

文章编号:1001-4810(2009)02-0212-07

宜万铁路野三关隧道“8.5”突水事故成因分析^①

邬立¹, 万军伟², 陈刚², 赵璐¹

(1. 中国地质大学研究生院, 湖北 武汉 430074; 2. 中国地质大学环境学院, 湖北 武汉 430074)

摘要:2007年8月5日宜(昌)万(州)铁路野三关隧道发生了重大的岩溶突水事故。在岩溶水文地质调查的基础上,对野三关隧道所处流域两个主要岩溶洼地以NaCl为示踪剂进行了充水水源和充水途径的示踪试验。两次示踪试验结果查明水洞坪岩溶洼地是“8.5”突水事故的主要水源,茅口组灰岩中发育的周家包暗河被F18断裂切割,将暗河水导入隧道形成突水事故。稻子坪的水在隧道突水段以西以渗—涌水的形式进入隧道。水洞坪示踪实验得出二叠系栖霞—茅口组岩溶含水层中的地下水流速为50 m/h。稻子坪示踪试验得到茅口组灰岩含水层中的地下水流速为45.5 m/h;大冶组灰岩含水层中的地下水流速为10.8 m/h。本示踪结果为宜万铁路野三关隧道的后期恢复施工和防渗工作提供了依据,并为岩溶地区深埋隧道的设计和施工提供了试验和分析工作的实例参考。

关键词:突水事故;岩溶水示踪试验;水力联系;野三关隧道

中图分类号:TU453.6

文献标识码:A

目前我国铁路隧道近5 500条,约40%的隧道存在着程度不等的渗水或涌水,尤其在施工掘进期间,有时还遇到特大涌水、突水或者突泥,延误工期或者造成人员伤亡。在国内外隧道大型突水事件中有70%都发生在岩溶隧道中。

野三关隧道是宜万铁路的重要控制工程,是宜万铁路全线最长的越岭岩溶隧道,全长13.846 km,隧道最大埋深695.2 m,路肩标高为757.55 m。隧道区地质构造、岩溶地质、水文地质和工程地质条件都为复杂,隧道大部分经过碳酸盐岩地区,区内岩溶强烈发育,漏斗、落水洞、岩溶洼地密布,地下暗河发育,是易发生突水、突泥及存在高承压水的地段^[1],其地质条件复杂程度和施工难度在我国目前已建和在建铁路工程中实属罕见。2007年8月5日凌晨,该隧道在自苦桃溪斜井并向进口方向施工至DK124+602掌子面时曾发生大规模崩塌,并引发大型突水突泥事故。事故最初30分钟涌水量达 $1.51 \times 10^5 \text{ m}^3$,涌泥与块石约 $5.35 \times 10^4 \text{ m}^3$,第二天隧道出口涌水量降到 $2.6 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{d}$ 以下,事故造成了重大的人员伤亡和财产损失。

为进一步查明此次事故的突水水源,笔者在隧道突水区开展地下水示踪试验等工作,以进一步查明隧道突水与各种可能补给水源之间的相互关系,为该隧道的恢复施工与突水灾害防治提供依据。

1 区域岩溶与水文地质条件概述

隧道区主要发育三叠系大冶组、二叠系长兴组、吴家坪组、茅口组、栖霞组地层(图1),主要为一套碳酸盐岩地层,约占研究区总面积的90%。

其中大冶组主要为浅灰色薄层微晶灰岩夹中厚层灰岩,下部灰岩夹黄绿、土黄色页岩,底部为页岩夹泥灰岩。本区底部见炭质页岩、钙质粘土岩。厚度480~880 m。

长兴组深灰色块状含燧石结核灰岩,层间裂隙发育,也有垂直层面的节理。厚度80~150 m。

吴家坪组底部为深灰色钙质粘土岩、黑色页岩夹煤层。中段为深灰色厚层含燧石结核微晶生物屑灰岩夹条带状硅质岩。上段为灰黑色薄层硅质岩、炭质硅质岩夹黑色炭质页岩。厚度74.19~93.50 m。

① 第一作者简介:邬立(1981—),男,博士研究生,研究方向:地下水资源评价。

收稿日期:2008-04-21

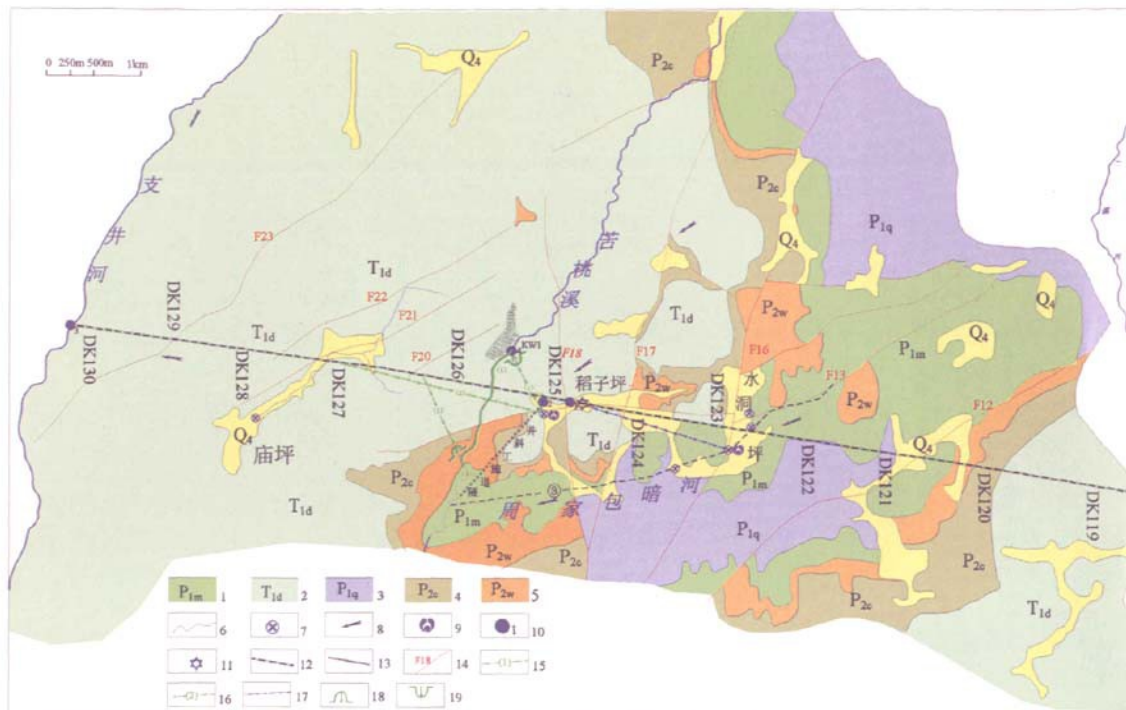


图1 野三关隧道工程区水文地质与示踪工程布置图

Fig. 1 Sketch map of karst hydro-geologic and tracing project arrangement in Yesanguan tunnel area

1. 茅口组灰岩,岩溶发育强烈区;2. 大冶组灰岩,岩溶发育较强区;3. 栖霞组灰岩,岩溶发育中等区;4. 长兴组灰岩,岩溶发育较弱区;5. 吴家坪组灰岩,弱岩溶发育区;6. 地质界线;7. 落水洞;8. 地下水径流方向;9. 示踪剂投入点;10. 示踪剂监测点及编号;11. 隧道突水点;12. 隧道设计路线;13. 隧道斜井;14. 断层及编号;15. 从苦桃溪河床下通过的稻子坪示踪地下水径流路线;16. 沿大冶组灰岩层面径流的稻子坪示踪剂路线;17. 在茅口组灰岩中通过的水洞坪示踪剂径流路线;18. 泉KW1;19. 伏流入口

茅口组下部为深灰—灰黑色厚层瘤状灰岩、含泥质灰岩;上部深灰色厚至巨厚层生物屑灰岩,含燧石结核和硅质条带。厚度77.25~148.75 m。

栖霞组下部以深灰、灰黑色厚—中厚层含燧石结核微晶灰岩夹炭质、钙质页岩;中部为深灰色微晶灰岩、生物屑灰岩;上部为深灰色中厚层生物屑灰岩,具瘤状构造。全区厚度较为稳定。厚度139.3~245.04 m。

隧道区垂向上构成碳酸盐岩岩溶含水层夹碎屑岩隔水层的组合特征,其中三叠系大冶组和二叠系茅口组岩溶极为发育,是以地下暗河、溶洞为含水介质的强岩溶含水层;二叠系长兴组、栖霞组岩溶发育相对较弱,是以裂隙、溶蚀裂隙和小型岩溶管道为含水介质的弱—中等岩溶含水层;三叠系大冶组底部、二叠系吴家坪组、栖霞组底部马鞍段为相对隔水层,它们相间分布在上述岩溶含水层之间,使得岩溶水在空间分布上具有一定的成层性^[2],但是在断裂与剪切带部位不同含水层之间存在水力联系。

野三关隧道处于东西向构造体系和新华夏构造体系交接带,构造形迹相互干扰、迁就,近东西向的构

造偏转成弧形,归并于新华夏构造体系。在隧道区内表现为宽缓的野三关复式背斜褶皱。

区内与隧道有关的主要断裂有12条:望碑断裂(F13)、水洞坪断裂(F16)、叶朝湾断裂(F17)、孙家垭断裂(F18)、岩上断裂(F19)、阳坡断裂(F20)、庙坪断裂(F21)、韩家山断裂(F22)、响水坪断裂(F23)。其中孙家垭断裂(F18断层)在DK124+865附近与隧道线相交,交角为75°,产状80°~100°/75°~85°。断层带附近为三叠系下统大冶组地层,破碎带宽5~15 m,揉皱发育,为压扭性断层,透水性较好,易将地下水导入隧道,造成较大规模的突水突泥,自该断层至叶朝湾断裂(F17断层)隧道岩溶突水风险大。

区内突水、突泥点位于二叠系栖霞组地层中。剖面上,该地层中构造节理发育的硬质灰岩在上方,被强烈挤压揉皱的软质碳质页岩在下方,石灰岩顺层岩溶发育,且与地表具有汇水条件的、较大范围的溶蚀洼地相连通,物探异常显示隧道上方蓄水岩溶洞穴发育,具备形成高压岩溶水体的良好储存和补给条件^[3]。

研究区内的周家包暗河与本次突水事故关系密切。该暗河发育于石马坝背斜核部二叠系茅口—栖霞组(P_1m+q)的灰岩层中,在苦桃溪集中排泄,总长约5 km,总体水力坡度6%~7%,补给区面积14.57 km²。暗河主通道自北东向南西在隧道上方200多米斜穿隧道,地下水位高出隧道254 m。排泄口受苦桃溪控制,出水口的标高在1 050 m,暗河强径流带位置在1 050 m高程以上。周家包暗河附近野三关隧道路肩标高约为835 m,处于地下水深循环带,野三关隧道及苦桃溪斜井不会直接遭遇周家包暗河,但可通过构造裂隙密集带、剪切带、断层带等各种通道与周家包暗河连通,从而对隧道施工带来威胁。实际在该隧道施工后此暗河排泄口就已经断流。

2003年9月至2004年8月观测到的暗河流量为2 147~328 204 m³/d,流量动态变化大。岩溶水的流量动态与降雨关系密切,对降雨的反应非常敏感,一般在中、大雨后10 h内,暗河流量开始增长,1~2 d后地下水流量将会恢复到正常值。岩溶水的流量动态变化大,衰减速度快。

2 试验设计

野三关隧道突水区的上方有3个岩溶洼地,且都有地表小溪,经落水洞集中灌入式补给地下岩溶含水层。

庙坪岩溶洼地发育在大冶组(T_1d)单斜地层中,岩层倾向支井河。排泄基准面受支井河控制,岩溶发育深度受大冶组底部泥灰岩、页岩等非岩溶岩控制。受长兴—吴家坪(P_2c+P_2w)地层阻隔,洼地汇集的地表水进入地下后多分布在隧道左右两侧500 m以外,对隧道没有影响。

其中水洞坪岩溶洼地发育于二叠系茅口组厚层灰岩中,稻子坪发育于三叠系大冶组中厚层灰岩地层中,被F18断裂切割,本次试验的目的就是通过人工投放示踪剂的方法,来确定这两处岩溶洼地汇集的地表水及其含水层中的地下水与本次隧道突水以及隧道其它地段渗、涌水的关系。

2.1 示踪剂的选择及数量的确定

根据隧道区地下水水化学资料分析,地下水示踪试验的示踪剂有多种选择,如钼酸铵、荧光素、放射性同位素I^[4,5]等,考虑到经济、环境以及便于监测等因素,本次试验采用工业盐作为示踪剂,根据隧道区地表和隧道中地下水涌水量确定工业盐的一次性投放量为5 000 kg。

2.2 示踪剂投放地点的确定

通过现场岩溶水文地质条件的调查,确定本次试

验的投放地点分别为水洞坪岩溶洼地的消水口(落水洞)以及稻子坪岩溶洼地的消水口(落水洞)。首先在可能与隧道突水关系最密切的水洞坪洼地投放5 000 kg工业盐,待监测点接收到示踪剂Cl⁻浓度降到背景值后,再在稻子坪岩溶洼地投放5 000 kg工业盐进行第二次示踪试验。

2.3 示踪剂监测点的布置

根据对该隧道区已有地质、水文地质资料的分析 and 现场的岩溶水文地质调查,本次试验的监测地点确定为:(1)隧道突水点掌子面的流水;(2)苦桃溪斜井段的渗水,此段为二叠系栖霞组地层;(3)支井河隧道出口流水,此段地层为三叠系大冶组地层;(4)苦桃溪上游大冶组地下暗河出口(KW1)。

2.4 监测方法与监测时间间隔

工业盐的监测分为现场监测和室内分析两个步骤,现场采用电导率仪监测地下水的电导率变化,并定时取样至室内用离子色谱进行氯离子浓度测定^[6,7]。

现场电导率的检测与取样在未发现异常时,时间步长为2 h;监测到电导率出现异常后加密至0.5 h,直至电导率恢复到正常值^[8,9]。

3 示踪试验过程及成果分析

3.1 水洞坪示踪试验

试验前对各水源的电导率背景值进行了测量,水洞坪地表水电导率为171 μs;苦桃溪地表水为175 μs;隧道突水点的为177.7 μs;斜井涌水点的为265 μs;支井河隧道出口的为259 μs,其中水洞坪、苦桃溪和隧道突水点的电导率值反映的是基本未受人类活动影响的天然情况下的电导率背景值,而斜井涌水点和支井河隧道出口由于受隧道施工中的水泥等影响,电导率比天然水中的背景值高。

2007年8月24日19时,在水洞坪岩溶洼地将5 000 kg工业盐溶解后瞬时注入到周家包地下暗河落水洞,投入点高程1 326.4 m。

水洞坪示踪剂投放后,立即在隧道突水点、苦桃溪斜井、支井河隧道出口开展电导率的监测和取样工作,考虑到本次工业盐是在二叠系茅口组地层中投放,从岩溶水文地质条件分析,示踪剂不会穿越其上覆的二叠系吴家坪组隔水层进入大冶组岩溶含水层中,故此次试验未对苦桃溪上游大冶组地下暗河出口(KW1)进行监测。此次野外监测于9月18日结束,后转入室内用离子色谱仪对采集的水样进行氯离子的测定工作。各观测点的电导率变化曲线见图2~4。

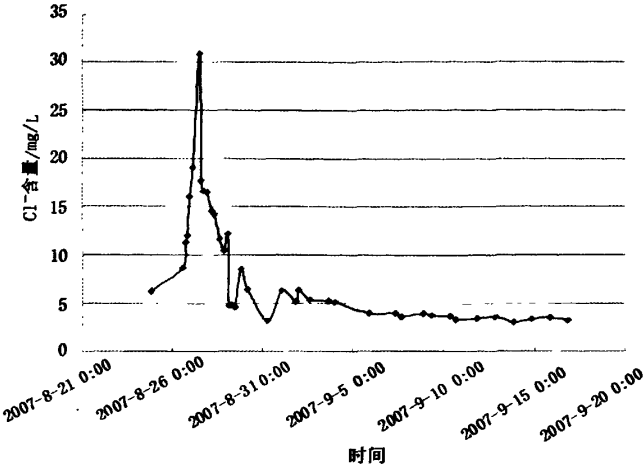


图2 隧道突水点氯离子变化曲线

Fig. 2 The Cl⁻ concentration curve in karst water during tracing test at bursting point

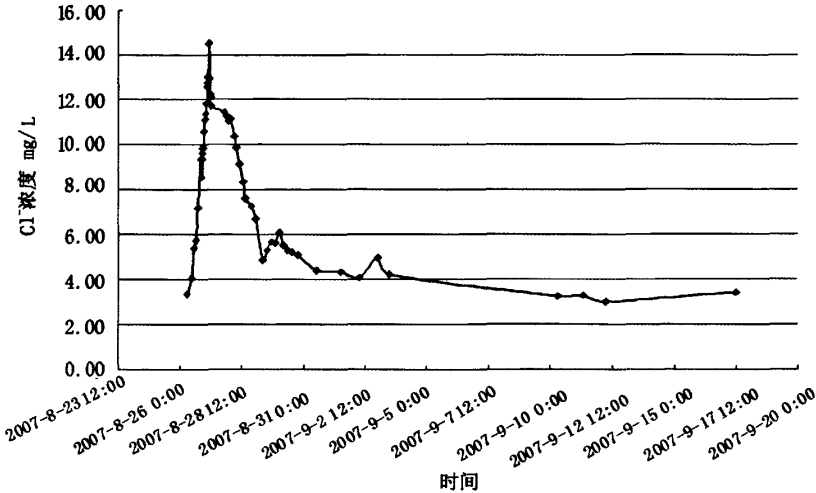


图3 支井河隧道出口监测点氯离子浓度变化曲线

Fig. 3 Change of Cl⁻ concentration during tracing test in tunnel outlet

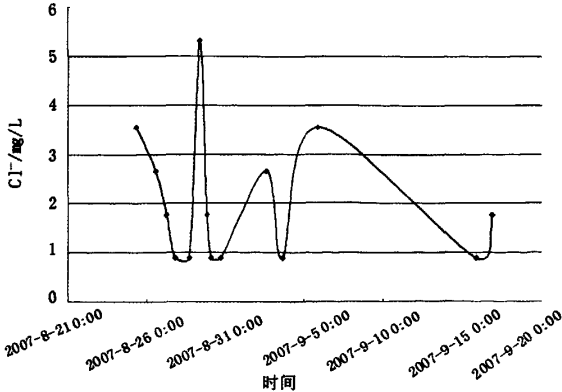


图4 苦桃溪斜井监测点渗水氯离子浓度变化曲线

Fig. 4 Change of Cl⁻ concentration during tracing test in Kutoaxi inclined shaft

水洞坪地下水示踪试验结果表明:

(1) 隧道突水点与水洞坪岩溶洼地地表水以及周家口地下暗河之间存在明显的水力联系,即周家口地下暗河和二叠系栖霞—茅口组岩溶含水层是本次突水的水源。

(2) 隧道突水的 Cl^- 浓度历时曲线呈单峰形曲线,且峰陡而尖,说明通道比较单一;历时曲线的上涨段很陡,很快达到峰值,但消退段的延续时间相对较长,说明其补给含水层具有一定的规模,示踪剂在二叠系栖霞—茅口组含水层中得到了较充分的混合,使得整个含水层中的示踪剂含量增高,并源源不断地进入隧道,水量比较充沛。

(3) 支井河隧道出口 Cl^- 浓度变化过程与隧道突水点的变化特征基本一致,但受隧道出口段(苦桃溪一支井河段)天然背景值低的大冶组含水层渗—涌水混合作用的影响, Cl^- 浓度峰值降低了 43.86%。

(4) 苦桃溪斜井在 8 月 26 日 13:00 开始喷锚施工,水流由清澈变浑浊,水样的电导率值突增,但氯离子浓度变化曲线没有明显规律,说明电导率的聚增并非工业盐示踪剂所造成,而是施工水泥浆液使得电导率增高,因此可以认为苦桃溪斜井渗水与水洞坪地表水没有明显的水力联系。

(5) 隧道突水点和投放点的空间距离为 3.4 km。在投放示踪剂 41 小时后电导率发生聚增,64 小时达到峰值;隧道支井河在投放示踪剂后 43 h 电导率发生剧增,相差 2 h。

(6) 根据电导率曲线计算得到隧道突水区的二叠系栖霞—茅口组岩溶含水层中的地下水流速为 50 m/h。

(7) 根据支井河隧道出口流量 $Q = 7.9 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$,按照下面的公式:

$$m = \frac{\left[\int_{t_1}^{t_2} \rho_{\text{Cl}} dt - \mu_0(t_2 - t_1) \right]}{5000} \times Q \times \frac{\text{NaCl 分子量}}{\text{Cl 原子量}} \times 100\%$$

式中: m 为示踪剂回收率, ρ_{Cl} 为 Cl^- 浓度 (kg/m^3), t_1 为初现示踪剂的时间(d), t_2 为 Cl^- 浓度降回背景值的时间(d), μ_0 为 Cl^- 天然浓度背景值 (kg/m^3), Q 为隧道支井河隧道出口流量 (m^3/d)。据之可以计算得到本次水洞坪示踪试验的示踪剂回收率为 76.3%,该结果表明试验相当成功。

3.2 稻子坪示踪试验

试验前(2007 年 9 月 27 日)对各水源的电导率背景值进行了测量,稻子坪地表水为 175 μS ,苦桃溪地表水为 175 μS ,隧道突水点的为 177 μS ,苦桃溪斜井涌水为 263 μS ,支井河隧道出口为 257 μS 。其中稻子坪地表水、苦桃溪地表水和隧道突水点的电导率值反映的

是基本未受人类活动影响的天然情况下的电导率值,而苦桃溪斜井涌水和支井河隧道出口由于受隧道施工使用水泥的等影响,电导率要比天然水中的背景值略高。

本次试验于 2007 年 9 月 29 日 18 时将 5 000 kg 工业盐溶解后瞬时注入到稻子坪岩溶洼地落水洞,随后在各监测点开展监测。投入点高程 1 250 m。

自 9 月 29 日投放示踪剂后研究区域补给范围内未发生降雨,隧道支井河隧道出口段流量稳定在 $7.9 \sim 7.7 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ 。扩大调查范围发现在苦桃溪公路桥上游 2.37 km 的苦桃溪河床上大冶组灰岩底部有一岩溶泉出露(KW1),该泉水在苦桃溪河床出露后沿河床流经二叠系吴家坪组隔水层,在苦桃溪公路桥上游 1.19 km 处开始逐渐下渗,进入茅口组灰岩后迅速下渗,导致苦桃溪断流。

随后笔者对所采集的水样经室内离子色谱仪测定发现:苦桃溪斜井和隧道始终未发现示踪剂,但是在支井河隧道出口的水样中则发现氯离子有明显变化,见图 5。

稻子坪地下水示踪试验表明:

(1) 稻子坪岩溶洼地的地表汇水以及大冶组灰岩含水层中的地下水与隧道突水以及苦桃溪斜井渗水无水力联系,即大冶组含水层与本次隧道突水无关。

(2) 支井河隧道出口氯离子浓度曲线自示踪剂投放后 137 小时开始增加,143 小时出现峰值,其后 191 小时又出现第二个峰值。双峰特点表明:稻子坪岩溶洼地的地表汇水是分两部分进入到苦桃溪以西的隧道中的,结合隧道洞身揭露的含水层结构分析,第一个峰应该是示踪剂由稻子坪入渗后在大冶组地层中向北西方向径流,以岩溶泉的形式在苦桃溪上游河床 KW1 出露,然后在苦桃溪河床以明流的形式径流,当流到苦桃溪河床的茅口组灰岩后再次入渗到地下,并沿茅口组含水层向北西径流在苦桃溪以西茅口组灰岩与隧道洞身相交部位进入隧道;第二部分是稻子坪入渗后直接沿大冶组岩溶含水层底部的相对隔水层向西径流,在隧道上方越过苦桃溪后于大冶组灰岩与隧道洞身相交部位进入隧道。(见图 6、7)。

(3) 从苦桃溪茅口组灰岩地表伏流入口到茅口组灰岩与隧道相交点的空间距离为 2.88 km。扣除茅口组灰岩与隧道相交点的到支井河隧道出口这段巷道径流时间,稻子坪示踪试验示踪剂在茅口组灰岩中径流时间为 63.3 h。根据支井河隧道出口出口氯离子浓度曲线,可以计算得到茅口组灰岩含水层中的地下水流速为 45.5 m/h,该结果与水洞坪试验结果十分一致。

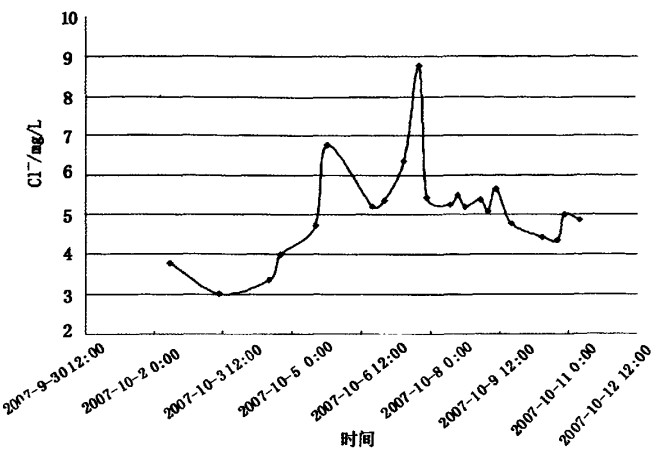


图5 支井河隧道出口监测点氯离子浓度变化曲线
Fig. 5 Change of Cl⁻ concentration during tracing test in Zhijinghe outlet

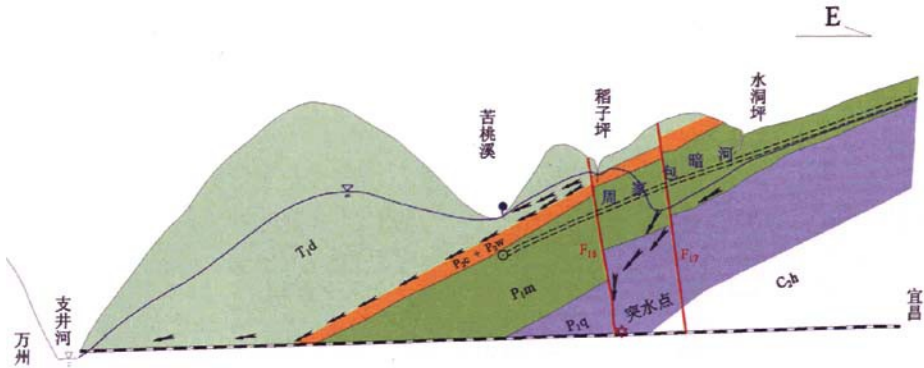


图6 宜万铁路野三关隧道突水段至隧道支井河出口段剖面示意图
Fig. 6 Longitudinal profile of Yesanguan tunnel in Yi-Wan railway from water burst point to Zhijinghe outlet

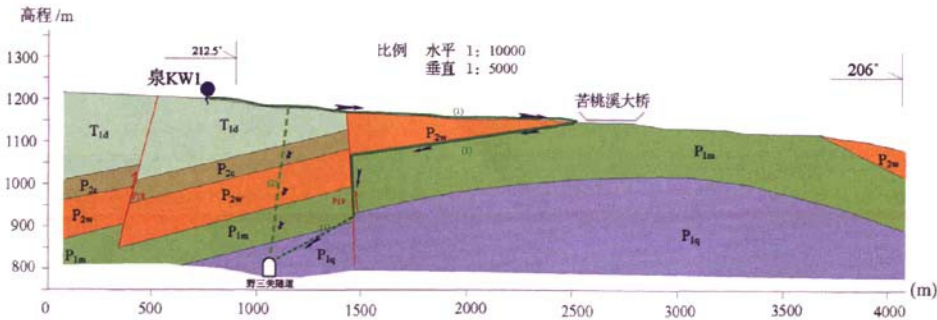


图7 苦桃溪纵剖面示意图
Fig. 7 Longitudinal profile of Kutaoxi river

(4)大冶组灰岩含水层底部隧道相交处与稻子坪示踪剂投入点的空间距离为2.06 km。在地层中径流的时间为191 小时,由此计算出地下水在大冶组地层中地下水流速为10.8 m/h。该计算结果表明,茅口组灰岩的岩溶要比大冶组灰岩的岩溶发育。但是本区苦

桃溪侵蚀基准面以下茅口组灰岩含水层的流速较慢,说明苦桃溪侵蚀基准面以下茅口组灰岩的岩溶发育程度仍以溶蚀裂隙和小型岩溶管道为主,并没有大型的地下暗河系统。

(5)支井河隧道出口流量稳定, $Q=7.7\times10^3\text{m}^3/$

d. 据此,对隧道支井河隧道出口处 Cl^- 浓度随时间变化曲线分析,可得本次示踪试验 NaCl 回收率为22.5%。回收率较低的主要原因为大冶组灰岩含水层中的地下水并没有全部渗入隧道,还存在示踪剂沿大冶组灰岩含水层直接排泄到支井河中的途径。

4 讨论与结论

(1) 水洞坪岩溶洼地地表汇水及茅口组岩溶含水层中的地下水是本次突水的主要水源,茅口组灰岩中发育的周家包暗河被F18断裂切割,将暗河水导入隧道是突水的主要原因。

(2) 稻子坪岩溶洼地地表汇水及大冶组岩溶含水层中的地下水与本次突水无关,它们在苦桃溪以西以渗一涌水的形式进入隧道。

(3) 隧道突水掌子面并没有直接揭露大型地下暗河,隧道突水来自隧道上方茅口组岩溶含水层,该含水层的规模较大,岩体在开挖过程中的损伤以及在高水头压力作用下,水力劈裂使导水裂隙进一步扩展,是造成突发性大规模严重涌水突泥的重要成因。在隧道洞身大规模崩塌情况下,地下水通过与隧道贯通的垂向导水通道(小断层、密集裂隙破碎岩体等)源源不断地进入隧道。

(4) 根据本区岩溶水文地质条件分析,目前野三关隧道地下水的补给量与隧道涌水量又形成了一种新的平衡(在雨后会有小幅波动),为此后期施工要避

免在原突水点附近再次发生塌方形成新的通道或使前次塌方通道继续扩大,以保证在正常情况下涌水量不会显著增加。为达到这一目的,建议现在不要对隧道进行大规模清淤,利用已经崩塌的块石对上覆岩体和破碎带的支撑,以防止新的崩塌造成导水通道的进一步扩大而引起再次突水;建议通过隧道支井河出口向内反方向施工迂回作业,并做好超前支护防渗工作,最后再来处理隧道突水点。如能这样,该隧道仍然是能够正常贯通的。

参考文献

- [1] 沈继方,李焰云,徐瑞春,等. 清江流域岩溶研究(第一版)[M]. 地质出版社,1996:1-5.
- [2] 工程地质手册编写委员会. 工程地质手册(第三版)[M]. 北京,中国建筑工业出版社,1992:920-923.
- [3] 王增银,万军伟,姚长宏. 清江流域岩溶发育特征[J]. 中国岩溶,1999,6(2):151-157.
- [4] 马祖陆,周春宏,张之淦,等. 四川锦屏落水洞岩溶地下水示踪[J]. 中国岩溶,2006,9(3):201-210.
- [5] 熊道轲,傅荣华. 岩溶发育强度垂直分带方法[J]. 岩土工程技术,2005,19(3):113-117.
- [6] Gupta S. K., Lau L. Stephen, Moraveik Philip S. Ground water tracing with injected helium[J]. GroundWater, 1994, 32, 96.
- [7] James Broermann, R. L. Bassett, Edwin P. Weeks. Estimation of aL, velocity, Kd and confidence limits from tracer injection test data [J]. Ground Water, 1997, 35(6):1066-1076.
- [8] 王鹰,陈强,魏有仪,等. 岩溶发育区深埋隧道水岩相互作用机理[J]. 中国铁道科学,2004,25(4):55-58.
- [9] 刘丹,李启彬. 利用环境氡定量确定秦岭特长隧道地下水年龄[J]. 西南交通大学学报,2002,37(6):601-605.

Cause of the "8.5" water burst incident at Yesanguan tunnel along the Yi-Wan railway

WU Li¹, WAN Jun-wei², CHEN Gang², ZHAO Lu¹

(China University of Geosciences, School of Environmental Studies, Wuhan, Hubei 430074, China)

Abstract: Yesanguan Tunnel in Yichang-Wanzhou railway had a large-scale karst water inrush accident on August 5, 2007. Based on karst hydro geologic investigation, two tracing experiments with industry salt were carried out in the two main karst depressions in the study area. The tracing experiments prove that the Shuidongping karst depression is the main water source of the "5th, August" inrush accident, and the water runs to the tunnel along fault No. 18 which cut off the Zhoujiabao underground river developed in the P_{1m} limestone layer. And the experiments also prove that the water coming from Daoziping seeps and pours into the tunnel from the west part of the inrush incident. Besides, the flow speed of the groundwater lies between the two karst stratum P_{1m} and T_{1d} is calculated too. The flow speed of the groundwater in karst stratum P_{1m} is 50 m/h based on the experiment in Shuidongping. The flow speed of the groundwater in karst stratum P_{1m} is 45.5 m/h based on the experiment in Daoziping, and the flow speed of the groundwater is 10.8 m/h in karst stratum T_{1d} . All the above provide scientific basis for the later restoration and reconstruction as well as the anti-infiltration engineer of the Yesanguan tunnel. This paper also gives reference for design and construction of deep buried tunnel in karst area.

Key words: inrush accident; tracing test of karst water; hydraulic relationship; Yesanguan tunnel