

岩溶含水系统降水入渗补给研究进展

王树芳

(北京市地质环境监测总站,北京 100195)

摘要:岩溶含水系统中赋存着丰富的优质地下水,而大气降水是浅部可供开采的岩溶地下水的最主要补给来源。受岩溶含水系统各向异性、不均一性和直接观测难度大等因素的影响,降水入渗补给量的计算是一个非常复杂的过程。确定岩溶含水系统的汇水范围是降水入渗补给计算的首要问题,示踪法与经验公式法被证明是最有效的两种方法。降水入渗补给量的计算方法主要包括水文过程线法分析法、氧同位素法、氮质量平衡法、基于GIS的多变量综合分析和模型法。本文对目前岩溶含水系统降水入渗补给计算方法的关键点和适用条件进行了总结和对比,同时指出大气降水物理化学性质的时空特征以及水-岩反应可以作为未来研究岩溶含水系统降水补给的研究方向之一。

关键词:岩溶含水系统;汇水区面积;降水补给量;入渗试验

中图分类号:P642.25

文献标识码:A

文章编号:1000-0852(2014)06-0001-08

地球上无水和无冰的陆地,约有20%的地区都分布着碳酸盐岩^[1],约有10%~15%的地区都有岩溶发育。岩溶含水系统中一般都含有非常丰富的可供饮用的水源,可以作为国家或地区的战略供水水源地^[2]。但是,确定岩溶含水系统作为水源地之前,必须对该岩溶含水系统的水均衡进行计算,确定该系统的供水潜力。如果高估岩溶含水系统的供水潜力可能为长期的供水规划埋下隐患;低估岩溶含水系统的供水潜力又不能充分发挥岩溶水的战略作用。岩溶含水系统降水入渗补给量是水均衡计算中重要组成部分^[3],准确的计算降水补给量至关重要。

受降水量和温度、上覆地层厚度和渗透性、地层产状和规模、岩石矿物成份、水的溶蚀性和流动性等因素的影响,岩溶含水系统有着非常强的不均一性和各向异性。在大部分岩溶含水系统中多重含水介质并存,既有相互联通、水面统一的含水网络,又有相对独立的管道流。同时,由于岩溶形成过程中的分异性,同一岩溶含水系统的不同地段和不同深度的岩溶发育程度和富水性也不同。另外,由于受构造运动等动力作用和岩石本身可溶性差异的影响,在岩石裂隙发育比较薄弱的方向以及可溶性强的方向岩溶发育程度较强,而在其它方向则岩溶发育程度相对较弱,而且在岩溶形

成过程中这种差异性会越来越大,从而造成显著的各向异性。

由于岩溶含水系统的不均一性和各向异性,通过在有限的点上安装仪器来监测岩溶含水系统的降水入渗过程不具备代表性,而且在岩溶含水系统中安装监测仪器也非常困难,因此许多学者都尝试通过相对容易获得的区域降水和气温、岩溶泉流量、水位和水化学等数据来计算岩溶含水系统的降水补给^[4]。

本文综述了目前国内外针对岩溶含水系统降水入渗补给量的主要计算方法,介绍了各方法的关键点,评述了各方法的适用条件,并探讨了今后的优先研究方向。

1 汇水区范围确定

计算降水补给量的首要问题是确定岩溶含水系统汇水区范围^[5]。由于岩溶含水系统中发育的地下暗河、管道和溶洞等水流通道之间存在着很强的水力联系,为系统汇水范围的确定带来了两个主要问题。一个问题是地表分水岭与地下分水岭(岩溶含水系统的分水岭)往往是不重合的,地表分水岭可以通过地质与水文地质调查等方法来确定,而岩溶含水系统汇水范围的确定存在很大困难。另外一个问题是岩溶含水系统中

收稿日期:2013-12-20

基金项目:北京市水资源勘查重大项目;北京岩溶水资源勘查评价工程;国土资源部:平原区地下水—北京野外基地

作者简介:王树芳(1980-),男,河北沧州人,博士,高级工程师,主要从事地下水起源与循环过程等方面的研究。E-mail: shufangwang111@163.com

储量变化引起的水位波动导致汇水边界的动态变化,即一个岩溶含水系统的汇水边界并非是固定不变的^[6],这进一步增加了岩溶含水系统汇水面积计算的难度。

1.1 示踪方法

对一个岩溶含水系统进行均衡研究,很重要的一个方面是确定该系统的汇水范围和补给来源。对于简单的非承压的岩溶含水层,其范围(分水岭)可以利用等水位线来圈定^[1]。如果地表分水岭也是岩溶系统的分水岭,可以利用遥感手段来确定。但是,对于大多数岩溶系统来说,地表分水岭与岩溶含水系统并非一致,示踪方法为确定岩溶系统的汇水区面积提供了一条有效途径。

1.1.1 示踪剂

进行示踪试验首先要选择示踪剂。示踪剂包括天然示踪剂和人工示踪剂。野外试验中经常使用的天然示踪剂一般包括微生物示踪剂^[7]、离子示踪剂和环境同位素示踪剂。如果使用天然示踪剂,一方面必须对天然示踪剂的来源和特征非常清楚,这就增加了野外试验的工作量。如果在没有掌握天然示踪剂来源和特征的情况下使用这种示踪剂,又会给试验结果带来很大的不确定性。另一方面,由于天然示踪剂往往在区域上的特征非常相似,利用其来圈定或划分岩溶含水系统的汇水范围,尤其是范围较小时,一般不会得到非常明确的结论。而人工示踪剂克服了这两个方面的问题。人工示踪剂需要具备以下几种特征^[1]:

- (1)对人和其它生物是无毒无害的;
- (2)在地下水中的背景含量极小;
- (3)稳定性好,不易被吸附,不易发生离子交换,不易发生光解,对 pH 值和温度不敏感;
- (4)易于检测并方便进行定量分析;
- (5)检测灵敏度高,投放量少,易于获得。

目前比较常用的人工示踪剂包括染色类示踪剂、可溶盐类、人工放射性示踪剂、孢子示踪剂和噬菌体示踪剂。染色示踪剂的开发与应用已经有 100 多年的历史,早在 1871 年就已经利用荧光素($C_{20}H_{12}O_5$)作为地表水的示踪剂。可溶性盐类示踪剂由于其地下水中的背景值较高,需要的投放量相对较大。人工放射性示踪剂虽然灵敏,易于检测,但是在某些国家或地区受到当地法律或法规的限制而不能广泛应用。孢子示踪剂和噬菌体示踪剂由于受其检测技术和费用的制约使其在目前条件下没有大范围推广^[1]。

1.1.2 示踪方法应用

由于染色示踪剂互相无影响,性质和检测方法相近,可以多种染色示踪剂同时使用。示踪方法应用的关键问题是示踪剂的选择和投放点的确定。为了使示踪结果更加确定,一般需要多种示踪剂同时使用,互相验证,而这些示踪剂又不能互相影响。示踪剂的投放点要选择落在落水洞、地下暗河的入口、监测井或开采井等能够接受降水并且可能与下游岩溶地下水的排泄点存在水力联系的地点,必要时需要开凿新的钻孔以达到控制汇水范围的目的^[8]。

Connair 等^[8]在确定 Fort Knox Kentucky 地区岩溶含水系统的汇水区范围时进行了 3 次示踪试验,共使用了 8 种染色示踪剂。示踪剂投入覆盖了研究区所有可以汇集大气降水的点,并开凿了新的钻孔来查明汇水区范围。示踪试验共探测到了 14 条水流路径,圈定了 2 个主导性的大汇水盆地的范围(汇水面积占整个岩溶含水系统面积的 80%)。Gremaud 等^[9]在 2005 年至 2008 年共使用了 4 种示踪剂,总计在 19 点投放了示踪剂,共进行了 12 组示踪试验,查明了 5 个泉的汇水区范围和补给来源,圈定了 2 个相互独立的汇水区。

中国南方岩溶地区已经开始使用染色示踪剂代替传统的可溶盐示踪剂进行野外试验来确定岩溶系统内部以及不同岩溶系统之间的水力联系^[10-15]。同时,随着采样和检测技术的发展,野外自动采样与自动监测仪器的使用为示踪试验提供了便利的监测条件,提高了检测的精度^[13-14]。^[9]

1.2 经验公式法

应用示踪试验可以确定岩溶含水系统的汇水区范围,但是费用相对较高。在没有进行示踪试验的地区,由于很难得知岩溶系统的内部结构,气象与水文数据(相对来说容易获得)成为计算汇水区面积的重要基础^[6]。目前最常用的经验公式主要包括 Turc 公式和 Coutagne 公式。

1.2.1 Turc 公式法

在一个岩溶含水系统内,泉流量可能是最容易得到可供利用的数据。根据泉流量过程线,结合 Turc 公式^[16],利用逆向水均衡法可以对岩溶含水系统的面积进行计算^[17]。Turc 公式如下所示:

$$D = P / \sqrt{0.9 + (P^2 / L^2)} \quad (1)$$

$$L = 300 + 25t + 0.05t^3$$

式中: D 为年径流亏损量 (mm); P 为汇水区内的年降水量 (mm); t 为汇水区内的年平均温度 ($^{\circ}C$)。

为计算汇水区面积,首先需要由式(2)计算年径流量:

$$P=O+D \quad (2)$$

通过式(3)可以计算得到汇水区面积(按年天数为365d计算):

$$O=31536Q/A \quad (3)$$

式中: O 为年径流量(mm); Q 为泉流量(m^3/s); A 为汇水区面积(km^2)。

应用 Turc 公式计算汇水区面积时,关键需要具备该地区年降水量、年平均温度和泉流量。降水量和温度一般可以从气象站得到,而泉流量一般可以从当地的水文站得到。

应用的 Turc 公式进行计算虽然也存在一定的误差,但该公式是 Turc 通过研究全球范围内 254 个汇水区后得出的,所以非常具有实用性。尤其是在缺少大量调查和现场监测数据,只有泉流量与气象数据时(这是水文地质计算中必须的数据)最为实用^[17]。

1.2.2 Coutagne 公式法

Coutagne 公式^[16]中包含的内容与 Turc 公式基本相同,包括所径流量、降水量与平均温度。与 Turc (1954) 公式不同是,Coutagne 公式考虑了降水与温度之间的相关关系,将降水与温度的关系分成不同的区间,采用不同的计算公式。

$$D=P-P^2\lambda \quad (4)$$

$$\lambda=1/(0.8+0.14t) \quad \text{当 } (0.125/\lambda) \leq P \leq (0.5/\lambda) \text{ 时} \quad (5)$$

$$D=P \quad \text{当 } P < (0.125/\lambda) \text{ 时} \quad (6)$$

$$D=0.2+0.035t \quad \text{当 } P \geq (0.5/\lambda) \text{ 时} \quad (7)$$

式中: D 为径流亏损量(mm); P 为汇水区内的年降水量(mm); t 为汇水区内的年平均温度($^{\circ}C$)。

利用年降水量和温度计算出径流亏损量后,然后应用式(2)和式(3)计算汇水区面积。

应用 Coutagne 公式与 Turc 公式计算岩溶含水系统汇水区面积的过程基本相同,都是先计算汇水区的径流亏损,然后结合水均衡方法对汇水区的面积进行计算。虽然两者不能保证非常高的精确度,但是利用非常有限的泉流量水文过程线与气象数据对岩溶含水系统的汇水区面积进行计算能够为实际工程提供非常重要的参考,这往往是水文地质工作者经常面临的而且必须迅速解决的问题^[16-17]。

2 降水补给量计算

2.1 泉水文过程线分析法

泉水文过程线一般是指不存在地表径流的岩溶地

区的泉排泄(流量)水文过程线。而这种泉域的地表一般都有非常好的入渗能力,而在地下发育有连通性较好的裂隙和管道系统^[18]。当无法测到泉流量的时候,可以利用测量的承压水的水头换算成泉流量^[19-20]。通过泉流量可以计算有效降水补给量,一般定义有效降水与实测大气降水的比值为有效降水补给系数 C ^[21]。

$$C=\frac{V_e}{V_b} \quad (8)$$

式中: C 为有效降水补给系数; V_e 为有效降水(mm); V_b 为实测降水(mm)。

由于降水补给的滞后效应,月有效降水补给系数和年有效降水补给系数不完全相同,而且月有效降水补给系数不能用当月的有效降水与实测降水的比值直接计算得到。季叶飞等^[22]以济南泉域为例,利用逐步回归方法确定了大气降水对泉水入渗补给的滞后时间可以达到一年。因此,利用多年的月平均有效降水与实测降水的比值来计算多年月平均降水补给系数更加符合实际^[21]。

考虑到降水入渗补给对泉流量影响的延时效应,主退水曲线法^[23]可以从泉水文过程线中将基流和降水补给量分割开。在岩溶含水系统内部连通性非常好的情况下,基流在大多数情况下控制了泉的流量,快速流所占比例相对较小。因此,在制定大规模开采计划前应对泉水的水文过程线进行分割,确定基流量的大小,作为开采的依据^[24]。但是,对于岩溶内部连通性较差的系统,基流不一定控制泉的流量。因此,根据岩溶含水系统内部连通性情况,区分弥散流和管道流所占比例是进行泉水文过程线分析的重要目的之一^[18]。

在对水文气象数据进行时间序列分析时^[25],如果将大气、植被、土壤以及它们对降水补给的影响考虑在内的话,应将有效降水入渗量而不是实际观测的降水量作为岩溶含水系统的输入函数更具有物理意义,而且结果也更具有实际意义。

对于在未进行过深入水文地质调查的地区,将地下水补给率作为输入信号,将泉流量作为输出信号,借助潜水带将二者联系起来,应用频域分析法^{[4][26]}可以计算岩溶含水系统的降水补给参数,克服了因为缺少大量的水文地质数据而无法采用均衡法进行计算的困难。

2.2 氧同位素法

一般情况下,大气降水中的氧同位素的含量受到季节和降水量的影响,而地下水中的氧同位素的含量所受影响相对较小。所以,利用大气降水与地下水中氧

同位素含量的差异可以估算大气降水对岩溶含水系统的补给^[34-27-28]。氧同位素方法的关键是统计多年降水的氧同位素含量和当地地下水中的同位素含量,然后计算可以满足式(9)的月降水量的阈值 $P_{month-threshold}$,即当该月的降水量大于这个阈值时才会对岩溶含水系统产生补给。最后利用式(10)可以计算大范围地区降水补给量的年际变化,利用式(11)可以计算某一小范围地区(小流域)的年降水补给量。当利用式(9)计算大范围地区(可能包括多个小流域)降水补给量的月降水量阈值时,应利用该大范围内所有地下水(包括多个小流域的地下水)的平均氧同位素含量($\delta^{18}O_{groundwater}$)。当利用式(9)计算某一小范围(小流域)降水补给量的月降水量阈值时,应利用该小范围内(某个指定小流域)地下水平均氧同位素含量($\delta^{18}O_{groundwater}$)。所以,式(10)和式(11)中所用到的月降水量阈值($P_{month-threshold}$)是不同的。利用式(10)计算出的降水补给量主要反映了降水补给的年际差异,而利用式(11)计算出的降水补给量主要反映了降水补给的空间差异。

$$[\sum_n(\delta^{18}O_{rainwater} \times P_{month})] / \sum_n P_{month} = \delta^{18}O_{groundwater} \quad (9)$$

式中: n 为加权平均计算中用到的降水量的月份数; $\delta^{18}O_{groundwater}$ 为地下水中的氧同位素含量; $\delta^{18}O_{rainwater}$ 为降水中的氧同位素含量; P_{month} 为月份 n 的降水量(mm)。

$$R_{year} = 100 \times \sum_n (P_{month} - AET_{month}) / P_{total} \quad (10)$$

式中: R_{year} 为以年降水量的百分比表示的某年的降水补给量; P_{month} 为月份 n 的降水量(mm), $P_{month} > (P_{month-threshold})$; n 为一年中月降水量大于阈值的月份数; AET_{month} 为月份 n 的蒸散量(mm); P_{total} 为平均年降水量(mm)。

$$R_{site} = 100 \times \sum_n (P_{month} - AET_{month}) / P_{total} \quad (11)$$

式中: R_{site} 为以年降水量的百分比表示的某地的降水补给量。

将同位素估算的结果与常规水文估算方法的结果对比表明,同位素方法的不确定性要小于常规方法,还可以获得入渗补给的时间和空间特征。但是,这种方法也有适用条件。如果大气降水中的氧同位素的含量不受季节效应的影响,或者与温度和降水量的关系不明显,则此方法不适用。

2.3 氯质量平衡法

氯质量平衡法(Chloride mass balance (CMB))通过对比大气降水中与土壤水(地下水)中的氯的含量,可以估算非饱和带或者饱和带的降水入渗补给量^[29-30]。应用氯质量平衡法需要符合以下几个条件^[31]:

(1)地下水中的氯的来源仅限于进入含水层中的大气降水;

(2)氯在含水系统中是守恒的;

(3)氯质量通量不随时间改变;

(4)含水层中无氯源,而且氯在含水层内不发生再循环。

如果一个流域中,降水产生的地表径流可以忽略,则应用氯质量平均法计算降水补给量的基本公式是:

$$P = R + E \quad (12)$$

$$P \times C_P = R \times C_R + E \times C_E \quad (13)$$

式中: P 为年均降水通量; R 为年均补给通量; E 为年均蒸散通量; C 为氯的浓度。

如果假定氯是不挥发的($C_E=0$),始终保持液态(即在溶液中不损失),则式(13)可以转化成式(14)和式(15):

$$R = P \times C_P / C_R \quad (14)$$

$$E = P \times (1 - C_P / C_R) \quad (15)$$

式中: R 为年均补给率; E 为年均蒸散量(mm); C_P 为降水中的平均有效氯浓度; C_R 为地下水中的平均氯浓度。

Al Charideh^[32]比较氯质量平衡法与水均衡法和水文过程线法的计算结果,结果表明氯质量平衡法与水文过程线法计算的结果非常相近,而水均衡法由于过高的估计了蒸发量使计算出的降水补给量偏小。

2.4 基于GIS的变量综合分析法

应用上述几种方法计算得到的降水补给一般为整个区域的平均补给率,不能反映降水补给率空间分布特征。基于GIS的变量综合分析法将高程、坡度、入渗地貌条件、土壤类型等做为变量,按照一定的评分标准,根据水文地质调查和示踪试验结果对其进行评分,然后利用主成分分析法分析各成分对降水补给的影响,在此基础上建立各成分之间的数学关系。这种数学关系以简单的代数式最为合适,因为这个关系式要便于各个要素的叠加计算,并应用GIS方法绘制于地图上^[33-35]。Radulovic等^[36]通过分析8个变量(式16)计算了降水补给率,结果更具体的反映了大气环境、地质条件、地形条件、地貌条件和地表植被条件等对岩溶含水系统降水补给的影响。

$$R_{ch} = 4 \times K + A + 4 \times R + 2 \times S + T + 4 \times L + 3 \times O + P \quad (16)$$

式中: R_{ch} 为年降水补给率(以年降水量的百分比表示); K 为岩溶化程度,表征岩溶发育程度; A 为大气条件,即气候的影响; R 为地表径流,表征地表条件; S 为坡度,表征地形条件; T 为构造,表征地质构

造条件; L 为岩性,表征岩石类型和矿物组成等条件; O 为覆盖层,表征岩溶含水系统表面被其它地质体或土壤的覆盖条件; P 为植被,表征地表植被覆盖条件。

2.5 模型法

随着计算机技术的快速发展,数值模型在计算岩溶含水系统大气降水入渗补给中发挥了重要作用。根据模型对地质体的刻画方式,可以分为集中参数模型和分布参数模型两大类。集中参数模型是将整个系统看成是一个“黑箱”而不考虑系统的内部结构^[1],利用一个或者多个方程来描述系统输入与输出的关系^[37-38],从而通过系统的输出(排泄)来计算系统的输入(补给)。集中参数模型又可以分为“水文过程线-水化学过程线”分析模型(Hydrograph-chemograph analyses)、线性储存模型(Linear storage models)^{[21][39]}和软计算方法模型(Soft computing methods)^[38]。

如果已知系统的内部结构和相关参数,则可以建立更加精确的分布参数模型。与集中参数模型相比,分布参数模型是对实际地质体的数学刻画,能够更加精确的模拟系统输入、输出以及系统内部的水流特征^[37]。根据模型对地质体空间异质性处理方法的不同,分布参数模型又可以分为等效多孔介质模型(Equivalent porous medium approach (EPM))、双重介质模型(Double porosity model (DPM))、离散裂隙网络模型(Discrete fracture network approach (DFN))、离散通道网络模型(Discrete channel network approach (DCN))和混合模型(Hybrid model (HM))^[38]。

目前水文地质领域内已经开发了多个模型软件,其中应用比较广泛的包括MODFLOW、FEFLOW、HST3D、MT3D、SEAWAT、Chemflo、AQUA3D、3DFEM-FAT^[38]和SWMM^[40]等。这些软件具有良好的前处理与后处理功能,能够帮助研究人员快速的建立水文地质数值模型,并利用适当的方法求解。

3 现场入渗试验

现场入渗试验是直接了解降水入渗并且研究岩溶含水系统内部结构和水文地质特征的最直接的有效途径之一。Lu等^[41]进行了长期的入渗试验与示踪试验,对地下水和溶质在裂隙介质中的运移规律进行了研究。Kasteel等^[42]利用染色示踪剂进行了现场试验,对降水入渗进行了研究。虽然试验场地的规模小,但是为了解降水入渗过程提供了参考,并且为将来进行大规

模的入渗试验积累了经验。Li等^[43]进行了野外试验,对岩溶山区裸露区和非裸露区的降水入渗与地表径流进行了研究。一年半的入渗试验监测结果表明,试验期间的降水总入渗系数为41%,最大的单次降水入渗系数为94%。姜光辉等^[44]和常勇等^[45]在中国广西桂林丫吉试验场利用水化学指标、温度和电导率作为示踪手段对裸露型和土壤植被覆盖型岩溶表面的产流模式进行了划分,这种划分使岩溶区大气降水入渗过程的研究更加精细化。

由于岩溶含水系统不利于安装含水率监测仪器,所以对入渗试验的监测是亟须解决的一个难题。Suski等^[46]利用测量地层的自然电位来监测入渗试验中的地下水水位的变化情况。监测结果表明地层的自然电位特征与地下水水位的变化呈现非常好的线性关系。在此基础上建立一个二维模型对入渗过程进行模拟,模拟结果与监测结果拟合程度非常好。敏感性分析结果表明自然电位与地下水水位之间的误差在20cm左右,精度主要决定于地下水水位与自然电位的耦合系数,而这个系数可以通过进一步的试验研究得以改善和提高。Kuroda等^[47]利用时延孔内雷达(Time-lapse borehole radar)对人工入渗试验过程中湿锋面的运移进行了监测。在此基础上应用有限差分方法建立了一个二维模型对监测结果进行了模拟。模拟结果与野外实测结果拟合效果很好,说明该方法在跟踪观测入渗试验过程的湿锋面运移速率方面是有效的。

4 结论与研究展望

计算岩溶含水系统降水补给量需要首先确定汇水区范围。示踪方法是研究岩溶含水系统汇水区范围最直接也是最有效的方法,但涉及的工作量比较大,投入的人力与物力资源也比较多。在未进行示踪试验和详细水文地质调查的地区,泉流量与气象水文数据是最容易获得的数据,也是确定岩溶含水系统的汇水区范围和计算补给量不可或缺的基础。目前应用的公式主要是在大量统计的基础上得出的,虽然存在一定误差,但是非常实用,利于推广。

水文过程线分析法是目前计算岩溶含水系统降水补给量最常用而且非常有效的方法。该方法以数据需求量小,分析方法明确、适用范围广与结果可靠而受到普遍认可。尤其是在水文地质勘查程度较低的地区更为适用。氧同位素与氮质量平衡法在大量的长期监测

数据的支持下才能获得准确的计算结果, 这些方法更适用于研究程度较高而且数据相对较丰富的地区。但应注意这两种方法都有一定的适用条件, 在不满足适用的条件的地区应用该方法可能会得出不符合实际的结果。基于 GIS 的方法变量综合分析法能够在空间上表征岩溶含水系统接受降水补给的能力, 前提是需要进行大量的地质和水文地质调查, 掌握岩溶地貌和地质的发育特征。模型法可以比较精确的模拟岩溶含水系统的参数分布和补径排特征, 但是模型法需要关于岩溶含水系统的详细信息、长序列的降水数据、开采量数据和水位数据, 所以只有当某个岩溶含水系统经过了长时间的开发并积累了大量数据后才有可能建立一个数值模型, 而随着数据和积累, 模型也需要不断更新, 以使模拟的结果更加精确。

现场入渗试验是深入认识岩溶地区降水入渗机理、入渗速率与入渗量直接而重要的途径。现场入渗试验也克服了室内试验产生的尺度效应与时间效应所带来的计算误差。地球物理探测技术的发展与应用克服了岩体内部无法安装监测仪器的困难, 使野外试验的现场实时监测得以实现。

基于目前研究现状, 为了使岩溶含水系统补给量的计算更加精确, 结果更加可靠, 将来的发展建议集中在以下几个方向:

(1) 加强大气降水时空特征的研究。因为大气降水补给与大气降水的时间和空间特征密切相关。大气降水中包含丰富的信息。但是气象部门只重视降水量的时空分布, 而对降水的其它特性并无观测。所以应对降水中所记录的水化学、同位素、微粒、电导性和微生物以及季风、气温和其它突发事件(如日本福岛核事件)的信息进行深入的研究。

(2) 加强水岩反应的研究。大气降水进入到岩溶含水层以后, 与围岩发生反应, 使其化学和物理性质发生了改变。研究水岩反应可以还原大气降水入渗到含水系统中初期时, 或者说是未发生水岩反应时的物理化学性质, 从而将一段时期内的大气降水补给与地下水分割, 确定补给量。

致谢: 本文在立意和撰写过程中, 刘久荣教授高级工程师、林沛高级工程师、郭高轩高级工程师和刘元章博士提出了宝贵的意见和建议, 在此表示衷心的感谢。本文在资料收集和文献检索方面得到了李义曼博士、孔彦龙博士和李捷博士的大力支持和热心帮助, 在此表示诚挚的谢意。

参考文献:

- [1] Ford D, Williams P. Karst Hydrogeology and Geomorphology [M]. John Wiley & Sons, Ltd., 2007.
- [2] Bakalowicz M. Karst groundwater: a challenge for new resources [J]. Hydrogeology Journal, 2005,13(1):148-160.
- [3] Jones C I, Banner J L. Estimating recharge in a tropical karst aquifer [J]. Water Resources Research, 2000,36(5):1289-1299.
- [4] Jukic D, Denic -Jukic V. A frequency domain approach to groundwater recharge estimation in karst [J]. Journal of Hydrology, 2004,289(1-4):95-110.
- [5] Bonacci O. Karst Hydrology [M]. Spring Verlag, 1987.
- [6] Bonacci O, Jukić D, Ljubenkovic I. Definition of catchment area in karst: case of the rivers Krčić and Krka, Croatia [J]. Hydrological Sciences Journal, 2006,51(4): 682-699.
- [7] HE Qiufang, YANG Pingheng, YUAN Wenhao, et al. The use of nitrate, bacteria and fluorescent tracers to characterize groundwater recharge and contamination in a karst catchment, Chongqing, China [J]. Hydrogeology Journal, 2010,18(5):1281-1289.
- [8] Connair D, Murray B. S. Karst groundwater basin delineation, Fort Knox, Kentucky [J]. Engineering Geology, 2002,65(2-3):125-131.
- [9] Gremaud V, Goldscheider N, Savoy L, et al. Geological structure, recharge processes and underground drainage of a glacierised karst aquifer system, Tsanfleuron-Sanetsch, Swiss Alps [J]. Hydrogeology Journal, 2009,17(8):1833-1848.
- [10] 李敬兰, 李益民. 广西龙布排泥库地下水多元示踪试验研究[J]. 安全与环境工程, 2004,11 (1):59-62. (LI Jinglan, LI Yimin. Multi-element trace testing study of ground water in Painiku, Longbu, Guangxi [J]. Safety and Environmental Engineering, 2004,11(1): 59-62. (in Chinese))
- [11] 杜长学, 彭振斌, 陈安, 等. 广西平南赤泥堆场地下水渗流特性试验研究 [J]. 中国地质灾害与防治学报, 2005,16 (4):74-78. (DU Changxue, PENG Zhenbin, CHEN An, et al. Test and investigation of the groundwater seepage in the red mud stack field of Pingnan, Guangxi [J]. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control, 2005, 16(4):74-78. (in Chinese))
- [12] 刘兴云, 曾昭建. 地下水多元示踪试验在岩溶地区的应用[J]. 岩土工程技术, 2006,20(2):67-70. (LIN Xingyun, ZENG Zhaojian. Application of groundwater multi-tracer test in karst area [J]. Geotechnical Engineering Technique, 2006,20(2):67-70. (in Chinese))
- [13] 杨平恒, 罗鉴银, 彭稳, 等. 在线技术在岩溶地下水示踪试验中的应用—以青木关地下河系统岩口落水洞至姜家泉段为例[J]. 中国岩溶, 2008,27(3):215-220. (YANG Pingheng, LUO Jianyin, PENG Wen, et al. Application of online technique in tracer test—A case in Qingmuguan subterranean river system, Chongqing, China [J]. Carsologica Sinica, 2008,27(3):215-220. (in Chinese))
- [14] 何师意, Michele L, 章程, 等. 高精度地下水示踪技术及其在应用—以毛村地下河流域为例[J]. 地球学报, 2009, 30(5):673-678. (HE Shiyi, Michele L, ZHANG Cheng, et al. A high precision underground water tracing test technique and its applications: a case study in Maocun karst system, Guilin, Guanxi [J]. Acta

- Geoscientica Sinica, 2009,30(5):673–678. (in Chinese)
- [15] 贺秋芳, 杨平恒, 袁文昊, 等. 微生物与化学示踪岩溶地下水补给源和途径 [J]. 水文地质工程地质, 2009,(3):33–38. (HE Qiufang, YANG Pingheng, YUAN Wenhao, et al. Using chemical and microbiological indicators to track the recharge of underground rivers in a karst valley[J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 2009,(3):33–38. (in Chinese))
- [16] Bonacci O. Water circulation in karst and determination of catchment areas: example of the River Zrmanja [J]. Hydrological Sciences Journal, 1999,44(3): 373–386.
- [17] Bonacci O, magdalenic A. The catchment area of the Sv. Ivan karst spring in Istria (Croatia) [J]. Groundwater, 1993,31(5):767–773.
- [18] Bonacci O. 1 Karst spring hydrographs as indicators of karst aquifers [J]. Journal- des Sciences Hydrologiques, 1993,38(1):51–62.
- [19] Bonacci O. Specific hydrometry of karst regions [A]. Advances in Hydrometry (Proceedings of the Exeter Symposium [C]. July 1982. 321–333.
- [20] Bonacci O. Hydrological investigations of dinaric karst at the krcic catchment and the river krka springs (yugoslavia) [J]. Journal of Hydrology, 1985,82(3–4):317–326.
- [21] Bonacci O. Analysis of the maximum discharge of karst springs[J]. Hydrogeology Journal, 2001,9:328–338.
- [22] 季叶飞, 邹靖, 顾锦, 等. 降水入渗补给滞时的确定及其在泉流量模拟与预测中的应用 [J]. 水文, 2008, 28 (6):30–32.(JI Yefei, ZOU Jing, GU Jin, et al. Determination of precipitation recharge lag time: application in spring flow simulation and prediction [J]. Journal of China Hydrology, 2008,28(6):30–32. (in Chinese))
- [23] Wilson E M. Engineering Hydrology [M]. Macmillan Publ., 1983.
- [24] Padilla A. Pulido-Bosch A and Mangin A. Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst spring [J]. Groundwater, 1994,32(2):267–277.
- [25] Jemcov I, Petric M. Measured precipitation vs. effective infiltration and their influence on the assessment of karst systems based on results of the time series analysis [J]. Journal of Hydrology, 2009,379(3–4):304–314.
- [26] Gelhar L W. Stochastic analysis of phreatic aquifers [J]. Water Resources Research, 1974,10(3):539–545.
- [27] Jones I C. Hydrogeologic and climatic influences on spatial and interannual variation of recharge to a tropical karst island aquifer [J]. Water Resources Research, 2003,39(9):1–10.
- [28] Andreu J M, Alcalá F J, Vallejos Á, et al. Recharge to mountainous carbonated aquifers in SE Spain: Different approaches and new challenges [J]. Journal of Arid Environments, 2011,75(12):1262–1270.
- [29] Eriksson E. The distribution of salinity in groundwater of the Delhi region and the recharge rates of groundwater [A]. Interpretation of environmental isotopes and hydrochemical data in groundwater hydrology [C]. IAEA, 1976.
- [30] Allison G, Hughes M. The use of environmental chloride and tritium to estimate total recharge to an unconfined aquifer [J]. Australian Journal of Soil Research, 1978,16(2):181 – 195.
- [31] Wood W W. Use and misuse of the chloride –mass balance method in estimating ground water recharge [J]. Ground Water, 1999,37(1):2–3.
- [32] Al-Charideh A. Recharge rate estimation in the Mountain karst aquifer system of Figehe spring, Syria [J]. Environmental Earth Science, 2012,65(4):1169–1178.
- [33] Shaban A, Khawlie M, Abdallah C. Use of remote sensing and GIS to determine recharge potential zones: the case of Occidental Lebanon [J]. Hydrogeology Journal, 2006,14(4):433–443.
- [34] Andreo B, Vias J, Durán J J, et al. Methodology for groundwater recharge assessment in carbonate aquifers: application to pilot sites in southern Spain [J]. Hydrogeology Journal, 2008,16(5):911 – 925.
- [35] Farfán H, Corvea J L, Bustamante I D. Advances in Research in Karst Media [M]. Springer Berlin Heidelberg, 2010.
- [36] Radulovic M, Stevanovic Z, Radulovic M. Advances in Research in Karst Media [M]. Springer Berlin Heidelberg, 2010.
- [37] Martínez –Santos P, Andreu J M. Lumped and distributed approaches to model natural recharge in semiarid karst aquifers [J]. Journal of Hydrology, 2010,388(3–4):389–398.
- [38] Ghasemizadeh R, Hellweger F, Butscher C, Padilla I, Vesper D, Field M, Alshwabkeh A. Review: groundwater flow and transport modeling of karst aquifers, with particular reference to the North Coast Limestone aquifer system of Puerto Rico [J]. Hydrogeology Journal, 2012,20(8):1441–1461.
- [39] 任焕莲. 辛安泉系统岩溶地下水降水补给滞后分析研究 [J]. 地下水, 2007,29(5):59–63.(REN Huanlian. Time Lag of rainfall recharge to the karst groundwater in Xin'an springs [J]. Ground Water, 2007,29(5):59–63. (in Chinese))
- [40] 章程, 蒋勇军, Lian Yanqing, 等. 利用 SWMM 模型模拟岩溶峰丛洼地系统降雨径流过程—以桂林丫吉试验场为例 [J]. 水文地质工程地质, 2007,(3):10–14. (ZHANG Cheng, JIANG Yongjun, Lian Yanqing, et al. Rainfall –runoff simulation of a typical karst fengcong depression system using SWMM model—A case study of the Yaji experimental site in Guilin [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 2007,(3):10–14. (in Chinese))
- [41] LU Guoping, LIU Huihai, Salve R. Long term infiltration and tracer transport in fractured rocks: field observations and model analyses [J]. Journal of Hydrology, 2011, 396(1–2):33–48.
- [42] Kasteel R, Garnier P, Vachier P, et al. Dye tracer infiltration in the plough layer after straw incorporation [J]. Geoderma, 2007, 137(3–4):360–369.
- [43] LI Xiaoyuan, Contreras S, Solé –Benet A, et al. Controls of infiltration – runoff processes in Mediterranean karst rangelands in SE Spain [J]. Catena, 2011,86(2):98–109.
- [44] 姜光辉, 陈坤琨, 于爽, 等. 峰丛洼地的坡地径流成分划分 [J]. 水文, 2009,29 (6):14–19 .(JIANG Guanhui, CHEN Kunkun, YU Shi, et al. Separating karst slope runoff in peak cluster area [J]. Journal of China Hydrology, 2009,29(6):14–19. (in Chinese))
- [45] 常勇, 姜光辉, 康彩霞, 等. 峰丛洼地坡面径流过程—以丫吉试验

- 场为例[J]. 水文, 2010,30(6):19-23.(CHANG Yong, JIANG Guanghui, KANG Caixia, et al. Runoff process of overland flow in peak cluster depression: the case from a karst experiment site [J]. Journal of China Hydrology, 2010,30(6):19-23. (in Chinese))
- [46] Suski B, Revil A, Titov K, et al. 2006. Monitoring of an infiltration experiment using the self-potential method [J]. Water Resources Research, 2006,42(8):1-11.
- [47] Kuroda S, Jang H, Kim H J. Time-lapse borehole radar monitoring of an infiltration experiment in the vadose zone [J]. Journal of Applied Geophysics, 2009,67(4):361-366.

Progress in Study on Precipitation Infiltration Recharge of Karstic Groundwater System

WANG Shufang

(Beijing Institute of Geological Environment Monitoring, Beijing 100195, China)

Abstract: Abundant of high quality groundwater is stored in karstic groundwater system, and precipitation is a major recharge source of shallow karstic groundwater system that has an important significance of water supply. Calculation of precipitation recharge is quite a complex process due to its anisotropy, heterogeneity and difficulty in monitoring directly. Identifying water catchment area of a karstic groundwater system is the primary work before calculation of precipitation recharge, which could be effectively calculated by tracer method and empirical formula method. The major methods for precipitation recharge calculating are hydrograph analysis method, oxygen isotope method, chloride mass balance method, multi-variables comprehensive analysis method based on geographic information system (GIS) and modeling method. Critical points and applicable conditions on different methods were compared. In order to calculate recharge of Karstic groundwater system accurately, spatial-temporal features of physical and chemical properties of precipitation and water-rock interaction could be determined as one of future research directions.

Key words: karst aquifer system; catchment area; precipitation recharge; infiltration experiment

=====

(上接第 48 页)

- [20] Veronique Lavastre. Chlorine transfer out of a very low permeability clay sequence (Paris basin, France): 35Cl and 37Cl evidence [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2005,69(21):4949-4961.
- [21] Kooi, H., Garavito, A.M., Bader, S.. Numerical modelling of chemical osmosis and ultrafiltration across clay formations [J]. Journal of Geochemical Exploration, 2003,78-79:333-336.
- [22] Bader, S., Kooi, H.. Modeling of solute and water transport in semi-permeable clay membranes: comparison with experiments[J]. Advances in Water Resources, 2005,(28):203-214.
- [23] S. Baechler, et al. Modeling coupled chemico-osmotic and advective-diffusive transport of nitrate salts in the Callovo-Oxfordian Clay [J]. Advances in Water Resources, 2012,(49):76-85.

Research Progress and Perspectives of Chemical Osmosis Influence of Groundwater in Aquitard

CHEN Jiang, CHEN Zongyu, WANG Ying

(Institute of Hydrogeology and Environmental Research, CAGS, Shijiazhuang 050061, China)

Abstract: Hydraulic impact for migration process of groundwater imposed by aquitard is different from the general aquifer. In this paper, the research advances in chemical osmosis of aquitard was tracked. It was found that indoor test is still the main method for researching in this field, the permeability test of different solution confirmed that aquitard with semi permeable membrane function, and it can filter out some salt. In-situ tests have been carried out mainly in mudstone, shale's permeability, less on the permeability of clay. Foreign scholars have carried out numerical simulations study for chemical penetration, using of a joint hydraulic driver and chemically driver model, to analyze some indicators characteristics. In future, in-situ chemical osmosis and reverse osmosis test in high precision will become a main research direction in this field.

Key words: chemical osmosis; reverse osmosis; aquitard; clay; water resources