

地下水资源开发： 影响和可持续性

伦纳德 F.科尼科夫 和约翰 D. 布雷德霍夫特

地下水资源开发： 影响和可持续性

地下水项目
The Groundwater Project

伦纳德 F.科尼科夫

名誉科学家
美国地质调查局
美国弗吉尼亚州雷斯顿

约翰 D. 布雷德霍夫特

主任
流体动力学集团有限责任公司
美国加利福尼亚州索萨利托

地下水资源开发： 影响和可持续性

地下水项目
加拿大安大略省圭尔夫
第 5 版本，2024 年 9 月

本出版物受版权保护。未经作者书面许可，不得以任何形式或任何方式复制本书的任何部分（如需获得许可，请联系：permissions@gw-project.org）。严禁商业分销和复制。

GW-Project 作品可以免费从 gw-project.org 网站下载。任何人都可以使用和分享 gw-project.org 网站链接以便下载 GW-Project 的作品。但是不允许在其他网站上提供 GW-Project 文献，也不允许将文献的副本直接发送给其他人。

本书中任何对贸易、公司或产品名称的使用仅用于描述目的，并不意味着美国政府的认可。

版权所有 © 2020 伦纳德 F. 科尼科夫 和 约翰 D. 布雷德霍夫特 (作者)

地下水项目，加拿大，安大略省，圭尔夫，2020 出版。

科尼科夫，伦纳德 F.

地下水资源开发：影响和可持续性（英文版） / 伦纳德 F. 科尼科夫 和 约翰 D. 布雷德霍夫特 - 加拿大，安大略省，圭尔夫，2020 年。

96 页。

ISBN: 978-1-7770541-4-4

孙 峰

地下水资源开发：影响和可持续性（中文版），2024 年。

96 页。

ISBN: 978-1-77470-119-5



责任编辑: John Cherry and Eileen Poeter

编委会: John Cherry, Stephen Moran, Everton de Oliveira and Eileen Poeter

顾问: John Cherry, Allan Freeze, Paul Hsieh, Ineke Kalwij, Douglas Mackay, Stephen Moran, Everton de Oliveira, Beth Parker, Eileen Poeter, Ying Fan, Warren Wood, and Yan Zheng

封面图片: Marcy I. Konikow

中文版译者: 孙 峰

题献

本书谨献给致力于慷慨分享地下水知识的人。

地下水项目简介

联合国水事成员和伙伴通常提前几年确定其年度主题。2022 年 3 月 22 日世界水日的主题是“让看不见的地下水看得见”。这最适合 2020 年第一本地下水项目（GW-Project）书籍的首次亮相，该书籍的目标是让地下水可见。

地下水项目于 2019 年在加拿大注册，是一个非盈利性组织，致力于为教育的进步做出贡献，并为理解和解决问题的知识创造和传播带来新的方法。地下水项目将网站 <https://gw-project.org/> 作为地下水知识民主化的全球运营平台，其设立原则是：

“知识应该是自由的，最好的知识应该是自由的知识。”佚名

GW-Project 的使命是向所有想要了解地下水以及地下水如何与生态系统和人类相维持的人，以多种语言在线免费提供便利、生动而高质量的教育材料。这是一种新型的全球教育工作，因为它以来自不同学科的专业人员的志愿服务为基础，志愿者们包括学者、顾问和退休人员。地下水项目涉及来自六大洲 14 个国家的 200 多个组织的数百名志愿者，参与人数还在不断增加。

地下水项目是一项持续的努力，并将在未来几年内继续在线出版数百本书，首先是英文版，然后是其他语言，在任何互联网可用的地方均可下载。GW-Project 出版物还包括视频、讲座、实验室演示和学习工具等，此外还为各种地下水应用的教学提供或链接到公共领域软件。

GW-Project 是一个充满活力的实体，因此这些书籍的后续版本将不断出版。欢迎用户提出修订建议。

我们非常感谢您成为 GW-Project 社区的一员。我们希望听到您使用这些书籍和相关材料的经验。我们非常欢迎不同的想法和志愿者！

地下水项目指导委员会

2020 年 9 月

序言

几个世纪以来，人类一直在从含水层抽取地下水，但直到 1935 年，美国地质调查局（USGS）的 C.V. Theis 将非稳态解引入地下水流方程时，才基于系统的物理特性考虑了承压含水层中地下水储量的影响。这是现代评估地下水含水层开采和可持续性的时代开端，在这个时代，所有潜在的抽取的地下水来源都被概化为地下水水量平衡。然而，令人惊讶的是，对世界上许多依赖从含水层抽取地下水的地方来说，水量平衡没有得到很好的理解，或者没有充分量化，以至于无法有效的服务于水资源管理。

地下水枯竭在许多国家很常见。当地下水含水层被抽取相当长的时间（例如数年或数十年）时，对于问题：“抽取的水从何而来？随着时间发生了怎样的变化？”的答案往往不为人知。因此，许多地下水含水层在没有被了解正在发生什么事情的情况下进入了枯竭状态。

本书（《地下水资源开发：影响与可持续性》）提供了理解地下水含水层枯竭和可持续性的概念和原则。解释了地下水补给在地下水可持续开发中的作用。虽然理论上很简单，但在寻求以科学为基础的水资源管理方面，地下水补给的作用仍然难以预测。

本书的作者伦纳德 F. 科尼科夫 和 约翰 D. 布雷德霍夫特（均为美国地质调查局名誉教授）在开发和应用模拟地下水开采的最先进的计算机模型方面发挥了重要的作用，他们长期以来一直是寻求将适当的模型和概念整合到地下水可持续开发中的领导者。

John Cherry, 地下水项目负责人
加拿大，安大略省，圭尔夫，2020 年 9 月

自序

本书讨论了与宏观尺度地下水开发相关的思想，包括抽水如何影响地表水、地下水储量以及地下水长期开发的可持续性。我们不关注单井的水力学特性、多井的相互干扰或单井/井群的场地设计。取而代之的是，我们更关注从单井抽取时水从哪里来开始，然后推演到整个含水层系统。这些想法可以追溯到 Theis（1940）关于抽水井水源的论文。Theis（1940）指出，所有的抽水都是由某处的水损失来平衡的，早期的损失主要来自地下水储量。随着时间的推移，抽水趋于通过地下水补给量增加和排泄量减少的某种组合来平衡。

致谢

我们感谢以下个人对本书实用而全面的评论和贡献：

- ❖ Hedef Essaid, 水文学家, 美国地质调查局;
- ❖ Helen Seyler, 水文地质学家, Delta-h 地下水系统公司, 南非开普敦;
- ❖ Keith Lucey, 水文学家, 美国地质调查局, 美国科罗拉多州阿瓦达;
- ❖ Mary Anderson, 名誉教授, 威斯康星大学麦迪逊分校, 美国威斯康星州;
- ❖ Maris Sunaitis, 水文地质学家, Delta-h 地下水系统公司, 南非开普敦;
- ❖ Judith Schenk, 高级项目经理, 莱特尔水问题咨询公司, 美国科罗拉多州高地牧场

我们感谢 John Cherry 和 Eileen Poeter 一直以来的鼓励和建议。我们非常感谢弗吉尼亚·麦奎尔 (Virginia McGuire) 对高平原含水层信息的投入和帮助；图 2 和 图 3 来自玛西·科尼科夫 (Marcy Konikow)；希瑟·韦尔奇 (Heather Welch) 关于大向日葵河的数据；图 14 来自卡门·圣·胡安 (Carmen San Juan) 和唐·斯威特金德 (Don Sweetkind)；图 8a、15 和 16 来自保罗·巴洛 (Paul Barlow)；以及大卫·普鲁迪克 (David Prudic) 的天堂谷案例研究，背景讨论和插图。我们感谢阿曼达·西尔斯 (Amanda Sills) 对本书的监督和制作，感谢埃尔哈娜·戴克 (Elhana Dyck) 的文案编辑，两者都来自加拿大安大略省圭尔夫的地下水项目；以及巴西圣保罗市圣保罗地下水项目的埃弗顿·德·奥利维拉 (Everton de Oliveira) 的支持。

伦纳德 F. 科尼科夫
约翰 D. 布雷德霍夫特

目录

| | |
|--------------------------|-----------|
| 题献 | IV |
| 地下水项目简介..... | V |
| 序言 | VI |
| 自序 | VII |
| 致谢 | VIII |
| 目录 | IX |
| 1 引言..... | 1 |
| 2 地下水开发利用..... | 2 |
| 3 地下水开发的可持续性..... | 3 |
| 3.1 基本假设..... | 4 |
| 3.2 水量平衡..... | 4 |
| 3.3 开发前的地下水系统..... | 5 |
| 3.4 地下水抽取..... | 6 |
| 3.5 长期抽水平衡..... | 7 |
| 3.6 新视角..... | 8 |
| 4 地下水储量枯竭..... | 9 |
| 4.1 地下水枯竭的影响..... | 9 |
| 4.1.1 社会经济效益..... | 9 |
| 4.1.2 水位下降..... | 9 |
| 4.1.3 地面沉降..... | 10 |
| 4.1.4 海平面上升..... | 10 |
| 4.2 评估地下水枯竭的方法..... | 10 |
| 4.2.1 水头变化..... | 10 |
| 4.2.2 模型..... | 11 |
| 4.2.3 水量平衡..... | 11 |
| 4.2.4 重力测量..... | 11 |
| 4.2.5 GRACE 遥感..... | 11 |
| 4.2.6 地面沉降..... | 12 |
| 4.2.7 弱透水层..... | 12 |
| 4.3 地下水枯竭的程度..... | 13 |
| 5 地下水捕获..... | 16 |
| 5.1 溪流枯竭..... | 17 |
| 5.2 蒸散量捕获..... | 20 |
| 5.3 泉排泄捕获..... | 21 |

| | | |
|-----------|---|-----------|
| 5.4 | 估算径流枯竭的幅度和时间..... | 22 |
| 5.5 | 估算地下水捕获的方法..... | 24 |
| 6 | 地下水开发生态的案例研究..... | 26 |
| 6.1 | 案例研究 1：河流-地下水含水层假设系统..... | 26 |
| 6.1.1 | 问题描述..... | 26 |
| 6.1.2 | 模型概化..... | 28 |
| 6.1.3 | 基础情景: 无补给和蒸散 (无水生植物)..... | 29 |
| 6.1.4 | 低蒸散情景 (水生植物)..... | 32 |
| 6.1.5 | 蒸散和补给情景 (水生植物和降雨)..... | 34 |
| 6.1.6 | 模型运行..... | 37 |
| 6.1.7 | 小结..... | 37 |
| 6.2 | 案例研究 2：内华达州天堂谷实际案例..... | 38 |
| 6.2.1 | 研究区概况..... | 38 |
| 6.2.2 | 天堂谷地下水模型..... | 44 |
| 6.2.3 | 初始稳态模拟..... | 45 |
| 6.2.4 | 历史瞬态模拟..... | 46 |
| 6.2.5 | 未来情景模拟..... | 46 |
| 6.2.6 | 天堂谷案例的经验..... | 47 |
| 7 | 结语..... | 50 |
| 8 | 练习题..... | 51 |
| | 练习 1) 抽水井位置的影响 (抽水井和河流之间的距离)..... | 51 |
| | 练习 2) 降低径流量和抽水量的比例..... | 52 |
| | 练习 3) 径流枯竭的解析解..... | 53 |
| 9 | 参考文献..... | 54 |
| 10 | 附录..... | 63 |
| | 附录 1-区域非承压含水层系统：高平原含水层..... | 63 |
| | 附录 2 厚承压含水层的储水量枯竭：达科他 (DAKOTA) 含水层系统..... | 65 |
| | 附录 3-运行案例研究 1 的模型和数据后处理..... | 67 |
| 11 | 练习题答案..... | 77 |
| | 练习 1 答案: 抽水井位置的影响 (抽水井和河流之间的距离)..... | 77 |
| | 练习 2 答案：降低径流量和抽水量的比例..... | 85 |
| | 练习 3 答案：径流枯竭的解析解..... | 92 |
| 12 | 关于作者..... | 94 |
| 13 | 关于译者..... | 95 |

1 引言

当设置地下水供水井时，通常希望该井能够长期可靠地供水（也就是说，它可以为子孙后代可持续地使用）。水文地质学已经给出了一些基本原则，这些原则可以前瞻性地（1）指导创建地下水开发利用项目并长期使用，和/或（2）评估现有地下水开发利用项目的生命周期。

在本书中，我们意向在宏观尺度上讨论与地下水开发利用相关的思路。我们不关注单井的水力学、多井的互相干扰作用或单井/多井的场地设计。取而代之的是，我们从单井抽水时水的来源开始，然后继续发展到整个含水层系统的规模。这些想法并不新鲜，它们可以追溯到 Theis（1940）的一篇关于抽水井水源的论文，许多研究人员认为这是 Theis 最好的论文。Theis（1940）指出，所有的抽水都是由某处的水损失来平衡的，早期的损失主要来自地下水储量。Theis（1940）得出结论：“经过足够的时间后.....如果之前存在被拒绝的地下水补给，那么抽水井的进一步排泄将至少部分通过地下水补给的增加来弥补。...再进一步的排泄将部分由自然排泄量的减少来弥补。”（被拒绝的补给是有可能进入含水层的水，但由于含水层的储水能力或导水能力的限制而不能进入含水层。）

地下水开发利用涉及许多环境问题和过程。这些相关问题在其它地下水项目书籍中有讨论，包括：《地下水流动和输移的基本理论》、《多相流》、《非饱和带流》、《地下水补给物理学》、《地下水的地质成因》、《地下水-地表水相互作用》以及地面沉降/固结和沿海水文地质/海水入侵的相关主题。

2 地下水开发利用

20 世纪下半叶，美国和全球的地下水抽取量急剧增加。自 1940 年代以来，美国地质调查局每五年提供一次全国地下水取水量的数据。这些数据（图 1）显示，在 1970 年代，地下水使用量稳步增长，随后或多或少趋于稳定。2015 年，美国地下水总取水量约为 $114 \text{ km}^3/\text{年}$ （每天 823 亿加仑 [MGD]），其中 69% 的地下水用于灌溉，18% 用于公共供水（数据来自 Dieter 等人，2018 年）。世界上大约一半的人口依靠地下水作为饮用水源供应，地下水约占全球灌溉水供应的 43%（Siebert 等., 2010; WWAP, 2015 年）。2010 年全球总地下水用量约为 $982 \text{ km}^3/\text{年}$ ，其中约 70% 用于灌溉（Margat and van der Gun, 2013）。截至 2010 年，地下水使用量最大的国家是印度（约 $250 \text{ km}^3/\text{年}$ ），超过第二和第三大用户的总和（中国和美国，各约 $110 \text{ km}^3/\text{年}$ ）。这种大规模和不断扩大的地下水使用是人们关注地下水枯竭和地下水抽取可持续性的主要驱动力。

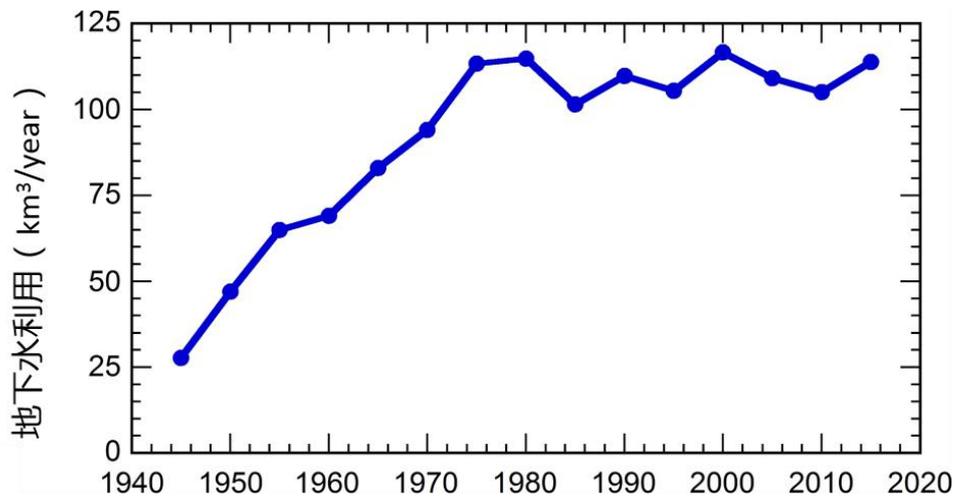


图 1 - 美国 1945-2015 年总地下水（淡水）取用量（数据来源：Guyton, 1950; <https://waterdata.usgs.gov/nwis/wu>).

3 地下水开发的可持续性

地下水通常被描述为“可再生资源”。然而，现在积累的数据表明，目前地下水的大部分开发正在以无法持续的速度耗尽地下水资源--在许多地方，地下水正在以很高的速度被“开采”--这与在人类时间范围内的可再生性相矛盾。这给地下水科学家和管理人员带来了挑战：*能否以可持续的方式开发地下水资源，如果可以，如何实现这一目标？*这是 21 世纪地下水界的首要任务。

“地下水可持续性”的定义多种多样。Alley 等人（1999）将地下水的可持续性定义为“以可以无限期维持而不会造成不可接受的环境、经济或社会后果的方式开发和使用地下水”。然而，他们指出，“‘不可接受的后果’的定义在很大程度上是主观的，可能涉及大量标准。”例如，它可能包括溪流枯竭、泉水或湿地干涸、植被减少和/或地下水水位下降。Price（2002）认为，可持续性应该与要评估的特定时间段有关。

水资源管理者经常使用地下水系统“安全可开采量”的概念来限制给定含水层抽水井总数和/或总抽水量。之所以产生这种需求，是因为地下水是一种公共池资源，其中一方或多方的使用量过高可能对自身（及其自身利益）非常有利，但不利于该资源的长期可持续性（通过过度枯竭）和其他所有人未来继续使用该公共资源。地下水含水层的过度开发是“公共资源悲剧”（Hardin, 1968 年）的典型例子。

Meinzer（1923）将“安全可开采量”定义为“为了供人类使用从地下水含水层中抽取水的速度，该速度在经济上可行也不会导致地下水枯竭”（Alley 和 Leake, 2004 年）。Freeze 和 Cherry（1979）指出，“Todd（1959）将地下水盆地的“安全可开采量”定义为每年可以从地下水中抽取的水量而不会产生不良后果。任何超过“安全可开采量”的抽水都是透支。”Freeze 和 Cherry（1979）还指出，水文学家们对这一术语普遍不满。Alley 和 Leake（2004）指出，不满的产生很大程度上是因为该术语含糊不清。概念的曲解在于固化了地下水供给量。地下水供给取决于水井的特定位置，只有在指定水井位置时才能确定地下水供给量。从某种角度来看是“安全可开采量”，例如地下水储存的枯竭量，从地下水含水层的排泄区域（如湖泊、泉水和湿地）的角度来看可能并不那么安全（Alley 和 Leake, 2004 年）。抽水井的所有者认为安全的抽水强度可能会产生径流枯竭，这对地表水用户来说是一个不受欢迎的结果。Freeze and Cherry（1979）等人认为，在社会经济框架内进行优化是评估地下水流域最佳（而不是安全）开发利用水平的更好方法。

Gleeson 等人（2012）讨论了地下水可持续开发利用的可取性和价值，以及帮助实现这一目标的管理方法。地下水可持续开发利用旨在保护水资源供子孙后代使用。但是，“可持续性”应该从更广的角度来评估，包括对地表水流量的影响、其他环境问题（如地面沉降和水质变化）以及其他如社会经济等联系（Alley 和 Leake, 2004 年;Hiskock 等人, 2002 年;肯迪, 2003 年;MacEwan 等人, 2017 年;国家研究委员会, 2013 年;以及 Van der Gun 和 Lipponen, 2010 年）。

相比之下，“地下水开采量”是从地下水含水层的储量中取出的水量，这些水在人类发展的时间范围内无法更新（或更换）（Thomas, 1955;Bredehoeft 和 Alley, 2014）。根据定义，这种地下水开发速度不能无限期地维持下去。然而，这种开采可以持续的时间长短取决于地下水储量（即含水层中可恢复的地下水量）和通过水井抽取的速度。显然，在某些情况下，地下水的大量开发和开采速度可以持续数十年甚至数百年。这种地下水开

采提供的水的经济、社会和政治效益可能非常大，并且某些地下水开采在社会经济框架内是可以接受的。

如果地下水资源的可持续开发实际上无法实现，那么我们面临的问题可能是选择管理该资源以延长其寿命，还是让地下水开发最终达到抽取的极限。不可持续的地下水开发（有时称为“透支”或“过度开采”）是否应该被认为是可以接受的？社会是否应该权衡限时使用地下水资源的短期社会经济效益与开发的“成本”及其产生的环境影响，以及如何做到这一点？Price（2002）指出，人类历史上的许多发展是不可持续的，但这些发展对人类进步做出了重大贡献。如果可以充分了解和理解这种地下水的使用只能持续有限（但可以估计）的时间，也许不可持续的地下水开发（地下水开采）是社会可以接受的。在没有了解地下水资源的存在、时间和后果的情况下的地下水资源枯竭应被视为不可接受的政策。水文地质学家可以提供这种预测，为政策制定者和水资源管理者做出健全、合理且有预防性的决策提供长期的科学基础。

3.1 基本假设

在考虑评估地下水开发的影响时，我们提出了一些基本假设以简化讨论的问题，如下：

1. 所有水分子都具有相同的组成，换句话说，我们不考虑不同质量地下水的输移。
2. 地下水流量方程描述了物质（质量）平衡，达西定律可用于获得系统内任意点的地下水流动方向和速度。地下水系统中的因变量是水头。
3. 地下水系统在开发之前就已经存在了很长时间。在人为开发之前，它们处于一种稳定或长期动态平衡状态，在这种平衡状态下，降水和补给的短期和季节性波动在较长的时期内可以平均化。
4. 系统内的地下水符合质量守恒定律。

所有这些假设都可以放宽，但毋庸置疑的是人们必须谨慎放宽这些假设。

3.2 水量平衡

质量守恒是理解地下水流的基本原理。将这一原理（作为连续性方程）与达西定律相结合，可以得到一个偏微分方程，该方程描述了地下水系统水头和通量在应力和边界条件下的变化。这在另一本[地下水项目书](#)中进行了讨论，该书描述了地下水流动的原理，包括地下水流方程。我们还可以提出一个更简单但有用的代数方程来描述含水层中的水量平衡。地下水系统全局水量平衡可以表示为公式 1：

$$\Delta V / \Delta t = (R_0 + \Delta R_t) - (D_0 + \Delta D_t) - Q_t \quad (1)$$

式中：

$$\Delta V = \text{含水层储水变化量}(\text{L}^3)$$

$$\Delta t = \text{时间增量}(\text{T})$$

$$\Delta V / \Delta t = \text{全局（整个含水层范围）储水量变化}(\text{L}^3/\text{T})$$

$$R_0 = \text{进入未受干扰的自然系统的总补给量（原始补给）}(\text{L}^3/\text{T})$$

$$\Delta R_t = \text{抽水引起的全局补给量变化}(\text{L}^3/\text{T})$$

$$D_0 = \text{未受干扰系统的总排泄量（地下水开发前）}(\text{L}^3/\text{T})$$

$$\Delta D_t = \text{抽水引起的全局排泄量变化(L}^3\text{/T)}$$

$$Q_t = t\text{时间内全局抽水强度(L}^3\text{/T)}$$

3.3 开发前的地下水系统

在地下水系统开发之前 ($Q=0$)，人们假设平均而言，地下水系统的补给量与排泄量相平衡，并且储水量没有长期变化 ($\Delta V=0$)。当考虑到地下水系统随地质时间演变时，尤其如此。不可否认，气候上有湿润和干旱的年份之分，以及降水和补给的季节性甚至每日变化，但从长远来看，可以合理地假设年度波动是平衡的。在此假设下：

$$R_0 = D_0 \quad (2)$$

表示地下水开发之前的条件（图 2）。在许多调查中，花费了相当大的精力来试图估计未受干扰的（或“自然”）地下水补给量， R_0 。通常最好能同时估计未受干扰的补给量和排泄量，因为它们必须相等并相互制约。正如本书 3.6 “新视角”一节所解释的那样，在分析地下水开发时，不受干扰时的地下水补给并不像许多人认为的那样重要。

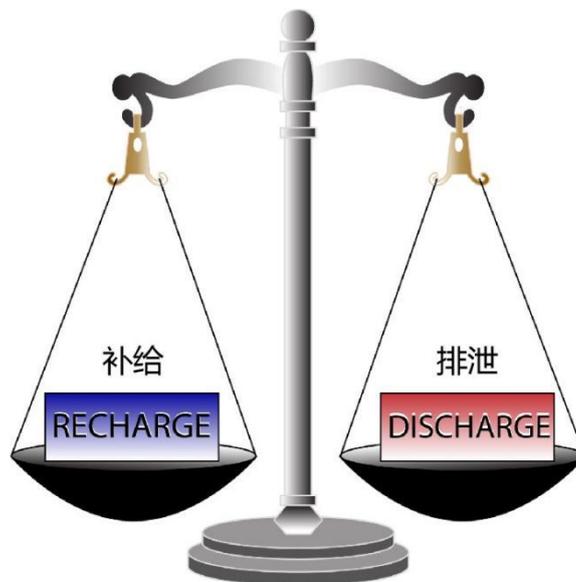


图 2 - 天然地下水水量平衡示意图，即未受干扰的（自然）地下水系统中补给和排泄之间的长期平衡（Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年）。

这并不是说，如果一些地下水含水层系统相对较大，并且在“最近”地质时期对气候和/或海平面的重大变化反应较慢，那么它们就不能在数万年或更长时间内继续经历其水量平衡的缓慢瞬态变化。如果更新世末期的气候变化导致地下水含水层的平均补给量大幅下降，那么新的补给机制就无法平衡或维持含水层的排泄量。这种不平衡暗示了，当地下水系统试图达到新的平衡条件时，系统还将继续排水（并且储存的地下水将随着时间的推移而减少），但排泄量相应减少。如果含水层的性质和边界条件使得达到这种新的平衡需要几个世纪到几千年的时间，那么我们今天可以看到地下水系统仍在对 10,000 至 20,000 年前的气候，冰川范围和海平面的巨大变化做出反应。在这种系统中产生的地下水有时被称为“化石水”，因为它在目前的气候条件下基本上是不可再生的。例如：北非的努比亚地下水

含水层，在开发之前（约 1960 年及更早），现代自然开发前的排泄量（和储存量枯竭）估计约为 86 立方米/秒（ $2.7\text{km}^3/\text{年}$ ），而自然补给量接近于零（Voss 和 Soliman, 2014）。但这些例子是例外，而不是规则——在人类开发利用地下水系统之前，大多数含水层系统处于平衡状态（在补给和排泄之间）。

3.4 地下水抽取

当一口井开始抽水时，会为地下水系统引入新的排泄量。正如 Theis（1940）所阐明的那样，抽水井的水来自三个潜在的来源：（1）由抽水引起的含水层补给量的增加；（2）由抽水引起的含水层排泄量的减少；（3）含水层储水量的减少，或者以上三者的结合。这一原则仅仅意味着水量是守恒的，并且通过抽水引起的额外（新）排泄量必须通过含水层的水量平衡的其他要素的变化来平衡或补偿（如图 3 所示）。根据公式 2 表示的等价性，可以定量地将地下水系统的全局水平衡公式（公式 1）简化为：

$$\Delta R_t - \Delta D_t - \Delta V/\Delta t = Q_t \quad (3)$$

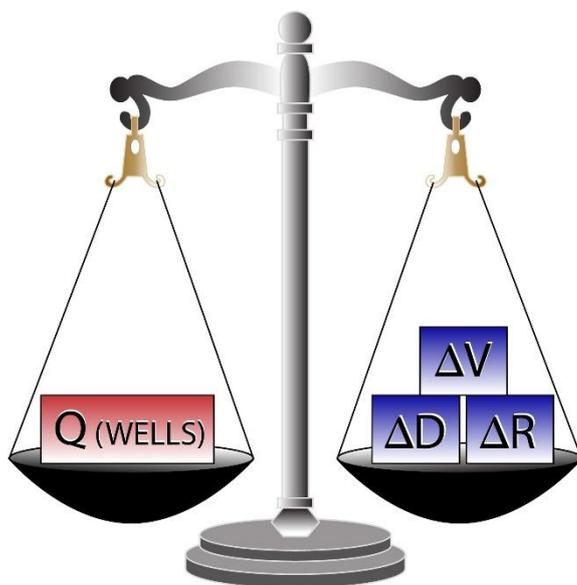


图 3 - 补偿含水层中新的抽水应力所需的地下水水量平衡示意图； ΔV 是储水量的变化， ΔD 是地下水排泄量的变化， ΔR 是补给量的变化（Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年）。

我们将一个新的变化量（ $\Delta R_t - \Delta D_t$ ）定义为地下水捕获量（Lohman et al., 1972）。也就是说，地下水捕获量包括由于抽水井而导致的水位下降和水力梯度变化引起的补给量和排泄量的变化，即表示被井“捕获”的水，否则这些水不会自然地进入地下水系统或从地下水系统排泄出去。当储水量的变化为负时，该变化表示含水层中储存的地下水的体积（或质量）枯竭。图 3 中描述的平衡保持不变，无论各项变量全部以变化率还是累计量表示。区分捕获量和捕获区很重要，捕获区代表流入抽水井的地下水流动场的三维体积的

区域（Anderson 等人，2015 年;Barlow 等人，2018）。捕获区可能包括也可能不包括发生捕获的区域。

3.5 长期抽水平衡

在地下水开发的每一种情况下，都必须从地下储量中取出一些水，以形成一个漏斗，从而在井附近形成局部水头梯度，导致地下水流入井中。然而，通常的目的是最终得到一个能够持续一段时间的系统（即抽水将无限期地持续下去，或者至少可以维持一段可接受的长期时间）。可以随着时间的推移而持续的开发地下水是一种最终储水量不再枯竭的状态，并且通过地下水捕获来平衡地下水抽取：

$$\Delta V/\Delta t = 0 \quad (4)$$

在这种新的平衡（动态平衡）下，抽水量完全由捕获量来平衡。从这个角度来看，调查员或水资源管理者面临的问题是：

1. 地下水抽取带来的补给和/或排泄有什么变化-- 什么是捕获？
2. 现在包括抽水井在内的地下水系统能否达到新的平衡，使地下水储量不再枯竭？
3. 如果新的平衡可以到达，那么到达这种平衡需要多长时间？
4. 如果这种新的平衡到达不了，那么抽水井可以持续抽水多长时间？
5. 从水（和环境）政策和管理的角度来看，捕获是否可接受？

这些问题的答案取决于所考虑的地下水系统的具体情况。例如，抽水相对于排泄的位置通常会对达到新平衡的可行性和所需时间产生影响。在地下水系统中，抽水井的位置会产生很大的不同。

在抽水井开始抽水和漏斗开始形成的早期，抽水量完全来自含水层中储存水量的减少（或枯竭）。随着漏斗范围的扩散并开始影响含水层边界，越来越多的从井中抽出的水将通过捕获来平衡（图 4）。这种依存于时间的变化是理解和预测地下水开发影响的关键。响应曲线的时间尺度取决于含水层的水力特性以及抽水井与补给和排泄地点的距离。但正如 Bredehoeft 和 Alley（2014）所指出的那样，这个过渡期可能很长，也许是几年到几十年甚至几世纪，特别是如果正在开发的地下水系统以大给水度的地下水位条件为主导。抽水速率本身不会影响图 4 所示的相对（或分数）响应，但与这种效果的实际体积大小成正比。本书 5.4 “估计径流枯竭的幅度和时间” 一节详细介绍了估计捕获时间的定量方法。

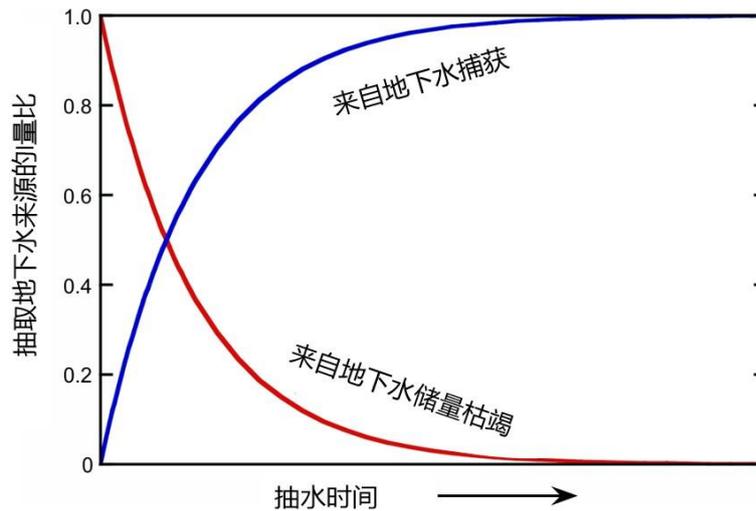


图 4 - 抽水井水源随时间的变化 (来自 Konikow 和 Leake, 2014 年, 修改自 Alley 等人, 1999 年, 以及 Barlow 和 Leake, 2012 年)。

3.6 新视角

对许多人来说, 以下想法代表了一种新的视角。必须了解地下水系统的动态变化机制, 才能评估地下水开发利用的影响。关于未受干扰的补给量的静态信息并不像捕获量的动态变化那么重要。这让许多人感到震惊, 他们曾认为不受干扰的 (“自然”) 补给在评估可持续地下水开发利用方面非常重要 (Bredehoeft, 2007 年; Bredehoeft 等人, 1982)。一个普遍的误解是, 如果含水层的地下水年平均抽水强度不超过自然补给的年平均速度, 地下水的开发就是 “安全的” (Alley 和 Leake, 2004 年)。Bredehoeft 等人 (1982 年) 澄清说, 可维护的地下水开发取决于通过捕获来平衡的抽水, 并称其为 “水量平衡神话”。

今天, 我们最好使用校准良好的地下水数值模型来描述特定地下水系统动态变化, 正如本书后面的两个案例研究所说明的那样。这种模型求解指定边界和初始条件的地下水流方程, 并提供了方程 1 到 4 描述的全局水量平衡。

4 地下水储量枯竭

如前所述，抽取储存在地下饱和带孔隙空间的水有助于平衡地下水抽取。与储水量枯竭同时发生的是水位下降，这可能是由于非承压含水层地下水位下降或承压含水层的水头降低造成的。地下水储量枯竭和随之而来的水位下降会产生许多后果。

单位面积含水层因抽水导致单位水头下降而从蓄水层中释放的水量称为储水系数（ S , storage coefficient, 无量纲）（Lohman 等人, 1972 年）。在承压含水层中，从地下水储量中释放的水主要来自水的膨胀和含水层随着水头下降而产生的压缩。在非承压（或“地下水位”）含水层中，储水量主要水源来自地下水位下降时孔隙间水的重力排泄， S 基本上等同于给水度（ S_y , specific yield, 无量纲）（Lohman 等人, 1972 年）。在承压含水层中， S 的值通常在 5×10^{-5} 至 5×10^{-3} 之间，而对于非承压含水层， S_y 的值通常在 0.01 至 0.30 之间（Freeze 和 Cherry, 1979 年）。因此，在承压含水层中，给定的（或单位）抽水率将导致抽水井附近更大的水位下降，并且与非承压含水层中的相同抽水率相比，降落漏斗的扩张速度更快、更远。

4.1 地下水枯竭的影响

4.1.1 社会经济效益

在地下水储量枯竭严重的地方，抽取和利用的地下水量甚至更大。这些地下水主要为居民生活提供饮用水、为工业和农业提供用水，因此具有巨大的社会和经济价值。在考虑地下水储量枯竭的经济成本和环境影响时，必须仔细权衡这种有益的用途和价值。例如，大量持续的地下水枯竭可能会对农业生产灌溉供水产生不利影响（CAST, 2019）。当然，水资源管理者和政策制定者也必须根据其所在地区的法律框架做出决定——该框架即使在同一个国家内也会因不同的政治实体而有所差异。

4.1.2 水位下降

地下水水位总是随着开采而下降，通常这是正常的。但是，如果含水层或个别水井的水位大幅下降，则可能会产生不利的物理和经济影响。水位大幅下降会导致井的产水量降低以及能源成本增加，因为这样将水从井里提升到地表或地表以上的地方需要消耗更多的能源。更大的扬程导致井产水量降低的一个原因是，大多数具有额定功率和流量的水泵其扬程大小与抽水量成反比。对于流动的自流井，降低的水位（或水头）将减少驱动水流流向地表的梯度，从而减少或消除从井中排泄的流量。在非承压含水层中，地下水位降低也会减少与透水井筒相邻的饱和含水层的厚度，从而降低含水层在井中的有效导水系数，进而降低井的产水量。在承压含水层中，即使水头下降，含水层仍将保持完全饱和，除非在极

端情况下。水头有可能下降到含水层顶部高程以下的水平，在这种情况下，承压含水层将开始排泄和脱水（dewater）。但是，这种情况很少发生。

如果井中的水位低于泵的进水口，并将“干涸”。这将对井的所有者产生经济影响，然后他们必须在几种昂贵的替代方案中进行选择，包括降低泵的位置（如果可能的话）、加深现有井、钻一口新的更深的井、放弃该井和以前使用其取水的使用权，或购买其它水源（或水权）和输送基础设施作为替代供水源（如果有的话）并且保证这种水源输送是法律允许的。

4.1.3 地面沉降

地下水储量枯竭和随之而来的水位下降也会产生一些多孔弹性效应和后果。最常见、最广泛和最严重的后果是地面沉降，它会破坏基础设施，并被广泛认为与地下水使用和储量枯竭有关。受影响地区的例子包括德克萨斯州休斯顿地区、加利福尼亚州中央山谷、墨西哥城、曼谷、东京、雅加达、威尼斯和其它包括 Galloway 等人（1999）和 Poland（1984）讨论的地区。地下水抽取导致地面沉降的机制在其它地下水项目书籍中有更详细的讨论。总之，如果含水层包含粘土层或透镜体，那么地下水水头降低会减少这些材料的孔隙压力，导致它们以非弹性方式压缩，因为粘土矿物结构本身会以更紧凑（和不可逆）的方式重新排列。

4.1.4 海平面上升

大多数枯竭的地下水最终会进入海洋，成为最终的汇。从某种意义上说，地下水枯竭可以看作是水从大陆向海洋的大规模、长期迁移过程。如果枯竭的地下水的长期累积量足够大，就会导致海平面上升，并且有充分的证据表明它确实如此（例如，Sahagian 等人，1994 年；Konikow，2011 年；Church 等人，2011 年；Döll 等人，2014）。研究表明，在 21 世纪的最初十年，全球地下水枯竭可能导致海平面每年上升 0.3 至 0.4 毫米，约占观测到的海平面上升的 10%。

4.2 评估地下水枯竭的方法

测量或估算一段时间内地下水储量的变化并不简单，因为它无法直接测量。地下水枯竭的估算可以依赖于几种替代方法，但都需要使用一些非测量和不确定的属性和/或通量。

4.2.1 水头变化

估算地下水枯竭的最直接方法也许是绘制含水层受影响区域水头的变化图，并将这些变化与储水系数（或储水度（storativity）；非承压含水层的给水度）的估算值结合起来。[附录 1](#) 给出了高平原（High Plains）含水层使用这一方法估算地下水枯竭的一个例子。储水度在水平和垂直方向上是有变化的，在某些情况下，可能需要考虑这种变化来估算更可靠的区域平均值。

4.2.2 模型

模型方法是地下水流数值模型模拟含水层水动力响应的方式。作为控制地下水流量方程数值解的一部分，根据含水层观测水头（和/或通量）变化进行模型校准，进而对每个模型时间步长内地下水储存量变化和从模型模拟开始以来的时间段内的水量累积输出进行计算。模型应用于严重枯竭含水层的例子包括 Faunt 等人（2009 年）的加利福尼亚中央山谷和 Clark 和 Hart（2009 年）的密西西比湾含水层。

4.2.3 水量平衡

人们还可以使用水量平衡的方法来估算地下水枯竭量。例如，Kjelstrom（1995 年）将抽水数据与爱达荷州和俄勒冈州东部蛇河平原含水层的其它水量预算相结合，估计地下水储水量的变化。但是，由于所有水量平衡要素的估计都存在很大的不确定性，这种方法的适用性有限。之所以出现这种困难，是因为相对于进出含水层的水量而言，储量的变化可能很小，因此估算水量的误差可能超过储水量变化的大小。

尽管如此，在使用大尺度（甚至全球）大气和地表过程模型来估计地下水枯竭量方面，已经发表了相当多的研究，地下水枯竭量在水量平衡方程中作为残余量进行计算（例如，Wada 等人，2010）。在最简单的形式中，枯竭量等于补给量和抽水量之间的差额。假设补给量等于降水量减去径流量和蒸散量，抽水量估计通常基于土地利用特征和预期用水量，而不是基于取水量的直接测量。

这里的主要困难是，这些方法通常无法模拟或预测本书中讨论的效果和过程，即抽水量通过增加补给量和减少排泄量的组合来平衡，因为水量平衡方法不模拟地下水流系统内的水动力变化，也不模拟它与地表水的关系。因此，这些全球水平衡方法往往大大高估了地下水储量枯竭的程度，因为它们错误地忽略了捕获和/或其水动力过程。

4.2.4 重力测量

估算地下水枯竭的另一种方法是通过地球物理方法。在发生地下水枯竭的地方，地下的物质质量会减少，这会影响地球的重力场变化。随着时间变化重复进行非常灵敏的重力测量可以检测到重力场中相对较小的变化。如果这些重力变化完全或主要来自总储水量（TWS）的变化，即引起 TWS 变化的其他可能因素可以忽略不计或可以可靠地估计（例如地表水储量、冰雪和非饱和区/土壤湿度的变化），那么观测到的重力变化可用于估计地下水枯竭量。在亚利桑那州，每年重复进行陆基地表重力测量，以估计冲积含水层地下水储存量的变化（Pool 和 Anderson，2008 年）。然而，他们的报告指出基于重力的地下水储量变化估计与观测井的水位变化之间有时只有较差到中等的相关性。

4.2.5 GRACE 遥感

GRACE（Gravity Recovery and Climate Experiment）（重力恢复和气候实验，由美国和德国联合赞助的一项任务）卫星是一对耦合卫星，提供了更大规模的重力测量，用

于测量地球重力场的空间和时间变化（例如，Tapley 等人，2004 年；Famiglietti 和 Rodell，2013 年；和 Famiglietti 等人，2015 年）。GRACE 提供了有关 TWS 全球变化以及许多大型含水层系统的全球地下水枯竭的有用信息（例如，Famiglietti 等人，2011 年；Tiwari 等人，2009 年；和 Rodell 等人，2009 年）。然而，GRACE 数据提供的是相对较大的尺度上总储水量变化的估值，正如 Scanlon 等人（2016）所讨论的那样，分辨率约为 $100,000 \text{ km}^2$ 。这个尺度比大多数地下水系统都大得多。正如 Alley 和 Konikow（2015）所讨论的那样，尽管 GRACE 卫星数据的精度可达 1.5 厘米的等效水位，但其空间低分辨率限制了其以有效使用的规模为管理者提供地下水枯竭数据的能力。此外，正如 Scanlon 等人（2015）所解释的那样，对 GRACE 数据的分析仍然面临着区分所有导致总储水量变化因素的挑战。因此，使用这种方法来估计地下水储量枯竭最适用于干旱至半干旱气候地区的大型地下水含水层，但在解译时仍需要谨慎。

4.2.6 地面沉降

通过计算地面沉降量，可以估算因地下水抽取而发生地面沉降的地区地下水储存量枯竭的最小值。地下水储量枯竭等于或大于地面沉降量，因为孔隙水的去除和随后沉积物的压实是地面沉降的驱动因素。例如，在德克萨斯州休斯顿附近的墨西哥湾沿岸平原，Konikow（2013）使用历史地面沉降图（1906-2000 年）估算了地面沉降量。计算出的累积地面沉降量为 10.5 km^3 。为了进行比较，根据 Kasmarek 和 Robinson（2004）的研究，应用校准的数值模型（1891 年至 2000 年的实地观测值进行校准）计算的累积水量收支表明，在 20 世纪随着粘土压实和地面沉降， 10.8 km^3 的地下水从未固结的粘土单元中消失了。小于 3% 的微小误差为沉降方法的使用以及模型校准的质量和模型计算的可靠性提供了良好的支持。相比之下，夹层粘土层的地下水损失（与地面沉降有关）产生的地下水枯竭量约占地下水总枯竭量（ 28.9 km^3 ）的 36%，其余来自砂层的地下水枯竭（Kasmarek 和 Robinson，2004 年）。

4.2.7 弱透水层

众所周知，当开发地下水资源时，承压含水层是一个重要的水源（例如，Theis，1940 年；Jacob，1946 年；Hantush，1960 年；Bredehoeft 等人，1983）。对于区域范围广大的承压含水层，地下水直接补给可能仅限于含水层范围边缘的岩层出露地表的区域。因此，从远离补给区域的井中抽取地下水引起的含水层的压力变化不能通过增加补给量来平衡。水位下降会横向传播很远的距离，而垂直水力梯度的变化会引起相邻承压含水层和弱透水层之间的水量渗漏。由于弱透水层的水力传导系数低于含水层，因此无法及时将水头变化传导到弱透水层的另一侧，因此渗漏将主要来自弱透水层在几十年到几个世纪的时间内的储存量枯竭。事实上，弱透水层的水量枯竭程度可能远远大于承压含水层的水量枯竭。如附录 2 所述，达科他州含水层系统就是一个这样的例子。Konikow 和 Neuzil（2007 年）总结了估算

弱透水层的水量枯竭的若干方法。大多数方法需要测量或估计弱透水层的水力传导系数和给水度特性，以及弱透水层的水头变化。然而这些数据往往很难获取，因为供水井很少在弱透水层段设置透水管。Konikow 和 Neuzil（2007 年）提供了一种简化的方法，该方法基于承压含水层边界处低渗透弱透水单元的水头变化。

4.3 地下水枯竭的程度

地下水储量枯竭正被视为一个日益严重的全球性问题，威胁着供水的可持续性（例如，Schwartz 和 Ibaraki, 2011）。Konikow（2011;2013）使用校准的地下水模型、分析方法、基于重力的分析和/或多个含水层系统的水量平衡分析，估计了美国和全球的地下水枯竭长期累积量。估算主要是通过汇集文献和分析新的信息得出。

美国 40 个独立含水层或区域的地下水枯竭长期累积量以及一个更广泛的土地利用分类（农业和土地排水引起地下水位永久降低）如图 5 所示。

据估计，20 世纪美国地下水枯竭总量约为 800 km³，并在接下来的 8 年中增加了约 25%，即 1900-2008 年期间总计 1,000 km³。自 1950 年以来，地下水枯竭的速度显著增加（图 6），其中 2001-2008 年的枯竭速度最快，平均每年枯竭量接近 25 km³（而 1900-2008 时间段的速度是平均每年 9.2 km³）。美国西北部的两个大型含水层系统显示出长期的负枯竭，换句话说，地下水位上升，从而增加了地下水储量。这主要归因于地表水的调配和灌溉增加了补给量，且高于自然补给发生的速率。

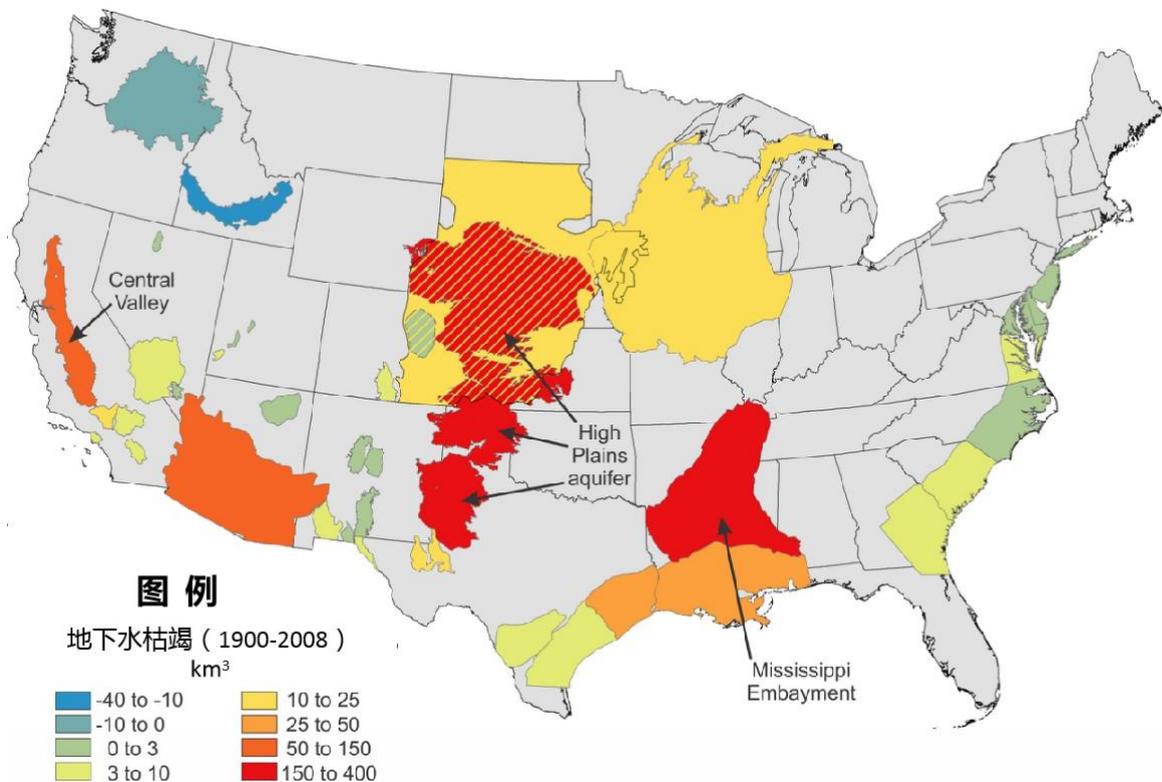


图 5 - 1900-2008 年美国地下水枯竭长期累积量, km³ (修改自 Konikow, 2013)。给出了枯竭量最大的三个含水层。混合区是指浅层含水层覆盖于深层含水层之上的地方。

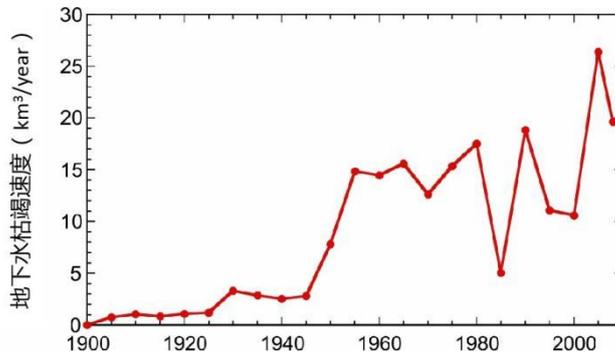


图 6 - 1900-2008 年美国地下水枯竭的五年平均速度。最终值表示 2006 - 2008 年 3 年期间的平均速度 (来自 Konikow, 2015 年)。

美国各地下水含水层系统的枯竭量差异很大 (图 5)。枯竭量最大的三个地下水含水层系统分别是高平原含水层 (High Plains, 341 km³)、密西西比海湾含水层系统 (Mississippi Embayment, 182 km³) 和加利福尼亚中央山谷 (Central Valley of California, 145 km³)。然而, 这并不能说明全部情况。例如, 由于高平原含水层包含非常大的区域 (面积约 450,000 km²), 整个区域的枯竭量是不均匀的, 平均枯竭量要低于其中一些系统, 其南部的枯竭量最大。评估含水层枯竭程度的另一种方法是按含水层面积对枯竭量进行标准化, 从而得出枯竭强度的衡量标准 (Konikow, 2015)。在 20 世纪, 枯竭强度最高的含水层系统位于南加州的三个相对较小的盆地。然而, 在 21 世纪初, 枯竭强度最高的是加利福尼亚州中央山谷, 面积约为 52,000 平方公里。2001-2008 年期间, 中央山谷含水层枯竭强度平均为 0.075 米/年 (Konikow, 2015 年)。自 2000 年以来, 伴随着地下水枯竭, 中央山谷地区经历了日益严重的缺水、水位进一步下降和地面沉降加速等一系列问题 (Faunt 等人, 2016 年)。

地下水枯竭量和捕获量可以用相对于抽水量的非量纲分数-量比来衡量 (Konikow 和 Leake, 2014 年)。美国 1950-2005 年的累计抽水量估计值是可靠的, 在此期间, 累计抽水量约为 5,340 km³ (Kenny 等人, 2009 年)。在同一时期, 地下水净枯竭总量约为 812 km³ (Konikow, 2013)。基于此, 总抽水量约有 15%来自地下水储存量的减少;也就是说, 地下水长期枯竭量的量比约为 0.15, 捕获量量比约为 0.85。但美国各地的地下水枯竭量比差异很大。美国境内有 31 个特定地区或含水层有抽水和枯竭数据。这些地区的平均地下水枯竭量比为 0.39, 平均捕获量量比为 0.61 (Konikow 和 Leake, 2014)。总体而言, 尽管地下水储量枯竭在许多地方是一个严重的问题, 但很明显, 在几年到几十年的时间里, 这种捕获量通常大于枯竭量, 并且构成了一个更严重的问题。

为了评估地下水枯竭对海平面上升的潜在贡献, 人们可以通过假设海洋代表几乎所有有枯竭的地下水的最终汇来进行边界计算。然后, 通过将枯竭量分布在海洋表面积 (总面

积约为 $3.61 \times 10^8 \text{ km}^2$) 来估计地下水储量枯竭对海平面上升的贡献。在此基础上, 仅美国的地下水枯竭就将导致 (或平衡) 20 世纪海平面上升 2.2 毫米。在这 100 年期间, 观测到的海平面上升速度平均约为 1.7 毫米/年。因此, 仅美国的地下水枯竭就可以为 20 世纪观测到的全球海平面上升提供约 1.3% 的贡献。

地下水枯竭是一个全球性问题。Konikow 和 Kendy (2005) 指出, 地下水过度枯竭影响到北非、中东、南亚和中亚、华北、北美和澳大利亚的主要地区, 以及世界各地的局部地区。Konikow (2011) 估计了 1900-2008 年全球地下水的累积枯竭量及其引起的海平面上升 (图 7)。世界许多地方获得水位变化数据是极其困难的, 因此地下水枯竭量估计比美国本土具有更大的不确定性。地下水总枯竭量约为 $4,500 \text{ km}^3$, 这可以引起海平面上升约 12.6 毫米。然而, 在这个评估时间段的最近几年 (2001-2008 年), 全球地下水枯竭的速度从 20 世纪的平均 $33.7 \text{ km}^3/\text{年}$ 增加到大约 $145 \text{ km}^3/\text{年}$ (相当于每年可引起海平面上升 0.40 毫米)。在相同的时间段内, 海平面上升速度从约 1.7 毫米/年增加到约 3.1 毫米/年。因此, 在 21 世纪上半叶, 全球地下水枯竭量可以贡献观测到的海平面上升速度的近 13%。

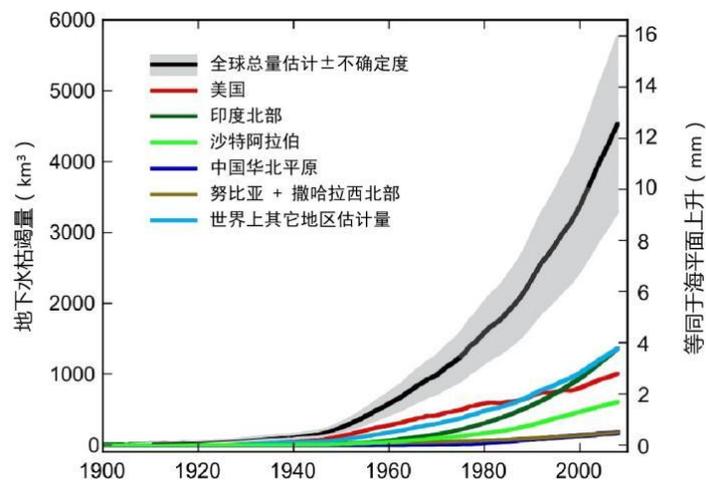


图 7 - 1900-2008 年估计的全球地下水枯竭累积量和对海平面上升的等效贡献 (来自 Konikow, 2011 年)。

5 地下水捕获

有助于平衡地下水抽水的第二种机制是地下水捕获——地下水补给量增加和排泄量减少的一种组合（Lohman 等人，1972 年；Bredehoeft 和 Durbin，2009 年；Leake，2011 年；Barlow 和 Leake，2012 年；和 Barlow 等人，2018 年）。

地下水排泄量的减少通常是指地下水向地表水体排泄量的减少，例如溪流、湖泊、湿地、泉水、排水沟、河口和/或海岸线。然而，蒸散也是一种来自地下水系统的排泄，也可以被捕获。事实上，在地表水稀少或缺乏的地区，如封闭的沙漠盆地，当地下水位随着时间的推移而下降，地下水排泄量（和捕获）的减少主要包括地下水系统蒸散量的减少。

地下水捕获还包括响应抽水和水位下降而引起的补给量增加。例如，如果某洼地的地下水位位于地表或紧邻地表以下，则落在该地表上的降水无法渗透以补充含水层，因为没有孔隙空间吸收这些降水--所有的含水介质孔隙空间已经饱和了。潜在的地下水补给被“拒绝”了。然而，如果地下水水位因抽水而下降，那么将来落到这一相同地表的降水就能够入渗到土壤里并补充地下水系统了。此外，由于抽水而增加地下水补给量也可以发生在地表水与含水层相交的地方。如果由于抽水引起很大的水位下降导致水力梯度发生扭转，即之前地下水流是从含水层流向河流而现在变成从河流流向地下水含水层。这种来自河流的渗流损失通常被称为“诱导入渗”。

但总的来说，地下水捕获通常主要由溪流（或其他地表水）枯竭组成。在美国，地下水排泄量占溪流年总流量的 15%至 90%--平均是 50%左右（Winter 等，1998）。因此，补给溪流的地下水排泄量的减少可能产生严重的不利后果。溪流流量枯竭最常被观察到为溪流基流（或低流量）的减少。在极端情况下，溪流可能会干涸（图 8）。这种溪流枯竭因其会引起潜在的环境影响，是供水管理人员、拥有地表水使用权的高级管理人员所关注的问题。事实上，近年来，由于地下水抽取导致的溪流枯竭一直是美国最高法院几起案件的主题，这些案件的判决清楚地认识到了地下水和地表水之间的关系（Alley and Alley，2017）。

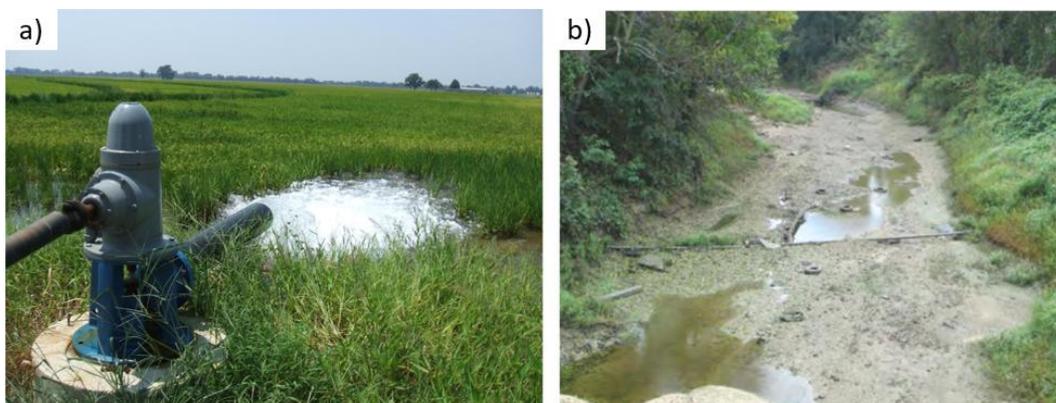


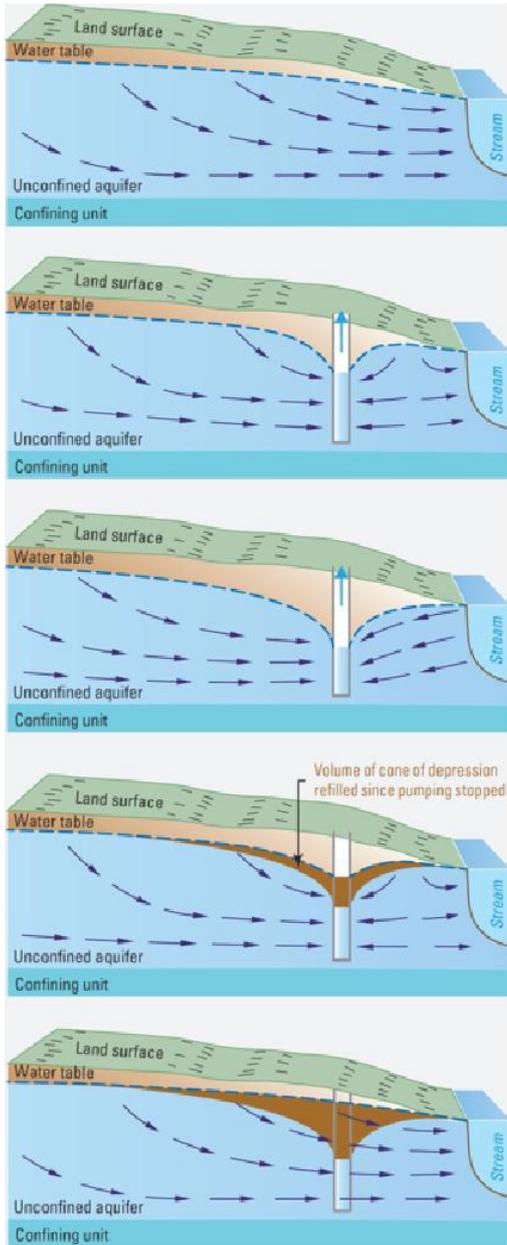
图 8 - 地下水抽取和溪流枯竭的关系。a)从密西西比河冲积含水层抽取地下水，用于美国密西西比河三角洲稻田的漫灌（摄影：David E. Burt, Jr., 美国地质调查局；来源：Barlow and Leake, 2012

年)。b)三角洲溪流(大向日葵河)在夏季由于基流损失而几乎干涸(摄影: Matt Hicks, 美国地质调查局;来源: Barlow 和 Clark, 2011)。

5.1 溪流枯竭

溪流枯竭主要是由于地下水补给溪流的水量减少和由于含水层和溪流之间的水力坡度降低或逆转导致的从溪流到含水层的补给量增加。两者都增加了地下水捕获, 并且都导致捕获区域下游的溪流枯竭。

图 9 描绘了理想的河流-地下水含水层相互作用的系列变化及其对抽水的响应。简化的示意图显示, 在自然(地下水人为开发前)条件下(图 9a), 饱和区的平均补给量等于溪流的平均排泄量(假设地下水没有蒸散作用, 并忽略任何可能影响补给或溪流状态的降水量的短期变化)。当抽水井开始抽水后(图 9b), 局部形成了地下水漏斗。地下水水位下降减少了地下水流向溪流的坡度, 从而减少了从地下水含水层流向溪流的流量(即地下水排泄量)。在更长的时间抽水之后, 在某些情况下, 溪流-含水层边界的水力梯度可能会逆转, 从而局部逆转水流方向并导致溪流中的水流入地下水含水层, 从而增加了地下水补给量(图 9c)。当抽水通过捕获完全平衡时, 水头将稳定下来, 从而不会有额外水位下降或从地下水储量中取水。发生这种情况所需的时间称为“完全捕获时间”(Bredehoeft 和 Durbin, 2009 年)。此时, 系统将达到新的平衡, 从水力学角度来看, 抽水速率将是可持续的(或可维持的)。然而, 溪流枯竭可能对下游用户和生态系统产生不利影响, 可能是不可接受的。如果停止抽水(图 9d), 则地下水位开始恢复, 地下水补给溪流的流量增加。假如给定足够的时间, 地下水头可能会恢复到原来的水平, 系统中的补给和排泄将再次达到一个长期平衡的状态(图 9e)。



a) 自然条件下，地下水补给与河流排泄相等。

b) 抽水井抽水导致地下水漏斗形成，减少了地下水向河流的排泄量。

c) 在某些情况下，抽水井的抽水强度很大，引起河流向地下水补给，这一过程称为诱导入渗。

d) 抽水停止后，地下水水位开始回升，之前抽水产生的地下水漏斗慢慢被回填。

e) 最终，系统重新回到抽水前的平衡状态，地下水储量和河流枯竭没有额外变化。

图 9 - 从补给河流的假定水位含水层中抽取地下水产生的影响。图 a)~e)显示了在假设的井抽水之前、期间和之后地下水流和溪流的渐进变化 (来自 Leake 和 Barlow, 2013 年;根据 Heath, 1983 年修改;Alley 等人, 1999)。

地下水捕获和溪流枯竭可以通过多种方式表现出来。在溪流的流量较低期间，地下水排泄量占总流量的比例比高流量期间更大，因此地下水排泄量的减少将更容易监测到。在地下水抽取和储量枯竭影响溪流的地方，我们希望在溪流的低流量记录中看到最清晰的信号。例如，这在美国密西西比州向日葵河上的一个流量计的记录中确实很明显，该流量计位于密西西比河湾地下水系统的区域内 (图 10)。数据显示，在地下水使用和储量枯竭明显加速后不久，溪流的年最小日平均流量显著下降。

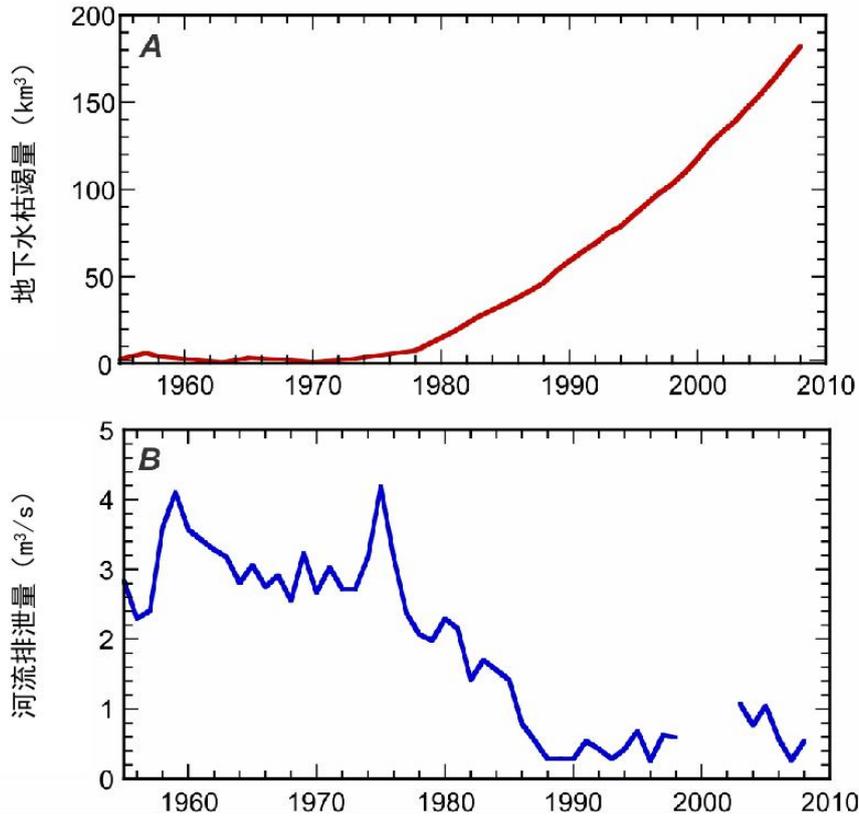


图 10 - 地下水枯竭量和补给溪流量之间的关系。a) 1995-2008 年美国密西西比河湾地下水系统累计地下水枯竭量(Konikow, 2013)；b) 美国密西西比州大向日葵河的年最低日平均流量，显示了从含水层取水对溪流基流的影响，并表明 1970 年代后期开始溪流趋于枯竭；1998-2002 的数据缺失（修改自 Welch 等人，2010）。

另一种类型的溪流低流量特征是干涸的频率（或持续时间）。如果溪流枯竭影响了溪流的流量，那么溪流中没有流量的天数可能会增加，或者干涸河流的长度可能会增加。美国阿肯色州东北部的卡什河也位于密西西比河湾地下水系统的边界内，零流量天数在 1980 年之后首次增加，即地下水枯竭增加后不久（图 11）。这种现象的另一个方面是，在地下水开发之前常年流动的溪流可能会间歇性地干涸，因此这些溪流不再被认为是常年流淌的，如堪萨斯州西部的河流（图 12）。

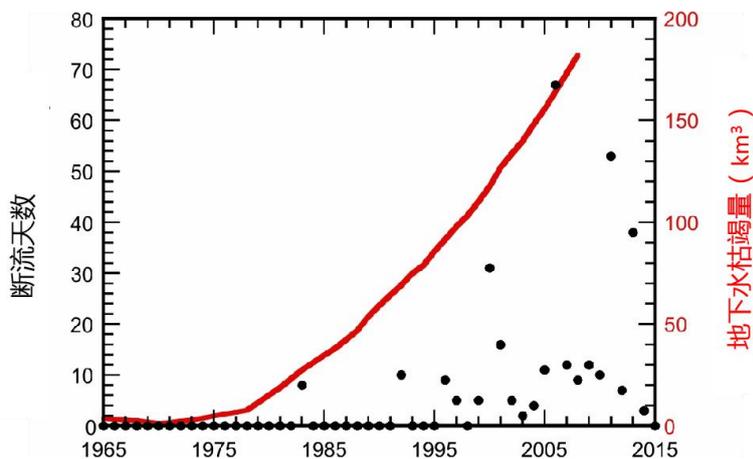


图 11 1965~2015 年在美国密西西比河湾区含水层系统的累积地下水枯竭量 (红色曲线) 变得显著后, 阿肯色州埃及的卡什河每年干涸的天数 (黑点) 显著增加。

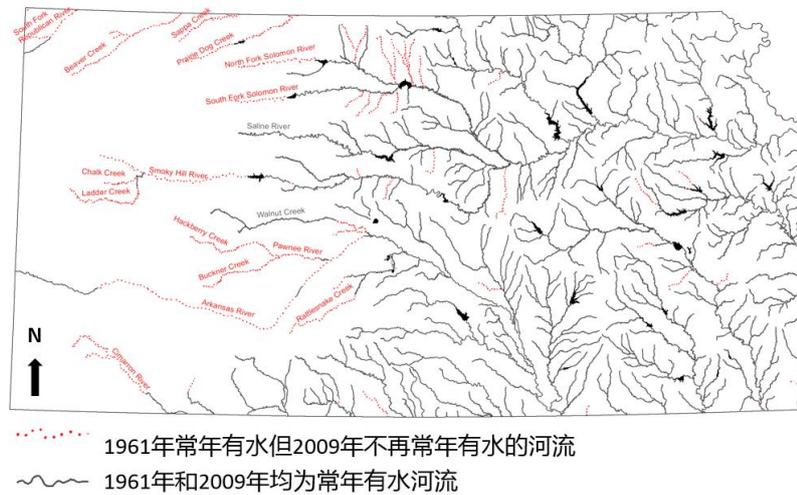


图 12 - 地图显示了 1961 年和 2009 年堪萨斯州的主要常年有水溪流。在堪萨斯州西部, 自 1950 年代以来, 高原含水层地区经历了地下水位大幅下降和储量枯竭, 许多在 1961 年被认为是常年有水的溪流在 2009 年不再如此 (修改自堪萨斯州农业部, 2010 年)。

5.2 蒸散量捕获

地下水蒸散包括地下水潜水位蒸发和通过植物根系的蒸腾作用, 这些植物根系利用土壤饱和区最上部的水份。地下水潜水位蒸发损失是指通过非饱和区到大气的水通量。如果从地下水位到土壤表面的距离最短 (即地下水位在地表或紧邻地表以下), 则该通量将最大。预计还存在一个深度, 低于该深度, 地下水潜水位蒸发量可以忽略不计。同样, 水生植物从饱和区吸收的蒸腾量取决于根系的穿透能力, 这在地下水位最浅时最为广泛。水生植物是依靠根部可及的地下水供水的植物 (Robinson, 1958)。但是, 也存在一个植物根部可以穿透的最大深度。因此地下水位极限深度, 低于该深度, 不会发生蒸散作用, 也称为蒸发消失深度 (extinction depth) 或截止深度 (cutoff depth) (McDonald 和 Harbaugh, 1988)。

总体而言, 地下水蒸散量与地下水位埋深成反比。因此, 随着地下水位因抽水和储水量枯竭而下降, 潜在的蒸散量将减少 (即被捕获)。干旱气候中河流的河岸带照片说明了这种效应的一个极端例子, 由于地下水位大幅下降, 植被的长期减少反映了对蒸散作用的捕获 (图 13)。

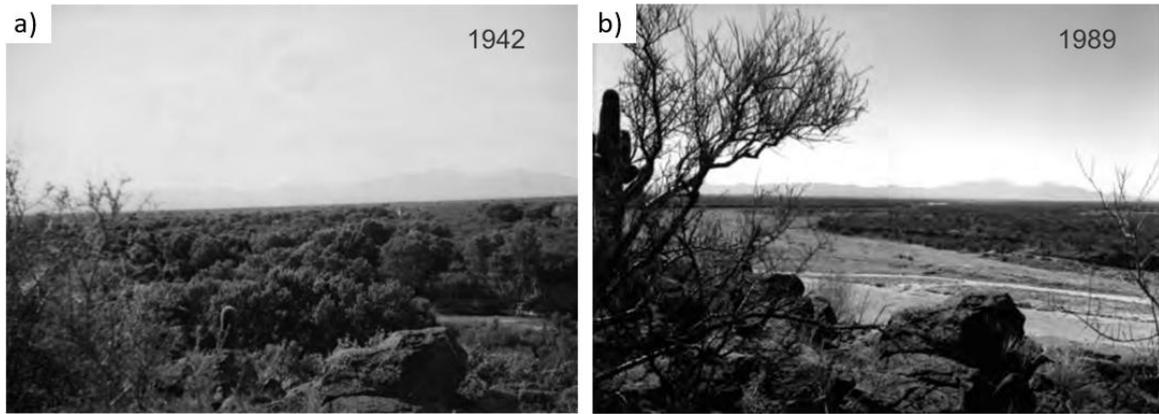


图 13 - 地下水位下降的河岸植被减少：a) 1942 年亚利桑那州图森以南圣克鲁斯河河段的照片，显示了在河岸带生长的豆科植物和白杨树（左图·亚利桑那州狩猎和鱼类部）；b) 1989 年同一地点的照片显示河岸植被已基本消失（右图·R.H. Webb，美国地质调查局）。附近两口井的数据表明，由于抽水，地下水位下降了 30 多米；这种抽水（及其后果）似乎是植被消失的主要原因（Healy 等人，2007 年）。

Theis（1940）认识到挽救地下水蒸散量可以帮助平衡地下水抽取的影响。为了优化井位并最大限度地减少水位下降和河流流量枯竭，Theis（1940）指出“抽水泵应尽可能经济地放置在靠近这样的地方——地下水因蒸发或非生产性植被蒸腾而流失的地方。”大面积地下水蒸散速率的小幅下降可以产生大量的水。

5.3 泉排泄捕获

泉排泄在一定程度上是局部和区域水力梯度的函数。泉的高程是固定的，但远端水头会因抽水而下降，从而降低了流向泉方向的水力坡度。这将减少流向泉的水量，从而减少其排泄，这与导致溪流水量枯竭的机制完全相同。例如，在美国内华达州南部区域的泉水（图 14）以及北非的泉水（Margat 等人，2006 年）的长期排泄量测量中已经观察到这种影响。由于泉水源头地区的地下水开发，泉水干涸的情况并不少见。但干涸的泉水可以复涌。曼斯泉（如图 14 所示）在 1977 年基本干涸（尽管此后有报告显示有小规模的间歇性冬季流量），在 1990 年代后期再次开始流动（San Juan 等人，2010 年）。自 1980 年以来，由于抽水量减少和地下水位上升，泉流量开始恢复，据报道，2011 年的流量约为 $1.9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{年}$ （Halford 和 Jackson，2020 年）。

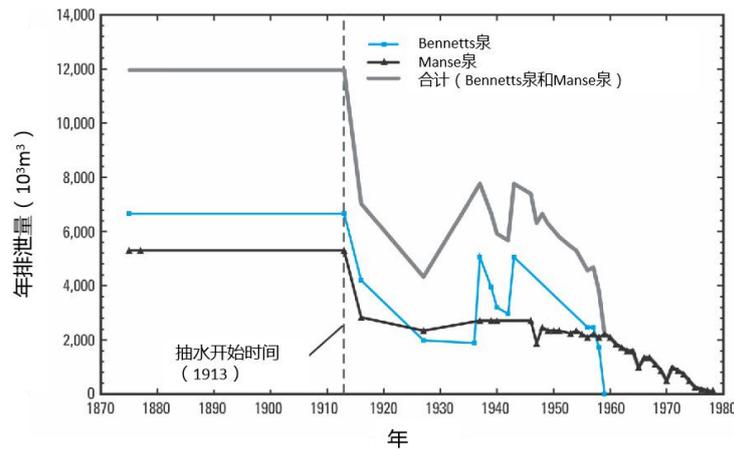


图 14 - 1875-1978 年内华达州帕伦普河谷区域泉水的年流量。抽水开始后泉水流量呈现减少的趋势（修改自 San Juan 等人，2010 年）。

5.4 估算径流枯竭的幅度和时间

因地下水捕获导致径流枯竭时间的控制因素基本上与含水层对抽水井响应的控制因素相同。这些因素包括含水层的几何形状、尺寸和水力特性;含水层边界（包括溪流）的位置和水力特征;以及水井和溪流之间的水平和垂直距离（Barlow 和 Leake, 2012）。Barlow 和 Leake（2012）指出，两个最重要的因素是抽水井与附近溪流之间的距离以及含水层的水力扩散特性（定义为导水系数与储水系数的比值）。尽管溪流枯竭的时间不受抽水速率的影响，但其枯竭量与抽水速率的大小成正比。

也许预测抽水导致的径流枯竭的幅度和时间的最佳方法是开发和校准一个可靠的模拟模型，该模型准确（或充分）地代表了河流-地下水含水层系统中的所有控制因素。地下水数值模拟软件，如众所周知的 MODFLOW 软件，为实现这一目标提供了一个框架。数值模型可以很容易地解释空间异质性以及不规则或非线性边界条件。但是，如果可以合理地 对系统进行某些简化假设，则可以应用解析方法，这种方法估算更快捷（例如，Glover and Balmer, 1954;Theis 和 Conover, 1963）。

这些假设通常包括但不限于：（1）含水层是半无限、均质、各向同性的，（2）含水层的导水性随时间推移是恒定的，（3）边界流是一条直线且完全穿透含水层。正如 Barlow 和 Leake（2012）所总结的那样，Glover 的解析解允许人们计算随时间推移溪流枯竭的总速率 $Q_s(t)$ ，如公式 5 所示

$$Q_s(t) = Q_w \operatorname{erfc}(z) \quad (5)$$

式中:

$Q_s(t)$ = 溪流随时间枯竭的总速率 (L^3/T)

Q_w = 井的抽水强度 (L^3/T)

erfc = 互补误差函数 (无量纲)

$z = \sqrt{(a^2 S)/(4Tt)}$ (无量纲)

a = 抽水井到溪流的距离 (L)

S = 给水度 (无量纲)

T = 导水系数 (L^2/T)

t = 时间 (T)

为了简化解析解的数学复杂性, Jenkins (1968) 使用了一种半解析方法, 他在其中引入了径流枯竭因子 (sdf) 的概念, 该因子具有时间单位, 定义如公式 6 所示。

$$\operatorname{sdf} = a^2 / D \quad (6)$$

式中:

D = 水力扩散系数, $D = T/S$ (L^2/T)

正如 Barlow 和 Leake (2012) 所描述的那样, 给定抽水井位置的 sdf 值是响应新抽水而发生径流枯竭速度的相对度量。较高的 D 值将导致 sdf 值相对较低, 并且径流枯竭对抽水的响应相对较快。含水层中每个位置的 sdf 值可以使用数值模型计算, 然后绘制地图, 供管理者使用, 以便轻松评估和比较新井和不同位置井对溪流的潜在影响。

作为溪流枯竭动力学的一个说明性例子, 我们可以看看美国亚利桑那州东北部, 那里的溪流基本流量部分由 C 含水层的地下水补给来维持。Leake 等人 (2005 年) 开发了该地下水含水层的数值模型, 以帮助评估从 C 含水层取水可能带来的影响。他们计算了两种可能的抽水情景的潜在径流枯竭量 (图 15)。两种抽水情景均是模拟了 51 年的抽水和随后 50 年没有抽水的情景。情景 A 的抽水强度是恒定 ($0.25 \text{ m}^3/\text{s}$) 的, 情景 B 的抽水强度是可变的, 最大抽水强度为 $0.45 \text{ m}^3/\text{s}$ 。结果表明, 在抽水开始的头几年里, 径流枯竭量是无法监测到的, 但在抽水期的其余时间里, 枯竭量会稳步增加。然而, 两种情景下在抽水期结束时的径流枯竭率都在 0.3 至 $0.4 \text{ ft}^3/\text{s}$ (0.008 至 $0.011 \text{ m}^3/\text{s}$) 之间, 大大低于抽水强度, 这主要是因为抽水井和溪流之间的距离很远, 有 20 英里或更远。

这些结果给出的一个重要经验是, 在抽水停止后的几十年里, 径流枯竭量仍在继续增长 (图 15)。这些滞后时间使河流-地下水含水层系统中的水资源管理更为复杂。

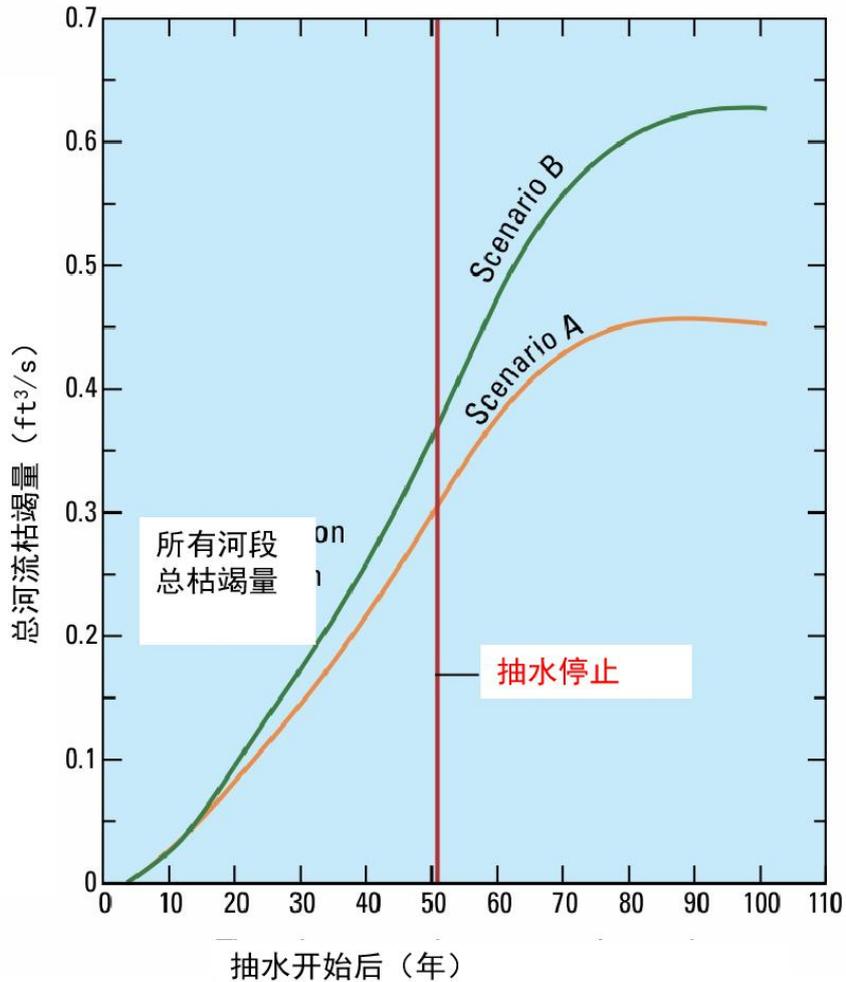


图 15 - 美国亚利桑那州东北部 C 含水层两种抽取地下水情景下的径流枯竭量变化 (来自 Barlow 和 Leake, 2012 年, 根据 Leake 等人, 2005 年修改)。

5.5 估算地下水捕获的方法

对于典型复杂水文地质环境中的实际问题, 数值模型“.....是从不同水文特征计算地下水捕获的唯一方法” (Barlow 和 Leake, 2012 年)。模型工具在地下水分析中得到广泛应用。模型的美妙之处在于, 它可用于预测特定地下水系统在未来如何应对不同的压力。准确地和唯一地预测未来的结果具有有太多的未知数和不确定性。另一方面, 通过模型人们可以预测地下水系统的响应, 或响应的范围, 同时, 如果给定输入数据存在一定的误差, 那么可以对未来预测结果设置一定的置信区间。

Barlow 和 Leake (2012) 为美国亚利桑那州南部的上圣佩德罗盆地地下水含水层系统提供了这种模型分析的例子, Leake 等人 2008 年对此进行了研究。应用这个模型, 其中包括蒸散过程, 他们评估了系统对假设在不同位置设置抽水井的响应。图 16 显示了地下水储量和捕获 (作为平衡抽水的水源) 之间随时间的权衡变化。此外, 它还表明, 蒸散量可能是总捕获量的重要组成部分。溪流枯竭包括诱导入渗 (增加对地下含水层的补给) 和地

下水向溪流的排泄减少，尽管这些没有在图中单独显示（典型的模型输出将包含足够的信息，允许用户这样做）。

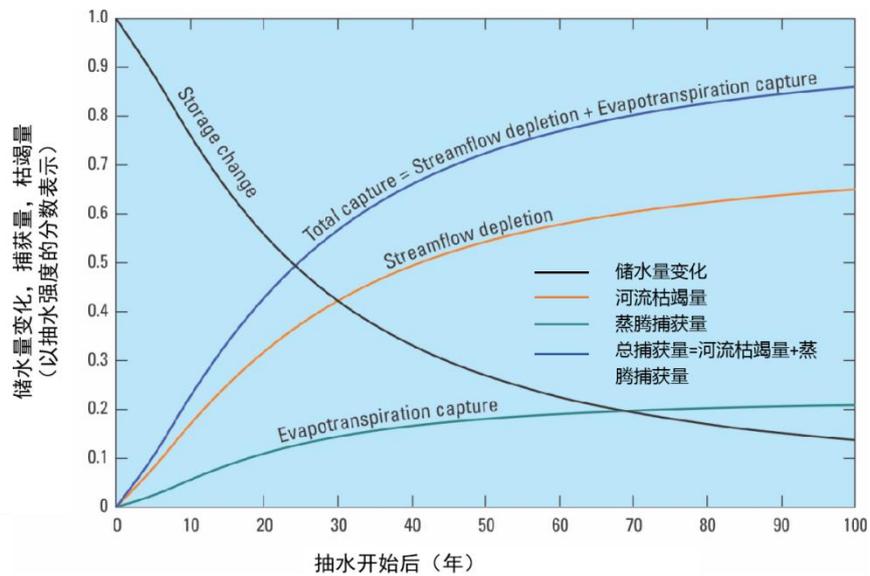


图 16 通过模型计算的溪流枯竭量、蒸散捕获量、地下水储量变化和总捕获量（在亚利桑那州南部的上圣佩德罗盆地地下水含水层系统假设有一口井抽水 100 年）（来自 Barlow 和 Leake, 2012 年;在 Leake 等人之后, 2008 年）。

6 地下水开发动态的案例研究

为了说明这些原则，既要假设一个简单的含水层系统，也要研究地下水开发案例。为简化的假设问题构建模型具有完整掌握系统水力特性、定义边界条件以及控制系统的优势。对于一个有据可查的野外问题的说明性例子，我们参考了美国地质调查局（USGS）对区域性含水层系统的分析（RASA）研究。作为 RASA 研究的一部分，研究人员对美国内华达州天堂谷的农业发展进行了详细研究。我们回顾了这项研究的亮点和经验教训，这些经验教训说明了如何将地下水开发利用的基本原则应用于复杂系统。

6.1 案例研究 1：河流-地下水含水层假设系统

6.1.1 问题描述

当地下水假设系统受到压力时，模型可以准确地分析和解释系统对其产生的响应，而不会出现与复杂的实际地下水系统相关的不确定性。此外，系统里可以为各增量逐一添加影响因素或复杂性，从而简化因果分析。因此，可以更清晰、更明确地识别压力和响应（原因和结果）之间的联系和关系。

为此，我们根据 Barlow 和 Leake（2012）设计和使用的沙漠盆地，盆地内沿着山谷边缘有一条常年有水的溪流，说明抽水对溪流的影响。我们修改了他们的问题示例，类似于 Konikow 和 Leake（2014）的修改，以说明抽水井对这种地下水含水层系统的水文特征产生的额外影响（图 17）。在其他变化中，我们添加了更真实和可变的表面高程，这些高程将导致蒸散（ET）损失量随空间变化，而且这些损失量随地下水位深度的变化而变化。ET 包括地下水位处的直接蒸发和植物的蒸腾作用。地下水位的昼夜波动证明了水生植物在大量的使用地下水（例如，Butler 等人，2007 年）。当地下水位处于或非常接近地表时，地下水蒸发量最大。随着地下水位埋深的加深，地下水位与大气之间的水蒸气输送距离增加，土壤中湿度的消散受到阻碍，饱和带的蒸发通量减小。蒸腾作用通常在 ET 中占较大的比重。随着地下水位埋深的增加，足够长和足够深以穿透地下水位的植物根系的百分比趋于减少，并且将水提升到较远距离的陆地表面所需的能量也越大。在某些时候，地下水位可能很深，以至于没有植物根系可以到达那个位置。

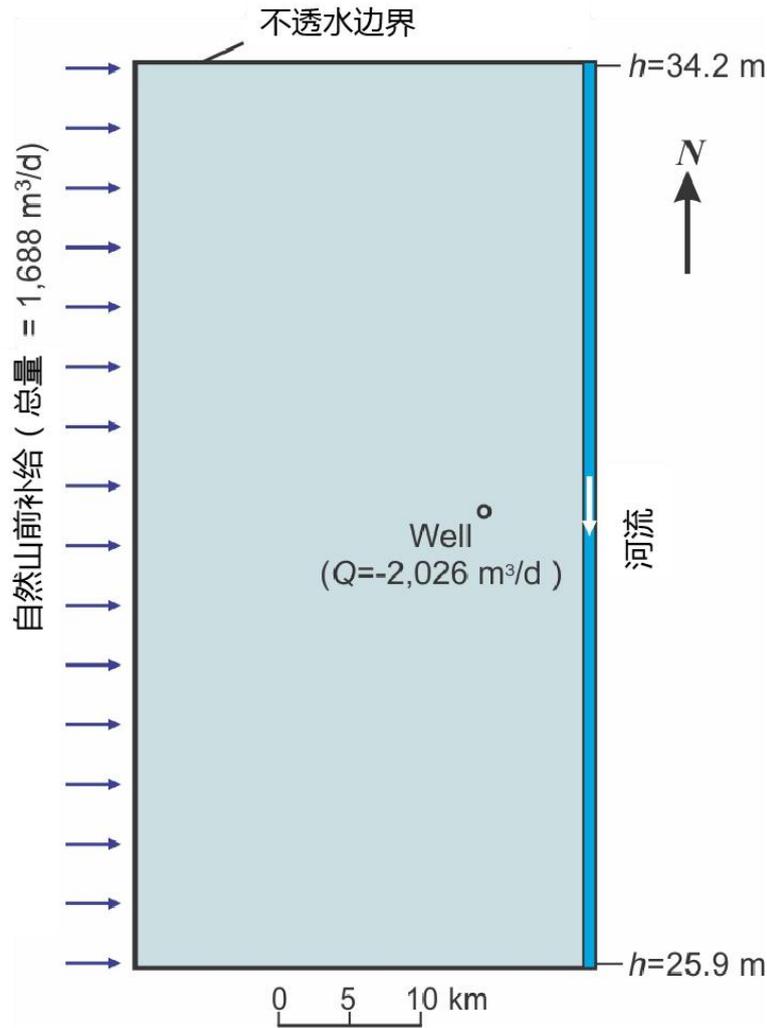


图 17 - 理想化的沙漠盆地含水层假设系统，东侧有一条常年有水河流，西侧有山前补给（修改自 Barlow 和 Leake, 2012 年）。

该含水层假设宽 32.2 公里（20 英里），长 64.4 公里（40 英里），总面积为 2,072 平方公里（800 平方英里）。河流与冲积含水层的水力连接良好，从河流上游流入的流量为 20,000 m³/d。为简单起见，假设河流上既没有直接降水，也没有河流蒸发，河流上游的流入量是恒定的。山前补给总量为 1,688 m³/d，沿盆地西部边界均匀分布。含水层的传导系数为 15.2 米/天，平均厚度约为 150 米，远小于含水层的长度。含水层的产水系数为 0.20。矩形含水层被不透水的边界包围，包括沿河流远端的地方。在含水层系统中心附近位置有一口完全穿透的井，距离河流 8.05 公里（5 英里），抽水强度为 2,026 m³/d（0.83 ft³/s）。

河流上方的地面高程分三个阶地（图 18）。相邻阶地之间的高差约为 1 m，最高海拔距离河流最远。请注意，这里没有假设地表高程与河床高程或河流水面重合。相反，假设河流中的水位在图 17 所示的上游和下游水位之间呈线性变化，并在时间上保持恒定。

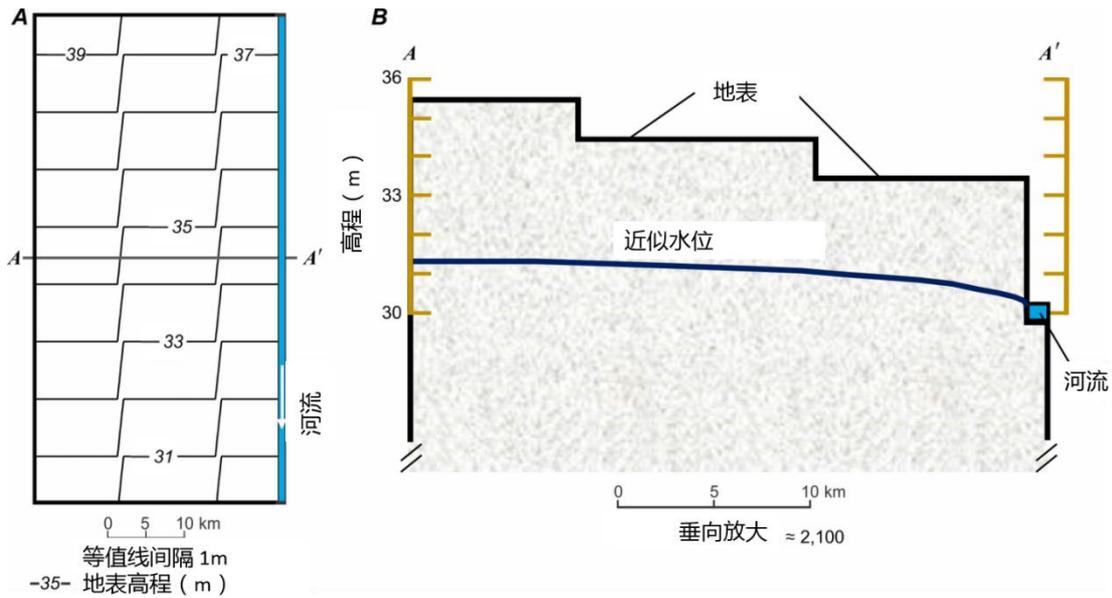


图 18 - 河流-地下水假设系统的地形；a) 平面图 · b) 沿 A-A'线的剖面图以及抽水前的大致地下水水位。河流中的水深未按实际比例显示 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年)。

6.1.2 模型概化

这里建立了一个二维数值模型来模拟该系统中的瞬态地下水流。该模型是使用 [MODFLOW-NWT 代码](#) 开发的 (Niswonger 等人, 2011)。地表水河流部分使用 Streamflow Routing 包 (SFR2) 表示 (Niswonger 和 Prudic, 2005 年)。模拟区域在单层中离散化为 80 行和 40 列正方形单元格, 网格的间距为 805 m, 每层的厚度根据区域内不同位置的水位不同而变化。为了简化模型, 假设河床高程可以假设为图 17 所示的线性变化的水位, 并且水深在 0.001 m 处保持恒定和均匀。

在模型中, 蒸散量 (ET) 假设是地下水位埋深的线性函数 (图 19)。假设蒸散损失最大值发生在地下水位高程与地表重合的位置。蒸散量消失的深度是指不再发生 ET 的地下水位埋深。蒸散量 ET 在这两个极值之间呈线性变化。

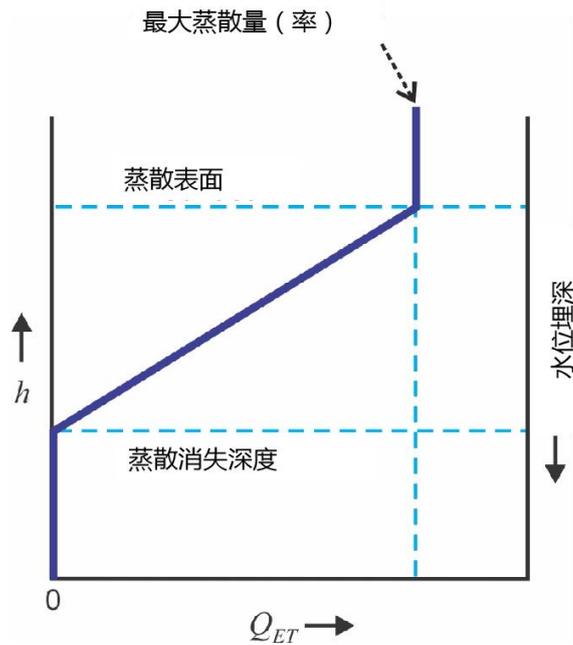


图 19 - 在 MODFLOW-NWT 模型中，蒸散量 ET (Q_{ET}) 与地下水埋深呈线性相关 (h 是水头 [水位]) (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年)。

6.1.3 基础情景: 无补给和蒸散 (无水生植物)

为了评估地下水抽水的影响首先设计了一个没有面上分散补给 (来自降雨) 和蒸散损失 (没有水生植物) 的基础情景，但是包含有地下水系统西边界的山前侧向补给。为了给 200 年地下水瞬态模拟提供初始条件，首先进行了地下水稳态模拟并计算无抽水情况下的初始水头和通量。然后假设单井以 $2,026 \text{ m}^3/\text{d}$ 的速度抽水 200 年，并运行瞬态模型以模拟由于施加这种新的抽水压力而导致的水头和通量变化。

抽水前区域内水头的计算结果 (图 20a) 表明，含水层的补给主要是沿其北段的河流流入 (溪流入渗)，而沿其南段地下水含水层向河流排泄补给。西部山区侧向补给对地下水水位的影响比河流明显更小。将抽水前的水位等值线图与抽水 200 年后计算的水位等值线图进行比较 (图 20b) 表明，井的抽水对地下水含水层的流场分布影响很小。

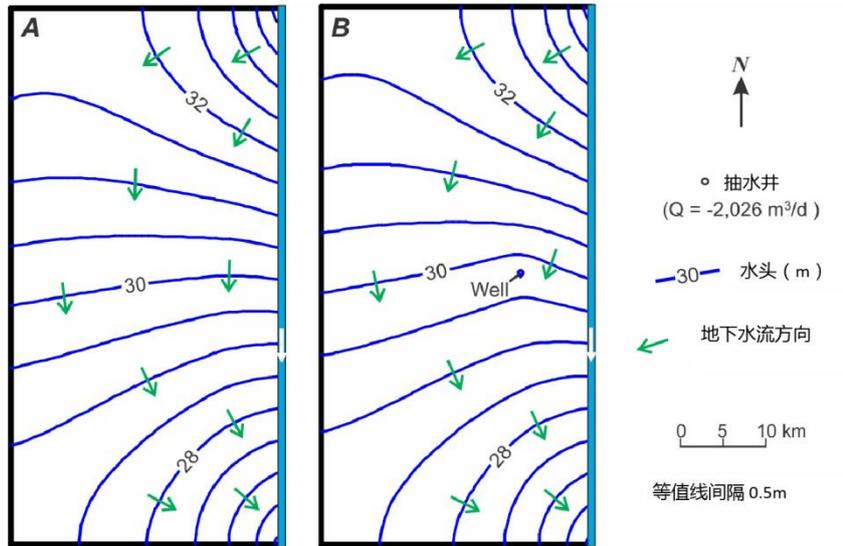


图 20 - 河流-地下水假设系统在没有区域补给和 ET 的基础情景下计算出的地下水位：a) 抽水前，以及 b) 抽水 200 年后。相对于任意基准面的水头 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年)。

抽水前的水量平衡详见表 1。抽水前，大部分流入系统的水量和全部流出系统的水量均发生在河流和地下水系统之间。在模拟期间 (表 2) 径流量也有变化。抽水前，河流下游断面的流量为 21,688 m³/d，经过 200 年的抽水后下降到 19,790 m³/d。1,898 m³/d 的流量减少与含水层的河流入渗增加量 (1,074 m³/d) 加上流入河流的地下水减少量 (824 m³/d) 的总和相平衡。

表 1 - 基础情景下抽水前和抽水 200 年后的地下水量平衡 (单位: m³/d)。

| | | 抽水前 | t = 200 Years |
|----|-----------|--------------|---------------|
| 流入 | 山前侧向补给 | 1,688 | 1,688 |
| | 储水量变化 | 0 | 128 |
| | 河流入渗 | 5,785 | 6,859 |
| | 总量 | 7,473 | 8,675 |
| 流出 | 抽水量 | 0 | 2,026 |
| | 排泄入河量 | 7,473 | 6,649 |
| | 总量 | 7,473 | 8,675 |

表 2 - 基础情景下抽水前和抽水 200 年后的河流水量平衡 (单位: m³/d)。

| | 抽水前 | t = 200 Years |
|----|--------|---------------|
| 入流 | 20,000 | 20,000 |
| 出流 | 21,688 | 19,790 |

在 200 年的地下水瞬态模拟期间，水量平衡的组成部分发生了重大变化 (图 21)。抽水开始后，抽水量最初完全由地下水枯竭量来平衡。然而，随着时间的推移，越来越多的抽水量开始由地下水捕获量来平衡，由储水量枯竭平衡的量越来越少。抽水 17.5 年后，地下水捕获量超过了储水枯竭量。200 年后，只有 6.3% 的抽水量来自于地下水储存枯竭量，

而 93.7%的抽水量来自于地下水捕获量。在这种情况下，地下水捕获量完全由径流枯竭量补充。径流枯竭包括河流上游的诱导入渗和下游河流的地下水排泄减少。如图 21 所示，在这个特定的含水层系统中，诱导入渗量总是略大于地下水排泄的减少量。任何特定地下水系统中的相对贡献量总是取决于控制该系统的水力特性和边界条件。

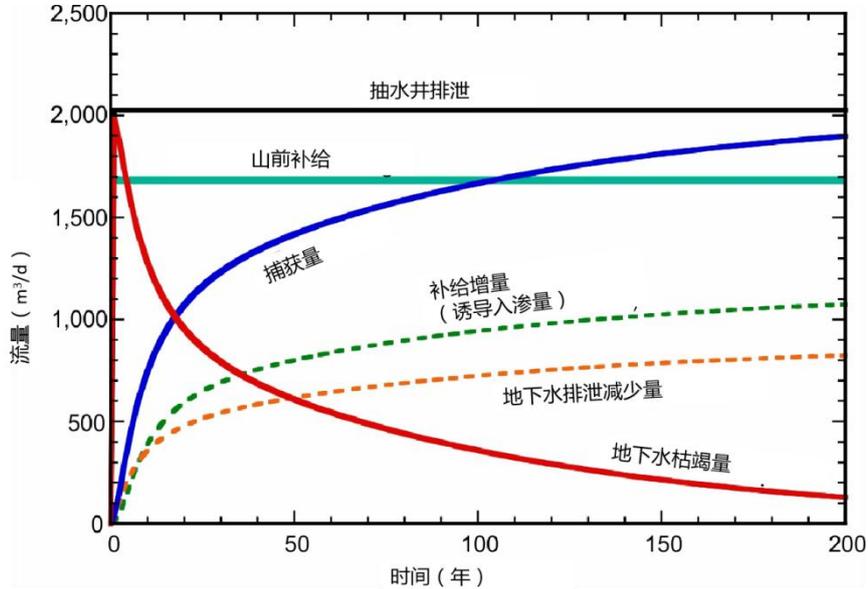


图 21 - 200 年模拟期间，假设的沙漠盆地含水层的水量收支变化。地下水捕获量是两条虚线（诱导入渗量和地下水排泄减少量）的加和（Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年）。

水量收支和平衡抽水变化的水源也可以以无量纲的形式（量比）表示（图 22）。这些量比可以基于年速率或累积数量来表示。与图 21 所示的流速一样，基于年速率的地下水捕获和枯竭量比在大约 17.5 年时交叉，之后地下水捕获量提供了大部分的抽水量。然而，从抽水量的累积来看，这种交叉直到抽水开始后大约 46 年才发生。

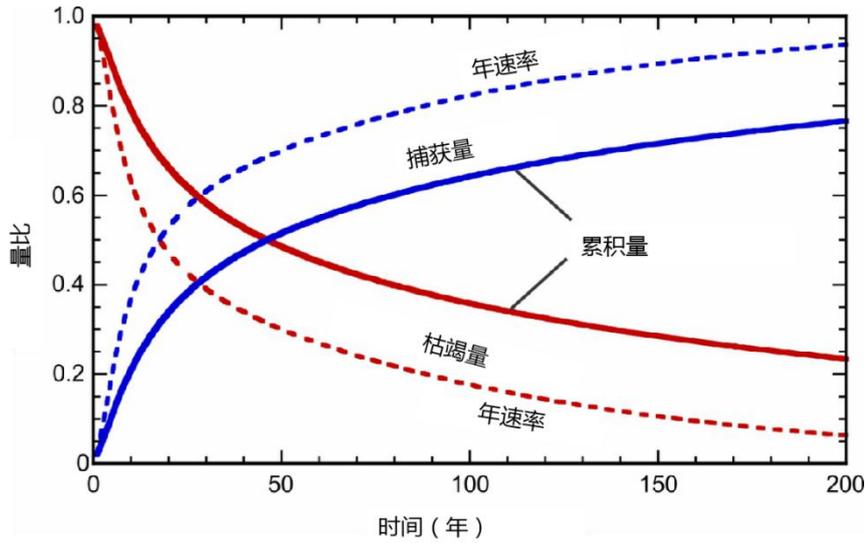


图 22 - 基础情景条件下·抽水量来源--捕获量和枯竭量的年速率（虚线）和累积量（实线）量比（Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年）。

6.1.4 低蒸散情景 (水生植物)

为了说明蒸散（ET）对地下水流系统的影响，我们修改了基础情景的部分条件，允许在模型中表示 ET 过程。蒸散作用消失的深度设定为 6.0 m，最大 ET 速率限制在 1.72×10^{-5} m/d（6.28 mm/yr）的相对较低的速率，ET 在蒸散量消失的深度和接近地表的地下水位埋深之间呈线性变化（图 23）。

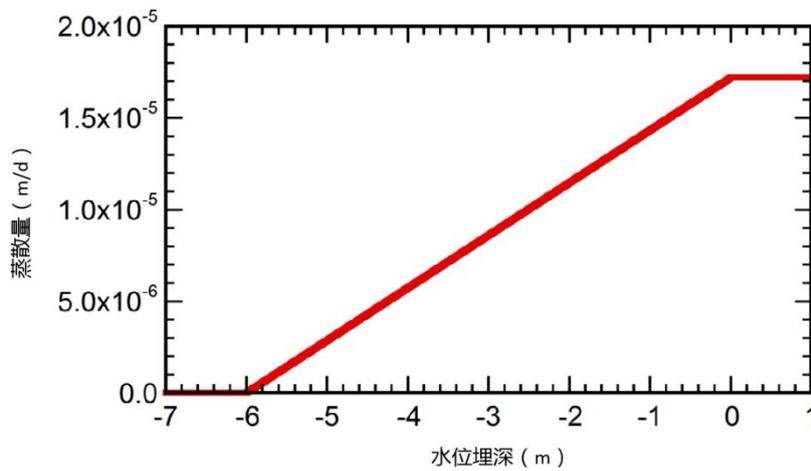


图 23 MODFLOW 模型中低蒸散情景下蒸发速率和水位埋深之间的关系 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020)。

首先通过添加 ET 过程，模拟抽水前稳态地下水流场，然后模拟与基础情景下的抽水强度相同的 200 年抽水过程。本情景下计算的水量平衡（表 3）表明，当蒸散在含水层的大范围区域分布时，每单位面积相对较低的 ET 速率会成为含水层的重大应力（大约是抽水应力的四倍）。在抽水前的模型中，ET 的存在导致地下水流失，从而降低了地下水位。这种在抽水前新增的蒸散应力 ($8,163 \text{ m}^3/\text{d}$) 降低了地下水位从而引起近乎两倍的河流入渗量（ $5,785 \text{ m}^3/\text{d}$ 见表 1 和 $9,702 \text{ m}^3/\text{d}$ 见表 3 相比）。低水位还导致了河流下游地下水补给河

流的水量减少了 57% (7,473m³/d 见表 1 和 3,231 m³/d 见表 3 相比)。由于地下水位在空间上的埋深不同,实际的蒸散速率在空间上也有所不同,整个含水层表面的平均蒸散量为 1.5 毫米/年。相对于基础情景而言,由于蒸散量消耗损失增加,从河流的出流断面流出的流量减少到了 13,530 m³/d (相比之下,在没有蒸散量的基础情景下出流量为 21,688 m³/d)。也就是说,含水层的 ET 损失完全由流出研究区域的径流量减少所平衡。

表 3 - 基于低蒸散情景下单井抽水前和抽水 200 年后地下水量平衡。(单位: m³/d)

| | | 抽水前 | t = 200 Years |
|----|-----------|---------------|---------------|
| 流入 | 山前侧向补给 | 1,688 | 1,688 |
| | 储水量变化 | 0 | 63 |
| | 河流入渗 | 9,702 | 11,199 |
| | 总量 | 11,390 | 12,950 |
| 流出 | 抽水量 | 0 | 2,026 |
| | 蒸发量 | 8,163 | 7,844 |
| | 排泄入河量 | 3,231 | 3,084 |
| | 总量 | 11,394 | 12,954 |

在 200 年的抽水期间内,地下水位有所下降,与地下水位埋深相关的 ET 损失仅减少了 4% (相对于抽水前的速度)。这代表被捕获的 ET,有助于抵消 (或平衡) 抽水量 (图 24)。与没有 ET 损失的基础情景相比,经过 200 年的抽水,诱导入渗到含水层的速率几乎是原来的两倍,地下水排入河流的速率几乎是基础情景下的一半。径流枯竭量比基础情景下的量小,总捕获量现在包括 ET 部分。由于总捕获量增加,地下水储存枯竭量相对于基础情景下有所减少。200 年后,对河流径流的净影响是,河流下游的流出量从抽水前的 13,530 m³/d 减少到 11,885 m³/d (相比之下,在基础情景下从 21,688 m³/d 减少到 19,790 m³/d)。

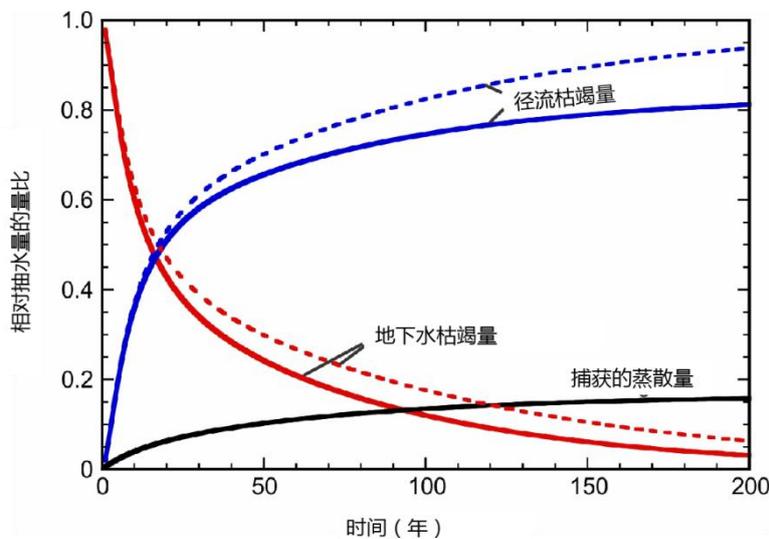


图 24 - 用年速率量比表示的基础情景 (虚线) 和低 ET 情景 (实线) 的抽水量来源 (无量纲) (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年)。

6.1.5 蒸散和补给情景 (水生植物和降雨)

本案例模拟的最后一个情景采用长期平均补给量为 9.0×10^{-5} 米/天 (32.8 毫米/年) 表示降水和灌溉对地下水的补给。最大蒸散速率从低蒸散情景提高到 2.8×10^{-4} m/d (103 mm/yr)，蒸散作用消失的深度仍然为 6.0m。该情景下计算的地下水量平衡详见表 4，结果表明蒸散量和降雨/灌溉补给量在抽水前和抽水后瞬态条件下都是地下水量平衡的主要组成。然而，将所有表面补给/排泄通量放在一起考虑，总补给量和总蒸散量之间的差异要小得多，ET 通量的净排泄量仅为 $8,157 \text{ m}^3 / \text{d}$ ，这与前一种情景下的 ET 通量没有太大区别，大约是抽水应力的四倍。

表 4 - 基于蒸散和降雨补给情景下单井抽水前和抽水 200 年后地下水量平衡。（单位： m^3/d ）

| | | 抽水前 | t = 200 Years |
|----|-----------|----------------|----------------|
| 流入 | 山前侧向补给 | 1,688 | 1,688 |
| | 降雨/灌溉补给 | 186,479 | 186,479 |
| | 储水量变化 | 0 | 0 |
| | 河流入渗 | 7,439 | 8,089 |
| | 合计 | 195,606 | 195,256 |
| 流出 | 抽水量 | 0 | 2,026 |
| | 蒸发量 | 194,636 | 193,260 |
| | 排泄入河量 | 975 | 974 |
| | 合计 | 195,611 | 196,260 |

地下水含水层表面的平均补给/蒸散速率相当于 1.5 毫米/年，但它确实在空间上有所不同（图 25）。由于面状补给均匀地施加在含水层区域上，而 ET 随地下水位深度的变化而变化，因此在水位埋深最大而 ET 最低的地方，例如含水层的西部边缘离河流最远的地方，表面净通量最大（图 25a）。在靠近河流的地方表面净通量是最小的（ET 损失大于补给），那里的水位埋深最小，ET 最高。需要注意的是，图 25a 所示的南北向条带状差异来自地表地形的阶梯变化（图 18）。200 年后地表通量变化的等值线图（图 25b）表明，除了非常靠近抽水井的地方 ET 的变化很小，抽水开始后抽水井周边地下水位的埋深下降最多；当然，图 25b 中的等值线与抽水井周围的水位下降平行。

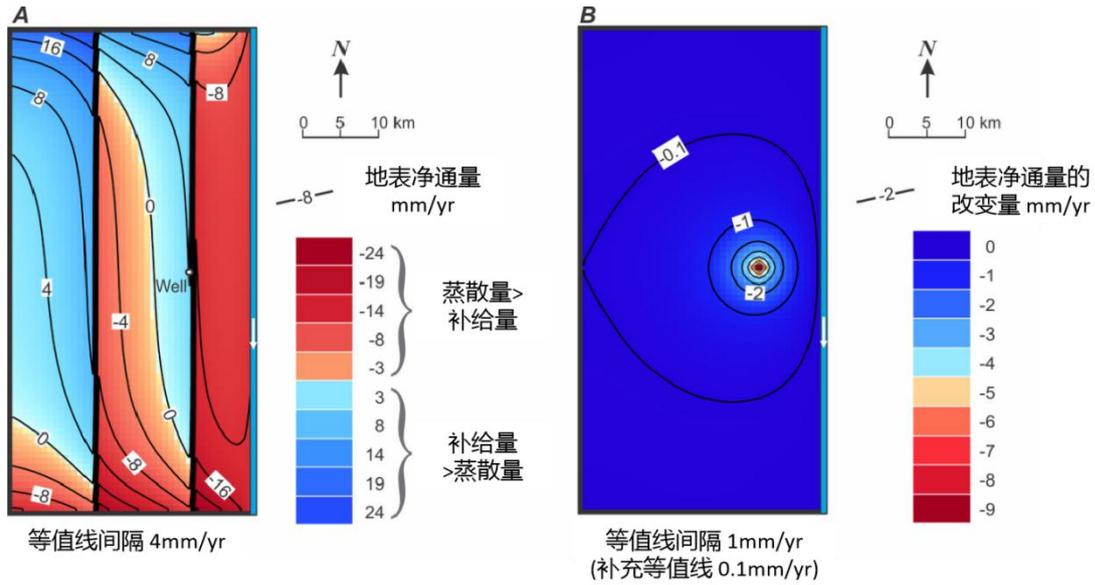


图 25 - 表面净通量用补给量和蒸散量之间的差值表示：a) 抽水前的表面净通量 (补给量-蒸散量)，b) 抽水 200 年后表面净通量的变化。

包括补给和 ET 的大通量加上 ET 的不均匀性，明显影响了河流-地下水含水层系统中的水头分布（图 25）。通过比较图 25 和图 20b 可以发现，很明显含水层西边界附近的水头比基础情景（没有补给和蒸散）下高，主要是因为在此区域补给量通常大于蒸散量，而东部边界（靠近河流的地方）的水头通常比较低如图 26 主要是因为在此区域蒸散量大于补给量。

蒸散/补给情景也会导致沿河流方向的入渗大于基础情景下的入渗，反映在水头等值线与河流相交的角度有所不同。该情景下抽水前由河流到含水层的入渗量比基础情景下的入渗量多 30%左右，但比低蒸散情景下小。该情景下抽水前含水层向河流的排泄量比基础情景下的排泄量小得多，也比低蒸散情景下小，很大程度上是因为水头分布只允许地下水沿着河流下游的一小段排泄到河流中。

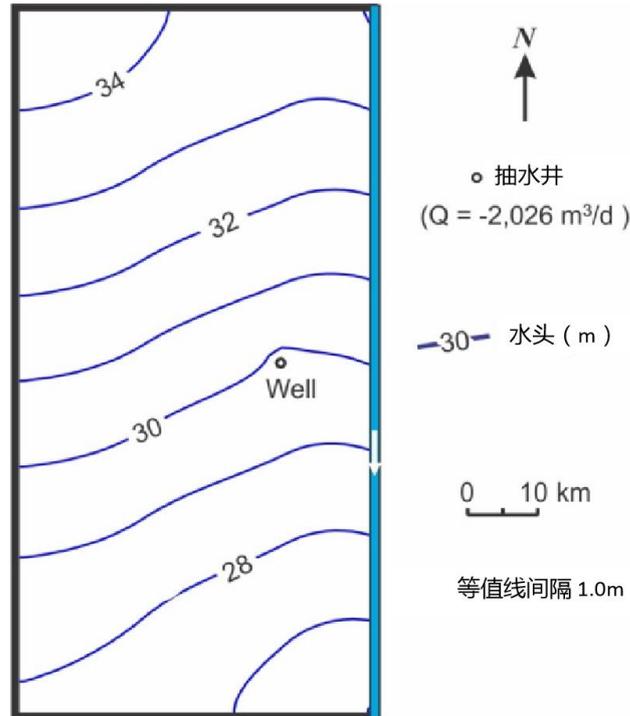


图 26 - 200 年抽水后计算的地下水位高程。其中既包括区域降水和灌溉面上补给又有 ET 过程。水头相对于任意基准面。(Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年)。

经过 200 年的抽水后，地下水储水量的变化率为零。这表明此时地下水系统已达到新的平衡状态，如图 27 所示，新平衡在抽水后大约 75 年到达。相比之下，200 年内在相同的抽水强度下，地下水含水层系统在基础情景和低 ET 情景下，都没有达到新的平衡。这里关系变化的主要原因是，在这种情况下，ET 的绝对量级要大得多，允许更多的 ET 排泄被捕获（或打捞）以抵消（或平衡）抽水量，并且比溪流枯竭发生得更快。蒸散捕获之所以更快是因为径流捕获需要一定时间才能使地下水位下降效应传播到河流边界，而蒸散捕获随水位下降会立即在局部发生。此外，在此模型场景中，补给是指定的通量条件，不受抽水或水位下降的影响。由于 ET 捕获速度如此之快、捕获量如此之大，抽水对径流的影响比以往任何一种情景都要小得多。同样，平衡抽水而消耗的地下水枯竭量也减少了。当地下水储存枯竭量减少到零时，即意味着系统的水头分布稳定不再发生水位下降。这恰恰就是地下水含水层平衡条件的定义。

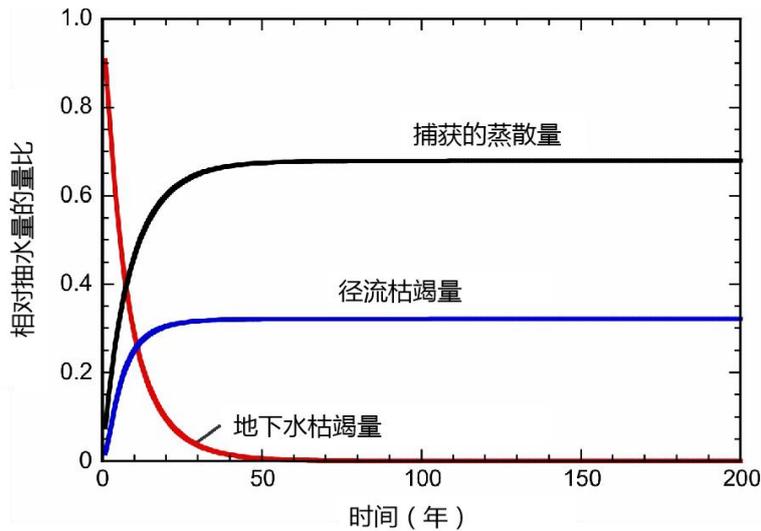


图 27 - 用年比率量比表示的补给/蒸散情景下的抽水量来源 (无量纲) (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年)。

经过 200 年的抽水后，河流向含水层的入渗量减少了 9%，但地下水向河流的排泄量基本稳定在同样低的水平。在抽水前，河流下游断面的出流量是 13,536 m³/d，经过 200 年抽水后减少到 12,884 m³/d。随着时间的推移，出流量减少了 652 m³/d，比低蒸散量情景下少近一半，由于河流枯竭所提供的平衡抽水量的比例也比低蒸散情景下小（图 24 和图 27）。同样，这是因为更大比例的抽水量平衡更容易通过含水层 ET 损失打捞（或捕获）来实现。

6.1.6 模型运行

获取模型文件、运行案例研究 1 中提出的三个情景、对模型输出进行后处理以及查看模型结果等过程在附录 3 进行了说明。结果的后处理包括：创建水头和水位下降的等值线图，绘制随时间变化的水量平衡图，计算径流量随时间的变化，以及绘制抽水井的水位图（即抽水井中水位随时间的变化图）。

6.1.7 小结

对理想化的假设含水层进行模拟，可以说明河流-地下水含水层系统中的因果关系。这里介绍的模拟表明，地下水抽取必须通过增加补给、减少排泄和储存在含水层中的地下水的枯竭相结合来平衡。用于模拟本节中描述的三个主要情景的文件（包括输入和输出文件）可在文件“CaseStudy1--Models.zip”中找到，作为本书[在线补充材料](#)的一部分。地下水的 ET 损失是地下水排泄的一种形式，降低地下水位可以减少 ET 损失。ET 的减少可以看作是被捕获的 ET，这有助于平衡井的抽水量。蒸散量减少可能会对环境产生影响，因为蒸散的水有助于降雨，从而对这些地区的地表植被产生影响，引起气候条件发生变化。地下含水层和边界河流之间流量交换的额外变化也有助于平衡抽水，但会引起径流枯竭。由于其对水生生态系统和现有地表水权的影响也可能产生环境和法律层面的影响。

被捕获的蒸散量可能是地下水捕获的重要组成部分。大面积蒸散速率的小幅降低可以产生大量的水。大多数被捕获的蒸散量抵消并减少了径流枯竭。在现场环境中，ET 捕获量的确认可能非常困难。

如果河流的径流量非常小，以至于抽水可以引起河流部分河段干涸，那么抽水量将不得不由地下水储量枯竭来平衡。如果没有额外的地下水捕获的来源，那么地下水水头下降的速率将更大，地下水含水层系统也无法达到新的平衡。

6.2 案例研究 2：内华达州天堂谷实际案例

和案例研究 1 中假设的例子不同，真实世界的地下水系统复杂且具有不均质性，永远没有足够的数来唯一、准确和精确地定义它们的属性和边界条件。因此，对此类系统的分析总是或多或少考虑这种不确定性进行。为野外地下水含水层系统开发的任何模型始终是近似的，并且随着更多数据的出现会不断得到改进。但水文地质学家通常的任务就是分析这样的野外地下水系统，这是我们的工作，也是我们的挑战，地下水系统的复杂性和不确定性并不妨碍我们将开发可靠和有用的模型作为手头的任务。因此，我们接下来将提供一个对历史上曾开发的地下水含水层系统进行分析的例子。

6.2.1 研究区概况

天堂谷（Paradise Valley）位于美国内华达州中北部，是美国西部内华达州和犹他州西部盆地和山脉地形省（the Basin and Range topographic province）的典型山谷（图 28）。它是一个南北走向的山谷，长约 40 英里，宽 10 英里（64 公里 x 16 公里），从洪堡河谷向北延伸。温尼马卡镇位于天堂谷西南部的洪堡河沿岸。天堂谷东、北、西三面环山，南面通向洪堡河谷。



图 28 - 美国西部内华达州天堂谷研究区和洪堡河流域位置图 (修改自 Prudic 和 Herman, 1996)

天堂谷地区非常干旱。100 年的降雨记录表明，天堂谷的年平均降水量约为 8 英寸 (200 毫米/年) (Prudic 和 Herman, 1996 年)。降水对山谷地面的直接补给可以忽略不计。有两条溪流从东北方向进入山谷：马丁溪 (Martin Creek) 和小洪堡河 (Little Humboldt River)。自 1920 年代初以来，马丁溪一直有连续监测 (图 29)。这两个河流的位置如图 30 所示。

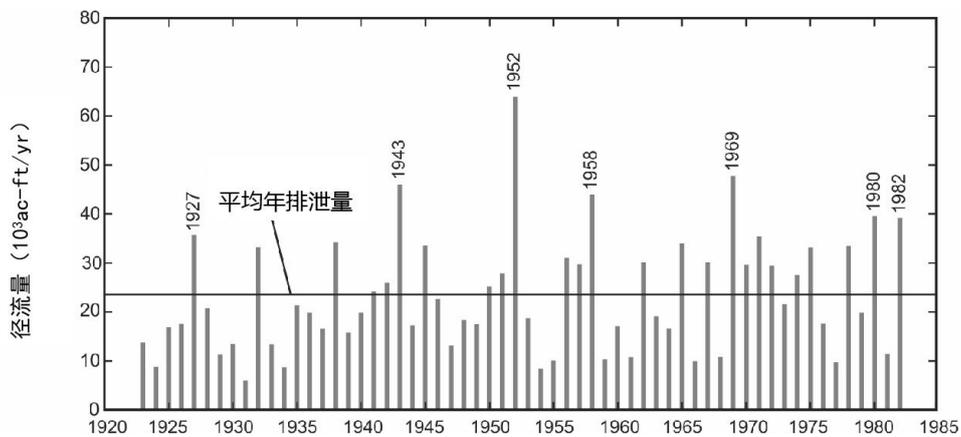


图 29 - 马丁溪进入美国内华达州天堂谷的年径流量。[1,000 ac-ft = 0.000123 km³] (摘自 Prudic 和 Herman, 1996 年)。

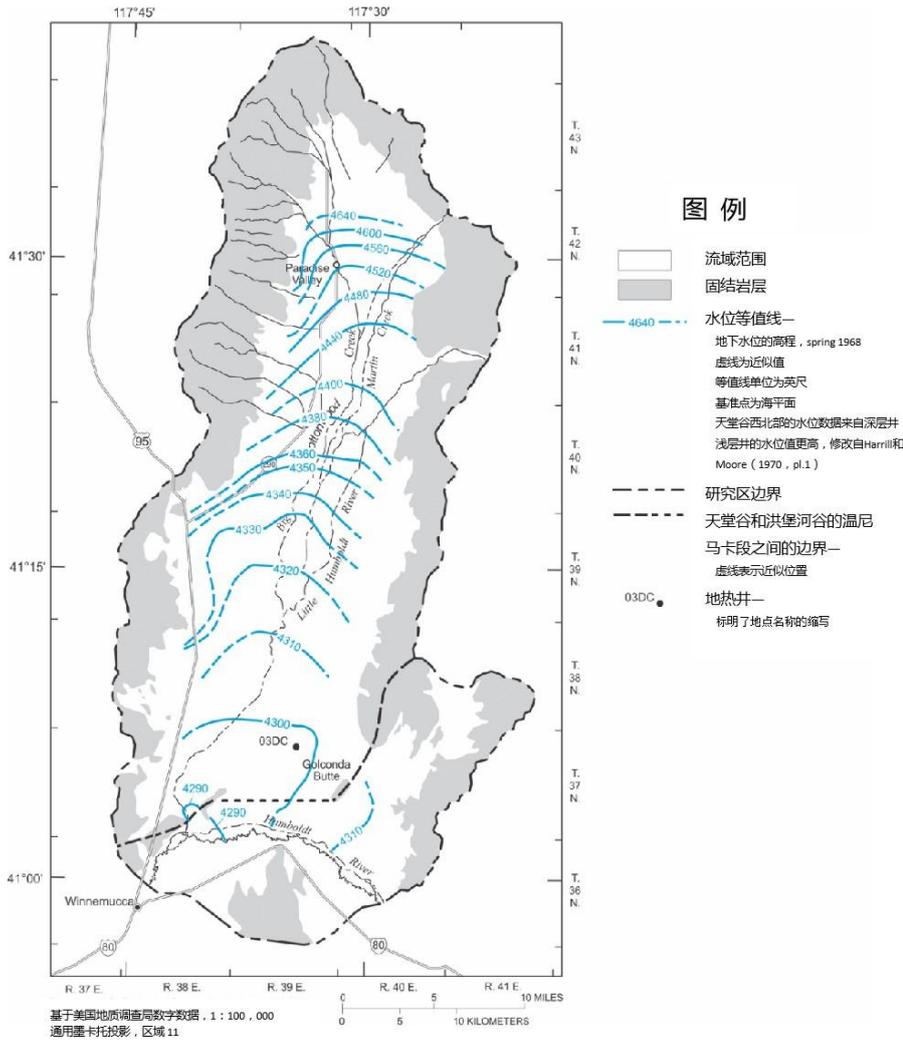


图 30 - 内华达州天堂谷地区地下水水位图 · 1968 年春季 (摘自 Prudic 和 Herman, 1996 年)

马丁溪的年径流量具有典型的沙漠溪流特征，分干湿年份。小洪堡河也有类似特征，且在天堂谷以东的山区有一个小水库。在图 29 所示的 1923 年至 1982 年期间，对小洪堡河的流量只有偶尔的测量。除了极少数例外，来自马丁溪和小洪堡河的所有水都入渗并补给天堂谷北部的冲积地下水含水层。

在更新世冰川演进的时期，内华达州西部的气候要比现在湿润得多。在冰川演进期间，拉洪坦湖 (Lake Lahontan) 覆盖了内华达州西部的大部分地区。天堂谷位于拉洪坦湖的边缘;湖泊的两次最大上升延伸及天堂谷的下游。在冰河时期，天堂谷有一条贯穿的溪流。这条溪流给山谷中心带来了具有高渗透性的冲积沉积物 (Bredehoeft, 1963)。整个天堂谷的冲积沉积物深度为 2,000 至 3,000 英尺 (600 至 900 米)，但山谷中心的沉积物厚度可能超过 8,000 英尺 (2,400 米) (Prudic 和 Herman, 1996 年)。冲积层下面是具有低孔隙度和低渗透率的火成岩、变质岩和沉积固结岩。谷底地形从北向南缓缓向洪堡山谷倾斜，地下水位通常和谷底的地形类似 (图 30)。

地下水水位埋深图 (图 31) 表明山谷中心的大片区域地下水位低于地表以下 10 英尺 (3 米)。在地下水开发之前，这是一个水生植物繁茂的地区。

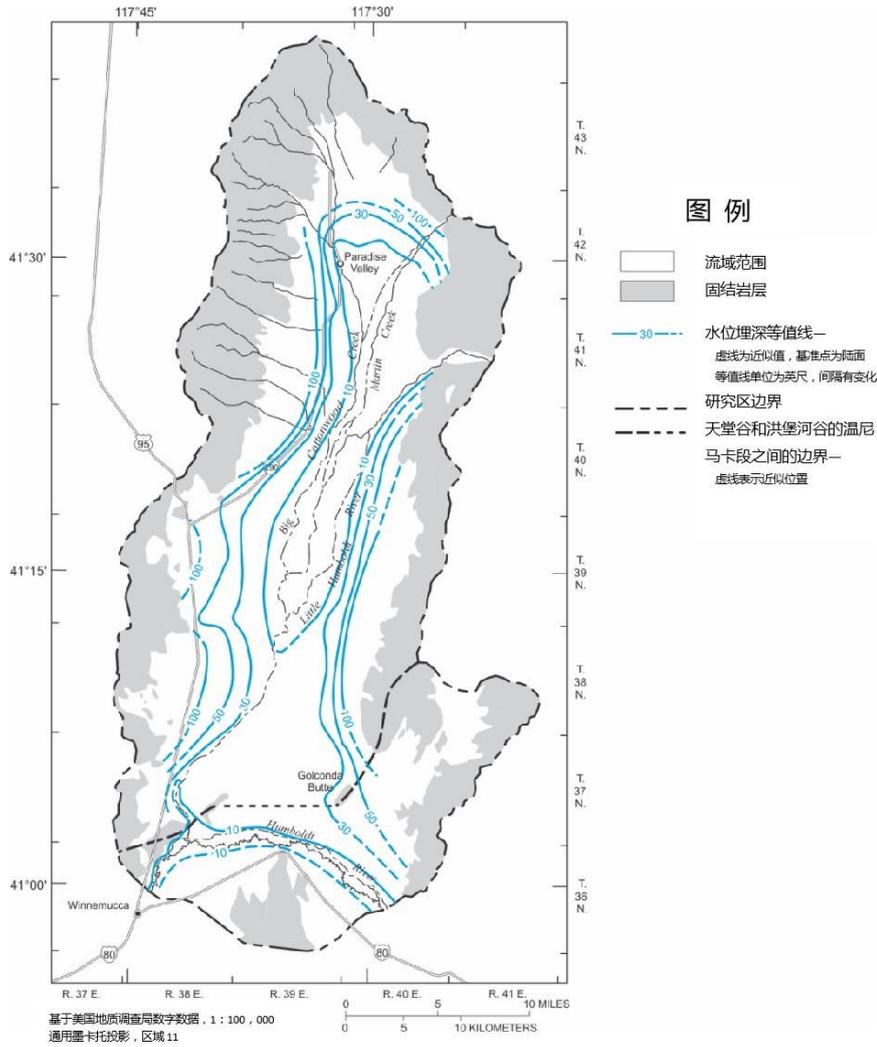


图 31 - 大开发之前内华达州天堂谷地下水水位埋深图（1969 年之前）（摘自 Prudic 和 Herman, 1996 年）。

大开发之前的勘测调查表明，天堂谷是一个有着几乎完全饱和地下水冲积层的山谷（Loeltz 等人，1949 年）。与所有其他较小的支流一样，来自马丁溪和小洪堡河的水在进入山谷的短距离内就渗入冲积含水层进行补给，从邻近的山脉中流出的其它河流也是如此。勘察研究（例如，Loeltz 等人，1949 年）表明，马丁溪和小洪堡河两条溪流的年平均补给量接近 40,000 英亩英尺/年（0.05 km³/年或 1.6 m³/s），这些补给量通过山谷大部分地区浅水位的蒸散作用来平衡。

如图 31 所示，整个山谷中部的地下水水位埋深不到 30 英尺（9.1 米）。地下水以蒸散的形式排泄，大部分排泄量是由水生植物蒸腾作用产生的。厚厚的、渗透系数良好的冲积含水层使该地区成为地下水开发的理想选择。该地区的地下水开采量在 1950 和 1960 年代逐渐增加，1970 年代当人们发现天堂谷是地下水开发的好地方时，地下水开采量明显增加（图 32）。

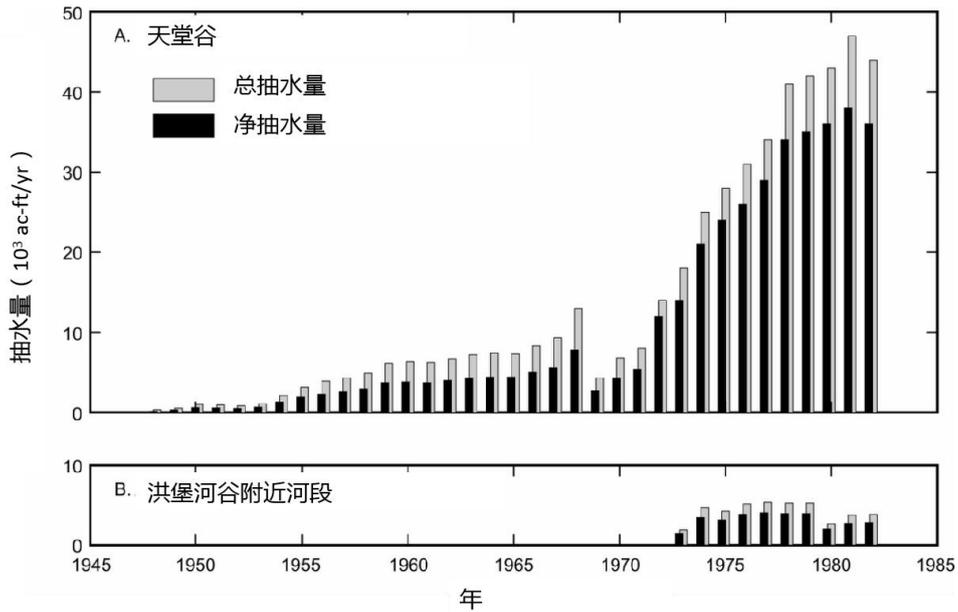


图 32 - 天堂谷和洪堡河谷相关地区的地下水开采量 (摘自 Prudic 和 Herman, 1996 年)。
 净开采量等于总开采量减去通过灌溉入渗回归地下水估计量。[1,000 ac-ft = 1.23 x10⁶ m³
 = 1.23x10⁻³ km³].

灌溉时，一些施用于田地的水不被利用就会随着土壤渗入补给地下水。在地下水位接近地表的地方尤其如此。净开采量是指被植物利用的抽水量或蒸发量——消耗性使用量。

在天堂谷地区，地下水是农田灌溉的主要水源，抽水井一般只灌溉井附近的农田。大部分农田灌溉井是 1969 年之后开钻的，主要位于天堂谷的南部地区 (图 33)。1969~1981 年间随着开采量的快速增加，在天堂谷南部开采最严重的灌溉区形成了一个巨大的地下水降落漏斗 (图 34)。地下水水位在漏斗中心区下降超过 80 英尺 (24 米)。天堂谷南部的大片区域地下水位下降了 10 英尺 (3 米) 以上。

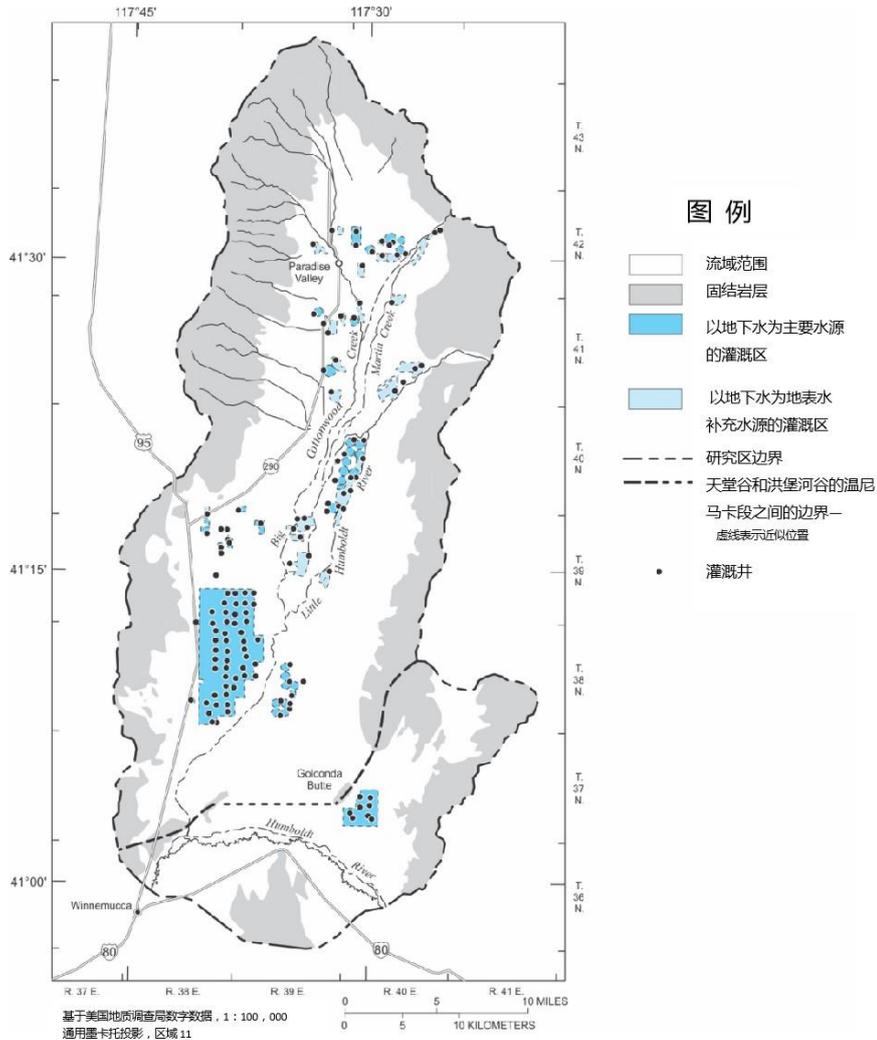


图 33 - 研究区内灌溉井和灌溉区的分布图，1981 年（摘自 Prudic 和 Herman，1996 年）。

随着 1960 和 1970 年代地下水开采量的增加，管理层开始担心继续开采会对山谷中的地下水产生什么影响。这种抽水强度是否可持续？抽水导致的地下水位下降是否能捕获大部分蒸散量，从而可使地下水开采长期可持续进行？但是，缺乏定量评估这些问题的基础。分析这个问题的一种方法是构建和校准地下水系统的数值模型，然后使用该模型模拟持续开采的影响。为了更好地理解该地下水系统，美国地质调查局进行了一项全面的地下水数值模型研究，由 Prudic 和 Herman (1996) 进行。

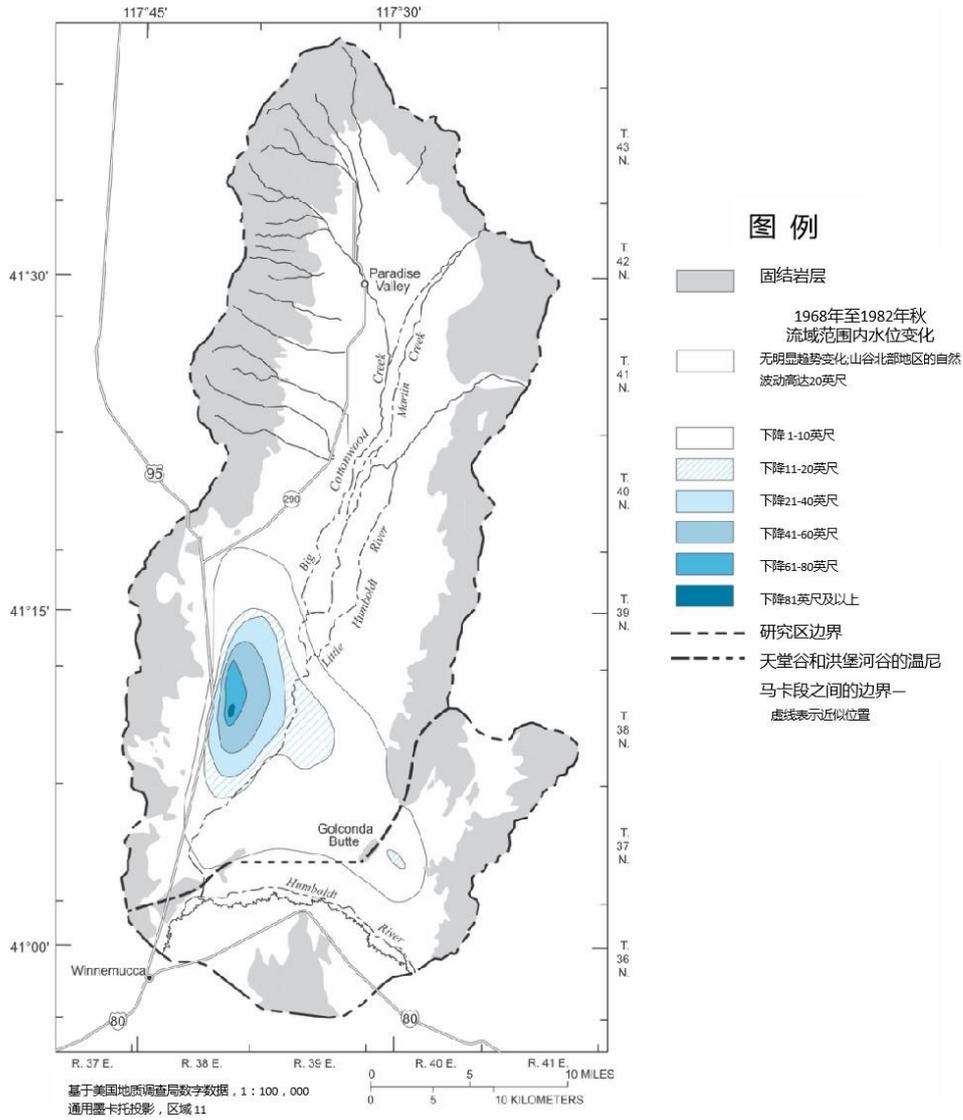


图 34 - 1968~1982 年研究区内的水位下降 (摘自 Prudic 和 Herman, 1996 年)。

6.2.2 天堂谷地下水模型

应用通用 MODFLOW-88 模型为天堂谷地区构建了一个三维有限差分模型 (McDonald 和 Harbaugh, 1988)。模型概化代表了不同的饱和含水层厚度、非均质水力特性、溪流入渗补给、相邻基岩流入、蒸散排泄以及抽水井开采 (图 35)。模型中的网格细分为 3 层、33 列和 89 行单元格。层厚为 600 至 1,200 英尺 (183-366 米)。一侧水平网格的尺寸为 2,500 英尺 (762 米), 每个单元格的中心点被指定为一个节点。洪堡河作为天堂谷的南部水流边界, 并将其作为与水头相关的通量边界条件。其它边界都作为无水流边界, 尽管对某些边界单元格施加了指定的通量以表示来自相邻基岩的流入 (详见 Prudic 和 Herman, 1996 年)。

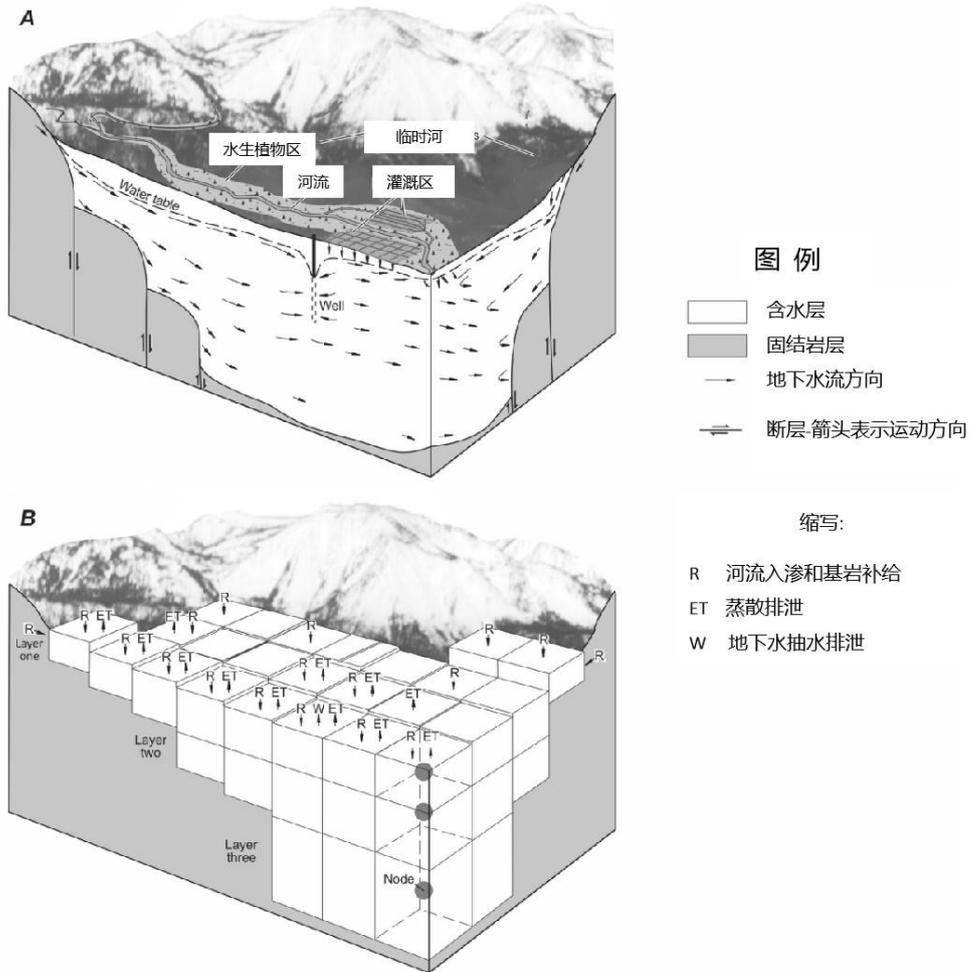


图 35 - 天堂谷地下水三维模型示意图，为了进行数值分析该地下水系统被细分为一个有限的矩形单元系统（修改自 Prudic 和 Herman, 1996）。

6.2.3 初始稳态模拟

对地下水系统进行建模的通常程序是首先对未开发前的系统（未受干扰的状态）进行模拟。这一过程提供了系统自然流入（补给）和流出（排泄）的最佳估计。人们使用这一阶段的模型来拟合观测到的未受干扰的水头分布（图 30 和 31）和流量（如果已知）。在校准模型时，需要调整流入量和流出量，包括它们的分布，以及水力参数（例如含水层的水力传导系数），直到达到最佳拟合。Prudic 和 Herman（1996）建立了一个稳态模型代表瞬态模拟开始时的可能平均条件（1948）。

一旦对地下水系统的初始状态进行了充分建模，该模型就会计算出未受干扰时的地下水系统的水量平衡。与公式 2 一致，稳态条件下的总流入量（补给量）和流出量（排泄量）是平衡的（流速约为 74,000 ac-ft/yr [2.89 m³/s]）。天堂谷地下水系统被认为在 1948 年之前几乎没有受到干扰，仅在 1948-1969 年之间略有开发。

6.2.4 历史瞬态模拟

对 1948-1982 年进行了瞬态地下水流模拟，以拟合历史数据，并帮助评估模型的可靠性。尽管模型结果显示出很大的年度变化，但 Prudic 和 Herman (1996) 报告说，大约 60% 的净抽水量来自含水层储水量的减少。因此，大约 40% 的水量是由地下水捕获平衡的，包括减少的蒸散量，增加的溪流补给以及减少对溪流的排泄量。

6.2.5 未来情景模拟

天堂谷地区未来地下水开发包括长期抽水，总抽水量约相当于 72,000 英亩英尺/年 (2.82 立方米/秒)，接近进入天堂谷的长期平均年径流量。为了帮助弄清楚这样做的后果，Prudic 和 Herman (1996) 模拟了这种情景下的地下水系统持续进行 300 年抽水后的变化。图 36 显示了在这种预设情景的压力下，模型关键输入和输出量在长达 300 年的抽水周期的变化。

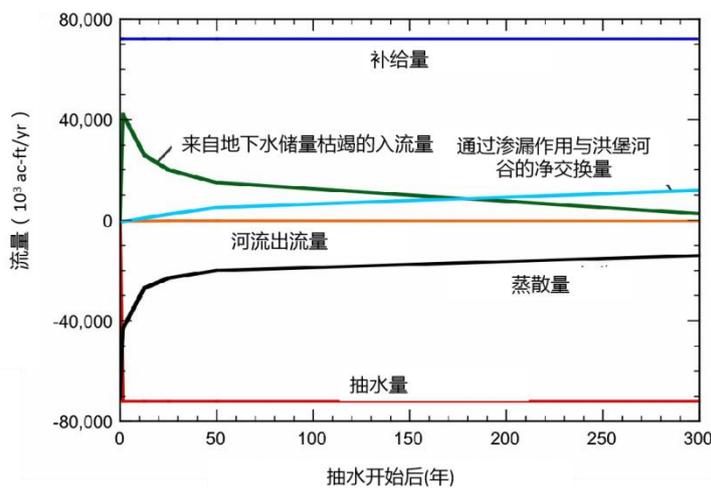


图 36 - 72,000 ac-ft/yr (2.82 m³/s) 的抽水量在天堂谷广泛分布的情景下各通量计算值与时间的关系 (数据来自 Prudic 和 Herman, 1996 年, 情景 5)。地下水补给包括山前补给和溪流入渗。

这些结果表明，即使在抽水 300 年后，并非所有的水生植物用水量可以被捕获，约有 14,000 ac-ft/yr (0.55 m³/s) 的用水量剩余。300 年后，抽水导致洪堡河谷和天堂谷地下水系统之间的净潜流量增加了约 12,400 英亩英尺/年 (0.47 立方米/秒) (其中从洪堡河谷进入天堂谷的潜流量增加 10,700 英亩英尺/年，从天堂谷进入洪堡河谷的潜流量减少了 1,700 英亩英尺/年)。仍有大约 2,600 英亩英尺/年 (0.10 立方米/秒) 的水量继续从地下水储水量中获得。这意味着经过 300 年的抽水，该地下水系统仍然没有完全达到新的平衡状态。

300 年后，与这种情况相关的抽水导致的地下水水位下降在山谷中部大部分地区超过 100 英尺 (30 米) (图 37)。在这种特殊的抽水场景中，抽水在整个山谷中水生植物生

长的区域均有分布。河岸植被区地下水位下降最大限度地捕获了由于抽水引起的地下水蒸散量。

6.2.6 天堂谷案例的经验

天堂谷非常适合地下水开发。山谷中充满了冲积含水层，该含水层具有高度渗透性，在山谷的大部分地区厚度超过 2,000 英尺（610 米）。人们可以在山谷中开钻出产水量很高的井。这里气候虽然干旱，但非常适合灌溉农业。

模型分析表明，天堂谷地下水系统在开发地下水资源之前长期处于平衡状态。补给和排泄量约为 70,000 ac-ft/yr（2.7 m³/s），整体地下水水位较浅。主要补给来自马丁溪和小洪堡河的入渗，主要排泄是由河岸水生植物用水引起的。

在天堂谷地区建立一个可以长期维持的地下水开发系统时，其策略是设计这样一个抽水系统，该系统将最大限度地降低水生植物区域的地下水位并“捕获”它们的排泄量。各种替代抽水方案都是可行的。图 37 所示的情景是将抽水量广泛地分布在整個山谷地区，这样可以最小化抽水引起的地下水水位下降。

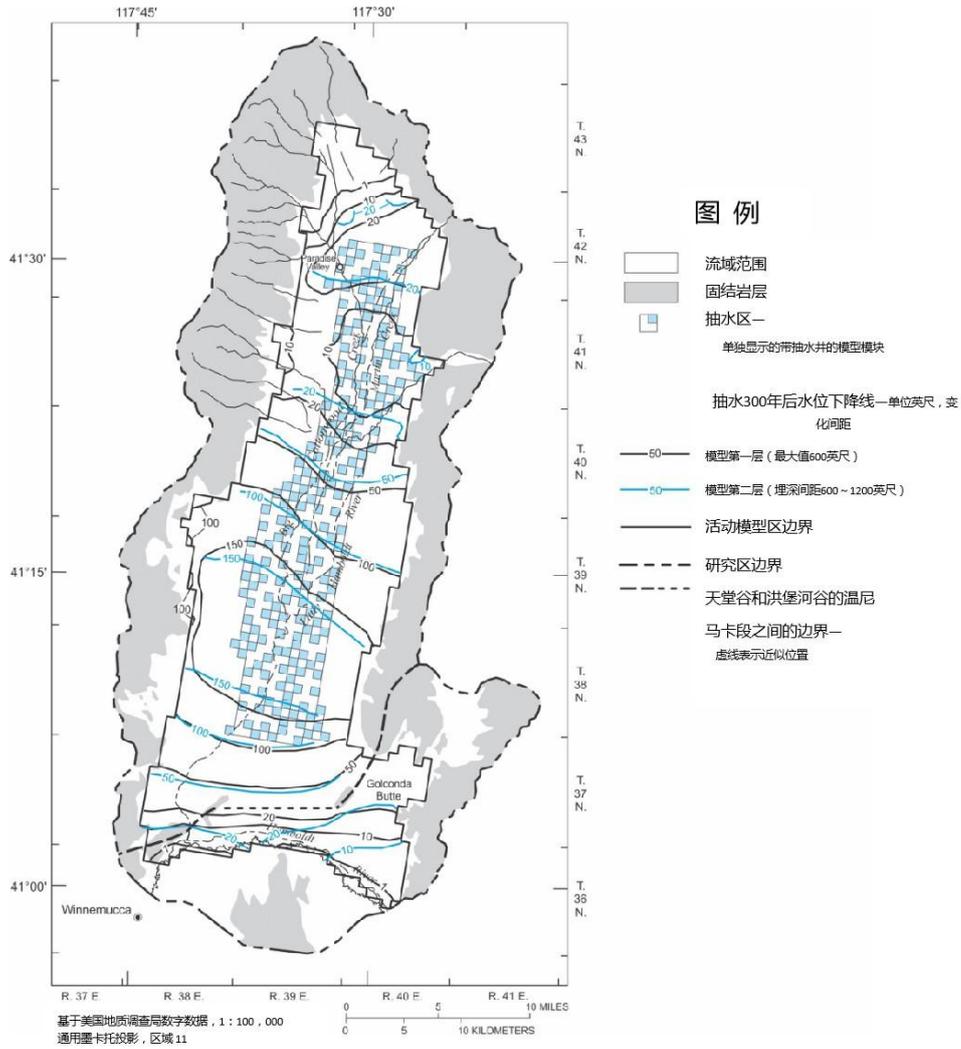


图 37 - 从山谷中心的蒸散区以 72,000 英亩英尺/年 (2.82 立方米/秒) 的强度抽水 300 年后的水位变化 (来自 Prudic 和 Herman, 1996 年)。抽水井主要位于蓝色阴影的模型单元格中 (抽水井遍布整个区域)。

在上面的示例中，300 年的模拟抽水周期并不能产生新的稳态 (平衡) 条件。300 年后，仍然有大约 3% 的水从地下水储量中被抽取。天堂谷这种假设的抽水强度还导致邻近洪堡河谷的冲积含水层净损失约 12,400 英亩英尺/年 (0.48 立方米/秒) 的水量。因为洪堡河谷冲积层地下水的额外流失可能会影响洪堡河的流量，在这种情况下洪堡河的径流已经完全被调用。在天堂谷上游 (位于美国内华达州科姆斯 (Comus)) 和天堂谷下游 (美国内华达州伊姆利 (Imlay) 附近) 流量站观测到的洪堡河流量变化趋势支持了这一点。在 1946~1975 年间，河段的平均流量在 9 月份一直维持在 31 ft³/s (0.88 m³/s)，9 月一般是基流占主导地位，但是在 1987~2013 年间天堂谷及附近地区地下水抽水量很大时，9 月份的平均流量变化已降至零，地下水开采前从河流获得的补给完全丧失 (D. Prudic, 书面通信，2018 年，基于美国地质调查局国家水信息系统 [↗](#) 的数据)。

即使有这些变化和后果，从水力学角度来看，只要外部因素（包括气候变化）不改变平均流量，来自相邻溪流的潜在捕获量不变，并且在山谷中不增加额外的抽水井，图 36 和 37 中描述的抽水情景就可以无限期地维持。

7 结语

地下水在全世界范围内都是供水的宝贵资源。但是地下水资源的开采会导致一些不利后果：含水层中的地下水储量减少，地下水抽取还会耗尽地表水径流和水资源，并产生其他环境影响。具体而言，新的通过开采井抽取的地下水必须通过以下组合来平衡：（1）含水层中地下水储量减少，（2）含水层补给量增加，（3）含水层排泄量减少。后两者构成“地下水捕获量”，而捕获量通常主要表现为河流径流量的减少。地下水开采和以上所列的3个因素之间的平衡是动态的，随时间变化而变化。如果地下水储量的枯竭随着时间的推移而可以忽略不计，那么地下水的抽取是可以无限期维持的（只要其他因素不影响含水层的水量平衡）。然而，即使从水文学的角度来看，地下水的开采是可以维持的，人们还必须考虑其对地表水资源的影响（以及这些影响持续的时间），因为地下水补给量和排泄量（捕获量）的变化可能会减少地表水资源量，从而可能产生经济、法律、政治和环境后果。

从历史上看，在人们还没有认识到大规模地下水开发的影响或考虑其可接受性之前，其后续影响（包括储量枯竭、地下水捕获和地面沉降）在许多地区都已发生。今天，水文地质学家拥有知识和工具来理解和预测这些影响的程度和持续时间。这种理解和定量评估可以为水资源管理者和政策制定者提供可靠的科学支撑。

8 练习题

以下练习题是基于本书中的案例 1：河流-地下水含水层假设系统。有一些题会需要应用 MODFLOW 软件进行地下水流系统模拟，MODFLOW 软件包含在本书的[在线补充材料](#)中，该链接还提供了其他软件。

练习 1) 抽水井位置的影响（抽水井和河流之间的距离）

假设有一个沙漠盆地，河流-地下水含水层系统，如图 17 所示。系统中抽水井相对于河流的位置是否会影响地下水系统的响应？具体来说是如何影响的（1）抽水对地表水影响的幅度和时间，（2）抽水井的相对水源有哪些？这些影响的本质是什么？假设 2 个抽水井的位置——一个离河流远一些，一个离河流近一些。这些抽水情景都是可持续的吗？如果你是这个河流-地下水含水层系统的水资源管理者，你认为哪个井的位置更好，为什么？是否有其它折衷办法，例如调整抽水井水位下降的大小？

解题思路：下载案例研究 1 模型的文件，如附录 3 中所述。为了确定抽水井和河流之间距离的影响和重要性（如果有），生成并模拟在基础情景下抽水井位置发生变化时的另外两种情景。其中一种情景，将抽水井的位置向河流方向移动一半距离（向东），另一种情景将抽水井的位置向远处“山”的边界移动一半距离（向西）。对于这两个新案例，从井到河中心的距离分别为 4 公里和 20 公里。在最初的“基础情景”中，该距离为 8 公里（图 17）。绘制 200 年随时间推移的水量枯竭和捕获量量比变化图。该分析过程可以使用公共领域的美国地质调查局软件完成。

[单击此处获得练习 1 的答案](#) ↓

练习 2) 降低径流量和抽水量的比例

在练习 1 的基础情景分析中假设河流的流量远大于抽水井的抽水量。如果抽水井的抽水强度高于练习 1 中的抽水强度，并且径流量与抽水（抽取）速率的比率要低得多会怎么样？在基础情景下，河流径流量大约是抽水量的十倍。考虑这样一种情况：抽水量增加了三倍（在原井附近再钻两口井形成井群，每口井的抽水能力相同，因此在模型中该单元格中的总抽水量 Q 为 $-6,078 \text{ m}^3/\text{d}$ ），且河流流入量也减少了三倍（ $Q_{in} = 6,667 \text{ m}^3/\text{d}$ 而不是 $20,000 \text{ m}^3/\text{d}$ ）。这样，进入系统的径流量与从含水层抽出的水量之比约为 1.1。这将如何影响（1）空间和时间上的径流量变化，（2）含水层的水位下降，（3）含水层中的水头分布，以及（4）抽水井周边水位线变化？这对（5）含水层的水量收支和（6）抽水井的各种水源量比有何影响？这种抽水方案是否可持续？

解题思路：为了确定抽水应力的相对强度对径流大小的影响和重要性，将基础情景的输入文件复制到练习 2 的新文件夹中，并修改输入参数以匹配上述练习的假设。具体来讲，先减少河流的流入量（这需要将“Base.Case.sfr”输入文件中的值“ $2.000000000000\text{E}+004$ ”更改为“ $0.666700000000\text{E}+004$ ”），并提高抽水速率（通过将“Base.Case.wel”输入文件最后一行中的值“ $2.026000000000\text{E}+003$ ”更改为“ $6.078000000000\text{E}+003$ ”）。此外，考虑添加另一个流量计来监测径流的变化（通过（1）将“Base.Case.gag”文件第一行的数字更改为 2，（2）向“Base.Case.gag”文件添加第三行“1 46 20206 1”，以及（3）在“Base.Case.nam”文件中，第一个流量计的类似行之后添加一行“DATA 20206 ..Output.FilesBase.Case.sfrg2 REPLACE”）。

[单击此处获得练习 2 的答案](#) ↓

练习 3) 径流枯竭的解析解

使用格洛弗 (Glover) 的解析解 (而不是数值模型) 估计径流枯竭量。其结果与基础情景和练习 1 中使用的数值模型的结果相比如何? 解释其差异。

解题思路: 求解 方程 5 获得 200 年模拟的结果。有多种方法可以做到这一点, 但一种合理的方法是在 Excel 电子表格中使用公式进行求解。可以使用本书中提供的信息和练习 1 的结果来完成本练习。

[单击此处获得练习 3 的答案](#) ↓

9 参考文献

- Alley, W.M., and R. Alley, 2017, High and Dry: Meeting the Challenges of the World's Growing Dependence on Groundwater. Yale University Press, New Haven, Connecticut, United States, 294 pages.
- Alley, W.M., and L.F. Konikow, 2015, Bringing GRACE down to Earth. *Groundwater*, volume 53, number 6, pages. 826-829, <https://doi.org/10.1111/gwat.12379>.
- Alley, W.M., and S.A. Leake, 2004, The journey from safe yield to sustainability. *Groundwater*, volume 42, number 1, pages 12-16.
- Alley, W.M., T.E. Reilly, and O.L. Franke, 1999, Sustainability of ground-water resources. United States Geological Survey Circular 1186, 79 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/cir1186>.
- Anderson, M.P., W.W. Woessner, and R.J. Hunt, 2015, Applied Groundwater Modeling—Simulation of Flow and Advective Transport, second edition. Elsevier, London, United Kingdom.
- Barlow, J.R.B., and B.R. Clark, 2011, Simulation of water-use conservation scenarios for the Mississippi Delta using an existing regional groundwater flow model. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2011–5019, 14 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/sir20115019>.
- Barlow, P.M., and S.A. Leake, 2012, Streamflow depletion by wells—Understanding and managing the effects of groundwater pumping on streamflow. United States Geological Survey Circular 1376, 84 pages, <http://pubs.usgs.gov/circ/1376/>.
- Barlow, P.M., S.A. Leake, and M.N. Fienen, 2018, Capture versus capture zones: Clarifying terminology related to sources of water to wells. *Groundwater*, volume 56, number 5, pages 694-704, <https://doi/10.1111/gwat.12661>.
- Bredehoeft, J.D., 1963, Hydrogeology of the Lower Humboldt River basin, Nevada. Nevada Department of Conservation and Natural Resources, Water Resources Bulletin 21, 50 pages, <http://images.water.nv.gov/images/publications/water%20resources%20bulletins/Bulletin21.pdf>.
- Bredehoeft, J.D., 2007, Determining sustainable groundwater development, in *The Handbook of Groundwater Engineering*, second edition, J.W. Delleur, editor. Chemical Rubber Company (CRC) Press, Boca Raton, Chapter 27.
- Bredehoeft, J.D., and W.M. Alley, 2014, Mining groundwater for sustained yield. *The Bridge*, volume 44, number 1, pages 34-41, <https://www.nae.edu/111067/Mining-Groundwater-for-Sustained-Yield>.
- Bredehoeft, J.D., and T.J. Durbin, 2009, Ground water development—The time to full capture problem. *Ground Water*, volume 47, number 4, pages 506–514, [doi:10.1111/j.1745-6584.2008.00538.x](https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00538.x).

- Bredehoeft, J.D., C.E. Neuzil, and P.C.D. Milly, 1983, Regional flow in the Dakota aquifer, a study of the role of confining layers. United States Geological Survey Water-Supply Paper 2237, 45 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp2237>.
- Bredehoeft, J.D., S.S. Papadopoulos, and H.H. Cooper, Jr., 1982, Groundwater—The water-budget myth, *in* Scientific Basis of Water-Resource Management. National Academy Press, Washington, District of Columbia, United States, pages 51–57, <https://www.nap.edu/read/19530/chapter/7>.
- Butler, J.J., Jr., G.J. Kluitenberg, D.O. Whittemore, S.P. Loheide II, W. Jin, M.A. Billinger, and X. Zhan, 2007, A field investigation of phreatophyte-induced fluctuations in the water table. *Water Resources Research*, volume 43, doi:10.1029/2005WR004627.
- Case, H.L., 1984, Hydrogeology of the Inyan Kara and Dakota-Newcastle aquifer system, South Dakota, *in* Jorgensen, D.G. and Signor, D.C., editors, *Geohydrology of the Dakota aquifer*. Proceedings of the First C.V. Theis Conference on Geohydrology, Worthington, Ohio, United States, National Water Well Association, pages 147-165.
- Cederstrand, J.R., and M.F. Becker, 1999a, Digital map of geologic faults for the High Plains Aquifer in parts of Colorado, Kansas, Nebraska, New Mexico, Oklahoma, South Dakota, Texas, and Wyoming. United States Geological Survey Open-File Report 99–261, accessed at <http://water.usgs.gov/GIS/metadata/usgswrd/XML/ofr99-261.xml>.
- Cederstrand, J.R., and M.F. Becker, 1999b, Digital map of areas of little or no saturated thickness for the High Plains Aquifer in parts of Colorado, Kansas, Nebraska, New Mexico, Oklahoma, South Dakota, Texas, and Wyoming. United States Geological Survey Open-File Report 99–266, accessed at <http://water.usgs.gov/GIS/metadata/usgswrd/XML/ofr99-266.xml>.
- Church, J.A., N.J. White, L.F. Konikow, C.M. Domingues, J.G. Cogley, E. Rignot, J.M. Gregory, M.R. van den Broeke, A.J. Monaghan, and I. Velicogna, 2011, Revisiting the Earth's sea-level and energy budgets from 1961 to 2008. *Geophysical Research Letters*, volume 38, <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2011GL048794>.
- Clark, B.R., and R.M. Hart, 2009, The Mississippi Embayment Regional Aquifer Study (MERAS)—Documentation of a groundwater-flow model constructed to assess water availability in the Mississippi embayment. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2009–5172, 61 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/sir20095172>.
- CAST (Council for Agricultural Science and Technology), 2019, Aquifer depletion and potential impacts on long-term irrigated agricultural productivity. Issue Paper 63, CAST, Ames, Iowa, United States, 20 pages, http://www.cast-science.org/file.cfm/media/products/digitalproducts/CAST_IP63_Aquifer_Depletion_C4FAE917A6979.pdf.

- Darton, N.H., 1896, Preliminary report on artesian waters of a portion of the Dakotas. United States Geological Survey Annual Report number 17, part 2, pages 609-691, https://pubs.er.usgs.gov/publication/ar17_2.
- Darton, N.H., 1909, Geology and underground waters of South Dakota. United States Geological Survey Water-Supply Paper 227, 156 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp227>.
- Dieter, C.A., M.A. Maupin, R.R. Caldwell, M.A. Harris, T.I. Ivahnenko, J.K. Lovelace, N.L. Barber, and K.S. Linsey, 2018, Estimated use of water in the United States in 2015. United States Geological Survey Circular 1441, 65 pages, <https://doi.org/10.3133/cir1441>.
- Döll, P., H. Müller Schmied, C. Schuh, F.T. Portmann, and A. Eicker, 2014, Global-scale assessment of groundwater depletion and related groundwater abstractions. Combining hydrological modeling with information from well observations and GRACE satellites. *Water Resources Research*, volume 50, [doi:10.1002/2014WR015595](https://doi.org/10.1002/2014WR015595).
- Famiglietti, J.S., M. Lo, S.L. Ho, J. Bethune, K.J. Anderson, T.H. Syed, S.C. Swenson, C.R. de Linage, and M. Rodell, 2011, Satellites measure recent rates of groundwater depletion in California's Central Valley. *Geophysical Research Letters*, volume 38, L03403, [doi:10.1029/2010GL046442](https://doi.org/10.1029/2010GL046442).
- Famiglietti, J.S., A. Cazenave, A. Eicker, J.T. Reager, M. Rodell, and I. Velicogna, 2015, Satellites provide the big picture. *Science*, volume 349, number 6249, pages 684-685, [doi:10.1126/science.aac9238](https://doi.org/10.1126/science.aac9238).
- Famiglietti, J.S., and M. Rodell, 2013, Water in the balance. *Science*, volume 340, pages 1300-1301. [doi:10.1126/science.1236460](https://doi.org/10.1126/science.1236460).
- Faunt, C.C., R.T. Hanson, K. Belitz, W. Schmid, S.P. Predmore, D.L. Rewis, and K. McPherson, 2009, Chapter C—Numerical model of the hydrologic landscape and groundwater flow in California's Central Valley, *in* Faunt, C.C., editor, *Groundwater availability of the Central Valley Aquifer, California*. United States Geological Survey Professional Paper 1766, pages 121–212, <https://pubs.usgs.gov/pp/1766/>.
- Faunt, C.C., M. Sneed, J. Traum, and J.T. Brandt, 2016, Water availability and land subsidence in the Central Valley, California, United States. *Hydrogeology Journal*, volume 24, pages 675–684, [doi 10.1007/s10040-015-1339-x](https://doi.org/10.1007/s10040-015-1339-x).
- Freeze, R.A., and J.A. Cherry, 1979, *Groundwater*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, United States, 604 pages, <http://hydrogeologistswithoutborders.org/wordpress/textbook-project/>.
- Galloway, D.L., D.R. Jones, and S.E. Ingebritsen, editors, 1999, Land subsidence in the United States. United States Geological Survey Circular 1182, 177 pages, <https://pubs.usgs.gov/circ/circ1182/>.

- Gleeson, T., W.M. Alley, D.M. Allen, M.A. Sophocleous, T. Taniguchi, J. VanderSteen, and Y. Zhou, 2012, Towards sustainable groundwater use: Setting long-term goals, backcasting, and managing adaptively. Ground Water, volume 50, number 1, pages 19-26.
- Glover, R. E., and C. G. Balmer, 1954, River depletion resulting from pumping a well near a river. American Geophysical Union Transactions, volume 35, part 3, pages 468-470.
- Gutentag, E.D., F.J. Heimes, N.C. Krothe, R.R. Luckey, and J.B. Weeks, 1984, Geohydrology of the High Plains aquifer in parts of Colorado, Kansas, Nebraska, New Mexico, Oklahoma, South Dakota, Texas, and Wyoming. United States Geological Survey Professional Paper 1400-B, 63 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/pp1400B>.
- Guyton, W.F., 1950, Estimated use of ground water in the United States, 1945. United States Geological Survey Open-File Report 50-74, 13 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr5074>.
- Halford, K.J., and T.R. Jackson, 2020, Groundwater characterization and effects of pumping in the Death Valley regional groundwater flow system, Nevada and California, with special reference to Devils Hole. United States Geological Survey Professional Paper 1863, 178 pages, <https://doi.org/10.3133/pp1863>.
- Hantush, M.S., 1960, Modification of the theory of leaky aquifers. Journal of Geophysical Research, volume 65, number 11, pages 3713-3725.
- Hardin, G., 1968, The Tragedy of the Commons. Science, volume 162, number 3859, pages 1243-1248. doi:10.1126/science.162.3859.1243.
- Harrill, J.R., and D.O. Moore, 1970, Effects of ground-water development on the water regimen of Paradise Valley, Humboldt County, Nevada, 1948-68, and hydrologic reconnaissance of the tributary areas. Nevada Division of Water Resources, Bulletin 39, 123 pages, <http://images.water.nv.gov/images/publications/water%20resources%20bulletins/Bulletin39.pdf>.
- Healy, R.W., T.C. Winter, J.W. LaBaugh, and O.L. Franke, 2007, Water budgets: Foundations for effective water-resources and environmental management. United States Geological Survey Circular 1308, 90 pages, <https://pubs.usgs.gov/circ/2007/1308/>.
- Heath, R.C., 1983, Basic ground-water hydrology. United States Geological Survey Water-Supply Paper 2220, 84 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp2220>.
- Helgesen, J.O., D.G. Jorgensen, R.B. Leonard, and D.C. Signor, 1984, Regional study of the Dakota aquifer, Darton's Dakota revisited, in Jorgensen, D.G. and D.C. Signor, editors, Geohydrology of the Dakota aquifer. Proceedings of the First C.V. Theis Conference on Geohydrology, Worthington, Ohio, National Water Well Association, pages 69-73.

- Hiscock, K.M., Rivett, M.O., and R.M. Davison, editors, 2002, Sustainable Groundwater Development. Geological Society of London, Special Publication 193, 344 pages.
- Jacob, C.E., 1946, Radial flow in a leaky artesian aquifer. Transactions of the American Geophysical Union, volume 27, number 2, pages 198-205.
- Jenkins, C.T., 1968, Techniques for computing rate and volume of stream depletion by wells. Ground Water, volume 6, number 2, pages 37-46.
- Kasmarek, M.C., and J.L. Robinson, 2004, Hydrogeology and simulation of ground-water flow and land-surface subsidence in the northern part of the Gulf Coast aquifer system, Texas. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2004-5102, 103 pages, <https://pubs.usgs.gov/sir/2004/5102/>.
- Kansas Department of Agriculture, 2010, <https://agriculture.ks.gov/divisions-programs/dwr/dwr-library/maps#perennial>.
- Kendy, E., 2003, The false promise of sustainable pumping rates. Ground Water, volume 41, number 1, pages 2-4.
- Kenny, J.F., N.L. Barber, S.S. Hutson, K.S. Linsey, J.K. Lovelace, and M.A. Maupin, 2009, Estimated use of water in the United States in 2005. United States Geological Survey Circular 1344, 52 pages, <https://pubs.usgs.gov/circ/1344/pdf/c1344.pdf>.
- Kjelstrom, L.C., 1995, Streamflow gains and losses in the Snake River and ground-water budgets for the Snake River Plain, Idaho and eastern Oregon. United States Geological Survey Professional Paper 1408-C, 47 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/pp1408C>.
- Konikow, L.F., 2011, Contribution of global groundwater depletion since 1900 to sea-level rise. Geophysical Research Letters, volume 38, L17401, 5 pages. [doi:10.1029/2011GL048604](https://doi.org/10.1029/2011GL048604).
- Konikow, L.F., 2013, Groundwater depletion in the United States (1900-2008). United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2013-5079, 63 pages, <http://pubs.usgs.gov/sir/2013/5079>.
- Konikow, L.F., 2015, Long-term groundwater depletion in the United States. Groundwater, volume 53, number 1, pages 2-9, [doi:10.1111/gwat.12306](https://doi.org/10.1111/gwat.12306).
- Konikow, L.F., and J.D. Bredehoeft, 2020, Groundwater Resource Development: Effects and Sustainability, original figures and tables. The Groundwater Project, Guelph, Ontario, Canada, <https://gw-project.org/books/groundwater-resource-development/>.
- Konikow, L.F., and E. Kendy, 2005, Groundwater depletion: A global problem. Hydrogeology Journal, volume 13, number 1, pages 317-320.
- Konikow, L.F., and S.A. Leake, 2014, Depletion and Capture: Revisiting "The Source of Water Derived from Wells". Groundwater, volume 52, number S1, pages 100-111, [doi:10.1111/gwat.12204](https://doi.org/10.1111/gwat.12204).
- Konikow, L.F., and C.E. Neuzil, 2007, A method to estimate groundwater depletion from confining layers. Water Resources Research, volume 43, W07417, [doi:10.1029/2006WR005597](https://doi.org/10.1029/2006WR005597).

- Leake, S.A., 2011, Capture—Rates and directions of groundwater flow don't matter! *Ground Water*, volume 49, number 4, pages 456-458.
[doi:10.1111/j.1745-6584.2010.00797.x](https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00797.x).
- Leake, S.A., and P.M. Barlow, 2013, Understanding and managing the effects of groundwater pumping on streamflow. United States Geological Survey Fact Sheet 2013-3001, <https://pubs.usgs.gov/fs/2013/3001/>.
- Leake, S.A., J.P. Hoffmann, and J.E. Dickinson, 2005, Numerical ground-water change model of the C aquifer and effects of ground-water withdrawals on stream depletion in selected reaches of Clear Creek, Chevelon Creek, and the Little Colorado River, northeastern Arizona. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2005-5277, 29 pages,
https://pubs.usgs.gov/sir/2005/5277/sir_2005-5277.pdf.
- Leake, S.A., D.R. Pool, and J.M. Leenhouts, 2008, Simulated effects of ground-water withdrawals and artificial recharge on discharge to streams, springs, and riparian vegetation in the Sierra Vista Subwatershed of the Upper San Pedro Basin, southeastern Arizona. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2008-5207, 14 pages, <https://pubs.usgs.gov/sir/2008/5207/>.
- LeRoux, E.F., and L.J. Hamilton, 1985, South Dakota ground-water resources, *in* United States Geological Survey, National Water Summary 1984, hydrologic events, selected water-quality trends, and ground-water resources. United States Geological Survey Water-Supply Paper 2275, 385-390,
<https://pubs.usgs.gov/wsp/2275/report.pdf>.
- Loeltz, O.J., C.A. Phoenix, and T.W. Robinson, 1949, Ground water in Paradise Valley, Humboldt County, Nevada. Nevada State Engineer, Water Resources Bulletin 10, 61 pages.
<http://images.water.nv.gov/images/publications/water%20resources%20bulletins/Bulletin10.pdf>.
- Lohman, S.W., et al., 1972, Definitions of selected ground-water terms—Revisions and conceptual refinements. United States Geological Survey Water-Supply Paper 1988, 21 pages, https://pubs.usgs.gov/wsp/wsp_1988/.
- MacEwan, D., M. Cayar, A. Taghavi, D. Mitchell, S. Hatchett, and R. Howitt, 2017, Hydroeconomic modeling of sustainable groundwater management. *Water Resources Research*, volume 53, pages 2384-2403, [doi:10.1002/2016WR019639](https://doi.org/10.1002/2016WR019639).
- Margat, J., and J. Van der Gun, 2013, *Groundwater Around the World*. Chemical Rubber Company Press, Boca Raton, 348 pages.
- Margat J., S. Foster, and A. Droubi, 2006, Concept and importance of non-renewable resources, *in* S. Foster and D.P. Loucks, editors, *Non-renewable Groundwater Resources: A guidebook on socially-sustainable management for water-policy makers*. UNESCO IHP- VI Series on Groundwater (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organisation, International Hydrological Programme

- Series), number 10, chapter 1, pages 13-24,
<https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000146997>.
- McDonald, M.G., and A.W. Harbaugh, 1988, A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. United States Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations, book 6, chapter A1, 586 pages,
<https://pubs.usgs.gov/twri/twri6a1/>.
- McGuire, V.L., 2017, Water-level and recoverable water in storage changes, High Plains aquifer, predevelopment to 2015 and 2013–15. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2017–5040, 14 pages,
<https://doi.org/10.3133/sir20175040>.
- McGuire, V.L., K.D. Lund, and B.K. Densmore, 2012, Saturated thickness and water in storage in the High Plains aquifer, 2009, and water-level changes and changes in water in storage in the High Plains aquifer, 1980 to 1995, 1995 to 2000, 2000 to 2005, and 2005 to 2009. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2012–5177, 28 pages. <https://pubs.usgs.gov/sir/2012/5177/>.
- Meinzer, O.E., 1923, Outline of ground-water hydrology, with definitions. United States Geological Survey Water-Supply Paper 494, 71 pages,
<https://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp494>.
- National Research Council, 2013, Sustainability for the Nation: Resource Connections and Governance Linkages. National Academies Press, Washington, DC, 142 pages,
[doi:10.17226/13471](https://doi.org/10.17226/13471).
- Niswonger, R.G., S. Panday, and M. Ibaraki, 2011, MODFLOW-NWT, A Newton formulation for MODFLOW-2005. United States Geological Survey Techniques and Methods 6–A37, 44 pages, <https://pubs.usgs.gov/tm/tm6a37/>.
- Niswonger, R.G., and D.E. Prudic, 2005, Documentation of the Streamflow-Routing (SFR2) Package to include unsaturated flow beneath streams, a modification to SFR1. United States Geological Survey Techniques and Methods, Book 6, Chapter A13, 62 pages, <https://pubs.usgs.gov/tm/2006/tm6A13/pdf/tm6a13.pdf>.
- Poland, J.F., 1984, Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal. UNESCO (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organisation), Paris, 305 pages. <https://www.camnl.wr.usgs.gov/rgws/Unesco/>.
- Pool, D.R., and M.A. Anderson, 2008, Ground-water storage change and land subsidence in Tucson Basin and Avra Valley, southeastern Arizona, 1998-2002. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2007-5275, 34 pages,
<https://pubs.usgs.gov/sir/2007/5275/sir2007-5275.pdf>.
- Price, M., 2002, Who needs sustainability?, in Hiscock, K.M., M.O. Rivett, and R.M. Davison, editors, Sustainable Groundwater Development. Geological Society, London, Special Publication 193, pages 75-81.
- Prudic, D.E., and M.E. Herman, 1996, Ground-water flow and simulated effects of development in Paradise Valley, a basin tributary to the Humboldt River in

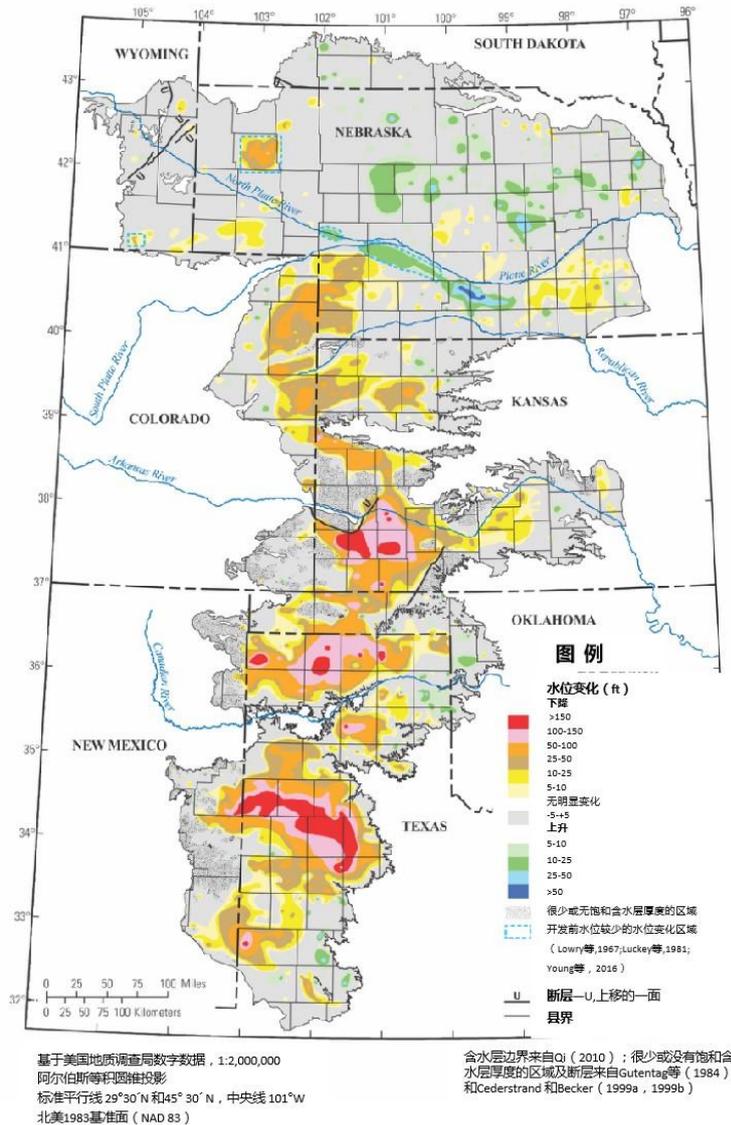
- Humboldt County, Nevada. United States Geological Survey Professional Paper 1409-F, 92 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/pp1409F>.
- Qi, S.L., 2010, Digital map of aquifer boundary for the High Plains aquifer in parts of Colorado, Kansas, Nebraska, New Mexico, Oklahoma, South Dakota, Texas, and Wyoming. United States Geological Survey Data Series 543. <https://pubs.usgs.gov/ds/543/>.
- Robinson, T.W., 1958, Phreatophytes. United States Geological Survey Water-Supply Paper 1423, 84 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp1423>.
- Rodell, M., I. Velicogna, and J.S. Famiglietti, 2009, Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. *Nature*, volume 460, pages 999-1002. doi:10.1038/nature08238.
- Sahagian, D.L., F.W. Schwartz, and D.K. Jacobs, 1994, Direct anthropogenic contributions to sea level rise in the twentieth century. *Nature*, volume 367, pages 54-57, doi:10.1038/367054a0.
- San Juan, C.A., W.R. Belcher, R.J. Laczniak, and H.M. Putnam, 2010, Hydrologic components for model development, *in* Belcher, W.R., and D.S. Sweetkind, editors, Death Valley regional groundwater flow system, Nevada and California—Hydrogeologic framework and transient groundwater flow model. United States Geological Survey Professional Paper 1711, chapter C, pages 95–132, <https://pubs.usgs.gov/pp/1711/>.
- Scanlon, B.R., Z. Zhang, R.C. Reedy, D.R. Pool, H. Save, D. Long, J. Chen, D.M. Wolock, B.D. Conway, and D. Winster, 2015, Hydrologic implications of GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) satellite data in the Colorado River Basin. *Water Resources Research*, volume 51, pages 9891–9903, doi:10.1002/2015WR018090.
- Scanlon, B.R., Z. Zhang, H. Save, D.N. Wiese, F.W. Landerer, D. Long, L. Longuevergne, and J. Chen, 2016, Global evaluation of new GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) mascon products for hydrologic applications. *Water Resources Research*, volume 52, doi:10.1002/2016WR019494.
- Schoon, R.A., 1971, Geology and hydrology of the Dakota Formation in South Dakota. South Dakota Geological Survey Report of Investigation 104, 55 pages, <http://www.sdgs.usd.edu/pubs/pdf/RI-104%20-%2061%20pages.pdf>.
- Schwartz, F.W., and M. Ibaraki, 2011, Groundwater—A resource in decline. *Elements*, volume 7, pages 175–179, doi:10.2113/gselements.7.3.175.
- Siebert, S., J. Burke, J.M. Faures, K. Frenken, J. Hoogeveen, P. Döll, and F. T. Portmann, Groundwater use for irrigation – a global inventory. *Hydrology and Earth System Sciences*, volume 14, pages 1863–1880, doi:10.5194/hess-14-1863-2010.
- Tapley, B.D., S. Bettadpur, J.C. Ries, P.F. Thompson, and M.M. Watkins, 2004, GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) measurements of mass variability in

- the Earth system. *Science*, volume 305, number 5683, pages 503–505, [doi:10.1126/science.1099192](https://doi.org/10.1126/science.1099192).
- Theis, C.V., 1940, The source of water derived from wells. *Civil Engineering*, volume 10, pages 277-280.
- Theis, C.V., and C.S. Conover, 1963, Chart for determination of the percentage of pumped water being diverted from a stream or drain, *in* Bentall, Ray, compiler, Shortcuts and special problems in aquifer tests. United States Geological Survey Water-Supply Paper 1545- C, pages C106- C109, <https://pubs.usgs.gov/wsp/1545c/report.pdf>.
- Thomas, H.E., 1955, Water rights in areas of ground- water mining. United States Geological Survey Circular 347, 16 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/cir347>.
- Tiwari, V.M., J. Wahr, and S. Swenson, 2009, Dwindling groundwater resources in northern India, from satellite gravity observations. *Geophysical Research Letters*, volume 36, [doi:10.1029/2009GL039401](https://doi.org/10.1029/2009GL039401).
- Todd, D.K., 1959, *Ground Water Hydrology*. John Wiley and Sons, New York, USA, 336 pages.
- Van der Gun, J., and A. Lipponen, 2010, Reconciling groundwater storage depletion due to pumping with sustainability. *Sustainability*, volume 2, pages 3418- 3435, [doi:10.3390/su2113418](https://doi.org/10.3390/su2113418).
- Voss, C.I., and S.M. Soliman, 2014, The transboundary non- renewable Nubian Aquifer System of Chad, Egypt, Libya and Sudan: Classical groundwater questions and parsimonious hydrogeologic analysis and modeling. *Hydrogeology Journal*, volume 22, number 2, pages 441- 468. [doi:10.1007/s10040-013-1039-3](https://doi.org/10.1007/s10040-013-1039-3).
- Wada, Y., L.P.H. van Beek, C.M. van Kempen, J.W.T.M. Reckman, S. Vasak, and M.F.P. Bierkens, 2010, Global depletion of groundwater resources. *Geophysical Research Letters*, volume 37, L20402, [doi:10.1029/2010GL044571](https://doi.org/10.1029/2010GL044571).
- Welch, H.L., C.T. Green, R.A. Rebich, J.R.B. Barlow, and M.B. Hicks, 2010, Unintended consequences of biofuels production— The effects of large- scale crop conversion on water quality and quantity. United States Geological Survey Open-File Report 2010–1229, 6 pages, <https://pubs.usgs.gov/of/2010/1229/>.
- Winter, T.C., J.W. Harvey, O.L. Franke, and W.M. Alley, 1998, Ground water and surface water— A single resource. United States Geological Survey Circular 1139, 79 pages, <https://pubs.usgs.gov/circ/circ1139/>.
- WWAP (United Nations World Water Assessment Programme), 2015, The United Nations World Water Development Report 2015: Water for a Sustainable World. UNESCO, Paris, 122 pages, <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000231823>.

10 附录

附录 1-区域非承压含水层系统：高平原含水层

美国中部的高平原（High Plains）地下水含水层是一个很好的例子，它通过综合水头变化和储水系数的估计值来计算地下水枯竭量。多年来，根据大量观测井的水位测量值，估计了这一非承压含水层区域的水位变化，绘制了自开发以来的水位变化图（附录图 1-1）。



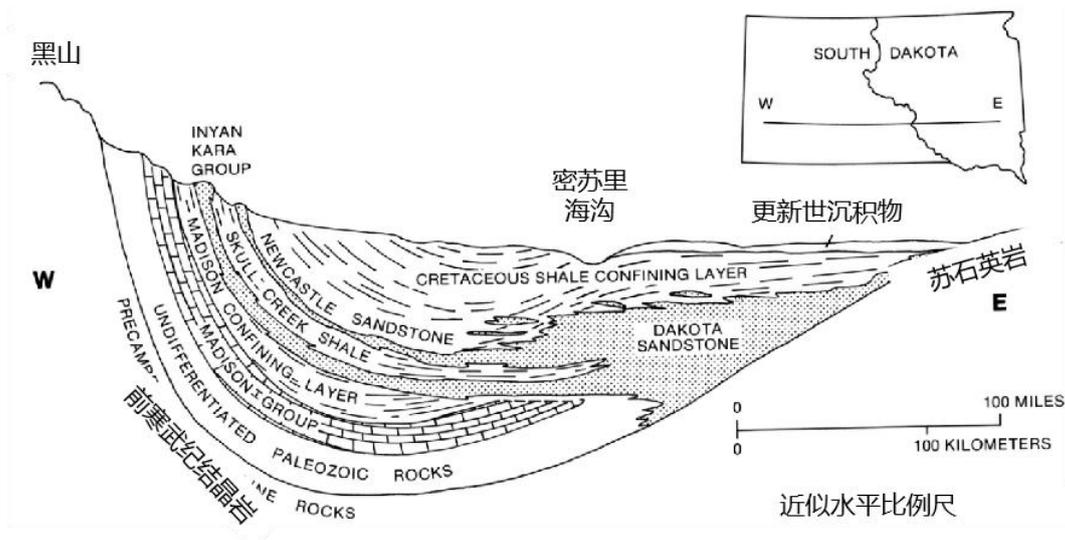
附录图 1-1 从开发前（约 1950 年）到 2015 年的高平原含水层地下水水位变化（来自 McGuire, 2017 年）。

系统内各州的面积加权平均给水度从怀俄明州（Wyoming）的 0.081 到俄克拉荷马州（Oklahoma）的 0.185 不等，含水层的总体给水度为 0.151（McGuire, 2017 年;Gutentag 等人, 1984 年;McGuire 等人, 2012）。McGuire（2017）解释了这种空间变化，并估算了自 1950 年以来，高平原含水层的累计地下水储水总枯竭量约为 337 km³。

[返回引用附录 1 的正文](#) ↑

附录 2 厚承压含水层的储水量枯竭：达科他（Dakota）含水层系统

Konikow 和 Neuzil（2007）计算了美国南达科他州区域达科他低渗透性承压含水层的储水量枯竭(附录图 2-1)，以下对这个例子进行了总结。达科他砂岩和北美洲中西部的相关砂岩通常被认为是自流地下水含水层系统的典型。达科他地下水系统开发比较广泛，在南达科他州的居民生活和经济发展中发挥了特别重要的作用。对这种地下水含水层系统的研究始于 Darton（1896;1909），他帮助形成了目前关于自流地下水含水层的研究思路（Bredehoeft 等人，1983）。



附录图 2-1 南达科他州主要地下水含水层和承压含水层的東西横截面示意图（不按比例）（修改自 Bredehoeft 等人，1983 年）。垂向比例远小于水平方向的比例。

正如 LeRoux 和 Hamilton（1985）所描述的那样，达科他地下水含水层主要位于南达科他州，面积超过 171,000 平方公里，尽管它也延伸到几个相邻的州。达科他州和更深的麦迪逊（Madison）含水层的大量补给发生在它们和黑山侧翼相接的地方（图附录 2-1）。达科他含水层在该州东部的低海拔地区自然排泄。抽水井和自流井的排泄也已成为地下水系统排泄的重要来源（Case，1984 年）。

该地下水系统的实质性开发始于 1880 年代初期（Bredehoeft 等人，1983 年）。到 1905 年，在密苏里河以东的南达科他州地区，有 1,000 多口生产井，为灌溉和牲畜提供了约 $1.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{d}$ 的水（Bredehoeft 等人，1983 年）。在 1915 年之前，达科他含水层的水位下降很快。例如，南达科他州东部的地下水水位在 1909 年至 1915 年间平均每年下降约 7 米。到 1953 年，水位下降速度减少至 0.5 米/年以下（Schoon，1971 年）。到 1960 年，取水量稳定在 $150,000 \text{ m}^3/\text{d}$ 左右（Helgesen 等人，1984 年）。Bredehoeft 等人（1983 年）、Helgesen 等人（1984 年）和 Case（1984 年）提供的抽水数据表明，从地下水开采初期到

1981 年，南达科他州达科他地下水系统的累计抽水量约为 19.7 km^3 。地下水开采的历史记录并不完整，但 Bredehoeft 等人（1983 年）估计 1912 年的开采量约为 $140 \text{ 万 m}^3/\text{d}$ ，然后在 1922 年急剧下降到约 $300,000 \text{ m}^3/\text{d}$ ；随后，一直保持在 1980 年代峰值开采量的一半以下。

应用地下水水位图对南达科他州地下水系统开采前（Darton, 1909 年）和 1980 年（Case, 1984 年）的地下水储存枯竭情况进行了评估。Inyan Kara、Newcastle 和 Dakota 砂岩层被视为形成达科他地下水系统的单个连续单元。开采前与 1980 年水位差异的空间分布表明，水头最大落差约为 190 m ，平均落差为 47 m 。达科他含水层的储水系数值为 1.0×10^{-5} 至 1.0×10^{-4} （Bredehoeft 等人，1983 年，表 3）；中心值 5.0×10^{-5} 用于估计该承压含水层系统的枯竭情况。这些数据表明，从开采前到 1980 年，约有 0.4 km^3 的地下水来自含水层的储存量，约占累计抽水估计量 19.7 km^3 的 2%。剩下的 98% 主要来自邻近弱透水层的渗漏，从而导致弱透水层的储水量枯竭。

Bredehoeft 等人（1983 年）应用数值模型分析了达科他地下水系统的流量。他们得出的结论是，在开发之前，大部分地下水补给和排泄都是通过厚厚的弱透水层的稳态渗漏发生的。此外，他们的分析还表明，自地下水开采以来，大部分水来自弱透水层储水量的释放。使用 Bredehoeft 等人（1983）的校准模型估计弱透水层的释水系数为 $1.6 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ ，Konikow 和 Neuzil（2007 年）估计，到 1980 年，从南达科他州弱透水层中抽出的水量为 $14.9 \pm 2.2 \text{ km}^3$ ，约占累计抽水估计量的 76%。这进一步意味着，大约 22% 的取水量是通过地下水捕获量来平衡的，因为只有 2% 来自含水层的储存量。捕获量包括在上游露头区域内及附近流入量的增加（补给量）和下游排泄区域流出量的减少。

[返回引用附录 2 的正文](#) ↑

附录 3-运行案例研究 1 的模型和数据后处理

案例研究 1 模型的补充材料 [CaseStudy1--Models.zip](#) 可在地下水项目网站上下载[↗]。该材料包括用于运行案例研究 1：河流-地下水假设系统中描述的模型计算机文件。这些文件旨在让读者能够重现地下水项目书籍“地下水资源开发：影响和可持续性”中介绍的与案例研究相关的所有模拟和结果。

压缩文件包含一个名为“Case Study 1-Models”的文件夹，其中包含了本书中介绍的三个情景方案的所有输入和输出文件的子文件夹。子文件夹“MODFLOW-NWT.Model”包含 MODFLOW-NWT (version 1.1.4) 的可执行软件的副本，可用于分析本书所述的问题，文件夹里还包含了模型文档报告的副本。[点击这里可以获得 MODFLOW_NWT 计算机源代码和其它相关文献资料](#)[↗]。

案例研究包括三种不同的情景方案，每个情景方案的文件都包含在单独的子文件夹中，标记为 (1) Base Case (No Recharge and No ET), (2) Low ET Case (3) ET and Recharge Case。下面提供了针对每种情景运行模拟的说明。基础情景表示没有区域降水补给和蒸散 (ET) 损失的情况。低蒸散情景方案包括山前补给但没有区域降水补给。第 3 种情景 (蒸散和补给情景) 既包括蒸散排泄 (蒸散强度比第 2 种情景中要高很多) 又包括区域降雨补给。

每个情景的文件夹都包含 2 个子文件夹，其中一个子文件夹是运行模拟的所有输入文件，另一个子文件夹包括所有输出文件。输入文件夹还包括 ModelMuse 项目文件用于生成输入文件 (用 ModelMuse 运行模拟不是必要的，尽管可以这样做)。[ModelMuse 是 USGS 公用模型预处理和后处理器](#)[↗]。输入文件夹还包含一个批处理文件，可用于使用这些输入文件运行模拟。

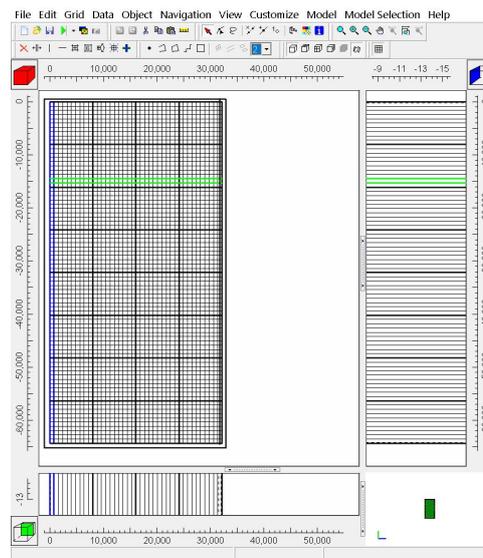
运行模型：

有许多种替代方法可以使用 MODFLOW-NWT 运行每个情景方案的输入文件。我们提供了一种对三种情景都适用的简单方法。具体来说，我们在每个输入文件夹中都放置了一个批处理文件 (“name.bat”) (其中“name”是情景方案的名称)。双击这个批处理文件将执行其中包含的脚本。脚本里有关于链接到 MODFLOW.NWT 的可执行版本的语句，MODFLOW.NWT 包含在“Model”文件夹中，随后开始执行，并为其提供每个情景方案的输入文件的名称和位置。程序会将所有输出文件都放到“Output”文件夹。请注意，如果使用这个文件夹和文件配置运行 (或重新运行) 模型，则原始输出文件将被覆盖并丢失。如果要保存它们以备将来比较，则首先需要重命名以前的输出文件或将它们移动到单独的新文件夹，然后再运行模拟。

使用 ModelMuse 创建水头 (水位) 和水位下降等值线图

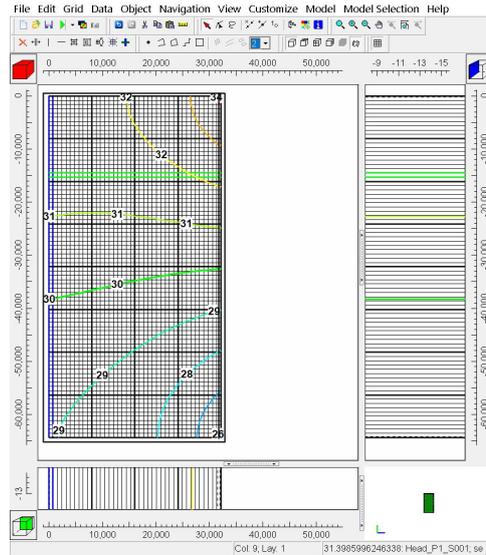
首先，如果尚未安装 ModelMuse，请访问美国地质调查局 ModelMuse 网站下载并安装：<https://www.usgs.gov/software/modelmuse-a-graphical-user-interface-groundwater-models>[↗]。

安装完成后，转到 Case Study 1--Models 文件夹，然后向下转到 Base Case 文件夹，进入 Input.Files 文件夹并双击文件“Base.Case.gpt”，在 ModelMuse 中打开它。您可能希望通过拉伸 ModelMuse 窗口，以便可以看到整个模型网格，如附录图 3-1 所示。模型网格的行从左向右延伸，从顶部的第 1 行开始；列从上到下延伸，从左侧的第 1 列开始。主窗口是网格的平面视图，下面窗口是前视图（即，在平面图上以绿色突出显示的行的横截面），右侧窗口是侧视图（即，在平面图上以蓝色突出显示的列的横截面）。平面图上的蓝线表示右侧显示的模型列，绿线表示底部显示的模型行。

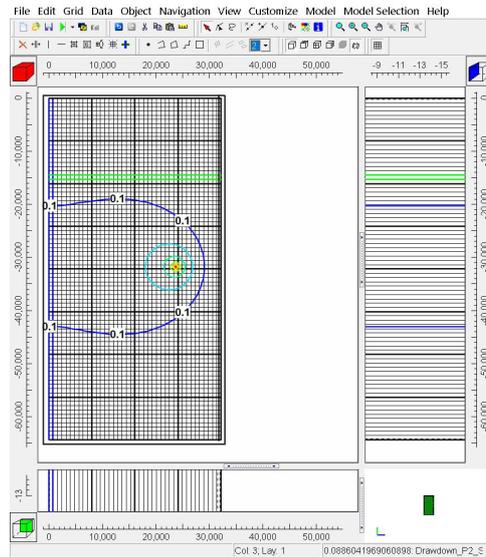


附录图 3-1 案例研究 1 模型网格在 ModelMuse 里的显示（Konikow 和 Bredehoeft，2020 年）。

如果还未从 ModelMuse 运行模型，则需要导入要绘制等值线图的数据集。在“File”菜单下，选择“Import > Model Results”，然后导航到“Case Study 1--Models”文件夹、“Base Case”文件夹和 Output.Files 文件夹，选择并打开 Base.Case.fhd 文件。一系列按所有模拟时间排列的包含水头数据的数据集将呈现出来，默认情况下将选择最后一次（73051 天）。可以将“Display choice”设置为“Contour grid”，然后选择“OK”并单击“Update the existing data sets with new values”以查看这些水头的等值线图，或者也可以向下滚动以取消选中该选项并选择其他时间。附录图 3-2 给出了 Head: Period 1; Step: 1; Total Time: 1 的水头分布（未进行开发情况下的水头等值线图）。要更改默认的等值线图，请打开“Data Visualization”对话框，从左侧列表中选择“Contour Data”，然后在右上角输入其它等值线间隔值，单击应用并关闭。通过从 Base.Case.fdn 文件导入该时间的数据，可以查看抽水开始后 73,051 天的水位下降等值线图（附录图 3-3）。水位下降是两个不同时间（通常是开发前和抽水开始后的给定时间）水头之间的差值。

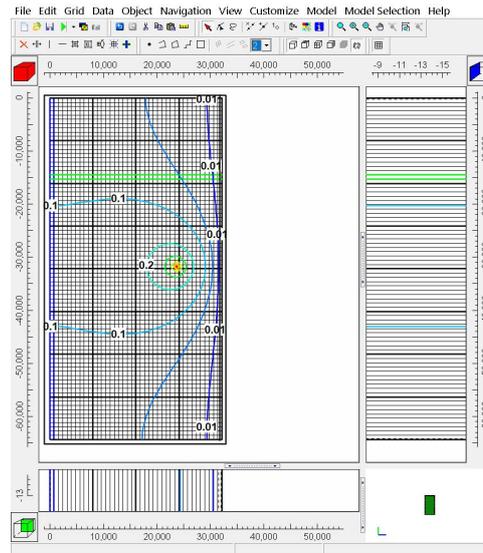


附录图 3-2 地下水开采前的水头等值线图 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020)



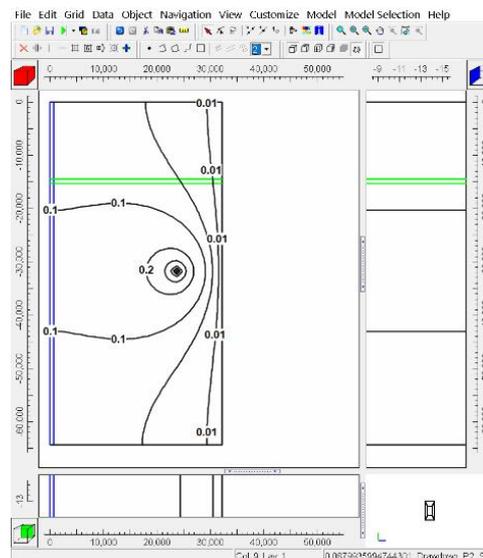
附录图 3-3 抽水 200 年后的水位下降等值线图 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020)

要查看离抽水井更远的较小幅度的水位下降，建议通过打开“Data Visualization”对话框并从左侧列表中选择“Contour Data”，然后单击右上角的“Specify Contours”来添加两条新的等值线。将行数从 6 增加到 8。然后向下滚动并将两条新加的等值线值设置为 0.01 和 0.05。点击“OK”和“Apply”并关闭“Data Visualization”对话框。有许多选项可用于着色和标记等值线可随意尝试。放大抽水井周围的区域显示，该井的水位下降约为 0.6 m，沿河区域的水位下降接近（但小于）0.01 m。



附录图 3-4 200 年抽水后的水位下降等值线图（包括两条显示较小水位下降的等值线）（Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年）。

若要删除网格线，请在“View”下选择“Show or hide 2-D Grid>Show Exterior”。为了提高水位下降值和等值线的清晰度，还可以在“Objects”下拉菜单下选择“Hide all objects”。要导出并保存等值线图的图像，请转到 File>Export>Image（或单击 camera 图标）。在出现的对话框中，您有几个选项，但只需单击“Save image”即可生成带有等值线图的文件（选择格式或类型）。单击“Close”。如果希望等值线为单一颜色，则可以在“Data Visualization”对话框中将配色方案更改为“Blue only”或“Black only”。附录图 3-5 显示了生成的黑色等值线图。



附录图 3-5 删除网格和其它对象的水位下降等值线图 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年)。

使用 GW Chart 软件提取和绘制 MODFLOW 水量平衡数据

GW_Chart 可用于方便地从主 MODFLOW 或 MODFLOW-NWT 输出文件中提取水量平衡数据。如果还没安装 GW_Chart, 可以访问美国地质调查局 GW_Chart 网站下载并安装: <https://www.usgs.gov/software/gwchart-program-creating-specialized-graphs-used-groundwater-studies>。

安装后, 打开“GW_Chart”, 在“Chart Type/Convert”下拉菜单下, 选择“Water Budgets”, 然后在右下方, 从“Read Data From”中选择“MODFLOW”。下一步, 在“File”中选择“Open”, 然后导航到 Base Case 的输出文件夹并选择“Base.Case.lst”以打开该文件并允许 GW_Chart 读取所有水量平衡数据。这将为以累积或速率表示的水量平衡变量生成图。但是, 这些图的分辨率不高, 也不提供数字。

因此, 也可以使用右下角的中间按钮(保存/导出)保存/导出数据并命名输出的文本文件(例如, “Base.Case.Budget.txt”), 然后选择目标文件夹。这将生成一个文本文件, 其中包含模型的所有已保存的水量平衡数据(如在“输出控制”[“.oc”]输入文件中指定的一样)。

使用记事本或其它文字/文本处理软件打开“Base.Case.Budget.txt”文件。该文件首先列出累积(cumulative)数据, 然后列出速率(rate)数据。在本练习中, 我们将使用年速率数据。选择“RATES”类别中的所有行(列表的下半部分(第 206 至 408 行)), 然后选择“复制”。然后打开一个空白的 Excel 工作簿, 选择左上角的单元格(A1)并使用“文本导入向导”进行粘贴。单击“下一步”, 然后选择清晰且正确的分隔数据列的分隔符(具体而言, 选择“制表符”并取消选择“空格”;后一步将确保第 2 行中的标题与下面的正确数据列准确对齐)。然后单击“下一步”和“完成”以完成导入过程。您可以为工作表命名(例如, 通过将左下角选项卡中的默认名称“Sheet1”更改为“Base.Case”)。将电子表格文件保存到 Output.Files 文件夹, 并为其指定适当的名称(例如, “Rate.Budgets”)。

检查第 2 行中的标题。如果这些列标签与数据列未准确对齐, 请手动调整它们以提高电子表格的准确度。为了提高清晰度, 请选择(突出显示)第 2 行的所有内容, 然后单击“自动换行文本”以查看完整的标签。您还可以根据需要调整数据的列宽和数字格式。完成这几个步骤后, 前 11 行(共 203 行)和 17 列(共 19 列)如附录图 3-6 所示。

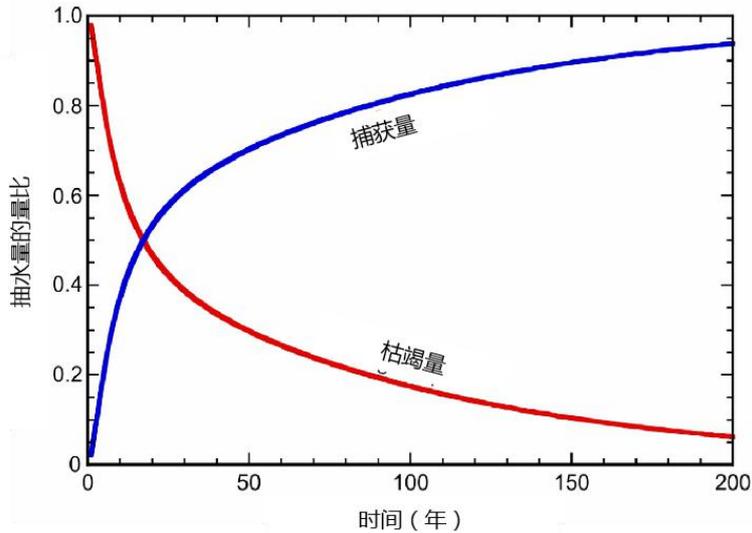
| 1 | A | B | C | D | E | F | G | H | I | J | K | L | M | N | O | P | Q | R | S | |
|----|---------------------------------|------|--------|----------|----------|-----------|--------|----------|-----------|------------|-----------|------|----------|---------|----------|---------|-----------|------------|--------|-------------|
| 1 | RATES units = m ³ /d | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 2 | Stress | Time | | In: | CONSTANT | | | In: | | In: STREAM | In: TOTAL | Out: | CONSTANT | Out: | | Out: | STREAM | Out: TOTAL | IN - | Percent |
| 3 | Period | Step | Time | STORAGE | HEAD | In: WELLS | In: ET | RECHARGE | LEAKAGE | IN | STORAGE | HEAD | WELLS | Out: ET | RECHARGE | LEAKAGE | OUT | OUT | OUT | Discrepancy |
| 4 | 1 | 1 | 1.0 | 0.00E+00 | 0 | 1687.88 | 0.0 | 0.00E+00 | 5.842E+03 | 7.530E+03 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 7.534E+03 | 7.534E+03 | -3.537 | -0.05 |
| 5 | 2 | 1 | 366.3 | 1.98E+03 | 0 | 1687.88 | 0.0 | 0.00E+00 | 5.852E+03 | 9.524E+03 | 0.1836 | 0 | 2026 | 0 | 0 | 0 | 7.501E+03 | 9.527E+03 | -3.572 | -0.04 |
| 6 | 2 | 2 | 731.5 | 1.90E+03 | 0 | 1687.88 | 0.0 | 0.00E+00 | 5.878E+03 | 9.470E+03 | 0.1348 | 0 | 2026 | 0 | 0 | 0 | 7.447E+03 | 9.473E+03 | -3.552 | -0.04 |
| 7 | 2 | 3 | 1096.8 | 1.81E+03 | 0 | 1687.88 | 0.0 | 0.00E+00 | 5.921E+03 | 9.414E+03 | 8.69E-02 | 0 | 2026 | 0 | 0 | 0 | 7.392E+03 | 9.418E+03 | -3.577 | -0.04 |
| 8 | 2 | 4 | 1462.0 | 1.71E+03 | 0 | 1687.88 | 0.0 | 0.00E+00 | 5.972E+03 | 9.366E+03 | 3.81E-02 | 0 | 2026 | 0 | 0 | 0 | 7.344E+03 | 9.370E+03 | -3.526 | -0.04 |
| 9 | 2 | 5 | 1827.2 | 1.61E+03 | 0 | 1687.88 | 0.0 | 0.00E+00 | 6.026E+03 | 9.327E+03 | 2.15E-02 | 0 | 2026 | 0 | 0 | 0 | 7.304E+03 | 9.330E+03 | -3.519 | -0.04 |
| 10 | 2 | 6 | 2192.5 | 1.53E+03 | 0 | 1687.88 | 0.0 | 0.00E+00 | 6.076E+03 | 9.293E+03 | 1.27E-02 | 0 | 2026 | 0 | 0 | 0 | 7.270E+03 | 9.297E+03 | -3.541 | -0.04 |
| 11 | 2 | 7 | 2557.8 | 1.45E+03 | 0 | 1687.88 | 0.0 | 0.00E+00 | 6.123E+03 | 9.264E+03 | 2.93E-03 | 0 | 2026 | 0 | 0 | 0 | 7.241E+03 | 9.267E+03 | -3.507 | -0.04 |
| 11 | 2 | 8 | 2923.0 | 1.39E+03 | 0 | 1687.88 | 0.0 | 0.00E+00 | 6.164E+03 | 9.239E+03 | 2.93E-03 | 0 | 2026 | 0 | 0 | 0 | 7.216E+03 | 9.242E+03 | -3.522 | -0.04 |

附录图 3-6 - 案例研究 1 基础情景方案水量平衡的 Excel 电子表格 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年)。

为了评估抽水井的水源，以及这些水源随时间如何变化，我们需要完成更多的计算，这些计算可以通过使用 Excel 中的公式来辅助。我们将检查 200 年的模拟期间的这些变化，因此创建以年为单位的时间列（因为模型的时间单位是天）会很方便，以便可以以年为单位绘制变化图。因此，在 T 列中，在第 2 行中添加一个标签（类似于“Time, in years”）。然后在 T 列的第 3 行中，添加一个公式，将以天为单位的时间（C 列）转换为以年为单位的时间（假设一年等于 365.25 天）。将该公式（“=(C3/365.25) - 0.00273785”）复制并粘贴到 T 列的剩余单元格中（回想一下，初始稳态应力期的长度是任意的，设置为 1 天，因此减去大约 0.00273785 年）来说明模拟的稳态部分。

抽水井的水源之一是含水层储水量的变化。在 MODFLOW 水量平衡术语中，“In: STORAGE”指从含水层的储水量中流出而进入（流入）地下水系统的水。我们将使用 U 列来计算含水层储水量的净变化。在 U 列第 2 行，增加一个标签“Net Change in Storage”或其它类似标签。在 U 列第 3 行，插入一个用于计算储水量净变化的公式即 D 列和 K 列的差值（“=D3-K3”）。然后将该公式拷贝粘贴至 U 列其他单元格。通过这种减法序列，带有正号的结果将表示储水量的减少（或枯竭）。

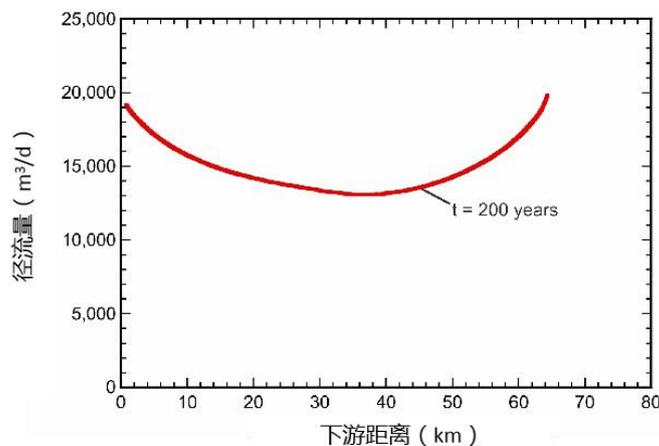
接下来，我们要计算捕获量，在这种情况下，只包括对径流的捕获量（1）通过增加径流的渗漏损失（“In: STREAM LEAKAGE”），相当于对含水层的补给，和/或（2）通过减少含水层向河流的排泄（“Out: STREAM LEAKAGE”）。因此，需要计算它们随时间的变化。首先，在 V 列计算从径流补给含水层的增加量。在 V 列第 2 行增加一个标签（类似于“Increased Seepage Loss from River”）。在瞬态应力期间，任何时间步长的渗漏损失增加量等于该时间步内的“In: STREAM LEAKAGE”与没有抽水井的初始稳态应力期的相应值之间的差值。为该列设置一个公式来计算这些值（公式应类似于：第 V 列第 4 行中的“=I4-I\$3”）。遵循类似的步骤，对“Decreased Groundwater Discharge to River”，在 W 列第 4 行输入“=P4-P\$3”。然后在 X 列，通过将 V 列和 W 列的绝对值相加计算捕获量，即在 X 列第 4 行输入“=ABS(V4)+ABS(W4)”。最后，计算抽水井水源的无量纲分数，即计算储水枯竭量和捕获量的量比。使用 Y 列和 Z 分别计算储水枯竭量和捕获量量比，方法是将 U 列和 X 列分布除以井的抽水量（M 列）。请注意，这两列的总和应始终等于 1。绘制 200 年模拟期间储水枯竭量和捕获量的变化（使用 Excel 或其它图形/绘图软件包），如附录图 3-7 所示。



附录图 3-7 案例研究 1 基础情景方案进入抽水井的水源量比 (分数表示) (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年)。

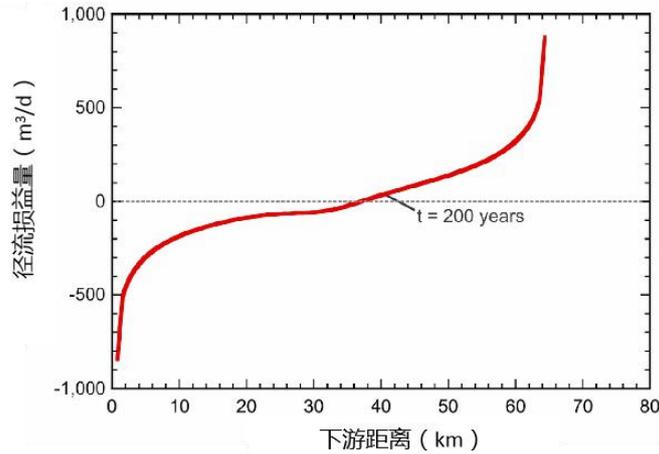
在 Excel 中计算径流量变化

为了确定河流下游方向的径流变化，首先使用文本编辑器在基础情景模拟文件夹下 (文件夹: “Case Study 1--Models\Base Case\Output.Files”, 文件 “Base.Case.lst”) 打开主列表 (输出) 文件 “Base.Case.lst”。通过搜索 “STREAM LISTING PERIOD 2 STEP 200”，查找 200 年 (应力期 2 中的时间步长 200) 的径流列表数据，该数据刚好位于文件底部最后输出的水量平衡上方。然后复制标签行和数据 (共 83 行)，将其粘贴到 Excel 电子表格的单元格 A1 中。接下来，单击 “Data>Text to Columns”，选择 “固定宽度”，然后选择 “下一步”，单击 “完成”。删除除河段数和河段流出量的所有数据 (这些是粘贴数据的 E 列和 H 列)。现在，河段数应按递增顺序在 A 列，在 A 列之后插入 2 列新列分别用以计算以米和公里为单位表示的下游距离。使用基于每个河段距离为 804.67 m 的公式。接下来使用 Excel 或其他绘图软件绘制结果，D 列应包括抽水 200 年后从每个河段流出的流量 (以 m^3/d 为单位)，如附录图 3-8 所示。



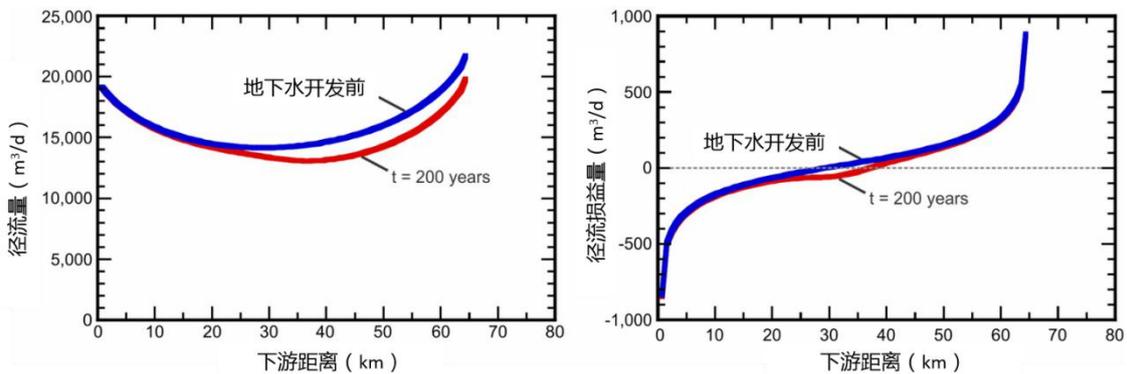
附录图 3-8 案例研究 1 中基础情景方案下 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年) 的径流随距离的变化。

为了确定径流损失和收益，添加带有标签“Stream Loss (-) Gain (+)”的列 E。在单元格 E4 中，输入公式“=D4-20000”，因为在河流的上游断面有 20,000 m³/d 的入流量。在单元格 E5 中，计算河段下游的流出量与上游流入量（即上一个河段的流出量）“=D5-D4”之间的差值，并将公式复制到该列其它单元格中。因为我们从某河段的下游断面流量中减去上游断面流量，因此结果的负值代表径流损失，正值代表径流增加，结果如附录图 3-9 所示。



附录图 3-9 案例研究 1 中基础情景方案下 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年) 的径流损失 (-) 或增加 (+) 随距离的变化。

为了比较 200 年的抽水对径流以及径流损益的影响，我们想在前面图形的基础上增加没有抽水的情况下的径流变化。按照上述步骤处理没有抽水情况下的数据，在同一个“Base.Case.lst”文件中搜索“STREAM LISTING PERIOD 1 STEP 1”，该数据靠近文件顶部（对我们来说，它是 Base.Case.lst 文件的第 1675 行）。就像处理抽水 200 年情景的数据所做的那样，将数据复制到电子表格中。进行与抽水 200 年情景类似的计算，并将数据添加到图中，结果如附录图 3-10 所示。



附录图 3-10 案例研究 1 中基础情景方案下 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年) 的径流和径流损失 (-) 或增加 (+) 随距离的变化。

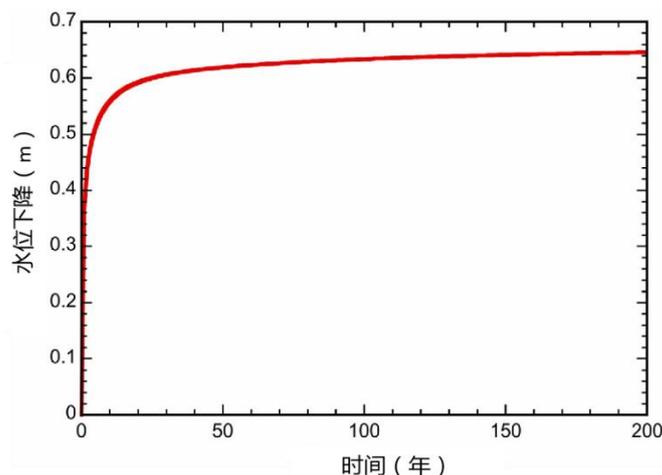
使用 GW Chart 绘制 MODFLOW 输出的抽水井水位线图：

GW_Chart 可用于提取和绘制 MODFLOW 网格各个节点（单元）的水位随时间的变化。这将生成一个抽水井的水位图，按用户选择显示水位（水头）或水位下降（水位相对于初始值的变化）。

为此，如果尚未安装 GW_Chart，请通过访问美国地质调查局 GW_Chart 网站下载并安装：<https://www.usgs.gov/software/gwchart-program-creating-specialized-graphs-used-groundwater-studies>。

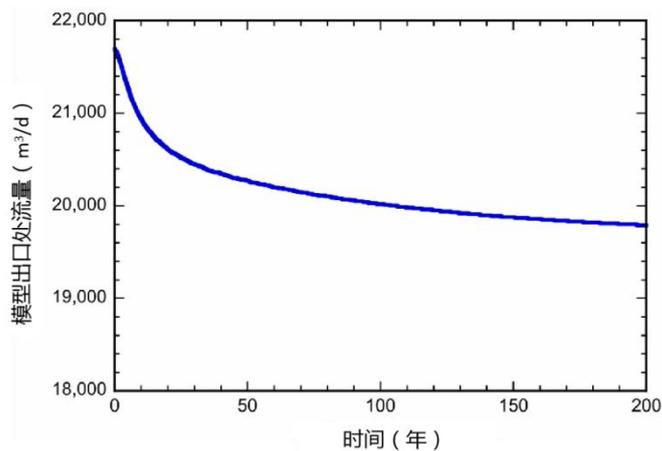
安装后，打开“GW_Chart”，然后在下拉菜单“Chart Type/Convert”中选择“Hydrographs”。在“数据”框中，确保选中“MODFLOW 水头或水位下降文件”。接下来，将 Column-Row-Layer 设置为抽水井的网格位置（基础情景下为 30, 40, 1）。然后在“File”菜单下，选择“Read Heads or Drawdown”，然后导航到基础情景的输出文件夹，选择格式化的水头文件或水位下降文件。在这里我们选择查看水位下降文件。

为了获得以年为单位的更高质量的图，我们需要将数据放入电子表格或绘图包中。可以在 GW_Chart 中选择（突出显示）中上框中列出的两列数据中的所有数据并复制（Ctrl-c）。接下来，将其粘贴到空白 Excel 工作表的单元格 A1 中。或者，在“File”下拉菜单下，您可以选择“Save Heads or Drawdowns”，将这两列数据保存到单独的新文件中。第一个时间步长显示的是“1”，它表示初始稳态应力周期的任意长度。该应力周期（第一个时间步长）没有水头下降，但 MODFLOW 使用第一个周期作为参考时间，并且在计算开始时并不知道最终收敛的水头是多少，因此模型计算从初始条件到收敛稳态条件的水头变化。因此，将 B 列中第一次时间步长的水位下降值“1”更改为 0。在电子表格的 C 列中添加标题（或标签）“Time, in years”，然后通过公式定义该新列中的值，将以天为单位的时间（A 列）转换为以年为单位的时间（例如，C3 的公式为“=（A3-1）/365.25”）。在 C 列从第 2 行到第 202 行复制粘贴该公式。然后绘制以 C 列为横轴，以 B 列为纵轴的水位线图，如附录图 3-11 所示。



附录图 3-11 案例研究 1 中基础情景方案下（Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年）的抽水井水位下降随时间的变化。

径流量随时间的变化记录在流量计输出文件“Base.Case.sfrg1”中。在本例中，我们将流量计的位置定义在位于河流最下游的单元（河段 80），表示从模拟系统中流出的地表水量。基础情景方案中的流量计处的流量随时间的变化如附录图 3-12 所示。



附录图 3-12 案例研究 1 中基础情景方案下 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年) 在模型出口处的流量随时间的变化。

[返回引用附录 3 的正文](#) ↑

11 练习题答案

练习 1 答案: 抽水井位置的影响 (抽水井和河流之间的距离)

问题:

练习 1 要求我们考虑一个沙漠盆地中河流-地下水含水层假设系统, 如图 17 所示并回答下列问题。抽水井相对于河流的位置是否会影响地下水系统的响应? 具体来说是如何影响的 (1) 抽水对地表水影响的幅度和时间, (2) 抽水井的相对水源有哪些? 这些影响的本质是什么? 假设 2 个抽水井的位置——一个离河流远一些, 一个离河流近一些。这些抽水情景的一个或是全部都是可持续的吗? 如果你是这个河流-地下水含水层系统的水资源管理者, 你认为哪个井的位置更好, 为什么? 是否有其它折衷办法, 例如调整抽水井水位下降的大小?

如何运行和分析模型结果:

在进行练习 1 之前, 请先阅读附录 3, 运行案例研究 1 的基础情景方案模型并对结果进行处理。为此, 首先将案例研究 1 的基础情景方案模型的输入文件、MODFLOW-NWT 可执行代码和 ModelMuse 文件放在 Microsoft-OS 计算机上, 方法是从本书的在线补充信息中下载 zip 文件“[CaseStudy1Models.zip](#)”[↗]。解压缩“Case Study 1”文件夹及子文件夹, 并按照附录 3 的步骤进行操作。

获取练习 1 的文件夹:

接下来从本书的在线补充信息中下载 zip 文件“[Exercise1.zip](#)”[↗]。为了帮助入门, 我们已经将 Base.Case 输入文件复制到文件夹“Exercise 1”下的两个新文件夹 (Well.Closer.to.River.Case 和 Well.Further.from.River.Case) 中; 可以使用这些文件来模拟两个可替代位置井的情况——一个离河边更近, 另一个离河边更远。但是, 下载的文件尚未被修改, 因此, 如果不进行更改的情况下执行这些模拟中的任何一个, 则将获得基础情景方案的结果。我们建议您从这两个文件夹着手分析和发展练习 1 的解决方案。为方便起见, 我们还在两个文件夹中的批处理文件的位置安装了 MODFLOW-NWT 的可执行代码副本。

为移动抽水井的位置修改输入文件:

接下来, 为了将井的位置分别移动到离河更近和更远的地方, 分别修改“Well.Closer.to.River.Case”和“Well.Further.from.River.Case”两个文件夹中 Input.Files 子文件夹的输入文件。对于每个改变, 使用文本编辑器 (如记事本) 手动修改 WEL 包的输入文件是最简单的方法。在这种方法中, 只需修改抽水井数据中的列坐标, 即文件“Base.Case.wel”的最后一行, 该文件显示井的位置在第 40 行和第 30 列 (row = 40 和 column = 30)。河流在第 40 列, 因此如果在第 35 列放置一个新的井, 那它比基础情景方案中的井离河近了一半的距离。山脉在左起第 1 列, 因此如果在第 15 列放置一个新的井, 那它比基础情景方案中的井离山近了一半的距离。

如果对文件 [或任何其他输入文件] 名称进行了更改, 则还必须对文件“Base.Case.nam”中该文件的名称进行相应的更改。如果更改了“name”文件的名称, 则必须在文件“Base.Case.bat”中对其名称进行相应的更改。假设“MODFLOW-NWT.Model”文件夹与我们在 zip 文件“Exercise1.zip”中设置的级别相同, 即与文件夹

“Well.Closer.to.River.Case”和“Well.Further.from.River.Case”处于同一级别，则可以通过双击批处理文件（“Base.Case.bat”）来运行修改后的模型。

或者，如果您按照附录 3 中的说明下载了 ModelMuse 软件并在 Microsoft-OS 计算机上安装了它，则可以通过打开 ModelMuse 项目文件“Base.Case.gpt”并调整其中井的位置、导出输入文件，然后从 ModelMuse 中运行程序。您还可以使用 ModelMuse 软件按照附录 3 中的说明对地下水水头和水位下降进行可视化，绘制 name.fhd 和 name.fdn 文件中的等值线数据。

对新的模型结果进行后处理:

附录 3 提供了分析和绘制水量平衡和水位线图、准备水头和水位下降的等值线图以及计算基础情景方案的流量损益的步骤。对于练习 1，关于井更靠近和更远离河流的模型结果重复该过程即可进行数据后处理。完成对模型的分析后，将三种情景方案的结果都绘制在同一个图形中以便于进行比较。本练习的模型输出数据电子表格位于“Exercise 1”文件夹的“DataSpreadsheets”子文件夹中。

分析井的位置对径流的影响:

在评估抽水对径流的影响时，重要的是要记住，即使在开发前的自然条件下，也存在河流与地下水含水层的相互作用。具体表现为，在河流的上游河段，河流补给地下水，在下游河段，河流从地下水获得补给。这一点在抽水前的水头分布图（图 20a）可以很清楚的看出来。但是，抽水会扰乱这些“自然”的相互作用。

在对基础情景方案和抽水井离河流更近和更远的两种情况的径流结果进行数据后处理后，对模拟结束时（ $t = 200$ 年）的结果进行比较。附录 3 详细介绍了用于计算流量收益和损失的方法和步骤。

图 ExSol 1-1 所示的结果表明，井相对于河流的位置对沿河径流剖面的影响很小（相对于径流量的大小），当然比抽水本身的影响还要小。在河流最下游的点，即河流离开模型区域的地方，三个井位情况下的流出量基本相同。在河流的中间点也是如此，即井的南北方向的位置。然而，在中间点的上游，抽水井较近的情况下河流的流量最高，较远的情况下河流的流量最低。中间点的上游区域是河流因自然渗漏损失而失水的地方，也是由于抽水造成的水位下降而引起的河流水入渗地下水的地方。中间点的下游区域情况正好相反——在井离河流较远的情况下，径流量反而高一些。在河流的下游河段，径流量因为地下水补给而增加。在下游 40km 处（刚过中间点的地方），经过 200 年的抽水后，井离河水较近和较远两种情况下的河流流量差异最大，约为 $535 \text{ m}^3/\text{d}$ ，相对于抽水量（ $Q = 2,026 \text{ m}^3/\text{d}$ ）而言是很大的。

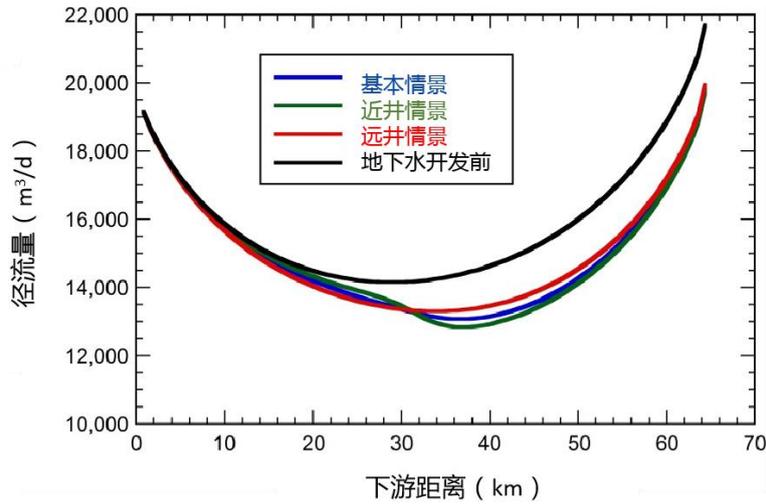


图 ExSol 1-1 - 200 年后井位对径流量的影响。为了比较，还显示了未开发稳态条件下的径流量（Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年）。

模型出口处的流量计表示从模拟系统中流出的地表水量。对三个不同位置井的这些数据进行比较（图 ExSol 1-2）表明，大部分捕获（和径流枯竭）发生在抽水的早期。正如预期的那样，当井位于最靠近河流的地方时，径流枯竭出现最快。在这种情况下，总枯竭的一半发生在抽水的前 15 年。但从长远来看，无论井的位置如何，河流的总枯竭量都是一样的——它是整体水量平衡的函数。

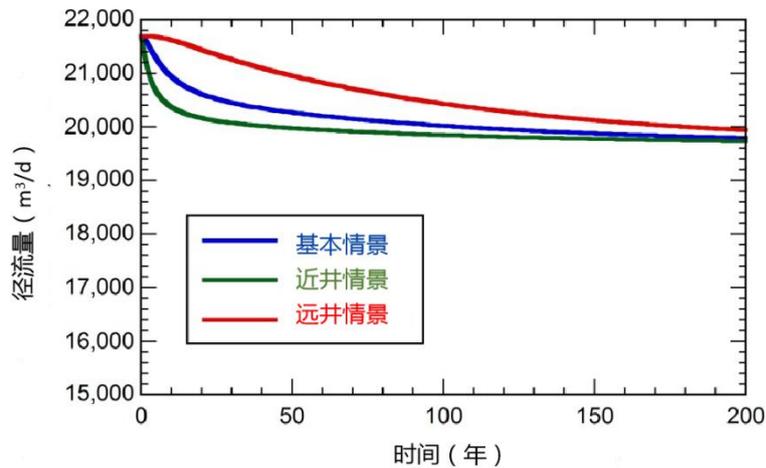


图 ExSol 1-2 在 200 年抽水过程中，三个不同位置井在模型出口处的流量计上记录的抽水对径流的影响（Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年）。

同样值得一看的是沿河径流的收益和损失，以及它们如何因从不同位置的井中抽水而变化。流量损益的变化取决于稳态未开发期和瞬态抽水期的流量损益之间的差值。我们评估了抽水 200 年后的这些变化，附录 3 详细描述了计算步骤。

河流的第一个单元格（即最上游的河段）的流量损失最大（图 ExSol 1-3）。对于未抽水的情况，在 20,000 m³/d 的流入量中，河流第一段的流量减少了 836 m³/d；随后，损失量在下游方向上持续减少，直到它们在河流中游附近达到最小值。然后，在 37 号河段（下

游约 30 公里处），径流开始增加，在河流最下游的河段，最大增幅为 883 m³/d。开发前与抽水 200 年后的径流损益之间的差异似乎相对较小，仅在河流的中间三分之一处（最靠近抽水井）明显。这表明，大部分径流的收益和损失都与开发前的自然边界条件有关，而持续抽水引起的变化相对于此很小。即使抽水引起的变化很小，但仍然需要水资源管理者考虑其带来的实际影响。

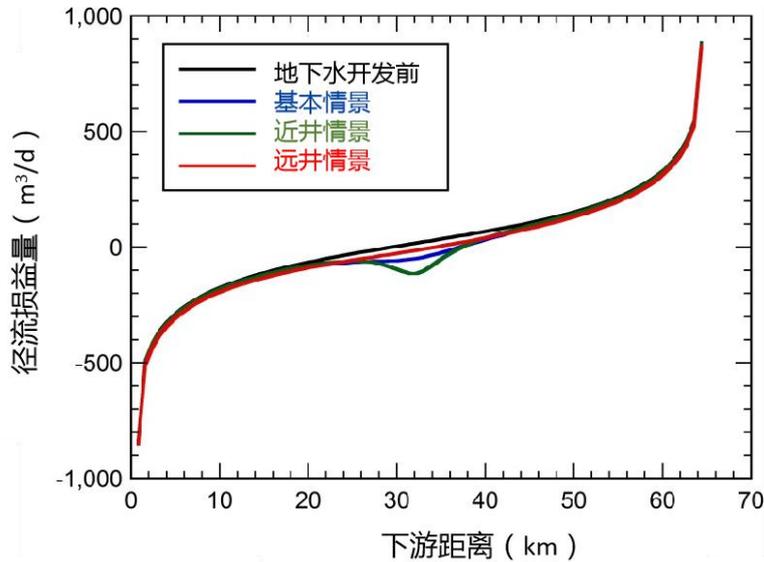


图 ExSol 1-3 抽水前以及在三个不同井位抽水 200 年后径流损益沿河流的变化 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年)。

三个不同井位抽水前与抽水 200 年后的差值代表了抽水对径流的影响 (图 ExSol 1-4)。这些结果表明，当井最接近河流时，每单位长度的河流流量减少幅度最大（在这种情况下，在河流进入山谷的下游 32 公里处）。当抽水井离河流最远时，其影响在较长的河流范围内相对平滑。

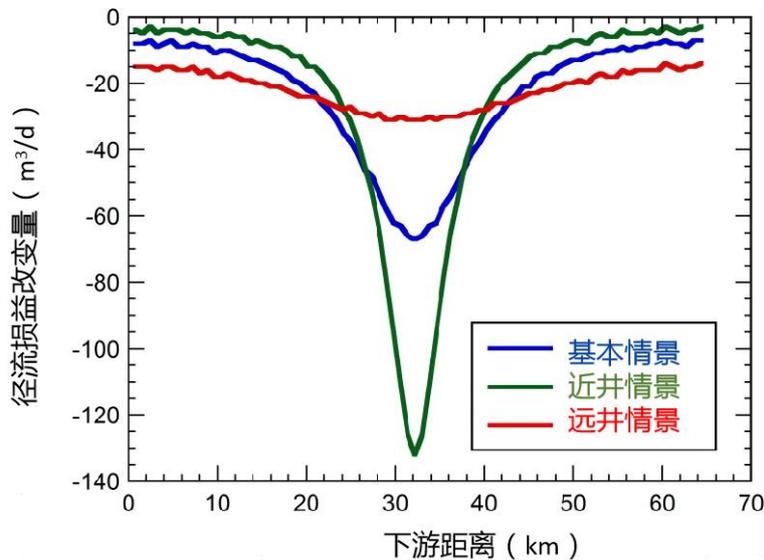


图 ExSol 1-4 三个不同井位情况下因抽水 200 年而产生的径流收益和损失的变化 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年)。

即使在抽水井离河流最近的情况下，在中间河段径流的减少量也从来没有占到径流总量的 1%。因此，可以得出这样的结论：抽水对径流的影响很小，相对地下水供水带来的效益是可以忍受的。然而，人们还必须认识到，河流流量在时间上是变化的，干旱可能导致低流量期，这期间河流流量将大大低于本练习中假设的长期稳定流量。此时，抽水井对径流的影响会成比例地增大。

流向抽水井的水源：

正如预期的那样，抽水井离河流越近，系统就越早变为捕获为主，对河流（和河流枯竭）的近期影响就越大。地下水含水层从储量枯竭为主转变为以捕获为主，反映在图 ExSol 1-5 中，由每个离河流不同距离井的两条曲线的交叉位置反映这个转变的时间，从 4 公里距离的约 5 年增加到 8 公里的 18 年，再到 20 公里距离的 74 年。因此，不同位置的抽水井对系统的响应（以及其对地表水的影响时间）有很大不同。

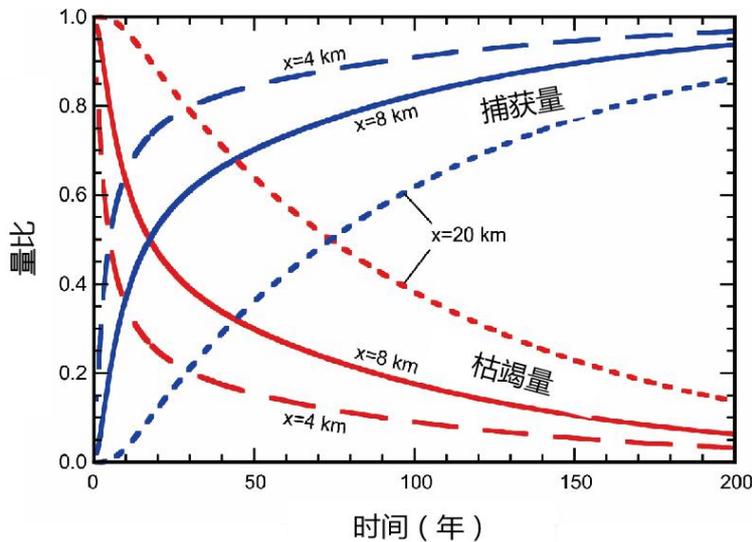


图 ExSol 1-5 - 基础情景方案下 (图 17) 地下水储水枯竭和捕获年度量比的模拟结果，其中井到河流的距离 (x) 分别为距离 4 公里、8 公里 (基本情况) 和 20 公里。地下水储水枯竭部分以红色显示，捕获部分以蓝色显示 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年)。

可持续开发：

三个井位情景的模拟结果表明，从严格的水力学角度来看抽水至少可以持续 200 年（一般来说，可能还有其他环境因素导致对环境的破坏太大，以至于不能被认为是“可持续的”）。也就是说，随着抽水的继续，径流捕获持续增加。这意味着径流量减少，从下游用水者或生态环境的角度来看，这可能会产生不可接受的后果。然而，在这种特殊的理想情况下，这似乎不是一个主要问题。这些结果也表明，即使是“可持续”的地下水开发也会导致河流枯竭。地下水位下降也可能影响湿地的范围和持续时间。在干旱或低流量期间，河流的中心河段可能会干涸。因此，必须从更广泛的角度来评估地下水开发的“可持续性”，而不仅仅是实际从含水层中抽取地下水的能力。在这个简化的例子中，没有考虑或评估这些因素。

如果抽水速度可以保持直至系统达到新的平衡，那么就不会发生进一步的系统变化，那么根据水力因素和过程，抽水可以无限期地维持。我们可以从图 ExSol 1-5 推断出，三种情况下，系统都未能达到平衡。也就是说，经过 200 年的抽水，地下水储量仍在枯竭，这意味着水位仍在下降，系统尚未达到稳定状态。为了评估系统是否最终能够达到平衡（稳态）条件，我们进行了额外的长时间模拟。这些扩展模拟的结果产生了新的水量平衡数据，表明在三种情况下都可以达到新的水量平衡，尽管平衡时间随井到河流的距离而不同（图 ExSol 1-6）。在抽水井离河流最近（4 公里）的情况下，系统最快达到平衡（约 884 年），当抽水井离河流最远（20 公里）时，达到平衡所需时间最长（约 1,140 年）。

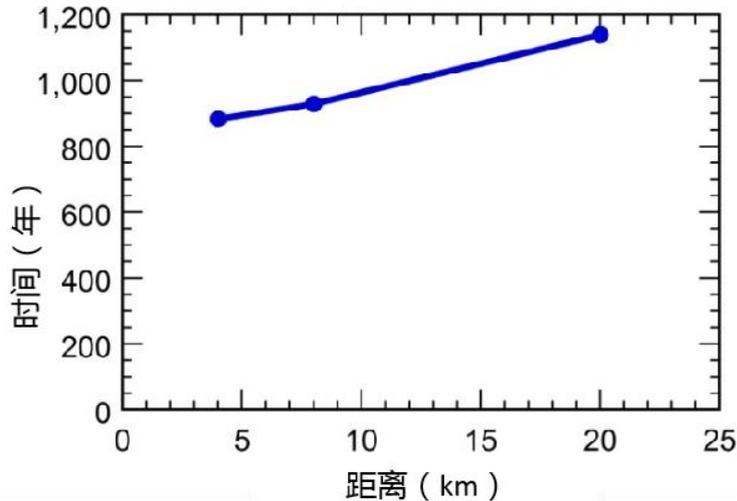


图 ExSol 1-6 模型达到新稳态条件的时间与抽水井到河流的距离之间的关系 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年)。

水位下降:

三个不同位置抽水井的水位下降有所不同，因为每个井到附近的壁垒边界和补给边界的距离都不同。这些差异见图 ExSol 1-7，该图比较了三个不同位置的抽水井的水位下降。尽管在 200 年内，这三个位置中的任何一个都没有严格达到新的平衡条件，但所有情况下的水头变化率都非常小。较近的井仅在 16 年后，基础情景方案下仅 30 年后，离河流最远的井仅 94 年后，每年额外的水位下降不到 0.001 m/yr。与含水层的平均饱和厚度（150 米）相比，这些速率非常小，因此额外的长期水位下降不会成为水资源管理者的主要关注点。三种情况之间最大水位下降差异小于 0.3 m。尽管对于水位下降最大的最远井，抽水成本可能要高一些，但这种差异的幅度非常小，不太可能成为水资源管理者的主要关注点。

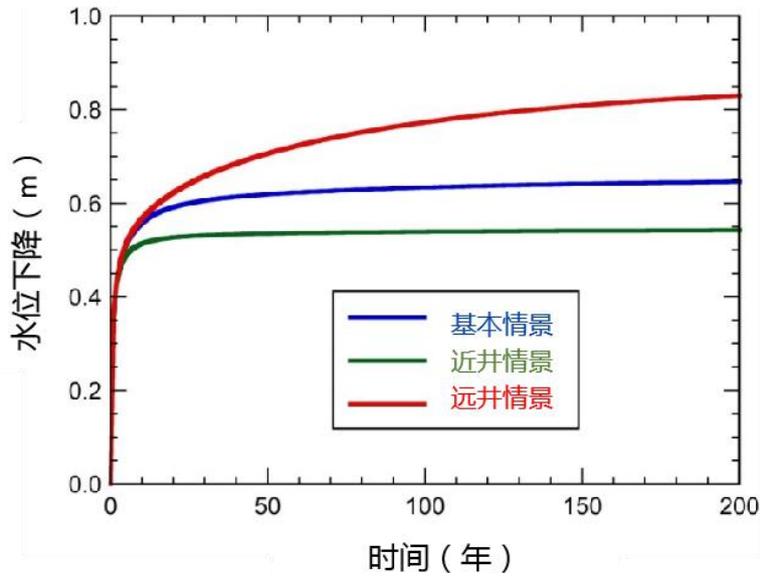


图 ExSol 1-7 三个不同位置的抽水井水位下降模拟结果 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年)。

可以绘制不同时间的含水层水位下降，以显示水位在时间和空间上的变化，或作为井位的函数。抽水 200 年后，基础情景方案下的水位下降图 (图 ExSol 1-8) 表明，河流附近的水位下降仅为约 0.01 m 或更小，河流中游 (也是河流上离井最近的点) 的下降幅度最大，沿河流远离井位的任一方向下降幅度都比较小。然而，即使是这些小幅的水位下降也足以影响河流和含水层之间的水量交换 (如图 ExSol 1-3 所示)。

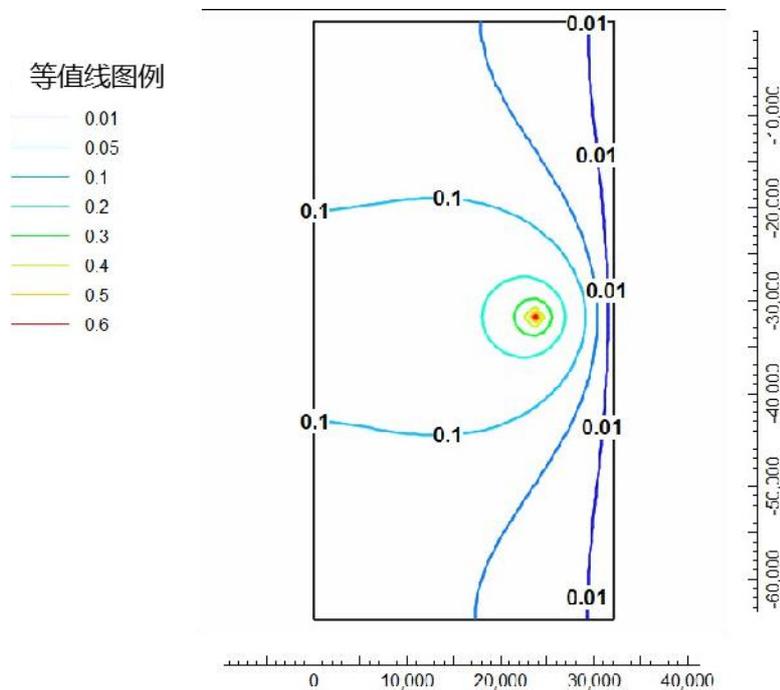


图 ExSol 1-8 基础情景方案下，200 年抽水后含水层的水位下降等值线图 (以 m 为单位) (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年)。

水资源管理视角:

模拟结果表明：抽水井离河流越远，井内的水位下降越大。较低的水位会增加提升和输送水的能源成本。另一方面，抽水井离河流越远，对河流的影响就越迟钝和越弱。在这种特殊的简化假设情况下，径流量大于抽水量，而抽水量比含水层的透水系数小。因此，抽水井效率和径流捕获之间的权衡并不明显，水资源管理者的决定也不明确或明显。也就是说，在这种特殊情况下，无论选择哪个位置的井都不会有太大区别。然而，如果其他条件都相同，并且河流的季节性流量变化很大，那么出于保护下游水权和生态系统用水需求的目的将更倾向于选择离河流远一些的井。另一方面，如果含水层的水力特性较差，导致相同抽水速率的水位下降幅度大得多，那么离河更近的井位似乎更可取。

[返回到练习 1↑](#)

练习 2 答案：降低径流量和抽水量的比例

问题：

在练习 1 的基础情景分析中假设河流的流量远大于抽水井的抽水量。如果抽水井的抽水强度高于练习 1 中的抽水强度，并且径流量与抽水（抽取）速率的比率要低得多会怎么样？在基础情景下，河流流量大约是井抽水量的十倍。考虑这样一种情况：抽水量增加了三倍（在原井附近再钻两口井形成井群，每口井的抽水能力相同，因此在模型中该单元格中的总抽水量 Q 为 $-6,078 \text{ m}^3/\text{d}$ ），且河流流入量也减少了三倍（ $Q_{in} = 6,667 \text{ m}^3/\text{d}$ 而不是 $20,000 \text{ m}^3/\text{d}$ ）。这样，进入系统的径流量与从含水层抽出的水量之比约为 1.1。这将如何影响（1）径流量在空间和时间上的变化，（2）含水层的水位下降，（3）含水层中的水头分布，以及（4）抽水井周边水位线变化？这对（5）含水层的水量收支和（6）抽水井的各种水源量比有何影响？这种抽水方案是否可持续？

如何运行和分析模型结果：

在进行练习 2 之前，请先阅读附录 3，运行并后处理案例研究 1 的基础情景案例模型的结果。为此，首先将案例研究 1 基础情景案例的输入文件、MODFLOW-NWT 可执行代码和 ModelMuse 文件放在 Microsoft-OS 计算机上，方法是从本书的在线补充信息中下载 zip 文件“[CaseStudy1--Models.zip](#)”。解压缩“Case Study 1”文件夹及其子文件夹到本地电脑上，然后按附录 3 的步骤进行练习。

获取练习 2 的文件夹：

接下来在本书的在线补充信息中下载 zip 文件“[Exercise2.zip](#)”。为了帮助入门，我们已经将 Base.Case 输入文件复制到文件夹“Exercise 2”（修订后的 Base Case--Change.Qs）下的新文件夹中；可以使用这些文件来模拟抽水增加和径流减少的情况。但是，这些文件尚未被修改，因此，如果不进行更改的情况下执行这些文件，则将获得和基础情景方案一致的结果。建议从此文件夹中分析和开发练习 2 的解决方案。为方便起见，我们还在这两个文件夹中的批处理文件的位置安装了 MODFLOW-NWT 的可执行代码副本。

修改输入文件：

要确定抽水应力的相对强度与径流量大小的影响和重要性，请将基础情景方案的输入文件复制到练习 2 的新文件夹中，并修改输入参数以匹配上述练习的假设。并且为了更清楚的评估径流量的影响，建议在河流靠近抽水井的位置额外增加一个流量计。练习 1 提示在 46 号河段出现最小的径流量，因此可以把流量计放在这个位置。这些修改可以通过以下步骤完成：

1. 通过将 WEL 包的输入文件“Base.Case.wel”的最后一行的数值“-2.026000000000E+003”修改为“-6.078000000000E+003”增加抽水井的抽水强度。
2. 通过将文件“Base.Case.sfr”中两次出现的数值“2.000000000000E+004”修改为“0.666700000000E+004”减少两个应力期进入河流的流量。
3. 通过以下步骤增加一个流量计：（1）修改“Base.Case.gag”文件第一行的数值为“2”（2）在“Base.Case.gag”文件添加第三行“1 46 20206 1”（3）在“Base.Case.nam”文件中，在第一个流量计的类似行之后添加一行，该行显示“DATA 20206 ..Output.FilesBase.Case.sfrg2 REPLACE”）。

接下来，双击 Input.Files 文件夹中的批处理文件“Base.Case.bat”来运行模型。

评估径流量：

在评估抽水量增加和河流入流量减少的情况下抽水对径流的影响时，我们看到 200 年后，沿河流量（从上游到下游）远低于之前的基础情景的情况（图 ExSol 2-1）。这种差异似乎主要可以通过河流上游特定流入量的差异来解释。为了更全面地了解流量的变化，我们可以查看 GAG 输出文件中两个流量测量站的记录（图 ExSol 2-2）。这些结果表明，位于河流中游附近的流量站（2 号流量计）的流量在抽水开始的 5 年内迅速下降，直到该位置的河流干涸；它在模拟周期的剩余时间内一直保持干涸（无流量）。河流下游断面测站（1 号流量计）的流量起初同样迅速下降，但在 5 年后，随着上游河段停止流动，下降速度随之减少。从第 6 年开始，河流枯竭仅受地下水补给减少的影响，不再受到上游河段入渗减少的影响。

可以通过绘制不同时间沿河的径流剖面来分析选定部分河流的流量停止的本质（图 ExSol 2-3）。这些结果表明，河流在抽水开始后第 6 年时首先在河流中间段有 7 公里干涸。随后河段干涸的长度向上游和下游方向扩展。经过 200 年的抽水后，干涸的河段长达 40km，而且扩展趋势似乎还在继续。因此，随着径流量与抽水水量的比例越小，对河流流量的影响更加严重、明显甚至引起环境破坏。

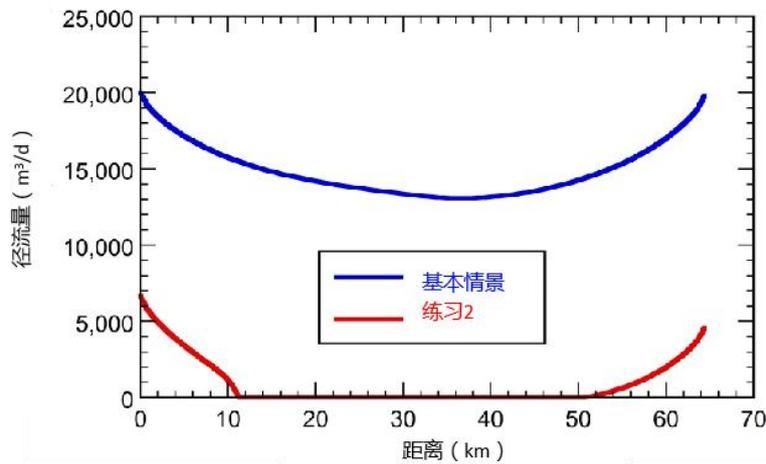


图 ExSol 2-1 200 年后径流量随距离的变化（Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年）

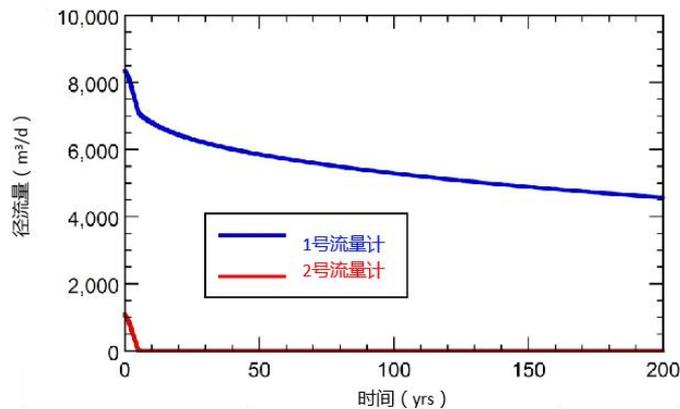


图 ExSol 2-2 200 年后在 2 个径流测量站的径流变化 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年)。1 号流量计位于模型区域的出流处 (80 号河段)。2 号流量计位于河流进入模型区域的下游 46 号河段 (37 公里) 处 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年)。

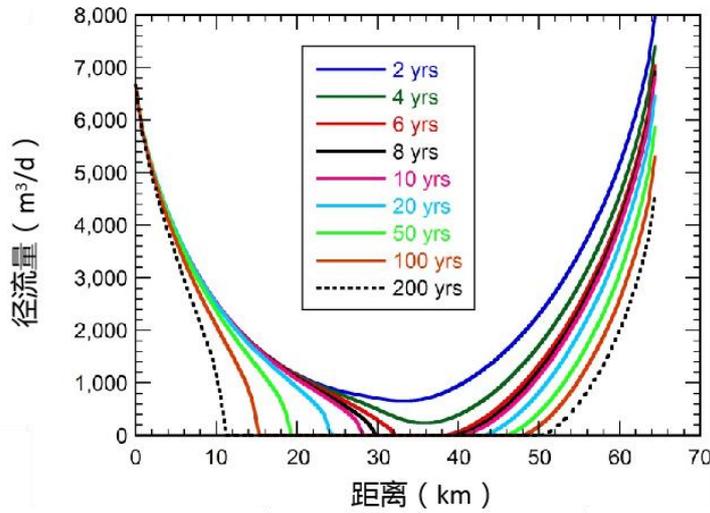


图 ExSol 2-3 200 年模拟期间径流剖面的变化, 抽水开始第 5 年后中央河段干涸的长度持续增长 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年)。

评估水位下降:

抽水井的水位下降预期将比基础情景下的大。如图 ExSol 2-4 所示, 尽管差异相对较小, 但情况确实如此。而基础情景下的水位下降表明它在 200 年之前接近平衡, 而练习 2 中较高的抽水强度并非如此, 水位下降仍在可测量地增加。但在这两种情况下, 与含水层的平均饱和厚度 (150 米) 相比, 最大水位下降幅度都很小。因此, 即使抽水强度更高, 额外的长期水位下降也不会成为水资源管理者的主要关注点。

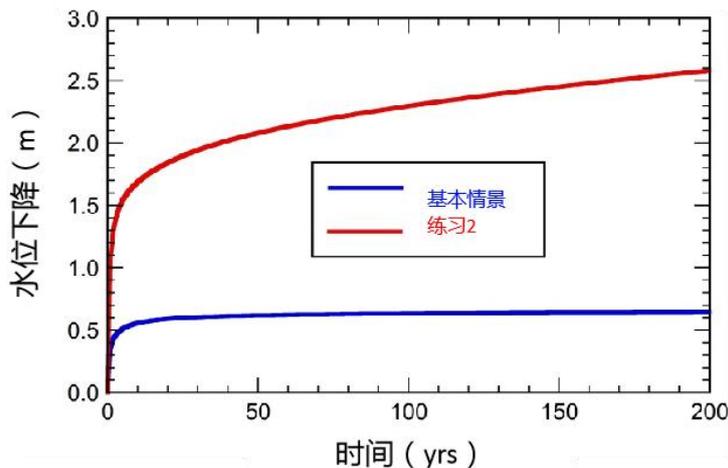


图 ExSol 2-4 - 基础情景和练习 2 (抽水强度更高) 两种情况下抽水井水位下降的模拟结果 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年)

评估水头变化:

抽水 200 年后计算出的水头分布（图 ExSol 2-5）表明，即使抽水强度高于基础情景，水位下降也大于基础情景，但所有进入抽水井的地下水最终都来自河流的上游河段；抽水井没有捕获来自自系统西部边界的山前补给。与基础情景下的水头分布图（图 20-b）比较表明，最明显的差异包括更多的水位下降，大多数地区的水头更低，靠近抽水井的水流收敛性更强，以及水头等值线垂直于已经干涸的河流（表明含水层与沿河干涸河段缺乏水量交换）。

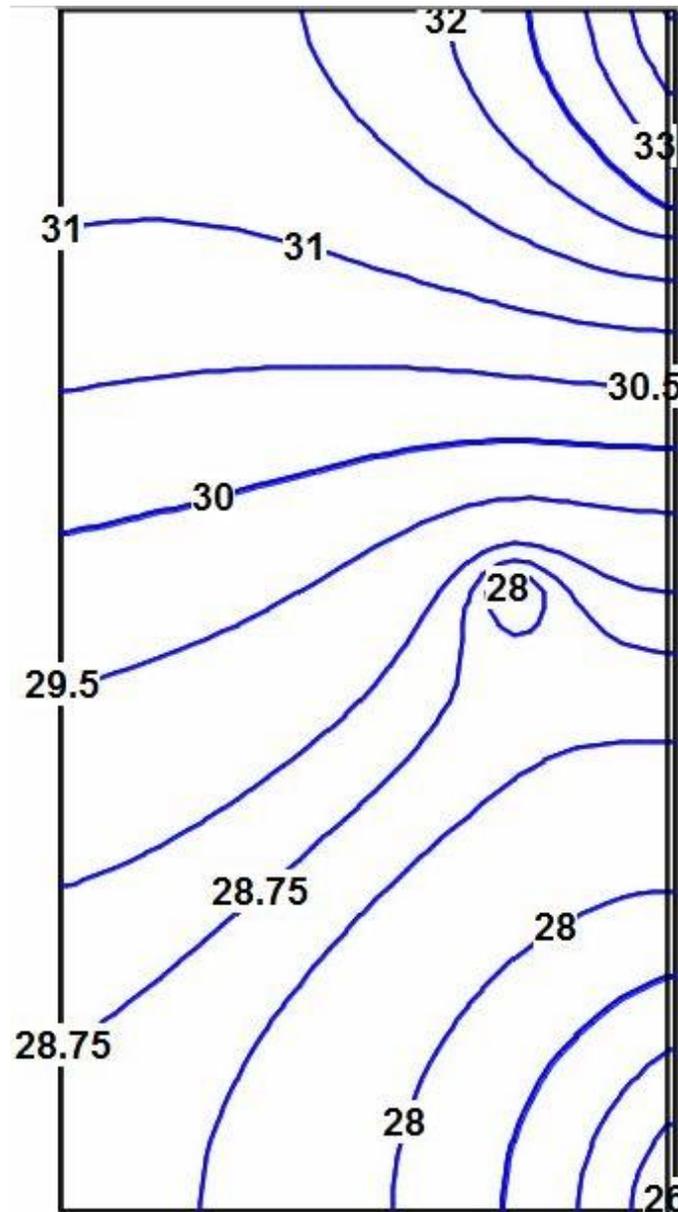


图 ExSol 2-5 - 练习 2 情景下抽水 200 年后的水头 (m) 分布 (抽水强度更高)。等值线间隔是 0.5m, 在 28.75 m 处有补充等值线 (Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年)。

评估水量平衡：

水量平衡（表 ExSol 2-1 和 ExSol 2-2）与基础情景（书中的表 1 和表 2）相比发生了很大变化，主要是因为对河流的入流量和井抽水量的假设不同。对两种情况的水量平衡

进行比较表明，最大的变化是（1）更高的储水枯竭量和（2）200年后排泄入河量减少，这两者都直接归因于比基础情景更高的抽水强度。

表 ExSol 2-1 基于练习 2 情景下抽水前和抽水 200 年后的地下水量平衡。单位：m³/d。

| | | 抽水前 | t = 200 Years |
|----|-----------|--------------|---------------|
| 流入 | 山区侧向补给 | 1,688 | 1,688 |
| | 储水量变化 | 0 | 2,299 |
| | 河流入渗 | 5,842 | 6,667 |
| | 总量 | 7,530 | 10,654 |
| 流出 | 抽水强度 | 0 | 6,078 |
| | 排泄入河量 | 7,534 | 4,577 |
| | 总量 | 7,534 | 10,655 |

表 ExSol 2-2 - 基于练习 2 情景抽水前和抽水 200 年后的河流水量平衡，单位：m³/d。

| | 抽水前 | t = 200 Years |
|-----|-------|---------------|
| 入流量 | 6,667 | 6,667 |
| 出流量 | 8,232 | 4,577 |

与基础情景的模拟结果（图 21）一样，在 200 年的瞬态模拟期间，水量平衡的组成发生了很大变化（图 ExSol 2-6）。与基础情景相比，在这个新的模拟中，从河流到含水层的诱导入渗（一种补给方式）的增加在大约 6 年内达到了最大可能值，然后在此之后停止变化。河流诱导入渗的最大增加量是河流流入量（6,667 m³/d）与抽水前河流入渗量（或河流渗漏损失）（5,842 m³/d）之间的差值，相差 825 m³/d。一旦达到最大值，捕获量的增长则完全来自地下水到下游河流排泄量的持续减少。当补给量增加稳定时，地下水捕获和储存量枯竭曲线的拐点也会在 6 年内出现。该系统大约在 100 年时变成由地下水捕获占主导（相比之下，基础情景下用了将近 20 年的时间变成这种情况）。

在练习 2 的条件下，抽水井的水源量比如图 ExSol 2-7 所示。200 年后，38%的抽水量被地下水储存枯竭所平衡，而 62%的抽水量被捕获所平衡——大大低于基础情景。这表明系统需要更长的时间才能达到新的平衡。

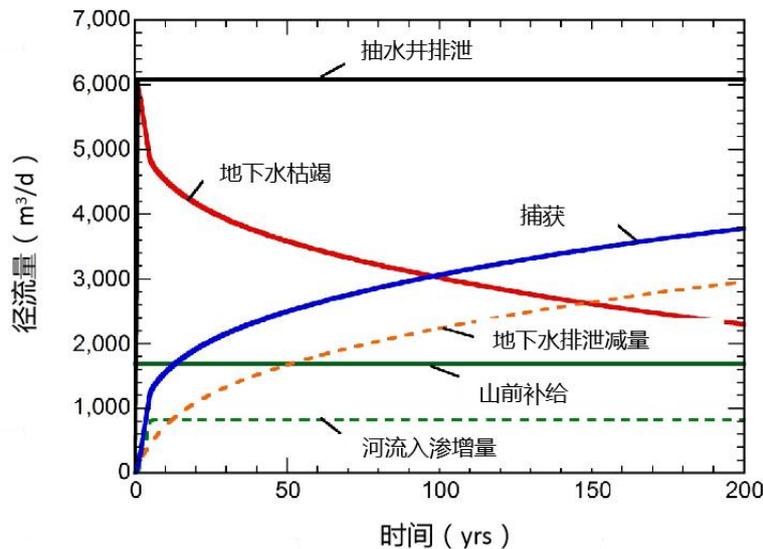


图 ExSol 2-6 - 基于练习 2 的情景假设的沙漠盆地含水层在 200 年模拟期间的水量平衡变化。捕获量是两部分虚线量的加和。（Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年）。

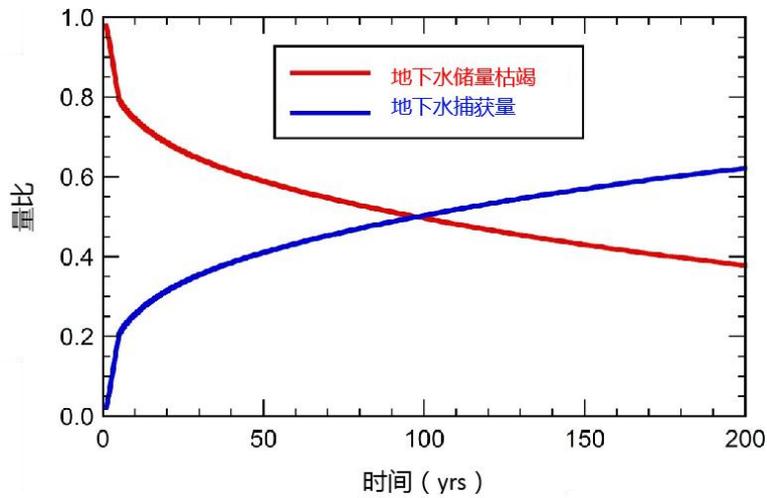


图 ExSol 2-7 - 基于练习 2 情景下抽水井水源的量比（Konikow 和 Bredehoeft, 2020）

评估可持续性：

经过 200 年的抽水，越来越多抽水井的水源仍然从地下水捕获中获得。水量平衡分析和系统响应表明，仅从含水层的水力学角度来看，抽水是可持续的。然而，相对于河流的流量，捕获量很高，部分河段在抽水 5 年后就干涸了。随着时间的推移，河段干涸范围不断扩大。这对地表水造成的影响和环境/生态破坏对大多数水文学家和水资源管理人员来讲是不可接受的。

[返回练习 2 ↑](#)

练习 3 答案：径流枯竭的解析解

问题：

使用格洛弗（Glover）的解析解（而不是数值模型）估计径流枯竭量。这些结果与基础情景和练习 1 中使用的数值模型的结果相比如何？解释其差异。

方法：

求解方程 5 获得 200 年模拟的结果。有多种方法可以做到这一点，但一种合理的方法是在 Excel 电子表格中使用公式进行求解。可以使用本书中提供的信息和练习 1 的结果来完成本练习。

解析解：

我们使用 Excel 电子表格中的公式求解 Glover 的解析解（本书的公式 5）。从练习 1（“RateBudgets.xlsx”）中复制电子表格，并将副本粘贴到练习 3 的子文件夹“DataSpreadsheets”中。然后，删除更近井和更远井的工作表单，并添加了一个新的工作表单“Glover Soln”。在 B 列中输入参数的已知值，然后使用 Excel 中的 ERFC 函数求解 G 列和 H 列中 0 到 200 年每年的 z 和 $Q_s(t)$ 值，以获得互补误差函数。然后，将这些结果和基础情景分析的捕获值绘制如图 ExSol 3-1 所示。[zip 文件“Exercise3.zip”包含了电子表格, 可以从本书的在线补充信息中下载](#)。

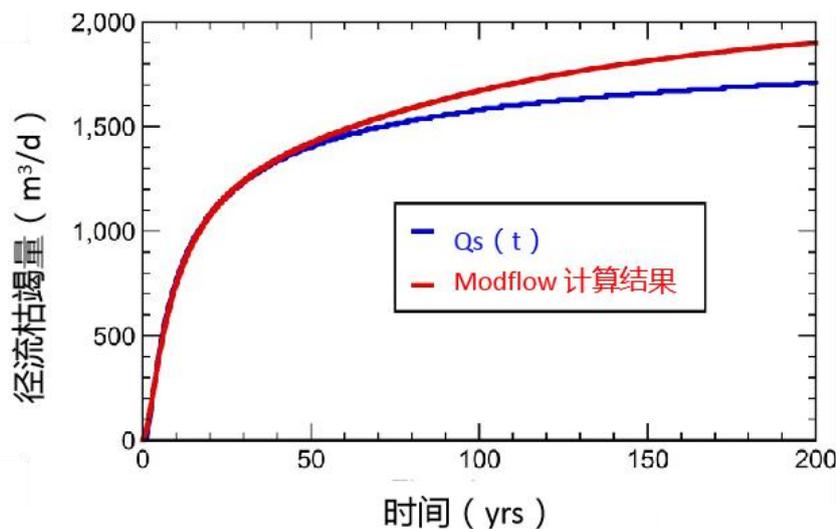


图 ExSol 3-1 - 基于基础情景下径流枯竭的解析解和数值解。Qs(t)（蓝色曲线）是使用 Glover 和 Balmer（1954）开发的解析解计算的径流枯竭。红色曲线表示基于基础情景使用 MODFLOW-NWT 的数值解的水量平衡数据计算出的捕获量（Konikow 和 Bredehoeft, 2020 年）。

Comparison of analytical and numerical solutions:

解析解和数值解的比较:

在最初的 50 年左右的时间里，这两种解是基本一致的。之后，它们开始发散，解析解在后面的时间给出的径流枯竭量较小。200 年后，它们之间的差异最大值约为 $200 \text{ m}^3 / \text{d}$ ，解析解的结果比数值解的值约低 10%。

解析解需要应用几个简化的假设。基础情景方案的设计也包括了许多简化的假设，因此匹配应该很好。解析解假设存在半无限含水层（即假设含水层在特定方向上无尽延伸）。然而，假设的含水层在范围上不是半无限的，因为它在北侧、西侧和南侧具有不透水的边界（即与抽水井和河流的距离是有限的）；也就是说，数值模型假设含水层的面积范围是有限的，由外部不透水或无流量边界定义。图 ExSol 1-7 显示，可测量的水位下降发生在模拟区域的北部、西部和南部边界。与没有边界的半无限理想化含水层相比，这种边界的效果最终将导致模拟含水层的水位持续下降。持续的水位下降导致持续的捕获量增加。这与图 ExSol 3-1 中显示的结果一致，因此解析解的假设与数值模型的边界条件之间的这一差异可以解释解析解结果偏低的原因。然而，总体上来讲，特别是本案例中前 50 年结果的一致性，结合解析解的高效和易用性表明，解析解对任何河流-含水层系统中地下水早期开发研究应用提供了有价值的方法。解析解还可为包含更复杂边界条件和各向异性属性的数值模型结果提供比较基础。

[返回练习 3](#) ↑

12 关于作者



Leonard Konikow 博士是美国地质调查局的名誉科学家，在那里他作为水文学家工作了 40 多年。他还是《地下水》期刊的主编。他的研究兴趣包括地下水流动和污染问题、地下水-地表水相互作用、沿海海底地下水排泄过程和地下水枯竭的模拟模型的开发和应用。他是美国国家工程院院士、美国地球物理联合会院士，并获得了美国国家地下水协会颁发的 M. King Hubbert 科学奖和终身会员奖以及美国地质学会颁发的 O.E. Meinzer 奖。他还获得了国际水文地质学家协会颁发的总统奖。1986-87 年，他是 GSA 水文地质部的 Birdsall 杰出讲师。他曾在国家研究委员会的多个委员会任职，并在多个专业协会担任领导职务。他是许多科学文章和报告的作者或合著者。



John Bredehoeft 博士在美国地质调查局（USGS）工作了 32 年，担任水资源部门的高级经理，并作为地质学家进行研究工作。从美国地质调查局退休后，他创立了一家大型岩土工程咨询公司。他也曾担任《地下水》期刊的主编。他是美国国家工程院院士，并获得了多个奖项和荣誉，包括美国地质学会的彭罗斯奖章、AGU 的霍顿奖、GSA 的 Meinzer 奖和国家地下水协会的终身会员奖。他曾在伊利诺伊大学、斯坦福大学、加州大学圣克鲁兹分校和旧金山州立大学任教。他曾在美国国家研究委员会、美国国家科学基金会和能源部的多个国家咨询委员会任职。Bredehoeft 发表 100 多篇科学论文。他与 George Pinder 一起开发并发布了第一个广泛使用的地下水流数值模型和污染物输移模型。

13 关于译者



孙峰 博士，正高级工程师，目前在中国水利部信息中心（水利部水文水资源监测预报中心）工作，主要从事水文水资源水环境监测、评价与数值模拟方面的工作。2002年毕业于北京师范大学，获环境科学工学硕士学位。2008~2011年，获中国国家留学基金委（CSC）—德国亥姆霍兹联合会（HGF）联合资助，赴德国亥姆霍兹环境科学研究中心开展环境信息系统方面的研究，主要从事地下水数值模拟、水资源管理等方面的工作，并于2011年获得德国德累斯顿工业大学自然科学博士学位。先后参与了国家水资源动态评价、地下水污染监控预警与事故应急技术体系研究、地下水资源安全评价及污染防控技术与示范等多项国家重点科研项目，世界气象组织（WMO）水文专家库成员，EES、WRM等学术期刊评审，发表论文30余篇，研究成果多次获北京市水务科技进步奖。

请考虑加入 GW-Project 邮件列表，可以随时了解新书发布、相关活动和参与 GW-Project 的方式。当您注册我们的电子邮件列表时，有助于我们建立一个全球地下水社区。[注册请点击](#)↗.



对原始版本的修订说明

原始版本到版本 2 的修订说明

以下页码数是指原始 pdf 版本。

第 i, ii 页, 从标题中删除了小型大写字体, 以便与当前的 GWP 书籍格式保持一致。

第 84 页, 最后一段, "图 ExSol 1-7" 改成 "图 ExSol 1-8"

第 85 页, 图标题, "图 Ex1-7" 改成 "图 ExSol 1-8"

版本 2 到版本 3 的修订说明

第 ii 页, 更新了书的版本号

第 58 页, 更新了 Kansas Department of Agriculture 的超链接。

第 70 页, 更新了 software for GW_Chart 的超链接。

第 71 页, 图 Box 3-6, 更换了高分辨率图片。

第 72 页, 图 Box 3-7, 修改了图中坐标轴标题和样式, 与书中的其他图形保持一致。

第 73 页, 图 Box 3-8, 修改了图中坐标轴标题和样式, 与书中的其他图形保持一致。

第 74 页, 图 Box 3-9 and 图 Box 3-10, 修改了图中坐标轴标题和样式, 与书中的其他图形保持一致。

第 75 页, 更新了 software for GW_Chart 的超链接。

第 75 页, 第一个完整段落, 第二行, 更正了抽水井所在网格的坐标 (35,40,1) 为 (30,40,1)。

第 76 页, 图 Box 3-12, 修改了图中坐标轴标题和样式, 与书中的其他图形保持一致。

第 75 页, 图 Box 3-11, 替换了水位下降图, 修正了抽水井网格坐标 (30,40,1)。

A

版本 3 到版本 4 的修订说明

版本 3: 2023 年 7 月 6 日, 版本 4: 2024 年 1 月 19 日

以下页码数是指版本 3 PDF 文件。

第 ii 页, 添加了请求支持地下水项目的页面

第 ii 页, 现在的第 iii 页, 更新了版本号和日期。

第 iii 页, 现在的第 iv 页, 补充: “对任何贸易、公司或产品名称的使用仅用于描述目的, 并不意味着得到美国政府的认可。”

版本 4 到版本 5 的修订说明

版本 4: 2024 年 1 月 19 日, 版本 5: 2024 年 9 月 16 日

以下页码数是指版本 4 PDF 文件。

第 iii 页, 更新了版本号和日期。

第 67 页, 阐明了关于附录图 3-1 底部视图 和 右侧视图的解释

第 79 页, 第一段, 更正了以 'However' 开头的句子, “对于较近的抽水井的情况下, 径流量最高, 对于更远的抽水井的情况下, 径流量最低。”