

安永会 张福存 等著

# 区域水资源评价 及可持续开发利用研究

——地下水系统理论在水资源评价中的应用

地质出版社

中国水利水电出版社

# 区域水资源评价 及可持续开发利用研究

——以江苏省为例

中国水利水电出版社

# 区域水资源评价及可持续开发利用研究

——地下水系统理论在水资源评价中的应用

安永会 张福存 姚秀菊 著  
孙建平 马志靖 马绍忠

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

## 内 容 简 介

本书内容分两部分。第一部分简要介绍了国内外专家、学者关于地下水系统的论述,并从地下水系统的角度阐述了黄河中上游能源基地区域地下水系统类型的划分及其特征;第二部分详细论述了能源基地水资源评价的原则、方法与各种水资源量的计算和评价,包括地下水资源、地表水资源、总水资源计算与评价以及可供水量预测分析。

本书可供从事水文、水文地质、煤田地质等科研、生产与教学人员参考。

## 图书在版编目(CIP)数据

区域水资源评价及可持续开发利用研究/张福存等著.-北京:地质出版社,2003.9  
ISBN 7-116-03905-8

I. 区… II. 张… III. ①黄河流域-水资源-评价②黄河流域-水利资源开发 IV. TV213.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2003)第 083623 号

---

责任编辑:陈 磊

责任校对:梁素林

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京海淀区学院路 31 号,100083

电 话:(010) 82324508 (邮购部);(010) 82324565 (编辑部)

网 址:<http://www.gph.com.cn>

电子邮箱:[zbs@gph.com.cn](mailto:zbs@gph.com.cn)

传 真:(010) 82310759

印 刷:北京印刷学院实习工厂

开 本:787mm×1092mm<sup>1</sup>/<sub>16</sub>

印 张:7.75 (共 2 册)

字 数:190 千字

印 数:1—500 册

版 次:2003 年 9 月北京第一版·第一次印刷

定 价:18.00 元 (共 2 册)

ISBN 7-116-03905-8/P·2409

---

(凡购买地质出版社的图书,如有缺页、倒页、脱页者,本社发行处负责调换)

# 前 言

黄河中上游能源基地是我国能源基地的重点开发区，具有能源和资源的双重优势。近年来随着开发建设速度的加快，水资源需求量越来越大。但由于地处我国北方干旱半干旱地区，地下水资源量不仅不足，而且地域分布极不均衡，水的问题已成为基地建设的重要制约因素。

新中国成立以来，区内先后有地矿、煤炭、水电、城建等部门以不同目的、在不同地区做了许多地质、水文地质工作。但由于以往水文地质工作，多是不同部门、不同单位在不同时间结合各自任务分别开展的，评价方法、评价标准不尽一致，客观上造成对区域整体认识的不足。为了对能源基地建设提供可靠的水资源量，需要对黄河中上游能源基地地下水资源进行科学的、全面系统的研究评价。因此，“黄河中上游能源基地供水前景研究”被列为“八五”国家重点科技攻关项目“黄河治理与水资源开发利用研究”专题之一。本书是在其子专题“能源基地地下水资源评价及可供水量预测分析”研究成果基础上编写的。

黄河中上游能源基地面积约  $4.12 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，地下水类型齐全，地质、水文地质条件复杂，本项成果首次将地下水系统理论的思想应用于能源基地区域地下水资源评价。根据区内不同水文地质条件、沉积环境、含水介质以及地下水流场等特点，对全区首次划分出岭盆、河谷平原孔隙水系统，岩溶水系统，沙漠孔隙水系统，黄土高原孔隙、裂隙水散流系统，山地、高原裂隙水散流系统五种地下水系统类型及 50 个地下水系统，并按不同地下水系统类型建立了地下水资源评价模式和评价方法。通过分析对比，首次建立了区内主要水文地质参数系统，提高了区域水资源评价精度。在分析研究地表水、地下水转化关系的基础上，计算了全区地下水天然资源量、地下水可开采量，估算了地表水天然资源量和可利用量，并进行了供水潜力分析。

20 世纪 80 年代以来，国际上都很重视地下水系统的研究，其主要原因是随着国民经济的迅速发展，各国普遍存在着由于过量开采地下水而造成区域地下水位大幅度下降以及水质恶化和水质污染等问题。因此，不首先解决区域性水资源评价，就不能妥善解决局部地区的水资源问题。研究地下水系统是解决区域性地下水资源评价的可靠途径，只有在全面研究地下水系统的基础上，才有可能正确建立数学模型，并为建立管理模型奠定基础（陈梦雄等，1984）。

我国传统的区域水资源评价一般按水文地质单元并结合行政区划或流域进行。为了对全国地下水资源进行更全面、系统、科学地评价，国土资源部在其国土资源“十五”计划纲要中明确了按大流域和地下水系统进行新一轮地下水资源潜力调查评价（赵运昌，2002）。本书对区域水资源调查评价具有借鉴意义。

国土资源部高级咨询中心辛奎德教授、国土资源部地质环境监测院段永候教授、原地质矿产部环境司乐美煜高工、河南地矿局温彦总工以及中国地质大学（北京）陈爱光教

授、李慈君教授对子专题研究和书稿提出了许多宝贵意见和帮助，作者在此表示衷心感谢！中国地质调查局水文地质工程地质技术方法研究所陈振华、范明、马岳昆、赵先敏等同志对研究成果作了大量工作，贾淑琴、高俊琴、赵亚萍、黄斌同志绘制了研究成果和书稿图件，在此一并表示谢意！

由于我们水平有限，书中缺点和错误在所难免，恳请读者批评指正。

作 者  
2003 年 5 月

# 目 录

## 前 言

|                   |      |
|-------------------|------|
| 第一章 区域地下水系统       | (1)  |
| 一、地下水系统概述         | (1)  |
| 二、区域地下水系统的自然环境    | (3)  |
| 三、地下水系统类型及特征      | (5)  |
| 第二章 地下水资源评价       | (13) |
| 一、评价原则与方法         | (13) |
| 二、地下水资源计算         | (13) |
| 三、水量水质评价          | (27) |
| 第三章 地表水资源估算       | (30) |
| 一、评价原则与方法         | (30) |
| 二、地表水资源量          | (30) |
| 第四章 黄河中上游能源基地总水资源 | (32) |
| 一、区域地下水地表水转化关系分析  | (32) |
| 二、水资源总量           | (38) |
| 第五章 可供水量预测分析      | (41) |
| 一、水资源利用现状         | (41) |
| 二、可供水量预测分析        | (43) |
| 结 论               | (47) |
| 参考文献              | (49) |

# 第一章 区域地下水系统

## 一、地下水系统概述

20 世纪 40 年代提出一般系统论以来,系统思想与系统方法广泛地渗透到各学科领域<sup>[3]</sup>(张永波等,2001)。所谓“系统”是指由相互作用和相互依赖的若干部分(要素)组成的具有特定功能的有机整体。

早在 1940 年哈伯特(M. K. Habbert)就在地质学杂志上发表的“地下水运输”一文中提出了地下水流系统这一概念。60 年代托思(J. Toth)又做了大量研究工作。1963 年他在假定条件下,从理论上勾画出均质各向同性潜水含水层的水流系统。1978 年他又提出了“穿层重力水流”,表达了非均质含水层中水流系统(李文鹏等,2001)。美国伊利诺斯大学多曼柯(P. A. Domenico)在《地下水水文学模型与原理》(1972)一文中指出:“不同学科所说的系统有不同的内容,如水文地质研究的地下水系统,指的是具有某种性质的岩石的集合体,它能自由地容纳水和运移水,并与其他不能自由容纳水和运移水的岩石相邻接。而水动力学家则可以把这些同样岩石中水流势能的分布称为地下水流系统”(陈梦雄等,1984)。

随着人口的增加和经济的增长,人类对地下水环境造成的影响愈来愈大,地下水调查研究和水资源评价越加复杂化。自 20 世纪 80 年代以来,运用系统论的分析方法进行“地下水系统”的研究,日益受到国际水文地质学界的重视。1983 年 5 月,由联合国科教文组织会同国际水文地质协会与国际水文科学协会等机构,在荷兰召开了“地下水系统调查方法”国际学术讨论会,着重探讨了地下水系统的基本概念、野外工作方法以及参数研究与测试技术等问题。

由于研究目的与内容的差异,国内外对地下水系统概念提法较多。

美国地质调查所水资源处拉尔夫 .C. 海斯认为:“地下水系统”这一术语,指的是从潜水面到岩石裂隙带底面的这一部分地壳,是地下水赋存和运移的场所,由含水层和围闭层所组成。美国道济(Dooye, 1967)为地下水系统下的定义是“任何真实的或抽象的结构、装置、方案和过程,在一定时间内所反映的物质、能量、信息的输入和输出及其演变关系”(陈梦雄等,1984)。

荷兰学者英格伦(G. B. Engelen)认为,地下水系统可以看作在时间和空间上具有四维性质的,能量不断新陈代谢的有机整体。它主要表现出以下特性:边界类型的模式、容积、结构、阻力或势能转换能力、流出系统、相邻系统之间的联系、水质类型和模式、地下水系统的发展历史\*。

陈梦雄、许志荣在《地下水系统的基本概念与研究方法》(1984 年)中指出:地下水

---

\* 引自陈爱光、徐恒力等(1987 年)中国地质大学教材《地水系统与地下水系统分析》。

系统是一个错综复杂,包括各种天然因素、人为因素所控制的,具有不同等级的互有联系又相互作用,在时空上具有四维性质和各自特征、不断运动演化的若干独立单元的统一体。地下水系统的基本概念,可以归纳为:①地下水系统是由若干具有一定独立性、又互有联系、互相影响的不同等级的亚系统或次亚系统所组成;②地下水系统是水文系统的一个组成部分,与降水-经济亚系统和地表水亚系统存在密切联系、互相转化;地下水系统的演变,很大程度上受这些亚系统的输入与输出系统所控制;③每个地下水系统都具有各自特征与演变规律,包括各自的水动力系统、水化学系统等;④含水层系统与地下水系统代表两种不同的概念,前者具有固定的边界,后者的边界是可变的;⑤地下水系统的时空分布与演变规律既受天然条件的控制,又受社会环境、特别是人类活动的影响而发生变化。

许涓铭等(1988年)认为:狭义的地下水系统由三部分组成:输入( $X$ )、地下水系统实体 $f(X)$ 、输出( $Y$ )(图 1-1),地下水系统的输入和输出关系可表示为: $Y = f(X)$ 。



图 1-1 地下水系统  
(据 Willis 和 Yeh (1987) 改编)

(1) 输入:即地下水系统接收环境的物质、能量或信息。在系统工程中,通常称输入为输入变量,它又可分为可控变量和非可控变量。前者是可受人为操作的,又称为决策变量,如抽水量、人工回灌量等,正是通过对决策变量的操作,来达到对地下水系统控制和管理的目的;

(2) 输出:即地下水系统对输入的响应,这种响应可以是系统状态的变化或系统环境给出的物质、能量或信息。如上述输入引起的地下水位和泉流量变化即为地下水系统的输出,在系统工程中将输出称为输出变量。用来表示系统状态的一组独立的输出变量称为状态变量,如地下水位、地下水矿化度均为地下水系统的状态变量;

(3) 系统实体:又称为水文地质实体,即系统的结构,如含水层的类型、结构、水文地质参数、边界条件等,它决定了输出对输入的响应程度(张永波等,2001)<sup>[3]</sup>。

王大纯等(1995年)认为狭义的地下水系统是指由隔水层或相对隔水岩层圈闭的,

具有统一水力联系的含水岩系统(张永波等, 2001)<sup>[3]</sup>。

综合上述观点, 我们认为地下水系统是在一定的范围、一定的地质、水文地质体内, 地下水按一定的规律构成一个整体, 它们有共同的补给来源和统一的排泄途径, 与相邻系统水力联系微弱的综合体。也就是说, 地下水系统是由输入、输出与水文地质实体所组成。地下水系统具有集合性、相关性、目的性、整体性等性质。

## 二、区域地下水系统的自然环境

黄河中上游能源基地包括宁夏全区和内蒙古、山西、陕西、河南四省区的部分地区。其西部为宁夏西界, 东到河南省的花园口, 北起内蒙古的阴山南侧, 南到陕西省秦岭北侧(陕、蒙、宁内流区除外)。地理坐标东经  $104^{\circ}33'$  ~  $113^{\circ}36'$ , 北纬  $33^{\circ}36'$  ~  $41^{\circ}44'$ , 总面积  $412030 \text{ km}^2$ 。

### 1. 自然地理特征

研究区周边由山地围绕, 北面和南面分别为东西走向的阴山、秦岭山地, 西面是南北走向的贺兰山地, 东面为北北东走向的太行山山地。山地多为荒山秃岭, 山势陡峻, 地形切割剧烈, 一般海拔标高  $1500 \sim 3500 \text{ m}$ , 形成中高山地貌。

研究区腹地黄河围绕, 北部为鄂尔多斯高原, 并分布有库布齐沙漠, 向南是陕北、晋西、宁南黄土高原, 并分布有毛乌素沙漠。鄂尔多斯高原地形坦荡, 起伏较缓, 基岩裸露, 多为剥蚀石质丘陵, 海拔标高  $1200 \sim 1500 \text{ m}$ , 相对高差  $50 \sim 100 \text{ m}$ 。黄土高原地形切割破碎, 沟谷纵横, 形成塬、梁、峁等侵蚀黄土地貌, 一般海拔标高  $1100 \sim 1500 \text{ m}$ 。沙漠地区流沙层厚  $30 \text{ m}$  左右, 形成沙丘、沙链、平沙地、滩地等风积地貌。

由断陷作用后, 经黄河及其支流的冲积而形成宁夏平原, 河套平原、关中平原、山西省中部主要盆地。盆地中部地形平坦, 周边为山地环绕, 构成岭盆堆积地貌(张家明等, 1991)。

本区地处内陆, 属于旱到半湿润季风气候。降水量从西北向东南递增, 西北部多年平均降水量仅  $150 \sim 200 \text{ mm}$ , 到东南部增加到  $700 \sim 800 \text{ mm}$ (图 1-2)。降水集中在  $6 \sim 9$  月份, 约占全年降水的  $70\%$  以上。日降水强度差异较大, 有的年份一天的降水量相当于枯水年一年的降水量; 年际间丰枯水量相差几倍。水面蒸发度从西北向东南递减, 从西北部的  $2200 \sim 2500 \text{ mm}$ , 到东南部递减为  $1200 \sim 1500 \text{ mm}$ 。全年多盛行西风, 年平均风速  $2 \sim 3.6 \text{ m/s}$ , 5 级以上大风日数在  $15 \sim 30$  天, 最多可达百天。

区内属黄河水系, 主要的一、二级支流有汾河、渭河、洛河、无定河、窟野河、大黑河、都思图河等。它们具有明显的夏雨型和山地型特点。河水位涨落大, 丰枯流量相差悬殊, 而且含沙量大。地表径流深的区域分布及其年内、年际变化明显受降水量的控制。

### 2. 主要含水岩组及其特征

研究区地处阴山、秦岭纬向构造带和新华夏系太行山隆起带之间。北部是阴山纬向构造带; 南部是秦岭纬向构造带与祁吕贺兰山字形前弧的复合部位; 东部是新华夏系太行山、吕梁山一级隆起带和山西省中部盆地构成的沉降带, 及其与祁吕贺兰山字形东翼反射弧的复合部位; 西部是祁吕贺兰山字形脊柱与经向构造带复合部位。

黄河中上游能源基地除绝大部分地区缺失上奥陶系、志留系、泥盆系及下石炭系外,

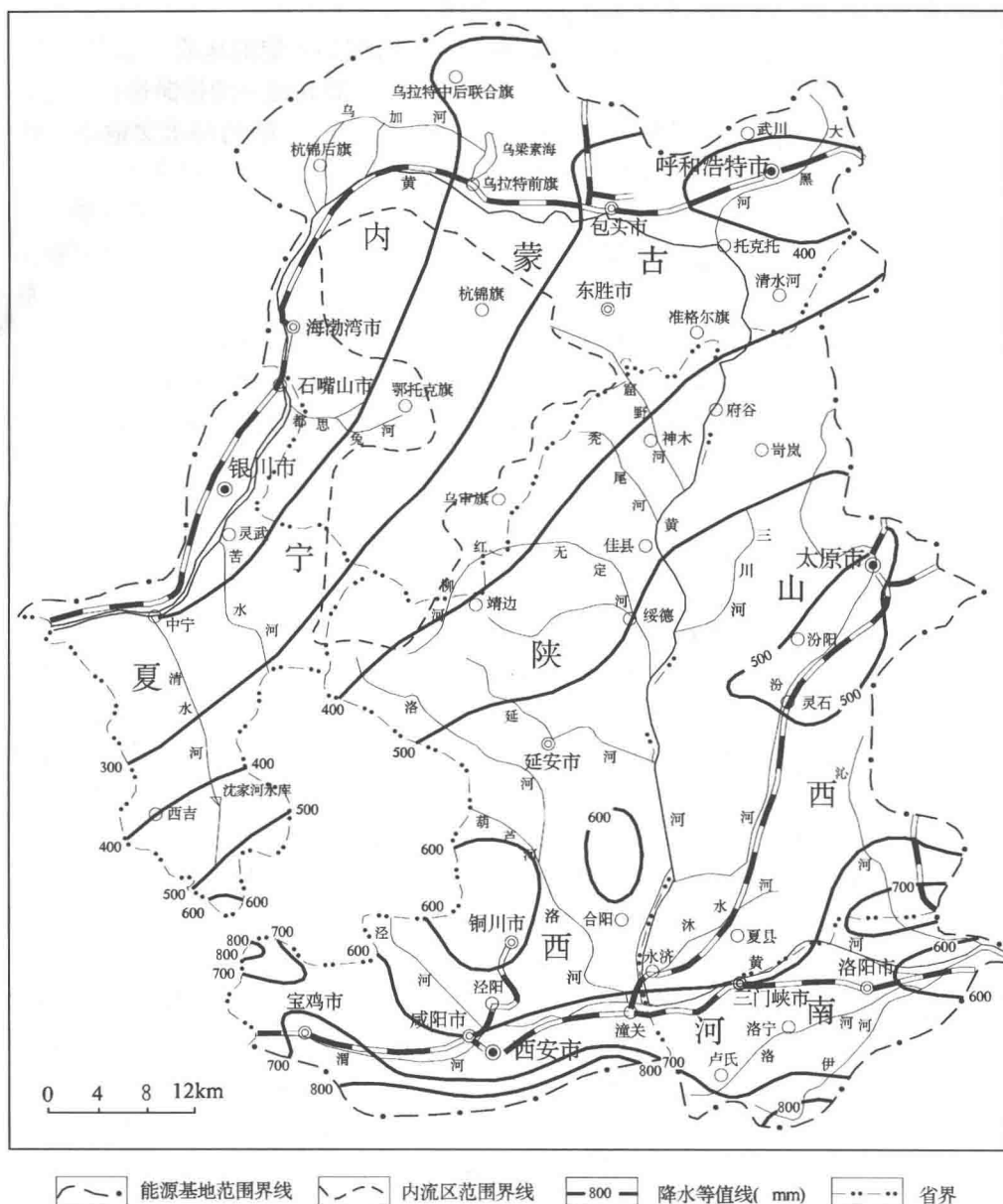


图 1-2 黄河中上游能源基地降水等值线图

其余地层齐全。由于岩性及其分布、埋藏和地貌、地质构造等差异，使地下水的补给性能、储水性能、渗透性能及地下水动力特征等都有较明显的差异。依据地下水的含水介质及含水特征，将含水岩层划分为松散岩类孔隙水、碳酸盐岩类岩溶水、碎屑岩类孔隙裂隙水、岩浆岩变质岩岩类裂隙水四大含水岩系。

(1) 松散岩类孔隙水含水岩系：按着地貌，第四纪沉积物成因类型等因素划分为冲洪积冲湖积层孔隙水、黄土孔隙裂隙水、沙漠孔隙水含水岩组。

冲洪积冲湖积层孔隙水含水岩组：主要分布于新生代断陷平原，盆地及河谷平原中，

由冲洪积冲湖积砂、砂砾石与各类粘性土组成。巨厚的沉积物因多种岩性相互交错、叠置形成了数个复杂的含水层组，是区内主要开采层。上部为浅层潜水—微承压水含水层组，下部是深层承压水含水层组。

浅层潜水—微承压水含水层组，底板埋深一般 30 ~ 70 m，山前洪积扇区可达 100 m 以上。富水性较好，大部分地区单井涌水量大于  $1000 \text{ m}^3/\text{d}$ ，极富水地段可达  $5000 \text{ m}^3/\text{d}$  以上。深层承压水含水层组一般在 300 m 深度内有数个含水层，划分为两个含水组，与上部浅层潜水—微承压水含水层组之间有较厚的稳定粘土隔水层，多数地区单井涌水量 100 ~  $1000 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

黄土孔隙裂隙水含水岩组：主要分布于晋西、陕北、宁南黄土高原区，含水层厚几十米到上百米。富水性一般较差，单井涌水量一般小于  $10 \text{ m}^3/\text{d}$ ，长武、洛川塬和毛乌素沙漠前缘盖沙梁岗区，单井涌水量可达 100 ~  $500 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

沙漠孔隙水含水岩组：分布于毛乌素、库布齐、乌兰布和、腾格里沙漠区，一般为透水不含水层，与下伏含水层构成统一含水层，一般富水性差，单井涌水量小于  $10 \text{ m}^3/\text{d}$ ，毛乌素沙漠区富水性较好，部分富水地段单井涌水量大于  $2000 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

#### (2) 碳酸盐岩类岩溶水含水岩系

主要分布于山西的吕梁山、太行山、陕西渭北及河南黄河两侧山地区，具有良好的开发前景。岩溶水主要赋存于奥陶系、寒武系、震旦系灰岩、白云岩、泥灰岩、硅质灰岩的溶隙、溶孔、溶洞中，含水层厚度大、分布广，是一套巨厚的多层复合的含水结构体。中奥陶统灰岩富水性最好，中寒武统富水性中等，其他富水性较差。岩溶水的富水性极不均一，有的富水部位单井涌水量最大达  $5000 \text{ m}^3/\text{d}$ ，而有的部位可能无水。

#### (3) 碎屑岩类孔隙裂隙水含水岩系

碎屑岩孔隙裂隙水含水岩组：系指鄂尔多斯自流水盆地第三系、白垩系下统志丹群含水层组，主要分布于内蒙古伊克昭盟和宁夏黄河东侧一带，岩性主要为砂岩及泥岩，既有潜水又有承压水。潜水含水层厚 20 ~ 70 m，承压水含水层一般厚 100 ~ 300 m。区内富水性较差，单井涌水量一般小于  $100 \text{ m}^3/\text{d}$ ，局部地带可达  $1000 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

碎屑岩裂隙水含水岩组：由白垩纪之前各时代未变质的碎屑岩组成，主要分布于山地高原区。由于节理裂隙不发育，并多呈闭合型，所以富水性较差，单井涌水量多小于  $100 \text{ m}^3/\text{d}$ 。主要是风化裂隙和构造裂隙含水，风化壳较厚和构造破碎带处富水性稍好。

(4) 岩浆岩变质岩类裂隙水含水岩系：主要分布于山地区，风化裂隙、构造裂隙、成岩裂隙充水。富水性较差，单井涌水量多小于  $100 \text{ m}^3/\text{d}$ 。阴山山前分布有层状玄武岩，成岩裂隙发育，单井涌水量可达 100 ~  $1000 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

### 三、地下水系统类型及特征

依据研究区不同水文地质条件的特殊性、沉积环境类型、含水介质的孔隙性、地下水流场和研究目的等，将区内划分为五种地下水系统类型，共 50 个地下水系统。由于本次研究性质是大区域水资源评价，因此，不再划分地下水子系统。

#### 1. 岭盆、河谷平原孔隙水系统类型

岭盆是指新生代以来，由于大幅度断陷，沉积了巨厚的第四纪和第三纪湖积、冲洪积

砂砾石及粘性土类的断陷盆地。盆地周围为中、低山山地，中间地块陷落，接受新生代松散岩类沉积，其形成和发展受边山主干断裂严格控制（图 1-3）。河谷平原是指山间河谷盆地，其形成和发展主要受河流控制。

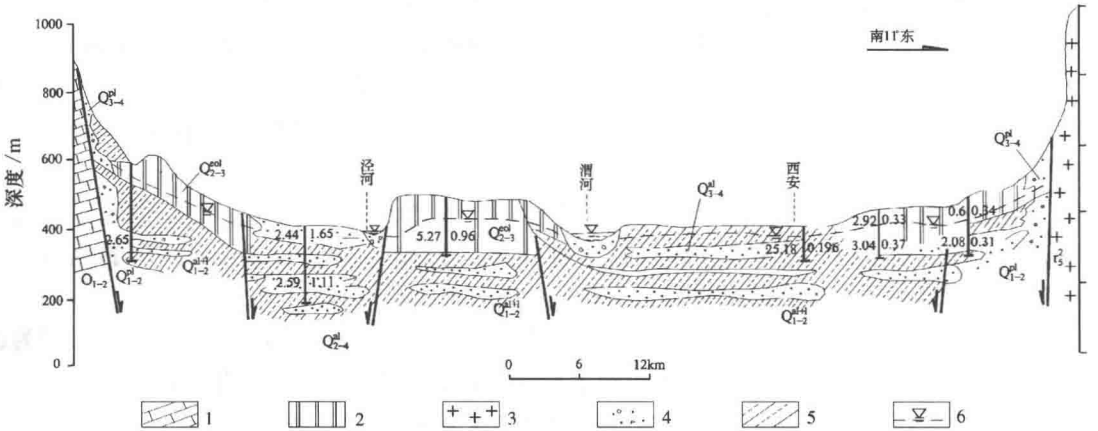


图 1-3 关中盆地水文地质剖面图

1—灰岩；2—黄土；3—花岗岩；4—砂砾卵石；5—粘土层；6—地下水位  
 [钻孔：左侧数字为单位涌水量（ $\text{m}^3/\text{h}\cdot\text{m}$ ）；右侧数字为矿化度（ $\text{g/L}$ ）]

岭盆、河谷平原孔隙水系统类型划分了河套平原、银川平原、卫宁平原、关中盆地、太原盆地、临汾盆地、运城盆地、豫西平原、三门峡黄河两岸、清水河河谷平原 10 个孔隙水系统，总面积 80913  $\text{km}^2$ 。

岭盆孔隙水系统的基底起伏不平，多呈隆起与凹陷相间，构成多个沉积中心，又可划分为多个系统。如河套平原具有三个湖盆沉积，昭君坟断裂带以东为前套平原，昭君坟以西至乌拉特前旗一带为三湖平原、再向西为后套平原；临汾盆地有临汾、侯马、洪洞三个沉积中心。各系统新生代沉积厚度差异较大，银川平原新生界厚 5000 ~ 7000 m，其中第四系近 2000 m，而临汾盆地新生界不超过 2000 m，第四系仅 400 m 左右。

巨厚的新生代沉积物具有从山前到沉积中心，由粗颗粒相的洪积扇（群）过渡到冲洪积倾斜平原，再到细颗粒相的冲积、冲湖积平原的特点。因而水平分带规律比较明显，由山前至沉积中心含水层由厚变薄，含水层颗粒由粗变细，由统一潜水含水层变成多层叠置的承压含水层，潜水位埋深由深变浅，富水性由强变弱，地下水径流条件由好变坏，矿化度由低变高。如河套平原的前套平原区，浅层潜水—微承压水含水层组基本连续分布，山前冲洪积层含水性好，单井涌水量 1000 ~ 5000  $\text{m}^3/\text{d}$ ，广大冲湖积平原则渐差，多为 100 ~ 1000  $\text{m}^3/\text{d}$ ，向南近黄河地带仅 10 ~ 100  $\text{m}^3/\text{d}$ ，显示出从山前向黄河富水性渐差的水平分带规律。

山前冲洪积扇（群）是该系统的富水部位，一般源远流长的较大河流形成的洪积扇规模大，富水性好，但与河流流经地区的岩性有直接关系，关中盆地孔隙水系统的秦岭山前冲洪积扇，河流流经地区多为坚硬岩石，富水性强，单井涌水量为 1500 ~ 4000  $\text{m}^3/\text{d}$ ，而北山山前冲洪积扇，河流流经地区多为黄土，尽管泾河、洛河较大，但富水性较差，单井涌水量仅几百立方米日。

冲洪积倾斜平原的含水层由冲洪积扇的厚层单一潜水含水层过渡为多层含水层,浅层水既有潜水又有微承压水,深层水多为承压水。其富水性与冲洪积扇(群)的大小和富水性有关。关中盆地秦岭山前、银川平原贺兰山前、河套平原阴山山前冲洪积扇均较另一侧发育,富水性强,因此,倾斜平原的富水性亦较另一侧好。

冲积、冲湖积平原分布于该系统中部,含水层颗粒较细,富水性较差。浅层潜水—微承压水含水层组的富水性与河流有关,一般河谷地带和河流古河道带、故河道带富水。如关中盆地西安地区、渭河河漫滩及一、二级阶地地带,单井涌水量  $880 \sim 5000 \text{ m}^3/\text{d}$ ,高阶地地带单井涌水量  $178 \sim 801 \text{ m}^3/\text{d}$ 。深层承压水勘探深度较浅,一般仅揭露两个含水组,沉积中心地带一般富水性差。如银川平原的南部,因受山前洪积扇和黄河冲积扇的影响,富水性好,单井涌水量  $1000 \sim 5000 \text{ m}^3/\text{d}$ ,由南向北,由西向东,单井涌水量渐减为  $100 \sim 1000 \text{ m}^3/\text{d}$ 。沉积中心无论深浅层水多有咸水分布。如河套平原的后套地区,深层承压水基本上均是咸水;前套平原深层承压水湖心相为咸水,湖边缘相为淡水。

河谷平原孔隙水系统,由河流冲积而成,含水层厚度和富水性均由河床向两侧减小,由上游向下游渐差。水质一般较好,多为淡水。如卫宁平原由黄河冲积而成,含水层厚度由  $200 \text{ m}$  至数十米不等,单井涌水量  $100 \sim 5000 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

岭盆、河谷平原孔隙水系统类型,地下水的补给来源有降水入渗补给,边山潜水侧向径流,地表水侧向补给,渠系和地表水田间灌溉入渗补给,井灌回归水补给等。依据综合补给量中主要补给项的补给量占  $45\%$  以上的原则,可划分为三种补给类型,一是大气降水入渗补给型,临汾、太原、运城盆地、豫西平原、三门峡黄河两岸孔隙水系统均属此类。二是渠系和田间灌溉入渗补给型,河套平原、银川平原、卫宁平原、清水河河谷平原孔隙水系统均属此类。如银川平原孔隙水系统,渠系和田间灌溉入渗补给量占综合补给量的  $89\%$ 。三是复合型,只有关中盆地孔隙水系统是此种类型,大气降水补给量占  $48\%$ ,渠系和田间灌溉入渗补给量占  $51\%$ 。

在天然条件下,各系统地下水运动总趋势是由周边向沉积中心运移,由河流上游向下游运移。浅层潜水在某些部位越流补给下伏承压水,而在某些部位下伏承压水又顶托补给浅层潜水。

地下水排泄途径有潜水蒸发、人工开采、潜流侧向流出和排泄于河谷补给地表水等。由于各系统条件的差异,有的系统以地下水垂向蒸发为主,有的以人工开采为主等。如太原、临汾、运城盆地孔隙水系统以人工开采为主,地下水开采量分别占总排泄量的  $72\%$ 、 $61\%$ 、 $80\%$ ;河套平原孔隙水系统潜水蒸发量占总排泄量的  $77\%$ ;关中盆地孔隙水系统潜水蒸发量占总排泄量的  $49\%$ ,潜流侧向流出量和排泄于沟谷补给地表水量占  $41\%$ ;银川平原孔隙水系统潜水蒸发量占总排泄量的  $36\%$ ,排向黄河的量占  $33\%$ 。

## 2. 岩溶水系统类型

岩溶水系统是区内主要富水地区,而且具有较大的供水潜力。其边界一般由地下水分水岭、地表水分水岭、隔水岩层及阻水断裂分段阻隔圈闭而成,可以是一个独立的岩溶泉域(钱学傅, 1979)或岩溶地块,也可以是几个岩溶泉域的组合,但具有明确的系统分级,构成一个完整的地下水系统。

岩溶水系统类型划分了天桥、兰村—晋祠、柳林、太原东山、洪山、郭庄、龙子祠、禹门口、广胜寺、三姑、延河、济源、渭北东部、渭西北部、澠池、新安、偃龙、荣巩、

神头 19 个岩溶水系统，总面积 56848 km<sup>2</sup>。

研究区寒武、奥陶纪碳酸盐岩地层，厚度大分布较广，岩溶比较发育，富水性较好，有众多岩溶大泉出露。由于寒武、奥陶系含水层之上为石炭系碎屑岩相对隔水层，其下部为中寒武统徐庄组和下寒武统构成的相对隔水底板，岩溶含水层被限制在顶、底板相对隔水层之间，因此，岩溶大泉的出露形式可划分为顶板隔水层倾伏阻水型，底板隔水层翘起阻水型、断裂使岩溶含水层与隔水层接触阻水型、河流切割含水层使地下水溢出型。岩溶大泉的成因类型可归并为三种，前两种出露形式为侵蚀—接触型，后两种出露形式分别为断裂—接触型、侵蚀型（表 1-1）。

表 1-1 主要岩溶大泉形成条件一览表

| 泉 名  | 位 置            | 出露标高<br>m     | 平均流量<br>(m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ) | 出露形式          | 成因类型   | 主要<br>含水层                        | 水化学类型                                            |
|------|----------------|---------------|--------------------------------------------|---------------|--------|----------------------------------|--------------------------------------------------|
| 天桥泉  | 山西保德天桥         | 834.0 ~ 798.4 | 12.46                                      | 顶板隔水层<br>倾伏阻水 | 侵蚀—接触泉 | O <sub>2</sub>                   | HCO <sub>3</sub> —Ca·Mg 型                        |
| 兰村泉  | 山西太原上兰村        | 813           | 4.45                                       | 断裂阻水          | 断层—接触泉 | O <sub>2</sub>                   | HCO <sub>3</sub> —Ca·Mg 型                        |
| 晋祠泉  | 山西太原晋祠         | 806.5 ~ 803.7 | 1.95                                       | 断裂阻水          | 断层—接触泉 | O <sub>2</sub>                   | SO <sub>4</sub> ·HCO <sub>3</sub> —Ca·Mg 型       |
| 柳林泉  | 山西离石柳林<br>城关   | 810 ~ 790     | 3.58                                       | 顶板隔水层<br>倾伏阻水 | 侵蚀—接触泉 | O <sub>2</sub>                   | HCO <sub>3</sub> —Ca·Mg 型为主                      |
| 洪山泉  | 山西介休洪山镇        | 916           | 1.32                                       | 断裂阻水          | 断层—接触泉 | O <sub>2</sub>                   | HCO <sub>3</sub> —Ca·Mg 型为主                      |
| 郭庄泉  | 山西霍县东湾村<br>至郭庄 | 521 ~ 516     | 8.30                                       | 断裂阻水          | 断层—接触泉 | O <sub>2</sub>                   | HCO <sub>3</sub> ·SO <sub>4</sub> —Ca·Mg 型       |
| 广胜寺泉 | 山西洪洞广胜寺        | 581.6         | 4.19                                       | 断裂阻水          | 断层—接触泉 | O <sub>2</sub>                   | HCO <sub>3</sub> ·SO <sub>4</sub> —Ca·Mg 型       |
| 龙子祠泉 | 山西临汾龙子祠        | 478.0 ~ 465.2 | 5.63                                       | 断裂阻水          | 断层—接触泉 | O <sub>2</sub>                   | HCO <sub>3</sub> ·SO <sub>4</sub> —Ca·Mg 型       |
| 古堆泉  | 山西新绛古堆村        | 450           | 1.00                                       | 断裂阻水          | 断层—接触泉 | O <sub>1</sub> ·C                | HCO <sub>3</sub> ·SO <sub>4</sub> —Ca·Mg 型       |
| 禹门口泉 | 山西河津禹门口        | 380           | 1.5 ~ 2.00                                 | 顶板隔水层<br>倾伏阻水 | 侵蚀—接触泉 | O <sub>2</sub> ·C <sub>2+3</sub> | SO <sub>4</sub> ·HCO <sub>3</sub> —Ca·Na·Mg 型    |
| 吴王泉  | 山西永济县西北<br>黄河内 |               | 1.00                                       | 断裂阻水          | 断层—接触泉 | O·C                              |                                                  |
| 延河泉  | 山西阳城马山村<br>东   | 463.8         | 4.40                                       | 底板隔水层<br>翘起阻水 | 侵蚀—接触泉 | O <sub>2</sub>                   | HCO <sub>3</sub> ·SO <sub>4</sub> —Ca·Mg 型       |
| 下河泉  | 山西阳城县东         | 485 ~ 470     | 1.50                                       | 底板隔水层<br>翘起阻水 | 侵蚀—接触泉 | O <sub>2</sub>                   | HCO <sub>3</sub> ·SO <sub>4</sub> —Ca·Mg 型       |
| 三姑泉  | 山西晋城李道仙<br>村北  | 342.3         | 4.70                                       | 河流切割          | 侵蚀泉    | O <sub>2</sub> ·C <sub>2</sub>   | HCO <sub>3</sub> ·SO <sub>4</sub> —Ca·Mg 型       |
| 袁家坡泉 | 陕西蒲城袁家坡        |               | 2.13                                       | 河流切割          | 侵蚀泉    | O <sub>2</sub>                   | SO <sub>4</sub> ·HCO <sub>3</sub> ·Cl—Na·Ca·Mg 型 |
| 筛珠洞泉 | 陕西泾阳张家山        |               | 1.54                                       | 河流切割          | 侵蚀泉    | O <sub>3</sub>                   | HCO <sub>3</sub> —Ca·Na·Mg 型                     |
| 济源泉  | 河南济源           | 155.2 ~ 150   | 3.00                                       | 断裂阻水          | 断层—接触泉 | O <sub>2</sub> ·C <sub>2+3</sub> |                                                  |

岩溶发育程度受岩性、构造及地表水和地下水动力条件制约。以溶隙、溶孔为主，较大型溶洞少见。岩溶发育和空间分布，具有垂直方向的层控性、多层性及随埋深和盖层厚度增大而岩溶发育减弱的特点，在水平方向上具有系统内区域不均一性、局部相对均一性和方向性等特点。

一般来讲，一个岩溶水系统由补给区到排泄区，岩溶发育程度不一，径流排泄区比补

给区发育。补给区岩溶发育以垂向为主，多为溶穴、溶隙、溶孔，到径流区溶洞明显增多，且岩溶发育以水平为主，在排泄区泉口附近数百米范围内，甚至有管道存在。岩溶水流向和构造带方向一致，向排泄中心延伸。岩溶河谷两岸、断裂破碎带及裂隙密集带、可溶岩与非可溶岩或弱可溶岩接触带等地段岩溶最为发育，在这些局部地段，具有相对均一性。

岩溶发育规律决定了岩溶水系统的岩溶水富集规律。从补给、径流到排泄区，富水性由弱变强。补给区单井涌水量一般小于  $500 \text{ m}^3/\text{d}$ ，排泄区一般大于  $1000 \text{ m}^3/\text{d}$ ，甚至可达  $10000 \text{ m}^3/\text{d}$  以上。如天桥岩溶水系统东部补给区的朔州暖崖乡钻孔，孔深 272 m，含水层为寒武系中统，涌水量  $82.1 \text{ m}^3/\text{d}$ ；向西到径流区的偏关高家湾钻孔，孔深 294 m，含水层为奥陶系下统和寒武系上统，涌水量  $847.6 \text{ m}^3/\text{d}$ ；再向西到排泄区的河曲龙口钻孔，孔深 254 m，含水层为奥陶系中统，涌水量  $11796 \text{ m}^3/\text{d}$ 。在垂直方向上岩溶水富水性具有多层性，而且随埋深增大富水性由强变弱。

岩溶水系统的强径流带是我国北方溶蚀裂隙型岩溶的强岩溶发育带和富水带，呈溶隙网络状。由主干强径流带和分支强径流带组成径流系统，往往形成双支或多支的树枝状，与两侧弱径流区溶隙导水网络密切联系，二者之间为逐渐过渡状，无明显的分界线。一个岩溶水系统一般发育有一条或几条主干强径流带（表 1-2），各强径流带的长度相差较大，有的仅十几公里，有的长达几十公里，发育宽度一般  $2 \sim 4 \text{ km}$ ，形成狭长的岩溶水富集带，是该系统内最有供水潜力地段。

表 1-2 部分岩溶水系统强径流带一览表

| 系统名称     | 径 流 带 位 置                   | 径流带长度<br>km | 发育层位           |
|----------|-----------------------------|-------------|----------------|
| 天桥岩溶水系统  | 沿红河河谷向西到黄河河谷小缸房泉            |             | O、 $\epsilon$  |
|          | 沿道崩沟到老牛湾泉                   |             | O、 $\epsilon$  |
|          | 由兴县一带经魏家滩、窑洼、铁匠铺到天桥泉        | 65          | O <sub>2</sub> |
|          | 北起陈家沟门经黑岱沟、龙口、旧县到天桥泉        | 740         | O <sub>2</sub> |
| 柳林岩溶水系统  | 由程家塔经湍头、程家庄到柳林泉             | 60          | O <sub>2</sub> |
|          | 从龙门垣以东经龙门垣一带到柳林泉            | 20          | O <sub>2</sub> |
|          | 起于离石经三川河南部山区到柳林泉            | 20          | O <sub>2</sub> |
| 郭庄岩溶水系统  | 由两渡一带向南沿汾河河谷经富家滩到郭庄泉        | 45          | O <sub>2</sub> |
|          | 从阳曲一带经回龙到富家滩，与两渡到郭庄径流带汇合    | 41          | O <sub>2</sub> |
|          | 从团柏河河谷向东南沿下团柏断裂到郭庄泉         | 13          | O <sub>2</sub> |
| 龙子祠岩溶水系统 | 大致起于左家沟一带，向西南经土门沿近山断裂带到龙子祠泉 | 35          | O <sub>2</sub> |
|          | 从关王庙以北到龙子祠泉                 | 20          | O <sub>2</sub> |
| 洪山岩溶水系统  | 由王陶镇一带向北，经南坪到洪山泉            | 15          | O <sub>2</sub> |
| 广胜寺岩溶水系统 | 由聪子峪一带经韩洪镇到广胜寺泉             | 60          | O <sub>2</sub> |
| 三姑岩溶水系统  | 从河西一带向南，经巴公、晋城、南村转向东南到三姑泉   | 56          | O、 $\epsilon$  |
| 延河岩溶水系统  | 起于董封一带，向东经侯井、尹庄、下白桑到延河泉     | 27          | O <sub>2</sub> |
|          | 由东沟一带向西南经川底到下河泉             | 27          | O <sub>2</sub> |

岩溶水的补给主要是系统内碳酸盐岩裸露区降水直接补给,其次是非碳酸盐岩地层分布区降水形成的地下水和地表径流补给。有的岩溶水系统还接受区外地表水系流经碳酸盐岩地区时对岩溶水的渗漏补给。

岩溶水的径流十分复杂,总的趋势是以岩溶水系统的地下水排泄带、排泄点为中心的汇流运动。补给区呈脉状径流运动,到径流、排泄区,强径流带起着类似渗渠的作用,不断汇集两侧弱径流区的地下水,并不断向排泄点或排泄带输导,形成导水网道。

岩溶水的排泄主要是以泉组、泉群或排泄带的形式集中排泄,其次是侧向径流流出区外及人工开采。有的岩溶水系统地下水开发利用程度较高,人工开采则成为主要排泄途径,如兰村—晋祠岩溶水系统,地下水已开采量占地下水天然资源的91%。

岩溶水水质较好,多为重碳酸型或重碳酸硫酸型,矿化度一般少于0.5 g/L,仅有个别地区为硫酸重碳酸型,如晋祠泉、龙子祠泉等,矿化度0.7~1 g/L。另外禹门口岩溶水系统有的钻孔揭露为氯化物硫酸型,矿化度达到4.12 g/L,柳林泉群中也有氯化物型泉水出露。

### 3. 沙漠孔隙水系统类型

沙漠孔隙水系统地下水的赋存及分布受地貌与下伏地层岩性控制。当其底板有相对隔水层时,沙丘间的洼地富水性稍好;当下伏含水层有汇水储存条件时,地下水较丰富,形成沙漠滩地,并多有较大泉水出露。按地下水系统概念,每个沙漠滩地或沙丘间的洼地均为一个单独的地下水系统,但由于其面积较小,因此,将其按沙漠或河流归并为大的地下水系统。

沙漠孔隙水系统类型划分为库布齐沙漠、乌兰布和沙漠、腾格里沙漠、毛乌素沙漠无定河流域、毛乌素沙漠榆溪河流域、毛乌素沙漠秃尾河流域6个地下水系统。面积22682 km<sup>2</sup>。

库布齐沙漠、腾格里沙漠孔隙水系统,风积沙之下为碎屑岩类孔隙裂隙含水岩系,富水性较差,单井涌水量多小于10 m<sup>3</sup>/d。仅于沙丘间洼地富水性稍好,含水层一般厚0.5~5 m,单井涌水量小于100 m<sup>3</sup>/d。地下水无统一排泄带,多排泄于丘间洼地或湖泊中。

乌兰布和沙漠孔隙水系统,风积沙之下为第四系冲洪积、冲湖积含水层,具岭盆河谷平原孔隙水系统类型水文地质特征,山前冲洪积扇富水部位,含水层厚一般大于100 m,单井涌水量1000~3000 m<sup>3</sup>/d。黄河岸边地带含水层厚一般小于50 m,单井涌水量300~1000 m<sup>3</sup>/d。由于与黄河有着密切的水力联系,近黄河地带有较好的傍河取水条件,开采时可夺取丰富的黄河水激发补给量,具有一定的供水潜力。

毛乌素沙漠榆溪河、秃尾河、无定河流域孔隙水系统,风积沙与下伏第四系上更新统萨拉乌苏组形成统一含水层,一般厚20~70 m,最厚达148 m。沉积厚度受古地形控制,具有多个沉积中心,一般形成四周高,中间低洼的盆地。由于沉积中心地带地下水位埋藏浅,形成沙漠滩地,并多有海子分布。一般周边是弱富水的基岩或黄土丘包,组成隔水边界,各自具有补径排系统,为一完整的地下水系统;有的几个沉积中心形成一个地下水系统。毛乌素沙漠三个地下水系统,北部西部边界为内流区与外流区地表、地下分水岭,南部为陕北黄土高原,东部和三个地下水系统之间由白垩系、侏罗系碎屑岩及黄土构成隔水边界。

榆溪河流域孔隙水系统的北面有贾拉滩、刀兔海子、牛家梁三个沉积中心,面积1000 km<sup>2</sup>。三者之间有较密切的水力联系,形成一个地下水系统,含水层厚一般60~80 m,单