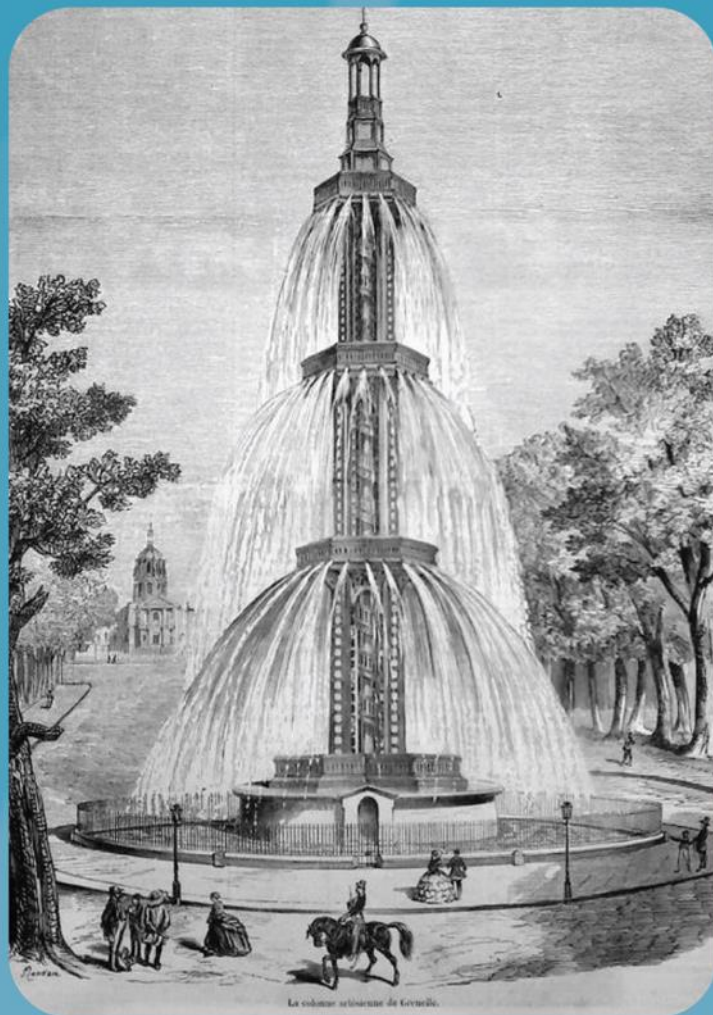




自流井的历史与水力学

Xiao-Wei Jiang & John Cherry

中文版译者: 张艺鹏

自流井的历史与水力学

地下水项目

The Groundwater Project

蒋小伟

教授，中国地质大学（北京）
北京，中国

约翰·切利

兼职教授，圭尔夫大学
圭尔夫，安大略省，加拿大
名誉教授，滑铁卢大学
滑铁卢，安大略省，加拿大

中文版译者: 张艺鹏

自流井的历史与水力学

The Groundwater Project

加拿大安大略省圭尔夫

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（如需请求许可，请联系：permissions@gw-project.org）。严禁商业分销和复制。对于来自其他来源的材料，已包含引用；未标注引用的图表为本书原创。

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 的文档。但是不允许在其他网站上提供 GWProject 文档，也不允许将文档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© 2024 蒋小伟和约翰·切利（作者）

地下水项目，加拿大，安大略省，圭尔夫市，2024 年出版。

《自流井的历史与水力学》/蒋小伟和约翰·切利。加拿大，安大略省，圭尔夫市，2024 年。

72 页。

ISBN: 978-1-77470-141-6

DOI: <https://doi.org/10.21083/CPET1503>。

请考虑加入 GW-Project 邮件列表，以便随时了解新书发布、活动以及参与 GW-Project 的方式。通过注册我们的邮件列表，您可以帮助我们建立一个全球地下水社区。 [Sign up](#)。

APA 第 7 版 引用格式:

Jiang, X.-W., & Cherry, J. (2024). *History and hydraulics of flowing wells*. The Groundwater Project. <https://doi.org/10.21083/CPET1503>.



责任主编: Eileen Poeter and John Cherry.

编委会: John Cherry, Shafick Adams, Richard Jackson, Ineke Kalwij, Renée Martin-Nagle, Everton de Oliveira, Marco Petitta, and Eileen Poeter.

封面图片: (<https://parisianfields.files.wordpress.com/2012/10/puits-grenelle-fontaine.png>)。

中文版译者: 张艺鹏

题献

本书谨献给致力于慷慨分享地下水知识的人。

目录

自流井的历史与水力学.....	I
题献	IV
目录	V
序言	VIII
自序	IX
致谢	X
1 引言	11
2 自流井与含水层的术语	14
2.1 自流井	14
2.2 含水层/弱透水层	14
2.3 承压含水层、半承压含水层和潜水含水层	15
3 19 世纪中期的流体力学、水文学和地下水循环	17
3.1 流体力学	17
3.2 水循环	17
3.3 自流井和地下水循环的早期解释	18
3.4 达西与裘布依的教育背景和工作经历	19
4 自 1800 年以来部分国家自流井状况的认识	20
4.1 法国	20
4.2 英国	23
4.3 美国	25
4.4 澳大利亚	29
4.5 加拿大	30
4.6 中国	31
4.7 总结与启示	33
5 地下水流动模式与自流井形成条件	34
5.1 承压含水层	34
5.2 巨厚潜水含水层	36
5.3 半承压含水层	36
6 初始测压水面水平的承压含水层自流井水力学研究	43
6.1 承压含水层自流井稳定流量	43
6.2 无限承压含水层中自流井的非稳定流量	45
7 初始测压水面水平的半承压含水层自流井水力学研究	48
7.1 半承压含水层自流井非稳定流量	48
7.2 半承压含水层自流井稳定流量	49
8 考虑盆地背景流场的自流井水力学	51
8.1 层状盆地半承压含水层中自流井的非稳定流量与水源	51
8.2 长筛管自流井内流量的垂直剖面	53
9 结语	56
10 练习题	58

练习 1 - 均质盆地中自流区的解析解	58
11 参考文献.....	60
12 附录	70
附录 1 - 33 本教科书中用于自流井的术语	70
附录 2 - 无限承压含水层中自流井非稳定流量的数学模型与解析解	73
附录 3 - 初始测压水面水平的半承压含水层中自流井非稳定流量的数学模型	74
13 练习题答案.....	75
练习 1 答案	75
14 关于作者.....	76

地下水项目简介

在 2022 年 12 月举行的联合国水会议（UN Water Summit）上，代表们一致同意将 2023 年所有主要地下水相关事件的声明统一成一条综合的地下水信息。这一信息在 2023 年联合国水会议上发布，这一标志性事件将地下水对人类和生态系统未来的重要性提升到最高国际层级。该信息为地下水问题提供了明确的方向，推动全球理解所面临的挑战以及为解决全球地下水问题所需采取的行动。地下水教育至关重要。

2023 年世界水日的主题“加速变化”与地下水项目（GW-Project）的目标高度一致。GW-Project 是一个成立于 2018 年的加拿大注册慈善机构，致力于通过地下水教育的推动来加速与我们至关重要的地下水资源相关的行动。为此，我们通过一种独特的方法创造并传播知识：地下水知识的普及化。我们通过我们的网站 gw-project.org/ 来践行这一原则，这是一个全球平台，基于这一理念：“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 的使命是促进全球地下水学习。通过提供易于访问、富有吸引力且高质量的教育材料——这些材料可以免费在线获取，并且提供多种语言版本——GW-Project 旨在为所有想要学习地下水的人提供帮助。简而言之，GW-Project 提供了发展地下水资源以实现人类和生态系统可持续未来所需的基本知识和工具。这是一个新型的全球教育项目，得益于来自不同学科的国际志愿专业人士团队的贡献。学者、顾问和退休人员通过编写和/或审阅书籍来贡献力量，书籍面向不同层次的读者，包括儿童、中学生、大学生、研究生和地下水领域的专业人士。来自 127 个国家和六大洲的 1000 多名志愿者参与其中，参与人数还在不断增长。

未来几年内，数百本书籍将陆续在线发布，首先是英文版，随后是其他语言版本。GW-Project 书籍的重要原则之一是强烈强调可视化，使用清晰的插图来激发空间和批判性思维。未来，出版物还将包括视频和其他动态学习工具。书籍的修订版将不定期发布，用户可以提议修订。

感谢您成为 GW-Project 社区的一员。我们希望听到您关于项目材料的反馈意见，欢迎提出创意和加入我们成为志愿者！

地下水项目指导委员会
2023 年 1 月

序言

地下水是看不见的，直到 1700 年以前，人们对地下水的认知一直笼罩在神话和民间传说中。现代地下水科学始于 19 世纪中叶，受到公众和水利工程师所看到的地下水显现形式的启发——即地下水从自流井中喷涌而出。

尽管早在 12 世纪，自流井就给人们留下了深刻印象，但由于当时是浅层钻探，这些自流井并不壮观。19 世纪 30 年代法国出现的深部钻探技术促使了真正壮观的自流井的出现，并且这一技术也推动了定量地下水科学的开端。然而，在关于这一基础工作的出版物中，简化的地下水思维普遍存在，这限制了地下水科学的发展；不幸的是，这种简化的思维至今仍然存在。

本书探讨了现代地下水科学从自流井起源的发展历程。其目的在于阐释地下水科学如何在含水层、隔水层及其概念向更广泛的隔水层概念演变的背景下发展，同时又受到特定限制。例如，我们解释了现代流体力学和地质学如何从 18 世纪开始发展，并在 19 世纪早期取得重要进展。然后，对于地下水而言，关键的进展是在 19 世纪早期出现了深井钻探技术，这使得法国和英国出现了大量自流井。

在那段早期的深井钻探之后，定量的地下水科学——后来被称为水文地质学——源自两位曾在巴黎接受工程教育的同学的研究成果：亨利·达西（Henry Darcy, 1803-1858）和朱尔斯·裘布依（Jules Dupuit, 1804-1866）。首先，达西在 1856 年发布了关于流量与水头损失之间关系的经验法则——这为裘布依几年后进一步提出稳态井流数学模型奠定了基础。裘布依还正确地描绘了引起自流井形成的地下水等势面。这些为水文地质学中两个最基本的主题——地下水流系统和含水层水力学——的现代思考奠定了基础。然而，正如科学发展的常见情况一样，他们的基础性工作如此卓越和深远，以至于似乎限制了后续学者的思维，尤其是在遇到超出达西和裘布依所考虑的因素和复杂性时。

继达西和裘布依之后，自流井的主要进展发生在 19 世纪末的美国。美国最初研究的水文地质条件大多反映了巴黎和伦敦的思维方式。可以预见，这给人一种这些水文地质条件具有普遍性的印象，并导致了关于含水层系统和地下水流动系统的首批术语和概念的形成。这其中的部分内容后来证明是误导性的，并且部分不准确——这些问题在本书中进行了探讨，同时也扩展了对自流井水力学的讨论。

本书的第一作者，中国地质大学水文地质学的蒋小伟教授，十多年来一直在研究支撑现代水文地质学关键思想的历史起源。共同作者约翰·切利（John Cherry）博士在 1960 年参加了他的第一门大学地下水科学课程；在过去的 60 年里，他也观察到，被认为是正确的早期想法及其相关术语往往会限制我们几十年的思维。

John Cherry，地下水项目负责人
加拿大，安大略省，圭尔夫，2023 年 11 月

自序

本书追溯了定量地下水科学历史中的两个主题，始于亨利·达西（Darcy, 1856）和朱尔斯·裘布依（Dupuit, 1863）的基础性工作。第一个主题包括地下水流动系统的概念，最初完全集中在层状封闭含水层中的活塞流（plug flow）上。这一思维方式一直持续到 1940 年，M.K.哈伯特（M. K. Hubbert）基于物理学原理发表了关于地下水流动理论的开创性文章。第二个主题是关于含水层水力学的思想，这些思想从概念上演变，最初认为含水层具有“活塞流”特性，并且被上下隔水层（即不透水层）所包围。近一个世纪以来，含水层水力学一直基于这样一个观念，即隔水层是完全不透水的。直到 20 世纪 40 年代，地下水科学家才意识到，在含水层水力学中，必须考虑含水层之间地下水的穿层流动。

早期的概念源于达西（1856）和裘布依（1863）的思想，然后在美国得到了强化和发展——同样，自流井对这些思想产生了强大的影响。这些概念伴随着固有的误解持续了超过半个世纪，直到 M.K.哈伯特在 1940 年的理论进展。更精细的概念之所以迟迟没有发展出来，部分原因是由于“自流”这个词的含义被不精确的思维扭曲了。时至今日，“自流”一词在文献中也有多种含义。Hubbert（1940）的理论表明，在含水层上不需要连续的弱透水层就可以形成自流井。

地下水作为饮用水和农业用水的资源，自古以来就为人所知。“artesian”一词通常用来形容一种含水层，在这种含水层中，水位高于含水层的顶部（即承压井或承压条件）。artesian aquifer 一词与含水层有连续不透水的隔水层的概念同义，而不考虑隔水层具有传输水分的能力。然而，现代水文地质学认识到，在含水层系统中，隔水层（现在称为弱透水层）通常具有可观的渗透性，并且与含水层同样重要。我们现在认识到，在许多情况下，弱透水层决定着含水层的长期供水量和水文地球化学特征。然而，在达西和裘布依的工作之后，地下水科学经历了近一个世纪的时间才发展成为现代水文地质学。

本书是地下水思想的探索之旅，涵盖了直到 20 世纪 70 年代末的地下水思想的起源与演变，以及一些思想如何被修正或舍弃。在 20 世纪 80 年代，全球地下水研究迎来了爆发式增长，促使水文地质学成为一门现代定量科学。本书涵盖了与自流井相关的最新进展，但水文地质学在现代时期的更广泛发展历程将在未来的书籍中进行探讨。

致谢

我们感谢以下个人对本书实用而全面的评论和贡献：

- ❖ John F. Hermance, 荣誉教授，布朗大学，普罗维登斯，罗德岛州，美国
- ❖ Garth van der Kamp, 研究科学家，萨斯喀彻温大学，萨斯卡通，萨斯喀彻温省，加拿大
- ❖ John Wilson, 荣誉教授，新墨西哥矿业与技术学院，索科罗，新墨西哥州，美国
- ❖ Brian Smerdon, 研究助理，科学与地球大气科学学院，阿尔伯塔大学，阿尔伯塔省，埃德蒙顿市，加拿大
- ❖ Connie Bryson, 主编，地下水项目，加拿大
- ❖ Andrew Cohen, 兼职教授，新泽西理工学院，纽约，美国

特别感谢中国地质大学（北京）以前和现在进行过自流井水力学方面的研究的博士生王俊智、张志远和张艺鹏。我们感谢为本书绘制了部分插图的张艺鹏和姬韬韬。

我们感谢负责本书的监督和校对工作的Amanda Sills和地下水项目的排版团队。我们感谢Eileen Poeter（科罗拉多矿业学院，戈尔登，科罗拉多州，美国）对本书付出的审阅、编辑和制作工作。

1 引言

地下水从自流井中喷涌或溢出现象（图 1）长期以来引起了人们的关注和科学探索欲。在大规模地下水开采之前，自流井在许多国家的沉积盆地中广泛存在，许多地下水文学的基本概念和经典研究都受到了自流井的启发。

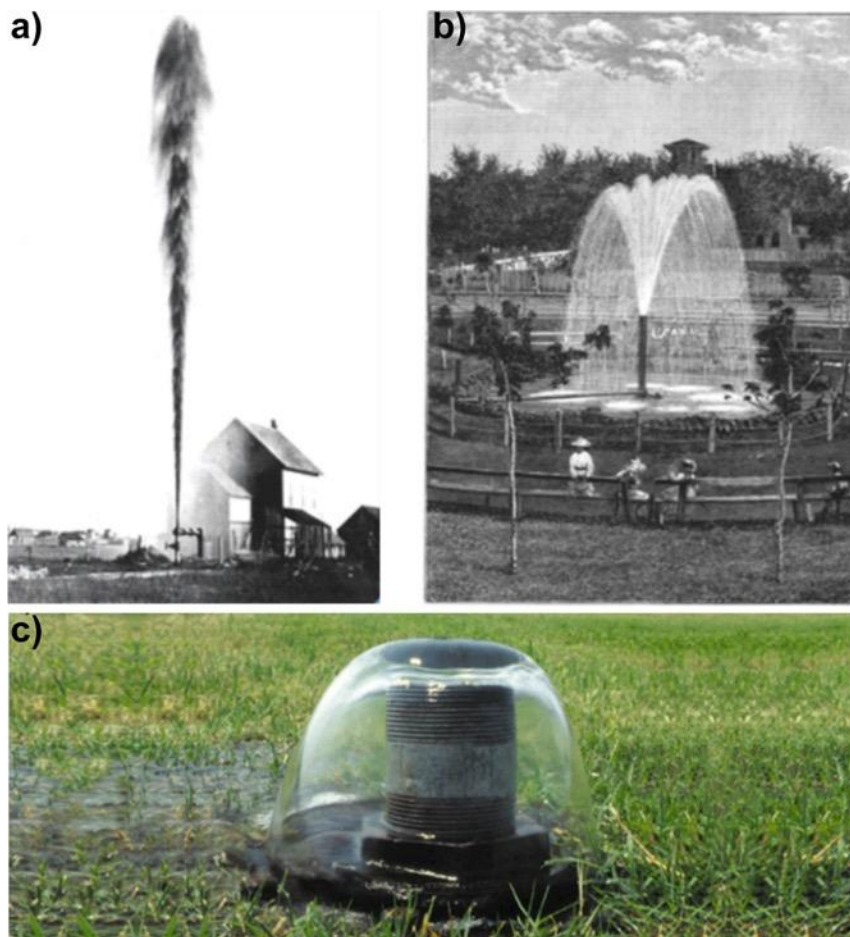


图 1 - 图一-美国自流井的照片或插图：a) Woonsocket, South Dakota（摘自 Darton, 1909）；b) Prairie du Chien, Wisconsin（摘自 Chamberlin, 1885）；c) Brunswick, Georgia（摘自 [Water Science School, 2019](#)）。

地下水作为一门定量科学，可追溯到达西（Darcy, 1856）和裘布依（Dupuit, 1863）的著名研究成果。达西和裘布依是水力工程师，他们通过数据表格、图表、数学公式和简单插图的形式展示了他们的研究成果（Jiang 等, 2020）。19 世纪末，随着移民向西迁徙寻找土地，尤其是在农业需水的北部平原地区，地下水供应的需求变得尤为迫切，美国开始继续发展他们的研究。

在美国，开创性的研究者们接受的是地质学教育，而非像法国那样的水力工程教育。大多数重要的研究成果都来自于 1879 年成立的美国地质调查局（USGS）。地下水科学的进展源于基于地质学思维的理念模型的建立，这些概念模型通常以横截面形式呈现地下条件。这些概念模型既可以应用于特定研究区域，也可以用来代表普遍存在的条件。

这些广义的表征现在被称为 *概念模型*；多个此类模型的集合构成了范式。范式是一个概念性框架或一般理论，有助于为特定领域的科学家提供一个广泛的理论框架。根据库恩（Kuhn, 1962）提出的范式的概念，范式是科学进程中一个时期内取得进展的基本框架；然而，正如范式促进稳定性并固守思维一样，它们也可能限制进展和创新。

本书围绕地下水科学的早期奠基，追溯了地下水科学中两个最早范式的起源和发展：一个是重力驱动流动系统，另一个是含水层水力学。尽管本书主要基于具有重要历史意义的早期文献，但也涵盖了近年来关于自流井水力学的最新研究进展。

地下水流动系统的概念（见图 2）一直是地下水系统中最常见的入门性表述，且差异较小。正如本书后续章节（第 4.1 至 4.3 节）所展示的，图 2 中包含的关于含水层、补给区和自流井等关键特征的剖面图，早在 19 世纪就已出现。图 2 反映了人们普遍对含水层及其围岩、地下水补给和地下水流动模式的认知。然而，遗憾的是，图 2 也包含了许多关于地下水系统的误解和错误观念，这些观念至今仍广泛存在于面向入门读者的传播媒介中。这类表述可能弊大于利，因为它们代表了地下水流动、含水层及含水层水力学的旧有范式。

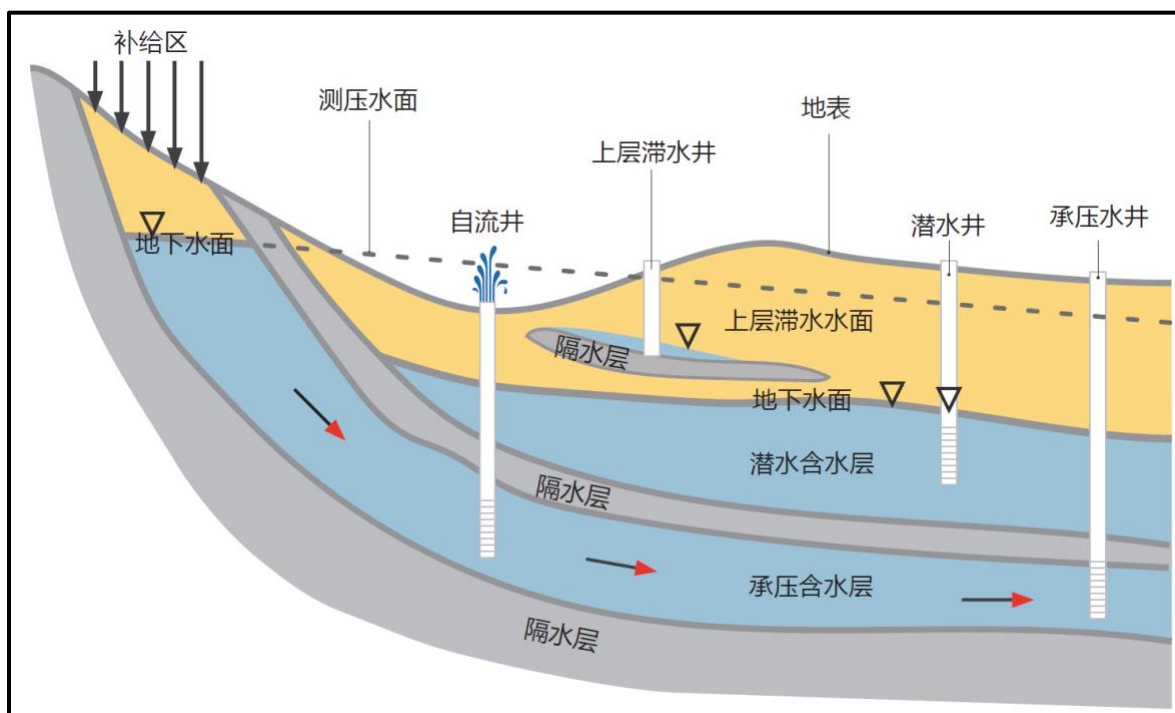


图 2 - 一个常见但可能具有误导性的图示，展示了三种类型的含水层和三种类型的井，包括一个钻入承压含水层的自流井（修改自 United Nations, 2022）。

本书探讨了旧范式是如何产生的，特别是受到自流井的启发，并描述了现代水文地质学所依赖的新范式的过渡过程。书中的重点是展示概念性图示和模拟，展示这些理念是如何演变的。

到 19 世纪中叶，地下水水文学的母学科——流体力学、水文学和地质学——已经成熟（第 3 节）。此时，法国许多自流井的钻探促使地下水水文学（水文地质学）作为一门独立学科的诞生。法国和美国的许多沉积盆地中，广泛分布的区域尺度承压含水层中普遍发育自流井，导致了人们普遍误认为上覆隔水层是自流井形成的必要条件（第 5.1 节）。然而，Hubbert（1940）通过绘制地下水如何从地形高处流向低处，明确指出上覆隔水层根

本不是自流井的必要条件（第 5.2 节）。后来，在加拿大和中国也发现了潜水含水层中的自流井（第 4.3 节和第 4.4 节）。

在 Freeze 和 Cherry（1979）的经典教科书中，自流井被分为两类（图 3）：

1. 地质控制型自流井，其中水从承压含水层中的自流井中流出；
2. 地形控制型自流井，其中水从潜水含水层中的自流井中流出。

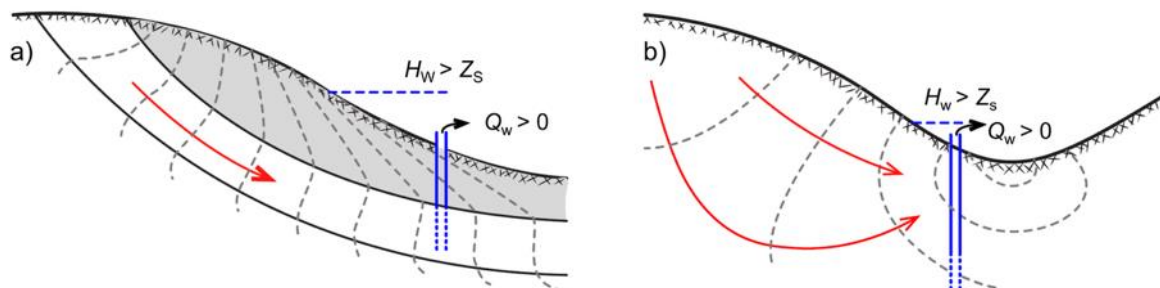


图 2 - 两类自流井的剖面示意图：a) 盆地承压含水层中的地质控制型自流井；b) 均质盆地中的地形控制型自流井（改编自 Freeze 和 Cherry，1979）。 Q_w 表示自流井的流量， H_w 表示自流井附近的水头， Z_s 表示自流井附近地表的高程。

正如 Johnson 等人（2020）所指出的，地质控制成因的自流井是最为人知的，并被广泛认为是自流井所需的必要条件。相反，地形控制成因的自流井在文献中常常被忽视，实际上在标准的水文地质学教科书中也常未被展示。

在现代水文地质学中，人们已经普遍认识到弱透水层在地下水的层间流动中的作用。事实上，许多地质控制成因的自流井是钻探于大型河流附近，这意味着这些自流井也受到地形的控制（即，与河流附近地下水的向上流动有关）。在本书中，在介绍了纯承压含水层中地质控制成因自流井的形成条件（第 5.1 节）和均质盆地中地形控制成因自流井的形成条件（第 5.2 节）后，我们通过一个数值模型，探讨了地形起伏、补给/排泄及弱透水层对自流井的共同控制（第 5.3 节）。

量化井流量与水头损失（降深）之间的关系是井水力学的主要课题之一，可追溯至 Dupuit（1863）。尽管 Dupuit 承认，自流井附近的测压水面受到区域水力梯度的影响（第 4.1 节），但在 Dupuit 的井流量模型中，假设初始测压水面是完全水平的，因此测压水面是径向对称的。几乎所有稳态或瞬态井水力学模型都沿用了这一假设；直到 20 世纪末发现井筒中的地下水流动（井中流）现象（Reilly 等，1989；Molz 等，1994），人们才意识到这一假设的局限性。

在本书中，我们首先介绍了纯承压含水层和半承压（越流）含水层中自流井水力学的经典模型，这些模型假设初始测压水面完全水平（第 6 节和第 7 节）。然后，我们继续介绍在具有地形控制的区域地下水流动系统的盆地——包括层状非均质盆地和均质盆地——中的自流井模型（第 8 节）。

2 自流井与含水层的术语

2.1 自流井

在欧洲，最早的自流井之一于1126年在法国北部的Artois的Lillers被发现（Margat等，2013）。Artois的高原地区是许多自流井的补给区（Davis和De West，1966）。由于“Artesia”是Artois的历史拉丁名称，又因为该地区的自流井如此著名，因此这些井被称为“artesian wells”（自流井）。正是地下水溢出地表的现象吸引了人们对Artois地区井的兴趣（Fuller，1906；Norton，1897）。

在1805年，“artesian fountain”（自流喷泉）这一术语首次出现在法国的科学文献中（Lionnais，1805）。到了19世纪20年代和30年代，“artesian well”（自流井）一词在法国、英国和美国被广泛使用（Arago，1835；Buckland，1836；Garnier，1822；Héricart de Thury，1830；Storow，1835）。在Chamberlin（1885）的经典报告中，交替使用了“artesian well”与“flowing well”。由于在地下水开采过程中，许多井从自流井变为非自流井，因此在19世纪90年代，“artesian well”一词同时涵盖了自流井和不自流的承压水井（Norton，1897）。

如今，在一些教科书中，“artesian well”仍指代自流井（flowing well）。但在许多其他书籍中，它仅表示打入承压含水层中的井。目前，“artesian well”的同义词包括“overflowing wells”、“free flowing wells”、“flowing artesian wells”、“artesian flowing wells”、“overflowing artesian wells”和“free flowing artesian wells”。教科书中与自流井相关的术语的详细信息见[附录1](#)。

2.2 含水层/弱透水层

含水层是指存在地下水的可渗透的地层（Todd，1959）。关于含水层的不同定义版本可以参见van der Gun（2022）中的表1，本文不再赘述。根据Meinzer（1928）的说法，“aquifer”一词最早由Norton（1897）从法语单词“aquifère”引入英语。“aquifer”和“aquifère”这两个词可以追溯到它们的拉丁语来源：“aqui-”是“aqua”的词根，意为水，“-fer（-fère）”来自“ferre”，意为承载。在此之前，英国曾使用“porous stratum”（多孔地层）和“permeable formation”（可渗透地层）来表示含水层（Bond，1865；Whitaker，1888），而美国则常用“water-bearing formation”（含水地层，如岩层、地层或沉积物）作为含水层的同义词（Carpenter，1891；Chamberlin，1885）。

Chamberlin（1885）指出，没有任何地层是完全不透水的，并引入了“confining bed”（承压层）这一术语，用来指代位于含水层上下方的不透水或半透水地层。根据Fetter（1980）的说法，承压层（层、单元）可以进一步细分为aquitards（弱透水层）、aquicludes（隔水层）和aquifuges（不透水层）。

后两个术语——aquiclude和aquifuge——分别在1960年之前的两本教科书中提出（Todd，1959；Tolman，1937）。aquiclude是指不透水的地层，虽然可能含有水，但无法传输大量水；而aquifuge则是不透水的地层，既不含水也不传输水。粘土是aquiclude的一个例子，花岗岩则是aquifuge的一个例子。

自 1960 年代以来,许多教科书中(如: Bouwer, 1978; Davis 和 De Wiest, 1966; De Wiest, 1965; Fetter, 1980; Freeze 和 Cherry, 1979)逐渐增加了“*aquitard*”(弱透水层)这一术语的使用频率。根据 Davis 和 De Wiest (1966)的定义, *aquitard* 可以储存水并能够传输足够的水,足以在区域地下水流动中发挥重要作用,但不足以供给单个水井的水量。Bouwer (1978)指出,弱透水层的渗透性足以将水垂直地传输进入或流出承压含水层,但它们的渗透性不足以像含水层那样横向的传输水。部分教科书已经不再使用“*aquifuge*”这一术语(De Wiest, 1965; Freeze 和 Cherry, 1979; Hiscock, 2005)。

由于被弱透水层隔开的含水层通常在水力上是相互连接的,因而在 19 世纪 80 年代初期,提出了“*aquifer system*”(含水层系统)这一概念。根据 Domenico (1972)的定义,含水层系统由一个含水层、一个隔水单元,或由含水层和隔水单元组合而成,且包含一个相对独立的地下水来源。Poland 等人(1972)认为,含水层系统是由交替分布的渗透性和低渗透性物质组成的异质体,作为一个区域性的水力单元发挥作用;它由两个或多个渗透性地层组成,这些地层至少在局部范围内被弱透水层分隔,进而阻碍地下水的流动,但不会对系统的区域水力连续性产生较大影响。在 Freeze 和 Cherry (1979)中,提出了“*aquifer-aquitard system*”(含水层-弱透水层系统)这一术语,它与“*aquifer system*”(含水层系统)同义。

2.3 承压含水层、半承压含水层和潜水含水层

在美国,“*artesian*”这一形容词由 Chamberlin (1885)普及,但其应用范围扩展到描述测压水头高于上覆隔水顶板的水。在随后的几十年里,提出了如“*artesian pressure*”、“*artesian water*”、“*artesian aquifer*”和“*artesian basin*”等术语(Fuller, 1906; Meinzer, 1928)。根据 Meinzer (1928, 第 39 页)的定义,自流水是指“地下水在足够的压力下,能够升高至饱和带之上,而自流含水层是指包含自流水的含水层”。

由于自流水含水层中的水受到自流水压力的限制,“*confined water*”(承压水)和“*confined aquifers*”(承压含水层)这两个术语最早出现在 Tolman (1937)中,并在后来的教科书中得到了广泛使用。在这里,我们引用 Todd (1959)和 Freeze 和 Cherry (1979)对“*confined aquifers*”(承压含水层)的定义。承压含水层,也称为“*artesian aquifers*”(自流水含水层)或“*pressure aquifers*”(压力含水层),是指地下水被上覆相对不透水的地层以大于大气压的压力所限制的区域(Todd, 1959)。承压含水层是指被两层弱透水层隔开的含水层(Freeze 和 Cherry, 1979)。

当位于含水层上下方的隔水层是半透水的,含水层可能会通过这些半透水的隔水层接收到大量的水流,特别是在抽水条件下。在这种情况下,该含水层被称为“*semiconfined aquifer*”(半承压含水层)(Todd, 1959; Hiscock, 2005)或“*leaky aquifer*”(越流含水层)(Freeze 和 Cherry, 1979; Hantush, 1959; Hantush 和 Jacob, 1955; Hiscock, 2005)。在关于越流含水层的水力学研究中, Jacob (1946)最早使用了“*leaky artesian aquifer*”(越流自流水含水层)这一术语。

Fuller (1906)在讨论“*confined water*”(承压水)的同时,还提出了“*unconfined water*”(非承压水)这一概念。Todd (1959)将非承压含水层定义为地下水位作为饱和带上表面的含水层。教科书中与非承压水相关的同义词包括“*phreatic water*”(潜水)(

Daubrée, 1887）、“*free water*”（自由水）（Tolman, 1937）；与非承压含水层相关的同义词包括“*phreatic aquifer*”（潜水含水层）和“*water-table aquifer*”（水位含水层）。

3 19 世纪中期的流体力学、水文学和地下水循环

水文地质学是水文学和地质学的交叉学科，作为一门独立的科学，直到 18 世纪和 19 世纪这两门基础学科成熟之后才得以发展（Meyer 等，1988）。在此，我们总结了 19 世纪中期流体力学、水文循环和地下水循环的研究现状。需要指出的是，地质构造对地下水循环至关重要，但由于本书的范围所限，关于当时地质学的内容将不作详细讨论。特定自流盆地的地质结构将在第 4 节中介绍。

3.1 流体力学

地下水的水力学起源于管道或开放通道中的流体力学。18 世纪，丹尼尔·伯努利（Daniel Bernoulli, 1700–1782）证明，在稳定、不可压缩且无粘的流动条件下，能量沿流线是守恒的。然而，在实际流体中，流线沿程会存在能量损失。根据 Brown（2002）和 Ritzi 与 Bobec（2008）的研究，19 世纪初期，最为普遍接受的管道流动中的能量损失关系是由 de Prony 方程描述的，如方程（1）所示。

$$\Delta h = \frac{L}{D} (aV + bV^2) \quad (1)$$

其中：

Δh = 水头损失（L）

L = 流动距离（L）

D = 管道直径（L）

a 和 b = 分别为与层流和湍流相关的经验摩擦系数（-）

V = 速度（ LT^{-1} ）

在高流速下，为了计算方便，可以忽略一阶项，即 $a=0$ 。在这种情况下，方程（1）等价于描述开放通道中湍流流动的谢才（Chézy）公式。

通过在一系列条件下测量小直径（0.029 至 0.142 毫米或 0.001 至 0.006 英寸）毛细管中的摩擦损失，Poiseuille（1841）发展出了一种经验线性关系，描述了当方程（1）中的 b 等于 0 时，流量与水头损失之间的关系。

3.2 水循环

对水文现象的定量研究始于 17 世纪末，由皮埃尔·佩罗（Pierre Perrault, 1608–1680）和埃德梅·马里奥特（Edme Mariotte, 1620–1684）进行。Perrault（1674）通过测量塞纳河流域上游一小部分区域的年降水量以及该流域的年径流量，估算出径流量仅为总降水量的六分之一，从而证明降水足以补给塞纳河的水源。Perrault 还研究了蒸发现象，但他认为雨水渗透到地下的量很少，且泉水是由河水提供的（Biswas, 1970）。

通过测量巴黎地区塞纳河的流量，Mariotte 验证了 Perrault 的研究结论，即塞纳河的水源来源于降水。基于泉水流量在雨天增加、干旱时减少的观察，他认为泉水是由渗透到地下的雨水补给的（Fetter, 2004）。Mariotte 的重要贡献于 1690 年在巴黎出版，随后于

1717年以文集形式在Leiden出版（Mariotte, 1717, 参见De Wiest, 1965）。De Wiest（1965）提到，Mariotte还讨论了流体的性质及自流井水的来源，但本书的作者未能得知更详细的内容。

3.3 自流井和地下水循环的早期解释

地下水在公元前一千年就已通过埃及西部沙漠的浅层自流水井获得（Commander, 2005）。关于自流水井成因的第一个正确解释是由波斯哲学家、博学家和科学家谢赫·阿布·雷汉·阿尔·比鲁尼（Sheikh Abu Rayhan al-Biruni, 973–1048）提出的（Davis和De Wiest, 1966）。

在欧洲，贝尔纳迪诺·拉马齐尼（Bernardino Ramazzini, 1633–1714）和安东尼奥·瓦利士尼耶里（Antonio Vallisnieri, 1661–1730年）基于对意大利摩德纳（Modena, Italy）自流井的观察，将自流井与地形、承压含水层和/或降水联系起来。Ramazzini绘制了一张地质剖面图（图4），展示了自流井穿透一个承压含水层，并通过地下含水层从附近山脉中较高的水位获得水源（Biswas, 1970）。因此，Ramazzini已初步推测地形在地下含水层与自流井之间的作用（即水力梯度）（de Vries, 2007）。然而，他认为周围山脉中地下含水层的水源更可能来自海洋。

1715年，Vallisnieri基于对意大利亚平宁山脉的观察，提出Modena自流井的水源必定是来自邻近的亚平宁山脉中的降水和冰雪融水（De Wiest, 1965）。这标志着人们开始思考地形与降水补给对自流井的共同控制作用。

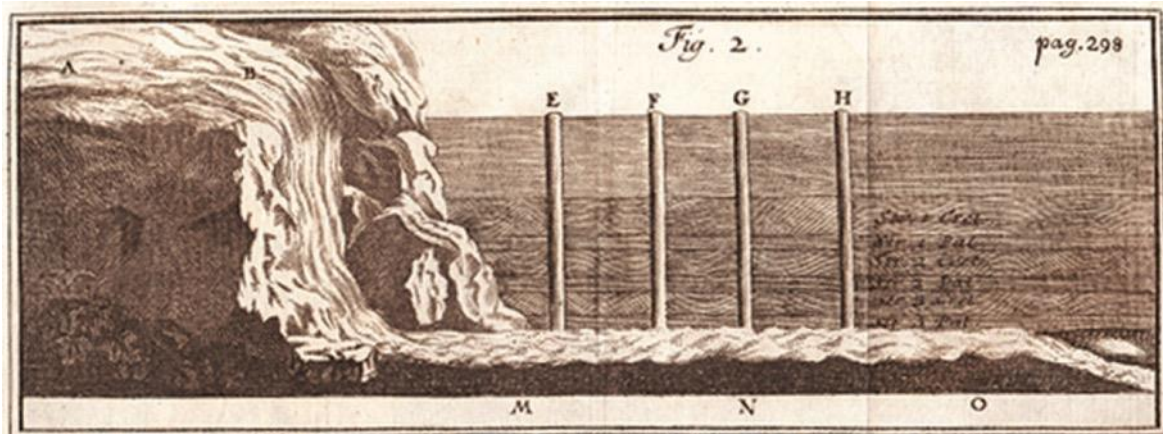


图 4 - Bernardino Ramazzini 提出的承压含水层中自流井的成因概念图（摘自 Duffy, 2017）。

19 世纪初，随着冲击钻探技术的发展，法国钻出了许多自流井。Garnier（1822）发表了第一本关于自流井钻探的技术指南，他凭此书获得了工业促进会（Society for the Encouragement of Industry）的奖项，这也反映了法国人对自流井的兴趣。法国政府对该学会给予了大力支持。Garnier（1822）提供了一个示意图，展示了自流井在承压含水层中的分布，以及在露头处的地下水补给（图 5）。该图的局限在于未考虑承压含水层中流动路径上的水头损失对测压水位的影响。



图 5 – 承压含水层对自流井控制的示意图（Garnier, 1822; 转引自 Versluys, 1930）。

3.4 达西与裘布依的教育背景和工作经验

亨利·达西（Henry Darcy）和朱尔斯·裘布依（Jules Dupuit）在巴黎的本科和研究生阶段是同学。达西于 1821 年进入巴黎高等工艺学校（L'École Polytechnique），并于 1823 年进入巴黎桥梁与道路学校（L'École des Ponts et Chaussées）。裘布依则在一年后被录取。达西和裘布依分别于 1826 年和 1827 年完成学业。根据 Garnier（1822）的记载，在他们求学期间，地下水在地形高地的露头处接受补给以及水流通过承压含水层流向自流井的过程已被普遍接受。作为土木工程专业的学生，他们学习了 18 世纪已知的流体力学、水文循环和地下水循环的知识。

毕业后，两人都进入了法国桥梁与道路工程师队（Corps des Ponts et Chaussées）。达西的职业生涯始终与地下水相关，而裘布依则直到 1850 年接替达西成为巴黎水务与道路部门的主任后，才开始从事地下水研究；这标志着他正式进入了地下水水文学领域。

4 自 1800 年以来部分国家自流井状况的认识

4.1 法国

由于钻探技术的提高，19 世纪初法国已经有许多自流井用于供水。基于法国的自流井，Héricart de Thury（1829）出版了一本关于自流井成因的理论书籍。他尝试通过图 6 中所示的测压水面来解释自流井的成因。他还在另一张图（图 7）中展示了巴黎盆地的地层和测压水面。与 Garnier（1822）类似，Héricart de Thury（1829）所画的测压水面并未考虑沿流动路径的水头损失。

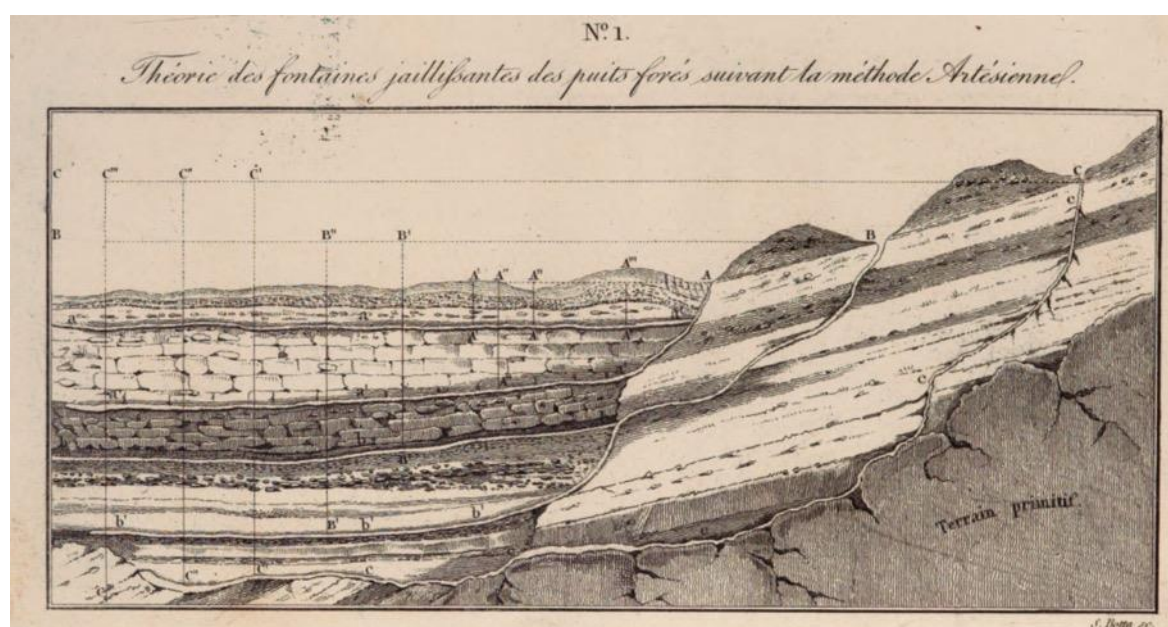


图 6—包含三条不同通道（分别从 A、B 和 C 开始）的测压水面示意图。该图的局限性在于忽略了通道中的水头损失（转载自 Héricart de Thury, 1829）。

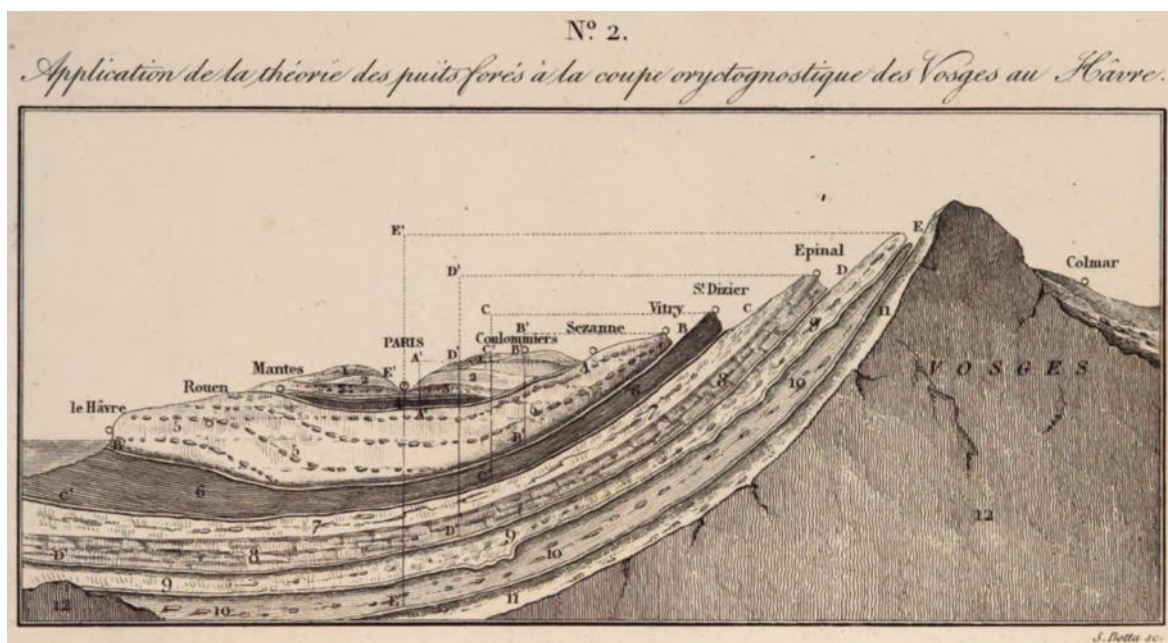


图 7 - 巴黎盆地地层剖面及测压水面示意图。该图的局限性在于忽略了通道中的水头损失（转引自 Héricart de Thury, 1829）。

1832 年，巴黎爆发了一场严重的霍乱疫情。医院无法应对大量新增患者，霍乱的恐慌成为推动城市规划的重要因素。由于巴黎盆地的地质条件已经为人所知（图 7），巴黎市议会（时任巴黎市长 François Arago 也是一名地质工程师）决定钻探巴黎的第一口自流井，来为市民提供不受污染的水源。这口井位于 Grenelle，距离塞纳河约 1.7 公里（约 1 英里）（图 8）。

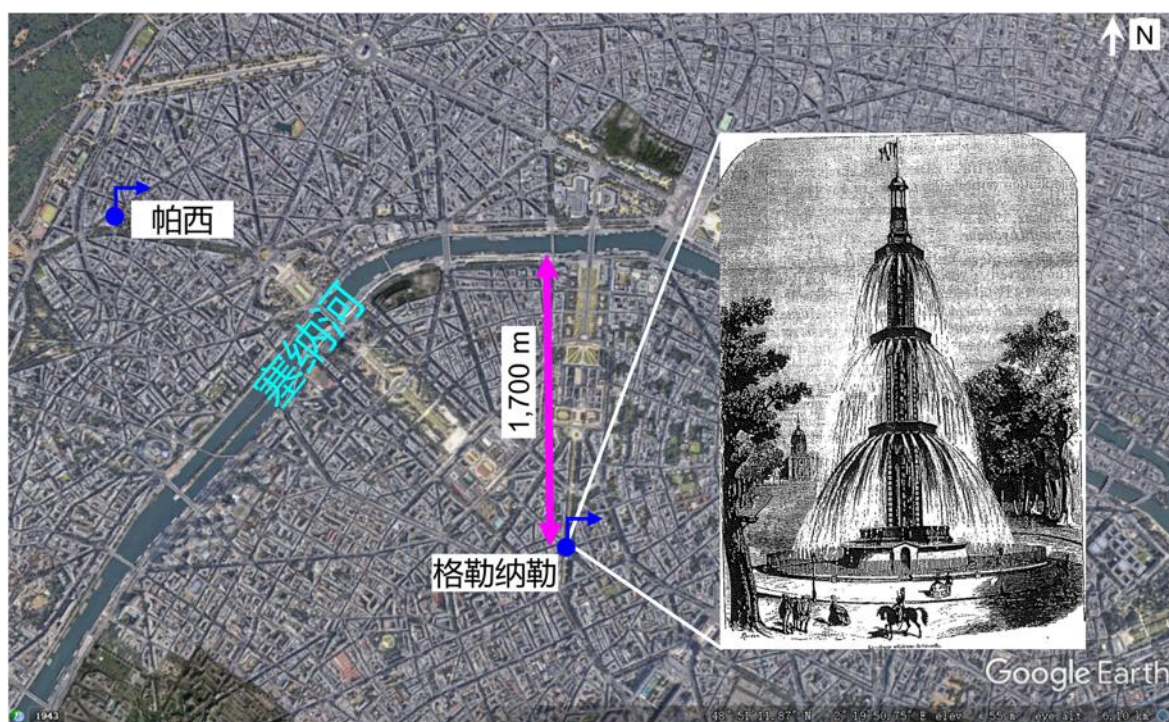


图 8 - 位于 Grenelle 和 Passy 的自流井的位置。插图为 1860 年 Grenelle 自流井作为喷泉的画面。（转引自 Botham, 2021; 1,700 米 $\approx$ 1 英里）。

在 1833 至 1841 年间，Louis Georges Mulot 钻出了位于 Grenelle 的自流井，他曾成功钻出过法国其他的自流井。该井的深度为 548 米（1,798 英尺），远远超过当时已有自流井的深度——已有井的深度从 36 米到 177 米（118 到 581 英尺；数据来源：Arago, 1835）。由于水位能够升高至地面以上 33 米（108 英尺），在该井外围建了一座 13 层（42 米，138 英尺）高的水塔（见图 8 插图）。这座当时全市最高的塔——成为了主要的旅游景点，当自流井停止使用时，人们可以登上螺旋楼梯，从塔上俯瞰周围景观。

不幸的是，由于水头下降，Grenelle 的自流井在 1903 年停止了自流，后来水塔也被拆除。值得一提的是，这座水塔被替代为路易·巴斯德（Louis Pasteur, 1822–1895）的雕像。巴斯德在认识疾病的成因和预防方面取得了显著突破，为卫生学、公共卫生以及现代医学的奠定了重要基础。

在 19 世纪中叶，Darcy（1856）还提供了巴黎盆地的地质剖面面，展示了含水层、弱透水层以及两个不同承压含水层的自流井（图 9）。他认为补给发生在含水层出露于盆地边缘的地形高处。随后，Dupuit（1863）展示了巴黎盆地的区域水力梯度，并描述了三个钻入承压含水层中的自流井（图 10）。与 de Thury 展示的测压水面相比，Dupuit 的一个显著改进是考虑了含水层中的水头损失。

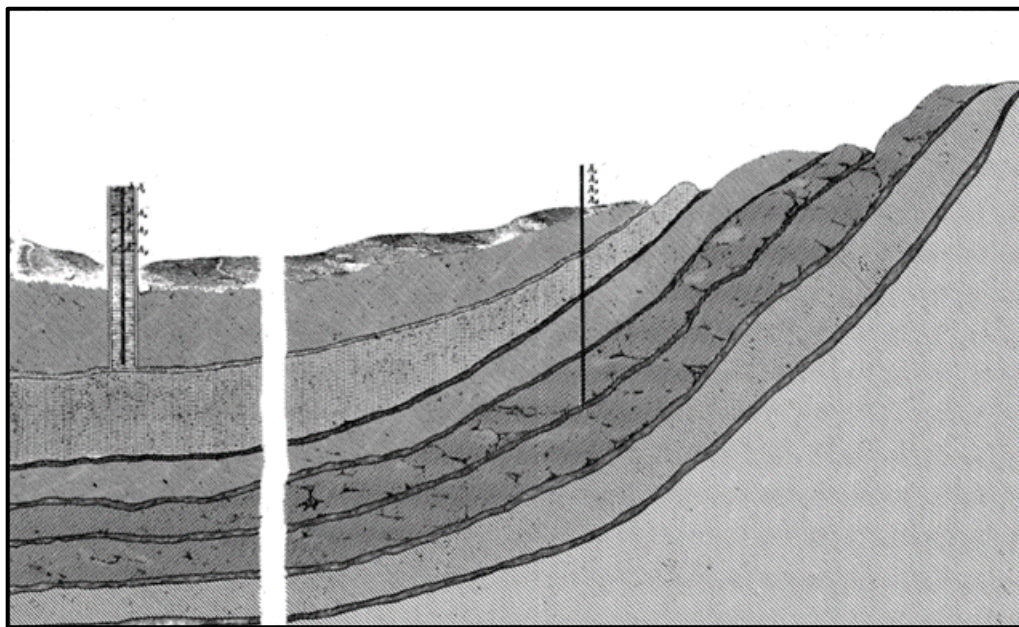


图 3 - 巴黎盆地的地层与构造示意图(引自 Darcy, 1856; 转引自 Ritzi 和 Bobec, 2008)。图中左侧的井(代表著名的 Grenelle 自流井)钻入的是较厚的白垩系灰岩交替分布的白垩系砂岩含水层 (在 Darcy 时期称为 Greensand)。

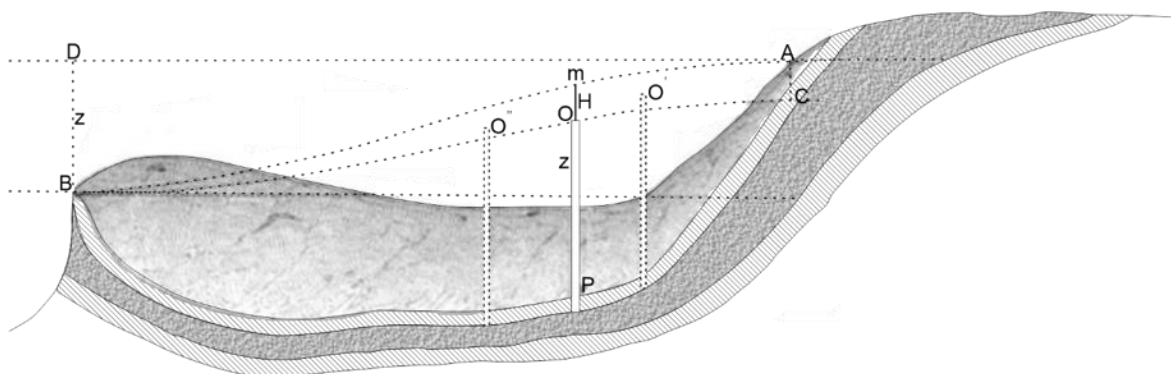


图 4 - 巴黎盆地地形低洼处承压含水层中的自流井 (O、O'和O'')。图中还展示了两个不同状态下的测压水面 (AB 和 CB) (引自 Dupuit, 1863; 修改自 Ritzi 和 Bobec, 2008)。

图 9 和图 10 表明, 水文地质学在 19 世纪中期就已掌握地下水在承压含水层中的流动规律。Darcy 在地质学和水文学方面的扎实背景, 再加上他对流体力学的深刻理解, 使他能够研究深层自流井 (如 Grenelle 自流井) 不同孔口的流量 (节 4.1)。不同孔口流量与高程之间的关系也启发了 Dupuit (1863), 他成为首位推导出稳态自流井放水公式的水文地质学家 (节 6.1)。1861 年, 另一口自流井在距 Grenelle 自流井仅 3 公里 (1.86 英里) 的 Passy 建成 (图 8)。这口新井也促使 Dupuit 开始思考井间干扰和捕获区的几何形态, 但这一内容超出了本书的范围。

4.2 英国

到 18 世纪末, 英国已经开凿出了一些浅层自流井。例如, 在 1785 年, 位于英国德比郡德比市 (Derby, Derbyshire, England) 的 Darwent 河附近约 91 米 (约 299 英尺) 处, 开凿了一口深约 3.7 米 (约 12 英尺) 的自流井 (人工泉水) (Darwin, 1785); 而伦敦附近的第一口自流井则于 1794 年完工 (Buckland, 1836)。

使用自流井来供水的成功经验促使了更多自流井的建设。根据 Macintosh (1827) 的记载, 詹姆斯·瑞安 (James Ryan) 于 1805 年获得了矿产和水井钻探的专利, 而约翰·古德 (John Goode) 则在 1823 年获得了用于获取和提水的钻探专利, 这表明 19 世纪初期, 英国的钻探活动非常活跃。根据《月刊杂志与英国注册》 (“Monthly Magazine and British Register”) 中的一篇文章 (The Social Economist, 1822), 1821 年在 Tottenham 镇 (位于伦敦北部) 钻探了两口深度分别为 32 米 (105 英尺) 和 37 米 (121 英尺) 的自流井 (其中一口见图 11)。到 1822 年, 英国各地已经有许多自流井存在, 并且这些井已投入使用一段时间。

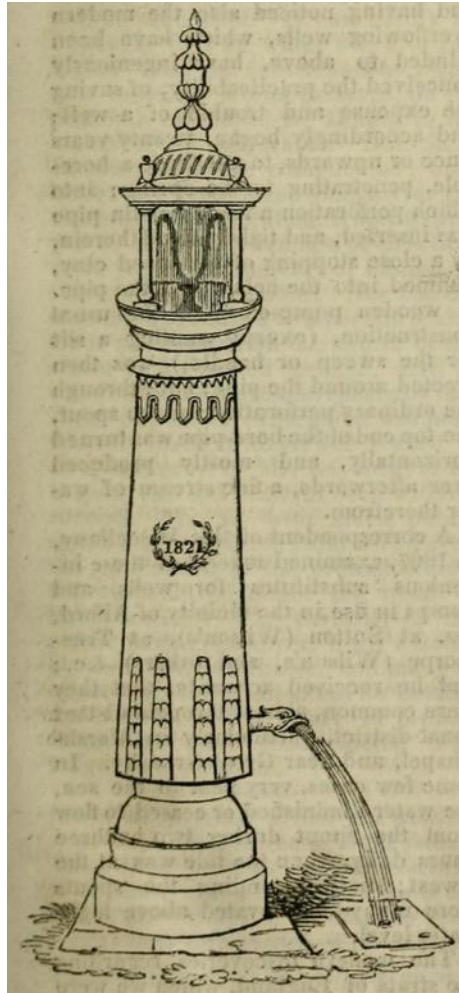


图 5 - 一口 1821 年钻出的，位于英国伦敦北部托特纳姆镇的自流井 转引自（The Social Economist, 1822）。

Garnier（1822）在法国出版的手册引起了英国对自流井的进一步关注（Farey，1823）。在接下来的十年里，由于缺乏类似的英文书籍，Garnier（1822）和 Héricart de Thury（1829）理论研究在英国得到了广泛应用。根据 Mather（2013）的说法，William Buckland（1784-1856）对自流条件的理论有着深刻的理解，并绘制了如图 12 所示的解释性剖面图。然而，如图 12 中的水平线 A 到 B 所示，未考虑水头损失。到 1849 年，揭示了伦敦自流井的起源的伦敦盆地的剖面图得到了广泛传播（图 13）。

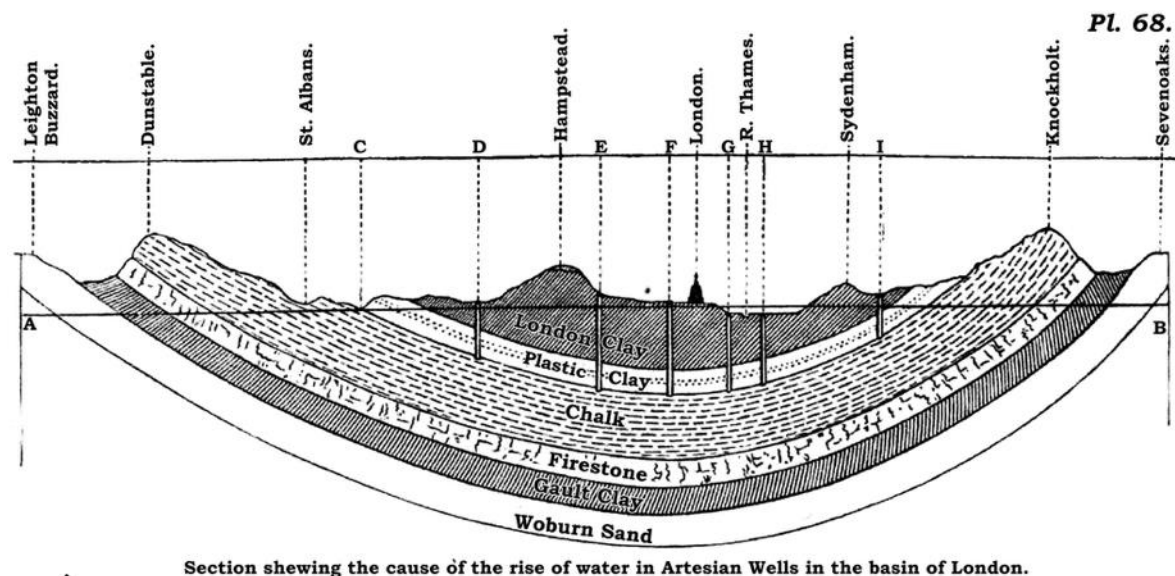


图 6 - 伦敦盆地中地层的盆地状分布，并展示了自流井中水的上升（Buckland, 1836）。水平线 A-B 表示钻孔打穿 London Clay 地层进入 Plastic Clay 或 Chalk 地层时，水在钻孔中通过静水压力能够上升的高度。图中 D、E、F、G、H 和 I 即为进入 Plastic Clay 或 Chalk 地层的钻孔示意位置。如果在地面低于 A-B 线的 G 或 H 位置打孔，那么水会在自流井中上升（转引自 Mather, 2013）。



图 7 - 伦敦盆地自流井剖面图（Morris, 1849）。图中文字解释了自流井形成的原因（转引自 Mather, 2013）。

4.3 美国

在美国，由于移民和西部扩张导致人口增长，对饮用水和农业用水的需求增加。在 19 世纪以来钻井技术的发展推动下，深层地下水通过钻探大量水井得以开采，其中许多水井在初期阶段是自流井。在这种情况下，一些杰出的地质学家将他们的才能转向水文地质学，努力识别岩性和构造对自流井的基本控制作用（Chamberlin, 1885; Darton, 1897）。

寒武系—奥陶系的砂岩含水层系统在伊利诺伊州和威斯康星州的开发可以追溯到 1864 年，当时在芝加哥钻了一口深度为 217 米（711.42 英尺）的自流井（Konikow, 2013）。

）。1876 年，在威斯康星州的 Prairie du Chien，距离密西西比河仅 1.6 公里（1 英里）处，又钻了一口深度为 293 米（961.29 英尺）的自流井，初始流量高达 3,270 立方米/天（10,728.3 立方英尺/天），因此这口井被称为“美国最伟大的自流泉”（Meiter, 2019）。这口伟大的自流井的照片（见图 14 插图）曾被用作多份报告和书籍的前言或封面图片（Chamberlin, 1885; Deming, 2002; Freeze 和 Back, 1983）。

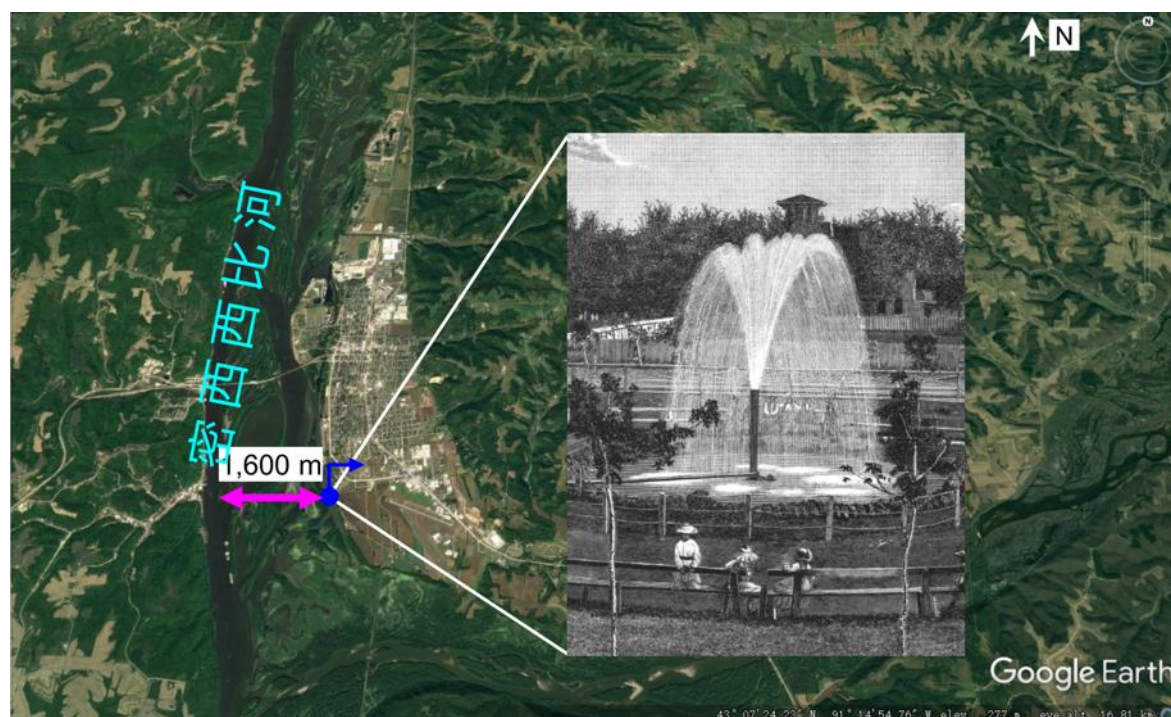
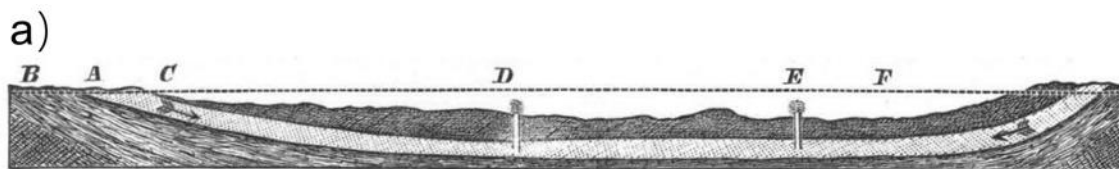


图 8 - “美国最伟大的自流井”在 Prairie du Chien, 威斯康星州的位置。插图为该自流井的照片（引自 <https://www.wisconsinhistory.org/Records/Image/IM8832>）。

伊利诺伊州和威斯康星州大量自流井的出现直接促成了 Chamberlin（1885）关于自流井条件的经典报告。Chamberlin（1885）提供了几幅展示多层含水层中自流井形成条件的剖面图（图 15），但是他没有考虑含水层中的水头损失。正如 Tolman（1937）所提到的，Chamberlin 的剖面图在 19 世纪末和 20 世纪初的每本地下水专著中都有被转载，包括 Meinzer（1923）在美国地质调查局（USGS）报告中的引用。



形成自流井的必要条件的理想剖面示意图。A为多孔介质含水层；B和C分别为位于含水层A上下的隔水层；F为含水层A中测压水位，换句话说，是水源或者喷泉的水头高度；D和E为含水层A中的自流井。

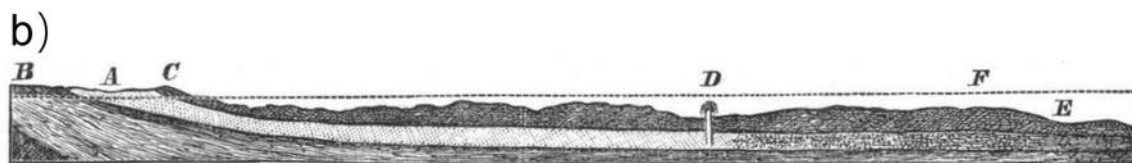


FIG. 11.—Section illustrating the transition of a porous water-bearing bed, A, into a close-textured impervious one. Being inclosed between the impervious beds B and C, it furnishes the conditions for an artesian fountain, D.

展示了多孔介质层A由含水层过渡到致密的不渗透层的过程。含水层A被不渗透的隔水层B和C包围，构成了自流井D的形成条件。

图 9 - Chamberlin 绘制的两幅 自流井的形成条件的剖面图（转引自 Chamberlin, 1885）。

在美国的大平原地区，19 世纪 80 年代，由于大范围的干旱引发了灌溉需求，人们开始关注地下水资源。在大平原的南达科他州和北达科他州，到 1896 年，在 Dakota 砂岩含水层钻入了约 400 口深井，其中超过 350 口井为自流井（Darton, 1897）。图 16 是 Darton 绘制的 Dakota 含水层系统的剖面示意图，显示 Dakota 砂岩含水层是一个承压含水层。通过在多口 Dakota 砂岩含水层中的水井中测量水头，清楚地展示了水力梯度（图 17）。因此，图 18 所示的简单示意图被普遍用于说明承压含水层的水文地质条件（Darton, 1905; Slichter, 1902）。

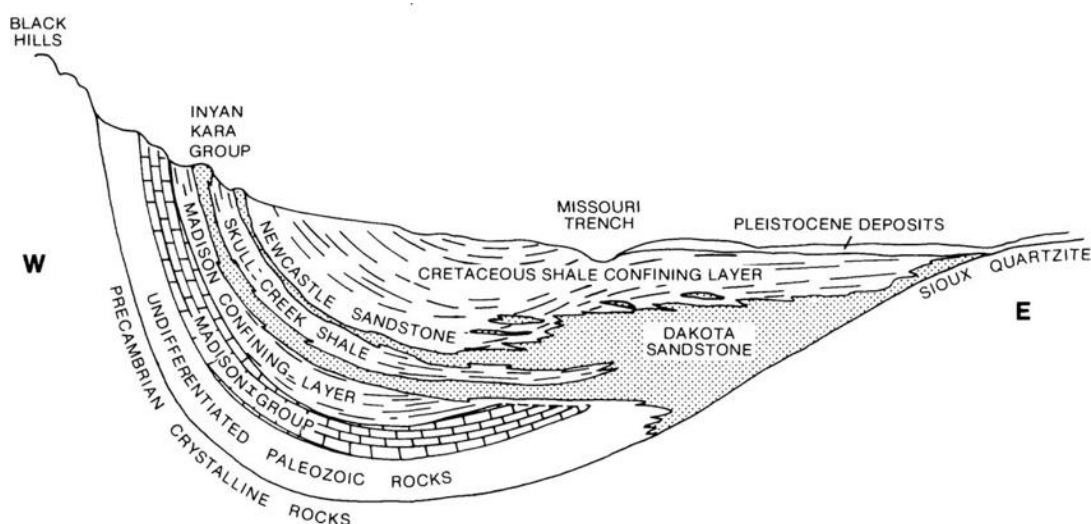


图 10 - 自西向东的 Dakota 砂岩含水层剖面示意图（转引自 Bredehoeft 等, 1983）。

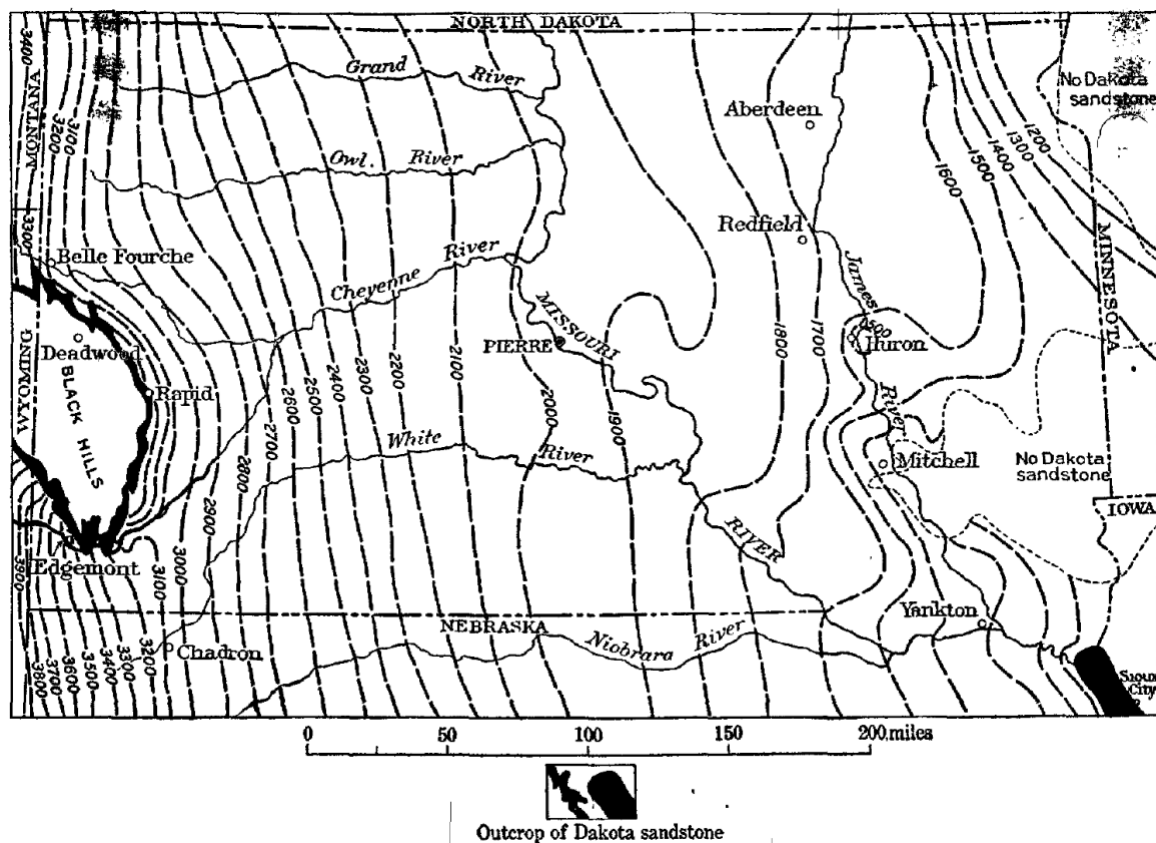


图 11 - 南达科他州 Dakota 砂岩含水层的水头等高线，图中显示了水力梯度（转载自 Darton, 1909; 50 英里 = 80.47 公里）。

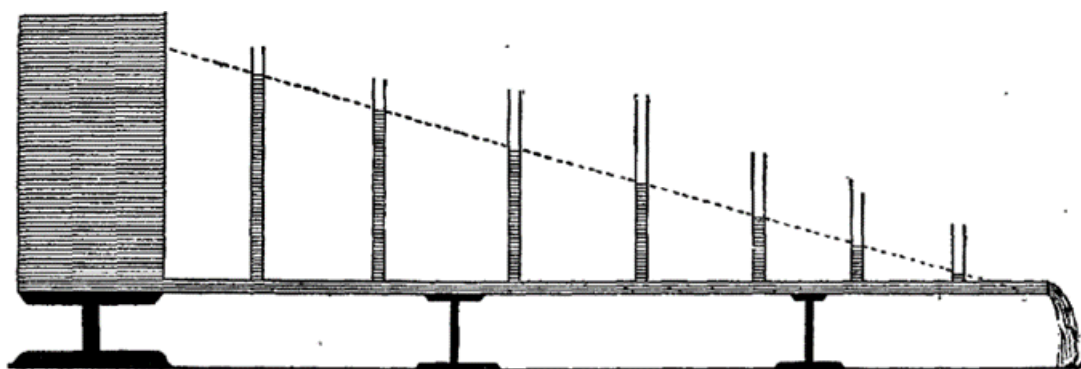


图 12 - 一种用于说明纯承压含水层中流动模式的装置（转引自 Darton, 1905）。左侧的水槽代表补给区的地下水，水流向右侧并在右侧排泄。垂直管道代表水位计，虚线表示测压水面，水头线性下降。

Tolman (1937) 将伊利诺伊州和威斯康星州的寒武系—奥陶系砂岩含水层系统以及大平原地区的 Dakota 砂岩含水层为例作为典型的自流含水层。他指出 Chamberlin 忽视水头损失的局限性，并提供了一幅修改后的展示了寒武系—奥陶系砂岩含水层系统的自流条件的示意图（图 19）。该图清楚地显示了在排泄区通过弱透水层的向上越流——这是首次展示弱透水层中的越流现象。

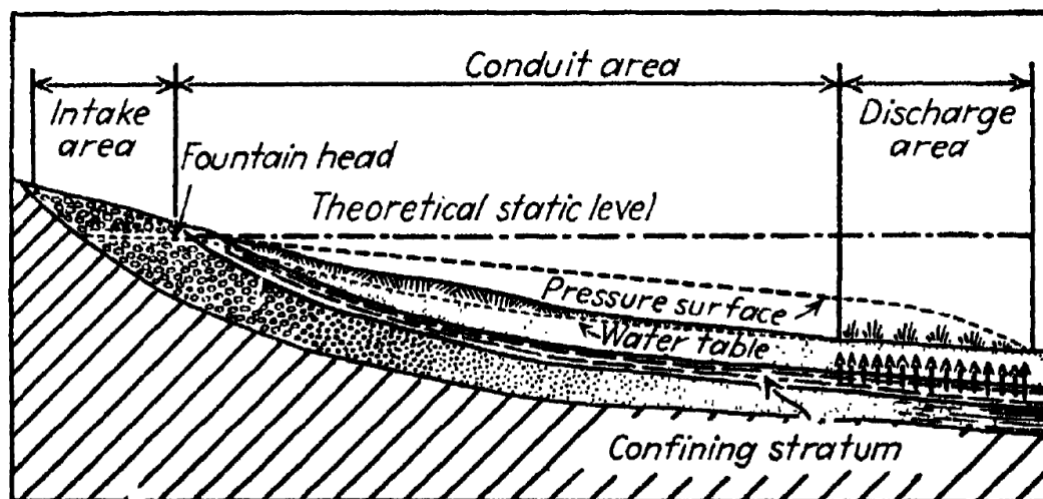


FIG. 133.—Artesian conditions in stratiform aquifer.

图 13 - 展示了基于伊利诺伊州和威斯康星州寒武纪-奥陶纪砂岩含水层系统的自流井条件的剖面图（修改自 Tolman, 1937）。

由于 1900 年左右引入了喷射钻井法，接下来的二十年里，成千上万口小直径的水井被钻入 Dakota 砂岩含水层。到 1915 年，南达科他州约有 10,000 口深水井，1923 年北达科他州则有 6,000 到 8,000 口深水井（Meinzer 和 Hard, 1925）。地下深层水的开采量增加导致许多自流井变为非自流井，并且仅存自流井的流量也减少。流量的下降促使了“可压缩性”概念的产生，并揭示了可压缩性在承压含水层地下水开采中的作用（Meinzer, 1928; Meinzer 和 Hard, 1925）。

在 Dakota 含水层的自流井中，人们注意到“在关闭自流井后，压力会在几个小时甚至几天内持续增加，而当井重新开启时，流量也以相同的方式下降，直到恢复正常流量”（Meinzer, 1928, 第 277 页）。几十年后，提出了两种通过使用自流井流量随时间下降的关系来获取水力参数的模型：1）基于科罗拉多州 Grand Junction 自流盆地的观察，Jacob 和 Lohman（1952）提出了一个用于纯承压含水层的定降深抽水试验的模型（节 6.2）；2）基于新墨西哥州 Roswell 自流盆地的实地观察，Hantush（1959）提出了一个用于半承压含水层的定降深抽水试验的模型（第 7.1 节）。

4.4 澳大利亚

大自流盆地覆盖了澳大利亚总面积的五分之一，是世界上最大且最著名的地下水盆地之一（Ordens 等, 2020）。第一个浅层自流井于 1878 年在 New South Wales 的一个泉眼附近使用螺旋钻探钻出，深度达到 43 米（141 英尺）；而第一个深层机械钻探的自流井则于 1887 年在 Queensland 的 Cunnamulla 附近成井，深度为 393 米（1,289 英尺）（Williamson, 2013）。到 19 世纪末，澳大利亚大陆已经有约 1,000 口自流井（van der Gun, 2019）。这种来自自流井的地下水开发促进了水文地质学在澳大利亚作为一门学科的兴起（Williamson, 2013），且此类水源的开发在澳大利亚干旱和半干旱地区的牧业中发挥了至关重要的作用（Habermehl, 2020）。

由于存在中间含水层和隔水层，大自流盆地是一个多层的承压含水层系统（图 20），该盆地的自流井属于地质控制成因自流井。尽管在地下水强烈开采地区已记录到高达 100 米（328 英尺）的水头下降，但在大部分盆地地区，侏罗纪和下白垩纪的含水层中的水头仍然高于地面（Habermehl, 2020）。Ordens 等（2020）对该盆地的历史及近期研究现状进行了全面回顾。

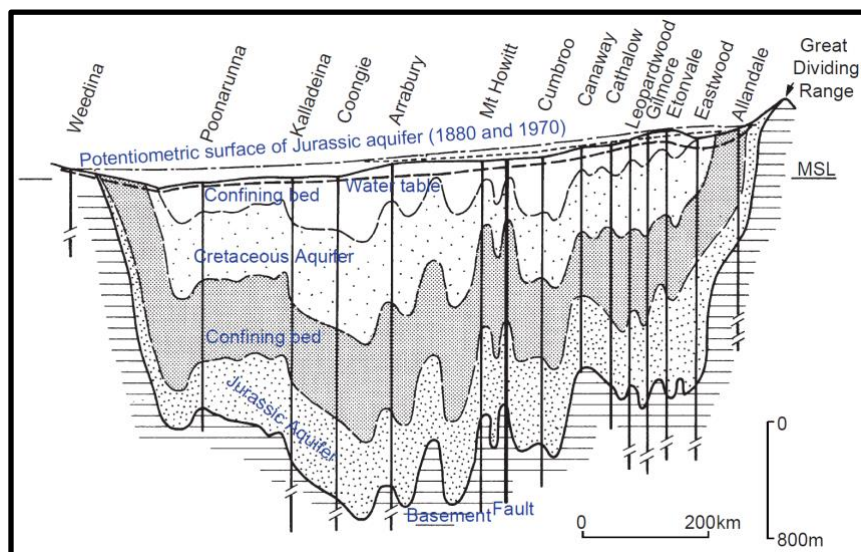


图 14 - 澳大利亚大自流盆地的简化剖面图，展示了主要的含水层和隔水层。（修改自 Habermehl, 1980）[200 公里 ≈ 124 英里, 800 米 ≈ 2625 英尺]。

4.5 加拿大

加拿大草原地区位于阿尔伯塔省、萨斯喀彻温省和曼尼托巴省的南部，是重要的粮食生产区域。自 20 世纪初以来，加拿大草原的水文地质已被研究；第二次世界大战后，由于对地下水需求的增加，相关研究更加深入。该地区的地下水主要来自表层更新世冰川沉积物及其下方的第三系或白垩系砂岩。由于冰川沉积物或基岩中存在大量自流井，水文地质学家高度关注地形、地质与自流井分布区域之间的关系（McKay 等, 1936; Meyboom, 1966; Tóth, 1966）。

在漂移含水层中，加拿大草原地区许多地方观察到地下水面与局部地形起伏相似，以及在补给区水位随深度降低、排泄区水位随深度增加的现象，这与 Hubbert（1940）经典的区域地下水流动示意图（节 5.2）一致（Farvolden, 1961; Jones, 1962; Meyboom, 1962; Tóth, 1962）。1962 年夏季，Peter Meyboom 和 József Tóth 在阿尔伯塔省中部的 Trochu 地区进行了水文地质调查，该地区代表了加拿大草原的水文地质特征。该区域包括 10 口浅层自流井，井深从 9 米到 27 米（30 至 89 英尺）不等，均位于地形低洼地区（Tóth, 1966）。通过在 Trochu 地区现场观察，结合直觉推理，Meyboom（1962）修改了 Hubbert 经典的区域水流模式图，考虑了浅层与深层含水层之间的渗透性差异以及蒸发作用，提出了他所称的“*Prairies Profile*”（草原剖面）（图 21）。图中明确标注了浅层和深层自流井的分布区域。

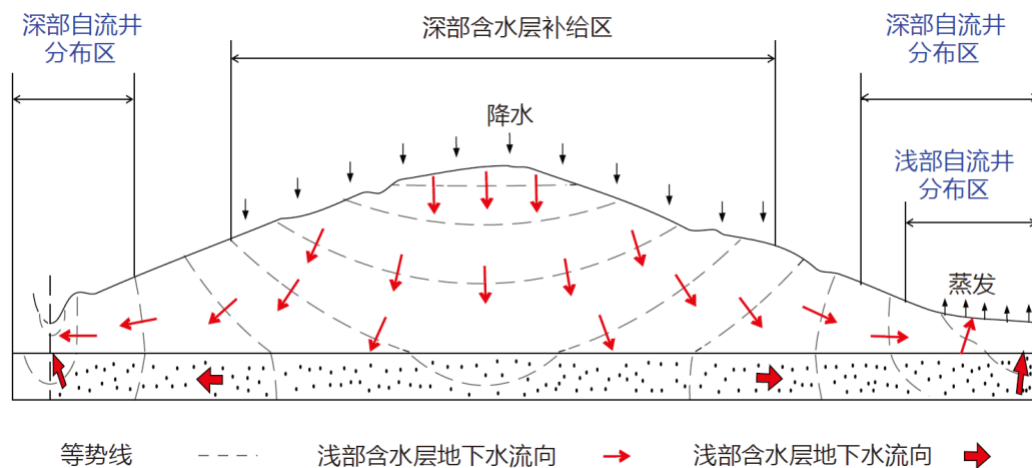


图 15 – 底部具有高渗透性地层的非均质盆地中的地形驱动的地下水流动系统（修改自 Meyboom, 1962）。图中实线表示地形起伏。

根据对研究区内自流井的观察，Tóth（1966）意识到这些自流井是受地形控制的自流井，且是地下水排泄的典型特征。此外，Tóth（1962）认为排泄区不应仅限于河流附近，他提出了一个用来量化均质盆地中地下水从水位高处流向低处的流动模式解析模型，从而推动了区域地下水流动理论的发展。为了将 Tóth 在均质盆地中的流动模式与 Meyboom 在非均质盆地中的流动模式结合，Alan Freeze（Freeze 和 Witherspoon, 1967）进一步发展了 Tóth 的数学模型。关于区域地下水流动理论的详细内容，将在其他 GW-Project 的书籍中进行讨论。

4.6 中国

早在 11 世纪，中国四川省就使用竹管进行深钻，以从 100 米（328 英尺）深的钻孔中采集卤水（Vogel, 1993）。由于 17 世纪成功开发自流井用于卤水生产，四川省的一座城镇起名为“自流井”。1835 年，位于深海的自流井（在英语文献中常误作“新海”）建成，深度达到 1001 米（3284 英尺），用于生产卤水和天然气（Vogel, 1993）。

在 1949 年中华人民共和国成立后，为了发展农业，开挖了很多深井。在 1950 年代末，钻探自流井的成功促使全国范围内展开了寻找更多自流井的运动。不幸的是，由于过度开采，包括华北平原在内的许多地区的自流井已经消失。

鄂尔多斯高原是中国西北地区研究程度最高的地下水盆地之一，主要由巨厚的白垩纪砂岩含水层组成，厚度可达 1000 米（3280 英尺）（图 22）。由于浅层为较薄的第四系沉积物，且具有较高的渗透性，同时白垩纪砂岩中没有连续的弱透水层，因此可以将鄂尔多斯高原概念化为典型的巨厚潜水含水层（Hou 等, 2008; Jiang 等, 2018）。受起伏地形、降水补给以及渗透系数的控制，这些适宜的水文地质条件促使了以地形驱动的多级次嵌套结构的流动系统的出现（Jiang 等, 2014）。早在 20 世纪 50 年代，许多钻入白垩系砂岩并位于地形低洼处的深钻孔开始成为自流井；随后，许多自流井相继被钻出用于供给农业用水。由于鄂尔多斯高原没有连续的隔水层，这些自流井均为地形控制成因自流井。

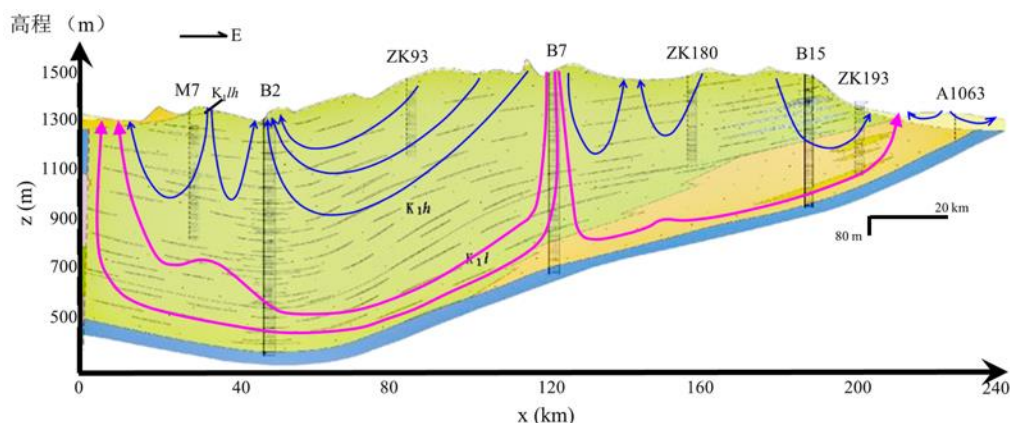


图 16 - 中国鄂尔多斯高原地质剖面，展示了没有连续弱透水层的白垩系砂岩含水层中地形控制下的地下水流动系统（修改自 Hou 等，2008）[换算：40 公里 = 25 英里；500 米 = 1,640 英尺；1,500 米 = 4,921 英尺]。

乌都淖流域是鄂尔多斯高原众多小流域之一，面积约为 200 平方公里（124.3 平方英里）。根据 2015 年的数据，该流域内共有 15 口自流井（Wang 等，2015）。在一项近期研究中，通过采集 13 口自流井中的地下水样品，研究了锂及其同位素的水化学演化特征（Ji 等，2022）。如图 23 所示，这些自流井均位于湖泊附近的地形低处。尽管大多数钻入白垩系砂岩的自流井仅在与第四系沉积物相对应的浅部进行了套管，但这些长筛管井的地下水样本可以代表了已经经历长时间和长距离迁移的深层地下水（Wang 等 2015；Zhang 等，2018；Ji 等，2022）。这些长滤管井的水化学特征启发了本书作者之一（蒋小伟）研究大尺度均质盆地中长滤管自流井水力学（节 8.2）。

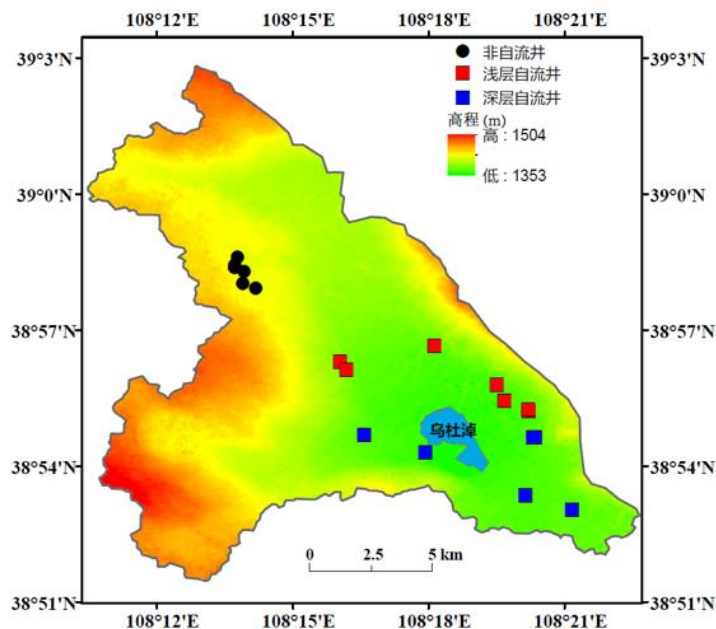


图 17 - 鄂尔多斯高原乌都淖流域的地形高处的非自流井与地形低处的自流井位置示意图（修改自 Ji 等，2022）[1,353 米 = 4,438 英尺；1,504 米 = 4,934 英尺]。

4.7 总结与启示

正如节 4.1 至节 4.4 中给出的地质剖面图所示，所有的承压含水层上方均覆盖有隔水层或弱透水层。由于区域尺度承压含水层在法国、美国、澳大利亚和加拿大的沉积盆地中普遍存在，并且这些含水层中普遍出现自流井，这种由两个隔水层包围的承压水流动模式成为了广泛应用的概念模型。承压水流动模式将在节 5.1 中介绍。对稳定和非稳定自流井流量的介绍将在第 6 节中展开。

如节 4.6 中的地质剖面所示，鄂尔多斯高原并没有连续的弱透水层。该地区地形低处的多个自流井为研究地形控制成因自流井提供了独特的机会，并促使了对自流井水力学的重新思考。巨厚潜水含水层中的地下水流动模式将在节 5.2 中介绍。稳定流条件下自流井流量沿井管的垂向分布将在节 8.2 中进行讨论。

历史上许多著名的地质控制成因的自流井都位于盆地地形低处的地方，靠近大型河流。然而，直到人们认识到弱透水层能够垂直传导大量地下水时，水文地质学家才意识到地质控制成因的自流井与地下水向大型河流的向上排泄密切相关。地下水的穿层流动模式将在节 5.3 中介绍。对未考虑背景流场的自流井流量将在第 7 节中讨论，而考虑背景流场的自流井流量将在第 8.1 节中详细阐述。

5 地下水流动模式与自流井形成条件

5.1 承压含水层

在关于自流井水源的认识演变过程中，到 19 世纪初，人们普遍接受地下水来源于降水，并通过位于两相邻隔水层之间的可渗透岩层中的孔隙或裂缝向下流动（Garnier, 1822）。19 世纪的几位水文地质学家对自流井形成条件的认识大致相同（Bond, 1865; Chamberlin, 1885; Héricart de Thury, 1830）。在一份经典报告“*The Requisite and Qualifying Conditions of Artesian Wells*”（《自流井形成的必要条件》）中，Chamberlain（1885）描述了他认为自流井形成所需的七个必要条件：

1. 一个透水层，允许水的进入和通过；
2. 含水层下方有隔水层，防止水向下流出；
3. 含水层上方有一个类似的不透水层，防止水向上排出，因为水在喷泉源的压力下会向上释放压力；
4. 地层是倾斜的，使得水进入的边缘高于井口处的地面；
5. 透水层的边缘有露头，以便能够获得足够的水源；
6. 有足够的降水来提供水源；
7. 在井口下方没有任何水的出口。

一些经典的承压含水层中自流井的形成条件，如 4.1 到 4.4 节中所示的法国、英国、美国和澳大利亚的案例，进一步巩固了承压含水层中以活塞流为主的概念模型（图 24）。

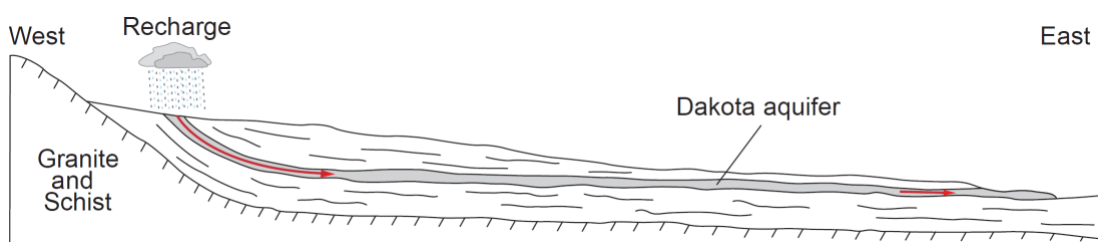


图 18 - 美国 Dakota 承压含水层及其由隔水层封闭的活塞流的剖面示意图（修改自 Fetter, 2001）。红色带箭头的线表示地下水流动的方向。

第 1 节中的图 2 展示了一个常见的用来描述承压含水层中的地下水补给与流动方向示意图。该含水层被两个隔水层包围，并有一个打入该承压含水层的自流井。我们重现了两个早期版本的类似图示：一个来自 Tolman（1937；图 25），另一个来自 Todd（1959；图 26）。此后，许多教科书在展示含水层和自流井时，均引用了 Todd 的示意图或在 Todd 示意图的基础上略作了修改。

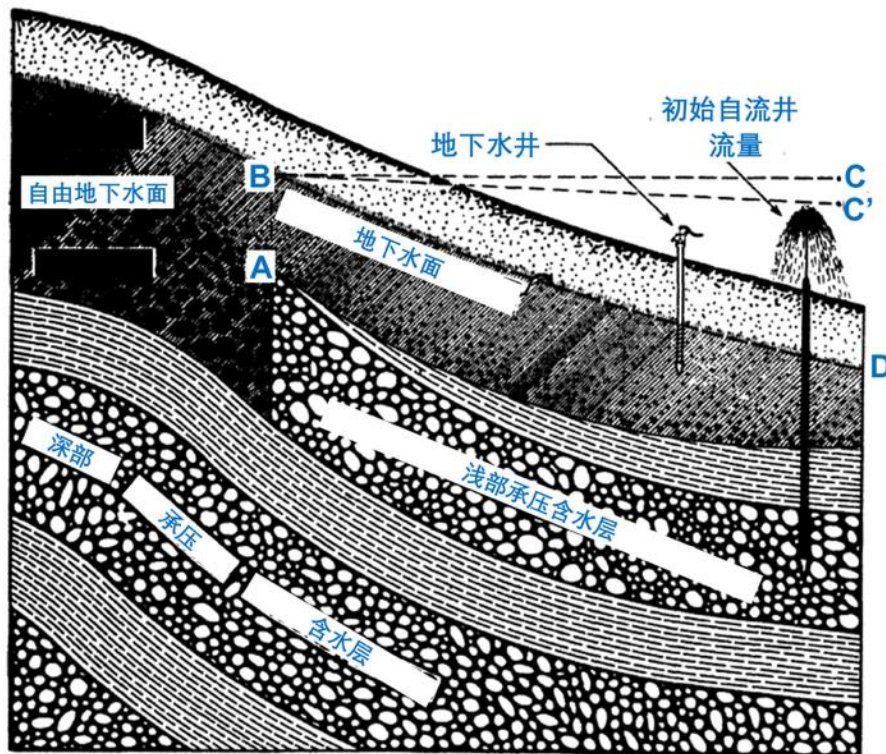


图 19 – 潜水含水层，承压含水层和自流井示意图（修改自 Tolman, 1937）。
标签“A”表示上层承压含水层的上缘；BC 和 BC'分别是上层承压含水层的理论静水位和实际静水位；BD 是地下水面。

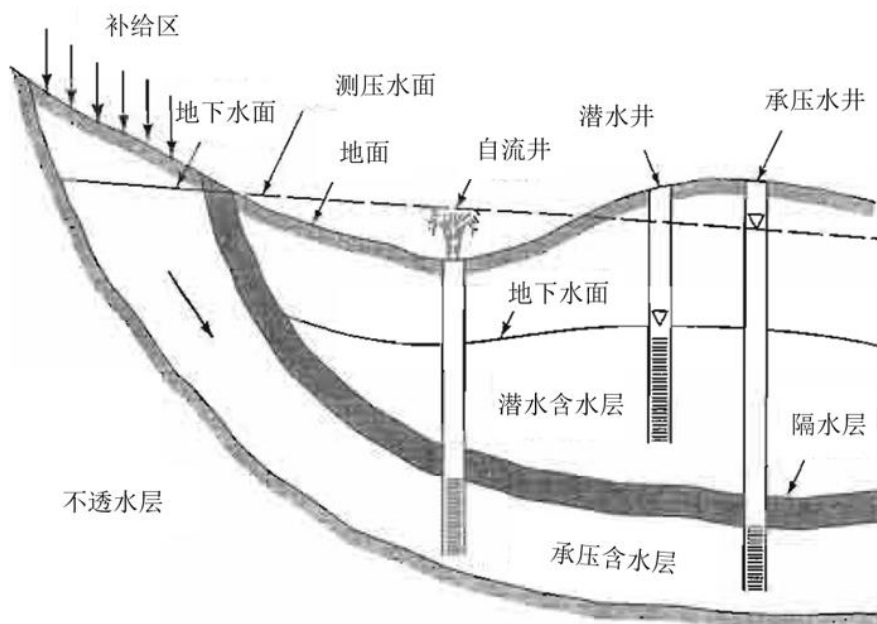


图 20 – 潜水含水层，承压含水层已经自流井和钻入承压含水层的水井示意图（修改自 Todd, 1959）。

5.2 巨厚潜水含水层

基于质量守恒原理和热力学定律，Hubbert（1940）定义了地下水的势能，并绘制出了在两条河流之间具有对称地形的均质各向同性含水层中区域地下水流场（图 27）。地形最高点对应着分水岭。在地形高处，地下水有一个向下远离地下水面的流动分量，而在地形低处，则有一个向上流向地下水面的分量。

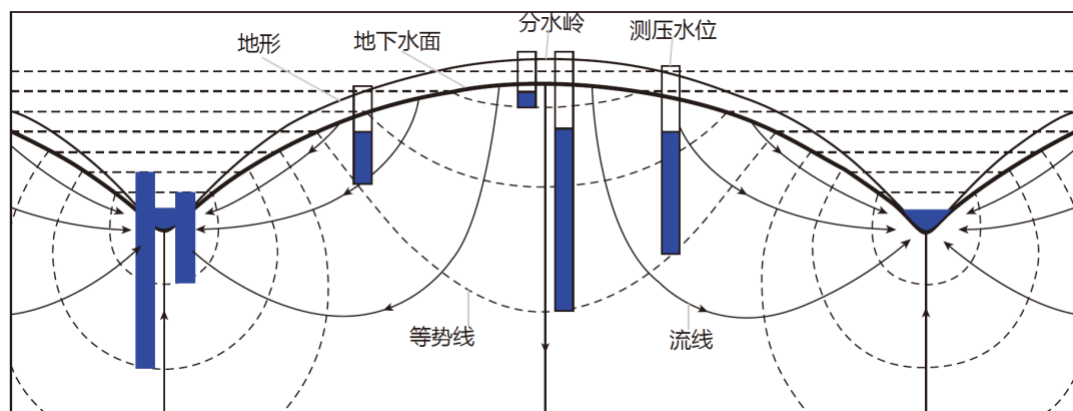


图 21 – Hubbert 绘制的河间地块流网图（修改自 Fetter, 1994）。蓝色条形表示测压管中的压力水头。

在靠近河流的地形低处，水头随着深度的增加而上升，并且可能高于地面。因此，即便含水层上方和下方都没有弱透水层，地形低区的垂直钻孔仍可能形成自流井，这表明 Chamberlin（1885）提出的第二和第三个条件并非形成自流井的必要条件。这类位于潜水含水层中的自流井，属于 Freeze 和 Cherry（1979）中定义的地形控制成因自流井。

Hubbert（1940）与 Freeze 和 Cherry（1979）指出，像 Dakota 砂岩含水层这样的概念模型在文献中作为区域地下水补给过程的模型被过度使用，而这种过度使用掩盖了对自流井更全面的认识。Hubbert 还指出：“If it ever becomes practicable to drill inclined or horizontal wells, artesian water can be obtained at many places where it cannot be obtained from vertical drill hole”（“如果将来倾斜或水平井的钻探技术成为现实，那么许多通过垂直钻孔无法获得自流井水的地方将能够获得自流井水。”）（1940，第 915 页）。事实上，中亚地区广泛使用的 karez 井系统就可以被视为一种水平自流井。

Tóth（1962，1963）提出了一个用于量化均质盆地中由地形驱动的地下水流动数学模型；这一理论被认为是水文地质学中的一个范式转变（Anderson，2008；Bredehoeft，2018；Mádl Szőnyi，2008）。在 Tóth（1962，1963）的模型中，通过在盆地顶部设定了一个水头边界条件来表示起伏的地下水面，其他边界则采用隔水边界条件。练习 1 给出了由起伏的地下水面引起的地下水流动模式及自流区的解析解。作为 Groundwater Project 的作者，Paul Hsieh 开发了一个用于在不同长宽比的非均质盆地中来模拟地形驱动地下水流动的在线互动工具，具体内容可见 Poeter 和 Hsieh（2020）中的讨论。

5.3 半承压含水层

Tolman（1937）已经阐明了地下水在排泄区通过隔水层的层间流动（图 19）。事实上，含水层间地下水的穿层流动并不局限在排泄区。Freeze 和 Witherspoon（1967）将

Tóth 的均质盆地模型扩展到层状非均质盆地，并通过数值模拟证明，未露出地表的含水层不一定需要露头也可以形成自流井（图 28）；即地下水位可以上升到地面以上。因此，Chamberlin（1885）提出的第四和第五个条件并非形成自流井的必要条件。

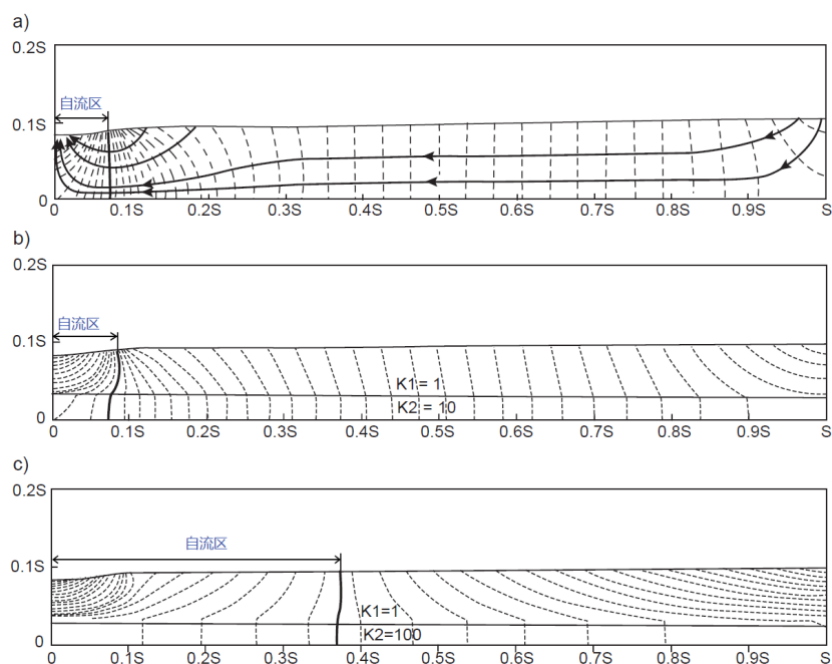


图 22 - a) 均质盆地中等水位线、流线及自流区的分布。b) 和 c) 不同 K_2 情况下盆地内自流区的分布（修改自 Freeze 和 Witherspoon, 1967）。随着 K_2 的增大，自流区面积显著增大。

Freeze 和 Witherspoon（1967）还发现，随着承压含水层渗透系数的增加，自流井的区域也随之增大。然而，他们模型的局限性在于地下水面是给定的，而不是由渗透系数和地下水补给/排泄决定的。此外，由于当时计算能力的限制，他们所考虑的承压含水层的封闭程度较低（ $K_2/K_1=10$ 和 100 ）。

为了量化地质控制成因的自流井中，地形、含水层/弱透水层以及地下水补给/排泄对自流井的共同控制，Zhang 等（2022）通过在盆地中引入一个弱透水层并在盆地顶部设置混合补给/排泄边界，扩展了 Tóth 的单元盆地模型（图 29）。具体而言，在河流处设定了一个给定水头，且在盆地顶部从河谷到分水岭处设定了恒定的降水补给；当地下水面超过地面高度时（如方程（2）所定义），顶部边界条件会转变为 Drain 边界，产生渗流。

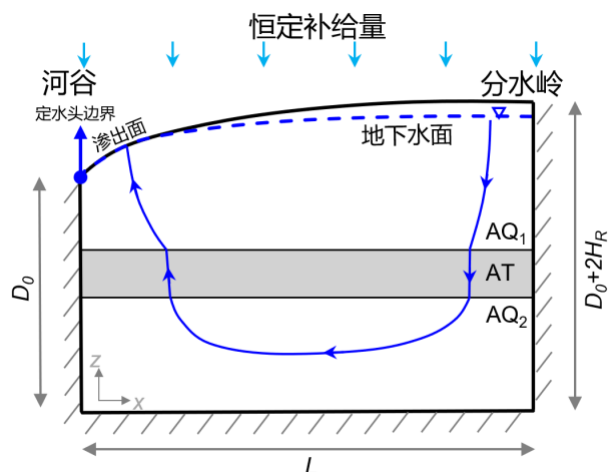


图 23 - 三层河谷盆地概念模型。该盆地在河流处具有定水头边界，顶部设有补给边界条件，并结合与水头相关的通量边界条件，当含水层水头高于地面高程时允许发生排泄，在其他三个边界处设有隔水边界条件。当弱透水层 AT 的渗透系数与上覆含水层（AQ1）和下伏含水层（AQ2）相同时，模型为均质盆地。地形高程由方程（2）决定。

$$z = D_0 + H_R \cos \left[\frac{\pi}{2} \left(1 - \frac{x}{L} \right) \right] \quad (2)$$

式中：

D_0 = 河谷处地表高程（L）

H_R = 区域地形起伏幅度（L）

L = 河谷与分水岭间距离（L）

河谷水位与地面高程相等，而在盆地其他位置的地下水位接近地表的起伏。两个含水层的渗透系数 K 均为 1 m/d (3.28 ft/d)。在基准案例中，弱透水层的渗透系数 K' 与含水层相同。考虑五种含水层与弱透水层渗透系数比的情形——渗透系数比 K/K' 分别为 10、 10^2 、 10^3 、 10^4 和 10^6 ——来研究弱透水层在自流井形成中的作用。

图 30 显示了六种不同渗透系数比情况下，从盆地分水岭到河谷的地下水流场。通过比较某一点的水头是否高于或低于潜水面，可以将盆地划分为补给区和排泄区，两者由粉红色虚线分隔。补给区有地下水向下流动的分量，而排泄区则有地下水向上流动的分量。通过比较某一点的水头是否高于对应位置地面的高程，可以确定自流区的范围。在每种情况下，自流区都位于排泄区内部。

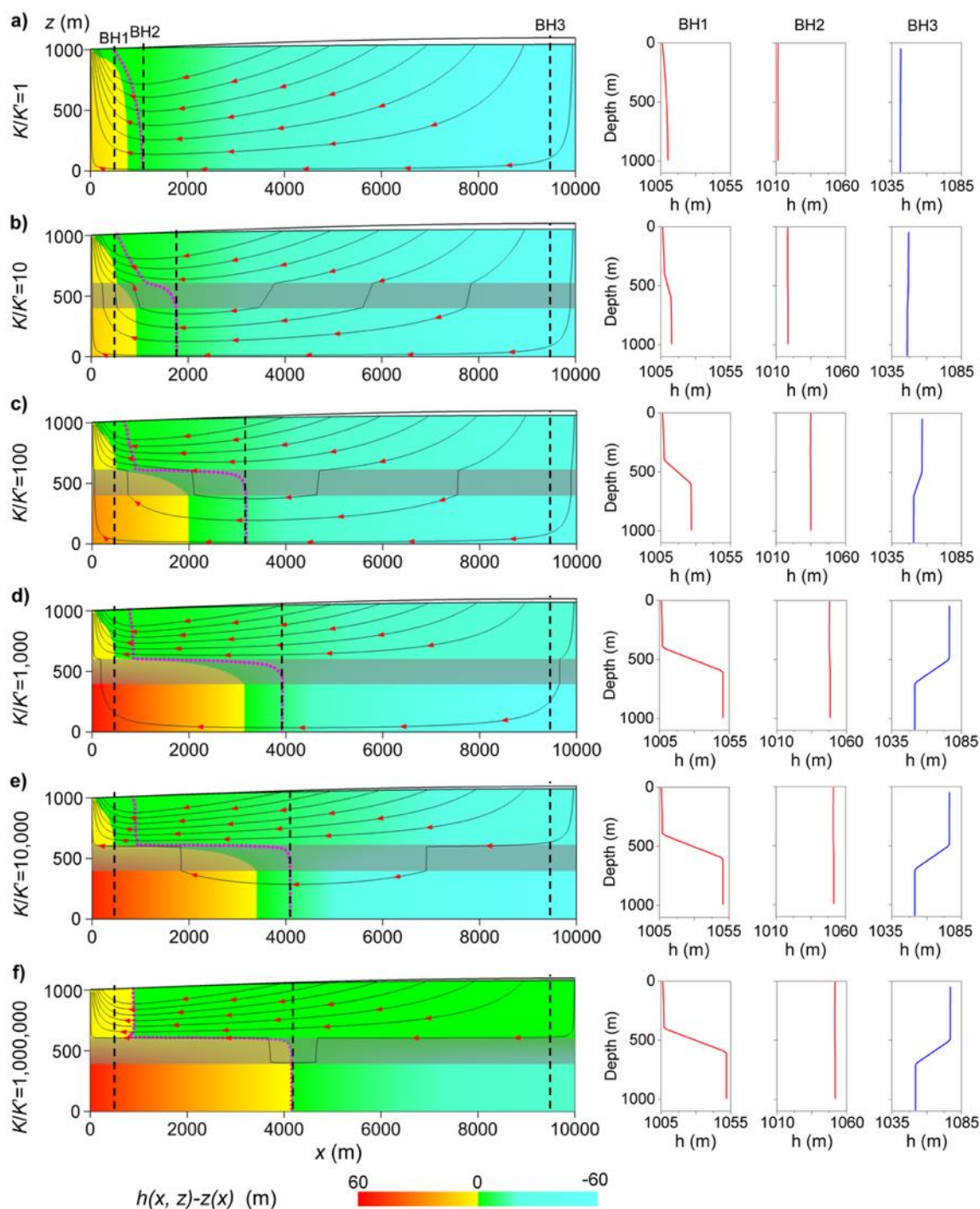


图 24 - 六种含水层与弱透水层渗透系数比 (K/K') 下, 盆地内流线和自流区分布, 以及三个虚拟钻孔内的水头分布。

- 图例中不同颜色表示盆地内对应位置的水头高于地表的幅度大小。位于黄色到红色范围的区域为自流区, 而位于红色区域的自流井流量更大。
- 盆地剖面图中的黑色虚线表示三个虚拟钻孔的位置。
- 粉红色虚线将盆地划分为补给区和排泄区 (即, 补给区有向下的地下水流动分量, 排泄区有向上的地下水流动分量)。
- 在每个案例中, BH1 和 BH3 的位置相同, 而 BH2 则位于盆地深部含水层排泄区和补给区分界线;

(a) 到 (d) 修改自 Zhang 等 (2022), (e) 和 (f) 则是为本书所建模。钻孔内的水头分布为首次展示。

在均质或非均质的盆地中，自流区都位于排泄区内。这意味着地下水向最低排泄点的排泄——即由地形驱动的盆地地下水流动的一个组成部分——在地质控制成因的自流井中起着关键作用。具有较低渗透性的弱透水层扩大了排泄区以及自流区的大小，这意味着自流井更可能出现在具有连续弱透水层的盆地中。这一发现解释了为什么长期以来人们认为上覆弱透水层是自流井形成的必要条件。然而，在弱透水层渗透系数非常低的情况下，半承压含水层中的地下水具有极低的可更新性，因此自流井的流量不可持续。

图 30 还展示了不同 K/K' 情况下三个虚拟钻孔（BH1 位于排泄区，BH2 位于深部含水层中的补给区与排泄区的分界线，BH3 位于补给区）内的水头分布。在均质盆地中，BH3 中的水头在补给区随着深度逐渐降低，而在 BH1 中则在排泄区随着深度逐渐升高。

因为每种情况下的钻孔 BH2 都穿越了上部潜水含水层的补给区，所以上层含水层中的水头随深度逐渐下降。随着含水层与弱透水层的渗透系数比 K/K' 增大（即 K' 减小），弱透水层顶部和底部之间的水头差增大，排泄区的深度增加趋势和补给区的深度降低趋势变得不那么明显。当 K/K' 的渗透系数比达到 100 时，深部含水层的水头几乎不随深度变化。这与普遍假设的地下水在承压含水层中流动基本是水平的观点一致。

基于 Hubbert (1940) 和 Tóth (1962) 的研究，简单盆地的地下水流动模式已经被很好地理解。此外，Freeze 和 Witherspoon (1967) 表明，各种形式的非均质性并不会改变从补给区到排泄区的整体流动模式。在这个背景下，Heath (1983) 在 USGS 的水资源供应报告中绘制了一个图，展示了五层盆地中地下水流动模式、弱透水层的作用和地下水循环的时间尺度（图 31）。该图被广泛转载或稍作修改用来展示从补给区到排泄区的地下水流动模式，包括 Tóth (1995) 和 Winter 等 (1998) 的综述论文。由于这两篇具有影响力的论文 (Tóth, 1995; Winter 等, 1998) 并未引用 Heath (1983) 的工作，许多人并不知道它的来源。

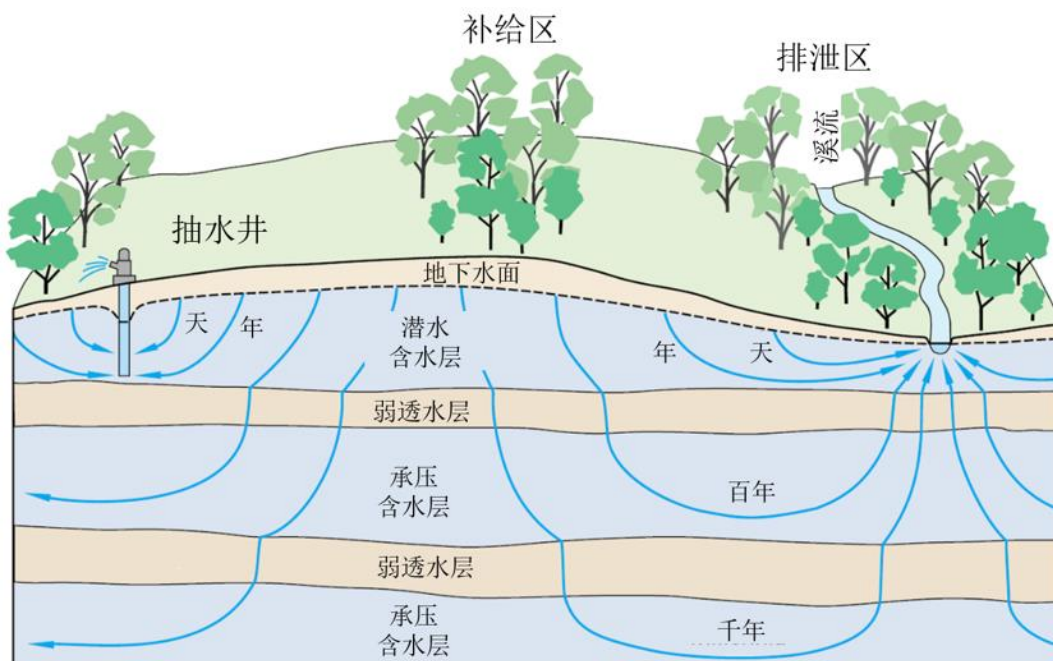


图 25 - 五层盆地中地下水从补给区到排泄区的流动模式和时间尺度的描述的示意图 (Heath, 1983; 修改自 Winter 等, 1998)。

根据 Heath (1983) 所示的盆地结构，我们将半个盆地的长度设置为 10 公里（6.2 英里），盆地深度为 500 米（1650 英尺），两个弱透水层的厚度为 10 米（32.81 英尺）。含水层的渗透系数（ K ）设置为 1 米/天（3.28 英尺/天）。图 32 展示了在三种不同 K/K' 的情景下，四条不同流线的时间尺度。随着渗透系数的降低，从浅层到深层流线的时间尺度逐渐增加，这与 Heath (1983) 所示的一致。随着弱透水层渗透系数的降低，地下水需要更多的时间流过弱透水层，因此每条流线从补给区到排泄区的时间尺度也相应增大。

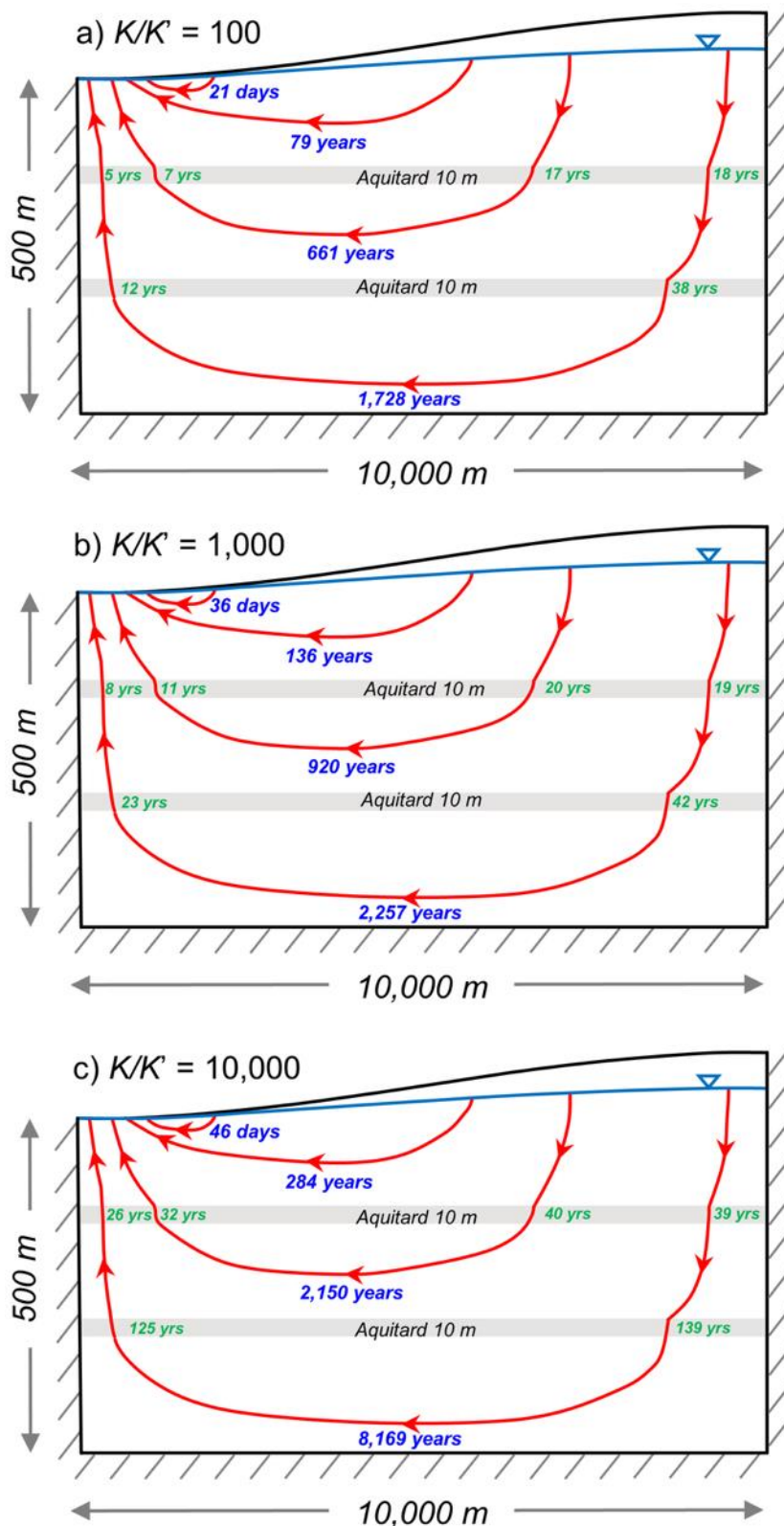


图 26 - 三种不同含水层与弱透水层渗透系数 (K/K') 情况下的地下水从补给区到排泄区沿不同流线的的时间尺度 (蓝色数字)。绿色数字表示流线穿越弱透水层另一侧所需的时间[换算: 10 米 = 32.81 英尺; 500 米 = 1650 英尺; 10,000 米 = 32,800 英尺]。

6 初始测压水面水平的承压含水层自流井水力学研究

6.1 承压含水层自流井稳定流量

自 19 世纪初以来，自流井一直是法国重要的供水水源；因此，在 1840 年后开始在自流井不同的出水口高度测量其流量（图 33a）。这些实验可以视为单井中多次不同降深的定降深抽水试验。如图 33b 所示，在 1847 年 9 月和 11 月，随着出水口高度的降低，自流井的流量呈线性增加。

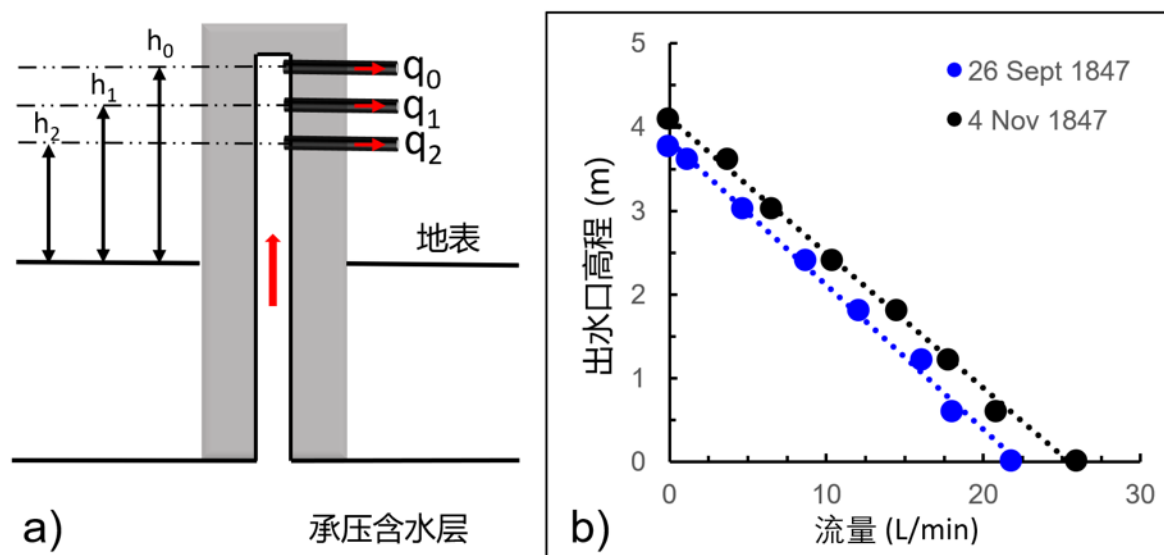


图 27 - a) 具有三个出水口的自流井流量测量装置示意图（测量过程中仅开放一个出水口）。 h_0 、 h_1 和 h_2 为三个出水口的高度， q_0 、 q_1 和 q_2 为各出水口的流量；b) 自流井出水口高于地面时流量随出水口高度变化的关系（数据源：Darcy, 1856）。

根据描述高速管道中的水头损失的谢才（Chézy）公式（节 3.1），井管中的水头损失应与流量的平方成正比。根据图 33b 中所示的水头损失与流量之间的线性趋势，可以推断水头损失主要由含水层中的低速地下水流动主导。为了验证在自流井中观察到的水头损失与流量之间的线性关系，达西设计了著名的砂柱实验。砂柱实验的结果报告在 Darcy（1856）的附录 D 中。达西定律揭示了多孔介质中流量与水力梯度之间的线性关系，它的发表也标志着地下水水文学作为一门定量科学的开始（Freeze 和 Back, 1983）。

可能因为只有 Darcy（1856）中的附录 D 被翻译，Freeze（1994）写道：“我确信达西在临终时并未意识到他已经揭示了自然界的基本法则之一”（第 30 页）。事实上，达西已经对地下水从地形高处到低处的循环过程有所了解（第 4.1 节），他也熟悉水在管道中流动时的水头损失（Brown, 2002; Ritzi 和 Bobeck, 2008）。因此，达西知道他已经揭示了自然界的基本法则之一。

1850 年，裘布依接替达西成为主管巴黎水务与道路事务部门的主任，并开始熟悉达西的工作。如图 33b 所示的现场数据促使 Dupuit 量化了与自流井流量和水头损失相关的系数。Dupuit（1863）意识到地下水流会径向汇聚到自流井，且承压含水层中的水头损失会在自流井周围形成一个降落漏斗（图 34a）。

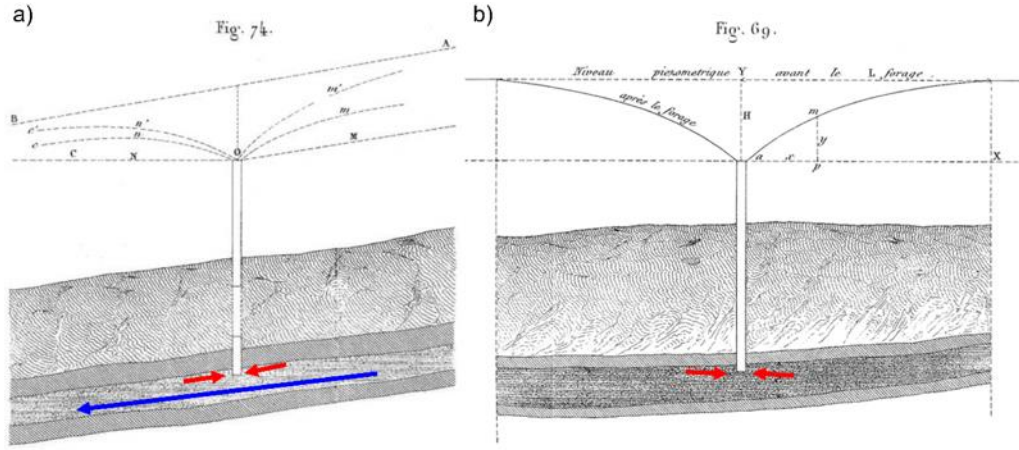


图 28 - Dupuit (1863) 中自流井周的地下水向井管径向流动的示意图。该井打入承压含水层，导致水头损失并形成降落漏斗。图 a 中考虑了区域水力梯度，图 b 中则忽略了该梯度。图 a 和图 b 中的红色箭头表示地下水径向流动方向，图 a 中的蓝色箭头表示区域地下水流动方向。

通过基于达西定律假设完全水平的初始测压水面（图 34b），自流井流量与水力梯度之间的关系可以通过方程（3）表示。

$$Q_s = K(2\pi rB) \frac{dH}{dr} = 2\pi Tr \frac{dH}{dr} \quad (3)$$

式中:

Q_s = 流量 (L^3T^{-1})

K = 渗透系数 (LT^{-1})

B = 厚度 (L)

T = 导水系数 (L^2T^{-1})

r = 降落漏斗半径（对应于图 34b 中的 x ）(L)

H = 相对于出水口高度的对应水头 (L)

当时，自流井附近没有观测井。通过假设在降落漏斗的外边界（距离自流井 R 处）水头是不变的，Dupuit (1863) 将方程（3）从井口边界 r_w 积分到降落漏斗的外边界 R ，得出了方程（4）。

$$Q_s = \frac{2\pi T(H_0 - H_w)}{\ln(R/r_w)} = \frac{2\pi Ts_w}{\ln(R/r_w)} \quad (4)$$

式中:

H_0 和 H_w = 影响半径处和出水口处的水力头 (L)

s_w = 出水口处降深 (L)

H_0 可以通过测量自流井在长时间关闭后初始的水头来获得，而 H_w 等于出水口的高度。

方程（4）通常被称为裘布依公式。Dupuit（1863）指出，方程（4）解释了许多自流井的流量（ Q_s ）与水头（ H_w ）之间的线性关系，这一关系在Darcy（1856）中有所报道，并在图33中进行了说明。方程（4）可以转化为计算单位出水量的公式，单位出水量是衡量井生产力的一个指标。单位出水量的表达式可以写成方程（5）的形式。

$$\frac{Q_s}{s_w} = \frac{2\pi T}{\ln(R/r_w)} \quad (5)$$

方程（4）和方程（5）适用于承压含水层中抽水井和自流井的稳定流，并可用于估算承压含水层的导水系数或渗透系数。然而，这种方法的一个主要局限性是难以确定R值。这一缺陷可以通过在降落漏斗范围内建立两个观测井来解决。

将方程（3）在两个距离抽水井不同的监测井之间进行积分，Thiem（1906）提出了一个用于确定渗透系数的方程，这被称为Thiem平衡法（*Thiem equilibrium method*）。然而，由于降深随着时间增加，Thiem平衡法未能得到恒定的渗透系数，这导致了在1930年代初期非稳定井水力学的出现。为预测定流量抽水引起的非稳定降深并估算水力参数的Theis方程（Theis, 1935）的发表，标志着地下水水文学的一次重要发展。Thiem和Theis方程的详细内容超出了本书的讨论范围。

6.2 无限承压含水层中自流井的非稳定流量

Meinzer（1928）指出，当自流井关闭一段时间后重新开启时，流量会随着时间的推移而减少。然而，直到20世纪50年代，才开始了自流井的非稳定流量的定量研究。基于Smith（1937）对引入定温度热源所引起的温度响应的解，Jacob和Lohman（1952）推导出了定降深放水试验中水头（降深）响应的解析解，并进一步得出了自流井非稳定流量的解。

对于均质且侧边界无限的承压含水层中的完整井（图35），当自流井放水时，井内的水头会瞬间下降至出水口，并且在出水口处维持恒定的降深 s_w 。随着降深 s 从井口向外扩展，承压含水层中储存的水逐渐被消耗。承压含水层中水头的下降导致流量 Q_w 随着时间减少。为了便于数学处理，假设初始测压水位完全水平，即不考虑如图34a所示的区域水力梯度。

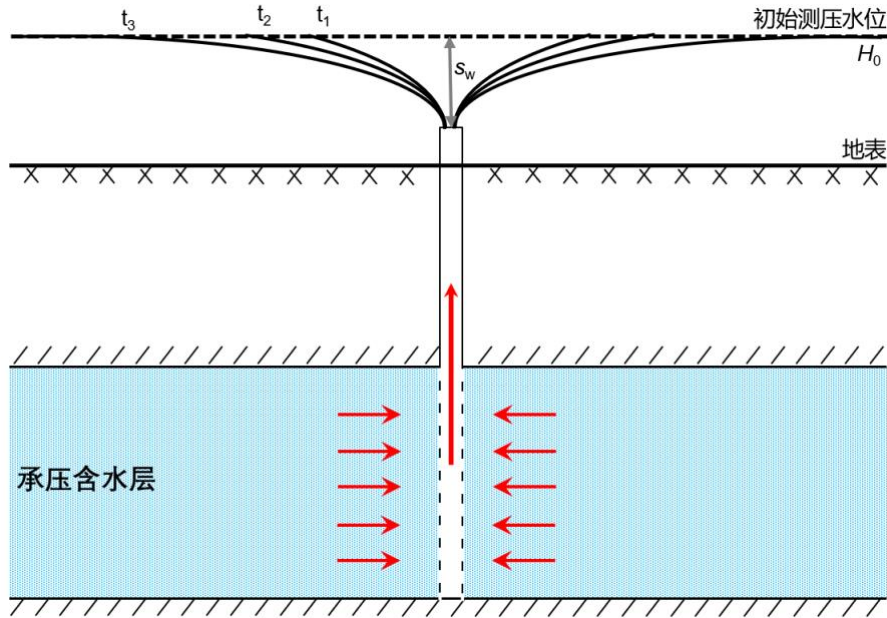


图 29 - 承压含水层自流井放水后的降深分布示意图。顶部的虚线代表放水前的初始测压水位。 H_0 是自流井放水前的的水头。 s_w 是自流井放水后的井内降深。三条实线分别表示在 t_1 、 t_2 和 t_3 时刻的测压水位。红色的水平线和垂直线分别表示承压含水层和井管内的流动方向。

根据 Jacob 和 Lohman (1952) 的研究，自流井流量的数学模型和解如附录 2 所示。无量纲流量 Q_D ，定义为 $\frac{Q_w}{2\pi T s_w}$ ，是关于无量纲时间 t_D 的函数。图 30 展示了无量纲流量 Q_D 和无量纲时间 t_D 的关系。

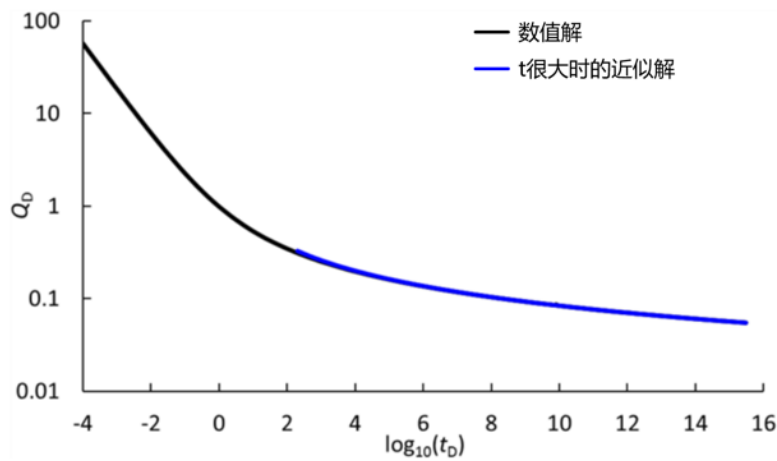


图 30 - 无量纲流量 Q_D 和无量纲时间 t_D 的关系曲线。

当 $t_D = 200$ (对应于 $\log_{10}(t_D) = 2.3$) 时， Q_D 和 $2/\ln(2.25 t_D)$ 之间的差异仅为 0.05，并且随着 t_D 的增大，二者之间的差异逐渐减小。因此，当 $t_D > 200$ 时，自流井的流量可以用方程 (6) 表示。

$$Q_w = \frac{4\pi T s_w}{\ln \frac{2.25 T t}{r_w^2 S}} \quad (6)$$

方程（6）中所示的近似流量可以转化为方程（7）的形式。

$$\frac{1}{Q_w} = \frac{2.3}{4\pi T S_w} \log_{10} \frac{2.25 T t}{r_w^2 S} = \frac{0.183}{T S_w} \log_{10} \frac{2.25 T}{r_w^2 S} + \frac{0.183}{T S_w} \log_{10} t \quad (7)$$

方程（7）表明， $1/Q_w$ 与 $\log_{10} t$ 之间存在线性关系。因此，通过绘制 $1/Q_w$ 与 $\log_{10} t$ 的关系图，可以用来估算承压含水层的导水系数（ T ）和储水系数（ S ）。

在没有区域水力梯度的承压含水层中，自流井的水源完全来自含水层内储水量的消耗。承压含水层中 Q_D 与 tD 的曲线表明，自流井流量无法达到稳定。

7 初始测压水面水平的半承压含水层自流井水力学研究

7.1 半承压含水层自流井非稳定流量

在研究了半承压（或越流）含水层中的定流量抽水之后（Hantush和Jacob, 1955），Hantush（1959）推导出了一个解析解，描述了在侧边界无限的半承压含水层中自流井的非稳定流量（图37）。其数学表达式见附录3.1。

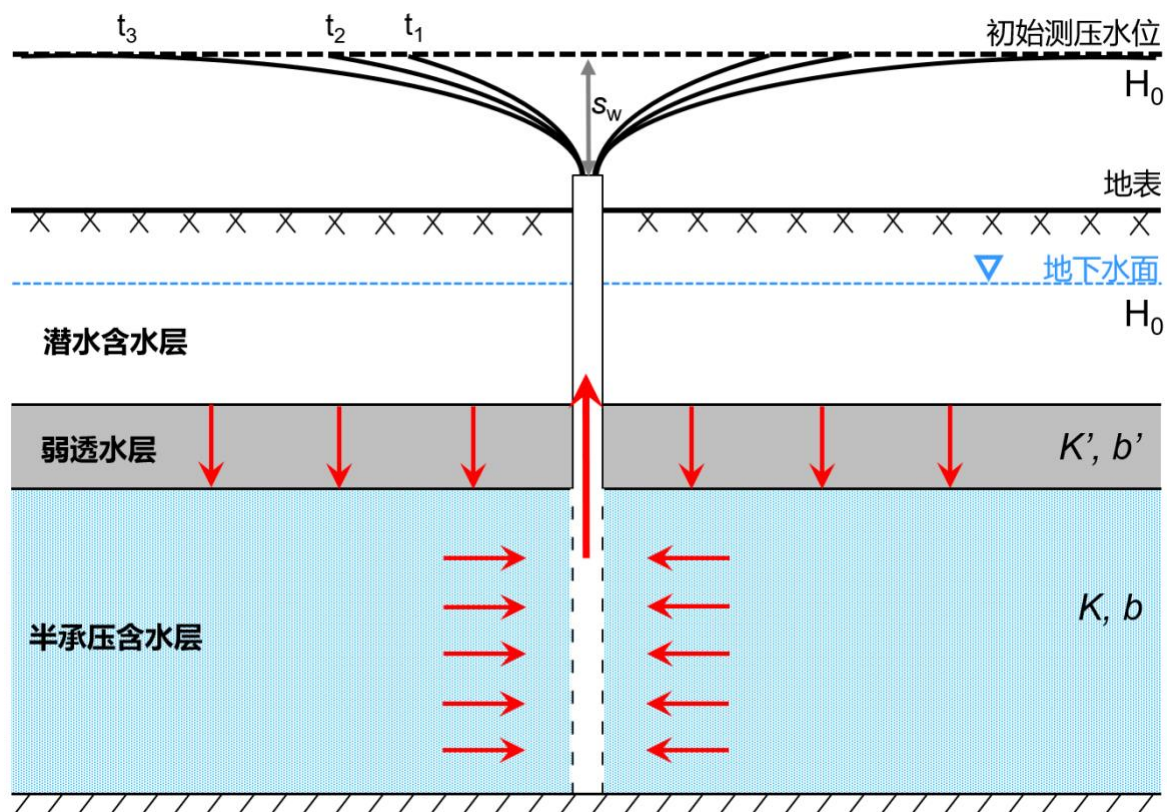


图 31 - 半承压含水层中自流井放水后的降深分布示意图。顶部的虚线代表自流井放水前的初始测压水面。该模型的一个假设的不足是，上覆潜水含水层的水位等于半承压含水层的初始测压水位，并且假设渗透系数 K 足够大，以至于潜水面不会因自流井放水而下降。 H_0 是自流井放水前的测压水头， s_w 是自流井放水后的井内降深。三条实线分别表示在 t_1 、 t_2 和 t_3 时刻的测压水位。 K 和 K' 分别是半承压含水层和弱透水层的渗透系数。 b 和 b' 分别是半承压含水层和弱透水层的厚度。红色的水平线和垂直线分别表示承压含水层和井管内的流动方向。

半承压含水层的厚度为 b ，渗透系数为 K ，而上覆弱透水层的厚度为 b' ，渗透系数为 K' 。假设潜水含水层的初始测压水位水平且等于 H_0 。假设上覆潜水含水层的水头维持在初始水头 H_0 。若越流含水层中的水头记作 H ，则通过弱透水层的向下越流速率 v_z 可以用方程（8）表示。

$$v_z = \frac{K'(H_0 - H)}{b'} = \frac{K's}{b'} \quad (8)$$

附录 3 中公式 3-1 的项 $\left(-s/B^2\right)$ 用于表示通过弱透水层的越流，其中 B 被称为越流系数，是半承压含水层的一个特征参数，反映了其对越流的阻力。 $B^2 = \frac{Kbb'}{K'}$ 。 B 值越大意味着弱透水层的渗透性越差。

如附录 3 所示，无量纲流量， Q_D ，被定义为 $\frac{Q_w}{2\pi T s_w}$ ，是无量纲时间 t_D 和 r_w/B 的函数。图 32 展示了 Q_D 与 r_w/B 和 t_D 的关系。

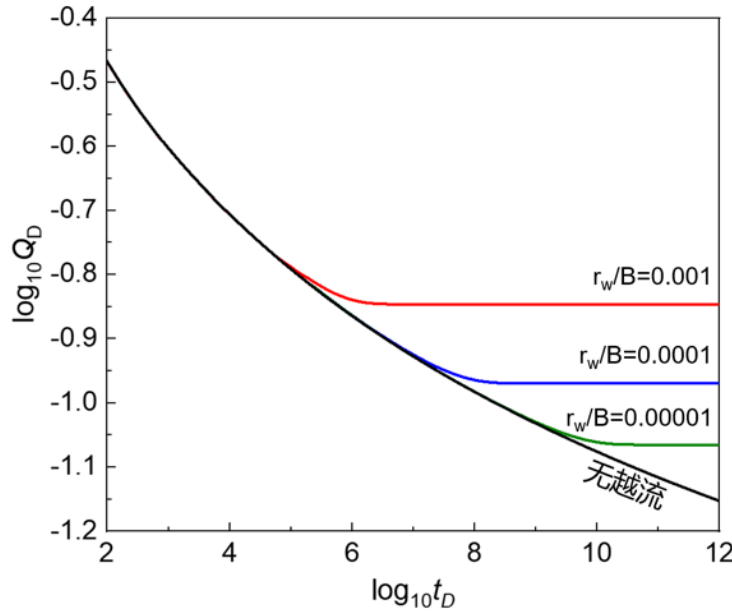


图 32 – 不同 r_w/B 时，流量 $Q(t_D, r_w/B)$ 和 t_D 的关系。随着时间的推移，降深趋于平缓，表明由于越流作用，稳定流状态已经达到。需要注意的是，井半径 r_w 是固定的，但越流系数 B 并非固定。由于 B 值的减小 r_w/B 增大，到达稳定降深的时间也提前。

7.2 半承压含水层自流井稳定流量

当 t_D 趋近无穷大时间，自流井流量的方程可以简化为方程（9）的形式。

$$Q_s = 2\pi T s_w \frac{r_w K_1(r_w/B)}{B K_0(r_w/B)} \quad (9)$$

对于 x 很小的情况， $xK_1(x) = 1$ 并且 $K_1(x) = \ln(1.123/x)$ 。由于 r_w/B 通常小于 0.01，方程（9）可以表示为方程（10）。

$$Q_s = \frac{2\pi T s_w}{K_0(r_w/B)} = \frac{2\pi T s_w}{\ln\left(1.123 \frac{B}{r_w}\right)} \quad (10)$$

方程（10）表明，自流井的比流量 Q_s/s_w 受导水系数 T 、井半径 r_w 和越流系数 B 的控制。该方程可用于解释图 33b 所示的流量与出水口标高之间的关系。方程（10）相比方程（5）的主要优点在于考虑了含水层间越流对自流井流量的影响。在没有区域水力梯度的情况下，上覆潜水含水层的向下越流是维持稳定降深和稳定流量的唯一水源。

需要注意的是，在潜水含水层中，由定降深抽水试验得到的稳定流量与由定流量抽水试验引起的稳定流量具有相同的 Q_s/s_x 表达式。由 De Glee (1930) 推导出的定流量抽水引起的降深，并且也可以通过在定流量抽水引起的非稳定降深表达式中近似 t_D 非常大来获得 (Jacob, 1946)。

8 考虑盆地背景流场的自流井水力学

8.1 层状盆地半承压含水层中自流井的非稳定流量与水源

如图 30 所示，自流井在半承压含水层中的分布与排泄区的向上的水力梯度流密切相关。为了获得半承压含水层中自流井的非稳定流量，沿 y 轴将图 29 所示的二维剖面扩展来获得三维盆地（图 39）。在三维盆地的模型顶层沿河谷设置了定水头边界条件，在顶层的其他部分设置了混合的补给/排泄边界条件（节 5.3），并且在四个侧边界和底部设置了零通量边界条件。

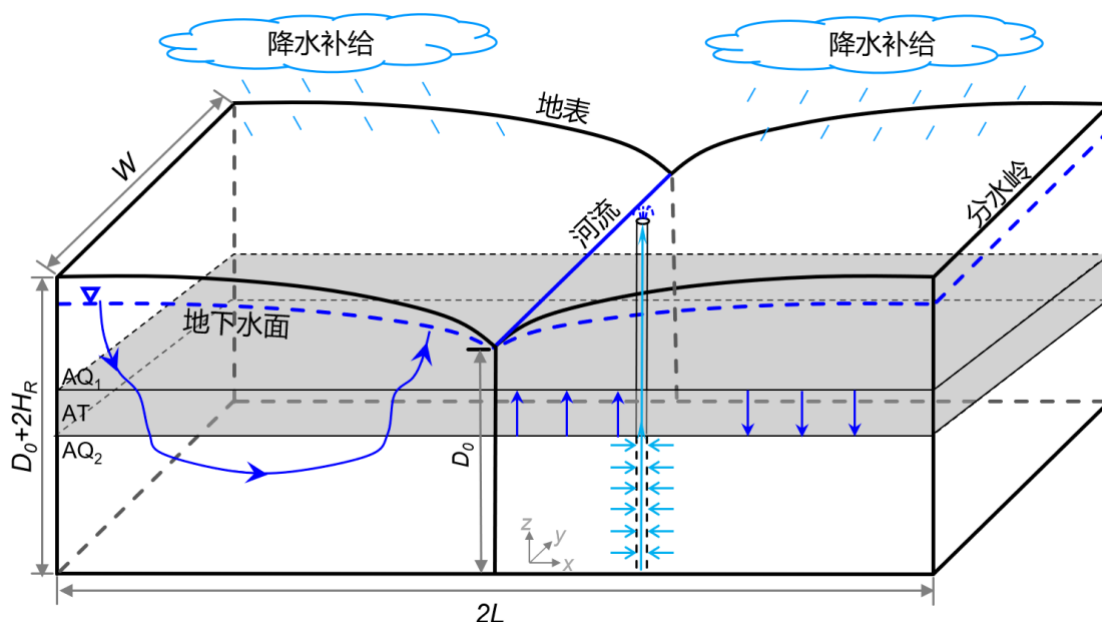


图 33 - 三维层状河谷盆地的概念模型。右半部分为自流井（转引自 Zhang 等，2022）。该三维盆地通过在河流的另一侧加入图 29 所示截面的镜像形成完整盆地，并沿 y 轴延伸得到。当弱透水层 AT 的渗透系数与上覆和下伏含水层（AQ1 和 AQ2）相同时，为均质盆地。

盆地的长度（ $2L$ ）和宽度（ W ）均设置为 20 公里（12.43 英里）。为了研究自流井的非稳定流量特征，自流井位于 $x = 500$ 米（0.31 英里）和 $y = 10,000$ 米（6.2 英里）处，即距离河谷 500 米（1,640 英尺）、距离分水岭处的隔水边界 9,500 米（5.9 英里），并且距离另外两个侧边界的无流边界 10,000 米（6.2 英里）。图 40 展示了在三种不同渗透系数比值（ K/K' 分别为 1、10 和 100）条件下，半承压含水层中的自流井的无量纲流量 Q_D 与无量纲时间 t_D 之间的关系。

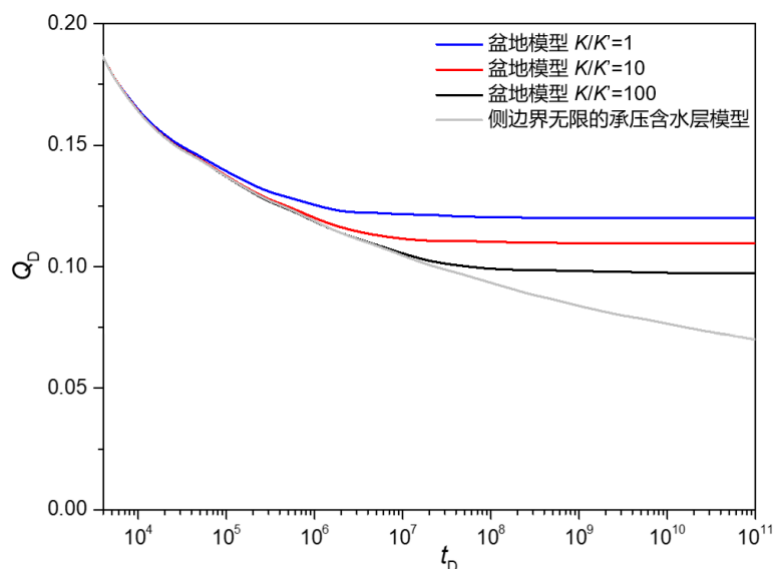


图 34 - 三层盆地中半承压含水层的自流井无量纲流量 (Q_D) 与无量纲时间 (t_D) 之间的关系 (转引自 Zhang 等, 2022)。灰线表示侧边界无限远的承压含水层的自流井流量曲线。当弱透水层的渗透系数较大 (即 K/K' 较小) 时, 稳定的自流井流量更大。

图 40 还展示了侧边界无限的承压含水层的自流井的 Q_D 与 t_D 曲线, 该曲线在数值模型中通过一个长度和宽度为 200 公里 (约 124 英里) 的近似无限远的盆地获得。对于半承压含水层中的自流井, 其 Q_D 与 t_D 的曲线在早期阶段与侧边界无限远的承压含水层的曲线重合, 但在后期开始偏离。随着渗透系数比 K/K' 的减小 (K' 的增加), 越流作用增强, 导致偏离侧边界无限远的承压含水层曲线的时间更早。

图 40 所示的带有区域水力梯度的盆地模型得到的 Q_D 与 t_D 曲线与图 38 中没有区域水力梯度的半承压含水层的曲线相似。与其他抽水井的水源类似, 自流井的总流量可以分为两部分: 抽水含水层内储水量的消耗和来自相邻含水层的捕获量 (图 41)。关于储水量的消耗和捕获量的详细描述可以参考 Konikow 和 Bredehoeft (2020), 此处不再赘述。

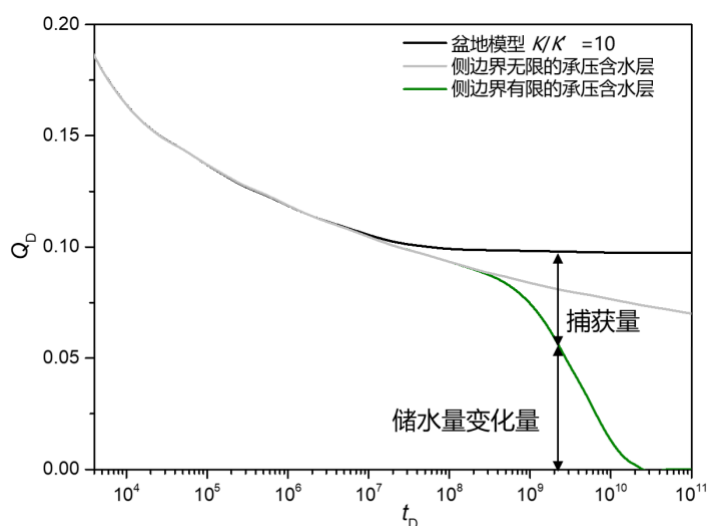


图 35 - 无量纲流量 Q_D 在有限半承压含水层中的储水量的消耗和来自上覆含水层的捕获量的划分 (修改自 Zhang 等, 2022)。在后期, 不再消耗储水量, 所有的流量都来自捕获量。捕获量是增加的补给 (取正值) 和减少的排泄 (取负值) 的总和。在自流井放水之前, 补

给量等于排泄区。随着自流井放水，地下水开始流向自流井而非向河流排泄。并且随着水流向井而非流向河流，排泄量的绝对值逐渐减小。

在有区域水力梯度的盆地模型中，在打井前，位于排泄区的弱透水层内存在向上的越流，这属于半承压含水层的排泄；而在补给区，弱透水层内存在向下的越流，这属于半承压含水层的补给（图 42a）。在打出自流井后，尽管半承压含水层内出现降深，井附近的水头仍然高于地面和上覆含水层的水头，而井附近排泄区的水头降低导致越流通过弱透水层的向上排泄减少，。而在补给区，半承压含水层的水头降低也导致越流通过弱透水层的向下的补给量增加（图 42b）。因此，捕获量包括两个部分：减少的排泄量和增加的补给量。这与我们在第 7.2 节中指出的情况不同，即在没有区域水力梯度的情况下，上覆潜水含水层的向下越流是唯一的捕获量来源。

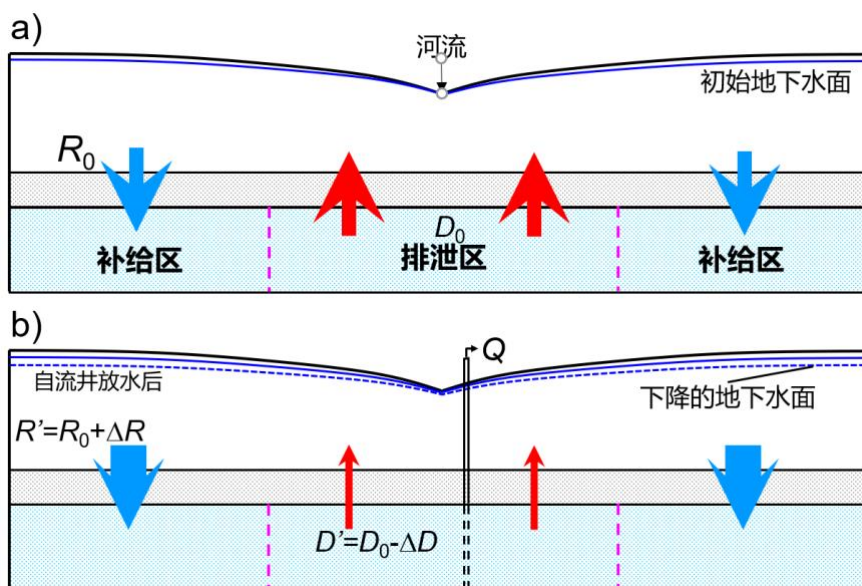


图 36 - 自流井放水前 (a) 和打井后 (b) 盆地中含水层间越流的示意图 (转引自 Zhang 等, 2022)。(b) 中的较大向下蓝色箭头表示增加的补给量, 较小的向上红色箭头表示减少的排泄量。自流井放水之前的流场见图 30。

总结来说，考虑盆地背景流场后，研究发现储水量的消耗、补给区向下的越流补给和排泄区向上的越流量减小，都是自流井水量的来源。Zhang 等 (2022) 发现，排泄区减少的排泄量（向上的越流）比补给区增加的补给量（向下的越流）对水量的贡献更大。对自流井水源的这一认识对于通过自流井采集经历了长时间水-岩相互作用的地下水样品具有重要意义。

8.2 长筛管自流井内流量的垂直剖面

当弱透水层的渗透系数比含水层低两个数量级或更多时，半承压含水层内的地下水主要为水平流，而弱透水层内的地下水流动则主要由垂向流（图 30）。在之前的关于半承压含水层地下水流动的研究中（图 35），通常假设可以忽略半承压含水层中的垂向地下水流动。事实上，如图 30 所示，在均质或非均质盆地中，无论是在补给区还是排泄区，地下水流都有向上的分量；也就是说，即便弱透水层的渗透性很低，半承压含水层中的地下水流动也并非完全水平。

在均质盆地的排泄区，由于水头随深度增加，长筛管井（包括自流井和非自流井）在筛管长度方向上会同时发生地下水的流入和流出（Zhang 等，2018）。在排泄区的深部，由于含水层中的水头高于井中的平均水头，地下水会从含水层流入井中；而在排泄区的浅部，由于含水层中的水头低于井中的平均水头，地下水则会从井中流出到含水层。井中地下水的流入和流出共存的现象形成了井内的垂向流动路径，文献中将其称为井中流或井孔流（Reilly 等，1989；Zinn 和 Konikow，2007）。

为了与节 5.3 和节 8.1 中的讨论保持一致，我们使用图 39 所示的概念模型来说明自流井的径向流入量的垂向剖面（达西速度）。图 43 展示了在四种不同渗透系数比的情况下，半承压含水层排泄区（ $x = 400 \text{ m}$, $1,312 \text{ ft}$ ）自流井的无量纲径向流入量 $q/q_{\max}$ 的垂向分布。最大 q ($q_{\max}$) 发生在筛管底部。当弱透水层的渗透系数比含水层低两个数量级（即 K/K' 等于 100）时，径向流入量非常均匀（图 43a）。然而，当弱透水层的渗透系数与含水层相同时，由于排泄区内水头随着深度的增加而增加，径向流入量随着深度的增加而显著增大（图 43d）。

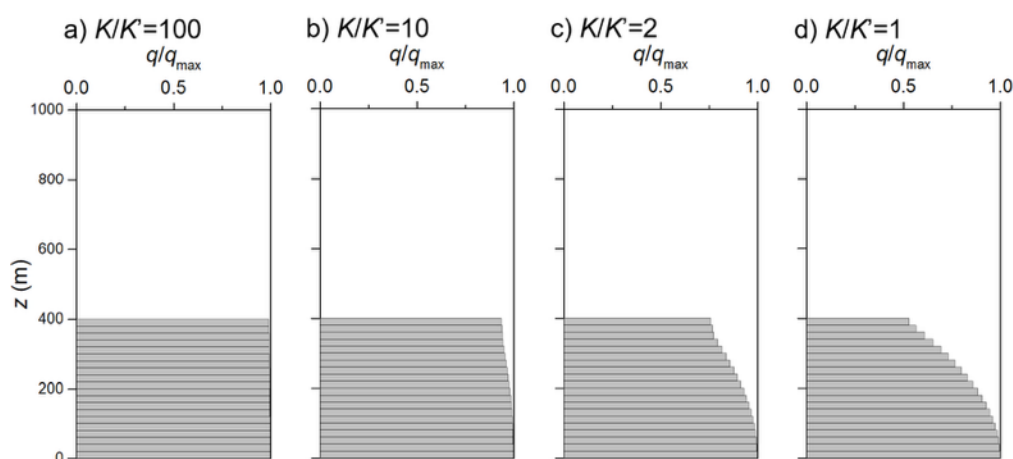


图 37 - 不同 K/K' 下，自流井（位于 $x = 400 \text{ m}$, $1,312 \text{ 英尺}$ ）在盆地深部垂向上的无量纲流量变化。随着 K' 增加，流入量随深度增加而增大。

在均质盆地中，随着筛管长度的增加，流入量随深度增加的趋势更加明显（图 44）。此外，当筛管足够长时（图 44b 和 c），地下水在盆地深部从含水层流向井管，将深部的累积流入量记为 Q_{in} ；而在屏幕的浅部，水从井口流向含水层，将浅部的累积流出量记为 Q_{out} 。当含水层的水头大于井中的水头时，地下水由含水层流入井管；而当含水层的水头低于井中的水头时，地下水由井管流入含水层。如果 Q_{in} 大于 Q_{out} ，则自流井出口处的流量大于 0，这也解释了地下水可以溢出井口的原因。

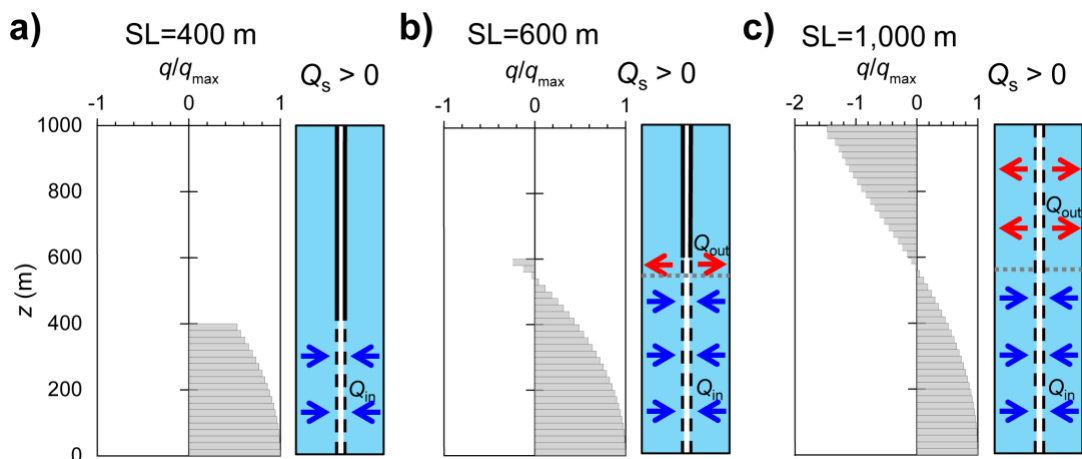


图 38 - 均质盆地中不同筛管长度 (SL) 下自流井流量在垂向上的变化: a) 自流井, $Q_{in} > Q_{out} = 0$; b) 自流井, $Q_{in} > Q_{out} > 0$; c) 自流井, $Q_{in} > Q_{out} > 0$ 。在所有情况下, 因为 Q_{in} 超过了 Q_{out} , 所以自流井流量 $Q_s > 0$ 。

图 45 给出了自流井在远离河谷不同距离的垂向流量变化。当自流井位于河谷处 ($x = 0$) 时, 由于含水层水头在所有深度处均高于自流井出口的水头, 因此不存在流出段 (图 45a)。随着自流井远离河谷, 流出段的长度和累计流出量 Q_{out} 增加 (图 45b 和 c)。当 $x = 550$ m 时, 井口没有流量, 因为 Q_{in} 和 Q_{out} 达到平衡, 这对应于井中流的情况。对于图 45b 所示的情况, 自流井也属于一种 $Q_{in} > Q_{out}$ 的井中流形式。

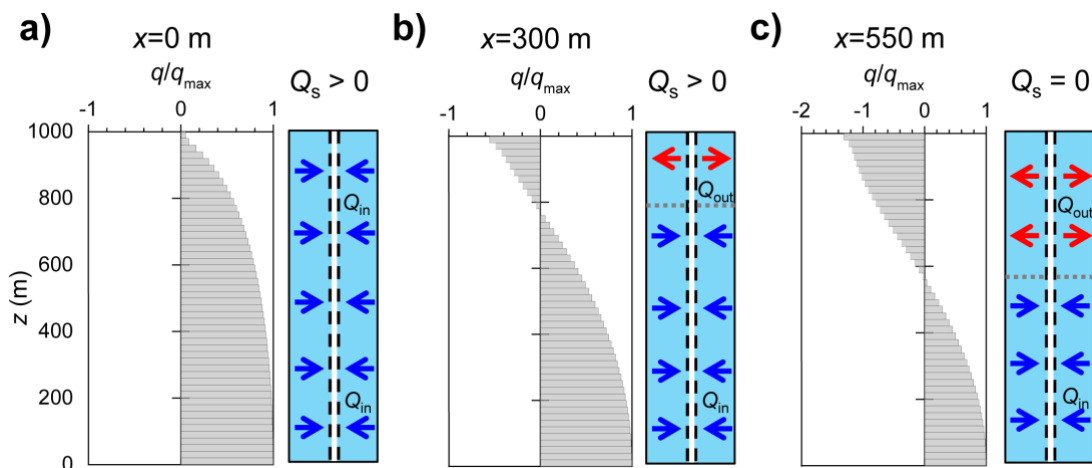


图 39 - 自流井远离河谷不同距离时, 自流井垂向上的径向流量变化。(a) 和 (b) 为自流井, (c) 为非自流井。

如图 45a 和图 45b 所示, 在具有长筛管的自流井中, 即使没有弱透土层, 含水层浅部的地下水也不会流入自流井。这表明, 从井口流出的水化学特征代表的是深层地下水。如果有地球物理流量日志, 可以用于识别水源。

9 结语

定量地下水科学的发展历程始于法国，达西（Darcy）和裘布依（Dupuit）的工作是最早从水力工程视角研究地下水的成果。他们的研究起源于 19 世纪上半叶普遍存在的自流井现象，这些井的出现与绞索钻探技术的发展密切相关。作为一名接受过水利工程训练的工程师，裘布依绘制了第一个考虑到水头损失的承压含水层的测压水面分布图。在地下水研究的焦点从法国转移到美国后，美国地质调查局（USGS）于 1879 年成立，并成为地下水研究的领军者，研究重点转向野外实地研究。在此过程中，地下水的研究框架也受到自流井的影响，尽管这种思考方式更加偏向地质学而非水利工程。研究聚焦于地下水作为含水层的重要水资源以及它如何在沉积盆地中渗透性最好的地层中表现出来。那些低渗透性的地层（通常称为弱透水层）被认为对自流井的形成至关重要。这一地质控制成因的自流井的概念模型源自过去几个世纪的研究，且至今仍广泛存在于地下水基础教育的图表中，然而这个模型与现实相差甚远，容易引发误解。

早期的研究人员早在 19 世纪就已对承压含水层中水的来源形成了认识，并根据直觉的概念化方法，认为水源在含水层在地表的露头处接受补给，并且地下水呈现类似管道流动的活塞流模式。这些就是我们现在所称的地下水流动系统理论的早期概念。尽管这些早期的地质学概念对水流系统有一定帮助，但其中的一些重要方面存在错误，直到 1940 年哈伯特（Hubbert）发表了基于物理的地下水流动理论，这些问题才得以解决。他的工作通过 Tóth 和 Freeze 在 20 世纪 60 年代的解析解与数值模拟研究得到了极大的拓展。随着计算机的普及，数值模拟研究表明含水层之间存在穿层流动，并且揭示了含水层即使没有地表的露头也能获得补给。研究还表明，弱透水层的存在可以扩大自流井区域。这些结果促使了现代地下水流动系统（含水层-弱透水层系统）的研究。

自裘布依提出以来假设完全承压、水平流动和稳定流条件下的抽水含水层水力学后，几乎没有太大的进展。直到 1935 年，美国地质调查局的泰斯（Theis）提出了非稳定流的解。这一成果为含水层水力学的发展奠定了基础，就像哈伯特（Hubbert）在 1940 年为地下水流动系统分析所做的贡献一样。Theis（1935）和 Hubbert（1940）的研究为 20 世纪 40 年代含水层水力学的进步以及 20 世纪 60 年代的地下水流动系统理论的发展奠定了基础。

在 1880 到 1935 年间，含水层水力学和地下水流动系统的概念发展缓慢，这与当时知识的局限性有关。当时的观念陷入了一个早期的范式中，这个范式将承压含水层视为唯一的研究重点，而将弱透水层视为附属品——无论是在地下水流动系统，还是在含水层-弱透水层水力学的研究中，弱透水层都没有得到充分重视。这种范式的转变需要时间——就像科学中的其他范式转变一样。这本书描述了这一范式的建立过程，从早期地质学主导的观念（认为含水层有露头 and 弱透水层控制着地下水流动系统）到新范式的转变，该新范式已经在 21 世纪得到了确立，认为地下水流动系统是由含水层、弱透水层和地形的空间排列所决定的。

尽管裘布依（Dupuit, 1863）最早研究了自流井的水力学，并用于量化自流井的流量。后来的研究（特别是 20 世纪 30 到 50 年代的非稳定流井水力学研究）则侧重于根据初始水头水平的无限承压或半承压含水层中水位对抽水的响应估算水力参数。在 20 世纪 50 年代，关于自流井非稳定流量的研究也采用了无限含水层和初始水位水平的假设。事实上，

初始水位水平的假设并不会影响对流量和水力参数的估算，但却会导致对自流井中地下水来源的错误理解。因此，含水层水力学需要与地下水流动系统分析相结合。在研究水头随深度增大的均质盆地排泄区长筛管自流井水力学时，发现井深部地下水从含水层流向井内，而井浅部则出现地下水从井管流向含水层的现象。这个发现对于通过自流井采集地下水样品，并用于解译区域地下水流动系统排泄区的水化学特征，具有重要意义。

10 练习题

练习 1 - 均质盆地中自流区的解析解

自流井在均质潜水含水层的地形低处的形成可以通过解析法描述。起伏的地形由余弦函数表示；起伏的地下水位是地形的缩小品。Wang 等（2015）引入了一个水面起伏因子 α [-] 来建立地下水 $z_{WT}(x, \alpha)$ 与起伏地形 $z_T(x)$ 之间的关系。盆地剖面地下水位起伏的函数可以写成以下方程：

$$z_{WT}(x, \alpha) = \alpha \cdot z_T(x) = \alpha \cdot \left[H_R - H_R \cos\left(\frac{\pi x}{L}\right) \right]$$

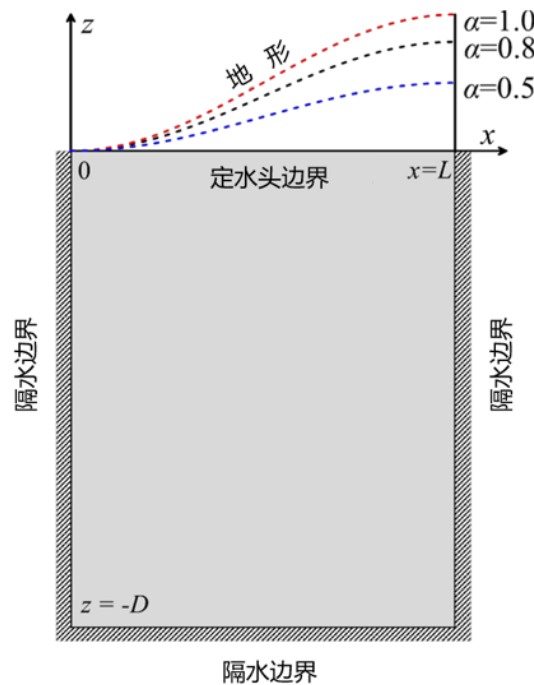
式中：

x = 河谷到分水岭的水平距离（L）

α = 与起伏地形相关的地下水位衰减因子（无量纲）

H_R = 地形起伏的振幅（L）

当 $\alpha = 1$ 时，地下水面与地形完全相同；当 $\alpha < 1$ 时，地下水面的起伏小于地形的起伏。



单元盆地的几何形状，长度为 L ，深度为 $|D|$ 。

根据 Jiang 等（2011）的研究，具有深度 D 和长度 L 的均质各向同性单元盆地中的水头可以通过以下方程推导得出。

$$h(x, z) = \alpha H_R - \alpha H_R \cos\left(\frac{\pi}{L}x\right) \frac{\cosh\left(\frac{\pi}{L}(D-z)\right)}{\cosh\left(\frac{\pi}{L}D\right)}$$

超过地表的水头可以通过计算水头与地表高程之间的差值获得，具体表达式如下所示。

$$(h(x, z) - z_T(x)) = H_R(\alpha - 1) + H_R \cos\left(\frac{\pi}{L}x\right) \left(1 - \alpha \frac{\cosh\left(\frac{\pi}{L}(D - z)\right)}{\cosh\left(\frac{\pi}{L}D\right)}\right)$$

根据本练习中给出的第二个方程（即水头 $h(x, z)$ 的表达式，而非水头与地表之差），可以通过使用如 Excel 或 MATLAB 等软件计算水头。请尝试通过固定 D 、 L 和 H_R ，并改变 α 值，使用 Surfer 或 MATLAB（或任何具有绘制等值线功能的软件）来绘制水头超过地表高度的空间分布，并与地形高程进行比较，来确定在哪些区域水头超过了地表。

[练习 1 答案](#) ↓

[返回到与练习 1 相关联的部分](#) ↑

11 参考文献

- Alley, W., & Alley, R. (2017, September 21) . *High and dry: Meeting the challenges of the world's growing dependence on groundwater*. Yale Scholarship Online.
<https://doi.org/10.12987/yale/9780300220384.001.0001>Ⓢ.
- Anderson, M. P. (2008) . *Groundwater: Benchmark papers in hydrology*. IAHS Press.
<https://iahs.info/Publications-News/?category=6>Ⓢ.
- The Social Economist. (1822) . No. 1: Bored springs or artificial fountains obtained by boring the earth. *Monthly Magazine and British Register*, 54.
- Arago, M. (1835) . On springs, artesian wells, and sprouting fountains. *The Edinburgh New Philosophical Journal*, 18.
- Batu, V. (1998) . *Aquifer hydraulics: A comprehensive guide to hydrogeologic data analysis*. John Wiley & Sons.
- Bear, J. (1972) . *Dynamics of fluids in porous media*. American Elsevier.
- Bear, J. (1979) . *Hydraulics of groundwater*. McGraw-Hill.
- Biswas, A. K. (1970) . *The history of hydrology*. North-Holland.
- Bond, F. T. (1865) . The geology of mineral springs. *Population Science Review*, 4.
- Botham, C. J. (2021, October 22) . The Grenelle artesian well of Paris. *On Verticality*.
<https://www.onverticality.com/blog/grenelle-artesian-well>Ⓢ.
- Bouwer, H. (1978) . *Groundwater hydrology*. McGraw-Hill.
- Brassington, R. (2017) . *Field hydrogeology* (3rd ed.) . John Wiley & Sons.
- Bredehoeft, J. D., Neuzil, C. E., & Milly, P. C. D. (1983) . *Regional flow in the Dakota aquifer: A study of the role of confining layers* (Water Supply Paper 2237) . U.S. Geological Survey. <https://pubs.usgs.gov/wsp/2237/report.pdf>Ⓢ.
- Bredehoeft, J. D. (2018) . The Toth revolution. *Groundwater*, 56 (1) , 157–159.
<https://doi.org/10.1111/gwat.12592>Ⓢ.
- Brown, G. O. (2002) . Henry Darcy and the making of a law. *Water Resources Research*, 38 (7) , 11-1–11-12. <https://doi.org/10.1029/2001WR000727>Ⓢ.
- Buckland, W. (1836) . *Geology & mineralogy, considered with reference to natural theology* (Vol. 1) . Routledge. <https://doi.org/10.4324/9780203489468>Ⓢ.
- Carpenter, L. G. (1891) . *Artesian wells of Colorado and their relation to irrigation*. The State Agricultural College, Fort Collins, CO.
- Chamberlin, T. C. (1885) . *The requisite and qualifying conditions of artesian wells* (Fifth Annual Report) . US Geological Survey.

- Commander, D. P. (2005). Artesian water. In J. H. Lehr & J. Keeley (Eds.), *Water encyclopedia* (pp. 1–5). John Wiley & Sons. <https://doi.org/10.1002/047147844X.gw56>.
- Darcy, H. (1856). *Les fontaines publiques de la ville de Dijon* [The public fountains of the village of Dijon]. Dalmont.
- Darton, N. H. (1897). *Preliminary report on artesian waters of a portion of the Dakotas* (Seventeenth Annual Report). US Geological Survey.
- Darton, N. H. (1905). *Preliminary report on the geology and underground water resources of the central Great Plains* (Professional Paper 32). US Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/pp32>.
- Darton, N. H. (1909). *Geology and underground waters of South Dakota* (Water Supply Paper 227). US Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/wsp227>.
- Darwin, E. (1785). An account of an artificial spring of water. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 75.
- Dassargues, A. (2018). *Hydrogeology: Groundwater science and engineering*. CRC Press. <https://doi.org/10.1201/9780429470660>.
- Daubrée, A. (1887). *Les eaux souterraines à l'époque actuelle* [Groundwater today]. Dunod.
- Davis, S. N., & De Wiest, R. J. (1966). *Hydrogeology*. John Wiley & Sons.
- Davie, T. (2008). *Fundamentals of hydrology*. Routledge. <https://doi.org/10.4324/9780203933664>.
- De Glee, G. J. (1930). *Over grondwaterstromingen bij wateronttrekking door middel van putten* [About groundwater flows during water extraction by means of wells]. J. Waltman.
- de Marsily, G. (1986). *Quantitative hydrogeology*. Academic Press.
- de Vries, J. J. (2007). History of groundwater hydrology. In J. W. Delleur (Ed.), *The handbook of groundwater engineering* (2nd Ed.). CRC Press.
- De Wiest, R. J. M. (1965). *Geohydrology*. John Wiley & Sons.
- Deming, D., Cranganu, C., & Lee, Y. (2002). Self-sealing in sedimentary basins. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 107 (B12), ETG 2-1–ETG 2-9. <https://doi.org/10.1029/2001JB000504>.
- Domenico, P. A. (1972). *Concepts and models in groundwater hydrology*. McGraw-Hill.
- Domenico, P. A., & Schwartz, F. W. (1998). *Physical and chemical hydrogeology*. John Wiley & Sons.
- Driscoll, F. G. (1986). *Groundwater and wells* (2nd ed.). Johnson Division.
- Duffy, C. J. (2017). The terrestrial hydrologic cycle: An historical sense of balance. *WIREs Water*, 4, e1216. <https://doi.org/10.1002/wat2.1216>.

- Dupuit, J. (1863) . *Études théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables* [Theoretical and practical studies on the movement of water in open channels and through permeable soils] (2nd ed.) . Dunod.
- Farey, J. (1823) . On artesian wells and boreholes. *Monthly Magazine and British Register*, 56.
- Farvolden, R. N. (1961) . *Groundwater resources Pembina area, Alberta*. Research Council of Alberta. https://static.ags.aer.ca/files/document/ESR/ESR_1961_04.pdf.
- Fetter, C. W. (1980) . *Applied hydrogeology* (1st ed.) . C. E. Merrill.
- Fetter, C. W. (1994) . *Applied hydrogeology* (3rd ed.) . Pearson Education.
- Fetter, C. W. (2001) . *Applied hydrogeology* (4th ed.) . Pearson Education.
- Fetter, C.W. (2004) . Hydrogeology: A short history, Part 1. *Groundwater*, 42, 790–792. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2004.tb02734.x>.
- Fitts, C. R. (2013) . *Groundwater science* (2nd ed.) . Academic Press. <http://doi.org/10.1016/C2009-0-62950-0>.
- Freeze, R. A. (1994) . Henry Darcy and the fountains of Dijon. *Groundwater*, 32 (1) , 25–30. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1994.tb00606.x>.
- Freeze, R. A., & Back, W. (1983) . *Benchmark papers in geology: Physical hydrogeology*. Hutchinson Ross.
- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979) . *Groundwater*. Prentice-Hall. <https://gw-project.org/books/groundwater/>.
- Freeze, R. A., & Witherspoon, P. A. (1967) . Theoretical analysis of regional groundwater flow: 2. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. *Water Resources Research*, 3 (2) , 623–634. <https://doi.org/10.1029/WR003i002p00623>.
- Fuller, M. L. (1906) . Significance of the term "artesian." In M. L. Fuller (Ed.) , *Underground-water papers*. US Government Printing Office.
- Garnier, F. (1822) . *De l'art du Fontenier Sondeur et des puits artésiens* [The art of Fontenier Sounder and artesian wells]. Imprimerie de Madame Huzard.
- Habermehl, M. A. (1980) . The Great Artesian Basin, Australia. *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*, 5, 9–38. <https://ecat.ga.gov.au/geonetwork/srv/api/records/a05f7892-b9de-7506-e044-00144fdd4fa6>.
- Habermehl, M. A. (2020) . The evolving understanding of the Great Artesian Basin (Australia) , from discovery to current hydrogeological interpretations. *Hydrogeology Journal*, 28 (1) , 13–36. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-02036-6>.

- Hantush, M. S. (1959). Nonsteady flow to flowing wells in leaky aquifers. *Journal of Geophysical Research*, 64 (8), 1043–1052. <https://doi.org/10.1029/JZ064i008p01043>.
- Hantush, M. S., & Jacob, C. E. (1955). Non-steady radial flow in an infinite leaky aquifer. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 36 (1), 95–100. <https://doi.org/10.1029/TR036i001p00095>.
- Heath, R. (1983). *Basic ground-water hydrology*. US Geological Survey. Water-Supply Paper 2220. <https://pubs.usgs.gov/wsp/2220/report.pdf>.
- Héricart de Thury, L. É. F. (1829). *Considérations géologiques et physiques sur la cause du jaillissement des eaux des puits forés ou fontaines artificielles* [Geological and physical considerations on the cause of the gushing of water from drilled wells or artificial fountains]. Paris. <https://www.bavikon.de/object/bav:BSB-MDZ-00000BSB10706934#>.
- Héricart de Thury, L. É. F. (1830). Observations on the cause of the spouting of overflowing wells or artesian fountains. *The Edinburgh New Philosophical Journal*, 9.
- Hiscock, K. (2005). *Hydrogeology: Principles and practice*. John Wiley & Sons.
- Hölting, B., & Coldewey, W. G. (2019). *Hydrogeology*. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-56375-5>.
- Hou, G., Liang, Y., Xiaosi, S. U., Zhao, Z., Tao, Z., Yin, L., Yang, Y., & Wang, X. (2008). Groundwater systems and resources in the Ordos Basin, China. *Acta Geologica Sinica*, 82 (5), 1061–1069. <https://doi.org/10.1111/j.1755-6724.2008.tb00664.x>.
- Hubbert, M. K. (1940). The theory of ground-water motion. *The Journal of Geology*, 48 (8, part 1). <https://doi.org/10.1086/624930>.
- Hudak, P. F. (2004). Groundwater and the hydrologic cycle. In P. F. Hudak, *Principles of hydrogeology* (2nd ed.). CRC Press. <https://doi.org/10.1201/9781003040613>.
- Jacob, C. E. (1946). Radial flow in a leaky artesian aquifer. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 27 (2), 198–208. <https://doi.org/10.1029/TR027i002p00198>.
- Jacob, C. E., & Lohman, S. W. (1952). Nonsteady flow to a well of constant drawdown in an extensive aquifer. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 33 (4), 559–569. <https://doi.org/10.1029/TR033i004p00559>.
- Ji, T. T., Jiang, X.-W., Gou, L. F., Jin, Z. D., Zhang, H., Wan, L., Han, G. L., Guo, H. M., & Wang, X. S. (2022). Behaviors of lithium and its isotopes in groundwater with different concentrations of dissolved CO₂. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 326 (June), 313–327. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2022.03.038>.
- Jiang, X.-W., Cherry, J., & Wan, L. (2020). Flowing wells: Terminology, history and role in the evolution of groundwater science. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24 (12), 6001–6019. <https://doi.org/10.5194/hess-24-6001-2020>.

- Jiang, X.-W., Wan, L., Wang, J., Yin, B., Fu, W., & Lin, C. (2014). Field identification of groundwater flow systems and hydraulic traps in drainage basins using a geophysical method. *Geophysical Research Letters*, 41 (8) , 2812–2819. <https://doi.org/10.1002/2014GL059579>Ⓢ.
- Jiang, X.-W., Wan, L., Wang, X. S., Wang, D., Wang, H., Wang, J. Z., Zhang, H., Zhang, Z. Y., & Zhao, K. Y. (2018). A multi-method study of regional groundwater circulation in the Ordos Plateau, NW China. *Hydrogeology Journal*, 26 (5) , 1657–1668. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1731-4>Ⓢ.
- Jiang, X.-W., Wang, X. S., Wan, L., & Ge, S. (2011). An analytical study on stagnant points in nested flow systems in basins with depth-decaying hydraulic conductivity. *Water Resources Research*, 47 (1) , W01512. <https://doi.org/10.1029/2010WR009346>Ⓢ.
- Konikow, L. F., & Bredehoeft, J. D. (2020). *Groundwater resource development: Effects and sustainability*. The Groundwater Project. <https://gw-project.org/books/groundwater-resource-development/>Ⓢ.
- Kuhn, T. S. (1962). *The structure of scientific revolutions*. University of Chicago Press.
- Johnson, B. J., Allen, D. M., & Wei, M. (2020, November 21–23). *Assessing the hydrogeologic conditions of flowing artesian bedrock wells in the Okanagan Basin, British Columbia* [Conference session]. GeoConvention 2020. <https://geoconvention.com/wp-content/uploads/abstracts/2020/58222-assessing-the-hydrogeologic-conditions-of-flowing.pdf>Ⓢ.
- Jones, J. F. (1962). *Reconnaissance groundwater study, Swan Hills and adjacent areas, Alberta*. Research Council of Alberta.
- Kasenow, M. (2010). *Applied ground-water hydrology and well hydraulics* (3rd ed.) Water Resources Publications. <https://www.wrpllc.com/books/agwhh2.html>Ⓢ.
- Konikow, L. F. (2013). *Groundwater depletion in the United States (1900–2008)* (Scientific Investigations Report 2013–5079). US Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/sir20135079>Ⓢ.
- Kruseman, G. P., & de Ridder, N. A. (1990). *Analysis and evaluation of pumping test data* (2nd ed.). International Institute for Land Reclamation and Improvement. <https://edepot.wur.nl/70972>Ⓢ.
- LaMoreaux, P. E., LaMoreaux, J. W., Soliman, M. M., Memon, B. A., & Assaad, F. A. (2008). *Environmental hydrogeology* (2nd ed.). CRC Press. <https://doi.org/10.1201/9781420055023>Ⓢ.
- Lionnais, (1805). *Historie de la ville de Nancy, Description de la fontaine artésienne de Jarville, Nancy* [History of the village of Nancy, Description of the artesian fountain of Jarville, Nancy].

- Lohman, S. W. (1972). *Ground-water hydraulics* (Professional Paper 708). US Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/pp708>.
- Macintosh, A. (1827). *The repertory of patent inventions, and other discoveries and improvements in arts, manufactures, and agriculture*. Bibliotheca Regia Monacensis.
- Mádl-Szőnyi, J. (2008). The contribution of József Tóth to modernization of Hungarian hydrogeology. *Central European Geology*, 51 (3), 189–201. <https://doi.org/10.1556/CEuGeol.51.2008.3.2>.
- Margat, J., Pennequin, D., & Roux, J.-C. (2013). History of French hydrogeology. In N. Howden & J. Mather (Eds.), *History of hydrogeology* (pp. 59–99). Taylor & Francis. <https://doi.org/10.1201/b12766>.
- Mariotte, E. (1717). *Oeuvres de Mr. Mariotte*, 2 Vols. (701 pp.). Edited by P. Van der Aa, Leiden.
- Mather, J. D. (2013). The progress of hydrogeology in Britain: 1600 to 2000. In N. Howden & J. Mather (Eds.), *History of hydrogeology* (pp. 347–379). Taylor & Francis. <https://doi.org/10.1201/b12766>.
- Mays, L. W. (2012). *Ground and surface water hydrology*. John Wiley & Sons.
- McKay, B. R., Hainstock, H. N., & Graham, G. (1936). Groundwater resources of the rural municipality of Last Mountain Valley, Number 250, Saskatchewan. *Geological Survey of Canada*, 90.
- McWhorter, D. B., & Sunada, D. K. (1977). *Ground-water hydrology and hydraulics*. Water Resources Publications.
- Meinzer, O. E. (1923). *Outline of ground-water hydrology, with definitions* (Report 494). US Geological Survey.
- Meinzer, O. E. (1928). Compressibility and elasticity of artesian aquifers. *Economic Geology*, 23 (3), 263–291. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.23.3.263>.
- Meinzer, O. E., & Hard, H. A. (1925). *The artesian water supply of the Dakota sandstone in North Dakota, with special reference to the Edgeley quadrangle* (Water Supply Paper 520-E). US Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/wsp520E>.
- Meiter, J. A. (2019). *The guide to Wisconsin flowing artesian wells*. Neshkoro.
- Meyboom, P. (1962). Patterns of groundwater flow in the Prairie Profile. In *Proceedings of Third Canadian Hydrology Symposium* (pp. 5–33). National Research Council of Canada.
- Meyboom, P. (1966). *Groundwater studies in the Assiniboine River drainage basin: Part 1 The evaluation of a flow system in south-central Saskatchewan* (Bulletin 139). Geological Survey of Canada.

- Meyer, G., Davis, G., & LaMoreaux, P. E. (1988). Historical perspective. In W. Back, J. S. Rosenshein, & P. R. Seaber (Eds.), *Hydrogeology, The geology of North America* (Vol. 0-2). The Geological Society of America.
- Molz, F. J., Boman, G. K., Young, S. C., & Waldrop, W. R. (1994). Borehole flowmeters: Field application and data analysis. *Journal of Hydrology*, 163 (3), 347–371. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90148-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90148-1) 
- Morris, J. (1849). *A series of large geological diagrams, illustrating the principles of this important and practical science...With explanatory notes upon each diagram*. Reynolds.
- Nonner, J. C. (2003). *Introduction to hydrogeology* (2nd ed.). A. A. Balkema.
- Norton, W. H. (1897). Artesian wells of Iowa (Annual Report 6, pp. 113–448). Iowa Geological Survey. <https://doi.org/10.17077/2160-5270.1330> 
- Ordens, C. M., McIntyre, N., Underschultz, J. R., Ransley, T., Moore, C., & Mallants, D. (2000). Preface: Advances in hydrogeologic understanding of Australia's Great Artesian Basin. *Hydrogeology Journal*, 28, 1–11. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-02107-8> 
- Perrault, P. (1967). *De l'origine des fontaines* [The origin of fountains]. (A. LaRocque, Transl.). Hafner Publishing. (Original work published 1674).
- Pinder, G. F., & Celia, M. A. (2006). *Subsurface hydrology*. Wiley Science. <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-subsurface-hydrology.pdf> 
- Poeter, E., & Hsieh, P., 2020, [Graphical Construction of Groundwater Flow Nets](#). The Groundwater Project, Guelph, Ontario, Canada.
- Poiseuille, J. L. (1841). *Recherches expérimentales sur le mouvement des liquides dans les tubes de très-petits diamètres, comptes rendus* [Experimental research on the movement of liquids in tubes of very small diameters, reports]. Académie des Sciences de Paris.
- Poland, J. E., Lofgren, B. E., & Riley, F. S. (1972). *Glossary of selected terms useful in studies of the mechanics of aquifer systems and land subsidence due to fluid withdrawal* (Water Supply Paper 2025). US Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/WSP2025> 
- Price, M. (1996). *Introducing groundwater*. Chapman & Hall, London.
- Reilly, T. E., Franke, O. L., & Bennett, G. D. (1989). Bias in groundwater samples caused by wellbore flow. *Journal of Hydraulic Engineering* 115 (2), 270–276. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1989\)115:2\(270\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1989)115:2(270)) 
- Ritzi, J. R. W., & Bobeck, P. (2008). Comprehensive principles of quantitative hydrogeology established by Darcy (1856) and Dupuit (1857). *Water Resources Research*, 44 (10), W10402. <https://doi.org/10.1029/2008WR007002> 
- Rushton, K. R. (2003). *Groundwater hydrology: Conceptual and computational models*. John Wiley & Sons.

- Schwartz, F. W., & Zhang, H. (2003) . *Fundamentals of groundwater*. John Wiley & Sons.
- Sen, Z. (2015) . *Practical and applied hydrogeology*. Elsevier.
- Slichter, C. S. (1902) . *The motions of underground waters* (Water Supply Paper 67) . US Geological Survey.
- Singhal, B., & Gupta, R. P. (2010) . *Applied hydrogeology of fractured rocks*. Springer.
<https://doi.org/10.1007/978-90-481-8799-7>.
- Smith, L. P. (1937) . Heat flow in an infinite solid bounded internally by a cylinder. *Journal of Applied Physics*, 8 (6) , 441–448. <https://doi.org/10.1063/1.1710319>.
- Storow, C. S. (1835) . *A treatise on water-works for conveying and distribution supplies of water*. Hilliard Gray.
- Theis, C. V. (1935) . The relation between the lowering of the Piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 16 (2) , 519–524.
<https://doi.org/10.1029/tr016i002p00519>.
- Thiem, G. (1906) . *Hydrologische methoden* [Hydrological methods]. Gebhardt.
- Todd, D. K. (1959) . *Groundwater hydrology*. John Wiley & Sons.
- Todd, D. K., & Mays, L. W. (2004) . *Groundwater hydrology* (3rd ed.) . John Wiley & Sons.
- Tolman, C. F. (1937) *Groundwater*. McGraw-Hill.
- Tóth, J. (1962) . A theory of groundwater motion in small drainage basins in central Alberta. Canada. *Journal of Geophysical Research*, 67 (11) , 4375–4388.
<https://doi.org/10.1029/JZ067i011p04375>.
- Tóth, J. (1963) . A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 68 (16) , 4795–4812.
<https://doi.org/10.1029/jz068i016p04795>.
- Tóth, J. (1966) . Mapping and interpretation of field phenomena for groundwater reconnaissance in a prairie environment, Alberta, Canada. *International Association of Scientific Hydrology Bulletin*, 11 (2) , 20–68.
<https://doi.org/10.1080/02626666609493458>.
- Tóth, J. (1995) . Hydraulic continuity in large sedimentary basins. *Hydrogeology Journal*, 3, 4–16. <https://doi.org/10.1007/s100400050250>.
- United Nations. (2022) . *Groundwater: Making the invisible visible* (UN World Water Development Report 2022) . UNESCO.
<https://www.unwater.org/publications/un-world-water-development-report-2022>.

- van der Gun, J. (2022) . *Large aquifer systems around the world*. The Groundwater Project.
<https://doi.org/10.21083/978-1-77470-020-4>.
- van der Gun, J. (2019, April 26) . The global groundwater revolution. *Oxford Research Encyclopedia of Environmental Science* (pp. 1–30) . Oxford University Press.
<https://oxfordre.com/environmentalscience/view/10.1093/acrefore/9780199389414.01.0001/acrefore-9780199389414-e-632>.
- Versluys, J. (1930) . The origin of artesian pressure. *Proceedings of the Royal Academy of Science*, 33, 214–222.
- Vogel, H. U. (1993) . The great well of China. *Scientific American* (June) , 116–121.
- Wang, J. Z., Jiang, X.-W., Wan, L., Wörman, A., Wang, H., Wang, X., & Li, H. (2015) . An analytical study on artesian flow conditions in unconfined-aquifer drainage basins. *Water Resources Research*, 51 (10) , 8658–8667.
<https://doi.org/10.1002/2015WR017104>.
- Water Science School. (2019, October 7) . Flowing artesian well in Brunswick, Georgia, USA [Photograph].
<https://www.usgs.gov/media/images/flowing-artesian-well-brunswick-georgia-usa>.
- Whitaker, W. (1888) . *Chronological list of works referring to underground water, England and Wales*. Appendix, 13th Report of the 57th Meeting of the British Association Committee appointed for the purpose of investigating the circulation of underground waters in the permeable formations of England and Wales and the quantity and character of water supplied to various towns and districts from these formations (pp. 384–414) , Manchester, August/September 1887. John Murray.
- Williamson, W. H. (2013) . The history of hydrogeology in Australia. In N. Howden & J. Mather (Eds.) , *History of hydrogeology* (pp. 7–27) . Taylor & Francis.
<https://doi.org/10.1201/b12766>.
- Winter, T. C., Harvey, J. W., Franke, O. L., & Alley, W. M. (1998) . *Ground water and surface water: A single resource* (Circular 1139) . US Geological Survey.
<https://pubs.usgs.gov/publication/cir1139>.
- Zhang, Y. P., Jiang, X.-W., Cherry, J., Zhang, Z. Y., Wang, X. S., & Wan, L. (2022) . Revisiting hydraulics of flowing artesian wells: A perspective from basinal groundwater hydraulics. *Journal of Hydrology*, 609 (June) , 127714.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127714>.
- Zhang, Z. Y., Jiang, X.-W., Wang, X. S., Wan, L., & Wang, J. Z. (2018) . A numerical study on the occurrence of flowing wells in the discharge area of basins due to the upward hydraulic gradient induced wellbore flow. *Hydrological Processes*, 32 (11) , 1682–1694. <https://doi.org/10.1002/hyp.11623>.

Zinn, B. A., & Konikow, L. F. (2007) . Effects of intraborehole flow on groundwater age distribution. *Hydrogeology Journal*, 15 (June) , 633–643.
<https://doi.org/10.1007/s10040-006-0139-8>[®].

12 附录

附录 1 - 33 本教科书中用于自流井的术语

附表 1-1 33 本教科书中按国家和作者分类的自流井名称

引用书籍	国家	Flowing well	Free flowing well	Overflowing well	Flowing artesian well	Artesian flowing well	Free flowing artesian well	Overflowing artesian well	Artesian well
Alley & Alley (2017)	美国				✓				✓
Batu (1998)	美国	✓							
Bear (1972)	以色列	✓							✓
Bear (1979)	以色列	✓							✓
Brassington (2017)	英国								✓
Dassargues (2018)	比利时				✓	✓			
Davie (2008)	英国								✓
de Marsily (1986)	法国	✓							✓
Deming et al. (2002)	美国								✓
Domenico & Schwartz (1998)	美国	✓							✓

Driscoll (1986)	美国				✓				✓
Fetter (2001)	美国	✓			✓				
Fitts (2013)	美国		✓						✓
Freeze & Cherry (1979)	加拿大	✓			✓				
Heath (1983)	美国	✓			✓				
Hiscock (2005)	英国			✓ *					
Hölting & Coldewey (2019)	德国								✓
Hudak (2004)	美国	✓			✓				
Kasenow (2010)	美国	✓				✓			
Kruseman & Ridder (1990)	荷兰		✓						✓
LaMoreaux et al. (2008)	美国					✓			
Lohman (1972)	美国	✓			✓				
Mays (2012)	美国	✓							
McWhorter & Sunada (1977)	美国				✓				
Nonner (2003)	荷兰						✓		

Pinder & Celia (2006)	美国	✓							✓
Price (1996)	英国			✓					✓
Rushton (2003)	英国							✓ *	✓ *
Schwartz & Zhang (2003)	美国	✓			✓				
Sen (2015)	土耳其				✓				
Singhal & Gupta (2010)	印度	✓							
Todd & Mays (2004)	美国	✓							

带有 * 的标记表示术语中 "well" 被替换为 "borehole"。

[返回到与附录 1 相关联的部分](#) ↑

附录 2 - 无限承压含水层中自流井非稳定流量的数学模型与解析解

根据 Jacob 和 Lohman (1952) 的研究, 数学模型及其解法在此框中给出。数学模型可以用公式 2.1 表示。

$$\begin{cases} T \left(\frac{\partial^2 s}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial s}{\partial r} \right) = S \frac{\partial s}{\partial t} & r > r_w \\ s(r, 0) = 0 & r > r_w \\ s(\infty, t) = 0 & t > 0 \\ s(r_w, t) = s_w & t > 0 \end{cases} \quad (\text{附录 2-1})$$

式中:

S = 承压含水层的储水系数 [-], 等于单位储水量 S_s (L^{-1}) 与含水层厚度 b (L) 的乘积

降深 s 的解可以由公式 2-2 表示。

$$s = s_w A \left(t_D, \frac{r}{r_w} \right) \quad (\text{附录 2-2})$$

式中:

$$t_D = \frac{Tt}{Sr_w^2}$$

$$A \left(t_D, \frac{r}{r_w} \right) = 1 - \frac{2}{\pi} \int_0^\infty \frac{J_0(x) Y_0 \left(\frac{r}{r_w} x \right) - Y_0(x) J_0 \left(\frac{r}{r_w} x \right)}{J_0^2(x) + Y_0^2(x)} \exp(-t_D x^2) \frac{dx}{x}$$

J_0 and Y_0 = 分别是第一类和第二类零阶贝塞尔函数。

自流井的流量可由公式 2-3a 和 2-3b 得出。

$$Q_w = -2\pi T r_w \frac{\partial s(r_w, t)}{\partial r} = 2\pi T s_w G(t_D) \quad (\text{附录 2-3a})$$

$$Q_D = \frac{Q_w}{2\pi T s_w} = G(t_D) \quad (\text{附录 2-3b})$$

式中:

$$G(t_D) = \frac{4t_D}{\pi} \int_0^\infty x e^{-t_D x^2} \left[\frac{\pi}{2} + \arctan \left(\frac{Y_0(x)}{J_0(x)} \right) \right] dx$$

$$Q_D = \text{无量纲流量}, \frac{Q_w}{2\pi T s_w}$$

由于无法直接对 $G(t_D)$ 的无限积分进行积分, 因此需要在涉及的参数的实际范围内进行数值计算。

[返回到与附录 2 相关联的部分](#) ↑

附录 3 - 初始测压水面水平的半承压含水层中自流井非稳定流量的数学模型

Hantush (1959) 推导了完全穿透侧边界无限的半承压含水层中自流井非稳定流量的解。其数学模型可以写成公式 3-1 所示的形式。

$$\begin{cases} \frac{\partial^2 s}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial s}{\partial r} - \frac{s}{B^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial s}{\partial t} & r > r_w \\ s(r, 0) = 0 & r > r_w \\ s(\infty, t) = 0 & t > 0 \\ s(r_w, t) = s_w & t > 0 \end{cases} \quad (\text{附录 3-1})$$

式中:

$$B^2 = \frac{Kbb'}{K'}$$

降深 s 的解可以由公式 3-2 表示。

$$\frac{s}{s_w} = \frac{K_0\left(\frac{r}{B}\right)}{K_0\left(\frac{r_w}{B}\right)} + \frac{2}{\pi} \exp\left(-t_D \frac{r_w^2}{B^2}\right) \int_0^\infty \frac{\exp(-t_D x^2)}{x^2 + \frac{r_w^2}{B^2}} \cdot \frac{J_0\left(\frac{r}{r_w}x\right)Y_0(x) - Y_0\left(\frac{r}{r_w}x\right)J_0(x)}{J_0^2(x) + Y_0^2(x)} x dx \quad (\text{附录 3-2})$$

式中:

K_0 = 第二类零阶贝塞尔函数

自流井的流量可由公式 3-3a 和 3-3b 得出。

$$Q_w = -2\pi T r_w \frac{\partial s(r_w, t)}{\partial r} = 2\pi T s_w G(t_D, r_w/B) \quad (\text{附录 3-3a})$$

$$Q_D = \frac{Q_w}{2\pi T s_w} = G(t_D, r_w/B) \quad (\text{附录 3-3b})$$

式中:

$$G\left(t_D, \frac{r_w}{B}\right) = \frac{r_w}{B} \frac{K_1\left(\frac{r_w}{B}\right)}{K_0\left(\frac{r_w}{B}\right)} + \frac{4}{\pi^2} \exp\left(-t_D \frac{r_w^2}{B^2}\right) \cdot \int_0^\infty \frac{x \exp(-t_D x^2)}{J_0^2(x) + Y_0^2(x)} \cdot \frac{dx}{x^2 + \frac{r_w^2}{B^2}}$$

K_1 = 第二类贝塞尔一阶函数

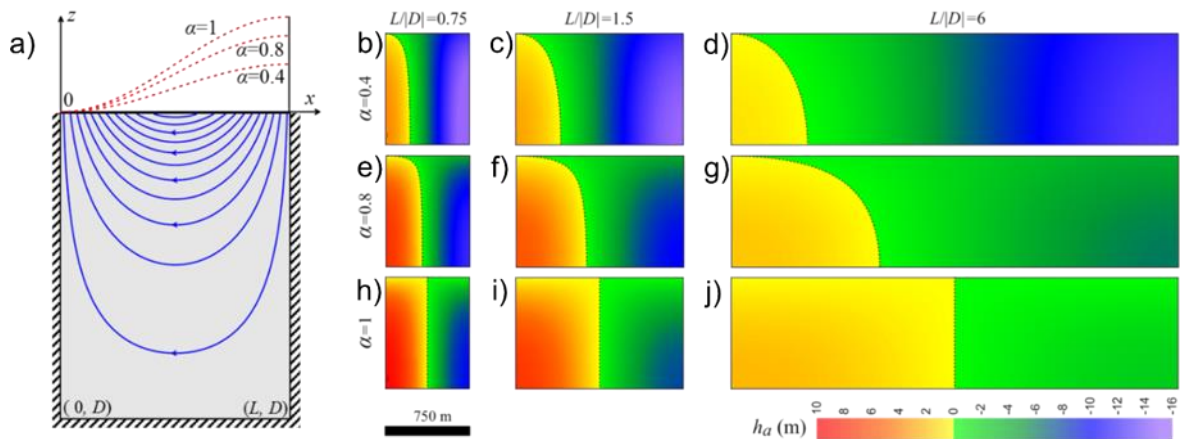
由于无法直接对 $G(t_D)$ 的无限积分进行积分, 因此需要在涉及的参数的实际范围内进行数值计算。

[返回到与附录 3 相关联的部分](#) ↑

13 练习题答案

练习 1 答案

Wang 等（2015）给出的例子如下所示。



- a) 单元盆地的几何形状，长度为 L ，深度为 $|D|$ ，并展示了三种地下水位起伏的情形（对应不同的 α ）；
 b) -j) 展示了在三种不同地下水位起伏和盆地长度/宽度比 ($L/|D|$) 下，单元盆地中水头超出地面（由 (a) 中的虚线红线 $\alpha=1$ 指示）幅度的分布（修改自 Wang 等，2015）。

[返回到练习练习 1](#) ↑

[返回到与练习 1 相关联的部分](#) ↑

14 关于作者



蒋小伟是中国地质大学（北京）的水文地质学教授，同时担任国际水文地质学会区域地下水流动委员会的联合主席之一。他于 1999 年进入中国地质大学（北京）进行本科学习，2003 年开始在该校攻读研究生学位。在博士学习期间，他开始专注于地下水流动系统的物理与化学特性。2011 年获得博士学位后，他成为中国地质大学（北京）的一名讲师，并于 2013 年晋升为副教授，2016 年晋升为教授。他主讲水力学和地下水动力学等本科课程，以及地下水流动系统理论等研究生课程。他希望让学生了解地下水知识的形成过程，这一理念促使他开始探索水文地质学的历史。在实地观察了大量自流井并寻求自流井水源的答案后，他将研究重心转向了从地下水流动系统的角度研究自流井水力学。他关于含水层系统和地下水流动系统的博士论文获得了中国百篇优秀博士学位论文奖。



John Cherry 在美国学习并在法国进行博士后研究后，于 1971 年加入滑铁卢大学，开展地下水中污染物迁移、命运及其修复的现场研究。他与 R. A. Freeze 共同著作了《地下水》一书（1979），并在《地下水中的高密度氯化物》一书（1996）中共同编辑和撰写了几章内容。他是大学地下水污染研究联合体的创始主任。现任圭尔夫大学 G360 地下水研究中心的研究员，参与地下水监测技术的研究，并致力于为偏远地区的农村居民建立安全的水井。他曾担任加拿大页岩气开发环境影响专家小组主席（2012-2014）。他是美国工程院外籍院士，并于 2016

年获得李光耀水奖，2020 年获得斯德哥尔摩水奖。

15 关于译者



张艺鹏目前在美国田纳西大学诺克斯维尔分校开展博士后研究，主要从事盆地尺度地下水流、溶质与热运移的数值模拟研究。2018 年于中国地质大学（武汉）获地下水科学与工程学士学位，同年进入中国地质大学（北京）深造，于 2024 年获水利工程博士学位。在博士学习期间，他开始进行盆地尺度含水层-水井系统水动力场及其对年龄、温度的控制研究。博士后的研究工作聚焦于滨海地区深层地下淡水的演变过程，以及其对海平面上升和水井开采的响应机制。

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](#)[↗]。

