	3	39,242,141	31	1,265,876

计算步长	年	月	不同月实际地下水补给量 (m ³ /月)	天数	不同月实际地下水补给量 (m ³ /天)
100	2002	4	31,644,259	30	1,054,809
101	2002	5	44,386,963	31	1,431,838
102	2002	6	74,782,965	30	2,492,766
103	2002	7	84,067,056	31	2,711,841
104	2002	8	57,381,465	31	1,851,015
105	2002	9	33,842,970	30	1,128,099
106	2002	10	26,417,501	31	852,177
107	2002	11	59,239,549	30	1,974,652
108	2002	12	67,676,867	31	2,183,125
109	2003	1	66,952,235	31	2,159,750
110	2003	2	51,713,974	28	1,846,928
111	2003	3	45,067,711	31	1,453,797
112	2003	4	31,988,974	30	1,066,299
113	2003	5	43,700,072	31	1,409,680
114	2003	6	60,083,250	30	2,002,775
115	2003	7	74,123,542	31	2,391,082
116	2003	8	54,542,132	31	1,759,424
117	2003	9	34,470,544	30	1,149,018
118	2003	10	25,809,253	31	832,557
119	2003	11	58,894,106	30	1,963,137
120	2003	12	63,907,108	31	2,061,520

图 9.2.9和图 9.2.10分别表示 2003 年 1 月和 2003 年 7 月中实际地下水补给量的分布。非灌溉期的 2003 年 1 月中、实际地下水补给量发生的网格、主要存在为常年河流的自然河流部分以及泉和坎儿井的出口部分、不存在从灌溉农田的最大可能补给量、从引水渠（包括盆地内自然河流）的补给仅限于一部分规模较大的泉的下游部分。

另一方面、从 2003 年 7 月的实际地下水补给量的分布来看、几乎全部自然河流和引水渠、灌溉农田都分配有实际补给量、每 1 km²的实际补给量为 100~2,000 m³ / 月的网格较多。但是、冬季的 2003 年 1 月发生实际补给的网格的多数都在夏季的 2003 年 7 月的减少了实际补给量。这是因为夏季进行灌溉、在灌溉农田进行了水量配、补给量并非集中于特定网格中而分散于很多网格、同时坎儿井和泉的流量在灌溉期由于地下水位下降期而减少了的缘故。

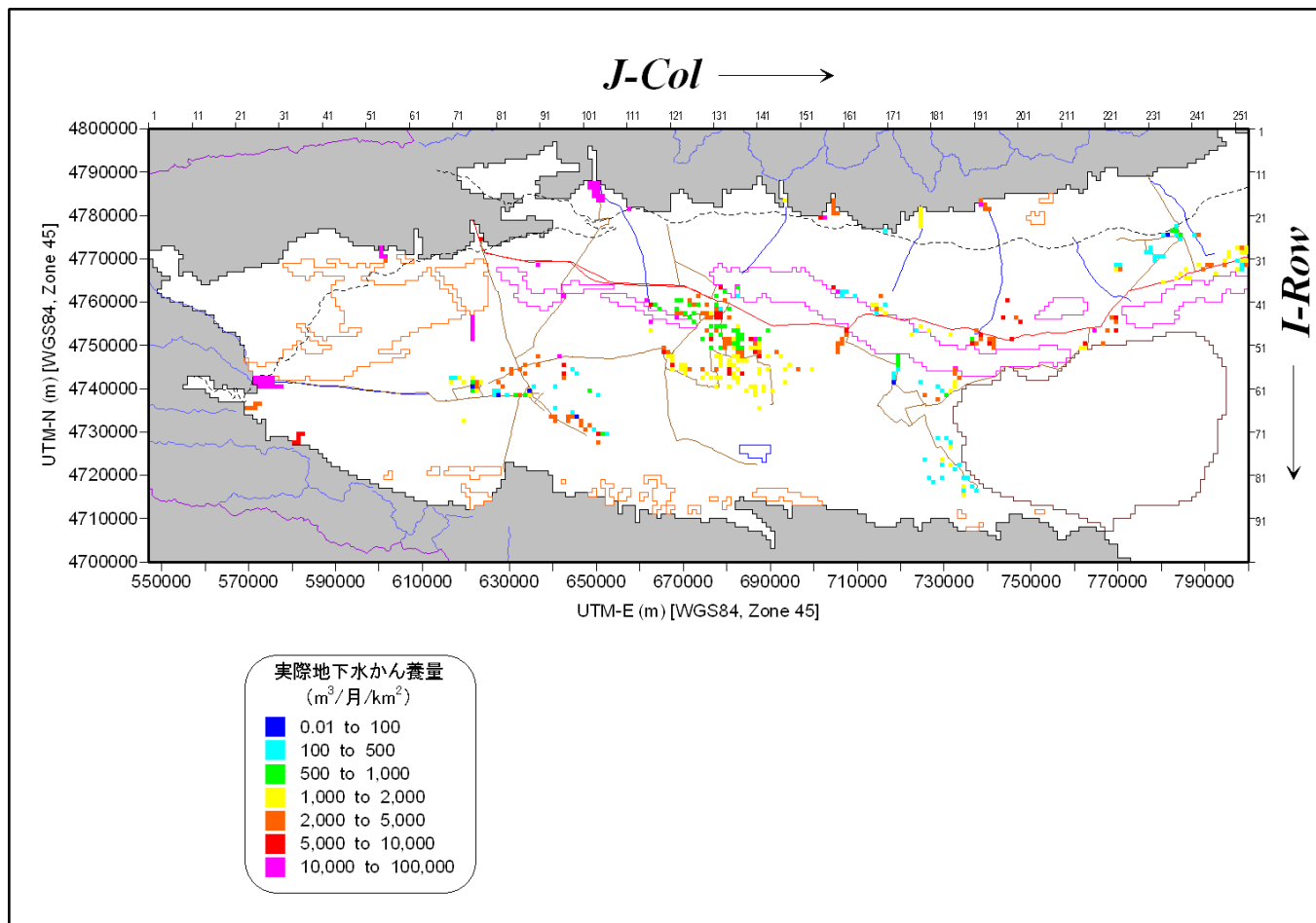


图 9.2.9 实际地下水补给量分布图 (2003 年 1 月)

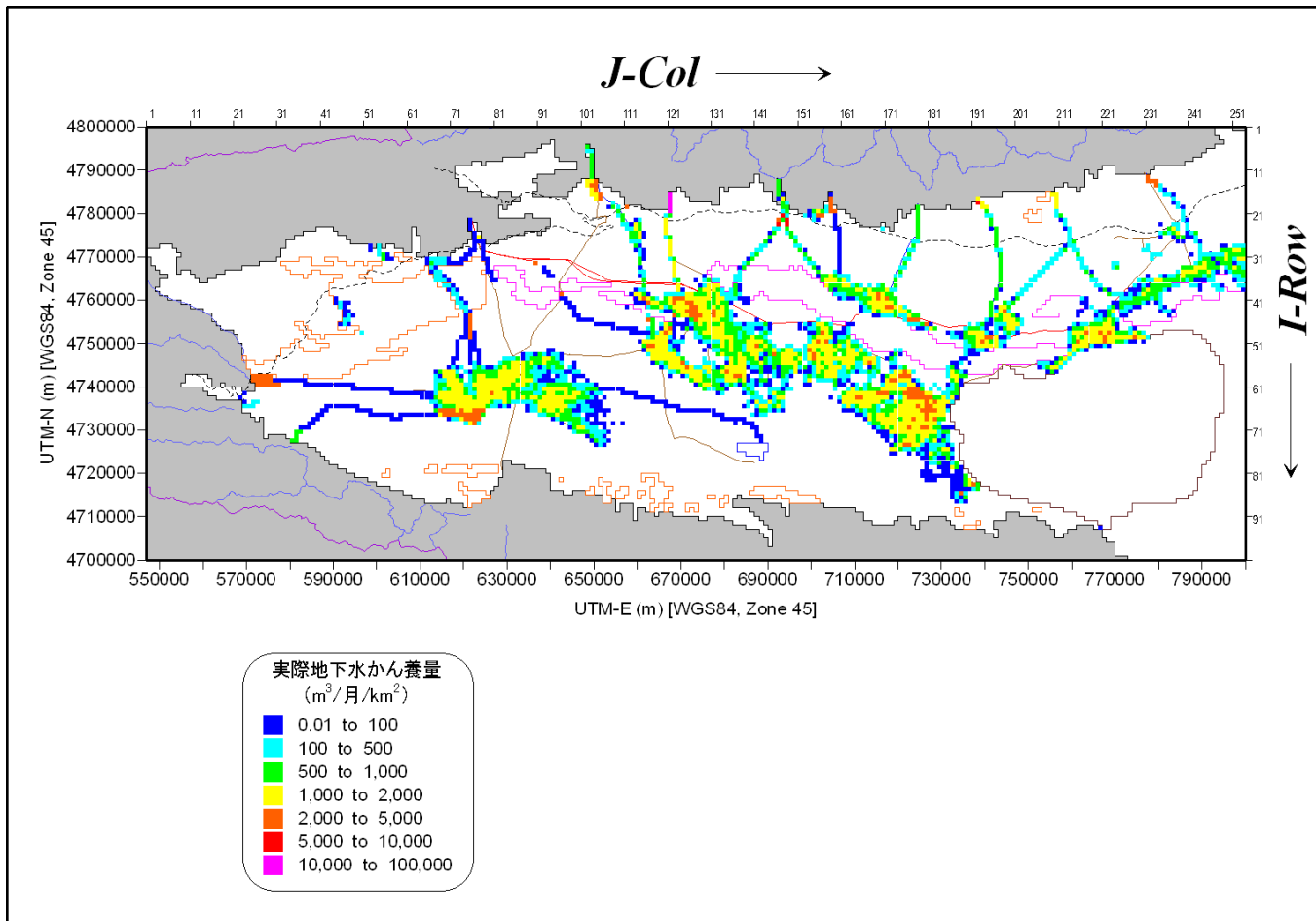


图 9.2.10 最大可能地下水补给量分布图 (2003 年 7 月)

9.3 地下水抽水量的计算

9.3.1 地下水抽水量的基础资料

地下水抽水量也是进行地下水模拟所需的重要参数之一、是反映人为活动对地下水盆直接影响的参数。

本项目开始前、吐鲁番盆地的机井和坎儿井、泉的个数和抽水量、流出量的现状均不明确、所以 2004 年在本项目中进行了水资源利用资源现状调查。根据其结果、掌握了合计 5000 眼以上的机井、72 处的泉水、420 处的坎儿井的抽水量和流量的现状。并根据相关调查结果计算了这些机井水源在模拟模型的验证期间 1994 年 1 月到 2003 年 12 月的逐月地下水抽水量。输入模拟模型的抽水量数据就是根据水资源利用现状调查结果中计算的机井抽水量数据作成的。水资源利用现状调查的详细内容在第 5 章中叙述。

9.3.2 不同网格·不同标高的抽水量统计

在水资源利用现状调查中使用 GPS 测定了机井的位置、并将测定的经纬度坐标换算到 UTM 坐标系 (WGS84 测地系 Zone-45) 之后按的 1 km × 1 km 网格进行了统计。

在水资源利用现状调查中对各机井的深度或滤管位置进行了访问调查、根据其结果掌握了不同网格·不同深度的抽水量。同时、利用航天飞机采集的地形数据 (SRTM-3 数据) 计算了各 1 km 网格中央点的地形标高、然后利用两者之间的关系、将 120 个月验证期间的地下水抽水量分配于不同网格的不同标高 (标高 50 m 间隔) 进行了统计。

9.3.3 地下水抽水量的统计结果

a. 地下水抽水量的时间系列变化

为了广域三维模型而作成的吐鲁番盆地的地下水抽水量数据的时系列变化图 9.3.1 以及表 9.3.1 所示。

从以上图表来看、吐鲁番盆地中机井的地下水抽水量程县如下变化, 每年夏季 5~8 月较大, 冬季的 11~2 月较小。夏季的抽水量在 6 月分最大、6 月的抽水量在 1994 年到 1999 年基本上为直线状从 189 万 m³/天增加到 358 万 m³/天。2000 年 6 月的抽水量有所减少、但 2001 年 6 月则达到 502 万 m³/天, 为不同月中最高抽水量记录。2003 年 6 月的抽水量为 406 万 m³/天。

1 年的抽水量也是从 1994 年的 3.14 亿 m³ 增加到 1999 年的 5.85 亿 m³、2001 年的 7.37 亿 m³ 为过去 10 年的最高纪录。2003 年的全年抽水量为 6.40 亿 m³。

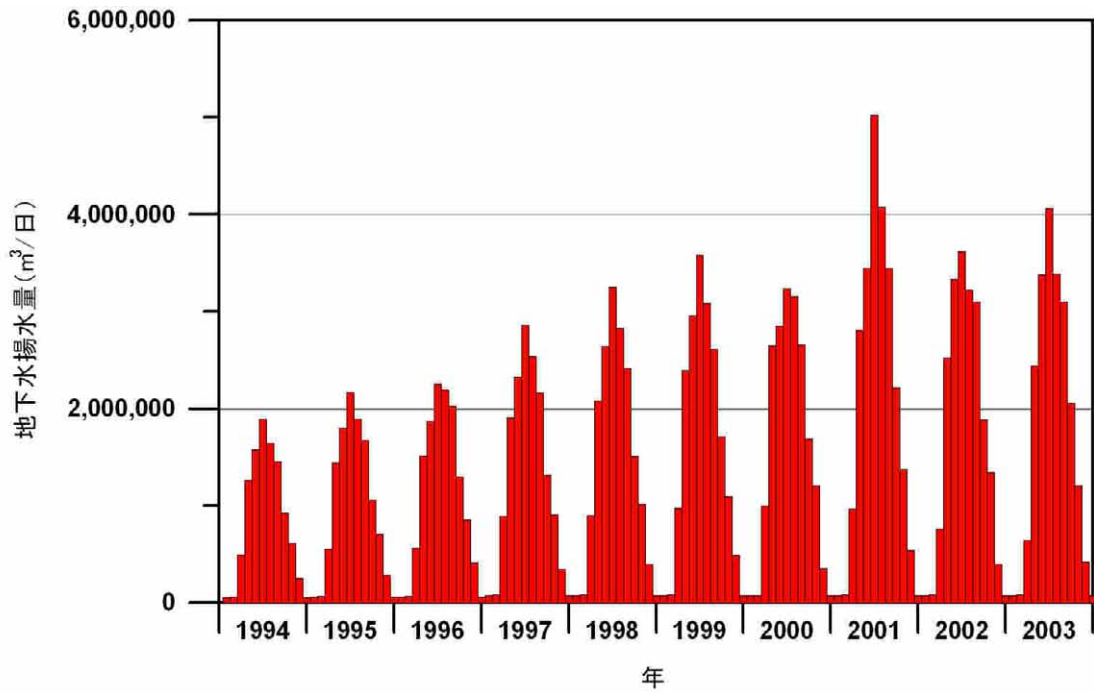


图 9.3.1 吐鲁番盆地中地下水抽水量的时间系列变化

表 9.3.1 吐鲁番盆地不同月的地下水抽水量

计算步长	年	月	不同月地下水抽水量 (m ³ /月)	天数	不同月地下水抽水量 (m ³ /天)
1	1994	1	1,695,871	31	54,706
2	1994	2	1,695,882	28	60,567
3	1994	3	15,279,460	31	492,886
4	1994	4	37,744,260	30	1,258,142
5	1994	5	48,882,102	31	1,576,842
6	1994	6	56,711,190	30	1,890,373
7	1994	7	50,859,375	31	1,640,625
8	1994	8	45,234,735	31	1,459,185
9	1994	9	27,619,815	30	920,661
10	1994	10	19,084,332	31	615,624
11	1994	11	7,595,505	30	253,184
12	1994	12	1,695,871	31	54,706
13	1995	1	1,829,874	31	59,028
14	1995	2	1,829,892	28	65,353
15	1995	3	17,286,983	31	557,645
16	1995	4	43,196,070	30	1,439,869
17	1995	5	55,895,728	31	1,803,088
18	1995	6	65,140,140	30	2,171,338
19	1995	7	58,627,076	31	1,891,196
20	1995	8	51,935,261	31	1,675,331
21	1995	9	31,748,730	30	1,058,291
22	1995	10	21,865,782	31	705,348
23	1995	11	8,521,329	30	284,044

计算 步长	年	月	不同月 地下水抽水量 (m ³ /月)	天数	不同月 地下水抽水量 (m ³ /天)
24	1995	12	1,829,874	31	59,028
25	1996	1	1,934,152	31	62,392
26	1996	2	1,934,164	29	66,695
27	1996	3	17,379,015	31	560,613
28	1996	4	45,415,770	30	1,513,859
29	1996	5	57,872,598	31	1,866,858
30	1996	6	67,608,480	30	2,253,616
31	1996	7	67,832,712	31	2,188,152
32	1996	8	62,861,614	31	2,027,794
33	1996	9	39,048,450	30	1,301,615
34	1996	10	26,589,379	31	857,722
35	1996	11	12,433,917	30	414,464
36	1996	12	1,934,152	31	62,392
37	1997	1	2,258,093	31	72,842
38	1997	2	2,258,102	28	80,646
39	1997	3	27,749,985	31	895,161
40	1997	4	57,095,790	30	1,903,193
41	1997	5	72,081,541	31	2,325,211
42	1997	6	85,868,850	30	2,862,295
43	1997	7	78,602,050	31	2,535,550
44	1997	8	66,949,522	31	2,159,662
45	1997	9	39,376,230	30	1,312,541
46	1997	10	28,186,229	31	909,233
47	1997	11	10,308,102	30	343,603
48	1997	12	2,258,093	31	72,842
49	1998	1	2,264,516	31	73,049
50	1998	2	2,264,525	28	80,876
51	1998	3	27,868,420	31	898,981
52	1998	4	62,280,000	30	2,076,000
53	1998	5	81,851,656	31	2,640,376
54	1998	6	97,553,130	30	3,251,771
55	1998	7	87,749,685	31	2,830,635
56	1998	8	74,952,017	31	2,417,807
57	1998	9	45,313,530	30	1,510,451
58	1998	10	31,394,103	31	1,012,713
59	1998	11	11,870,142	30	395,671
60	1998	12	2,264,516	31	73,049
61	1999	1	2,367,169	31	76,360
62	1999	2	2,367,193	28	84,543
63	1999	3	30,240,801	31	975,510
64	1999	4	71,916,240	30	2,397,208
65	1999	5	91,776,151	31	2,960,521
66	1999	6	107,406,780	30	3,580,226
67	1999	7	95,543,240	31	3,082,040
68	1999	8	81,118,537	31	2,616,727
69	1999	9	51,412,680	30	1,713,756
70	1999	10	33,978,077	31	1,096,067
71	1999	11	14,717,868	30	490,596

计算 步长	年	月	不同月 地下水抽水量 (m ³ /月)	天数	不同月 地下水抽水量 (m ³ /天)
72	1999	12	2,367,169	31	76,360
73	2000	1	2,279,539	31	73,534
74	2000	2	2,279,557	29	78,605
75	2000	3	30,903,206	31	996,878
76	2000	4	79,524,780	30	2,650,826
77	2000	5	88,450,502	31	2,853,242
78	2000	6	97,045,380	30	3,234,846
79	2000	7	97,676,505	31	3,150,855
80	2000	8	82,469,362	31	2,660,302
81	2000	9	50,623,200	30	1,687,440
82	2000	10	37,430,485	31	1,207,435
83	2000	11	10,652,535	30	355,085
84	2000	12	2,279,539	31	73,534
85	2001	1	2,249,487	31	72,564
86	2001	2	2,249,506	28	80,340
87	2001	3	29,926,464	31	965,370
88	2001	4	84,216,810	30	2,807,227
89	2001	5	106,835,703	31	3,446,313
90	2001	6	150,684,000	30	5,022,800
91	2001	7	126,317,281	31	4,074,751
92	2001	8	106,737,588	31	3,443,148
93	2001	9	66,422,130	30	2,214,071
94	2001	10	42,648,591	31	1,375,761
95	2001	11	16,279,287	30	542,643
96	2001	12	2,249,487	31	72,564
97	2002	1	2,363,390	31	76,238
98	2002	2	2,363,438	28	84,409
99	2002	3	23,531,616	31	759,084
100	2002	4	75,577,140	30	2,519,238
101	2002	5	103,409,428	31	3,335,788
102	2002	6	108,510,540	30	3,617,018
103	2002	7	99,795,634	31	3,219,214
104	2002	8	96,103,782	31	3,100,122
105	2002	9	56,497,290	30	1,883,243
106	2002	10	41,657,583	31	1,343,793
107	2002	11	11,868,465	30	395,616
108	2002	12	2,363,390	31	76,238
109	2003	1	2,317,774	31	74,767
110	2003	2	2,317,798	28	82,778
111	2003	3	20,024,918	31	645,965
112	2003	4	73,240,440	30	2,441,348
113	2003	5	104,677,514	31	3,376,694
114	2003	6	121,906,410	30	4,063,547
115	2003	7	104,925,576	31	3,384,696
116	2003	8	96,148,019	31	3,101,549
117	2003	9	61,750,920	30	2,058,364
118	2003	10	37,431,725	31	1,207,475
119	2003	11	12,631,215	30	421,041

计算步长	年	月	不同月地下水抽水量 (m ³ /月)	天数	不同月地下水抽水量 (m ³ /天)
120	2003	12	2,317,774	31	74,767

b. 地下水抽水量和地下水补给量的比较

如前节所叙述过的，吐鲁番盆地的地下水补给量和地下水抽水量的比较结果图 9.3.2 以及表 9.3.2 所示。从这些图表来看、1994 年无论冬季还是夏季几乎在全年内的各个月分里地下水补给量都超过地下水抽水量、但在 1997 年左右夏季的抽水量超过了补给量、1999 年以后夏季全部月分的抽水量都大于补给量。以上结果说明、吐鲁番地下水盆的水收支在近年夏季中出现了赤字、成为引起夏季地下水位下降的原因。

从 1994 年到 2003 年的各年补给量和抽水量的收支来看、1994 年补给量比抽水量多 3.15 亿 m³、1997 年的「黑字」就减少为 0.96 亿 m³、从 2001 年开始转为「赤字」。2001 年以后的抽水量和补给量的收支为 2001 年 -1.69 亿 m³、2002 年 -0.63 亿 m³、2003 年 -2.84 亿 m³、2001 年以后地下水盆在各年连续为「赤字」收支。

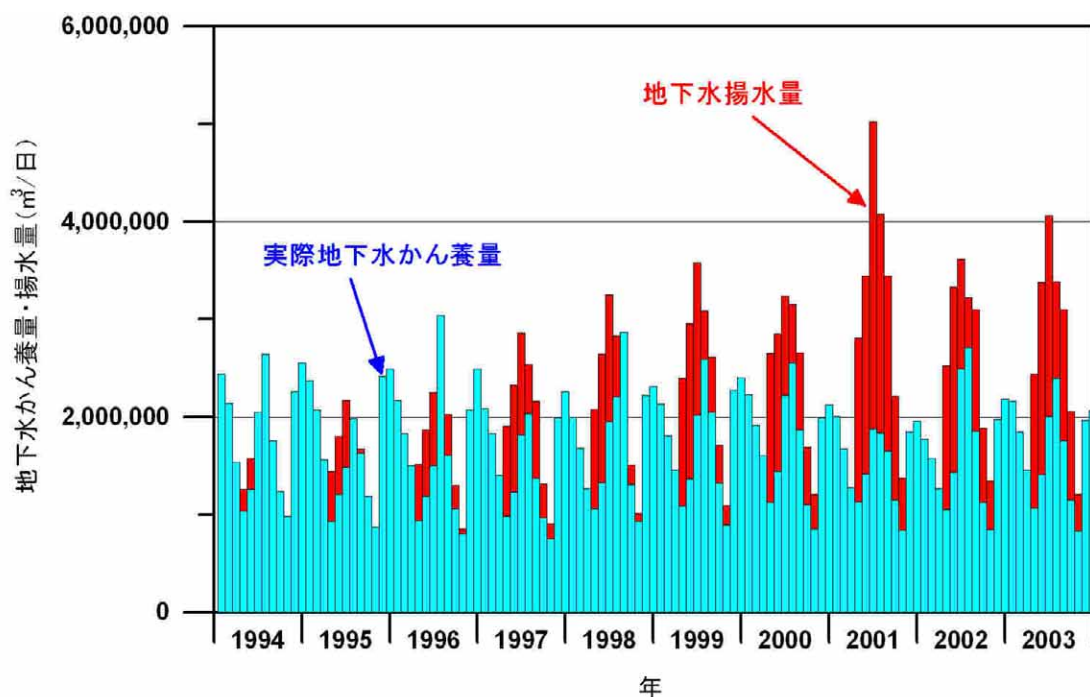


图 9.3.2 地下水抽水量和补给量的比较

表 9.3.2 吐鲁番盆地中不同月地下水抽水量和补给量的收支

计算步长	年	月	不同月地下水补给量 Rec (m ³ /月)	不同月地下水抽水量 Dis (m ³ /月)	不同月水收支 Rec-Dis (m ³ /月)	年度水收支 Rec-Dis (m ³ /年)
1	1994	1	75,610,015	1,695,871	73,914,145	351,855,724
2	1994	2	59,923,633	1,695,882	58,227,751	
3	1994	3	47,709,260	15,279,460	32,429,800	
4	1994	4	31,084,579	37,744,260	-6,659,681	
5	1994	5	39,161,153	48,882,102	-9,720,949	

计算步长	年	月	不同月 地下水补给量 Rec (m ³ /月)	不同月 地下水抽水量 Dis (m ³ /月)	不同月水收支 Rec-Dis (m ³ /月)	年度水收支 Rec-Dis (m ³ /年)
6	1994	6	61,481,775	56,711,190	4,770,585	
7	1994	7	82,024,024	50,859,375	31,164,649	
8	1994	8	54,532,705	45,234,735	9,297,970	
9	1994	9	37,085,209	27,619,815	9,465,394	
10	1994	10	30,435,918	19,084,332	11,351,587	
11	1994	11	67,743,615	7,595,505	60,148,110	
12	1994	12	79,162,236	1,695,871	77,466,365	
13	1995	1	73,628,914	1,829,874	71,799,040	
14	1995	2	58,011,153	1,829,892	56,181,260	
15	1995	3	48,409,771	17,286,983	31,122,788	
16	1995	4	27,871,884	43,196,070	-15,324,186	
17	1995	5	37,406,789	55,895,728	-18,488,939	
18	1995	6	44,609,531	65,140,140	-20,530,609	
19	1995	7	61,409,194	58,627,076	2,782,118	
20	1995	8	50,587,079	51,935,261	-1,348,182	
21	1995	9	35,576,295	31,748,730	3,827,565	
22	1995	10	27,090,638	21,865,782	5,224,857	
23	1995	11	72,560,153	8,521,329	64,038,824	
24	1995	12	77,253,132	1,829,874	75,423,257	254,707,793
25	1996	1	67,235,923	1,934,152	65,301,771	
26	1996	2	53,108,229	1,934,164	51,174,066	
27	1996	3	46,507,072	17,379,015	29,128,056	
28	1996	4	28,084,446	45,415,770	-17,331,324	
29	1996	5	36,669,303	57,872,598	-21,203,295	
30	1996	6	45,105,394	67,608,480	-22,503,086	
31	1996	7	94,358,366	67,832,712	26,525,654	
32	1996	8	49,741,035	62,861,614	-13,120,580	
33	1996	9	31,819,358	39,048,450	-7,229,093	
34	1996	10	24,852,198	26,589,379	-1,737,181	
35	1996	11	62,034,810	12,433,917	49,600,893	
36	1996	12	77,164,239	1,934,152	75,230,087	213,835,969
37	1997	1	64,783,537	2,258,093	62,525,444	
38	1997	2	51,179,860	2,258,102	48,921,758	
39	1997	3	43,489,408	27,749,985	15,739,423	
40	1997	4	29,434,419	57,095,790	-27,661,371	
41	1997	5	38,148,864	72,081,541	-33,932,678	
42	1997	6	54,509,764	85,868,850	-31,359,086	
43	1997	7	63,142,610	78,602,050	-15,459,440	
44	1997	8	42,665,362	66,949,522	-24,284,160	
45	1997	9	28,984,104	39,376,230	-10,392,126	
46	1997	10	23,343,477	28,186,229	-4,842,753	
47	1997	11	59,701,395	10,308,102	49,393,293	
48	1997	12	69,965,466	2,258,093	67,707,373	96,355,678
49	1998	1	61,956,042	2,264,516	59,691,526	
50	1998	2	47,088,307	2,264,525	44,823,782	
51	1998	3	39,453,123	27,868,420	11,584,702	116,253,588

计算 步长	年	月	不同月 地下水补给量 Rec (m ³ /月)	不同月 地下水抽水量 Dis (m ³ /月)	不同月水收支 Rec-Dis (m ³ /月)	年度水收支 Rec-Dis (m ³ /年)	
52	1998	4	31,825,913	62,280,000	-30,454,088		
53	1998	5	41,226,830	81,851,656	-40,624,826		
54	1998	6	58,502,156	97,553,130	-39,050,974		
55	1998	7	68,508,729	87,749,685	-19,240,956		
56	1998	8	88,836,468	74,952,017	13,884,451		
57	1998	9	39,287,498	45,313,530	-6,026,033		
58	1998	10	28,934,176	31,394,103	-2,459,928		
59	1998	11	66,656,355	11,870,142	54,786,213		
60	1998	12	71,604,234	2,264,516	69,339,718		
61	1999	1	66,017,267	2,367,169	63,650,097		65,953,064
62	1999	2	50,698,375	2,367,193	48,331,182		
63	1999	3	45,041,547	30,240,801	14,800,746		
64	1999	4	32,632,721	71,916,240	-39,283,519		
65	1999	5	42,266,043	91,776,151	-49,510,108		
66	1999	6	60,640,946	107,406,780	-46,765,834		
67	1999	7	80,278,530	95,543,240	-15,264,710		
68	1999	8	63,467,827	81,118,537	-17,650,710		
69	1999	9	39,577,046	51,412,680	-11,835,634		
70	1999	10	27,809,703	33,978,077	-6,168,374		
71	1999	11	68,191,613	14,717,868	53,473,745		
72	1999	12	74,543,352	2,367,169	72,176,182		
73	2000	1	69,175,276	2,279,539	66,895,737	60,173,713	
74	2000	2	55,461,565	2,279,557	53,182,008		
75	2000	3	49,869,355	30,903,206	18,966,150		
76	2000	4	33,876,529	79,524,780	-45,648,251		
77	2000	5	44,570,762	88,450,502	-43,879,741		
78	2000	6	66,543,375	97,045,380	-30,502,005		
79	2000	7	78,989,969	97,676,505	-18,686,537		
80	2000	8	57,972,069	82,469,362	-24,497,293		
81	2000	9	33,213,866	50,623,200	-17,409,334		
82	2000	10	26,521,261	37,430,485	-10,909,224		
83	2000	11	59,742,968	10,652,535	49,090,433		
84	2000	12	65,851,308	2,279,539	63,571,769		
85	2001	1	62,219,232	2,249,487	59,969,745	-169,075,296	
86	2001	2	46,910,168	2,249,506	44,660,661		
87	2001	3	39,538,787	29,926,464	9,612,323		
88	2001	4	34,103,955	84,216,810	-50,112,855		
89	2001	5	43,905,471	106,835,703	-62,930,233		
90	2001	6	56,265,146	150,684,000	-94,418,854		
91	2001	7	56,921,642	126,317,281	-69,395,639		
92	2001	8	51,222,897	106,737,588	-55,514,692		
93	2001	9	34,378,868	66,422,130	-32,043,263		
94	2001	10	26,049,684	42,648,591	-16,598,907		
95	2001	11	55,400,029	16,279,287	39,120,742		
96	2001	12	60,825,162	2,249,487	58,575,675		
97	2002	1	54,970,967	2,363,390	52,607,577	-6,326,159	

计算 步长	年	月	不同月 地下水补给量 Rec (m ³ /月)	不同月 地下水抽水量 Dis (m ³ /月)	不同月水收支 Rec-Dis (m ³ /月)	年度水收支 Rec-Dis (m ³ /年)
98	2002	2	44,062,837	2,363,438	41,699,399	
99	2002	3	39,242,141	23,531,616	15,710,524	
100	2002	4	31,644,259	75,577,140	-43,932,881	
101	2002	5	44,386,963	103,409,428	-59,022,466	
102	2002	6	74,782,965	108,510,540	-33,727,575	
103	2002	7	84,067,056	99,795,634	-15,728,579	
104	2002	8	57,381,465	96,103,782	-38,722,317	
105	2002	9	33,842,970	56,497,290	-22,654,320	
106	2002	10	26,417,501	41,657,583	-15,240,082	
107	2002	11	59,239,549	11,868,465	47,371,084	
108	2002	12	67,676,867	2,363,390	65,313,477	
109	2003	1	66,952,235	2,317,774	64,634,461	
110	2003	2	51,713,974	2,317,798	49,396,176	
111	2003	3	45,067,711	20,024,918	25,042,793	
112	2003	4	31,988,974	73,240,440	-41,251,466	
113	2003	5	43,700,072	104,677,514	-60,977,442	
114	2003	6	60,083,250	121,906,410	-61,823,160	
115	2003	7	74,123,542	104,925,576	-30,802,034	-28,437,182
116	2003	8	54,542,132	96,148,019	-41,605,887	
117	2003	9	34,470,544	61,750,920	-27,280,376	
118	2003	10	25,809,253	37,431,725	-11,622,472	
119	2003	11	58,894,106	12,631,215	46,262,891	
120	2003	12	63,907,108	2,317,774	61,589,334	

c. 地下水抽水量的分布

吐鲁番盆地全域的地下水抽水量数据分布状况图 9.3.3以及图 9.3.4所示。

从2003年1月的抽水量分布(图 9.3.3)看、抽水量在托克逊县南部和吐鲁番市的一部分地区、鄯善县东北部等地区分布、抽水量比夏季少。同时、抽水网格数也有限。

从另一方面、2003年7月的抽水量分布(图 9.3.4)看、在南盆地东部和北东部的火焰山南缘部,分布有抽水量较大的网格、而且吐鲁番市和托克逊县和冬季相比在更多的网格进行抽水。在北盆地、抽水量较大的网格集中于火焰山北侧、鄯善城区地附近等,鄯善县东部的抽水量也比冬季增加。

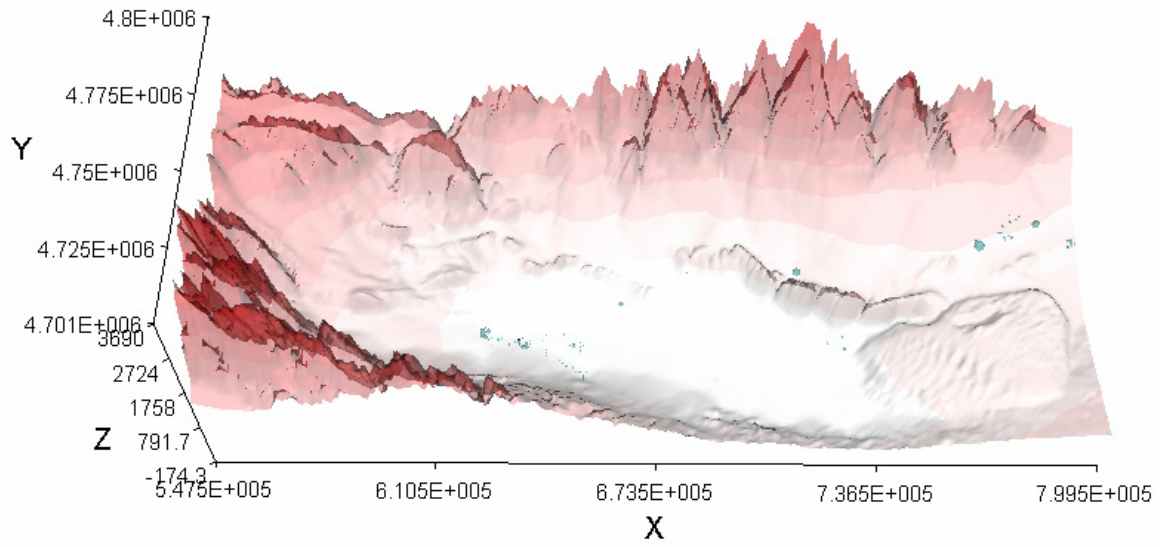


图 9.3.3 2003 年 1 月的地下水抽水量分布

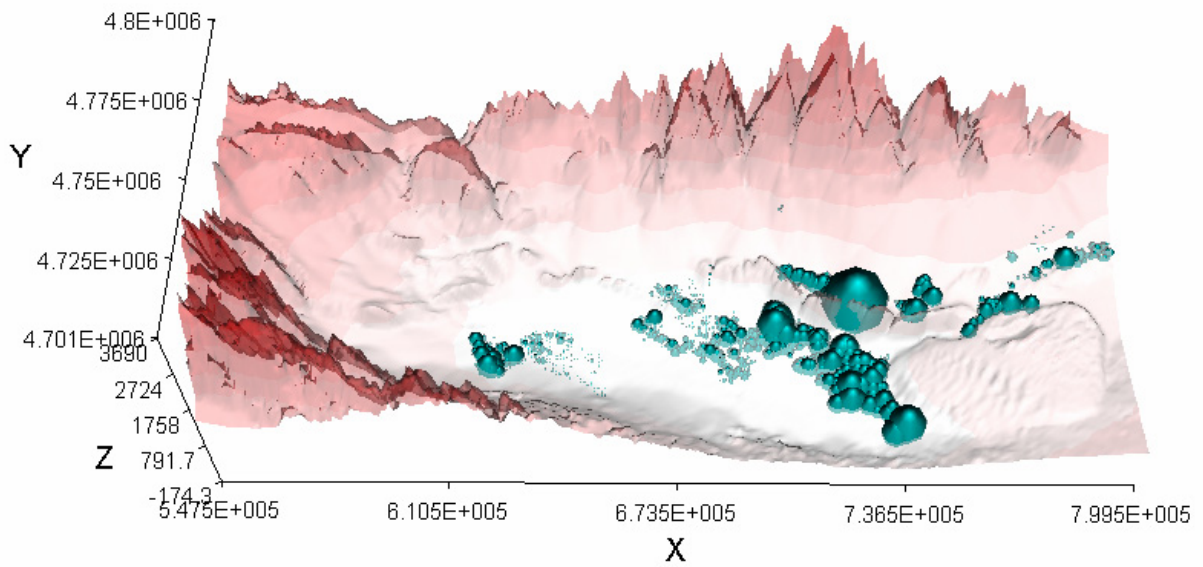


图 9.3.4 2003 年 7 月的地下水抽水量分布

9.4 水文地质参数

9.4.1 地下水模拟所需参数

本项目所进行的地下水模拟，从其内容上分为使用 MODFLOW 程序的地下水流动模拟和使用 MT3DMS 程序的物质输送模拟。

下面给出各个模拟分析所必需的参数。

a. MODFLOW 模拟所需参数

在 MODFLOW 中需要设定模型的形状、含水层的种类、分界条件、初始条件、时间、水文地质特性及与相关软件包有关的各种参数。表 9.4.1 中总结指出本项目进行 MODFLOW 模拟所必需的基本参数。

表 9.4.1 MODFLOW 模拟所必需的基本参数

种类	名称	内容	备考
模型形状	模型构造	行·列数 平面网格的大小 模型层数	
	水文地质构造	各层上表面标高 各层下表面标高	分网格指定
含水层的特征	含水层的类别	承压、不承压、承压/不承压（透水量系数一定）、承压/不承压（透水量系数变化）	分层指定
	各向异性比	水平方向各向异性比	
	水文地质常数的计算方法	透水量系数 漏水系数 贮水系数	
	任选项	有无考虑 Interbed Storage	
分界条件	基本分界条件	计算网格 非计算网格 固定水头网格	分网格指定 固定水头网格用初始水头固定
初始条件	地下水流动初始条件	初始水头	分网格指定
时间	计算方法	选择稳定流、非稳定流	
	时间单位	时间单位的选择	
	计算段	长度、分割段数等	非稳定流计算时分段指定
水文地质特性	透水特性	横方向渗透系数（透水量系数） 纵方向渗透系数（纵方向漏水系数）	（）为指定使用者的情况
	贮水特性	贮水率（贮水系数） ⁽¹⁾ 有效孔隙率 渗出率 ⁽²⁾	（）为指定使用者的情况 ⁽¹⁾ 稳定流计算不需要 ⁽²⁾ 承压不需要

其中与水文地质特性有关的参数，又细分为表示透水性的参数和表示贮水性的参数。表示透水性的参数中有(1)横方向的渗透系数和(2)纵方向的渗透系数，将其代入 MODFLOW，MODFLOW 就会自动乘以含水层厚或饱和带厚，计算透水量系数或纵方

向的漏水系数。另外，MODFLOW 也可以由用户自己准备透水量系数、纵方向的漏水系数等直接输入模型。

另一方面，表示贮水性的参数有(1)贮水率（贮水系数）、(2)有效孔隙率、以及(3)渗出率，贮水率一项也可以将考虑层厚的贮水系数输入进去。另外，渗出率在含水层的种类为不承压或承压/不承压的情况下需要输入。

此外，MODFLOW 备有各种相关软件包，其中本项目的模拟所使用的软件包，是补给、井、一般水头分界及湿润能力共 4 种。关于补给软件包所需参数前面已经记述了，其他相关软件包所需参数的准备方法，将在所建各模型的章节讲述。

b. MT3DMS 模拟所需参数

MT3DMS，是用 MODFLOW 模拟所计算的水头，通过特征曲线法对移流扩散造成的物质移动进行模拟。MT3DMS 中需要输入用于特征曲线法分析的各种参数，其中与地层相关的参数中最重要的是纵方向的扩散能、和纵方向与横方向的扩散能比。

但是我们知道，扩散能的数值很难进行实际的现场测定，而且根据所研究问题的规模会采用不同的数值（例 Gelhar, 1986）。在吐鲁番盆地并没有获得扩散能方面的现场数据，所以正如下面将要记述的那样，决定考虑层相，采用其他地区所使用的一般值。

9.4.2 单位涌水量

单位涌水量参数，如果知道以固定扬水量从某口井中扬水时井内发生的水位下降量，就可以通过下列算式轻松计算，一般用于含水层能力的评估、井效率的评估等。

$$Sc = Q / s \quad (\text{式 9.4.1})$$

在这里， Sc 是单位涌水量[L2T⁻¹]， Q 是扬水量[L3T⁻¹]， s 是水位下降量[L]。

一般来说，挖掘一般生产井时，很少进行精密的扬水试验，但至少进行“生产试验”或称作“简易扬水试验”的试验，以确认该井的扬水量与水位下降量之间的关系。单位涌水量本身并不是地下水模拟的输入数据，但如同下面将要记述的那样，可以由单位涌水量推计算透水量系数。并且，进行精密的扬水试验需要花费时间、成本等，所以试验次数一般受到限定，但是单位涌水量的优势在于，只要保存着挖井记录，就可以由大部分井获得其数值。

所以，首先以收集整理原有井的资料为根据，对吐鲁番盆地的单位涌水量的分布情况进行探讨。

a. 由原有井的资料计算的各县·市的单位涌水量

本项目所收集整理的原有井的资料中，可以从在吐鲁番盆地挖掘的 130 口井的资料中获得扬水量和水位下降量的数据，据此计算了单位涌水量。其中将在盆地交界处的基岩地区挖掘的 2 口原有井除外，对于共计 128 口原有井，首先研究了各县·市的单位涌水量的分布状况。

图 9.4.1 中用对数坐标图给出了所整理的鄯善县、吐鲁番市、托克逊各县的单位涌水量分布状况。根据此图知道，原有井的单位涌水量以鄯善县为最大，其次是托克逊县、吐鲁番市，在某种程度上反映了水文地质状况。这个各县·市的分布图并不表现北盆地、南盆地各自的单位涌水量，但鄯善县的原有井除一部分外大都分布在鄯善市区附近到北盆地之间。吐鲁番市的原有井中，属于北盆地的基本上分布在胜金台附近，其余的井则分布在吐鲁番市区附近到南盆地各地之间。至于托克逊县，分布在北盆地的原有井 1

口没有，大部分分布在南盆地，一部分分布在西北部的冲积扇上。

鄯善县的原有井，其单位涌水量数据 39 个的对数平均值是 $302.52 \text{ m}^2/\text{day}$ ，假定单位涌水量数据呈对数正规分布时的[对数平均值±对数标准差]的幅度为 $56.60\sim 1,616.81 \text{ m}^2/\text{day}$ 。鄯善县单位涌水量的分布范围要比其他县·市大，分布在 $6.7\sim 11,976 \text{ m}^2/\text{day}$ 之间。

吐鲁番市的原有井，其单位涌水量数据 60 个的对数平均值是 $88.65 \text{ m}^2/\text{day}$ ，在 3 个县·市中最小。[对数平均值±对数标准差]的幅度为 $18.68\sim 420.78 \text{ m}^2/\text{day}$ ，这个值也比其他县要小。实际数据中单位涌水量超出 $1,000 \text{ m}^2/\text{day}$ 的井只有 1 口， $10 \text{ m}^2/\text{day}$ 以下的井有 4 口之多。吐鲁番市的原有井由于包含很多南盆地中部的井，所以根据水文地质条件其含水层能力比较低，才显示如此小的数值。

托克逊县的原有井，其单位涌水量数据 29 个的对数平均值是 $238.64 \text{ m}^2/\text{day}$ ，显示仅次于鄯善县的较大数值。[对数平均值±对数标准差]的幅度为 $70.40\sim 808.95 \text{ m}^2/\text{day}$ ，该幅度比其他县·市要小，显示单位涌水量数据的偏差较小。托克逊县的单位涌水量实际数据的分布范围在最小值 $39.80 \text{ m}^2/\text{day}$ 到最大值 $3,990 \text{ m}^2/\text{day}$ 之间，没有数值在 $10 \text{ m}^2/\text{day}$ 以下的井。

日本沿海平原的单位涌水量平均值据说是 $100 \text{ m}^2/\text{day}$ ，与之相比吐鲁番盆地整体上单位涌水量较大，因而评价其含水层的能力也比日本沿海平原的要高。

另外，图 9.4.1 中也一并给出了本项目所设观测井的单位涌水量，本项目的观测井除 TW-SC-2 井外都比原有井的单位涌水量要小。这是因为，一般的生产井为了可以抽出尽可能多的水量往往将筛管拉长，或布设在多个含水层中；而本项目的观测井为了观测特定含水层的地下水状况一般限定筛管布设地，而且其中还包含以从未成为取水对象的深层含水层作为观测对象的观测井。

b. 抽水量和水位下降量、单位涌水量之间的关系

图 9.4.2 以原有井的资料为基础，给出了各县·市的抽水量与水位下降量、单位涌水量之间的关系。

根据此图，鄯善县的原有井中拥有 $200\sim 3,000 \text{ m}^3/\text{day}$ 抽水量的井有很多，其中还有抽水量在 $5,000 \text{ m}^3/\text{day}$ 以上的井。水位下降量显示 $1\sim 10 \text{ m}$ 的井占大部分，其中也有以抽水量 $3,000 \text{ m}^3/\text{day}$ 以上进行抽水而水位下降量却不足 1 m 的井。另一方面，单位涌水量在 $100 \text{ m}^2/\text{day}$ 上下的井中，有水位下降量在 $16\sim 23 \text{ m}$ 之间显示较大数值的井。

在吐鲁番市，抽水量在 $300\sim 2,000 \text{ m}^3/\text{day}$ 之间的井有很多。水位下降量在单位涌水量达 $150 \text{ m}^2/\text{day}$ 以上的井中却不足 10 m ，但单位涌水量在 $10\sim 100 \text{ m}^2/\text{day}$ 范围内的井中，有的井在抽水时伴有 30 m 以上的水位下降量。单位涌水量不足 $10 \text{ m}^2/\text{day}$ 的井中，几乎所有的井都显示 10 m 以上的水位下降量。

在托克逊县，大多数井都以 $500 \text{ m}^3/\text{day}$ 以上的水量抽水，单位涌水量超出 $1,000 \text{ m}^2/\text{day}$ 的井则以 $3,000 \text{ m}^3/\text{day}$ 以上的抽水量抽水。抽水时水位下降量在 10 m 以上的井比较少，显示托克逊县原有井的井效率较高。

c. 北盆地和南盆地的抽水量—水位下降量—单位涌水量关系

图 9.4.3 中，分北盆地和南盆地给出了抽水量—水位下降量—单位涌水量关系 ($Q-s-Sc$ 关系)。将二者相比较，北盆地的原有井显示较大的单位涌水量，而南盆地正如吐鲁番市的部分原有井所显示的那样，越靠近南盆地的中心地区附近单位涌水量越小。

北盆地的原有井，在鄯善县主要分布在鄯善市区附近到东边的七克台之间，在吐鲁番

市主要分布在胜金台附近。在鄯善县, $Q-s$ 曲线广泛分布在 Sc 不足 $10 \text{ m}^2/\text{day}$ 到 $10,000 \text{ m}^2/\text{day}$ 以上的区间, 而在吐鲁番市则在 Sc 为 $20 \text{ m}^2/\text{day}$ 到 $2,000 \text{ m}^2/\text{day}$ 的较小范围内分布着曲线, 这显示胜金台的含水层能力偏差较少。

在南盆地出现单位涌水量因地而异的倾向, 特别是分布在吐鲁番市南部、鄯善县西南部等南盆地南部到东部之间的原有井, 显示 $1\sim 100 \text{ m}^2/\text{day}$ 左右较小的单位涌水量。另另一方面面, 南盆地西部的托克逊县的单位涌水量比较大, 显示含水层能力比南部、东部等地都要高。另外, 在托克逊县的西北部存在着由基岩与南盆地分界的冲积扇小盆地, 此处的单位涌水量显示 $100\sim 4,000 \text{ m}^2/\text{day}$ 。

9.4.3 透水量系数和渗透系数

透水量系数是表示含水层能力的最重要的参数, 承压含水层的透水量系数用下式定义。

$$T = k \cdot b \quad (\text{式 } 9.4.2)$$

在这里, T 是透水量系数[L2T-1], k 是渗透系数[LT-1], b 是含水层的层厚[L]。通过此式也明白, 透水量系数不单表示构成含水层的地层的透水性, 还通过乘以其层厚表示整个含水层的能力。另外, 不承压含水层的透水量系数用下式定义。

$$T = h \cdot b \quad (\text{式 } 9.4.3)$$

在这里, h 是不承压含水层中饱和区的厚度[L]。因此, 不承压含水层时, 或 MODFLOW 中将含水层种类定为“承压/不承压 (透水量系数变化)”时, 需要注意即便是同一含水层, 其透水量系数也会因水位而发生变化

一般来说, 透水量系数可以通过抽水试验求出。在本项目中, 也在新设观测井进行了连续抽水试验和回灌试验, 分别求出了透水量系数。通过抽水试验求出透水量系数的方法、在新观测井获得的透水量系数等见第 4 章。

但是一般知道, 即便是认真地进行正规的抽水试验, 所得到的透水量系数等含水层系数也含有 1 级左右的误差 (Shibasaki et al., 1967)。并且, 根据本项目所收集整理吐鲁番盆地的原有井的资料, 没有通过正规的连续抽水试验或回灌试验求出透水量系数的先例, 所收集的 133 口原有井的简易抽水试验记录中, 记载着通过稳定流计算得出的 103 口井的渗透系数。

因此, 本项目尽可能充分利用原有的简易抽水试验记录, 对吐鲁番盆地的水文地质参数进行推定。

a. 稳定流法渗透系数

本项目所收集整理的原有井的资料中, 有 101 口井记载着用稳定流法计算的渗透系数。现存资料中大都没有明确记述渗透系数的计算方法, 而是只给出了结果, 但中国水文地质调查标准 (中华人民共和国建设部, 2001) 中详细登载了抽水试验分析中稳定流法的分析方法, 因此推测是使用下式计算的结果。

$$K = \frac{Q}{2\pi s M} \ln \frac{R}{r} \quad (\text{式 } 9.4.4)$$

在这里, K 是渗透系数[LT-1], Q 是抽水量[L3T-1], s 是水位下降量[L], M 是承压含水层的层厚[L], R 是井的影响半径[L], r 是井半径[L]。此式是求解完全贯入井的渗透系数, 不完全贯入井大概是使用下式或其变形形式。

$$K = \frac{Q}{2\pi sM} \left(\ln \frac{R}{r} + \frac{M-l}{l} \ln \frac{1.12M}{\pi r} \right) \quad (\text{式 9.4.5})$$

在这里， l 是筛管的长[L]。另外，原有资料中有的井在渗透系数之外同时给出了井的影响半径，井的影响半径估计是用下式计算。

$$R = 10s\sqrt{K} \quad (\text{式 9.4.6})$$

在这里， R 是井的影响半径(m)， s 是水位下降量 (m)， K 是渗透系数 (m/day)。

对记录在原有井的资料上的 101 口井渗透系数值进行统计分析的结果归纳在表 9.4.2 中。

表 9.4.2 原有井的资料中的渗透系数值的统计分析结果

项目	数据
渗透系数的数据个数	101 个
渗透系数的对数平均值	7.83 m/day
(对数平均) + (对数标准差)	24.87 m/day
(对数平均) - (对数标准差)	2.47 m/day
渗透系数的最大值	109.3 m/day
渗透系数的最小值	0.24 m/day

b. 由稳定流法渗透系数推算的透水量系数

记录了稳定流法渗透系数的 101 口原有井的资料中，记载了筛管深度的有 29 口，记载了含水层层厚的有 91 口。如 (式 9.4.2) 所示，渗透系数乘以含水层的层厚就可以求出透水量系数。

通过简易抽水试验得到的渗透系数，用 (式 9.4.5) 等不完全贯入井算式计算渗透系数时考虑含了水层的层厚和筛管的长度，但严密地说是假定筛管布设部分和其他含水层部分的渗透系数相等。所以，在这里对于记录了筛管长的资料，使用筛管长计算了筛管布设部分的含水层的透水量系数；对于没有记录筛管长的资料，则乘以含水层的层厚计算了透水量系数。

结果共计对 9 口井的井资料计算了透水量系数，其统计分析结果总结在表 9.4.3 中。

表 9.4.3 由原有井的资料计算的透水量系数值的统计分析结果

项目	数据
透水量系数的数据个数	95 个
透水量系数的对数平均值	253.6 m ² /day
(对数平均) + (对数标准差)	813.8 m ² /day
(对数平均) - (对数标准差)	79.03 m ² /day
透水量系数的最大值	2,003.2 m ² /day
透水量系数的最小值	15.68 m ² /day

c. 由单位涌水量推算的透水量系数

由单位涌水量推算透水量系数的方法中，以 Logan (1964) 的经验法为主，有 Shibasaki (1996) 的准理论稳定流法、理论非稳定流法等方法。其中，Logan (1964) 的方法是最简单的方法，用下式可以由单位涌水量推算透水量系数。

$$T = 1.22Sc \quad (\text{式 } 9.4.7)$$

在这里，T 是透水量系数[L2T-1]，Sc 是单位涌水量[L2T-1]。Logan (1964) 的方法，是以 Thiem (1906) 的承压地下水的稳定流式为基础，使用典型地下水盆中的井半径与井影响半径之比导出 (式 9.3.7)。Logan 法的长处是，如果原有井的资料中记录有抽水水量和 水位下降量，就可以轻松推计算透水量系数，所以可以充分利用更多的原有井的资料。

在 9.4.2 节已经讲过，本项目所收集整理 的原有井的资料中，可以从在吐鲁番盆地挖掘的 130 口井的资料中获得抽水水量和 水位下降量的数据，并可以据此计算单位涌水量。其中除在盆地交界处的基岩地区挖掘的 2 口原有井外，以共计 128 口原有井的单位涌水量为依据，采用 Logan (1964) 的方法计算了透水量系数。其统计分析结果的总结见表 9.4.4。

表 9.4.4 用 Logan (1964) 法计算的透水量系数值的统计分析结果

项目	数据
透水量系数的数据个数	128 个
透水量系数的对数平均值	196.7 m ² /day
(对数平均) + (对数标准差)	993.3 m ² /day
(对数平均) - (对数标准差)	38.97 m ² /day
透水量系数的最大值	14,611 m ² /day
透水量系数的最小值	0.531 m ² /day

为了将前项记述的由稳定流法渗透系数推算的透水量系数和用 Logan (1964) 法计算的透水量系数进行比较，对可以用两种方法计算透水量系数的 95 口井进行了比较。比较结果见表 9.4.5。

表 9.4.5 用推算方法计算的透水量系数值的比较

透水量系数的推算方法	稳定流法渗透系数推算法	Logan (1964) 法
透水量系数的数据个数	95 个	95 个
透水量系数的对数平均值	253.6 m ² /day	215.0 m ² /day
(对数平均) + (对数标准差)	813.8 m ² /day	881.4 m ² /day
(对数平均) - (对数标准差)	79.03 m ² /day	52.46 m ² /day
透水量系数的最大值	2,003.2 m ² /day	14,611 m ² /day
透水量系数的最小值	15.68 m ² /day	8.189 m ² /day

根据此表，用 Logan (1964) 法计算的透水量系数的对数平均值稍小，[对数平均值±对数标准差]的幅度稍大。并且，透水量系数的最大值用 Logan 法计算的结果更大。但是，用两种方法计算的对数平均值、[对数平均值±对数标准差]幅度的差距很小，从统计结果判断二者基本没有差异，所以认为在吐鲁番盆地也是用 Logan 法可以更充分利用更多的原有井的资料，优势更大。

另外，对于上述的 95 口原有井的资料，图 9.4.4给出了由稳定流法渗透系数推算的透水量系数和用 Logan 法演算的透水量系数的关系。

根据此图，大多数数据点都在表示二者的透水量系数一致的直线 Y=X 附近，一部分数据点在远离这条直线的区域，所以相关系数为 0.6667 稍小。在远离理想直线的区域中分布的数据点显示这样的倾向，透水量系数大于 300 m²/day 时 Logan 法的结果较大，小于 300 m²/day 时稳定流法渗透系数法的结果较大。

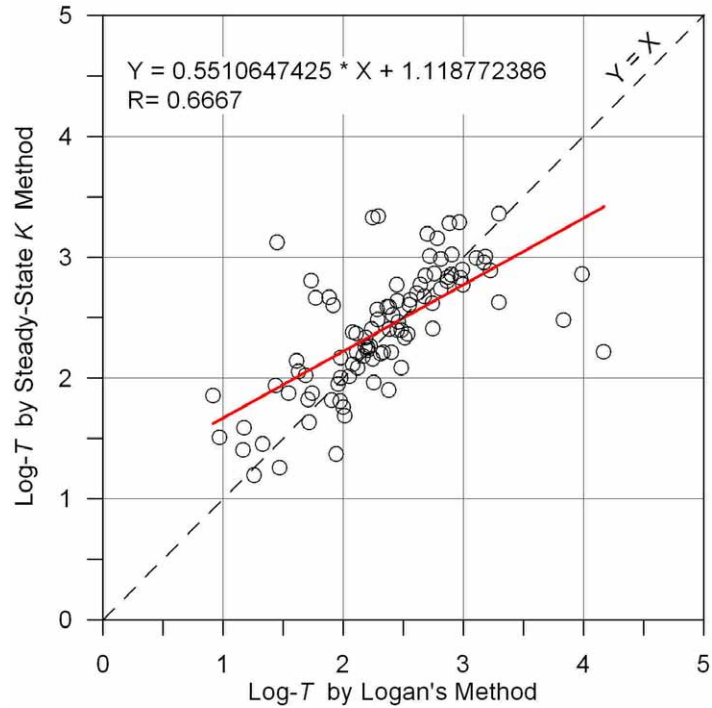


图 9.4.4 由稳定流法渗透系数推算的透水量系数和用 Logan 法演算的透水量系数的比较

d. 透水量系数与单位涌水量之比

Logan (1964) 的经验法中, 透水量系数与单位涌水量的比即 T/Sc 系数, 是根据典型性地下水盆的例子凭经验设定为 1.22。但是, 根据 Shibasaki (1996) 的理论, T/Sc 系数会因地下水盆的水文地质特性、抽水时间、井构造、井半径和井效率等而发生变化, 可以通过研究 T/Sc 系数在某种程度上对该地下水盆的特征、井的状况等进行推测。计算 T/Sc 系数时使用的透水量系数值, 本来应该使用正规抽水试验的结果, 但吐鲁番盆地的原有井基本都没有进行正规的抽水试验, 所以这里使用根据稳定流法渗透系数得到的透水量系数值对 T/Sc 系数进行了探讨。

图 9.4.5 中, 从 95 口原有井的数据中除去单位涌水量在 5,000 m^2/day 以上数值极大的 3 口井, 对其余 92 口井给出了透水量系数和单位涌水量之间的关系。根据此图, 用最小二乘法求出的 T/Sc 系数为 1.118 (相关系数 $R = 0.7439$), 数值比 Logan (1964) 所使用的 1.22 还要小一些。

另另一方面, 图 9.4.6 是透水量系数和单位涌水量关系的双对数坐标图。

考察双对数坐标图中透水量系数和单位涌水量的关系发现, 其回归曲线是图中用蓝线表示的直线, 比 $T=1.22Sc$ 曲线的倾斜度还要小。

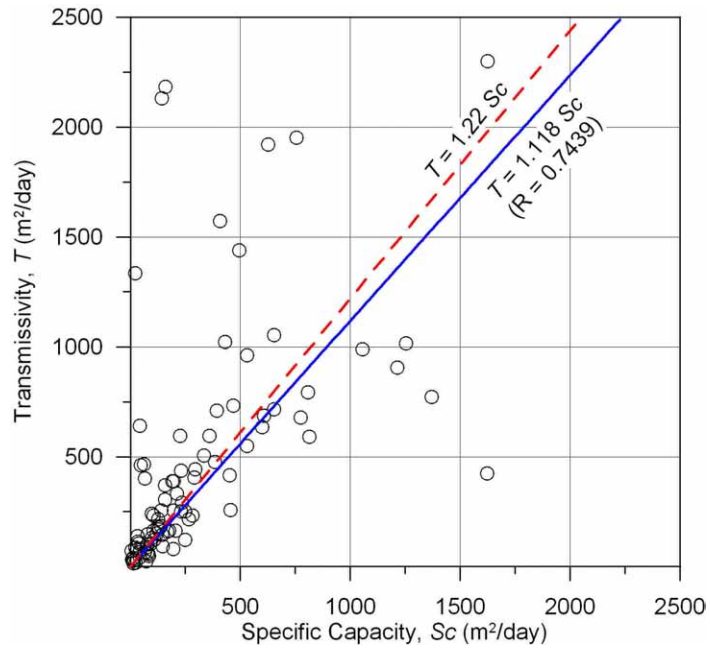


图 9.4.5 由稳定流法渗透系数推算的透水量系数和单位涌水量之间的关系

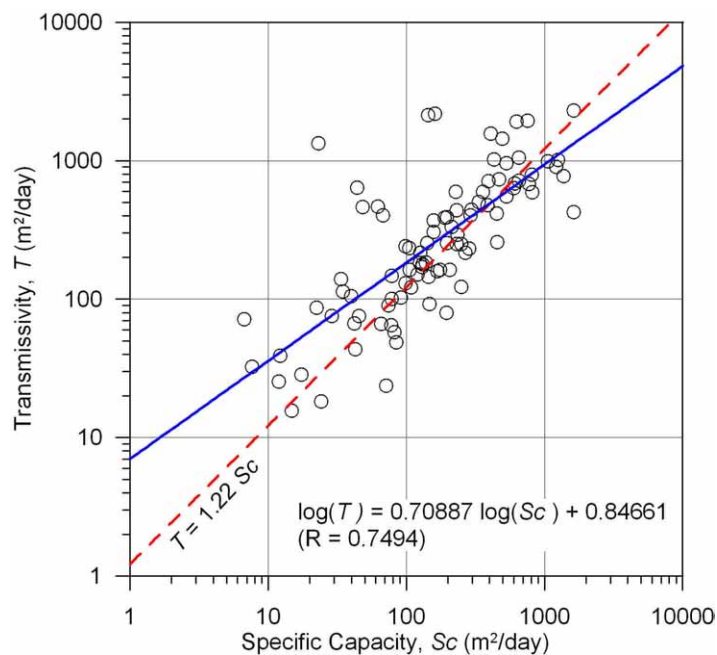


图 9.4.6 由稳定流法渗透系数推算的透水量系数和单位涌水量的关系（双对数坐标）

e. T/Sc 系数的分布特征

根据 Shibasaki (1996) 的理论, T/Sc 系数在井斜率低的井、不完全贯入井、井半径小的井等井中会变大, 而在贮水系数大的情况下、或漏水性高的含水层又会变小。图 9.4.7 中分北盆地和南盆地分别给出了原有井的资料 T/Sc 系数和单位涌水量之间的关系。另外, 图中也以由吐鲁番盆地的原有井数据获得的一般井半径 ($=17.5 \text{ cm}$) 和抽水试验持续时间 ($=8 \text{ 小时}$) 为依据, 给出了井效率为 100% 情况下在 $1.0\text{E-}01$ 到 $1.0\text{E-}05$

之间改变贮水系数 S 时的 $T/Sc-Sc$ 曲线。

根据此曲线，在北盆地，鄯善县和吐鲁番市的井的数据点基本分布在同一区域，大多数数据点都位于贮水系数为 $1.0E-01$ 到 $1.0E-05$ 的曲线群的上边。特别是其中有 T/Sc 系数在 10 以上的数据，独具特征，暗示与筛管长相比含水层层厚更大。并且，贮水系数曲线群下边的数据点数量极少，由此推测漏水性较小。

与此相对，在南盆地，整体上在贮水系数曲线群的上边和下边都广泛分布着数据点，与北盆地的分布区域相差很大。并且，还具有各县·市的分布区域各异的特征。托克逊县具有单位涌水量越大则 T/Sc 系数越小的倾向。在吐鲁番市数据点的分布区域很广，显示在南盆地在水文地质条件上有地域性。整个南盆地，与北盆地相比分布着漏水性高的含水层的可能性很大。

f. 地下水模型的输入值

如前所述，MODFLOW 中含水层横方向上的透水性相关参数，要输入透水量系数或横方向的渗透系数。透水量系数是考虑含水层层厚的参数，所以像本项目的建模那样不是“1 含水层=1 模型层”，而是将 1 个含水层分割成多个模型层建立模型时，需要考虑层厚将透水量系数变为横方向渗透系数。

如前所述，对吐鲁番盆地中在盆地交界处的基岩地区挖掘的 2 口原有井以外的共 128 口原有井，可以以单位涌水量为基础用 Logan (1964) 法计算透水量系数。这 128 口井中，有 100 口记载了筛管长或含水层层厚。所以，对记载了筛管长度的 32 口井，使用筛管长计算了横方向渗透系数；对没有记载筛管长度只记载了含水层层厚的 68 口井，使用含水层层厚计算了横方向渗透系数。并且，对筛管长度和含水层层厚都没有记载的井，使用有筛管长度记录的 32 口井的筛管长度平均值 (= 38.5 m) 计算了横方向渗透系数。其结果见表 9.4.6。

表 9.4.6 由 Logan 法透水量系数计算的横方向渗透系数的统计分析结果

项目	数据
渗透系数的数据个数	128 个
渗透系数的对数平均值	5.88 m/day
(对数平均) + (对数标准差)	29.26 m/day
(对数平均) - (对数标准差)	1.18 m/day
渗透系数的最大值	497.0 m/day
渗透系数的最小值	0.0134 m/day

如同在所建各模型的章节中将详述的那样，地下水模型，是先按层相细分含水层，再给每个层相设定渗透系数，而各层相的横方向渗透系数的初始值设定如下。

表 9.4.7 含水层各层相的渗透系数初始输入值

含水层的层相	渗透系数初始输入值 (m/day)
砾相、砂砾相 (含水层能力=大)	29.26
中粒~粗粒砂相 (含水层能力=中)	5.88
细粒砂相 (含水层能力=小)	1.18

9.4.4 贮水系数

贮水系数是表示含水层贮水能力的参数，在承压含水层和不承压含水层两种情况下，数值差异很大，前者的值比后者的值小得多。这是因为，在承压含水层上即使水头降低含水层也常因含地下水而饱和，但在不承压含水层上随着地下水位的降低饱和带的层厚减少，排出水量多。因此，不承压含水层的情况下，贮水系数与有效孔隙率基本相等。

吐鲁番盆地在原有井的资料中，记录着贮水系数值的井只有 16 口，都位于吐鲁番市内。因此，整个吐鲁番盆地的贮水系数的实测值，只在原有井 16 口和本项目所挖掘的观测井中的 7 口获得了实测值，数量和分布范围都受到了限定。

a. 贮水系数的实测值

表 9.4.8 中整理了原有资料中和在本项目所挖掘的观测井中获得的贮水系数的实测值。

表 9.4.8 贮水系数的实测值的统计分析结果

数据的种类	原有井资料	本项目设立的观测井的抽水试验
贮水系数数据个数	16 个	7 个
贮水系数的对数平均值	3.48E-03	1.32E-05
(对数平均) + (对数标准差)	2.92E-02	1.90E-02
(对数平均) - (对数标准差)	4.14E-04	9.13E-09
贮水系数的最大值	2.08E-01	5.30E-02
贮水系数的最小值	2.36E-04	8.84E-12

根据此统计结果，原有井的资料中的贮水系数的对数平均值为 3.48E-03，这与 Walton (1970) 的一般承压含水层贮水系数值相比也属于较平均的值。另一方面，本项目挖掘的观测井的贮水系数的对数平均值为 1.32E-05 较低，估计原因在于由于是观测井，所以筛管长度比较短，而且其中还含有用于观测深层含水层的观测井等方面。

b. 贮水系数的特征

在“第 4 章 4.5 抽水试验”中已经记述，Cooper and Jacob (1946) 将从非稳定流承压完全井中抽取地下水时的水位下降量用下列简化式表示。

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \left[\ln \left(\frac{4Tt}{r^2 S} \right) - 0.5772 \right] \quad (\text{式 } 9.3.8)$$

在这里， s 是水位下降量[L]， Q 是抽水量[L³T⁻¹]， T 是透水量系数[L²T⁻¹]， t 是时间[T]， r 是井半径[L]，另外 S 是贮水系数[零维]。将 (式 9.3.8) 改成常用对数，为了探讨贮水系数变化对单位涌水量的影响将其改写成下式。

$$Sc = \frac{Q}{s} = \frac{4\pi T}{2.30 \log(2.25Tt/r^2 S)} \quad (\text{式 } 9.4.9)$$

在这里， Sc 是单位涌水量[L²T⁻¹]。根据此式知道，在理论上单位涌水量与透水量系数成正比变大，而与 $\log t$ 、 $\log(1/r^2)$ 、 $\log(1/S)$ 等成反比关系。下面将 (式 9.4.9) 所表示的单位涌水量和贮水系数的关系用坐标图表示，见图 9.4.8。

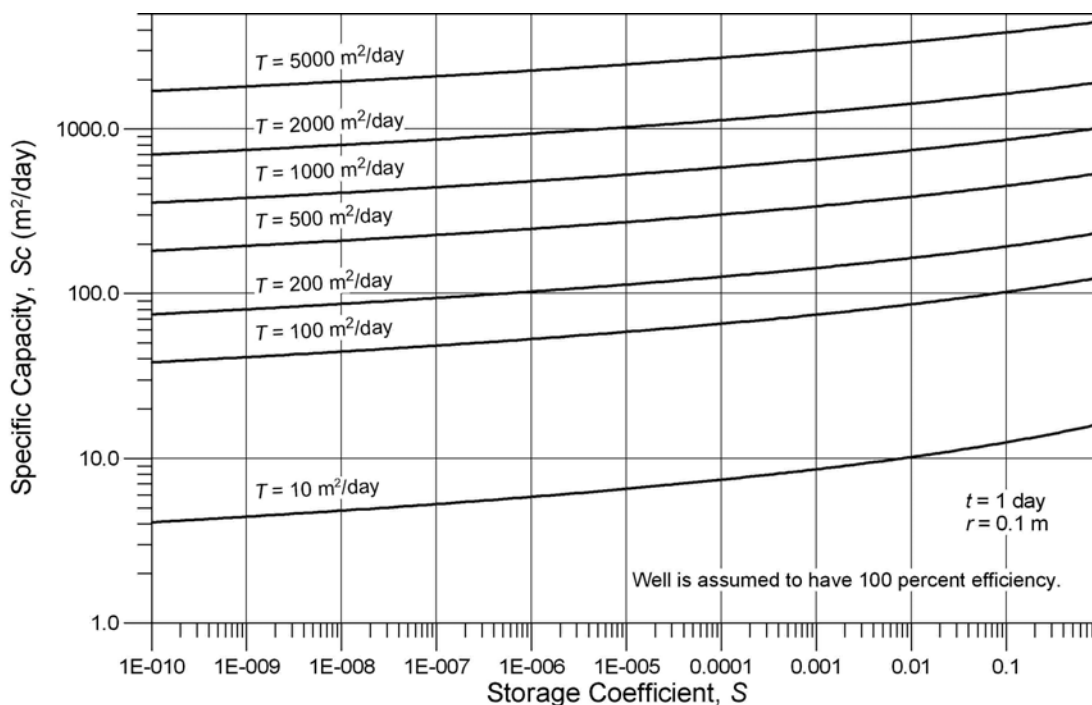


图 9.4.8 非稳定流状态下单位涌水量与贮水系数、透水量系数之间的关系

上图是假定时间 t 为 1 天、井半径 r 为 0.1 m、井效率为 100 作成的，由该图知道即便贮水系数变化很大，对单位涌水量的影响也极小。因此，在地下水模拟模型中，贮水系数对计算水位的影响，比透水量系数的要小。

c. 地下水模型的输入值

Walton (1970) 指出，一般承压含水层的贮水系数在 $1.0E-05$ 到 $1.0E-03$ 的范围，产出能力高的含水层其贮水系数在 $5.0E-05$ 到 $1.0E-02$ 的范围内。因此，输入地下水模拟模型的贮水系数的初始值定为承压含水层的代表值 $1.0E-03$ ，在模型验证过程中要再现实测的地下水变动，只要在合适的范围内变化贮水系数即可。

另外，贮水系数也是要考虑含水层层厚的参数，每单位层厚的贮水系数称作贮水率。

$$S = S_s \cdot b \quad (\text{式 } 9.4.10)$$

在这里， S 是贮水系数[零维]， S_s 是贮水率 $[L^{-1}]$ ， b 是含水层的层厚 $[L]$ 。所以，本项目使用了原有井的平均筛管长 38.5 m，将贮水率的初始输入值定为 $2.60E-05 m^{-1}$ 。

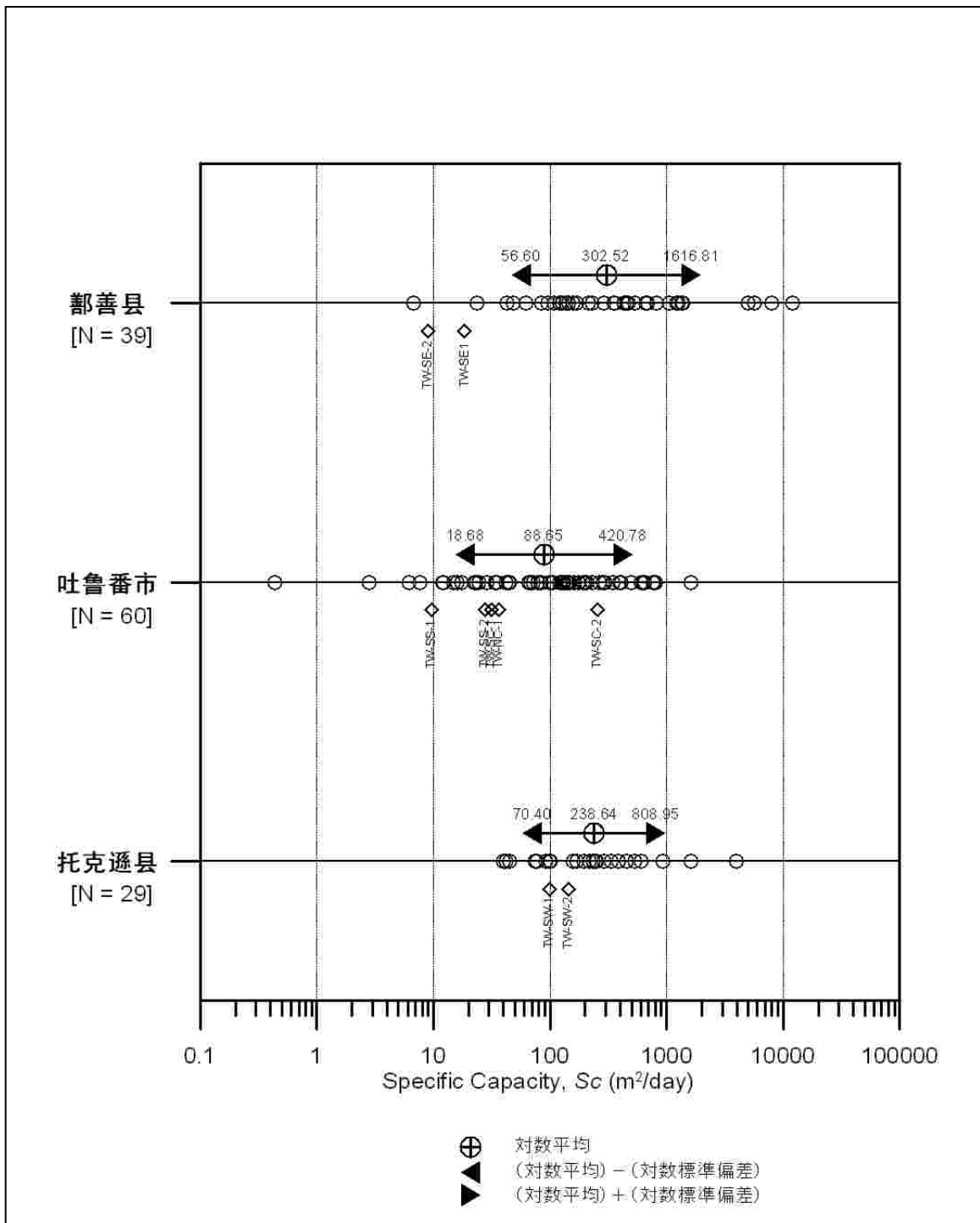


图 9.4.1 利用现存钻孔资料计算的不同县市的单位涌水量分布

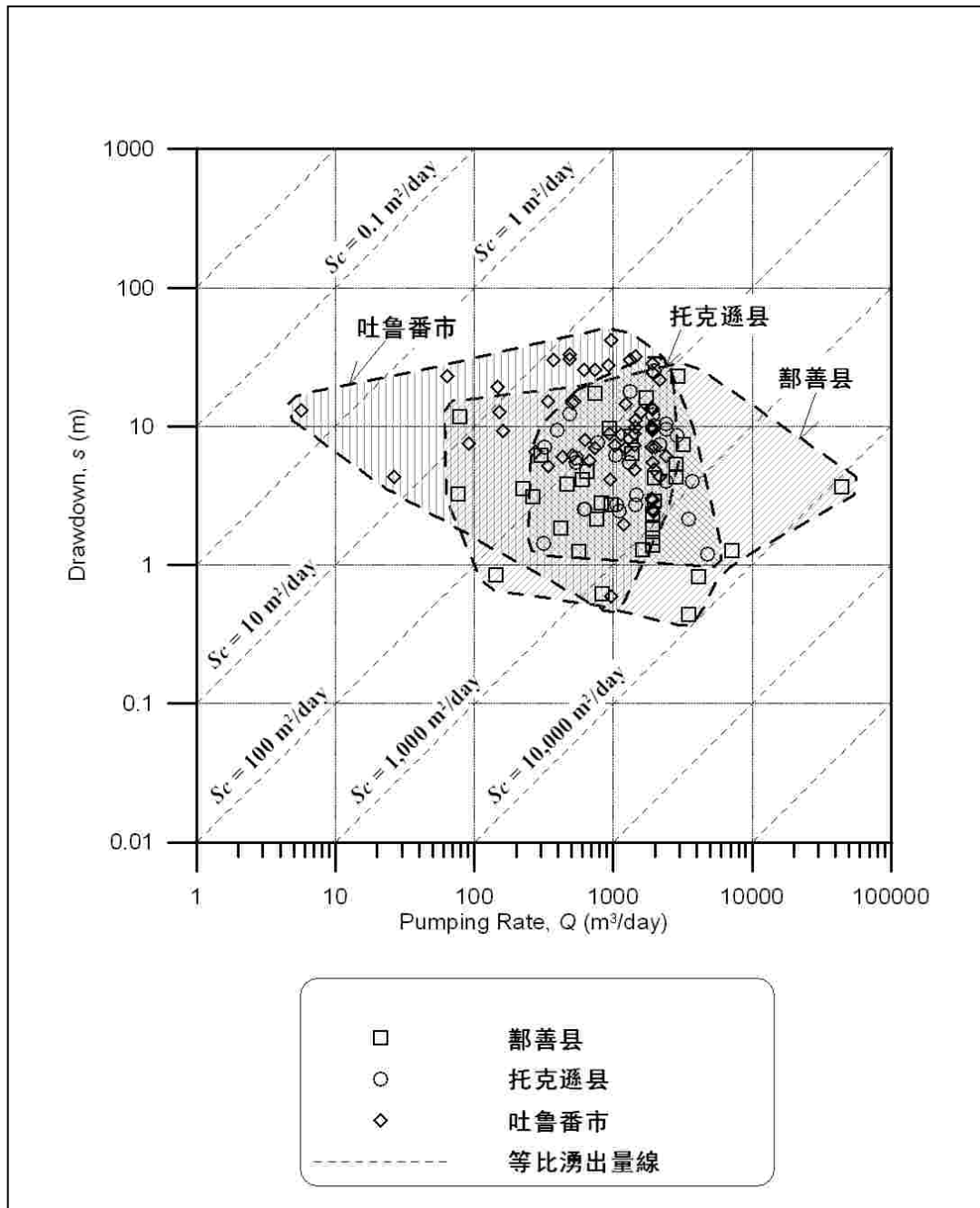


图 9.4.2 抽水量和水位下降量、单位涌水量之间的关系

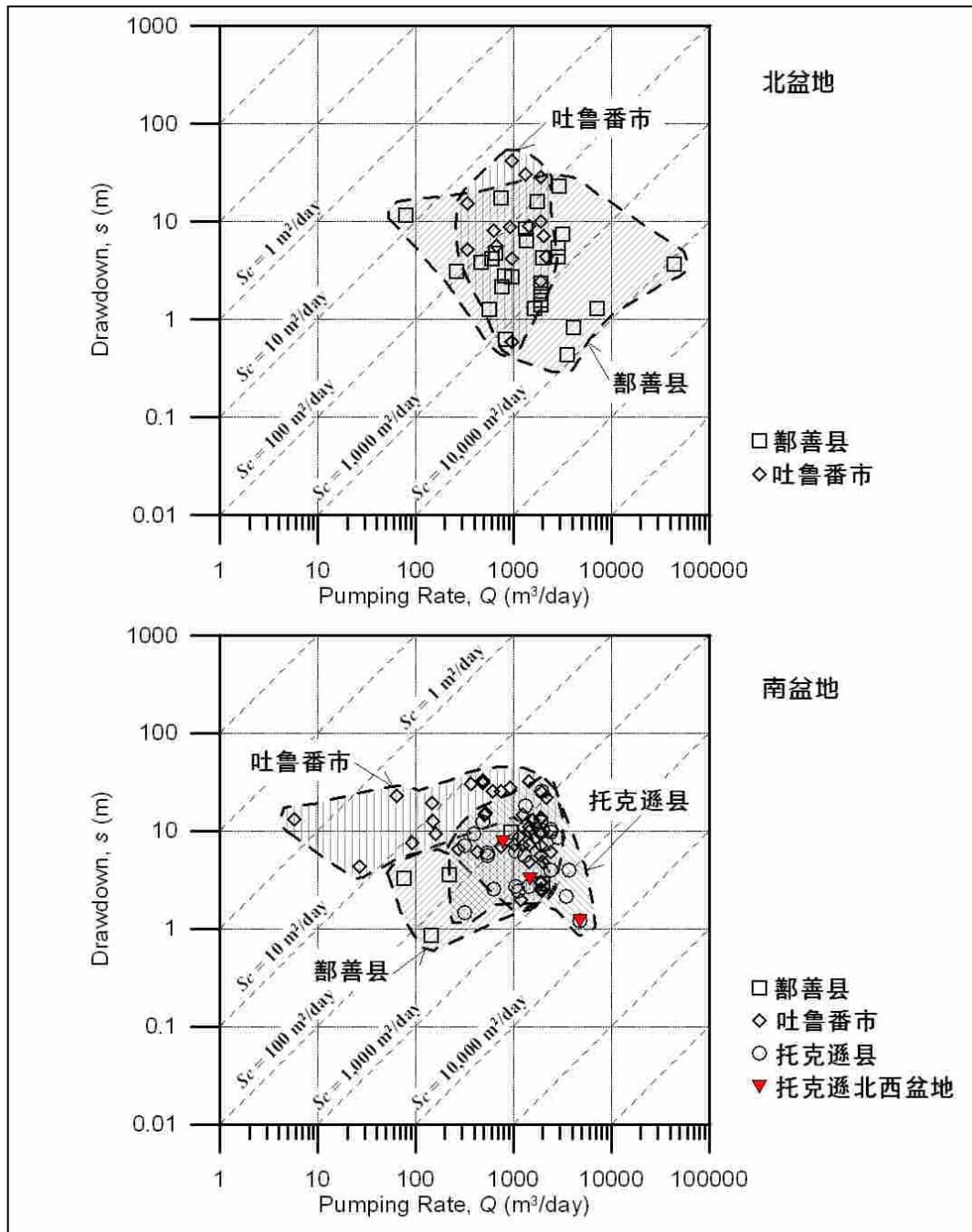


图 9.4.3 在北盆地、南盆地中抽水量和水位下降、单位涌水量之间的关系

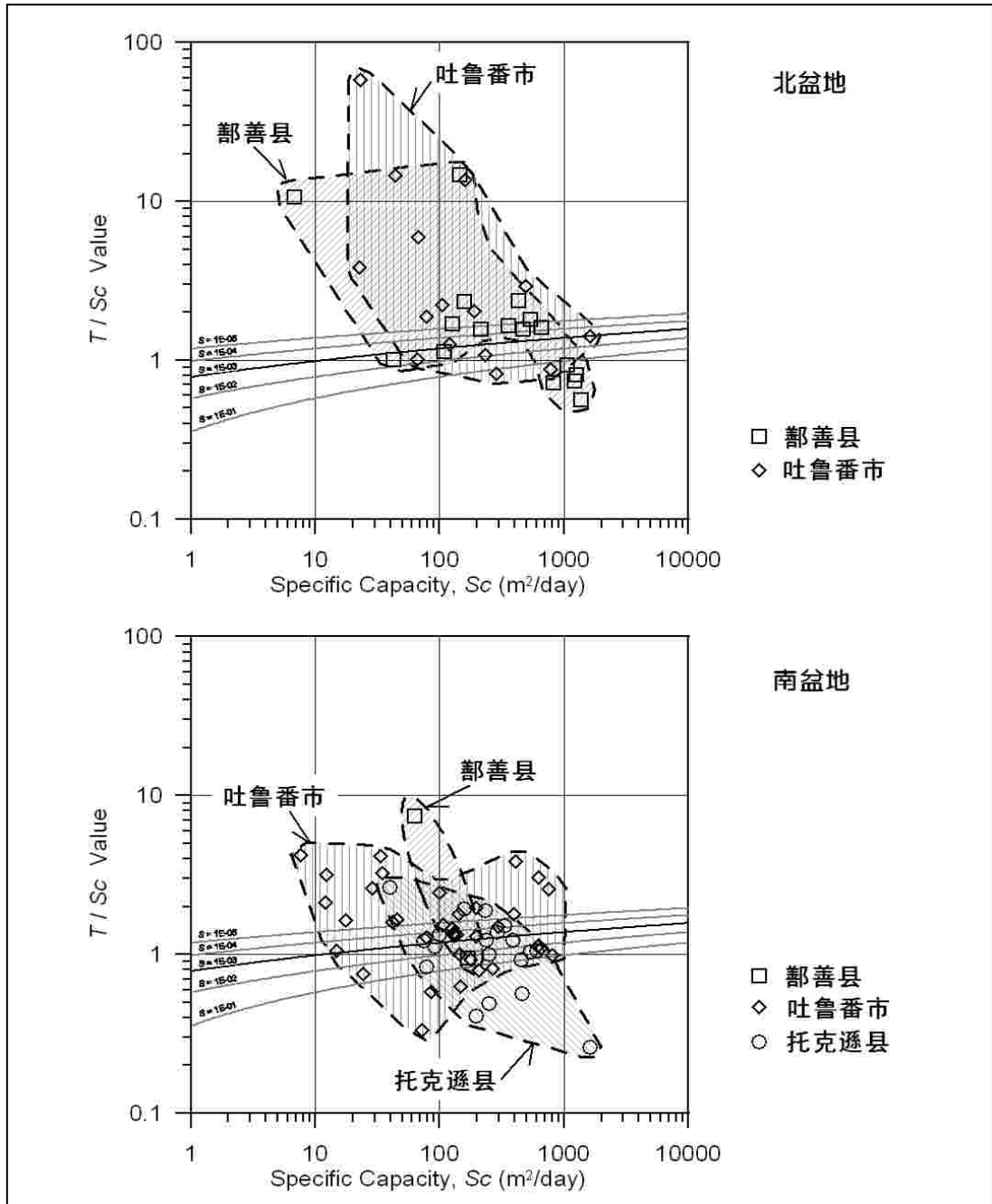


图 9.4.7 在北盆地、南盆地中 T/Sc 系数和单位涌水量之间的关系

9.5 广域三维模型

9.5.1 广域三维模型的结构

a. 广域三维模型的平面结构

广域三维模型，是以整个吐鲁番地下水盆为对象，为了分析广域的地下水三维流动构建而成。广域三维模型的模型平面网格，如图 9.5.1所示，设定成了覆盖整个吐鲁番地下水盆。模型网格以世界测地系 WGS84 的 UTM 坐标系第 45 带为标准，各网格的平面尺寸定为 1 km×1 km。表 9.5.1中给出了广域三维模型平面的各参数。

表 9.5.1 广域三维模型平面的各参数

	东西方向	南北方向
模型的大小	253 km	100 km
网格数	253 列	100 行
UTM 坐标 (WGS84, Zone-45)	西: 547,000 m 东: 800,000 m	南: 4,700,000 m 北: 4,800,000 m
网格的大小	1 km	1 km
平面网格数	25,300 个	

b. 广域三维模型的断面结构

广域三维模型的断面结构，在深度方向上也是设计为可以立体覆盖吐鲁番地下水盆的 22 层结构，模型的最上面标高定为 2,500 m，最下面标高定为-700 m。因此，整个广域三维模型的厚度为 3,200 m。

模型层的层厚如图 9.5.2所示，第 1 层设为 500 m，第 2 层到第 5 层设为 250 m，对水文地质数据和原有钻孔等较少、地形标高较高的模型层加大了其层厚。另一方面，上面标高在 1,000 m 以下的第 6 层到第 22 层之间的模型层的层厚设为 100 m，以求能够反映吐鲁番地下水盆的主要部分到地下水盆基底部的水文地质条件。

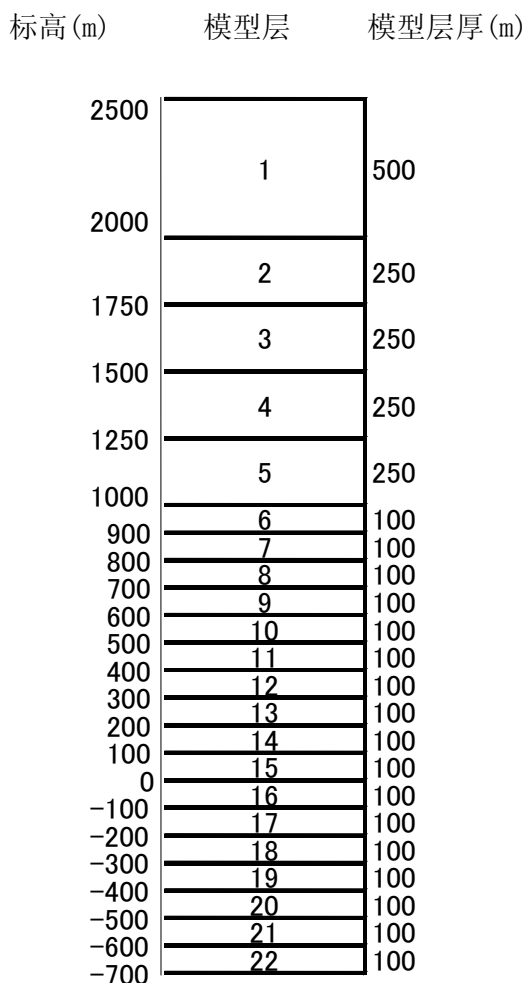


图 9.5.2 广域三维模型的断面结构

c. 广域三维模型的立体结构

依照上述广域三维模型的结构,将实际模型化地区的地形面标高和水文地质基底的上表面标高考虑进去,构筑了模型的立体结构。图 9.5.3是除去围绕吐鲁番盆地的水文地质基底网格和位于完全高于地表面处网格(=非计算区域网格)的广域三维模型的上表面结构。

模型的下表面结构如图 9.5.4所示,在第四系的下边布置了相当于水文地质基底的网格。分布在吐鲁番地下水盆下边的水文地质基底,在模型上不设为非计算区域,而是输入与第四系不同的水文地质参数值,以便可以研究水文地质基底和第四系地下水盆的地下水交流关系。图 9.5.4下图是从西北侧的地下仰视吐鲁番地下水盆的立体图,很好地表现了吐鲁番地下水盆的下表面结构的特征。特别是,北地下水盆和南地下水盆在吐鲁番市区附近的地下呈管状连接,可以很容易地联想到通过此处北地下水盆的地下水流入南地下水盆。

9.5.2 边界条件

在模拟模型中必须考虑水文地质条设定边界条件。在广域三维模型中,设定了以下的边界条件、并通过模型的验证过程对其进行了必要的修正。

a. 封闭边界

所谓封闭边界是指不能以之为界发生内侧与外侧之间的地下水流动的边界、在广域三维模型中模型的底面（标高-700 m）和后面会进行叙述的没有指定为一般水头边界的模型外周网格的侧面为封闭边界。

另外，由于模型层的划分使分布标高高于地表、即实际地层不存在的网格、在模型上被自动作为「Inactive Cell」（不透水计算网格）处理而排除出计算领域。

b. 固定水头边界

所谓固定水头边界是指模拟期间中总是维持一定的地下水头、以初期水头值将水头固定的边界。固定水头边界常设定于连接在海和较大的湖泊、较大的河流等的网格。

在广域三维模型中、设定与艾丁湖相当的第 17 层的 19 个网格为固定水头边界、其初期水位为艾丁湖的海拔标高-154 m。

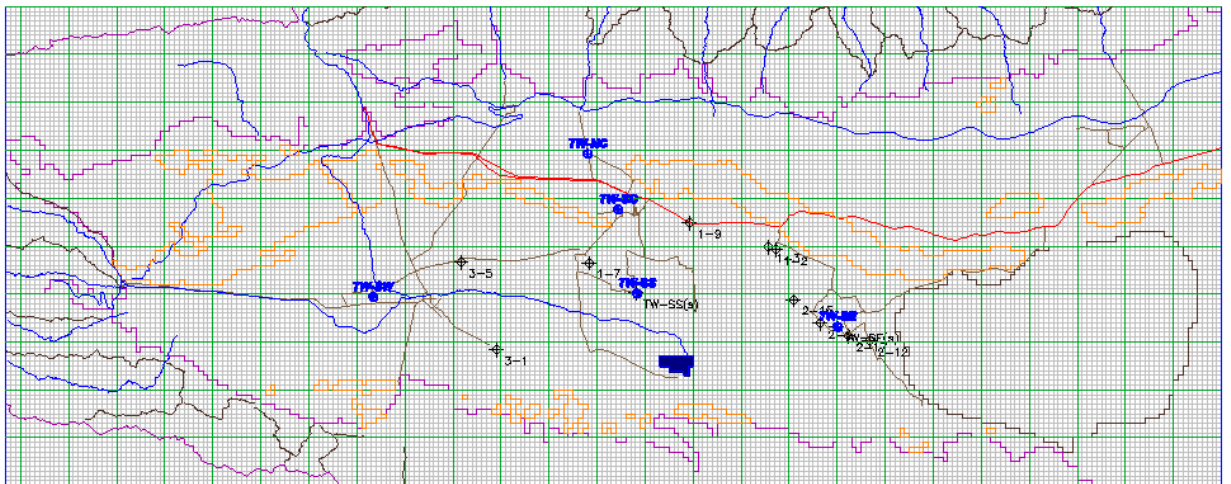


图 9.5.5 广域三维模型中固定水头边界的位置（第17层）

c. 一般水头边界

一般水头边界是指特定的网格外侧的固定水头边界、该种边界假定其网格和固定边界之间有一定的水理传导率的物质存在。一般水头边界通常在模型的周围部与外部的含水层连续的场所以及将泉等表现于模型上的场所等使用。

广域三维模型中对以下的 3 种条件设定了一般水头边界。

- ① 模型的周围部分
- ② 坎儿井的出口部分
- ③ 基底山地的上面

首先对各模型层的周围部、图 9.5.6所示在分布基岩的变水头网格设置了一般水头边界。其原因为本项目模拟中由基岩组成的水文地质基底并非被当作「不透水基底」、为了使水文地质基底也成为计算领域而再现水文地质基底和地下水盆之间的地下水流出量、考虑基岩连续性所以设定为一般水头边界。而且、模型东部相当于的吐鲁番盆地

与哈密盆地的分水界线、假定没有地下水经该界限在两个盆地间流出入所以没有设定一般水头边界而是作为封闭边界处理。同时、模型北缘部和西缘部的一部分地区、模型化领域的边界部分虽然分布着第四系、但因为这些部分的模型边界与水文地质基底边界相当、第四系含水层并不与模型边界外侧连续，所以没有设定一般水头边界而是作为封闭边界处理。

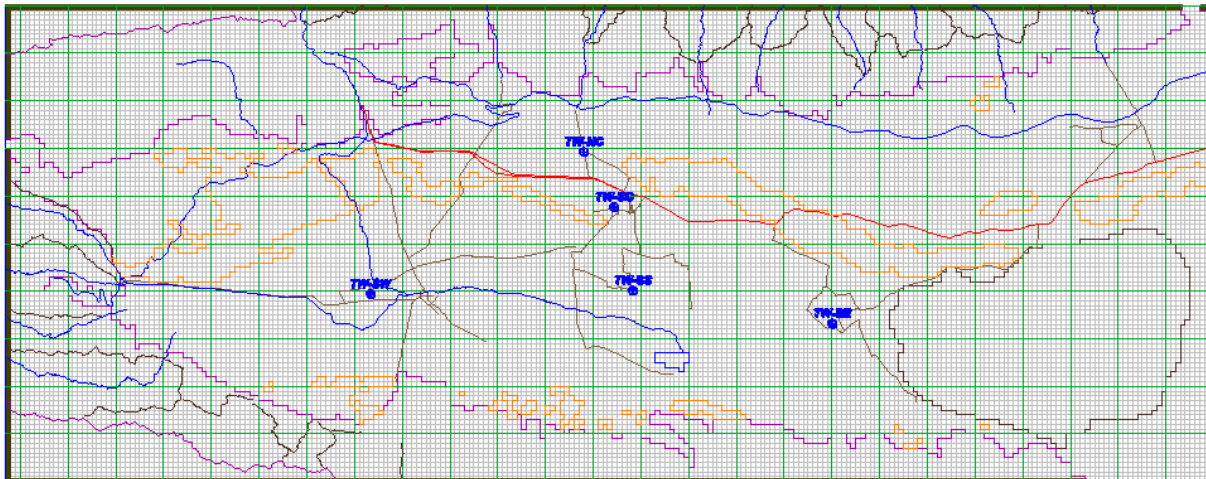


图 9.5.6 广域三维模型周围的一般水头边界（第 22 层）

另一方面、为了再现坎儿井的地下水流出、对存在有坎儿井出口的模型层的特定网格设定了一般水头边界。实际的坎儿井延长距离有的会超过 5 km、但坎儿井内的地下水随坎儿井流出处而异、而且可以判断坎儿井内水位与周围水位之关系也随季节呈复杂变化、所以假定坎儿井的地下水流出发生于存在坎儿井出口的模型网格。还假定坎儿井出口中一般水头边界的水头与模型网格内的最低地形面标相高。图 9.5.7中表示了第 16 层中一般水头边界的设置状况。在此图中、托克逊城市部的东部和吐鲁番城市部的南部、鄯善县南部的坎儿井出口等地的网格中设定了一般水头边界。进而、图中央部灰色的部分表示第 16 层中标高范围比地表面低、不存在实际地层的领域。

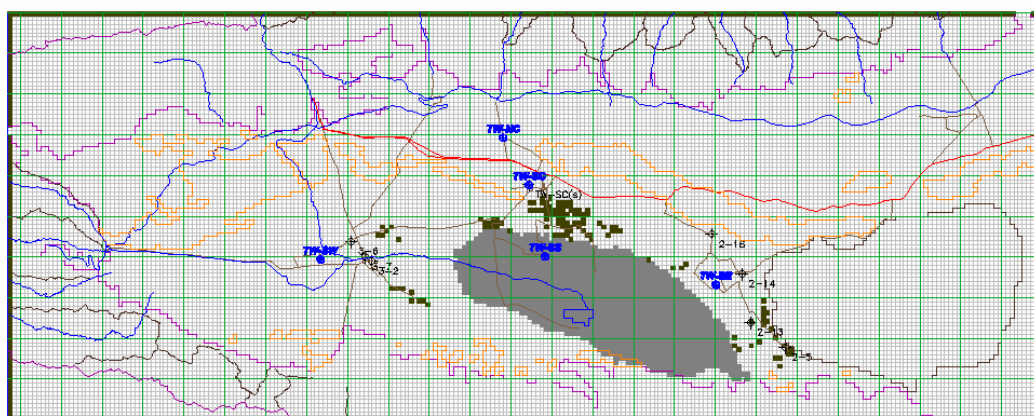


图 9.5.7 广域三维模型第 16 层的一般水头边界

在广域三维模型中、根据吐鲁番盆地内部水文解析的结果进行了地下水补给量的赋值、但在是地下水盆周围的基底山区，没有足够的可以用于对地下水补给量赋值进行计算、所以没有设定地下水补给量。为了解决这一问题、对周围基岩山区赋予一定量的地下水补给、在模型第3层的基岩山区设置了一般水头边界、使之能够表现基岩山区的地下水补给。对于这些部分的一般水头边界的外部固定水头、如后面说明的一样假定与第3层的初期水头相同、水理传导率则与标高成比例，标高约高设定的水理传导率指则越大。图 9.5.8表示了第3层中一般水头边界设定的状况。

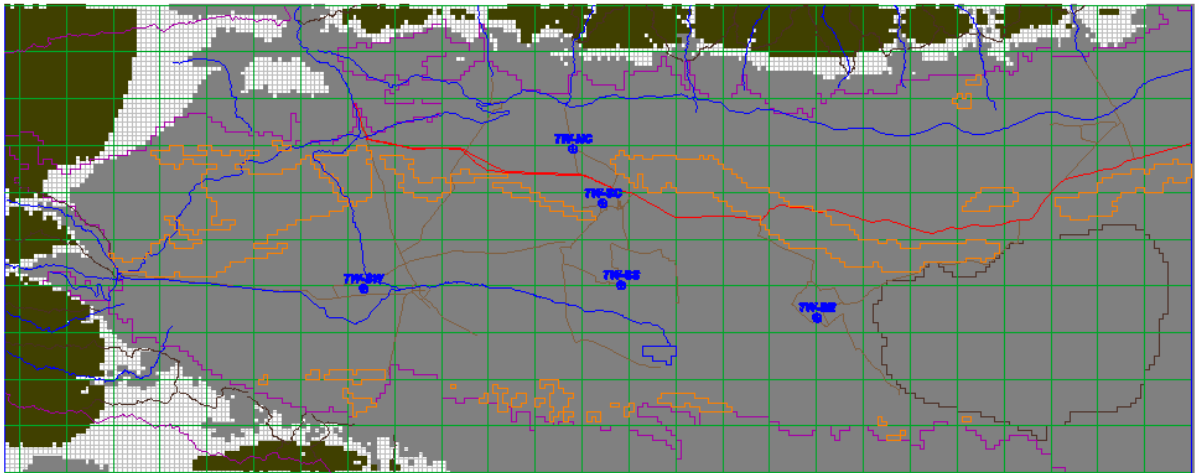


图 9.5.8 广域三维模型第3层的一般水头边界

d. 排水边界

在广域三维模型中为了通过模型再现泉的涌水量、使用 MODFLOW 里的 Drain 软件包在有泉的模型网格设定了排水边界。排水边界的基准标高为该网格内的最低地形面标高、水理传导率则考虑各模型网格的水文地质状况予以设定。图 9.5.9表示第16层中的排水边界的分布。

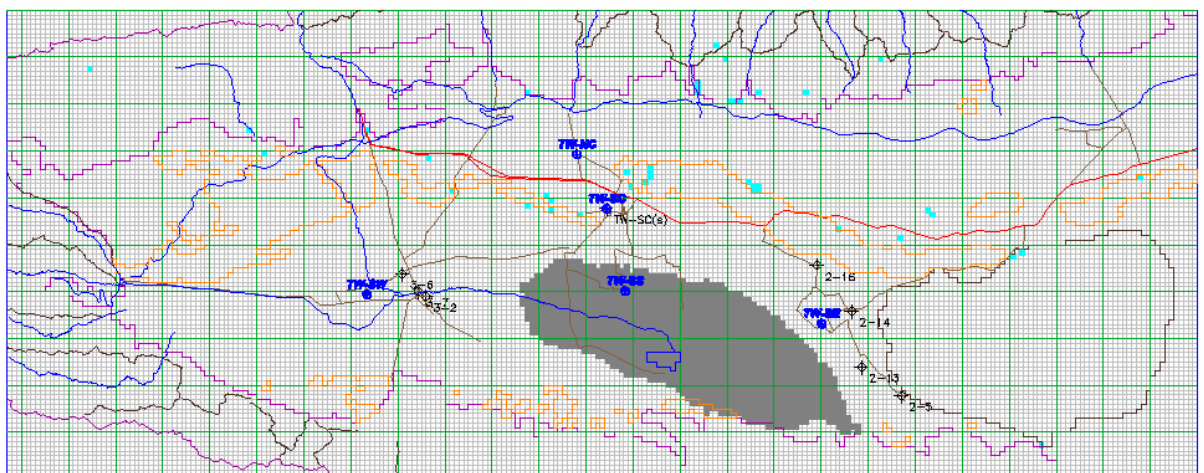


图 9.5.9 广域三维模型第16层的排水边界

9.5.3 模型的验证

a. 通过长期非稳定流计算（=准稳定流计算）作成初期水头

虽然广域三维模型的验证是通过把 1994 年 1 月到 2003 年 12 月之间不同月分的时系列数据输入进行非稳定流计算而完成的、但验证期间的非稳定流计算之前进行了长期稳定流计算（准稳定流计算）以作成非稳定流计算开始时的初期水头。

所谓地下水盆中的稳定流状态是指（式 9.2.1）中对地下水盆的补给量 $R(t)$ 和地下水盆的流出量 $D(t)$ 不随时间变化、向地下水盆的流入量和从地下水盆的流出量可以保持平衡的状态。所以、地下水盆中的地下水贮存量没有变化、（式 9.2.1）的右端为 0。

所谓地下水模型中稳定流计算是指不设定与时间相关的参数、进行时间无限大条件下的水头计算。所以、稳定流计算时的模型中没有必要贮水系数和给水度。本项目建立的广域三维模型虽然进行了稳定流计算、但因为模型的立体构造很复杂、而且作为稳定流计算对象的自然状态下的补给状况和泉的流出状况等均不消除、所以没能得到妥当的初期水头分布。

条件具备的话应该用验证期间开始时初期水头分布的实测结果作成地下水头的分布、但在吐鲁番盆地 1994 年 1 月的地下水位观测数据很有限、而且基岩和盆地周围部以及深层部的水头分布没有实测。

因此、本项目通过以下方法进行了长期非稳定流计算（=准稳定流计算）、作成了 1994 年 1 月验证计算开始时的初期水头。

- ① 设定长期非稳定流计算开始时的初期水头分布为不同网格所在的地形标高值
- ② 用 1994 年的地下水抽水条件和补给条件进行长期非稳定流计算（12 计算步长、计 100 年）
- ③ 对照 1994 年 1 月的实测地下水头分布修正模型边界条件和输入参数
- ④ 验证长期非稳定流计算的计算水头并作为非稳定流计算的初期水头输入

图 9.5.10 表示通过长期非稳定流计算得到的验证非稳定流计算用的初期水头分布结果。如图所示的初期水头是根据广域三维模型最上层的变水头网格的计算水头绘制的、实际上各模型层的初期水头的平面分布是不同的。

如此图所示、1994 年 1 月的初期水头分布在南盆地西部和东部高于地形面标高、形成自流带。同时、在北部盆地的北缘部和西缘部初期水头与地形面标高几乎相同、并在其中一部分地区高于地表。

从初期水头自身的分布形状看、在南盆地水头面较低且呈平坦的形状。另一方面、在北盆地火焰山和盐山因为有较低的透水系数，所以以之为界初期水头变高。但在南盆地和北盆地连续的吐鲁番市附近，地下水面的倾斜则较缓。在基岩区透水系数比地下水盆内低，所以地下水面随地形面而上升。

b. 通过非稳定流验证计算得到水头分布

将前项作成的初期水头输入各模型层、同时将 1994 年 1 月到 2003 年 12 月 120 个月不同月分的地下水抽水量和补给量数据输入模型进行了验证计算。图 9.5.11 以及图 9.5.12 中表示了、最上层变水头网格的地下水水面分布和地下的地下水等压水头分布。

从这些图中、可以看到地下水等压水头面在南盆地的托克逊县南部和鄯善县南部呈现的变化很小。但是、地下水头等压水头面的分布倾向几乎不变、可知在 1994 年到 2003 年的 10 年中、吐鲁番盆地内的地下水流动模式没有大的变化。其原因为吐鲁番盆地的

地下水头分布主要受地形分布的支配、只要不发生极端的地下水位下降或上升、地下水就会从地形标高较高的北盆地向较低的南盆地流动、最终到达艾丁湖附近。

c. 通过非稳定流验证计算得到水头下降量分布

如前项的说明、从标高表示的地下水等压水头的分布很难看出验证期间的地下水头的变动状况、所以以 1994 年 1 月的初期水头为基准绘制了计算水头下降量分布图, 图 9.5.13 以及图 9.5.14 所示。

从这些图中可见、1995 年 12 月的计算水头下降量在南盆地北西部的火焰山南侧为 4 m 以上、1997 年 12 月在鄯善县南部的火焰山南侧为 10 m 以上、在吐鲁番市东部的火焰山北侧为 8 m 左右、在吐鲁番市东部火焰山的南侧为 6 m 左右、在托克逊县也可以看到下降量达到 4~6 m 的地区。

到了 1999 年 12 月、水头下降量在吐鲁番市到鄯善县南部的南盆地火焰山南侧和北盆地火焰山北侧变得显著起来、与 1994 年 1 月的初期水头相比有些地区的下降量达到了 14 m 左右。同时、吐鲁番市北部也发生局部的地下水头下降。另一方面、在托克逊县的水头下降比以上地区进展缓慢、最大水头下降量为 6 m 左右。

2001 年 12 月水头下降量在吐鲁番市到鄯善县南部的南盆地火焰山南侧和北盆地火焰山北侧变得更为显著、特别是在鄯善县南部的火焰山南侧出现了水头下降量达到 20 m 左右的区域。

验证期间截至的 2003 年 12 月、鄯善县南部的火焰山南侧计算的最大水头下降量为 24 m。同时、吐鲁番市东部的火焰山南侧也出现了下降量达到 15 m 左右的部分。另一方面、在北盆地的吐鲁番市北部局部地区达到 20 m 左右、吐鲁番市东北部的火焰山北侧呈带状出现水头下降量为 10~15 m 的区域。与之相比、托克逊县的水头下降比较缓、10 年的水头下降量最大为 8 m 左右。

d. 水头变动计算结果和实测结果的比较

如以上所述、本项目中建立并验证过的模型可以很好地再现实地地下水头分布和水头下降量分布。进而为了验证模型的精度、进行了有代表性的现存观测井的地下水位变动和计算水头变动之间的对比(图 9.5.15)。

例如、从图中可见鄯善县 No. 2-14 观测井所记录的实测地下水头和计算地下水头的对比结果, 计算水头变化很好地再现了从 1994 年到 2003 年的实测水头的下降过程。而且, 从鄯善县 No. 2-12 的对比资料看, 虽然实测资料比较短, 但计算地下水头很好地再现了水位变化的类型。其他观测井的实测水头和变化幅度与计算地下水头也基本一致。

如上所述、验证过的广域三维模型可以很好地再现过去的地下水头分布和水头下降量分布以及代表性观测井中的水头变化。所以可以判断本模型能够使用于吐鲁番盆地将来的预测模拟。

e. 用广域三维模型计算的吐鲁番地下水盆的地下水流入量

在吐鲁番盆地中本项目以前实施过数次水文地质调查、但盆地内的地下水资源量一直未能摸清。特别是、地下水盆周围以及底部基岩对盆地内地下水的补给量不明。因此、使用在本项目中建立且验证过的广域三维模型、对流入吐鲁番盆地的地表水起源的地下水补给量和基岩的直接地下水流入量进行了计算。

其结果、流入盆地内的地表水·地下水都主要起源为盆地北侧和西侧的天山山脉、盆地南侧的基底山地的流入量几乎不存在。同时、如表 11.5.2 所示、从周围山地流入盆地

内的河流水和泉·坎儿井的流量、机井抽水的灌溉水的补给量在 1994~2003 年的 10 年中从 2001 年的 5.68 亿 m³/年到 1994 年的 6.66 亿 m³/年之间变动、10 年的平均值约为 6.20 亿 m³/年。

另一方面、从包围地下水盆的基岩直接流入的地下水量在 1994~2003 年的 10 年内从 2.17 亿 m³/年到 2.88 亿 m³/年之间变动、10 年的平均为 2.45 亿 m³/年。也就是说、从 10 年的平均值来看、基岩的直接地下水流入量仅占地表总补给量的 39.5%。而且、根据广域三维模型的计算结果、验证期间的 10 年里基岩山区的地下水头逐渐下降、所以基岩的地下水流入量有逐年减少的倾向。

表 9.5.2 流入吐鲁番盆地的地下水量计算结果（1994~2003 年）

	最小 (亿 m ³ /年)	最大 (亿 m ³ /年)	平均 (亿 m ³ /年)
地表的补给量	5.68	6.66	6.20
基岩区的流入量	2.17	2.88	2.45

f. 通过验证确定的水文地质参数

以上叙述过的广域三维模型的验证作业中校核过的参数汇总于表 9.5.3 之中。

表 9.5.3 通过广域三维模型的验证确定的水文地质参数

输入参数的种类	输入值
水平方向的透水系数	第四系: 1~6 m/day 火焰山-盐山: 0.04 m/day 盆地内露出基岩: 0.03 m/day 水文地质基底: 0.0005 m/day
垂直方向的透水系数	在上记的各区分里为水平方向透水系数的 1/2
有效空隙率	一律为 0.25 (=25%)
贮水系数	一律为 0.000024 m ⁻¹
给水度	一律为 0.25
一般水头边界的水文地质传导率	3,000 m ² /day
排水边界的水文地质传导率	1,000~3,000 m ² /day
网格湿润化条件	未设定

9-62

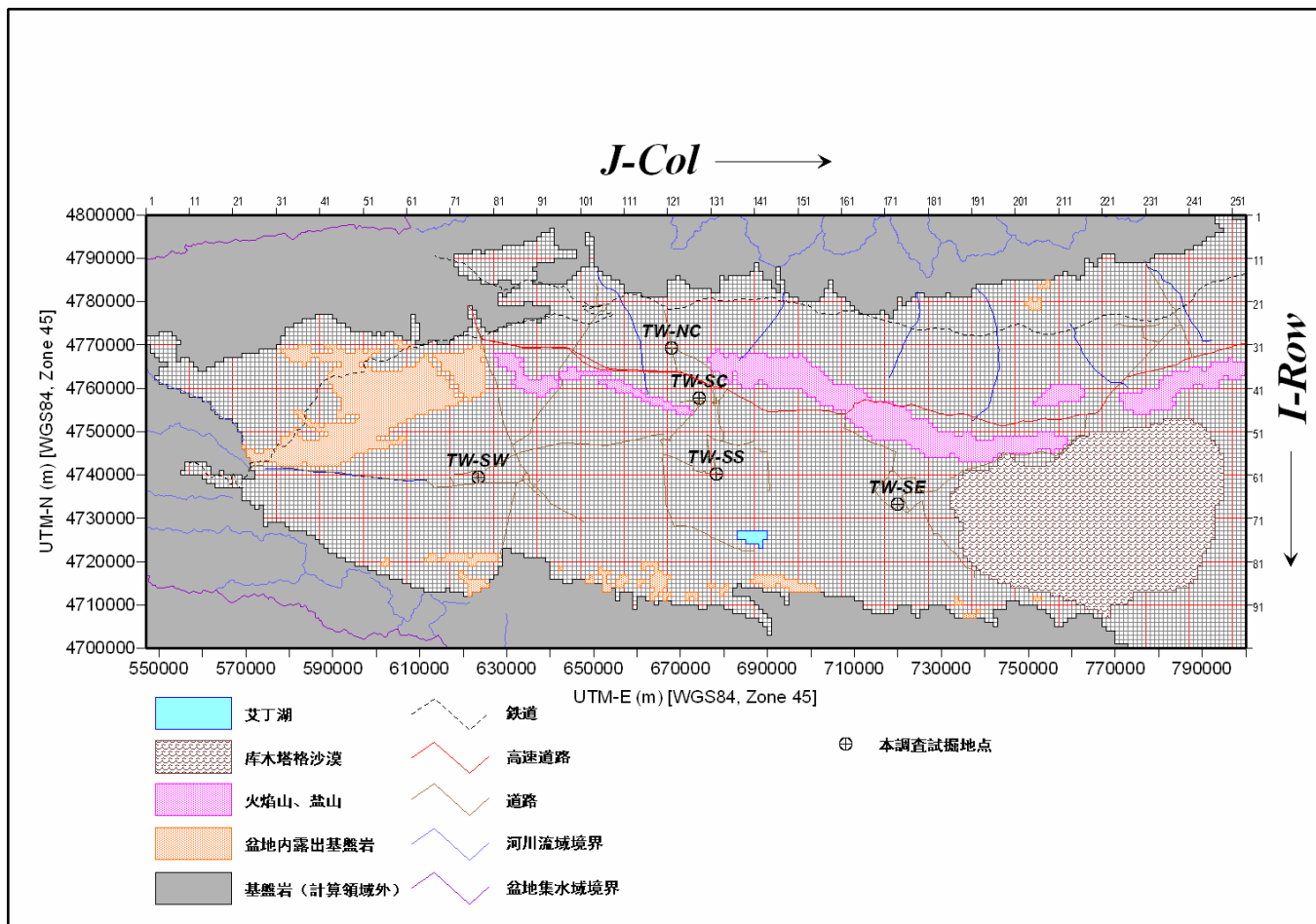


图 9.5.1 广域 3 维模型平面网格图

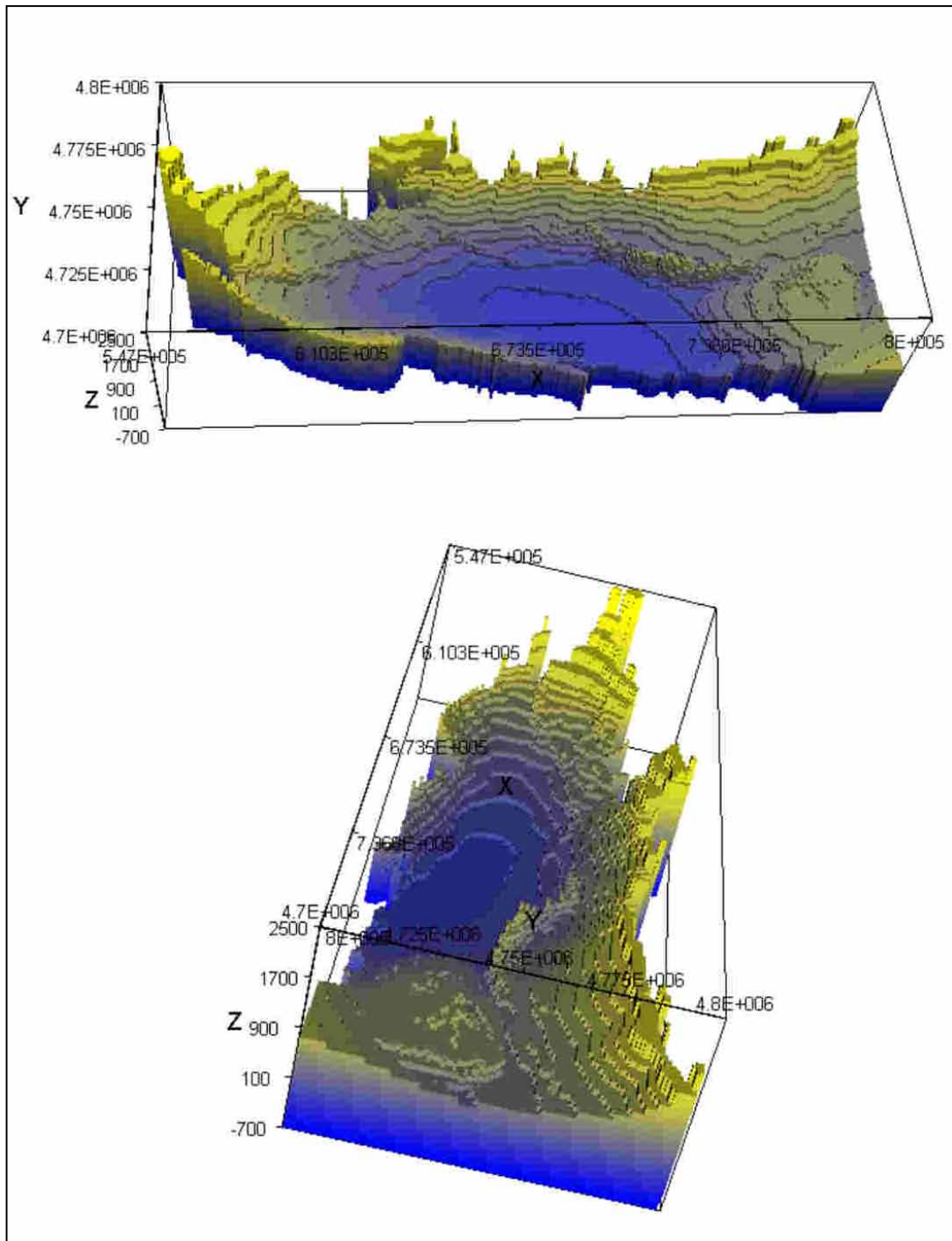


图 9.5.3 广域 3 维模型的上部构造

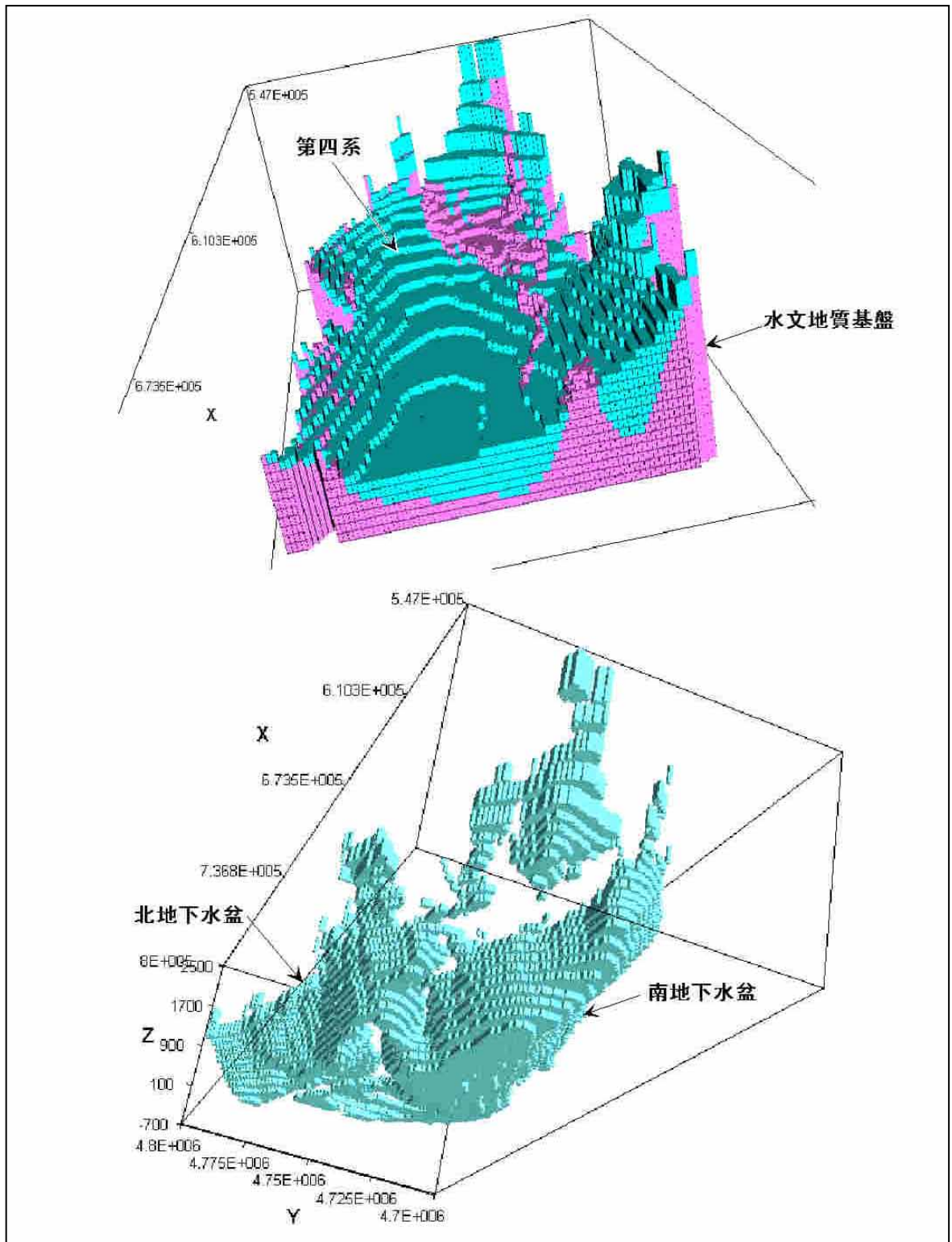


图 9.5.4 广域 3 维模型的下面构造

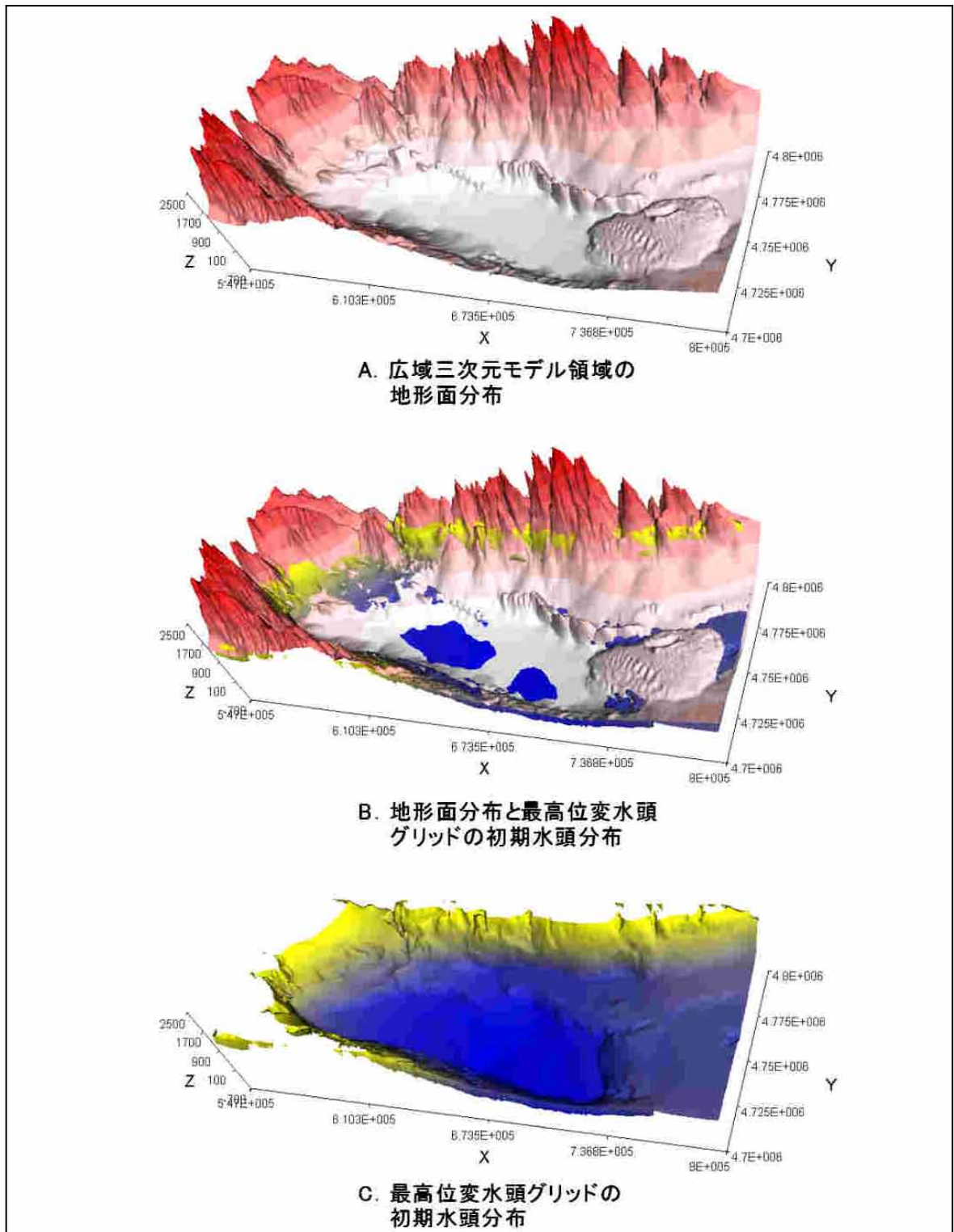


图 9.5.10 广域三维模型的地形分布和验证计算用初期水头分布（1994年1月）

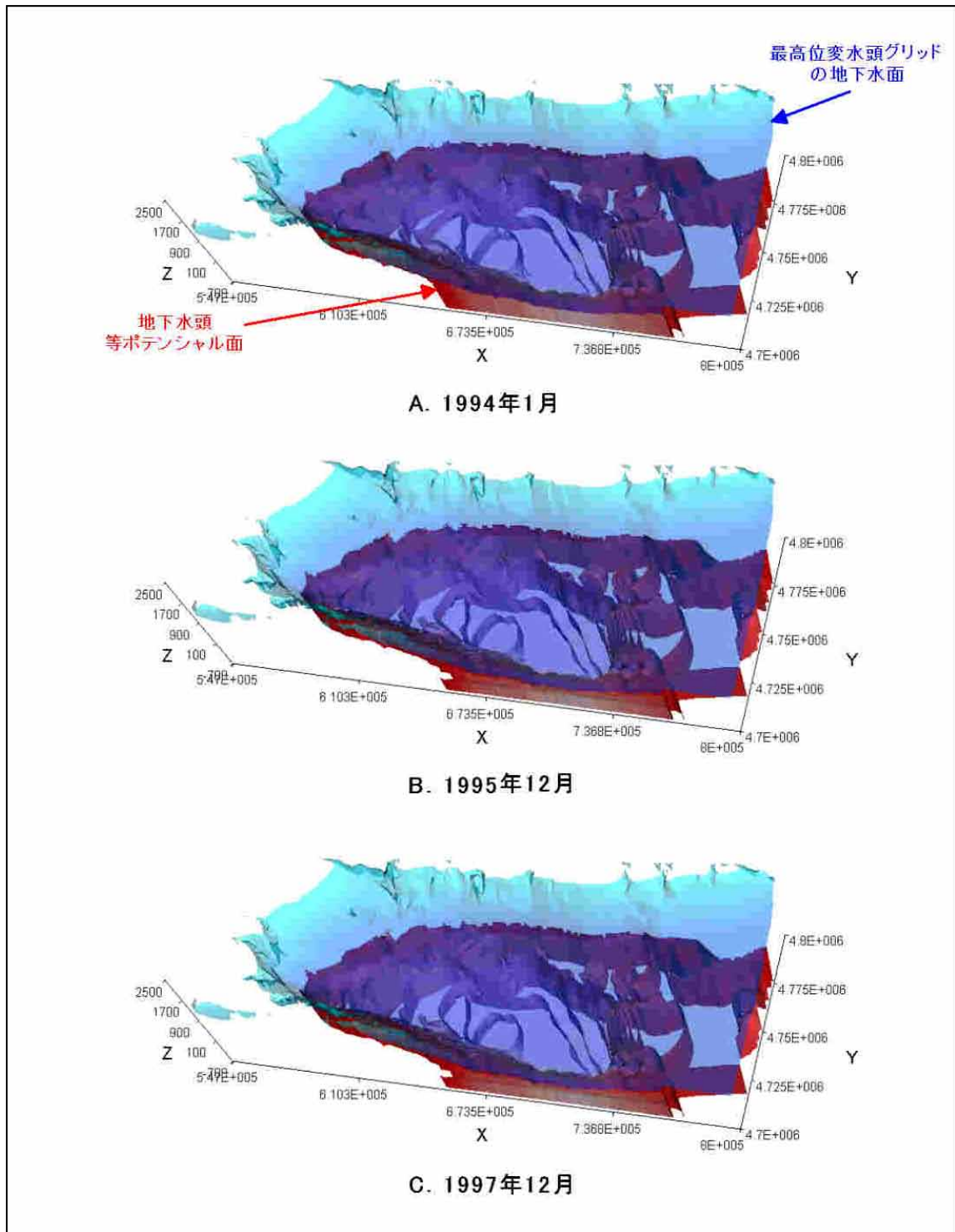


图 9.5.11 用广域三维模型计算得到的地下水头分布 (1)

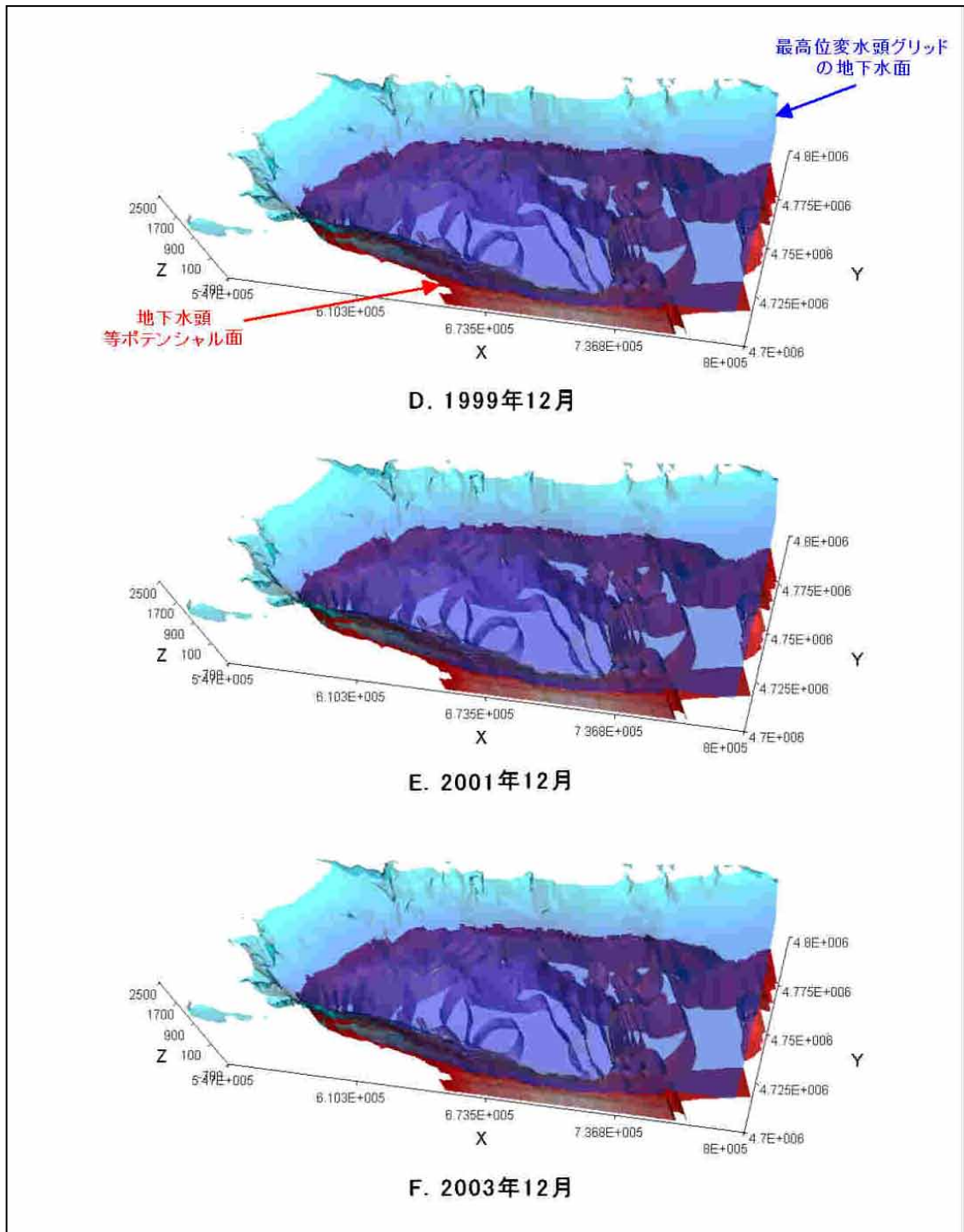


图 9.5.12 用广域三维模型计算得到的地下水头分布 (2)

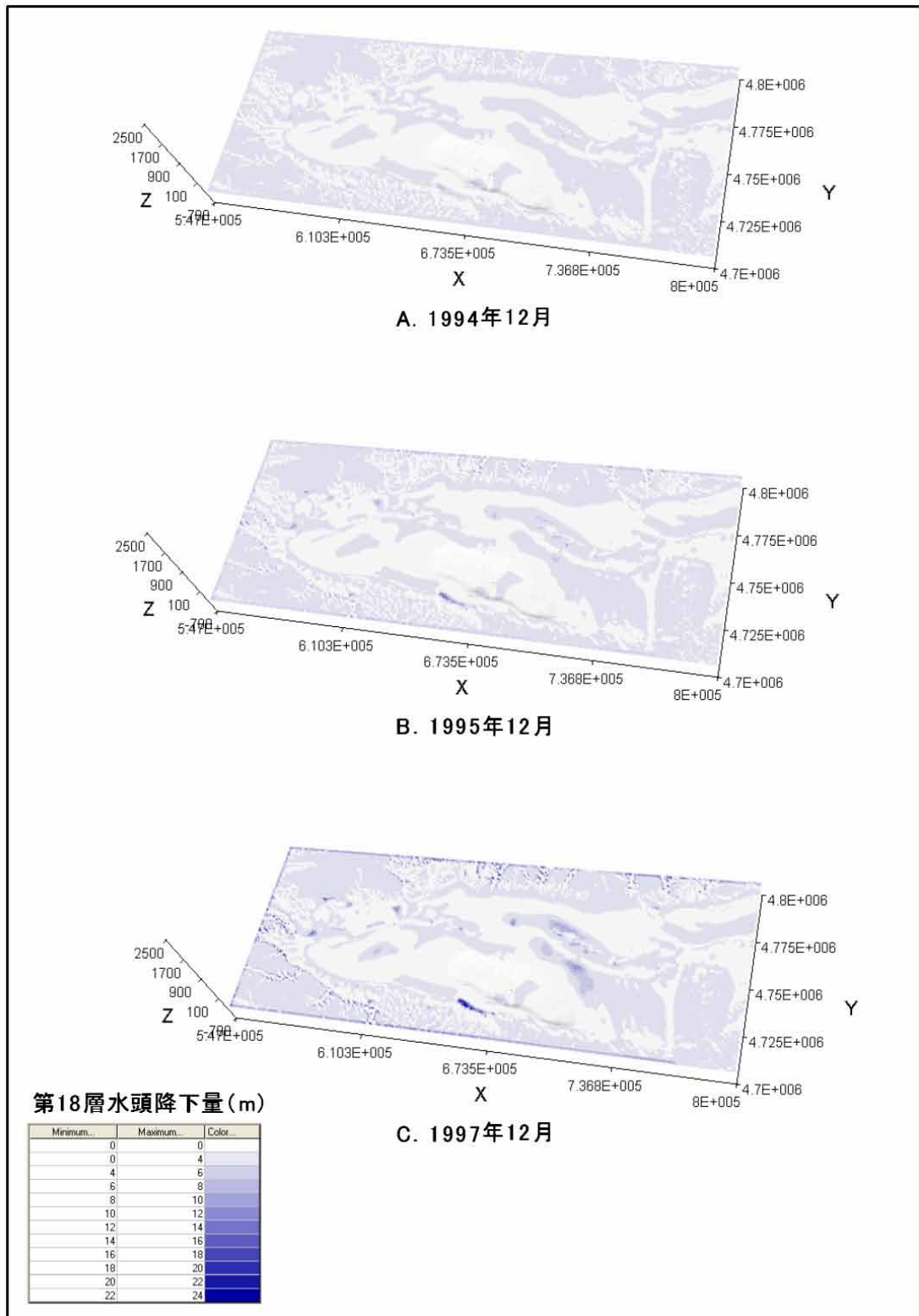


图 9.5.13 用广域三维模型计算得到的水头下降量分布 (1)

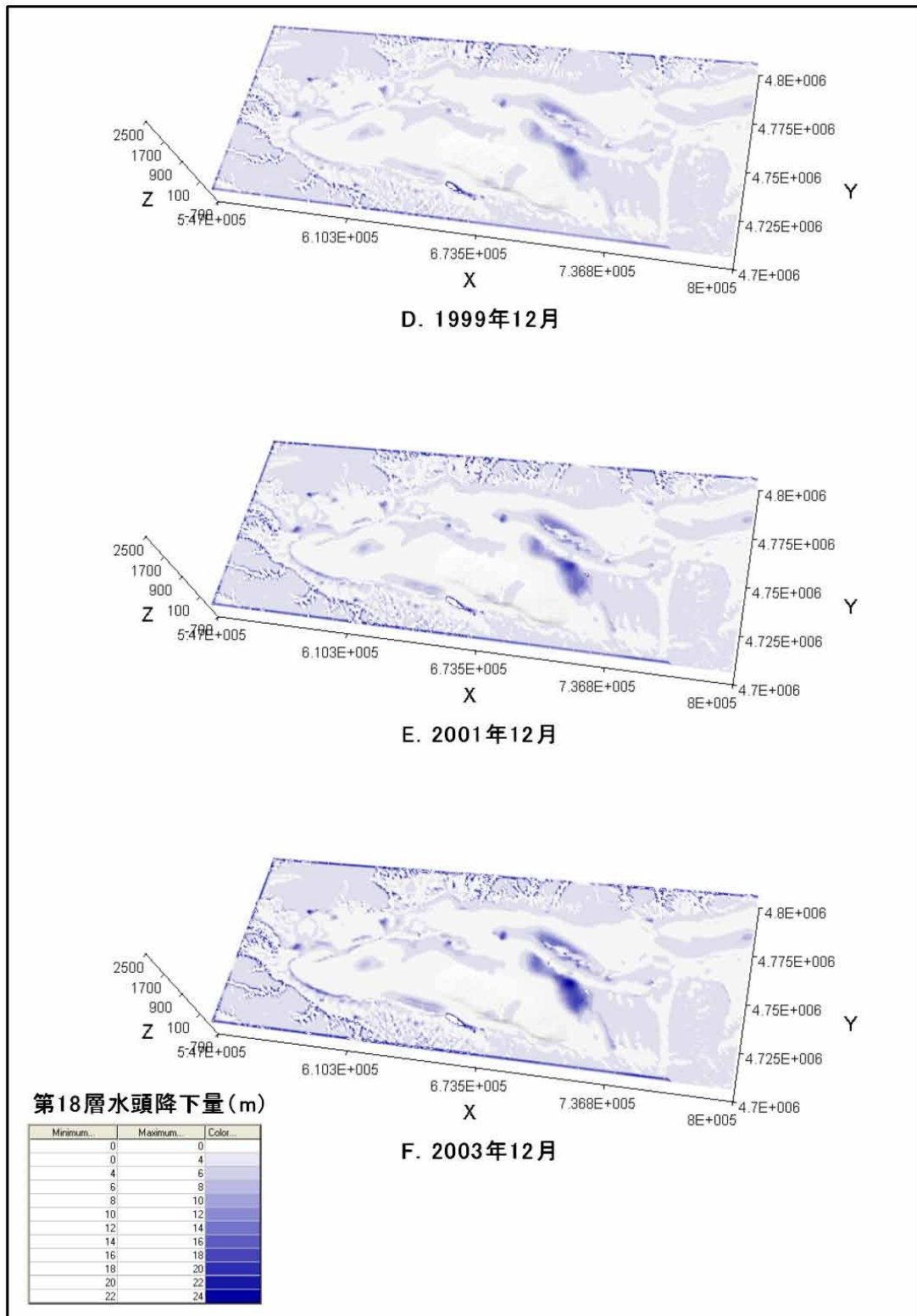


图 9.5.14 广域三维模型计算得到的水头下降量分布 (2)

07-6

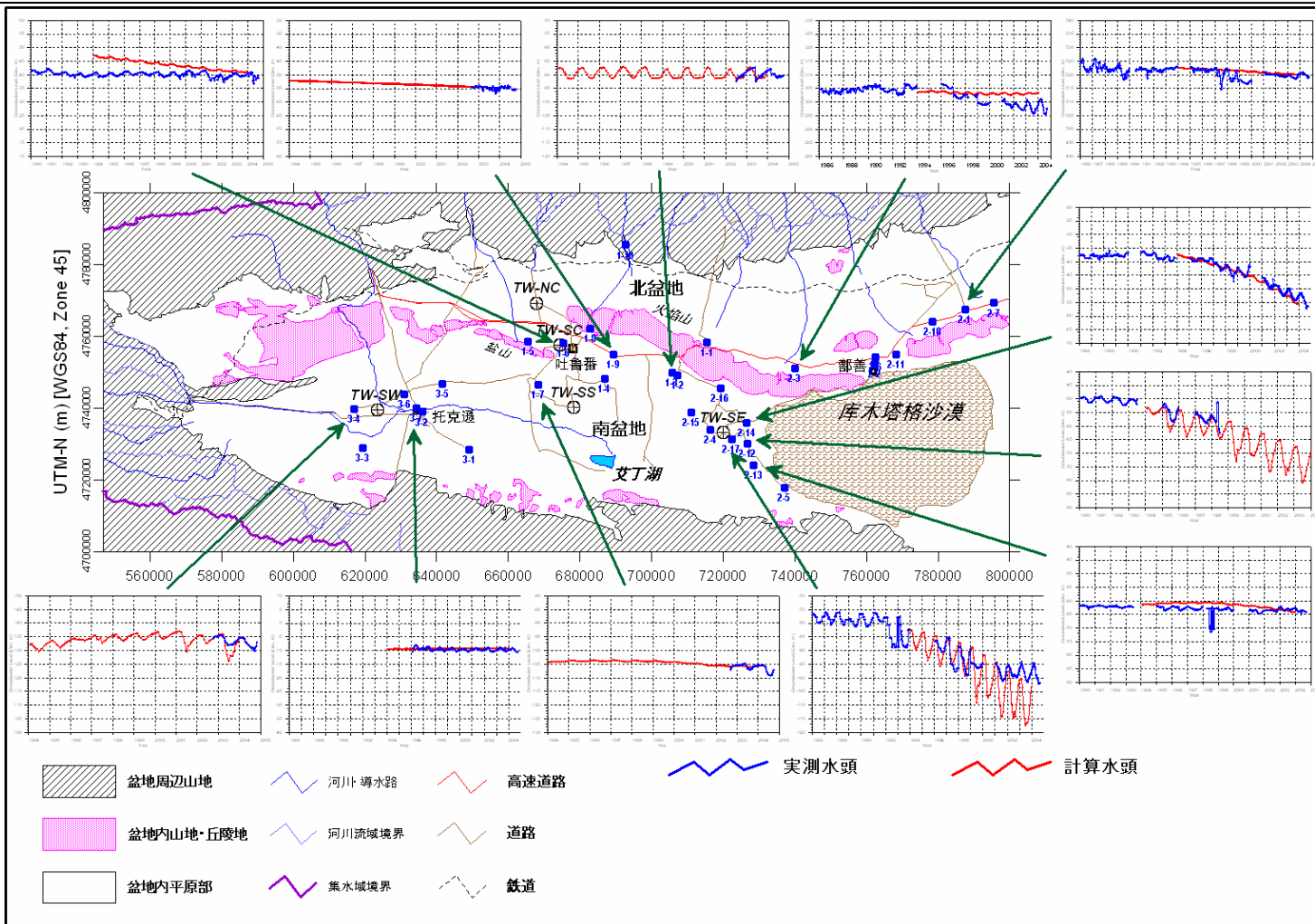


图 9.15 实测水头和计算水头的比较