

概念性岩溶水文模型中几个疑难问题的探讨

严启坤

(地矿部岩溶地质研究所)

提 要 由于岩溶地下水分布难以量测,岩溶水文系统多为黑箱或灰箱,采用岩溶水文模型量化其水循环过程常存在许多疑难问题。本文侧重讨论岩溶水循环中产流与汇流、岩溶区流域面积确定、地表水与地下水划分,以及解决这些问题的技术方法。并对现行的概念性水文模型结构功能及存在问题进行了分析。

关键词 岩溶水循环;流域面积确定;水源划分;岩溶水文模型。

1 岩溶水循环中三个主要环节及其模拟

不同气候区、不同岩溶地质类型区,岩溶水循环及其特征差异较大。本文侧重讨论国内文献中引用较多的一种岩溶山丘区水循环模式(见图1)。

岩溶水循环一般可分四带(层):岩溶表层产流带,入渗补给带,地下水变幅带,饱水带。也可简化为包气带与饱水带(径流带)。在岩溶与非岩溶组合的地貌单元有四种补给方式:外源水(非岩溶水)分散与集中补给;内源水(岩溶水)分散与集中补给。径流方式有七种:土壤坡面流,表层裂隙渗流,坡地侧向径流,垂直管道流(点补给),脉管集流,管道暗河汇流。蓄水方式有四种:土壤蓄水,灰岩表层带蓄水,管道洞穴蓄水,饱水带裂隙蓄水。

1.1 表层带产流、集流

为径流形成第一阶段。降水经表层孔隙、裂隙入渗、水量填洼、截流损失,产生分散性脉管、裂隙径流。由于岩层表面张力裂隙发育不深(0~5m不等),雨水在表层带下部积蓄且受地形影响向溶洼底部汇合。大洪水期,暴雨强度大,在洼底土壤表面产生坡面流,落水洞消水不畅时产生临时性积水。一般中小雨水时,溶洼很少有坡面流,主要沿裂隙入渗。关于灰岩表层带最大缺水量,国内外取值30~60mm,枯季缺水约为汛期2倍。国内也有直接引用非岩溶区流域水文模型,最大缺水量取值70~140mm^[1,2]。因各流域内裸露灰岩面积、土壤覆

作者简介:严启坤,男,43岁,高级工程师,1977年毕业于广州中山大学陆地水文专业。(541004)桂林市七星路40号。

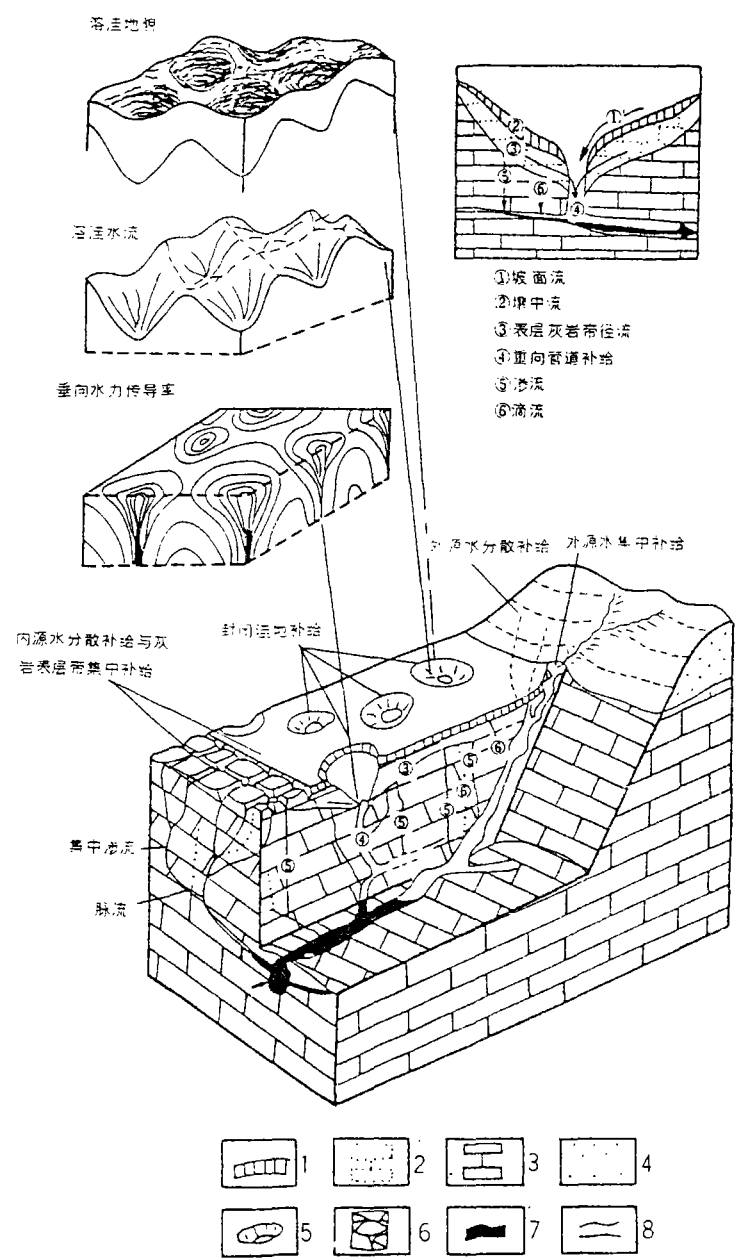


图 1 岩溶水循环概念模式

(据 J. Gunn, 1986, Williams, 1985)

Fig. 1 Conceptual model for karst water circulation

1. 土层; 2. 表层灰岩; 3. 灰岩; 4. 碎屑岩; 5. 封闭洼地; 6. 灰岩层; 7. 地下管道; 8. 渗流脉管。

盖面积所占比例不同,模型结构各异,其参数存在明显差异,灰岩裂隙入渗蒸发较非岩溶区

土壤孔隙入渗蒸发更加迅速,地下水深埋的山丘区,很少潜水蒸发,一般采用较土壤含水量模型更加简单的一层蒸发和扣损模式^[3]。岩溶区蒸发是否小于非岩溶区蒸发,应依条件而论,裸露灰岩区,虽然蒸发强度大,但因深埋,实际蒸发较非岩溶区小。而在地下水浅埋的峰林平原区,气温高,供水充分,蒸发量高于非岩溶区。如广西桂中岩溶盆地陆地蒸发达700~900mm,加上渗漏,成为农业干旱一大因素。目前对岩溶包气带持水量和蒸发量尚无水文实验数据。水文模型对蒸发过程的模拟,往往是根据年降水量和年径流量平衡,获得年陆地蒸发量,并借用实测水面蒸发日变化过程,折减而模拟成陆地日蒸发过程。如果泉域或地下河实测径流存在较大误差,无疑会影响到蒸发模拟可靠性。因此,岩溶表层带产流计算精度很大程度上取决于流域水文控制精度。据我国广西桂林丫吉岩溶水文地质试验场溶洼底部的季节性泉流,证实 P. W. Williams 描述的表层带底部灰岩完整,存在季节性径流调节。这一结构有一定代表性。

1.2 包气带入渗补给

P. W. Williams 采用水力传导率等值线^[4]和 J. Gunn 提出管道流概念模型^[5],形象地描述了溶洼漏斗束状入渗补给模式(见图1)。表层带以张力裂隙发育为主,随埋深则以溶蚀管道发育为主,入渗补给由表层带散流向竖状管道汇集形成点补给。点补给是形成岩溶地下水涨落急剧变化的主要脉冲因子。灰岩区点补给不仅增强了入渗强度、扩大渗透范围,而且与非岩溶区土壤孔隙面渗在机理、特性上有重要差别。更具有非均匀、非稳定、非线性和非连续性特征,使降雨与岩溶地下水关系更加密切。非岩溶区许多入渗模型多出自经典的 Philip 下渗方程($f = s \cdot t^{\frac{1}{2}} + A$)和 Horton 下渗方程($f = f_0 + (f_0 - f_c) e^{-kt}$),这是理想化均质土壤入渗试验所获得的方程。可看出,入渗曲线仅与初始最大入渗率 f_0 、 S 及入渗历时 t 有关,而与降雨强度无关。土壤孔隙介质这一导水特性在降雨强度大于入渗能力时便形成超渗产流。在裸露灰岩区或薄层土壤岩溶发育地带,裂隙介质导水能力强。入渗补给变化并不受包气带含水量变化及初始入渗率的制约,而受降雨强度支配。土壤孔隙介质入渗与灰岩裂隙介质入渗存在明显差异。1986 年中山大学沈灿荣教授提出了华南岩溶区含降水因子、带指数或 e 指数入渗方程^[7]。在入渗介质与入渗模式研究方面,1981 年 Milanovic 通过岩溶矿区地质剖面裂隙量测,建立岩溶发育与埋深关系。1984 年 Burger 和 Pasquier 在灰岩剖面实测渗透系数随埋深变化,也同样符合 e 指数曲线^[6],在多种介质类型组合岩溶区,人们力图寻找一条从不透水面、土壤孔隙、灰岩裂隙至竖状管道的入渗补给分布曲线,以反映降雨强度变化、入渗介质空间变化与入渗强度变化三者关系。如果按入渗介质类型统计入渗面积,代入离散或连续的流域入渗方程,便可清晰地了解流域降雨入渗补给时空分布以及降水—介质层—入渗补给量三层关系。这是岩溶地下水资源评价的一个重要突破口,问题是缺乏标准化的试验场和岩溶水文试验研究。

1.3 地下汇流

汇流与渗流在介质类型、水文及水力学特性上是有区别的。汇流主要指管道、河网中非线性水流,而渗流主要指运移在土壤孔隙或微小裂隙溶隙介质中,为线性达西流。我国南方岩溶区普遍存在地下汇流网,甚至有地表河水直接补给,具有地表河水文学特性,同样存在调蓄、水量推移特性。非岩溶区梯级线性或非线性水库模型可用于地下河汇流模拟。与地表河不同之处在于河道极不规则,呈阶梯型。局部虹吸管过水能力有限而产生壅水、滞洪,同时

存在管道水与裂隙水互补。南斯拉夫 Ognjen Bonacci 教授在岩溶水文学论著^[6]中标定孔隙的宽度 $d < 0.1\text{cm}$, 裂隙宽度 $0.1 \leq d \leq 1.0\text{cm}$, 管道宽度大于 1cm 。至于地下河宽度从数米乃至数十米不等。对管道、裂隙、孔隙划分缺乏统一的定量标准和水力学特征试验, 且因流域介质系统是暗箱, 理论上定量标准也难以用于实际。国外有的学者认为管道排泄含水层 80% 以上水量, 管道本身调节水量不足总水量 5%^[5], 岩溶含水层水量调节主要在裂隙介质。当快速补给时, 地下水位上涨, 管道水反补给裂隙水, 裂隙水滞后排泄在退水段形成平缓的衰减过程。同样的降水强度, 地下河洪峰较地表河偏低 10~20%。对于中小量雨水, 主要是形成裂隙水运移, 径流过程十分平缓, 因此在旱季, 岩溶区泉流较非岩溶区地表河水更平稳。一般地下河网、管道愈发育, 岩溶含水层的调节性更差。值得一提的是, 水文地质中的介质水流(管道水与裂隙水)和水文学中特征水流(快速流与慢速流)并非等同关系。赋存条件与径流特征两者有联系但不等同。流径管道中水既有来自地表快速径流, 也有裂隙、孔隙中慢速流汇入。同理, 慢速流既来自细小孔隙、裂隙渗流, 也含有经洞、管调节释放水。由此, 有些学者从水文过程线上根据径流特征划分管道水、裂隙水, 甚至推断介质空间大小的方法是值得商榷的。关于地下汇流的水文模拟, 目前常用水箱结构, 虽然能模拟调节和水量的时间分配, 但集总后的地下汇流过程过于简化。宜根据分散溶洼点补给, 阶梯状河道上洪水传播, 管道水与裂隙互补关系, 建立地下汇流模型。此项有待进行典型流域解剖与模型研究。

描述岩溶水循环的水文模型分机理模拟和特征模拟。由于岩溶水文实验研究甚少, 从机理上正演水文过程的模型甚少, 基于系统输入、输出的黑箱模型甚多。多数是模拟输出过程线, 即水文特征模拟。有的模型具有物理概念, 如确定性模型, 有的模型能模拟出流, 但参数、结构不反映流域实际, 如随机模型。系统理论模型配上线性规划技术, 随机模型带卡尔曼滤波技术, 概念性水文模型采用计算机优选拟合参数, 虽均能使模拟出流达到较高精度要求, 但却难以揭示岩溶流域产、汇流空间状态。非岩溶区地表河网可分段控制, 将汇流过程白化, 而在岩溶地下河网难以办到。探测技术落后与水文资料不易获得成为岩溶水文系统内部结构难以白化的关键因素。1969 年法国岩溶水文地质试验场曾研制概念性岩溶水文模型描述降雨、蒸发、径流过程^{*}, 但中间过程也未实际验证。主要在岩层水文控制上存在相当大的难度。对于降水充沛地区, 各种水文模型能有效地模拟径流过程线, 甚至借助输入, 解决流域水文预报自动化软件问题, 但只能说明模型具有输出模拟功能, 而不能说明模型具有模拟流域实际水循环功能。除非模型框架结构严格反映流域水文条件。目前, 岩溶水文模型水平仍处在功能不完备的发展阶段。大量的岩溶水文与水资源问题(如无资料区岩溶水资源评价、水文设计、水库渗漏、农业旱涝等)仍需进一步弄清岩溶与岩溶水的关系, 而不能仅仅停留在输入与输出的计算机模拟水平上。

2 岩溶区流域面积的确定

岩溶区流域边界不确定性导致流域面积及其水量计算出现较大偏差, 影响水资源评

* 袁道先, 法国岩溶与岩溶水, 1984。

价。不确定性边界类型:

(1)地表分水岭与地下分水岭不重合。由于岩溶地下水溯源袭夺,穿过地表分水岭,出现平原谷地或洼地分水(如桂北地区,桂林西城区等地)。在南斯拉夫,按地表分水岭圈定的泉域面积一般小于实际地下汇水面积^[6]。

(2)地下水边界随地下水位变化。两个流域边界无隔水层,地下水分流边界随地下水位变化而迁移。

(3)地表河流域与岩溶含水层为双层结构,地表河常年补给含水层。当岩溶水埋深越过地表分水岭,远距离迁移或变为人工开采时(如我国北方岩溶含水层),地表河出现水量不平衡。如果按地表分水岭圈定面积,需增加入渗界面水量、越流补给量,人工开采量等水均衡计算因素。

(4)人工造成流域边界水量交换。如岩溶水库向邻近流域渗漏、地下水开采形成降落漏斗造成无隔水边界的邻近流域地下水、地表水对开采区补给。

无论是自然或人工因素造成边界不确定性,均使岩溶区水资源定量计算、水文设计增大难度。确定汇水边界、面积,常采用水文分析、水文地质调查、物理化学示踪等技术方法。

2.1 水文分析法

如果流域边界有明显的水量交换且能实测,可建立边界水量交换(盈水或亏水)模型^[10],或是将进(出)水量化演成集水面积。无论在岩溶区或非岩溶区,由于枯季径流模数差异相对小,可通过枯水调查与枯季水文参数分析确定泉域范围。还可进行地下等水位线分析和次降雨径流水均衡分析。在水文控制条件较好泉域,采用系统理论模型和概念性水文模型模拟出流过程,反求泉域面积。Dress(1983年)采用系统核函数再现泉流量,并根据拟合精度评价泉域范围确定的可靠性^[11]。当圈定泉域与示踪结果一致时,核函数预报泉流量过程精度最高。Ognjen Bonacci 还采用简化的地下径流模型、Stanford 流域模型试算流域面积^[6]。V. Yevjevich 教授提出应用地下洪水波的传播信息判断泉域范围^[12],对雨量控制较密的大泉域,可根据局部暴雨能否在总排泄点产生洪水波效应来识别该局部暴雨是否属于该泉域。这是借助暴雨效应进行地下河示踪。笔者在桂林寨底地下河流域采用次降雨径流分析流域面积,与根据示踪结果确定面积的平均误差为3.3%,最大误差7.4%。在水文资料不足或是泉域边界十分复杂情况下,采用多种途径分析,相互比较,去伪存真十分必要。

2.2 水文地质调查

通常根据岩性、构造、含水层水位、泉水流量及当地村民提供的水源信息,综合分析流域边界范围。在勘探程度较高的地区,可根据水动力场、水化学场、水温度场识别边界,划分岩溶水系统。

2.3 示踪技术

具有系统输入(降雨或入流)和输出的泉域,可采用物理(悬移质、微生物、洪水波效应)、化学(荧光素、氯化钠等)、同位素(O^{18} 、 H^1 、 H^2)进行岩溶水运移示踪,圈定汇水范围。同时还可根据水化学、同位素输入、输出信息建立概念模型,分析水源。

在人类活动(农灌、水电开发、土地利用等)对原水文网造成较大破坏的岩溶区,其边界应重新进行调查与水量还原计算,以建立新的水均衡系统是十分必要的。

3 水源划分

划分水源可以提高水文模型对流量过程模拟精度,了解地表水、地下水分配与转化关系,以及为水资源规划与开发提供依据。由于水源评价目的不同,方法与资料选择亦不同。譬如作为一般性区域水资源评价,仅了解地表水、地下水一般分配关系,则可采用降雨入渗系数法;为了推求核函数建立水文预报模型,可采用径流过程分割方法;对于旱季根据农灌需要进行地下水规划与开发时,水源划分往往采用旱季地下径流模数法。而为使大坝安全渡汛,进行洪水设计与预报时,仅对地表径流感兴趣。无论出自何种目的,采用何种方法,均应科学和系统地评价水源成分,充分考虑水源赋存条件与径流特征,这是水源划分的基本原则。过去,在岩溶区的地表水与地下水划分问题上,水文地质部门是按条件划分,采用降雨入渗系数法,而水利部门则按特征划分,采用基流分割法,其结果差异较大。按水文地质条件划分,地面以下的水为地下水,但岩溶区普遍存在快速地下径流,具有快补、快排的地表水动态特征,因此,对其规划与开发利用应采取与慢速地下径流开发利用不同的方式——地表水工程调节方式。按径流特征划分水源,地下洪水径流很自然划为地表水,但水运移在地下灰岩层中,其探测、评价、利用主要靠水文地质技术方法。由此,针对岩溶区特定的条件与水源径流特征,需要提出比较符合实际的水源划分方法。

3.1 条件分析法

一般按地质地貌或水文地质单元进行分区。分析地下水评价参数(降雨入渗系数,地下径流模数等)随地质地貌或水文地质分区的变化,由于水源组合关系受河网制约。河网结构分析有助于水源划分。岩溶区地表河与地下河组合类型较多。常见的有:(1)串联型。上游为碎屑岩地表河网,下游为岩溶峰丛地下河网。地表河水直接灌入岩溶含水层,构成岩溶水与非岩溶水混合型径流过程。洪峰径流含非岩溶区地表洪峰与岩溶峰丛区快速地下径流,基流为两大地貌单元孔隙水、裂隙水组合。(2)并列型。碎屑岩区地表河网与岩溶区地下河网为各自独立系统并列汇入地表河干流。干流上水文过程为两大地貌单元径流过程迭加。岩溶水文过程较非岩溶水文过程平缓滞后。(3)岩溶区地表河网型。为峰丛河谷两侧岩溶裂隙、管道水排泄基面。河道径流为岩溶区快速流与慢速流。(4)岩溶谷地地表河与地下河双层河网型。地表河排泄谷地季节性地表水,地下河排泄谷地常年性地下水。天然分层径流迭加为总径流。总之,不同河网结构,形成多种类型的水源组合关系(见图2),因此水源划分应考虑这些组合关系。

3.2 径流特征分析

该分析建立在水文地质条件分析基础上。通过基流分割将非岩溶区径流划分为地表水和地下水,将岩溶区径流划分为快速流与慢速流。采用流量衰减系数、流量不稳定系数、传播(或滞后)时间描述水源径流特征。

对水源的赋存条件与径流特征系统评价促进了学科渗透与技术方法的综合,如水文—水文地质综合法^[15]。该方法提出有条件分区、径流分割、参数分块的地下水资源评价“三分法”。

3.3 应用物理化学方法进行水源信息跟踪分析

该方法是分析水源组合关系,正确划分水源的一条重要途径。岩溶水循环中,各种离子

的含量(如碳酸根、钙、镁、氯等离子)、水的物理性质(如水温、电导率),水中的悬移质、微生物具有在时间上随流量变化,在空间上随条件而分布的规律。进行分区水化学、物理因子监测与集总径流中各离子含量的比较分析,可判断不同分区的水源在总径流过程线上的分配。仅举一简单实例说明,1983年,P. W. Williams 描述了一个岩溶高原水文系统。上游为碎屑岩地表水灌入,下游为溶洼点补给与集总管道排泄,管道埋深 600~700m,具有活塞式水传

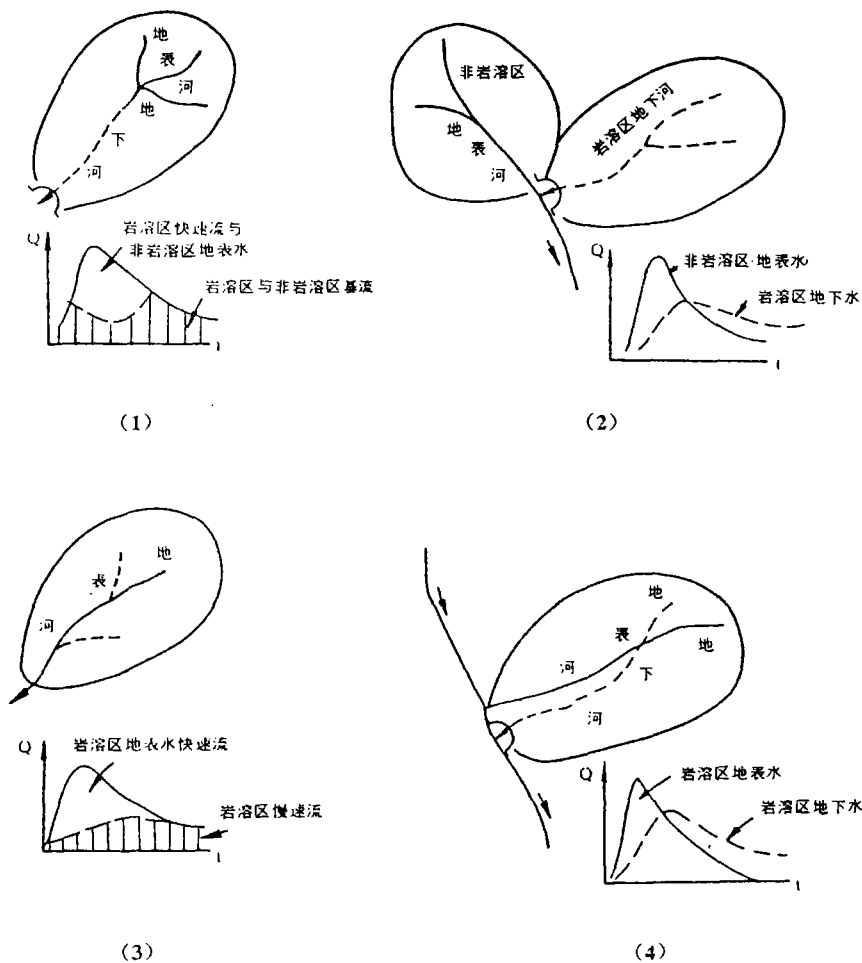


图2 岩溶区地表河与地下河组合关系

Fig. 2 Correlation between surface and subterranean streams in karst regions

(1). 串联型;(2). 并联型;(3). 岩溶区地表河网型;(4). 地表、地下双层河网型。

递功能。通过对孤立暴雨期岩溶区与非岩溶区及泉口水化学、电导率、含沙量及流量系统测验(见图3),判断流量起涨第一阶段是被岩溶区快速补给而推出来原管道水,含较高钙离子浓度及水温,第二阶段洪峰来自下游岩溶快速径流,其电导率、微生物发生明显变化,第三阶段根据悬移质含量增加,推断为上游非岩溶区地表水。上述应用岩溶地球化学方法清晰展示各水源在总径流过程线上的分配。当然对于多种地貌组合,多个水文系统互补时,其水源在总径流过程线上的分配要复杂得多,绝不是比例中水源机械传递而不产生混合。

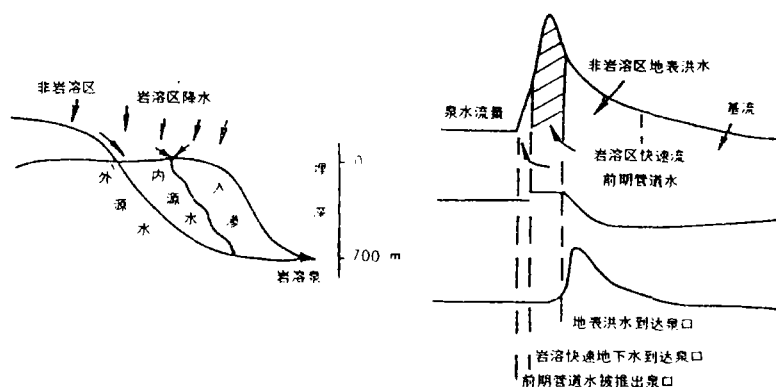


图 3 根据水化学判断泉水流量过程线上的水源组成

Fig. 3 Feeding source component determination on spring-discharge hydrograph based on hydrochemical study

此外,还可通过水化学分析研究碳酸盐岩管道水与裂隙水互补关系。如广西桂林丫吉村岩溶水文地质试验场,当降水小于 30mm 时,虽有小的洪水过程,但钙离子浓度无明显变化,说明降雨入渗补给主要是裂隙水,当降雨强度达 60mm 时,出现溶洼点补给,钙离子浓度迅速下降,由管道排洪。洪峰在前,最高地下水位与最低离子浓度滞后,退水段,离子浓度回升,显示含水层管道水快速充蓄,补给裂隙水,管道流量水位回落,裂隙水补给管道水的互补过程^[14]。

另外,也有学者采用水化学、同位素示踪,根据离子浓度变化定量评价水源关系。对于复杂的地下水文网,示踪剂不一定能均匀而充分混合,同时存在离子被吸附,在洞穴滞留等现象,因此,影响到水量计算。总之,采用物理化学方法划分水源尚需进一步完善。

4 问题讨论

岩溶水文系统内部信息难以监测,结构难以白化,是产生上述疑难问题的主要根源。因为多为黑箱,描述水循环的水文模型,其结构与参数无法进行实际检验。水源组合过程及其在总径流过程线上的分配难以定量描述。流域边界、面积也只能靠模型方法逼近。要弄清地下水文网,需进行大量水文地质调查,甚至勘探。相比较,非岩溶水文系统在信息获得、结构分析、成果验证方面要容易得多。要解决岩溶水文与水资源中许多疑难问题,首要的是加强岩溶水探测技术现代化。包括地下河网探测、地下水观测,提高岩溶水透视度,其次是强调学科渗透。联合国教科文组织编著碳酸盐岩水文学指南^[17]以及著名岩溶水文学教授 V. Vevjevich 编著的岩溶水资源之需求^[16](汇编 150 个研究课题)都将岩溶水文与水资源当作一门跨地质、地貌、水文、水文地质、地球化学的系统学科,强调专业间的关联性和协同攻关的重

要性。

参 考 文 献

- 1 吕振光. 广西岩溶地区水文特性及产、汇流参数初步分析. 水文, 1986, 5.
- 2 愈日新, 黄志平. 广西岩溶地区径流研究. 水文, 1990, 12.
- 3 严启坤. 一个地下河流域模型及其应用. 中国岩溶, 1988, 6.
- 4 P. W. Williams, The Role of the Subcutaneous Zone in Karst, J. Hydrology, 1982, 2.
- 5 J. Gunn, Modeling of Conduit Flow, Karst Water Resources, IAHS, Pub. No161, 1986,
- 6 Ognjen Bonacci, Karst Hydrology, 1987,
- 7 沈灿荣, 刘美南. 现用的产流模型对华南地区适用性研究. 热带地理, 1986, 2:
- 8 华士乾. 水文科学定量计算的发展与问题. 水文, 1982, 6:
- 9 赵人俊. 降雨径流流域模型中的水源划分问题. 水文, 1981, 3:
- 10 汪德麟. 贵州省岩溶山区非闭合流域年径流计算方法的初步探讨. 水文, 1983, 5:
- 11 J. Dress, Linear unit—Response Function as Indications of Recharge Areas for Large Karst Spring, J. Hydrology, 1983, 61:
- 12 IAHS, Karst Water Resources, Pub. No161, 1986,
- 13 严启坤. 桂林岩溶区水量转化问题. 中国岩溶, 1985, 2:
- 14 袁道先, 蔡桂鸿著. 岩溶环境学. 重庆出版社, 1988,
- 15 黄敬熙, 严启坤等. 桂林岩溶水资源评价及其方法研究. 重庆出版社, 1986,
- 16 V. Yevjevich, Karst Water Resources Need, 1981,
- 17 Unesco, Guide to the Hydrology of Carbonate Rocks, 1984,

RESEARCH ON SOME PROBLEMS OF KARST HYDROLOGICAL CONCEPTUAL MODEL

Yan Qikun

(Institute of Karst Geology, Ministry of Geology and Mineral Resources)

Abstract

There are some problems in modelling karst water circulation using hydrological model as lack of information of groundwater distribution in karst system (black box or grey box). In this paper, the mechanism of runoff—producing and flow confluence in karst area, the structure function of karst hydrological conceptual model, and the problem of modelling process are discussed. The technical method of determining catchment area and separating underground flow are suggested.

Key words: karst water circulation, determination of catchment area, separating runoff components, karst hydrological model.