西部水利水电开发
与岩溶水文地质论文选集

主　　编：曹安俊　伍法权　刘世凯　涂光美
　　陈　飞　钟子文　苏爱军　田九如

执行编委：伍法权　刘世凯　涂光美　卜永喜　石　林
　　苏爱军　邓传立　熊友平　黄宝华　万军伟

主办单位：中国地质学会工程地质专业委员会
　　湖北省地质学会　水文地质工程地质环境地质专业委员会
　　地质灾害与岩土工程专家咨询工作委员会

承办单位：湖北省恩施土家族苗族自治州电力总公司
　　湖北省恩施土家族苗族自治州水利电力勘测设计院
　　湖北鹤峰桃花山水电有限责任公司

协办单位：中国地质大学（武汉）
　　武汉理工大学
　　长江水利委员会设计院
　　水利部长江勘测技术研究所
　　中南电力设计院
　　湖北省水利水电勘测设计院
　　湖北省水文地质工程地质大队

中国地质大学出版社

图书在版编目（CIP）数据

西部水利水电开发与岩溶水文地质论文选集/ 曹安俊等主编 . —武汉：中国地质大学出版社，2004. 8

ISBN 7-5625-1915-3

Ⅰ. 西…

Ⅱ. ①曹… ②伍… ③刘… ④涂…⑤陈…⑥钟…⑦苏…⑧田…

Ⅲ. 水利水电-岩溶水文地质-西部地区-文集

Ⅳ. P64

西部水利水电开发与岩溶水文地质论文选集

曹安俊　伍法权　刘世凯　涂光美
陈　飞　钟子文　苏爱军　田九如
主编

责任编辑：贾晓青　　**责任校对：张咏梅**

出版发行：中国地质大学出版社（武汉市洪山区鲁磨路 388 号）　　**邮编：**430074
电话：(027) 87482760　**传真：**87481537　E-mail: cbo @ cug. edu. cn
经　　销：全国新华书店

开本：787 毫米×1092 毫米　1/ 16　　**字数：**480 千字　**印张：**19　**图版：**4
版次：2004 年 8 月第 1 版　　**印次：**2004 年 8 月第 1 次印刷
印刷：中国地质大学出版社印刷厂　　**印数：**1—1 050 册

ISBN 7-5625-1915-3/ P · 625　　**定价：**80. 00 元

如有印装质量问题请与印刷厂联系调换

序

我国西部水力资源十分丰富，加强水利建设、开发水力资源是我国西部建设的重要任务。岩溶问题是我国西部水利水电开发中十分广泛而又困难的问题。中国地质学会工程地质专业委员会、湖北省地质学会、恩施土家族苗族自治州电力总公司和恩施土家族苗族自治州水利电力勘测设计院等单位在湖北省恩施联合举办“岩溶地区水利水电工程地质学术研讨会”，并出版了《西部水利水电开发与岩溶水文地质论文选集》，这对总结我国岩溶地区水利水电建设中工程地质工作方法，发展岩溶工程地质问题的处理技术具有重要的推动作用。我对这次会议的召开和文集的出版表示衷心祝贺，并感谢会议和文集的组织者们为我国岩溶科学研究和工程实践作出的贡献。

我国可溶岩分布十分广泛。碳酸盐岩在云南、贵州、四川等 27 个省、区均有出露，分布总面积达到 344.2 万 km^2，其中贵州省、广西壮族自治区、云南省碳酸盐岩出露面积占省、区面积比例分别达到 51%、33%和 26%。这些地区的许多水库都不同程度地遇到与岩溶相关的工程地质问题。金沙江流域以礼河木槽子水库、广西龙江拔贡电站、陕西耀县桃曲坡水库等分别遭遇因岩溶引起的向邻谷渗漏、坝区渗漏和库底渗漏问题，成为我国著名的存在岩溶渗漏条件的水库工程实例。上述这些水库以及湖北清江隔河岩水库、乌江渡水库、猫跳河下游的红岩水库、广西红水河大化水库以及滇东黄泥河上的鲁布革水库等都是通过充分的工程地质选址论证和合理的工程处理而避免发生岩溶渗漏的成功例子，也正是因为这些工作，在我国培养和成长起一批岩溶工程地质工作者。

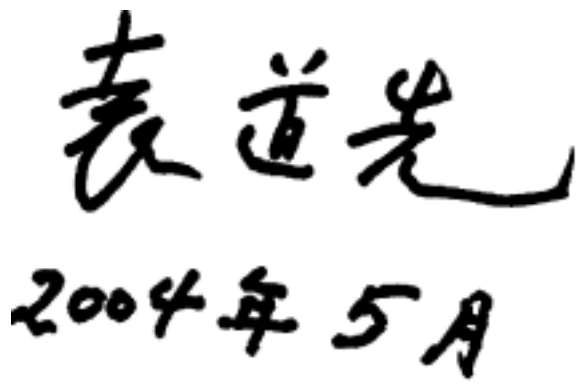
岩溶问题的工程地质研究与工程处理，难点在于对岩溶发育规律性的认识。我们知道，这一问题几十年来一直是学术界和工程界，特别是水利水电行业的一个国际性难题和热点问题，目前还有许多基础性和应用性问题没有得到解决。例如，岩溶动力系统的运行和岩溶发育分布规律问题、深部岩溶问题、受水动力学等条件影响的差异溶蚀作用规律问题、岩溶探测技术与成果解译方法、岩溶渗漏处理技术与岩溶地基利用问题、岩溶地区水库诱发塌陷地震的机制问题等，都有待进一步的深入研究。同时这也告诉我们，岩溶工程地质有着十分广

阔的发展前景，岩溶工程地质工作者肩负着十分艰巨的使命。

1994 年水利电力出版社出版了由邹成杰等编著的我国第一部《水利水电岩溶工程地质》专著，对全国岩溶工程地质学术研究和工程实践进行了很好的总结，也对这一领域的研究工作和生产实践起到了重要的指导作用。岩溶地区的水利水电工程地质问题，长期以来是国际岩溶和工程地质学术界共同关注的问题，2000 年出版的 P. T. Milanovic 编著的 *Geological engineering in Karst* 一书，总结了许多国家岩溶地区水利水电工程勘测、评价和治理的经验，其中也收录了我国的一些实例。我们今天出版的这本《西部水利水电开发与岩溶水文地质论文选集》，展现了近年来鄂西地区和全国水利水电岩溶工程地质研究及工程实践的新成果。本书以众多的工程实例为其特色，汇集了岩溶渗漏勘察与分析、岩溶区地下水资源评价、地质灾害治理和岩溶工程处理方面的研究成果与实践经验，是继《水利水电岩溶工程地质》之后一本与水利水电开发有关的岩溶工程地质学术文集，对这一领域的工作将具有十分重要的指导意义和参考价值。

21 世纪是我国经济建设蓬勃发展的世纪，也是我国岩溶工程地质工作者大有可为的世纪。我向大家推荐本书，并热切地希望有更多成果涌现出来，不断推动岩溶工程地质学科的发展。

中　国　科　学　院　院　士
中国地质学会岩溶地质专业委员会主任
中国地质科学院岩溶地质研究所研究员



前　言

在中国地质学会的大力支持下，中国地质学会工程地质专业委员会和湖北省地质学会联合主办的“岩溶地区水利水电工程地质学术研讨会”在湖北省恩施土家族苗族自治州召开。我国西部水利水电工程建设的尖兵——地质工作者们带着20世纪80年代以来工作的丰硕成果汇集恩施，展开交流，切磋岩溶地区工作经验与教训，进一步推动我国岩溶地区地质学科暨岩溶地区水利水电建设的发展。

本次会议收到论文百余篇，选择优秀论文44篇出版了《西部水利水电开发与岩溶水文地质论文选集》。文集以岩溶地区工程实例为特色，主要内容有：岩溶水文工程地质、理论与技术方法应用、岩溶地区地质环境、经验与总结。本论文集对岩溶地区水利水电建设有一定的指导意义和参考价值。

在论文集的编辑和出版过程中，中国科学院院士袁道先先生为论文集的出版提出了宝贵意义并为文集作序，伍法权研究员、徐福兴教授级高工、卜永喜秘书长、刘世凯教授、涂光美教授级高工、苏爱军教授级高工、万军伟教授等审阅了论文文稿并提出了宝贵意见，同时得到恩施土家族苗族自治州水利电力系统的领导和学会有关的常务理事单位的大力支持和帮助，恩施土家族苗族自治州水利电力勘测设计院朱华军院长、邓传立总工、黄宝华工程师和中国地质大学出版社贾晓青责任编辑为本文集的出版付出了辛勤的劳动。

没有上述各单位领导和专家的大力支持、关心和帮助，这本论文集是难以问世的，在此谨向他们表示诚挚的谢意！

谨以此文集献给致力于岩溶地区水电建设的地质工作者们！

《西部水利水电开发与岩溶水文地质论文选集》编辑委员会

2004年8月

一、岩溶水文工程地质

水库岩溶渗漏问题研究[①]

徐福兴　陈　飞

(长江水利委员会，武汉 430010)

摘要　水库岩溶渗漏是碳酸盐岩地区建坝的主要工程地质问题之一。国内外工程实例说明，只要对这一问题进行勘察查明，并进行相应的防渗处理，一般都能发挥效益。本文主要简述水库岩溶渗漏研究中的若干理论和实践问题，如岩溶化岩体中地下水的赋存条件、河谷岩溶水动力类型及分带、河谷区深部岩溶、岩溶渗漏的评价方法等；其次介绍水库岩溶渗漏勘察研究中常用的勘察技术和分析方法。

关键词　岩溶　水库　渗漏　研究　技术与方法

1　研究综述

从 1845 年法国在岩溶地区修建第一座坝以来的 100 多年间，南斯拉夫、美国、前苏联、意大利、土耳其等国，在岩溶地区修建了大型水利水电工程 130 多座。据不完全统计，其中坝高大于 100m 的有 18 座，最高的是前苏联的英古里 (ингури) 拱坝，最大坝高 271.5m；最大的水库为土耳其的凯班水库，总库容 340 亿 m^3。从水库岩溶渗漏分析可见，早期修的工程，一般存在渗漏问题，其中比较严重的如美国德克萨斯州的奥斯丁坝，因坝基渗漏而导致垮坝 (1920 年坝高 20.7m)；西班牙的蒙特热克 (坝高 72m)，水库蓄不住水；卡马拉萨高坝 (坝高 103m)，蓄水后渗漏量 2～3m^3/s，并逐年增加到 11m^3/s，经进一步处理后仍有 2m^3/s。20 世纪 50 年代以后修建的坝高 100m 以上的 17 座大坝，基本上都是成功的，其中渗漏量较大的有凯班水库 (21m^3/s)、多康坝 (6m^3/s)、瓦格兰斯 (4m^3/s)，但并不影响工程效益的正常发挥。相对而言，在大江大河上修建大型工程，勘测工作比较深入，渗漏问题研究较清楚，防渗工程也做得可靠，一般都是成功的，而中小河流上的中小型工程问题较多。

我国在 20 世纪 50 年代初修建官厅水库，拉开了在岩溶地区修建水利水电工程的序幕。20 世纪 50 年代末至 60 年代初，对碳酸盐岩分布为主的猫跳河梯级水电站进行了开发；对乌江、清江、红水河等流域进行规划，开展了一大批大型工程的勘察设计；对长江三峡工程南津关灰岩坝区进行了详细的勘测研究，在岩溶地区已修建了一大批中小型工程。20 世纪 60 至 70 年代，猫跳河梯级水电站及一批坝高在 50m 以上或库容 1 亿 m^3 以上大中型水库的建成，为我国在岩溶地区建坝建库积累了经验。20 世纪 80 年代初，乌江渡水电站的胜利建成，标志着我国在岩溶地区兴建高坝大库登上了新的台阶。其后，隔河岩、岩滩、鲁布革、

① 第一作者简介：徐福兴，男，1939 年生，教授级高级工程师，长期致力于水利水电工程地质勘察工作。

观音阁、万家寨、天生桥一级、二级、东风、江垭、江口等大中型水利水电工程相继建成，更为我国在岩溶地区建坝建库积累了丰富的经验。目前在建的有构皮滩、彭水、洪家渡、水布垭等大型工程，其中构皮滩水电站坝高 232m，库容达 65 亿 m^3，电站装机容量达 3 000MW,是我国在岩溶地区修建的最高薄拱坝和最大的水电站，水布垭水电站是目前世界上最高的混凝土面板坝，最大坝高达 233m。

我国在岩溶地区兴建的大中型工程中，出现较严重渗漏的有水槽子、桃曲坡、拉浪、拔贡、大龙洞、猫跳河二级、四级、小排吾、肖家山、南川、温峡口等水库。其中大部分经第二期处理后渗漏量明显减小，发挥了正常效益。在岩溶地区兴建的中小型工程，据云南省的统计，大多数是基本成功的；贵州省库容 10 万 m^3 以上的水库 2 000 余座，发生严重漏水的约占 5%；在岩溶强烈发育的广西南宁地区，50 万 m^3 以上的水库 93 座，基本成功的占 40％。发生严重漏水或失败的水库，绝大部分是 20 世纪 50、60 年代兴建的，建前未做详细的地质勘察工作，也没有采取必要的和有效的防渗措施。

经过 50 多年勘察研究和工程实践，我国在岩溶渗漏的基本理论研究与实践、岩溶渗漏问题的勘察研究、渗漏评价和防渗处理等方面都已达到了较高的水平。

2 水库岩溶渗漏的几个基本理论与实践问题的研究

2.1 碳酸盐岩岩体中地下水的赋存条件、地下水位及岩溶系统（水系)

地下水位、等水位线和岩溶系统，是判断水库渗漏的重要指标。实践证明，在岩溶不发育的分水岭地段，地下水位略低于设计蓄水位时，可以由于蓄水后地下水位升高而不发生渗漏（猫跳河一级电站)。在地下水位低于分水岭较多，但无明显的地下水位低槽，即无岩溶排水系统存在时，可不发生严重渗漏或不渗漏，如猫跳河六级电站右岸和隔河岩水电站右岸河弯地块，江口水电站右岸河间地块等；但当存在岩溶管道时，可发生管道性漏水，如猫跳河四级左岸和六级水电站的左岸。

不言而喻，碳酸盐岩岩体中的地下水主要赋存于溶洞、溶隙中，并且主要以岩溶管道或岩溶裂隙泉的形式排泄。但对于岩溶岩体中有无统一地下水位，即孤立水流和统一水面两种观点曾发生过长期争论。勘探资料逐渐证明，在岩溶化岩体中既有统一地下水面，也有孤立、半孤立水流，随着岩溶的发育过程可以相互转化（卢耀如等)。岩溶岩体各点之间只要有水力联系（不论是通畅或不太通畅)，就能形成统一的地下水面（袁道先)。孤立水流和统一水面共处于一个统一的岩溶含水体中（邹成杰、王家骏等)。在岩溶化岩体中能否作等水位（压）线图，也是长期争论的问题，直到今天认识也不完全一致。在没有水力联系的岩溶管道系统间不能把各自的等水位线图连起来，而对于被裂缝或岩溶管道串通，具有或强或弱水力联系的管道系统之间，可以作等水位线图（袁道先)。在临近排水面附近的岩溶平原或开阔的大谷地，因岩溶发育较均匀，各向连通性好，即水力联系好，一般都存在统一流场，可以勾画出等水位线图（刘振中等)。因此，碳酸盐岩岩体中的地下水位、等水位线与岩体岩溶化的程度有密切的关系，与岩体中存在的岩溶排水系统密切相关，在判断地下水位、编绘地下水等水位线时应充分考虑这些因素。一般情况下，等水位线的低槽部分是汇集地下水的通道。岩溶地下水的排泄就是通过这些通道汇集而形成地下排水系统的，即一般称为岩溶系统（水系)。因此，不同岩溶排水系统之间是否存在水力联系、水力联系的通畅程度等是

评价水库渗漏的重要依据，而不仅是依据地下水位。

2.2 河谷岩溶水动力类型及分带

碳酸盐岩河谷岩溶水动力类型的研究，对了解岩溶发育规律以及岩溶渗漏预测评价有着重要意义。

2.2.1 河谷岩溶水动力类型

根据我国岩溶地区河谷岩溶水动力条件的研究，基本上可以分为以下类型：

(1) 补给型：河谷两岸与邻谷间有地下水分水岭，地下水补给河水，如乌江、清江、北盘江、澧水各梯级等。

(2) 补排型：河谷一侧有地下水分水岭，地下水补给河水，另一侧无地下水分水岭，河水补给地下水或排向下游河谷，如云南绿水河、黄河万家寨等坝址。

(3) 排泄型：河谷两岸无地下水分水岭，河水补给地下水或排向下游河谷，如猫跳河四级电站坝址，位于岩溶塌陷形成的天然堆石坝前，两岸地下水位低于河水位 18m，河水补给地下水，从坝下游 K_7 落水洞一带排出；山西桃曲波水库两岸地下水位低于河水位。

(4) 悬托型：岩溶含水层地下水位低于河谷底部，河水排泄给邻谷或下游河谷，如以礼河水槽子水库库盆为较厚的粘土砾石层覆盖，下部岩溶含水层地下水位低于河水面数十米，建库后粘土砾石层被击穿，库水沿岩溶通道向远邻谷金沙江渗漏。大宁河上游支流，其中有一段通过二叠系下统灰岩河谷时，灰岩中地下水位低于河水位，而局部成为悬托型河谷。

补排型、排泄型和悬托型河谷岩溶水动力类型一般存在水库渗漏问题。

2.2.2 河谷岩溶水动力分带

在经典岩溶学理论中，把补给型河谷岩溶水动剖面自上而下分为四个带：垂直渗流带(饱气带)、地下水位季节变化带、全饱水带和深循环带，各个带发育与渗流状态相联系的岩溶类型（见图 1)。由于地壳升降造成河谷深切或埋藏，各个带相应的岩溶形态会被后期的地质作用所改造。这种分带也受到岩体岩性的差异，特别是非岩溶层的制约，因此，在分析判断河谷区岩溶发育形态、强度、深度等特征时，应注意后期岩溶作用的叠加和改造。

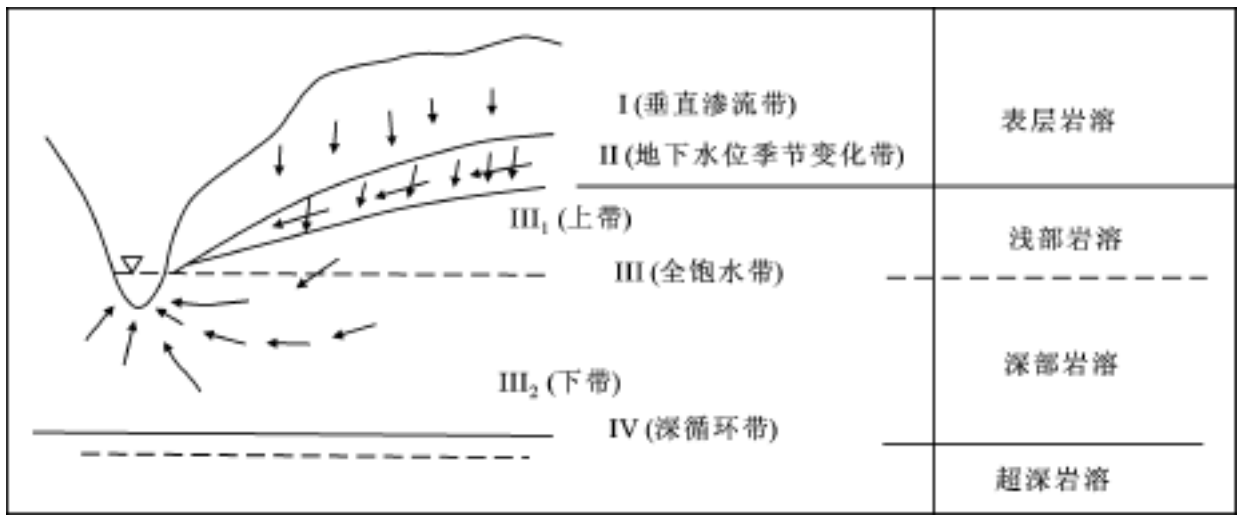


图 1 补给型河谷区岩溶水动力及岩溶垂直分带示意图

2.2.3 河谷—分水岭岩溶水动力剖面类型

在补给型河谷岩溶水动力类型地区，研究河谷至分水岭的水动力剖面类型，对确定岩溶强烈发育带的位置、宽度，进而确定防渗帷幕的重点部位、帷幕端点等有较大的实际意义。

河谷—分水岭的水动力剖面基本上可分为三种类型（图 2）。

(1) 均匀渗流剖面：岩溶不发育，地下水位线呈凸型由河岸向分水岭迅速升高，坡降较大；

(2) 平缓渗流剖面型：岩溶较发育，近河处地下水位线呈低平型，坡降一般 < 3%；

(3) 局部平缓段或低槽段的渗流剖面型：近岸坡岩溶发育，地下水位低平，或发育有汇流通道，形成地下水低槽，向山内一定距离岩溶才减弱，地下水面上翘。

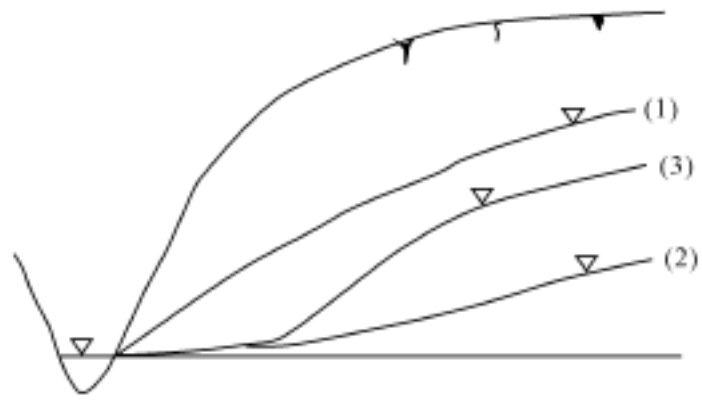


图 2 河谷—分水岭岩溶水动力分带示意图

2.3 河谷区深部岩溶

河谷区深部岩溶对大坝防渗具有重要意义。20 世纪 70 年代，乌江彭水坝址在河床枯水位以下 60～100m 揭露了溶洞和较畅通的溶蚀裂隙，而乌江渡水电站的防渗帷幕钻孔，在枯水位以下 212m 揭露了直径达 9.33m 的溶洞。由此开始，河谷区深部岩溶才引起人们的重视和研究。

“河谷区深部岩溶”的划分标准目前尚没有统一的认识，从水利水电工程实际出发，为便于掌握和统一，建议以低于当地排水基准面的岩溶称为“河谷区深部岩溶”。

2.3.1 河谷深部岩溶形成的主要因素

河谷深部岩溶的成因主要与地下水的虹吸循环有关，并且与岩溶排水系统有联系。河谷深部岩溶形成的主要因素有：

(1) 有利的岩溶水文地质结构，如溶蚀层面、透水断层带等。

(2) 有利的地下水虹吸循环条件，如有承压水等。

(3) 有利于深部岩溶发育的水化学条件，如混合溶蚀，以及由不同浓度的水溶液间造成的渗透，促进地下水向深部交替循环，深部具较强侵蚀的地下水等。

(4) 温差效应（常与有利的水化学条件相伴存在）造成冷热水对流，促进交替循环，如彭水枢纽的两个坝址，在温泉与冷水交汇部位深部岩溶发育。

(5) 河谷至分水岭地形相对高差大，两岸地下水具有较高的渗透压力。

(6) 深循环温泉在河谷出露与浅层地下水混合形成较深岩溶。

2.3.2 河谷深部岩溶的分布特征

(1) 河谷区深部岩溶的平面分布。深切上升峡谷区深部岩溶主要分布在河谷两侧，并与岩溶系统相联系，河床下岩溶发育较弱，如彭水枢纽的两个坝址、乌江渡电站等。

宽河谷区深部岩溶在河床下及两岸均较发育，其原因可能地壳相对稳定时期较长，河谷由峡谷演变为宽谷的过程中，原来位于两岸的深部岩溶，当今却位于河床之下，如湖南澧水三江口坝址和辽宁太子河观音阁坝址等均属于此。

(2) 河谷区深部岩溶的垂向分带。河谷深部岩溶发育强度一般有随深度的增加而逐渐减弱的趋势。较强烈发育带的深度一般在排水基准面以下 50～60m 范围，中等—弱岩溶发育带深度 50～100m 左右，100m 以下岩溶发育程度大为减弱。

2.4 岩溶渗漏量计算

岩溶渗漏量计算目前仍是一个难题。尽管在几十年的实践探索中，运用地下水动力学方法、水力学方法、逻辑信息法、模糊综合评判、数量化理论、汇流理论等方法进行分析计算，都不能达到令人满意的结果。究其原因是岩溶渗漏计算的边界条件太复杂，计算参数很难确定，计算方法本身也不够严密和完善。

首先是渗流介质，是岩溶管道还是岩溶裂隙，或者是岩溶管道和裂隙兼有。其次要确定介质的连续性和均匀性，如岩溶管道是否由库内直通库外，各段的数量、形态、大小无法确定，其间是否有瓶颈控制。又如岩溶裂隙，其方向性、连通性与渗透系数关系密切，且裂隙岩体中有无“一墙之隔”。此外，同一渗漏岩体，在地下水位以下和水位以上也会有很大的区别。鉴于此，目前岩溶渗漏量的计算成果只能作为宏观判断的参考。

2.5 岩溶渗漏评价方法与标志

早期岩溶水库勘察评价中，主要依据河间地块或河弯地块地下水有无分水岭及分水岭地下水位与水库正常蓄水位的关系确定，分水岭地下水位低于水库正常蓄水位就会发生渗漏。随着工程实例和经验的不断积累，不少分水岭水位低于水库正常蓄水位的水库不漏水或没有明显漏水，如猫跳河六级和清江隔河岩电站右岸河弯地块，芙蓉江江口水电站右岸与乌江河间地块地下水位均低于设计蓄水位，但都未发生明显渗漏。发生岩溶渗漏的水库，一般是在天然状态下就存在向低邻谷渗漏，如水槽子水库，或者沿着原来的岩溶系统（管道）发生渗漏，尤其是库内外岩溶管道曾发生过互相袭夺，且袭夺点管道高程低于水库设计蓄水位，会产生严重的管道性渗漏，如猫跳河四级电站左岸上游窄巷口岩溶管道向下游花鱼洞（KW_{11}）渗漏。因此，在评价水库渗漏时，查明库内外有无岩溶系统发育及岩溶系统的相互关系是非常重要的。

水库岩溶渗漏可归纳为三种类型：不渗漏或微弱渗漏、溶隙性渗漏和管道型或管道—溶隙混合型渗漏。依河谷岩溶水动力类型、岩溶系统及岩体岩溶化程度、分水岭地下水位、隔水层及相对弱岩溶层的展布等特征，对上述条件进行综合分析以判别水库是否渗漏及可能的渗漏形式（表 1）。

表 1 水库岩溶渗漏判别条件简表

渗漏类型	渗漏判别条件	备　注
不渗漏或微弱渗漏	1. 水库有隔水层或相对隔水层封闭 2. 邻谷间地下水分水岭高于设计蓄水位 3. 补给型河谷，与邻谷间地下水分水岭水位略低于设计蓄水位，但分水岭中部有弱岩溶化岩体	具备其中任一条，水库均不会发生渗漏。如毛家村、猫跳河一级、六级、江口等水电站
溶隙型渗漏	1. 补给型河谷。与邻谷间无隔水层或相对隔水层封闭，分水岭地下水位低于设计蓄水位，库内外未见岩溶系统发育 2. 补排型、排泄型河谷。岩体岩溶化较弱，库内外未见岩溶系统发育	具备其中任一条即可能产生溶隙性渗漏，如猫跳河三级电站渗漏进出口无溶洞
管道型或管道—溶隙混合型渗漏	1. 悬托型河谷。库内岩溶含水层通向库外且有岩溶系统发育 2. 补排型、排泄型河谷。库内外（或下游）有岩溶系统发育 3. 补给型河谷。分水岭地下水位低平，且低于设计蓄水位，库内外在同一含水层有岩溶系统发育	具备其中任一条，可能产生管道型或管道—溶隙型渗漏。如猫跳河四级，水槽子水库，胡家渡水库等渗漏进出口有溶洞，或出口有溶洞、或进口有溶洞

3 水库岩溶渗漏勘察研究的主要内容与方法

3.1 水库岩溶渗漏勘察研究的主要内容

岩溶地区兴建水库进行勘察研究时主要应包括以下方面。

(1) 查明库坝区（包括可能渗漏的邻谷）的岩溶水文地质结构，以确定岩溶分水岭和隔水层的空间展布，查明断裂带的延伸情况等，以便确定水库的封闭条件和水库可疑渗漏地段，对可疑渗漏地段进行重点研究。

(2) 对可能渗漏地段的地表地下水系进行详细调查研究，如地表、地下水系的补给、排泄条件、相互转化关系以及地下水系有无袭夺迹象等。对河谷区的岩溶水动力条件、岩溶排水系统、河谷区深部岩溶的发育程度和深度、河弯或河间地块分水岭的岩溶化程度和地下水位等进行勘察研究，以进一步确定渗漏的可能性、可能的渗漏途径、渗漏的性质及规模等，并对渗漏的危害性作出预测评价。

(3) 对存在岩溶渗漏的水库进行防渗处理方案与措施研究。其中确定防渗方案（铺盖或防渗帷幕、堵洞或截水墙等)、防渗范围（如帷幕的深度和平面接头等）和防渗的技术参数(如帷幕灌浆的孔距、排距和灌浆压力等）等。

(4) 建立地下水长期观测系统，对可疑渗漏地段，蓄水前应建立地下水长期观测网，如对钻孔水位及岩溶泉、暗河等地下水排泄点的观测，水库蓄水后进行对比，验证勘察阶段的结论。

3.2 水库岩溶渗漏的主要勘察研究方法

(1) 地面地质调查。地面地质调查是岩溶渗漏分析研究工作的基础，其主要任务是查明测区的岩溶水文地质结构，对岩溶地貌及各类岩溶形态、地表水及地下水露头（泉水、暗河、溶潭等）进行调查，包括对岩溶洞穴进行追索。岩溶层与隔水层的厚度及空间展布、断裂带的溶蚀和水文地质特征等进行详细的调查，在此基础上确定水库封闭条件及可疑渗漏地段，并开展进一步的勘察研究。

(2) 勘探。根据具体条件，选择合适的勘探手段，如常用的钻探，主要用以了解岩溶的发育程度，岩体的透水性和地下水位，测量水温、水化学成分等，并可用于地下水位、水温的长期观测。物探工作常用于探测含水层地下水位、岩溶洞穴的位置、岩体岩溶化的程度和深度等，但物探工作的限制条件较多。硐探，可用于追索溶洞，并选择合适的位置进行堵洞试验等。

(3) 岩溶水文地质试验。岩溶水文地质试验主要是了解岩溶化岩体的透水性、岩溶通道的连通性及相互关系，如钻孔压水试验、灌水试验、抽水试验（溶潭地下水出露点也可进行)、溶洞堵洞试验、连通试验等。

(4) 岩溶水动态观测。岩溶水动态观测是岩溶地下水研究的重要内容，包括地下水位、水温、水化学成分等随季节和天气的变化，在雨季可进行单项相关观测，如降雨量与岩溶泉流量关系观测。地下水动态观测时间应超过一个水文年，且观测时间愈长积累的资料愈宝贵。

在水库岩溶渗漏勘察研究中常用的分析方法见表 2。

表 2　常用的岩溶水文地质分析研究方法

序号	水文地质分析研究方法	主要研究目的	运用程度及主要工程实例
1	地貌及水文网分析	通过岩溶形态、地貌及地表—地下水网发育展布现状和演化过程的分析，研究岩溶发育分布规律、水动力类型及特点、岩溶地下通道位置，判断地下水系的补给、径流、排泄区域范围和地下水分水岭位置，评价地区（段）渗漏条件	广泛运用 猫跳河 天生桥二级 江口水电站
2	岩溶地下水同位素分析	利用地下水中存在的多种放射性同位素，测定计算地下水的年龄、运移途程和时间，分析寻找岩溶渗漏通道（带），常用的同位素有氚、氘、^{14}C等	猫跳河四级 乌江渡 江垭
3	岩溶地下水动态研究及水均衡分析	通过地下水动态长期观测及水均衡计算，研究岩溶水流性质、特点、含水介质类型及岩溶水量等，为渗漏评价提供依据	广西各工程 洛塔岩溶水开发利用 金觉峰
4	岩溶水化学场分析	根据岩溶水化学成分和水文地球化学环境等密切相关的特点，分析研究含水介质类型、通道性质及补给、径流、排泄区范围，判断地下水分水岭位置、补给条件，预测溶蚀空洞体积等	江垭 彭水 万家寨 猫跳河四级
5	岩溶水温场分析	利用地下水的热对流、辐射、传导所形成的地温场，研究岩溶水介质类型、性质，分析渗漏带及通道的位置、热水成因及分布规律	猫跳河四级 江垭 东风 彭水
6	岩溶渗流场分析	利用地下水在岩溶含水层中渗流的不同特点，研究岩溶发育程度及岩体透水性，为制定防渗处理方案、选择帷幕线路及接头方式等提供依据，常用的有平面渗流场、剖面渗流场、电阻网络模型试验等	猫跳河四级 江垭热水成因 隔河岩罗家坳河间地块
7	岩溶洞穴堆积物分析	通过洞穴充填程度及充填成分、颜色、颗粒级配、包含物（化石、孢粉等)、固结程度及物理力学性质等研究岩溶发育平面和垂向分布规律，分析岩溶和新构造运动、古地理气候环境及洞穴形成水动力条件等的关系，为防渗方案的选择提供依据	乌江渡 三江口 江　垭
8	岩溶地下水示踪试验	研究岩溶地下水的补给、径流、排泄条件，计算地下水渗流速度，根据示踪过程分析判定岩溶含水介质类型、通道性质、规模及地下水量等	广泛运用，猫跳河四级、阿岗、岩滩、大化、隔河岩、万家寨、水槽子、江垭、乌江渡、彭水等
9	岩溶堵洞抬水或抽水试验	利用人工堵塞暗河、溶洞抬高水位或大降深抽水试验，观测地下水渗流场，为兴建溶洼水库、溶洞水库，渗漏评价和论证某些专门岩溶地质问题提供依据	湖南广西溶洼水库中广泛运用 彭水坝址右岸野猫洞堵洞试验 论证页岩“构造窗”渗漏问题 东风水电站右岸渗漏研究

清江招徕河河段岩溶水文地质及坝址选择

①

刘世凯

(武汉理工大学，武汉 430063)

摘要　该文是在较大面积工程地质测绘的基础上，对 30 余公里长的河段内进行了河床地球物理勘探工作，从拟定的 6 个坝址中，选择一个地质上可靠、水工布置上可行、施工上可能的比较合理的坝址。由此，在众多坝址研究比选过程中，得出一个启示：在岩溶地区选坝，尤其是在岩溶水文地质条件复杂地区，首先应考虑库坝渗漏问题，这样有利于加快水利水电工程建设的步伐。

关键词　岩溶　水文地质　坝址选择

1　引言

清江招徕河河段地形地貌、地质构造、地层和岩溶水文地质条件较为复杂，经历数次查勘，在 30km 长的河段内选择了水布垭、盐池河、招徕河、石板溪、芭王沱、长岩屋 6 个坝址。

清江招徕河河段是开发清江中游水力资源的重要梯级选坝地段。为此，需在此河段选择一个地质上可靠、水工布置上可行、施工上可能的比较合理的坝址。

该文系笔者在 20 世纪 80 年代作清江流域规划进行坝址比选时，在《人民长江》上已发表的论文，1987 年曾作为水电部推广应用文章。现今再次发表，对岩溶地区水利水电工程岩溶水文地质分析论证及坝址选择仍有借鉴价值。

2　地质概况

清江招徕河河段地处鄂西中高山石灰岩峡谷地区。相对高差 170～1 700m。河谷深切，山势险峻，两岸悬崖壁立，谷深壑幽，可与长江三峡媲美的半峡就在其间。整个河段灰岩广布，更有奇峰异洞星罗棋布，组成多姿多彩的岩溶地貌景观。

招徕河河段位于鄂西南新华夏系构造与长江中下游东西向构造西延部分的联合、复合部位，长阳复背斜是河段内的控制性构造。以渔峡口为界，东段系长阳复背斜南翼的一系列东西向构造，其间叠加一套北北东向褶皱，而西段则为北北东向构造（见图 1)。从卷入的地

① 作者简介：刘世凯，男，1940 年 10 月生，教授，长期从事工程地质科研和教学工作。

层看，新华夏系与东西向构造体系两构造形迹形成时间应在印支晚期或燕山早期。喜马拉雅运动以来，鄂西山地处于大面积间歇性抬升中，使区内呈现多级夷平面与不同的岩溶发育期。

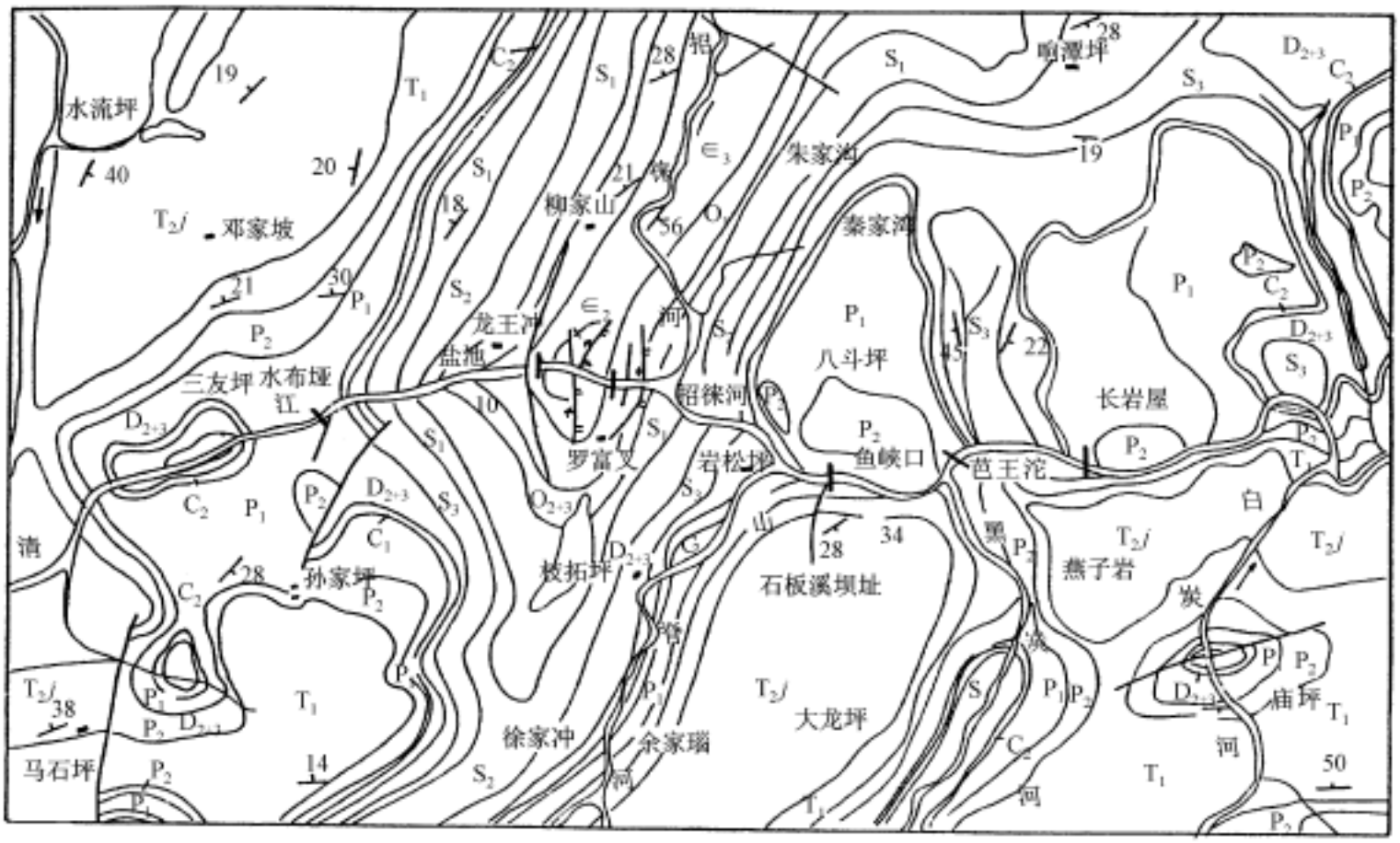


图 1　清江招徕河河段地质图

$\in_2$—寒武系中统；$\in_3$—寒武系上统；O_1—奥陶系下统；O_{2+3}—奥陶系中、上统；S_1—志留系下统；S_2—志留系中统；S_3—志留系上统；D_{2+3}—泥盆系中、上统；C_2—石碳系中统；P_1—二叠系下统；P_2—二叠系上统；T_1—三叠系下统；T_2j—三叠系中统嘉陵江组；I—坝址

河段内出露的地层，古生界、中生界和新生界均有，以古、中生界分布最广，且多属碳酸盐岩类和碎屑岩，部分含煤层。古生代地层有寒武系中上统，以白云质灰岩为主，次为泥质灰岩，厚度约 1 400m；奥陶系底部和中上统为泥质灰岩及页岩，其他均为石炭岩，厚度约 380m；志留系以砂岩、页岩为主，厚约 1 600m；泥盆—石炭系，除石炭系有 8m 厚的灰岩外，泥盆系为泥灰岩、砂岩及页岩，厚约 130m；二叠系除顶、底部为页岩夹煤层外均为灰岩，厚约 400m。中生界地层有三叠系，除底部为薄层灰岩夹页岩外，均为石灰岩，厚约 1 500m。这些灰岩与白云质灰岩给岩溶发育提供了良好的物质基础。

3　岩溶水文地质

河段内碳酸盐岩类分布约占 70%，其中以上寒武统三游洞组灰岩、奥陶系南津关组灰岩、二叠系栖霞—茅口组灰岩及三叠系大冶—嘉陵江组灰岩及灰质白云岩岩溶最发育；中寒武统覃家庙群及奥陶系中、上统泥质灰岩，岩溶发育次之。由于受岩性、构造及挽近期地壳运动的控制，使区内呈现多类岩溶形态共生的复杂组合形式。

岩溶含水岩组，总厚 3 600m。含水岩组的富水程度主要取决于地质构造条件。在背、

向斜核部及大的断裂带岩溶发育，且背斜核部往往侵蚀-溶蚀成谷，与向斜核部一样具有良好的汇水条件，因此这些部位有大量的泉水和暗河出现，成为强富水带。整个河段内强富水带大致有:

(1) 三友坪向斜轴部，分布岩溶发育的二叠系下统灰岩，沿近南北向断裂形成多个岩溶通道，出现多股常年不干、流量较大的岩溶泉排泄于清江。

(2) 半峡背斜核部及两侧，岩溶多顺层和沿断裂带集中发育，在清江两岸及招徕河之间，枝柘坪—龙王冲—柳家山一带，见多处岩溶泉及地下暗河分别排泄于清江和招徕河，如迷水洞及虎洞暗河就是实例。在此地带沟谷干涸，地表水流甚少。

(3) 渔峡口一带，恰为两个构造体系联合复合部位，褶皱较强烈，断裂发育。因而在黑炭河口一带的二叠系灰岩中岩溶上升泉呈南北向线状分布，其中有三处泉水流量较大，终年不干，成为该河段别具一格的岩溶水文地质特征。

(4) 燕子岩向斜轴部，位于黑、白炭河之间，三叠系大冶—嘉陵江组灰岩中，岩溶发育，多处岩溶泉水主要集中在向斜轴部，总排水量估计达 150L/ s 左右，在向斜轴部一带分别向黑、白炭河排泄。

隔水岩组主要有泥盆—志留系砂岩、页岩及二叠系龙潭组页岩，大冶组底部页岩，总厚 1 800 余米。含水岩组和隔水岩组基本处于相间分布，构成不同特征的地下水动力单元，特别是巨厚的志留—泥盆系隔水岩组的间隔，使区内大致可分为三个大的岩溶水文地质单元，即水布垭坝址以上为第一岩溶水文地质单元；盐池河—招徕河口为第二岩溶水文地质单元；石板溪坝址以下为第三岩溶水文地质单元。而其他隔水岩组，由于单薄，加之所处构造部位不同，有的可起隔水作用，有的不能起隔水作用。因此，该地段主要具以上三大岩溶水文地质结构（见图 2)。

4 各比较坝址主要水文工程地质条件及坝址选择

由于招徕河河段处在两个构造体系联合复合部位的特定环境，构造形迹复杂，而且岩溶发育，平面上具多层状岩溶水文地质结构。在选坝河段发育 4 条近南北向支流，将两岸雄厚山体分割成 3 个河间地块，有半峡-招徕河河间地块、大龙坪河间地块、燕子岩河间地块。因此，6 个比较坝址分别处于不同的构造部位、不同的岩溶水文地质单元。其中有 5 个比较坝址位于 3 个河间地块之上，而使得 6 个比较坝址在坝基条件、防渗条件、水能利用、水工布置、施工等方面均有着较为明显的差异。

4.1 水布垭坝址

位于三友坪向斜之东翼，翼部为志留系、泥盆系砂、页岩及部分二叠系栖霞组灰岩，轴部为二叠系栖霞—茅口组灰岩。坝基处在栖霞组灰岩上，北北东和近南北向两组断裂较发育，并在栖霞组和写经寺组的软弱夹层中发生了层间错动挤压，形成了宽窄不一的 3 条软弱夹层带。坝址区上游岩溶发育，沿向斜轴部发育有多条岩溶通道，并见多股岩溶泉。但坝址附近岩溶相对不发育，未见大型岩溶现象及岩溶泉，地下水活动很微弱。坝址岩层倾向上游，倾角 10°～25°，坝下游有巨厚的泥盆—志留系作为防渗依托，水库的封闭条件优越，加之岩溶水文地质条件较简单，防渗工程量小。坝基灰岩厚约 50～60m，岩体较完整，强度也较高，可满足建高坝要求。另外施工条件较好。

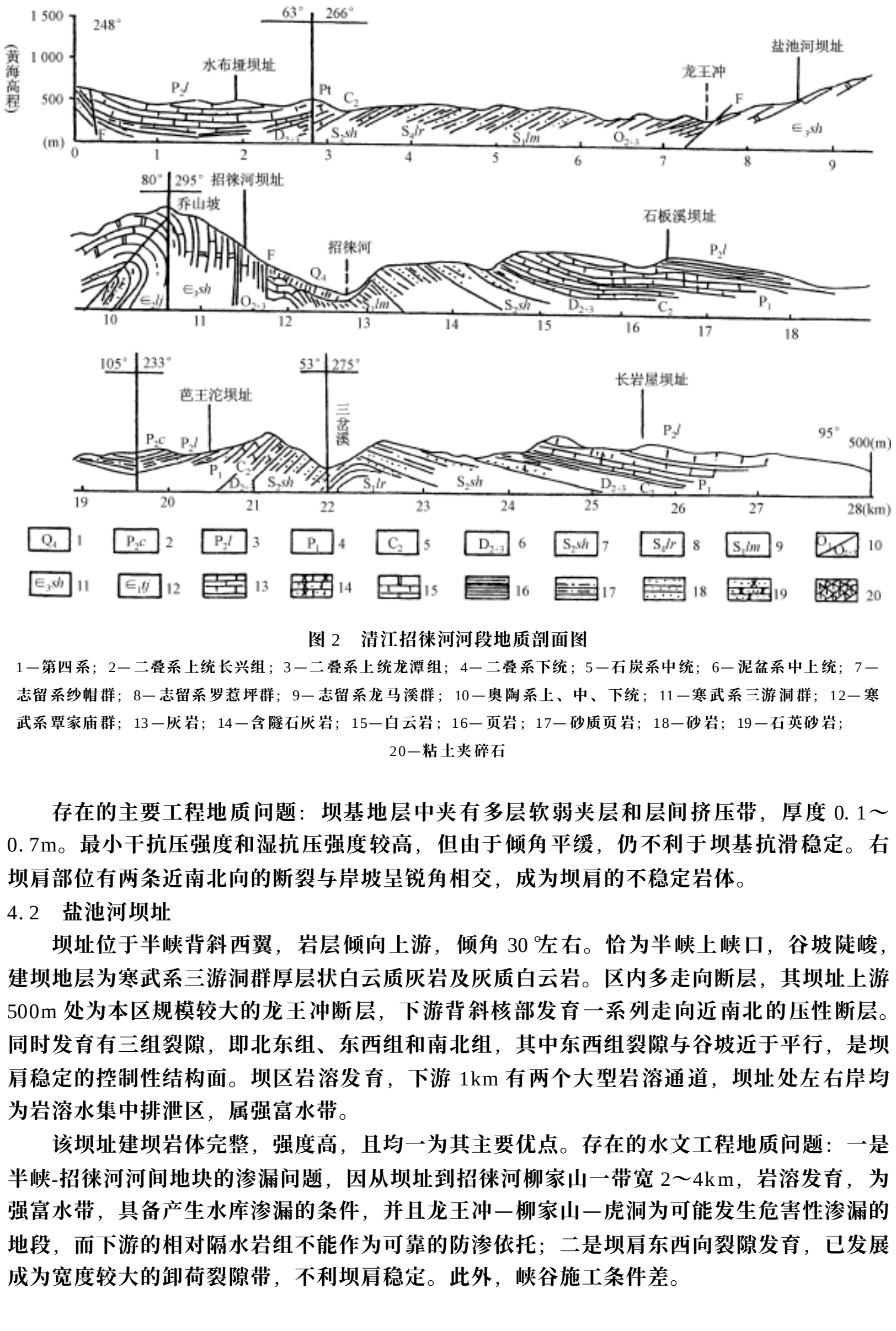


图 2　清江招徕河河段地质剖面图

1—第四系；2—二叠系上统长兴组；3—二叠系上统龙潭组；4—二叠系下统；5—石炭系中统；6—泥盆系中上统；7—志留系纱帽群；8—志留系罗惹坪群；9—志留系龙马溪群；10—奥陶系上、中、下统；11—寒武系三游洞群；12—寒武系覃家庙群；13—灰岩；14—含隧石灰岩；15—白云岩；16—页岩；17—砂质页岩；18—砂岩；19—石英砂岩；20—粘土夹碎石

存在的主要工程地质问题：坝基地层中夹有多层软弱夹层和层间挤压带，厚度 0.1～0.7m。最小干抗压强度和湿抗压强度较高，但由于倾角平缓，仍不利于坝基抗滑稳定。右坝肩部位有两条近南北向的断裂与岸坡呈锐角相交，成为坝肩的不稳定岩体。

4.2　盐池河坝址

坝址位于半峡背斜西翼，岩层倾向上游，倾角 30°左右。恰为半峡上峡口，谷坡陡峻，建坝地层为寒武系三游洞群厚层状白云质灰岩及灰质白云岩。区内多走向断层，其坝址上游 500m 处为本区规模较大的龙王冲断层，下游背斜核部发育一系列走向近南北的压性断层。同时发育有三组裂隙，即北东组、东西组和南北组，其中东西组裂隙与谷坡近于平行，是坝肩稳定的控制性结构面。坝区岩溶发育，下游 1km 有两个大型岩溶通道，坝址处左右岸均为岩溶水集中排泄区，属强富水带。

该坝址建坝岩体完整，强度高，且均一为其主要优点。存在的水文工程地质问题：一是半峡-招徕河河间地块的渗漏问题，因从坝址到招徕河柳家山一带宽 2～4km，岩溶发育，为强富水带，具备产生水库渗漏的条件，并且龙王冲—柳家山—虎洞为可能发生危害性渗漏的地段，而下游的相对隔水岩组不能作为可靠的防渗依托；二是坝肩东西向裂隙发育，已发展成为宽度较大的卸荷裂隙带，不利坝肩稳定。此外，峡谷施工条件差。

4.3 招徕河坝址

位于半峡下峡口，谷坡陡峭，区内出露寒武系、奥陶系、志留系，坝基地层为奥陶系南津关组灰岩。在构造上坝址处于半峡背斜东翼，岩层陡立，断裂及次级构造发育，裂隙以走向 70°～75°组最发育，岩溶也较发育，并见两处岩溶泉。

坝基岩体完整，强度高且均一，是建坝的有利条件。但存在关键的水文工程地质问题：其一是坝体的上下游均无可靠的隔水层作防渗依托，并存在半峡和招徕河河间地块渗漏问题，即库坝防渗均难于解决；其二是坝基岩层陡立，裂隙发育，岩体较破碎，由于重力作用，已形成了 30～50m 宽的卸荷带，坝肩稳定性较差。

4.4 石板溪坝址

坝址处河谷呈不对称的“ V ”型谷，右岸陡，左岸缓，建坝地层为二叠系栖霞—茅口组灰岩，厚约 340m，间夹 17 层碳质页岩和碳质灰岩等软弱夹层，在构造上位于渔峡口向斜西翼。岩层倾向下游，倾角 10°～30°，往上游渐变缓。区内仅见几条裂隙性缓倾断层，另发育北西向和北东向两组裂隙。由于岩性组合的不同，坝址右岸三叠系地层岩溶发育，而二叠系栖霞—茅口组灰岩被上游龙潭组页岩所覆盖，故岩溶不发育，溶洞少见。坝址左岸因二叠系龙潭组页岩被剥蚀，因而栖霞—茅口组灰岩岩溶发育，并于坝址附近东西两侧各存在一岩溶通道，有常年不干的岩溶泉水出露，水量达 200L/ s，分别从坝址上游和下游排泄于清江。

该坝址最优越之处是坝基下灰岩地层厚度大，岩体完整，左岸有较理想的施工场所。主要的水文工程地质问题是左岸存在两个岩溶通道，有危害性渗漏的可能，右岸虽岩溶不发育，但要说清楚也缺乏证据，虽然坝基、坝肩均有防渗依托，但深度大、线路长。其次是左坝肩岩层倾向河床，有多层软弱夹层与裂隙组合，可构成向河床滑动的不稳定岩体，不利于坝肩岩体的稳定性。

4.5 芭王沱坝址

坝址处河谷较开阔，但不对称，左陡右缓，坝基地层为二叠系下统栖霞—茅口组厚层灰岩，其中栖霞组夹有数层软弱夹层。坝址区正位于两构造体系的联合复合部位，岩层倾向上游，倾角 15°～45°。区内见有一定规模的断层 4 条，并发育北东向和北西向两组裂隙，密度较大，坝址附近发现岩溶上升泉 3 处，水量达 20～30L/ s，分别排泄于清江和黑炭河。

该坝址主要优点是施工条件好，建坝岩层强度较高，且完整。但在坝基下持力层厚仅 30m 左右，不能满足建坝的要求；更关键的问题是坝址右岸存在燕子岩河间地块，由三叠系地层组成一东西向向斜，横穿黑、白炭河之间整个河间地块，岩溶发育，泉水丰富。恰好在地块最窄处为无隔水层封闭的“ 缺口 ”。经初步分析，这一河间地块，存在沿燕子岩向斜轴部向库外渗漏的可能。另外，在坝址右岸黑炭河与清江间的二叠系灰岩分布区仍存在渗漏问题。若以下伏泥盆系作防渗依托，不但幕帷线路长、深度大，且难以收到理想的效果。

4.6 长岩屋坝址

坝址位于磨子庄向斜西翼，岩层倾向下游，倾角 10°～20°，断裂不发育。建坝地层为二叠系栖霞—茅口组灰岩。岩层完整，岩溶不发育，地下水活动微弱。

本坝址因两岸山体完整，岩溶不发育为其主要优点。然而，燕子岩河间地块渗漏成为主要问题。库坝防渗条件都不理想。

5 结论与启示

归纳起来，以上 6 个比较坝址各有其利弊。

坝基岩层方面：以盐池河、招徕河坝址为好，均一且强度高，其余 4 个坝址均以二叠系下统灰岩作为建坝基础，条件相差无几，只是芭王沱坝址，坝基持力层单薄，厚度仅 30m 左右。

地质构造方面：石板溪、长岩屋两坝址构造简单，断裂不发育；招徕河坝址较为复杂；其他坝址构造条件相近。

库坝防渗方面：除水布垭坝址下游有巨厚的隔水层作为可靠的防渗依托外，其余 5 个坝址分别位于 3 个河间地块部位，库坝是否渗漏，短时难以查清。

施工条件方面：水布垭和芭王沱两坝址较好，石板溪坝址次之，而其他坝址施工均较困难。

在这地质构造条件和岩溶水文地质条件复杂的河段，从众多比较坝址，纷繁的利弊条件中选择一个既经济合理，又可靠的坝址，是需要慎重考虑的问题。根据国内外在岩溶地区选坝的经验，将岩溶水文地质条件，尤其是库坝的渗漏问题，作为首要的问题加以充分考虑。因此，在清江招徕河河段，进行坝址选择，应以库坝防渗封闭条件可靠和难易程度为前提，然后在这个前提下，从建坝地基基础，结合水工布置、施工条件、水能利用和航运等方面综合考虑。按上述原则，经过对比，笔者认为在清江招徕河河段 6 个比较坝址中以水布垭坝址为宜，其主要优越之处在于坝下游有巨厚的隔水层分布，库坝防渗封闭条件均好，水文地质条件亦较简单，而且坝基岩体较完整，强度高，选用适宜的坝型，可以满足建高坝的地质条件，但坝基和坝肩稳定性是该坝址今后应认真研究的主要问题。

招徕河河段处在一个特定的地质结构部位，不论从构造形迹的表现上，还是从岩溶发育特征上，都反映了本河段岩溶水文地质条件的复杂性。从该河段 6 个坝址的比较选择中得到一个启示：大型水利水电工程，一般不宜放在两个或两个以上构造带的联合、复合部位或交界附近，这些地段往往存在着复杂的工程水文地质问题。特别是在岩溶地区建坝，库坝的防渗问题成为首要问题，应作为岩溶水文地质条件复杂地区选坝的前提条件。值得重视的是，岩溶地区封闭条件差的河间地块，常常是因勘测工作难度大，而不断延长勘测周期，以致影响坝址的确定。由此说明，岩溶地区的坝址选择，尤其是岩溶水文地质比较复杂的地区，首先应考虑库坝渗漏问题，这样有利于加快水利水电建设的步伐。

鄂西南岩溶区水库渗漏类型浅析①

周 宁

(湖北省水文地质工程地质勘察院，荆州 434100)

摘要 本文根据岩溶地区的水库调查勘察实践，在总结鄂西南地区岩溶水文地质条件、岩溶发育特征及规律的基础上，结合区域不同类型的岩溶水补、径、排特征、水动力特点、库水渗漏径流运移、介质空间大小、岩溶发育程度及其岩组的透水性，将该区水库渗漏类型划分为岩溶管道型渗漏和溶隙裂隙型渗漏，为水库渗漏问题的勘察防治工作指明了方向。

关键词 岩溶 水库渗漏 渗漏类型

1 引言

鄂西南八县（市）国土面积约3.13万km^2，其中碳酸盐岩面积即达1.9万km^2。区内山高谷深，河谷深切，河网密度达0.18km/km^2。其中长度大于10km或流域面积大于50km^2的河流总计149条，水能资源丰富，仅恩施州理论蕴藏量即达509万kW，可开发量为347万kW。自恩施州被列入西部大开发区以来，区内水利水电开发事业得到了迅猛发展。在开发利用过程中遇到的主要工程地质问题即是岩溶渗漏问题。在调查勘察实践中，查清库水渗漏部位、渗漏类型及其渗漏程度是关系到成库后能否正常运行的关键问题。本文以实例论述了在不同高程段、不同岩组中可能出现的渗漏类型。

2 岩溶管道型渗漏

此类渗漏多出现在高水位水库之中，库底高程通常在800m以上，至少经历了两次岩溶发育期，故在库坝区多形成岩溶管道型渗漏。其渗漏通道都是早期形成的垂向岩溶管道，其岩溶管道进口直径通常在0.1～5.0m之间，它们往往被后期崩坡积物或冲洪积碎石土所充填或掩埋，使其难以发现。一旦水库蓄水后，在库水压力作用下，掩埋或堵塞岩溶管道中的松散堆积物逐渐被侵蚀掏空，最终使岩溶管道得以连通，导致水库渗漏形成废库。经调查，此种类型的水库渗漏多出现在20世纪60～70年代建设的中小型水库中，其中最为典型的是巴东县水流坪水库。该水库位于巴东县野三关镇金象坪，为磨刀河支流枫溪沟上游野三关岩溶槽谷南端。地处北东向向斜核部，出露嘉陵江组（T_1j）质纯厚层碳酸盐岩。槽谷表部为

---

①作者简介：周宁，男，1963年生，高级工程师，毕业于中国地质大学，长期从事水文地质、工程地质、环境地质调查研究工作。

10 余米厚的第四系松散土类。

枢纽工程由重力砌石拱坝 (坝高 12. 77m) 和非溢流土坝 (坝高 14. 77m) 组成。水流坪水库属于这一类型，水库东西长 3 300m、南北宽 90～350m，总库容 740 万 m^3。库水正常蓄水位高程1 090m。

水坝工程于 1967 年冬季动工，1970 年建成蓄水，水库正常运行 12 年后，至 1982 年下半年库水位随着灌溉放水而下降，发现在非溢流坝 (副坝) 坝前 50m 处有三处漏水。随即采用先清理后用浆砌块石封堵方法处理，又正常运行 5 年。1987 年 11 月，发现副坝前的“牛角尖”处有较大的落水洞，漏水量 0. 17m^3/ s，1989 年 11 月进行封堵，1990 年秋封堵被击穿，且漏水洞范围不断扩大，至 1991 年漏水量增大至 0. 77m^3/ s，水位在一个月内由 1 089m降至 1 083. 3m。1991 年秋，“牛角尖”处被击穿成一大洞。至此，水库已无法蓄水。县水利局决定，放干余水，进行勘查。发现漏水洞集中在坝前 30m 和副坝的“牛角尖”库底部位，左岸以距坝 150m 处最为严重。共发现漏水点 58 个，洞口多呈漏斗状，直径一般 1～2m，最大 14m。

水流坪水库原是一槽谷洼地，洼地内有很多垂向岩溶洞隙发育，洼地北东侧有野三关地下河排泄口及泉点出露。据传，在清朝末年的一次地震期间，泥土与块石将那些洞隙充填堵塞，周围来水便在此积水成湖。1967 年筑坝建库以来，改变了原来的水文地质环境，即在汛期雨季地下河管道水头高于库水位时，管道水流正压于副坝与库底覆盖层；当旱季地下河水位迅速下降时，地下河管道出现相对真空而负压于副坝及库底覆盖层。经过这样正、负压 12 年之久的无数次的反复作用，终于在 1982 年将充填于垂向洞隙中的松散堆积物击穿，恢复其渗漏状态。

3　溶隙裂隙型渗漏

该类渗漏集中出现在低位峡谷型水库中，这些峡谷型水库往往是当地的最低侵蚀基准面，故其岩溶水在成库前多向库内径流运移。但当成库后，在水位升高或库水扬压力作用下，通常表现为环绕渗漏、坝基渗漏、越岭式渗漏三种形式。渗漏通道往往是溶蚀裂隙，这些溶蚀裂隙包括风化裂隙和构造裂隙，裂隙密集规模小，其渗漏量通常较小，若渗漏块段面积大，则总的渗漏量仍然较大。现以咸丰县小河水库为例论述如下。

3. 1　水河水库地质背景条件

库区和坝址区出露地层分别为大冶组 ($T_1 d$) 中上段薄层灰岩夹页岩、嘉陵江组 ($T_1 j$) 灰岩夹角砾状灰岩、白云岩等。库区为斜向河谷，地层产状为倾向 290°～340°，倾角 30°～60°；坝址区为横向河谷，地层产状倾向下游，倾角较缓，在 20°～25°之间。右岸山顶高程多在 850m 左右，左岸在 1 100m 以下，河床在 550～555m 之间。紧邻左岸库壁发育一条区域性的龙滩溪压扭性断层，产状为倾向 140°，倾角 75°，其次级断层已延伸到库内。两岸地表岩溶发育，嘉陵江组地层的面岩溶率达 5～10 个/ km^2，大冶组仅有 2～4 个/ km^2。嘉陵江组和大冶组地层分别为强富水、强透水及中等富水、透水岩组。在近坝库段，右岸与邻谷干香河相距仅有 0. 5～3km，并在干香河左岸见有 4 个岩溶泉排泄 (5、6、7、8 号泉)。库岸段仅见有杨花档岩溶泉和浑水泉出露 (1 号泉、9 号泉)。左岸库内在桐麻园以上地段见有 3 个岩溶泉 (2、3、4 号泉) 和一条地下河 (H_4 号) 向库内排泄。其外围则发育形成了白果

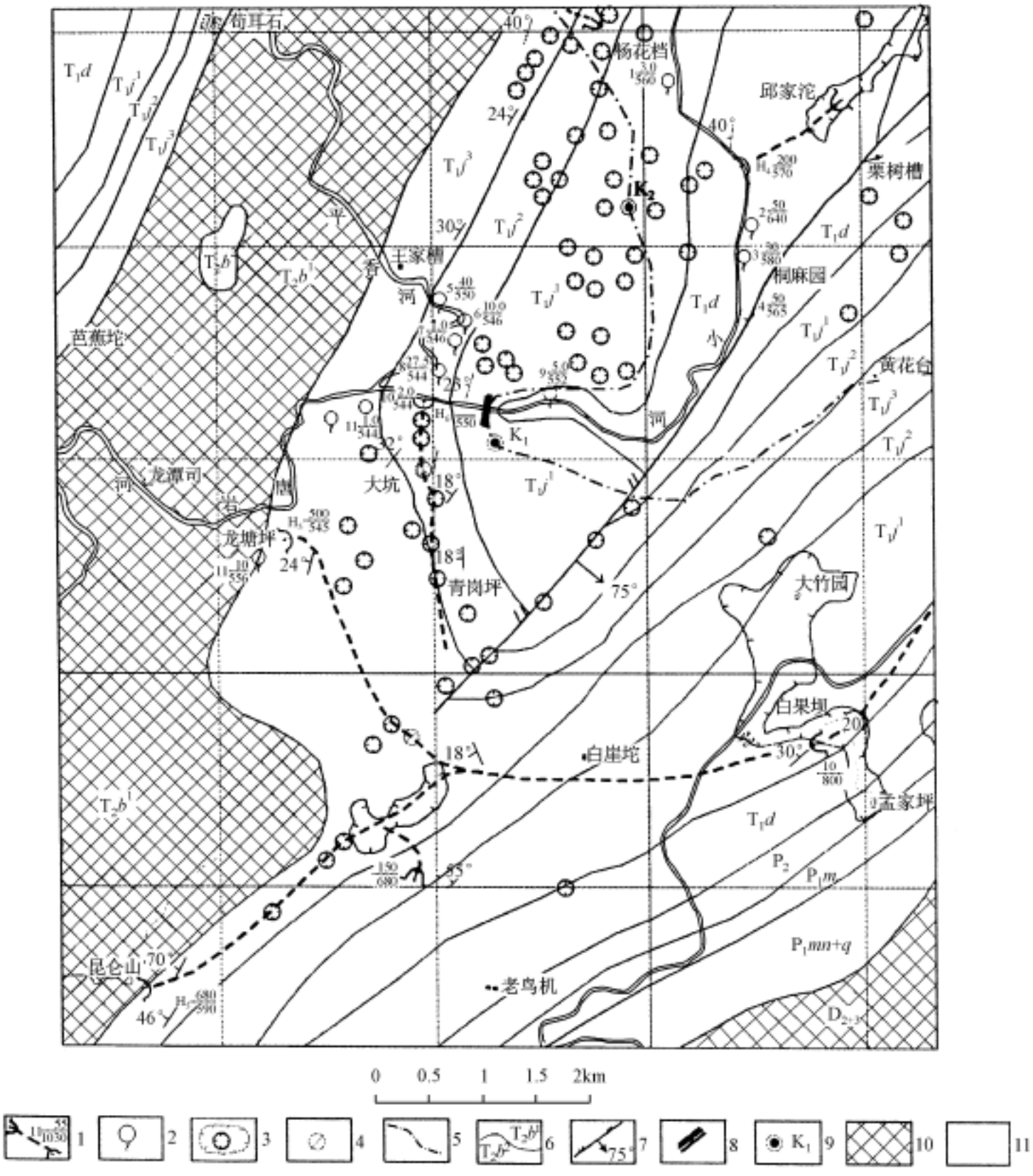


图 1　小河水库近坝库段水文地质略图

1—地下河编号 $\frac{\text{流量 (L/s)}}{\text{高程 (m)}}$；2—泉编号 $\frac{\text{流量 (L/s)}}{\text{高程 (m)}}$；3—岩溶漏斗、落水洞、洼地；4—地下河天窗；5—地下分水岭界线；6—地层界线及代号；7—压扭性断层及角度；8—坝址；9—钻孔及其编号；10—隔水岩组；11—中—强透水岩组

坝—龙塘坪—昆仑山地下河（H_5 号）与青岗坪—大坑地下河（H_6 号），见图 1。

3.2　溶隙裂隙型越岭式渗漏

小河水库右岸下游杨花档—坝址段均为三叠系嘉陵江组、大冶组中—强透水的碳酸盐岩，虽然在库壁未见有大型溶洞或溶蚀裂缝通向库外，但该段库壁与邻谷干香河相距仅有 0.6～3.0km，地层倾向指向邻谷，并且在干香河河谷左岸见有 4 个岩溶泉出露，总排泄量高达 77.5L/s。而本段库区右岸仅见有杨花档岩溶泉（1 号泉）和下游的浑水泉（9 号泉）

向冷水河排泄，流量分别为 8L/ s、5L/ s，同时据坝址右岸河间地块施工的 K_2 钻孔资料，在孔内 643.5m（高程）以上段孔内掉钻达 13 次，掉钻深度为 0.2～0.6m，钻进中的漏水量达 70L/ s，在孔内高程 643.5～604.1m 段，虽然其透水率仅有 1.7Lu，但其静止水位高程仅有 604.1m，因此，本段河间地块中虽然存在地下分水岭，但分水岭高程较低（见图 2），地下水位的季节变动带高程远低于水库正常蓄水位高程（640m），在水库回水高水头的长期压力作用下，本段库壁有可能产生沿层面或裂隙向邻谷渗漏。由于此种渗漏是库水位抬升后超越地下分水岭产生的渗漏，故定名为溶隙裂隙型越岭式渗漏。

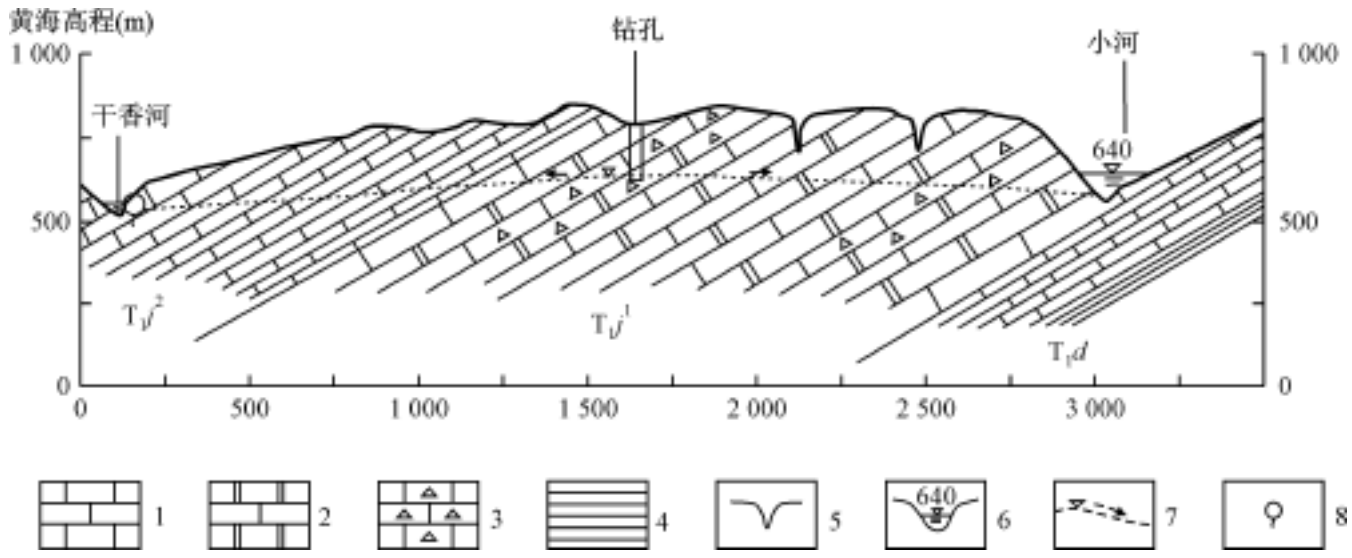


图 2　小河水库中游至邻谷干香河水文地质剖面略图

1—灰岩；2—白云质灰岩；3—溶崩角砾岩；4—页岩；5—落水洞；6—水库正常蓄水位；7—地下水位线及流向；8—泉

3.3　溶隙裂隙型环绕式及坝基式渗漏

此种类型的渗漏形式通常在所有的水库都存在，只是在岩溶区其渗漏量、渗漏深度均较大，反映更为明显而已。

小河水库下游左岸桐麻园坝址段，该段库壁全由嘉陵江组和大冶组地层组成，并有龙滩溪断裂紧邻库壁通过，地层倾向库外及下游。调查的青岗坪—大坑地下河出口位于坝址下游仅有 700m，出口高程 550m，所探测的大坑地下河天窗埋深仅有 560m 的高程。其下游还有白果坝—龙塘坪—昆仑山地下河系统发育，据湖北省水利水电勘测设计院《小河水库电站工程正常蓄水位初估报告》，1992 年在白果坝地下河天窗投放示踪剂，75h 后于龙塘坪暗河出口泄出（高程 545m）；110h 后在昆仑山暗河出口（高程 590m）见到示踪剂的事实分析，该地下河管道试验段全长按 8km 计算，其平均坡降分别为 3.18%、1.87%，岩溶水径流到青岗坪一带的地下水水位低于 600m。因此，在高程 600m 以上的地下河展布区处于岩溶发育的包气带。综上所述，虽然在库壁上未见有大型洞穴，且在坝线左坝肩地下水分水岭施工的长观孔（孔口高程 796.1m）中静止水位高程为 661.8m，据此可知地下河与坝肩之间的地下分水岭较高，但紧邻该段库区的地表落水洞、洼地、地下河系统、地质构造发育，地层倾向库外，地下水分水岭单薄，沿断层一线的岩体破碎，并有次级断层延伸到库内，地表洼地、落水洞呈窜珠状分布。同时，据岩溶发育的极不均一性分析认为，在水库蓄水后的水头压力作用下，库水仍有可能沿溶蚀裂隙、层间裂隙渗漏。最有可能的是绕过库壁首先沿断层破碎带向青岗坪—大坑与白果坝—龙塘坪—昆仑山地下河管道产生渗漏。从前述分析可知，环绕式渗漏是库水绕过地下分水岭或相对隔水层沿断层破碎带、岩溶发育带产生的渗漏。

从小河水库河床及坝基钻孔资料可知，在近地表地段，其溶隙多沿层面或裂隙发育，如河床钻孔在孔深 0～22.5m 段孔内掉钻达 8 次，掉钻幅度达 0.1～0.4m，其透水率达 31.4～38.6Lu，压水试验说明，虽然孔内岩溶洞穴较发育，但洞穴之间未能连通形成管道，故其岩体透水率仅达到中等，岩溶水的径流通道仍然以溶隙裂隙为主，而在孔深 22.5m 以下无掉钻现象发生，透水率也很小，因此，坝基坝肩渗漏显然受控于岩溶发育的深度。

4 结束语

岩溶区的水库渗漏包括管道型和溶隙裂隙型两大类，前者多发生在岩溶强烈发育的纯碳酸盐岩地层及高位水库中，其渗漏通道一般都经过多期次的岩溶发育形成管道，是一种集中渗漏，查明后便于处理；而后者通常分布在构造发育、相对隔水层分布高程较低、岩溶发育有限及地下分水岭高程分布较低的水库中，是一种分散渗漏，因此，在勘察工作中应予以高度重视。

参考文献

[1] 沈继方，李焰云，徐瑞春等．清江流域岩溶研究［M］．北京：地质出版社，1996

[2] 邹成杰．某些岩溶地区地下水位变化规律及压渗系数的研究［J］．中国岩溶，1985，4（3）

[3] 汪文富．贵州普定马官岩溶地下水库成库条件及效益研究［J］．中国岩溶，1999，18（1）

[4] 王增银，沈继方，徐瑞春等．鄂西清江流域岩溶地貌特征及演化［J］．地球科学，1995，22（4）

[5] 范玉龙，万军伟等．洞坪水库岩溶发育规律及水库渗漏分析［J］．中国岩溶，2003，22（2）

强岩溶化地层中建坝成库的探索①

熊友平

(湖北省水利水电勘测设计院，武汉 430070)

摘要　鄂西南山区碳酸盐岩广布，岩溶比较发育，早年曾建有低坝小库，但失败者多，主要问题是岩溶渗漏。正因为如此，相当长的一段时间内，区内兴建较大蓄水工程几乎处于停滞状态。改革开放后，人们思想观念发生了变化，以实事求是的科学态度，加强工程前期工作，成功兴建了大批中高坝、中大型水库电站工程。但在强岩溶化地层中，建坝成库还是步履维艰。桃花山高水头电站做了很好的探索，在强岩溶化地层中建坝成库获得了成功，开了先河，发挥了很好的经济效益。事实说明：强岩溶化地层中，岩溶发育并非千篇一律，只要细致工作，找出其发育规律，避开管状岩溶强透水层，利用其裂隙微弱透水带，建坝成库是完全可能的。

关键词　强岩溶化　岩溶渗漏　防渗帷幕

1　引言

恩施州内碳酸盐岩广布，出露面积占全州国土面积的 70%，岩溶相当发育。20 世纪 50～60 年代，州内曾建了一些低坝小库，而失败者居多，主要是岩溶渗漏问题。因此，相当长的一段时间内，形成一种固有观念：碳酸盐岩构成的山地，都是空的，是建坝成库的禁区。20 世纪 80 年代，改革开放的春风吹进了恩施州内，人们的思想观念逐步发生变化，求生存盼发展的欲望十分强烈，根据州内的自然环境，首选水电事业的发展方向。他们以实事求是的科学态度，以扎实肯干的吃苦耐劳精神，闯入这块水电建设的禁区。与科技单位合作，认真对付水电建设的大敌——岩溶渗漏问题。选择主攻方向，经过艰苦的工作，一个一个复杂问题得以解决，打破了多年来的传统观念：恩施地区不能建高坝大库的观念。涌现了一批能吃大苦、耐大劳的水电建设积极分子，在这批积极分子的带领下，自 1984 年起至今，恩施州内已建成高坝中型水库达 6 座，增加装机容量 20 余万 kW。正在建设的高坝大库有水布垭、洞坪水电站等大中型水库电站 6 处之多，即将建设的大中型工程有鹤峰县　水流域的江坪河水电站（坝高 180m，装机 50 万 kW）、马水河流域的老渡口水电站（坝高近 100m，装机 8 万 kW）和利川市郁江流域的峡口塘水电站等多处大中型水利水电枢纽工程。近 20 年的艰苦奋斗，既求得了恩施州内水电事业的大发展，更为重要的是从根本上改变了人们的传统观念。实践告诉我们：岩溶发育也有其自身的发生、发展规律，只要我们以科学的态度认真对待，查清岩溶发育的基本规律，选择岩溶相对不发育的地段，建设高坝大库再

① 作者简介：熊友平，男，1967 年生，高级工程师，长期从事水利水电工程地质勘察工作。

也不是神话了。但强岩溶化地层中能否建坝成库呢？恩施州水电建设的积极分子们，又开始了新的探索，其中最典型的例子就是恩施州内的桃花山水电站蛤蟆颈水库。

桃花山水电站位于湖北省恩施州鹤峰县境内，是 水上游支流九峰桥河 (属澧水流域)的第一梯级。本工程由上、下两库、引水工程、压力前池、两条长约 1.5km 的压力钢管及一、二级电站组成。一级水头 692m，装机 2.8 万 kW；二级水头 130m，装机 7 000kW。年均总发电量 1.3×10^8 kW·h (见图 1)。

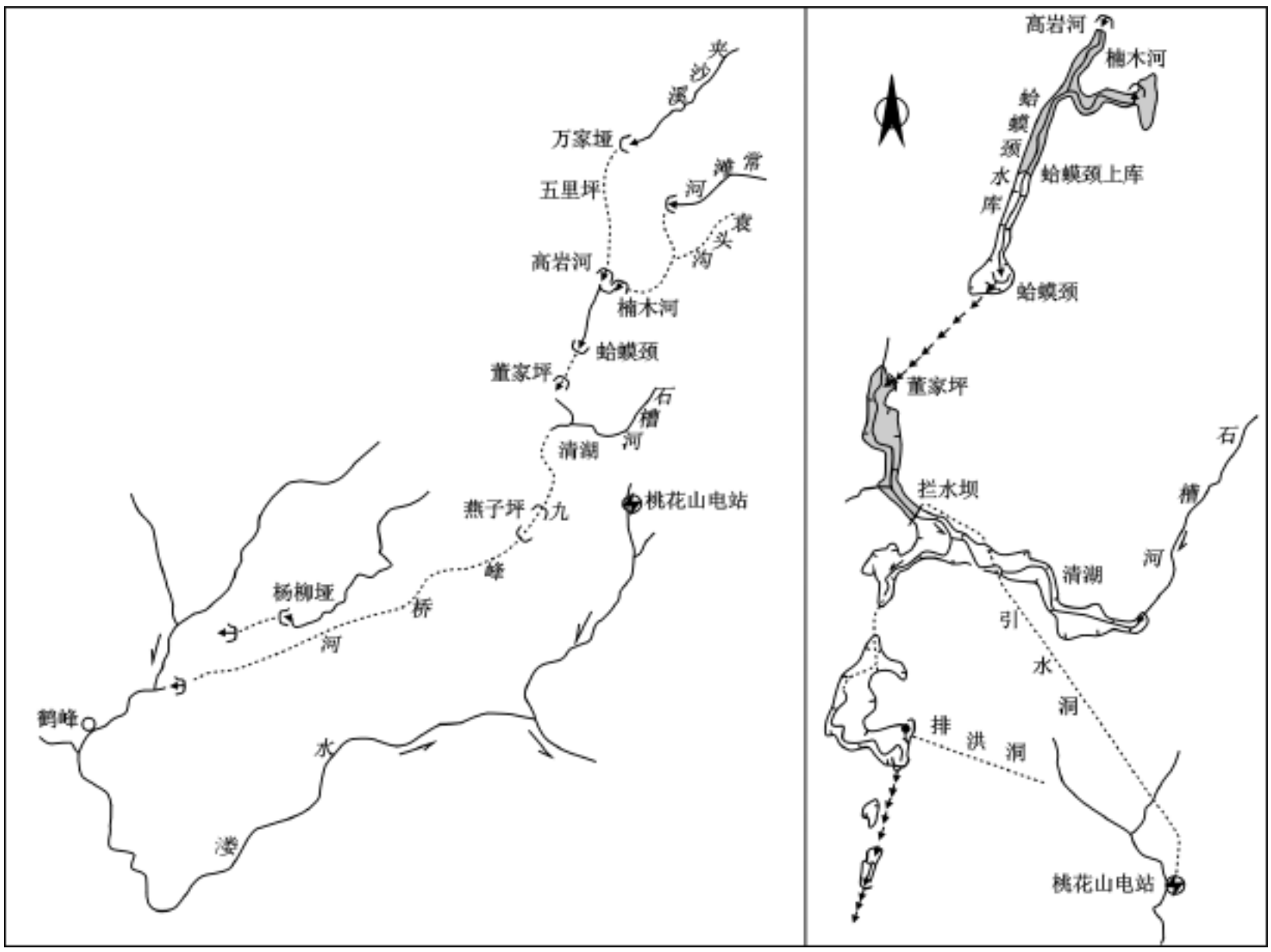


图 1 九峰桥河流域蛤蟆颈水库桃花山电站位置示意图

桃花山水电站是高水头电站 ($1m^3$ 水发电量 1.6kW·h)，其根本问题是水量供给问题。蛤蟆颈水库系堵塞盲谷进口而形成一个中高山盲谷型水库。其水流主要由高岩河、楠木河两条暗河补给，总汇水面积 $99.8km^2$。为保护下游岩溶洼地农田免遭洪涝灾害，并给桃花山电站提供发电水源，于 1981 年对蛤蟆颈盲谷进口进行堵洞蓄水。由于堵洞段及其库区全为三叠系嘉陵江组强岩溶化地层，岩溶水文地质条件极其复杂。蓄水后库首多处出现塌陷而发生严重渗漏。虽经多年整治，漏水仍然严重，不能发挥水电站的正常效益。正因为蛤蟆颈水库具有很好的发电防洪效益，鹤峰县于 1988—1994 年，先后委托众家科技单位，出谋划策。科技人员深入现场，做了大量的地勘工作，提出了防渗处理措施。1997 年在按初步设计实施整治工程的同时，考虑岩溶发育的复杂性，结合有关科技单位的意见，经反复实地查勘，有意识地将上游围堰建在蛤蟆颈上游 1.5km 的三叠系嘉陵江组上段溶崩角砾岩上。围堰做

起后，发现库内水位逐渐上升，直至高出河床 20 余米，然而坝下游未见明显漏水。针对这种情况，在围堰基础上设计一埋石混凝土拱坝，作为蛤蟆颈上库。1997 年下半年正式动工兴建上库的大坝，大坝以上控制流域面积 92.2km^2，多年平均径流量 1.3×10^8 m^3，最大坝高 48.5m，总库容 1 404×10^4 m^3。工程建成运行已经 5 年有余，库壁和坝基及其坝肩未见明显漏水迹象。在强岩溶化地层中兴建中坝中型水库取得了成功。有关蛤蟆颈上库的地质条件简述如下。

2 九峰桥河流域地质概述

九峰桥河流域地处鄂西南褶皱山地，属 水上游支流，是一条以地下河为主的河流，流向自东北至西南。区内山势雄伟，山脉走向与主要构造线一致，山顶高程 1 200～2 100m，由北向南渐低，北侧地面高程 1 800～2 100m，构成 水与清江间的分水岭。流域内可见 1 800～2 000m、1 500～1 600m 和 1 000～1 300m 三级岩溶台面，相当于区域地文期中的鄂西期（云台荒、召风台）和山原期（周家垴亚期），各级岩溶台面上呈现溶丘洼地等岩溶地貌景观；岩溶洼地、槽谷、漏斗和落水洞星罗棋布，溶洞、岩溶泉也甚为发育。

流域内主要出露三叠系地层，仅东西两侧出露志留系—二叠系地层，岩溶槽谷、洼地中覆盖有不太厚的第四系松散堆积物。除志留系主要为碎屑岩（厚度 1 000m 以上），泥盆系、二叠系和三叠系大冶组等地层中夹有少量碎屑岩外，其余全为碳酸盐岩类。尤其是嘉陵江组和大冶组上部地层，均为质纯的碳酸盐岩类，总厚度超过 1 000m。

九峰桥河流域地处湘西北弧形构造东北端与鄂西南近东西向构造的连接部位，构造线从南至北，由北北东逐渐转为北东东向，总体呈向北西突出的弧形复向斜。以鹤峰 - 清水湄复向斜为主体，其两侧还存在规模不大的次级褶皱，如鹤峰—和尚坪向斜、马棚岭向斜、五峰背斜、麻泥山背斜等（见图 2）。鹤峰—清水湄复向斜平面上呈“S”形分布，南北两端走向北东 40°～45°，中段走向 25°～30°，研究区长约 45km。向斜核部为三叠系下统大冶组（$T_1 dy$）、嘉陵江组（$T_1 j$）灰岩、白云岩。翼部为志留系—二叠系地层。向斜中断裂不发育。新构造运动时期，流域随鄂西大面积抬升，塑造成多级剥夷面的层状地貌。

鹤峰—清水湄复向斜是一个向南敞开、其他三面由隔水岩组围限的向斜汇水构造，是一个独立的水文地质单元。沿向斜轴部附近，发育了纵贯整个向斜的时出时没的以地下暗河为主的九峰桥河水系，主干通道在轴部左右摆动，长 30 余千米。向斜构造范围内，核部主要出露三叠系下统嘉陵江组和大冶组碳酸盐岩类，大气降水通过广泛分布的落水洞、漏斗及洼地内的岩溶洞穴潜入地下，形成丰富的地下径流（见图 3）。暗河主干通道从上游的万家垭，经大、小五里坪至高岩河复出地表，流程约 3km，接纳众多泉水，流量逐渐增加。在蛤蟆颈处又潜入地下，平、枯水期流量约 0.5～0.7m^3/s，流经清湖以南燕子坪，暗河流量约 1.0m^3/s，暗河最后出口流量增加到 6.5m^3/s。

由于本区 水干流深切，鹤峰—清水湄复向斜核部明、暗河系统高出 水流域排泄基准面数百米，主通道在最后潜入地下的高程（大汤湄）约 1 100m，高出 水约 600 余米。因此，充分开发利用九峰桥明、暗河系统的水能资源具有丰厚的经济效益。

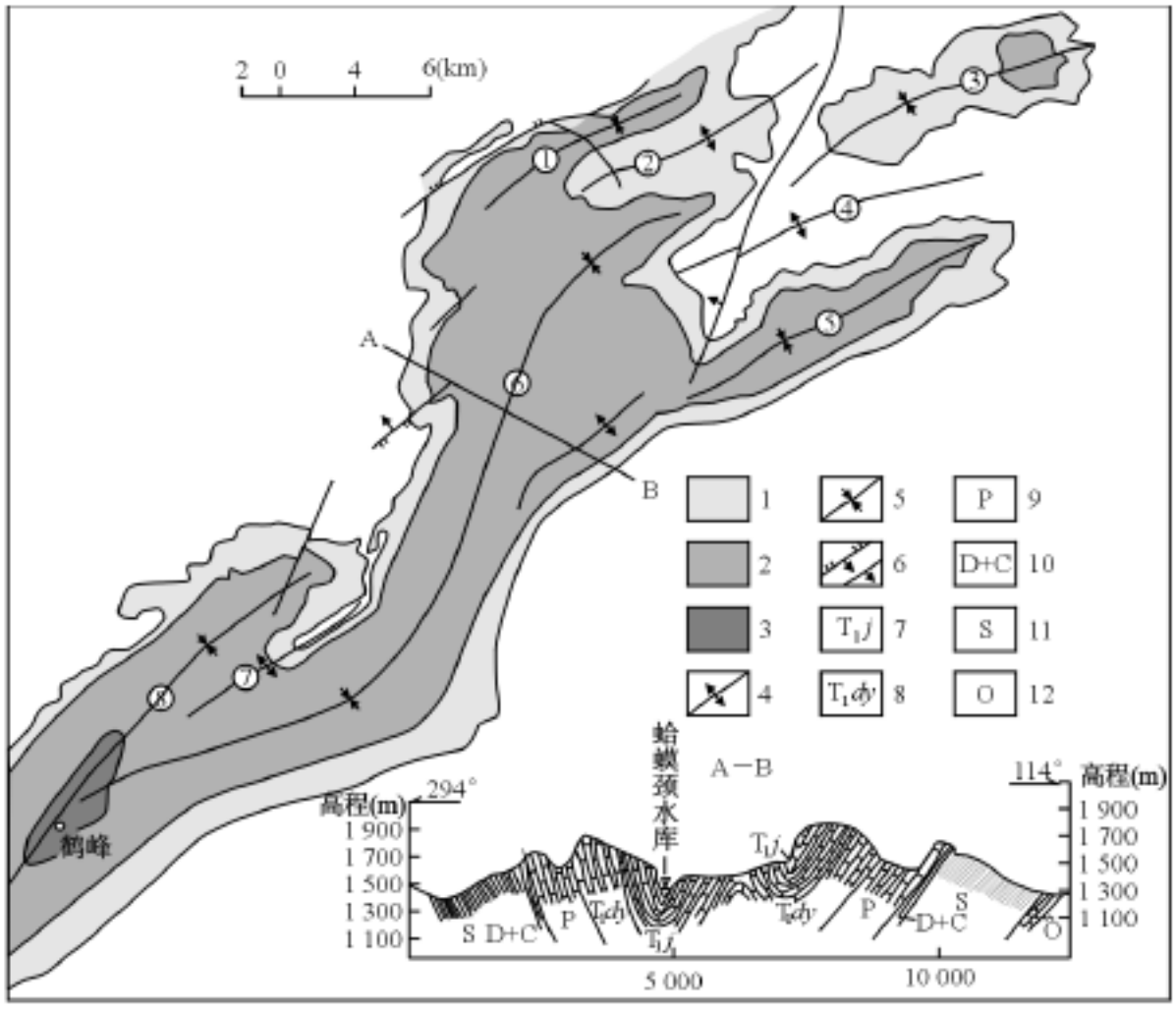


图 2　鹤峰蛤蟆颈水库区域构造纲要图

1—上古生界；2—三叠系下统；3—三叠系中统；4—背斜；5—向斜；6—断层；7—三叠系嘉陵江组；8—三叠系大冶组；9—二叠系；10—泥盆＋石炭系；11—志留系；12—奥陶系

①四方崖向斜；②星岩坪背斜；③白溢坪向斜；④五峰背斜；⑤马棚岭向斜；⑥清水湄—鹤峰向斜；⑦麻尼山背斜；⑧鹤峰—和尚坪向斜

3　库区工程地质条件

3.1　库区地质条件

九峰桥河在上库段流向北北东，与主体构造线一致。库区河谷谷底高程自上游高岩河 1 352m至上库坝址 1 334m，至蛤蟆颈处降到 1 326m。谷底宽度 50～100m，两岸坡角在 30°～45°间。上库坝址以上长约 1.5km，两岸坡角较陡，河谷稍窄，库尾汇入一条东西向支流——楠木河。其上游又转为北北东向。两暗河汇流后直至蛤蟆颈，长约 3km 河段全为明流，河流坡降 8.7‰。库区西侧山顶高程 1 500～1 800m，山坡陡峭；东侧山顶高程1 320～1 700m。两侧上述高程广泛发育溶丘洼地或峰丛洼地，且在河流东侧及其上游，高程 1 420～1 500m 的岩溶台面保存较好。台面上岩溶槽谷、洼地、漏斗、落水洞等十分发育。河床两侧，可见零星的一级河流阶地，阶地台面一般高出河床 3～5m。

工程区出露三叠系下统嘉陵江组地层；河床内有少量第四系冲积砂砾石、粉质粘土夹砾石；山坡和洼地中覆盖坡、残积粘土夹碎石，松散堆积厚度 0～4m，厚者达 10m。嘉陵江组（T_1j）根据岩性分为二段：第一段（T_1j^1）为深灰色、灰色夹少量肉红色薄—中厚层状亮晶灰岩，下部泥质含量较高，向上泥质含量逐渐减少，白云质含量逐渐增多，顶部夹少量含白云质灰岩。自下而上，单层厚度由薄变厚，总厚度约 295m。本层质纯，岩溶极为发育。第

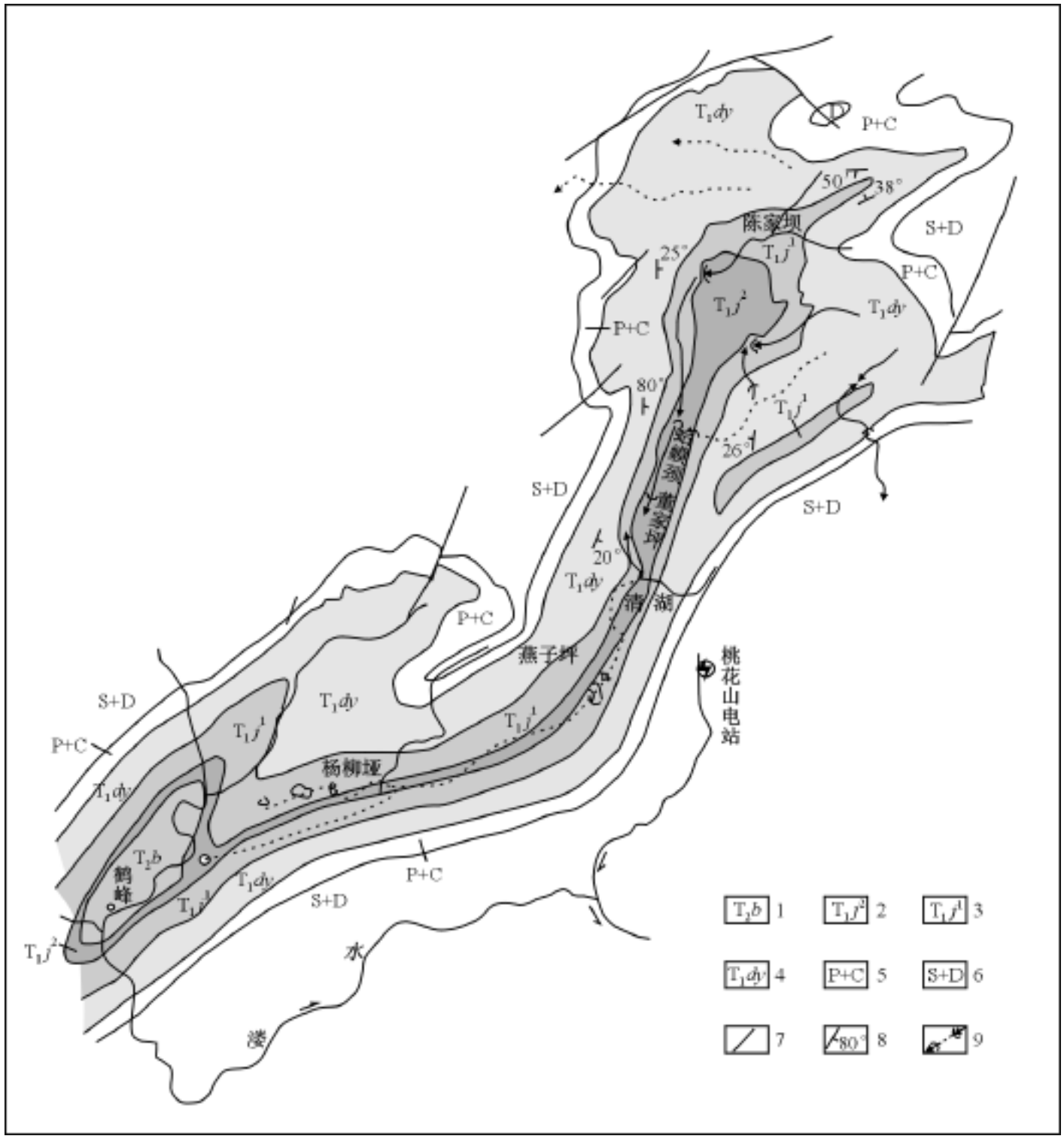


图 3　鹤峰—清水湄复向斜岩溶水文地质示意图

1—三叠系中统巴东组；2、3—三叠系下统一、二段；4—三叠系下统大冶组；5—二叠系、石炭系；6—志留系、泥盆系；7—断层；8—岩层产状；9—暗河进出口

二段（T_1j^2）为灰、灰黄色中厚层状灰质白云岩、白云岩夹少量白云质灰岩、灰岩，并夹有较厚的溶崩角砾岩或角砾岩和少量的炭质钙质泥岩。溶崩角砾岩、角砾岩多为浅红色泥、钙、铁质胶结，角砾以白云岩或灰质白云岩为主，粒径一般小于 8cm，大者达数米。本层总厚度大于 200m，岩溶较发育，而溶崩角砾岩岩溶不发育。

嘉陵江组地层分布于九峰桥河及其两侧，构成向斜核部。志留系—二叠系和三叠系大冶组为碎屑岩、碳酸盐岩，分布河流两岸，构成向斜两翼。地层越老，离河越远。

库区地处鹤峰—清水湄复向斜核部或近其核部，向斜轴向 NE25°，两翼岩层产状较陡。核部嘉陵江组岩层近直立。蛤蟆颈至上库大坝间可见三条走向近东西、倾向南、倾角 25°左

右的小断层。层间剪切裂隙非常发育，蛤蟆颈上、下，T_1j^1 岩层中几乎每个层面上可见方解石应力膜。除层间裂隙外，比较发育的裂隙有：产状 122°～133°、∠30°～38°和 211°～218°、∠60°～68°等两组。

蛤蟆颈上、下库区全为嘉陵江组碳酸盐岩类，岩溶比较发育，属强岩溶化地层。区内岩溶发育有两个显著特征：其一，嘉陵江组第一段（T_1j^1）主要为灰岩，岩溶最发育，各种岩溶形态均可见到，而且密度、规模均较大。嘉陵江组第二段（T_1j^2）多为灰质白云岩、白云岩，并夹有溶崩角砾岩，相对 T_1j^1 而言岩溶发育稍差，尤其是溶崩角砾岩，岩溶不发育，从某种意义上讲，它具有一定的阻水性能；其二，各类较大的岩溶形态主要沿岩层走向发育，由于岩层抗溶蚀能力的差异，在岩溶台面或岸坡地段常常可以看到两种碳酸盐岩接触带，岩溶洼地、落水洞等呈串珠状展布。溶崩角砾岩与灰质白云岩交界处亦可见漏斗常沿两类岩层间发育，形成纵向岩溶管道系统。由于岩层中发育有横张断裂，亦有部分岩溶形态横切岩层走向，形成横向岩溶支管道系统，一般规模小，延伸短。

上库库区基本处于鹤峰—清水湄复向斜的核部（略偏右翼）。河床两侧可见众多的裂隙泉或溶隙泉。可以讲此段河床乃至蛤蟆颈段长约 3km 左右，为老虎洞以上九峰桥河流域最低排泄基准面，流域内地表、地下水均向河床汇集。

3.2 库区渗漏评价

本工程库岸整体稳定，无水库浸没、淤积等环境问题。碳酸盐岩地区，兴建水库在无隔水岩组的情况下，判断水库渗漏程度主要取决于岩溶发育程度。综合众家看法，结合工程多年正反两方面的实践经验，总体认为：蛤蟆颈上、下数公里范围内，根据岩溶发育程度、岩体透水性，大致可分为三段。

（1）管状岩溶严重渗漏段：以老虎洞为界（实以老虎洞下游约 100m 为界），其下为下库库首段长 100 余米，和其下将近 2.1km 暗河系统位于向斜东南翼，主要出露 T_1j^1 薄—中厚层灰岩，下库库首及其以下地段溶洞、溶隙十分发育，发育方向多沿岩层走向，且均与主洞（即长 2.1km 的暗河）有一定的水力联系。堵洞后，水库蓄水，库首、库壁多次压穿，是水库集中严重渗漏的地段。岩溶水文地质条件相当复杂。本段建坝成库，防渗工程量很大。

（2）溶隙性中等渗漏段：老虎洞以上，F_1 断层以下，长约 1 400m，位于向斜近核部的东南侧，主要出露 T_1j^2 灰质白云岩、白云岩夹白云质灰岩、灰岩等。裂隙比较发育，沿断裂发育小溶洞。沿河可见多个溶隙泉。当水库水位升至一定高程后，水库向下游渗漏，将从库首段向本段拓展，形成溶隙性中等渗漏段。相对讲岩溶水文地质条件比较简单，只要做好坝基防渗帷幕，低坝小库是可成功的。

（3）裂隙性微弱渗漏段：F_1 断层以上狭长水库段，长 1 500m 左右。上库库区、坝址均位于此段内。本段基本位于向斜核部，主要出露 T_1j^2 溶崩角砾岩夹少量灰质白云岩等。岩溶不发育，只见左岸坡沿溶崩角砾岩与灰质白云岩、白云岩接触带发育有漏斗。水库源头东西两侧和坝址以上河床均有岩溶泉或溶隙泉补给河流。可以讲：坝址以上九峰桥河流域地表、地下水均汇入库内。上库运行至今已 5 年有余，情况良好，未发现库壁明显漏水。

4 坝址工程地质条件

坝址处九峰桥河自北北东向至南南西向，基本沿向斜核部发育。两岸基岩裸露，为纵向

河谷，河床高程 1 334m，宽约 20m，水深 0. 5～1. 2m。沿河两岸可见窄漫滩和零星的高出河床 3～5m 的Ⅰ级河谷阶地。右岸山顶高程 1 800m 左右，岸坡坡角 40°～65°；左岸山顶高程约 1 600m，高程 1 370m 以下，岸坡坡角约 45°，其上达 63°，河谷呈“V”型峡谷，两岸基本对称。坝址区出露 T_1j^2 溶崩角砾岩呈巨厚层状偶夹中厚层状灰质白云岩或泥质白云岩。溶崩角砾岩比较杂乱，层序难以辨认，泥、钙、铁质胶结。砾石以白云岩为主，粒径相差悬殊，小者仅 1cm，大者达数米，胶结较好，岩质比较坚硬，但抗风化能力较弱。河床覆盖有不厚的冲积砂砾石。大坝坐落在略偏东南翼的向斜核部，左岸岩层产状为 295°∠32°，右岸 105°～125°∠35°～45°(见图 4)。坝基可见北东和北西向小正断层。裂隙三组：北北东向组，属层间裂隙，右岸最发育，对右岸局部边坡稳定有一定影响；北西组，多闭合；北东组，倾北西，倾角 35°～45°，多闭合，但延伸较长，不利于拱坝左肩稳定。由于岩性的关系，坝址区岩溶不发育，仅河床右岸灰质白云岩和泥质白云岩顺层发育溶隙，水库蓄水后，可见漏水。当水位1 359m时，坝下游高程 1 342m 处漏水量达 6L/ s。大坝上游左岸坡高程 1 420m左右，顺溶崩角砾岩与灰质白云岩间发育一漏斗，上部直径约 100m，深 20m 左右。

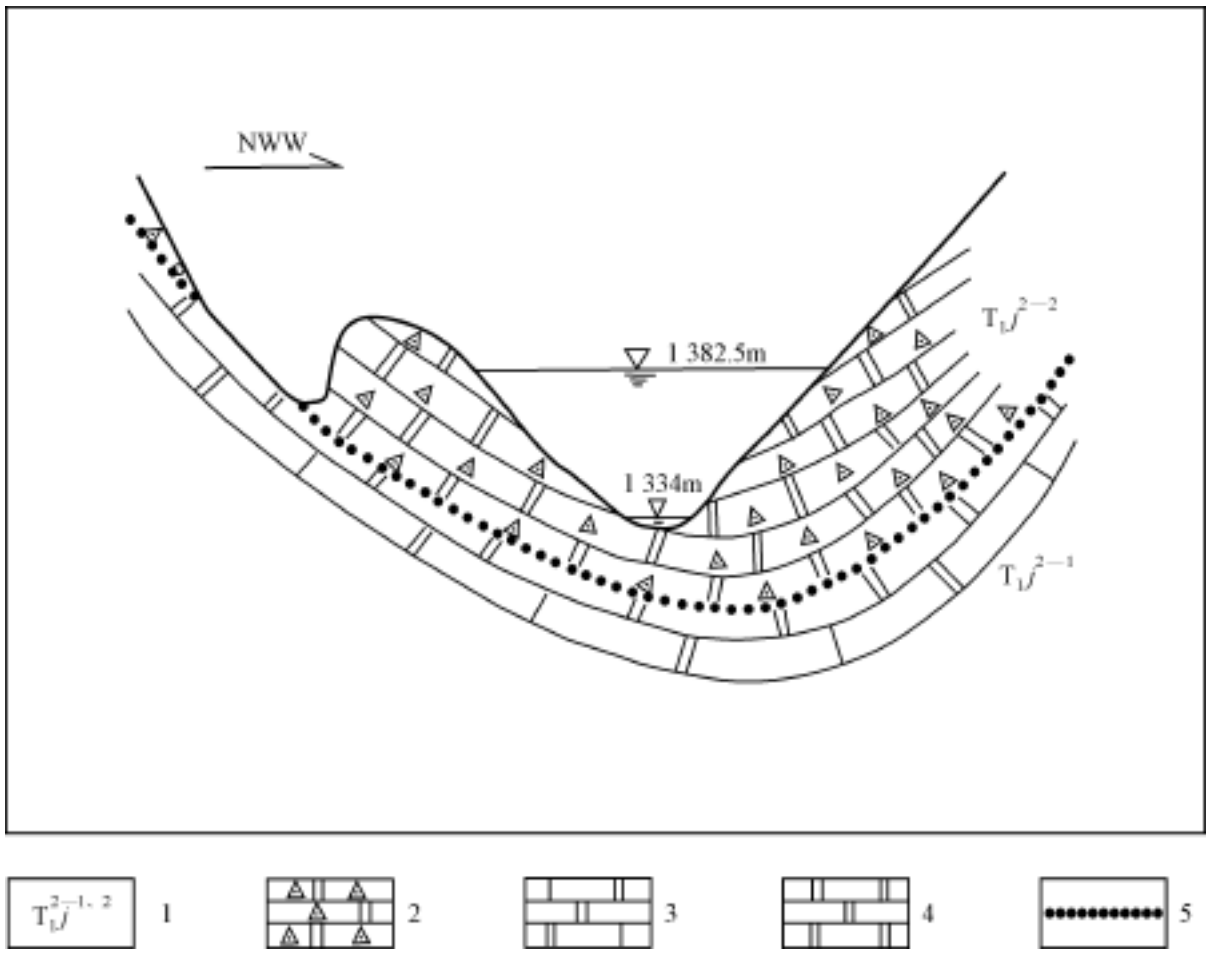


图 4　坝址地质横剖面示意图

1—三叠系下统嘉陵江组第二段一、二层；2—溶崩角砾岩；3—灰质白云岩；4—白云岩；5—岩层界线

综上所述：坝址岩层裂隙、岩溶不发育，坝基水文地质条件简单，除局部灰质白云岩外，绝大部分岩体透水性微弱，可视为相对隔水岩组。总体看，坝址区地形地质条件基本满足中型埋石混凝土拱坝的要求。至于拱坝坝肩不利地形地质条件，请有关专家咨询，并做了工程处理，坝基普遍做了水泥灌浆防渗帷幕，严重渗漏段做了重点灌浆处理。工程建成至今，已经 5 年有余，尚未发现库壁和坝基明显漏水问题，工程运行正常，发挥了很好的发电效益，其经济效益可称恩施州内电站之首。

小溪口水电枢纽工程河间地块岩溶渗漏问题的研究

①

涂光美　熊友平

(湖北省水利水电勘测设计院，武汉 430070)

摘要　小溪口水电枢纽工程，由于河网的特定分布，水库两岸均存在河间地块，地块内碳酸盐岩分布面积率达 90%，岩溶水文地质条件极其复杂，岩溶渗漏问题成为工程成败的关键。前期大量的地勘工作，查清了岩溶发育的规律、主要地下暗河与较大岩溶泉的关系、地下分水岭大概位置及其高程，为工程的确立提供了依据。

关键词　河间地块　岩溶渗漏　暗河　岩溶泉

1　引言

小溪口水电枢纽工程，由钢筋混凝土面板堆石坝、溢洪道、导流泄空洞、发电引水隧洞和厂房组成。坝高 67.8m，正常蓄水位 538m，库长 12.5km，库容 $0.644\times10^8\ m^3$，现已建成发电。

枢纽工程区的年降雨量 1 244.7～1 504mm，坝址以上马水河流域面积 $766km^2$，多年平均流量 $29.4m^3/s$。由于河网的特定分布，水库两岸均存在河间地块；加之流域内碳酸盐岩分布面积率达 90%，岩溶发育。因此，两岸存在河间地块岩溶渗漏问题的疑虑。为此，在可行性研究和初步设计阶段投入了大量地勘工作量。除了一般的 1∶1 万地质测绘外，着重调查了岩溶发育程度和洞穴分布规律，以及岩溶泉出露高程、流量季节变化特征。在地表地质工作的基础上，对重点洞穴进行了探测，并在左岸布置了 3 个地下水长期观测孔，通过上述勘察工作，两岸河间地块岩溶发育规律和主要暗河的流向基本清楚。河间地块严重的岩溶渗漏问题基本排除，成库条件具备。施工中投资方对此问题仍不放心，又请地质专家进行咨询审查，基本同意我院的意见，并留下补做工作的尾巴。至此，本工程才得以顺利实施。1999 年 4 月下闸蓄水，工程已正常运行数年，两岸河间地块未见明显的岩溶渗漏问题。有关两岸河间地块的地形地质条件分别做简单地介绍。

2　右岸河间地块岩溶渗漏问题

马水河自建始县城而下至东龙河伏流出口总体流向东南，坝址位于该河段大鱼泉上游约

① 第一作者简介：涂光美，男，1937 年生，教授级高级工程师，长期致力于岩溶地区水利水电工程地质勘察工作。

1.36km 河流急拐弯处。自伏流出口以下，马水河流向西南约 12km 处，与右岸流向东南的太阳河相会，构成一典型的近长方形长 9.1～12.5km、宽 5.5km 的河间地块，面积达 59.4km^2 (见图 1)。

右岸河间地块四周，为峰丛低山环绕，高程 780～900m。地块内地形稍低缓，其高程 620～700m。整个河间地块略似盆状，中部为一岩溶槽谷。

河间地块地质构造线走向北东，即近乎垂直坝址上游河段和太阳河。区域性断裂经右岸坝肩附近穿过河间地块，早期具二次纵张性质，晚期转为压扭性，强烈的挤压作用使得断层构造岩具有隔水性质。因此，断层带不会发生岩溶渗漏问题。断层北西盘是一完整的向斜构造，而且向东北方向扬起。分布强岩溶化的三叠系下统大冶组中段及嘉陵江组碳酸盐岩类，连续累计厚度达 1 376.89m。岩溶发育，尤其是嘉陵江组，顺向斜核部岩溶漏斗、落水洞和岩溶洼地呈串珠状发育。

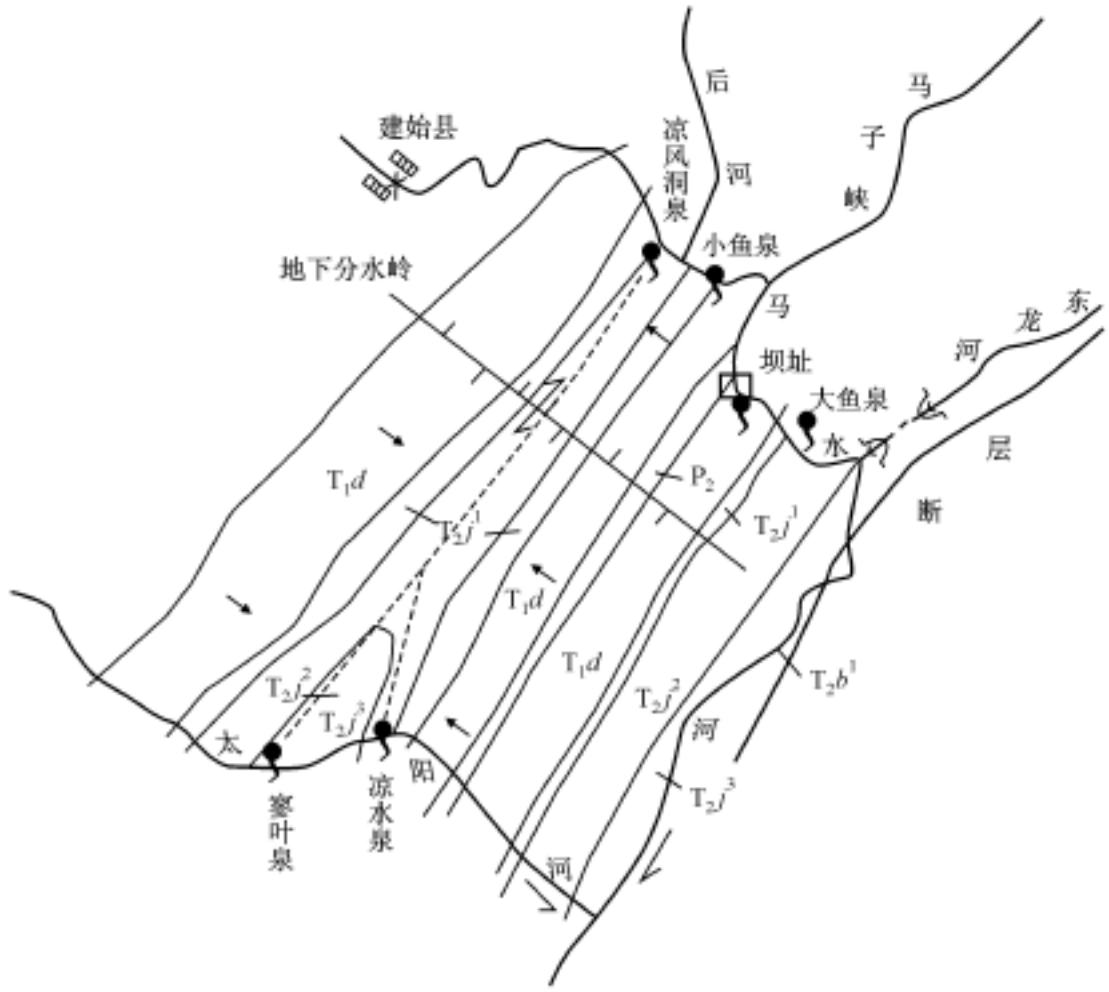


图 1　右岸河间地块地质示意图

坝址以上河段及太阳河，总体看比较平直，无大型拐弯，河床比降相对匀谐，无大型裂点，岩溶基准面与当地排泄基准面近乎一致。因此，水平循环带岩溶发育受当地排泄基准面的控制。从地形地质结构看，右岸河间地块属一集水区，大气降水向向斜核部汇集，经洼地、漏斗、槽谷汇集落水洞入渗地下，然后沿裂隙或细小岩溶管道向纵深运移，最后沿近水平岩溶管道向低谷或河床以岩溶泉的形式排泄。坝址以上马水河段右岸向斜核部嘉陵江组中的凉风洞泉，高程 495m，流量 80～100L/ s，常年不枯；太阳河左岸于近向斜核部的嘉陵江组中分别出露寥叶洞泉和凉水泉，前者高程 500m，流量 150～200L/ s；后者高程 495m，流量 20～30L/ s，两泉均常年不枯。凉风洞泉与寥叶洞泉和凉水泉的相背流向，说明河间地块存在一地下分水岭。根据岩溶洞穴的广泛调查，该地下分水岭位于建阳坝—大垭门—梁家垭口一带，此带地下水位高于水库正常蓄水位。此带上、下所占地块面积比约 1：2，按凉风洞泉、寥叶洞泉和凉水泉的流量反算汇流面积，地下分水岭大体也居于此带。这种面积不均衡分布，与地块内向斜核部向北东扬起密切相关。根据鄂西南岩溶地下河的最小水力坡降约 1%，可推算地下分水岭高程在正常蓄水位 538m 以上。

从以上分析可得出，小溪口水电枢纽工程建成后，库区右岸不会向邻谷太阳河产生岩溶

渗漏的基本结论。

3 左岸河间地块岩溶渗漏问题

坝址以上马水河左岸支流马子峡自东北而西南流入库内，与马水河坝址以下河段构成河间地块，南北长 2.3～4.3km，东西宽 1.65km，面积约 5.5km^2 (见图 2)。河间地块内地势低平，地面高程 570～740m，区内发育数个北北东向岩溶槽谷。槽谷中落水洞成串珠状展布。坝址下游约 600m，河床左岸出露油桐子泉，高程 483m，流量 2～3L/ s，常年不枯。尤其是坝址下游 1 360m 左右，河床左岸出露大鱼泉，高程 473m，流量 800L/ s，常年不枯，为枢纽工程区最大岩溶泉，说明源远流长，汇流面积大，为一暗河系统。据岩溶调查，该暗河系统向北东方向延伸，与岩层走向及岩溶洼地长轴方向一致。因此，水库会否产生向油桐子泉和大鱼泉暗河系统渗漏，是必须查明的岩溶地质问题 (图 2)。

自坝址至杨家包河段，系纵向谷，河床高程 485～510m，长约 1 300m，库岸由二叠系上统吴家坪组、大隆组及三叠系下统大冶组下段第一层组成，岩性为隔水岩组及相对隔水岩组。分布高程自河床至正常蓄水位 538m 以上。因此，此段不存在向库外岩溶渗漏问题。

杨家包至三堰坝河段，系横向河谷，河床高程 510～517m，库岸长 160m；三堰坝上游约 400m 河段，系纵向谷，但岩层倾角较平缓，两河段出露地层均为三叠系下统大冶组中段第二层及上段，宏观上属强岩溶化岩组。两河段间与油桐子泉无隔水层存

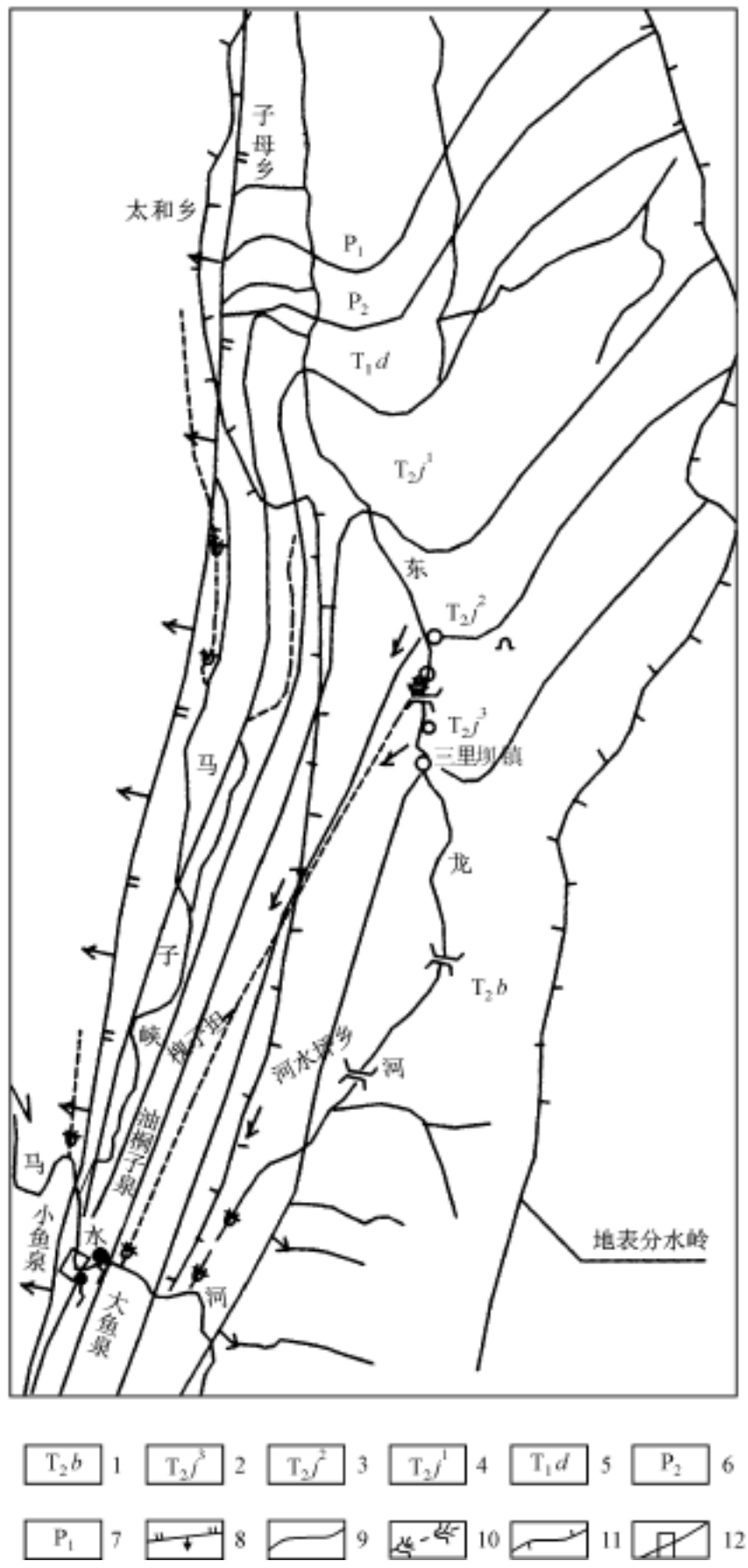


图 2 左岸河间地块地质示意图

1—中统巴东组泥岩，粉砂岩夹灰岩；2—中统嘉陵江组上段灰岩、白云质灰岩、溶崩角砾岩；3—中统嘉陵江组中段灰岩、生物屑灰岩；4—中统嘉陵江组下段灰岩夹白云质砾屑灰岩等；5—下统大冶组灰岩夹页岩、页岩夹灰岩或泥灰岩；6—上统硅质岩、灰岩、页岩夹灰岩、煤线；7—下统眼球状灰岩、燧石结核灰岩夹钙质页岩等；8—逆断层；9—地质界线；10—暗河进出口；11—地形分水岭；12—小溪口电站坝址

在，此河间地块在初设阶段曾打 3 孔，作为长期观测孔。其中位于槐树坦的 1 孔，地下水位较高（超过了正常蓄水位)；位于公路旁的一孔，地下水位较低（稍低于正常蓄水位)。因此，蓄水后，该段有可能向油桐子泉渗漏，但是两河段岸坡未发现规模较大的溶洞，钻孔压水试验说明岩体透水性较弱。因此，水库蓄水后即使产生岩溶渗漏，分析其渗漏量不会太大，不致于影响水库效益。纵然发生较严重的岩溶渗漏，也可以通过少量的帷幕灌浆等措施处理。

三堰坝至响水洞段，系纵向谷，库长 1 600m，河床高程 517～540m。库壁左岸为逆向坡，分布大冶组上段和嘉陵江组下段地层，分别属弱透水岩组和强透水岩组。在嘉陵江组下段岩层中，可见响水洞、龙洞等岩溶泉，分布高程 600m 以上。三堰坝河弯段，未见任何溶洞和泉水，诚然此段不存在岩溶渗漏问题。分析区内碳酸盐岩可分为：较强透水岩体，以大冶组中段为代表；相对弱透水岩体，以大冶组下段为代表；强透水岩体，以嘉陵江组为代表。综上所述，左岸河间地块，除大冶组中段岩层有可能存在岩溶渗漏问题外，其余地段不会产生岩溶渗漏。

关于大鱼泉的问题，情况比较复杂，位居坝址下游，这大流量的一股泉水，事关重大，理应交待清楚。由于初设阶段时间太紧，又无 1：1 万的地形图，因此未予详查，依据区域地质资料判断其泉水来源应归附于东龙河流域。所以要讲清楚此问题，还需追索东龙河流域的地质条件。

东龙河为马水河左岸支流，发源于封竹山上锣底，自东北而流向西南，长约 40km，流域面积 224km^2 左右（仅地形划分)。三里坝以上，河谷狭窄，两岸岸坡较陡；其下河谷开阔，河床宽 50～100m，两岸为河流一级阶地，宽数百米至 1 000m，均为水稻种植区。至下游出口段，河谷变窄，直至蟠龙乡处，河水通过落水洞潜入地下变为伏流，流程 1.5km 汇入马水河干流。

东龙河流域为一近南北长、中上游东西较宽（约 10km)、下游较窄（约 6km）的狭长地带。源头大包山高程达 1 949m，向南逐渐低下。右侧邻谷有小溪口水电站库内左岸支流马子峡，几乎平行东龙河，流域形态亦为近南北狭长地带。两者相距 3～7km（上、下游距离近，中游稍远）的河间地块，自北至南高程由 1 500m 左右逐渐低下，至马水河边约 700m。东龙河三里坝以上，河流坡降较大，高程自 1 500m 降至 580m（三里坝附近)，其下坡降较小，高程自 580m 至伏流进口上游 300m 处变为 552m。

流域内出露地层主要有：二叠系下统栖霞组、茅口组以碳酸盐岩为主的中等岩溶化溶隙型或管道型较强透水岩组，二叠系上统吴家坪组和大隆组以碎屑岩为主的隔水岩组或相对隔水岩组，二叠系分布东龙河上游；三叠系下统大冶组底部页岩夹泥灰岩为隔水岩组，中部为中厚层灰岩夹泥灰岩或页岩和上部薄层灰岩夹极薄层泥灰岩，属中等岩溶化岩溶管道型或溶隙型较强或弱透水岩组，三叠系地层分布东龙河中上游和马子峡左岸，嘉陵江组下、中、上段，全为碳酸盐岩，属强岩溶化管道暗河型强透水岩组，本组地层出露于东龙河中游三里坝以上和东龙河下游伏流段及其河间地块，三叠系中统巴东组紫红色碎屑岩为隔水岩组，分布于三里坝至河水坪河段。

东龙河流域主要构造为河水坪向斜，轴向通过河水坪，呈北北东向展布。向斜核部为巴东组紫红色碎屑岩类，翼部为嘉陵江组碳酸盐岩。

根据上述地形地质条件，宏观上可将东龙河流域自上游至下游，按水文地质岩组分为三

段：中、上游河段，伏流段分别长 22km 和 3.5km，主要出露嘉陵江组碳酸盐岩，向南西方向穿过河间地块，延伸至马水河；下段（三里坝至河水坪段），长约 15km，出露紫红色碎屑岩。境内主要特点表现为河流流向、山脊延伸方向与岩层走向基本一致。嘉陵江组碳酸盐岩岩溶极其发育，河间地块的槐树坦一带岩溶洼地、槽谷、漏斗和落水洞等顺岩层走向呈串珠状展布。东龙河上游河床（三里坝上下）中，沿途可见明显的消水洞，河水自上而下逐渐变小，直至干枯。从三里坝至大鱼泉这条暗河地表形迹极其明显。大鱼泉的流量一般为 800～1 000L/ s。平时，三里坝以下基本断流，直至紫红色碎屑岩段，东龙河河床才见水流，至下游碳酸盐岩段，河水潜入地下变为伏流。

综上所述，东龙河流域虽然汇水面积有 224km^2，由于岩溶发育，除全流域普降大雨外，其中上游相当面积（约 120km^2）的来水通过岩溶管道，以岩溶泉的形式直接汇入马水河。只有上游大雨后，才有水下泄。

库区马子峡与东龙河—大鱼泉地下暗河又相当一邻谷，库水会否向暗河渗漏？从收集到的资料看，三叠系下统大冶组上段薄层灰岩夹极薄层泥灰岩中，地下水位很高，数个泉水出露高程均在 600m 以上，而且均排泄于马子峡中，可见本段岩层具有一定的隔水性能，正好这层弱透水岩组又居于马子峡和暗河之间，所以库水向暗河渗漏至大鱼泉可能性极小。

4 结语

小溪口水电枢纽工程，正式下闸蓄水至今已 5 年了，库水位已达正常蓄水位，沿坝址下游左岸观察，除油桐子泉与往常一样外（未蓄水前），未见明显的渗漏痕迹；大鱼泉的流量一如既往。前期工作和数年水库正常运行的检验，可以讲，人们耽心的库壁漏水问题基本不存在了，本工程是成功的。

小溪口枢纽工程坝址地质条件①

涂光美　吴红光

(湖北省水利水电勘测设计院，武汉 430070)

摘要　小溪口水电枢纽工程地质条件极其复杂，前期做了大量地勘工作，反复比选确定了现坝址。工作中抓住了本坝址的三大主要地质问题，设计时科学合理地布置了建筑物，施工中要求认真处理基础地质缺陷，致使工程顺利实施。连续 4 年蓄水证明，本工程是成功的。

关键词　坝址　地质条件　地质问题　地基处理

1　引言

小溪口水电枢纽工程位于湖北省西南恩施土家族、苗族自治州内的建始县，清江北岸支流马水河上游。坝址距县城约 9km，与 209 国道相通；距红岩寺 16km 左右，与 318 国道相会。建红公路经过坝址右坝端，交通十分方便。

本工程坝址为混凝土面板堆石坝，坝高 67.3 m。坝址以上控制流域面积 776km^2，多年平均径流总量 9.215 亿 m^3，平均流量 29.4m^3/ s。正常蓄水位 538m，校核洪水位 541.14m，发电死水位 524.0m，总库容 0.66 亿 m^3，装机总容量 3 万 kW，多年平均发电量 1.01 亿 kW·h。

1991 年和 1993 年分别完成了该工程的可行性研究和初步设计两阶段的地勘任务。除了对左、右岸河间地块岩溶水文地质条件进行了专门研究外，重点研究了坝段的工程地质条件。由于区内地质条件极为复杂，加大了地勘工作力度。库、坝区地质钻孔 41 个，总进尺 2 665.14m，抽、压水试验 304 段，地质勘探平硐 7 个 (324m)，坑槽探 16 条，完成土石方量 2 600m^3。室内岩石物理力学试验 21 组，岩石矿、化成分签定与分析 10 件，土体物理力学试验 4 组，水质分析 5 件，砂卵石试验 9 组。通过上述工作，查清了库、坝区主要工程地质问题，反复比选，最后选定了目前的坝址。有关本工程坝址的工程地质条件，本文做一简要介绍，不妥之处望同行指正。

2　坝址工程地质条件

坝址位于马水河大桥下游 800m，河道急转弯处。两侧山脊走向北东，山顶高程 550～610m，为构造剥蚀低山区。

---

① 第一作者简介：涂光美，男，1937 年生，教授级高级工程师，长期致力于岩溶地区水利水电工程地质勘察工作。

河谷上段河流流向南西，河床宽约 90m，河底高程 478～480m，河床覆盖砂卵石层厚 3～6m，左右岸均分布有一级阶地，高程 495m 左右；河谷下段河流流向南东，河床开阔，宽 80～90m，河底高程 477～478m，河床左侧覆盖砂卵石，厚约 3 m。下游右侧为漫滩，基岩裸露，高程 481～483m。

河谷两岸地形不对称，坝址右岸冲沟和山梁相间，山梁地形坡角 30°～45°，坡高 70m 左右。坝址以下地形坡角达 70°～85°，坡高约 90m；左岸山梁呈舌状横向伸向河床，前缘边坡近直立，高程 494m。后缘高程 555m，坡角仅 15°。顺坡长 220m，横向宽 60～80m，前缘宽仅 35m。坝址上游分布一倾倒崩塌体，地形坡角 50°。坝区范围内可见四级阶地，高程分别为 490～495m、520～530m、590～600m 和 610～620m。

坝址主要出露二叠系和三叠系下统大冶组地层。二叠系下统茅口组下部为厚层瘤状含生物屑灰岩，含燧石团块或硅质条带生物屑灰岩；上部薄层硅质岩夹含炭质硅质页岩、炭质页岩。二叠系上统吴家坪组按岩性可分 7 层：其中第 1、3、5、7 层，以薄层硅质岩、炭质页岩和含炭质、硅质页岩为主。第 1 层中粘土质页岩夹有煤层。第 3 层夹有炭质灰岩。第 7 层夹有水云母页岩和粘土岩。第 2、4、6 层以粘土质生物屑白云岩含燧石、粘土质结核灰岩为主夹炭质页岩。大隆组钙质页岩夹灰岩、泥灰岩透镜体。二叠系出露于坝址右岸山顶至河床右侧。三叠系下统大冶组下段：上部灰岩与粘土质页岩互层；下部粘土质页岩夹少量薄层泥灰岩，出露于坝址河床左侧。中段为中厚层灰岩夹粘土质页岩，分布坝址左肩及溢洪道一带。上段薄层灰岩夹泥灰岩、页岩，出露于溢洪道出口段和厂房。第四系：河床冲积砂卵石厚 2～6 m；右岸残坡积粘土夹碎石厚 1～5 m。左岸上游倾倒崩塌体，估计方量约 40 万 m^3 (见图 1)。

坝址地处扬子准地台中的四级构造单元——恩施台褶束客坊倒转背斜近核部的东南翼。背斜呈一扇形褶皱，两翼岩层均倒转，轴向北北东。东南翼：大坝右岸，岩层产状 307°～320°∠40°～77°；河床部位，岩层产状：120°或 320°∠72°～89°；左岸岩层倾向：125°～146°∠53°～89°。西北翼近核部纵向发育大青山—十里牌断裂（F_1），断面产状 120°～130°∠45°～50°。断层上盘岩层牵引揉皱发育，岩体破碎，影响宽度达数十米。大坝右岸基本属影响范围（见图 2)。

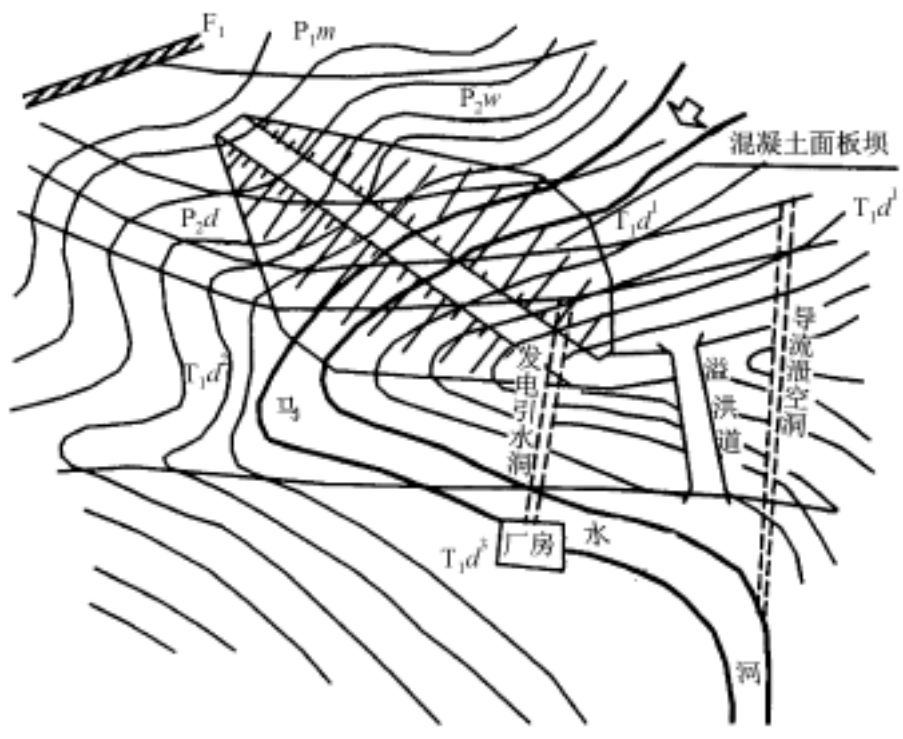


图 1　小溪口水电站坝址地质示意图

岩体受岩性及断裂影响，风化程度因地而异。坝址右岸全、强风化岩体厚度超过 10m，弱风化岩体厚度 10～20m；河床部位弱风化岩体厚度很薄，主要为微风化岩体；左岸弱风化岩体厚度约 5 m，微风化岩体较厚，且与岩溶发育密切相关。

坝址右岸和河床部位多属碎屑岩类，一般岩体透水性较弱，多属微透水岩组，但碎屑岩

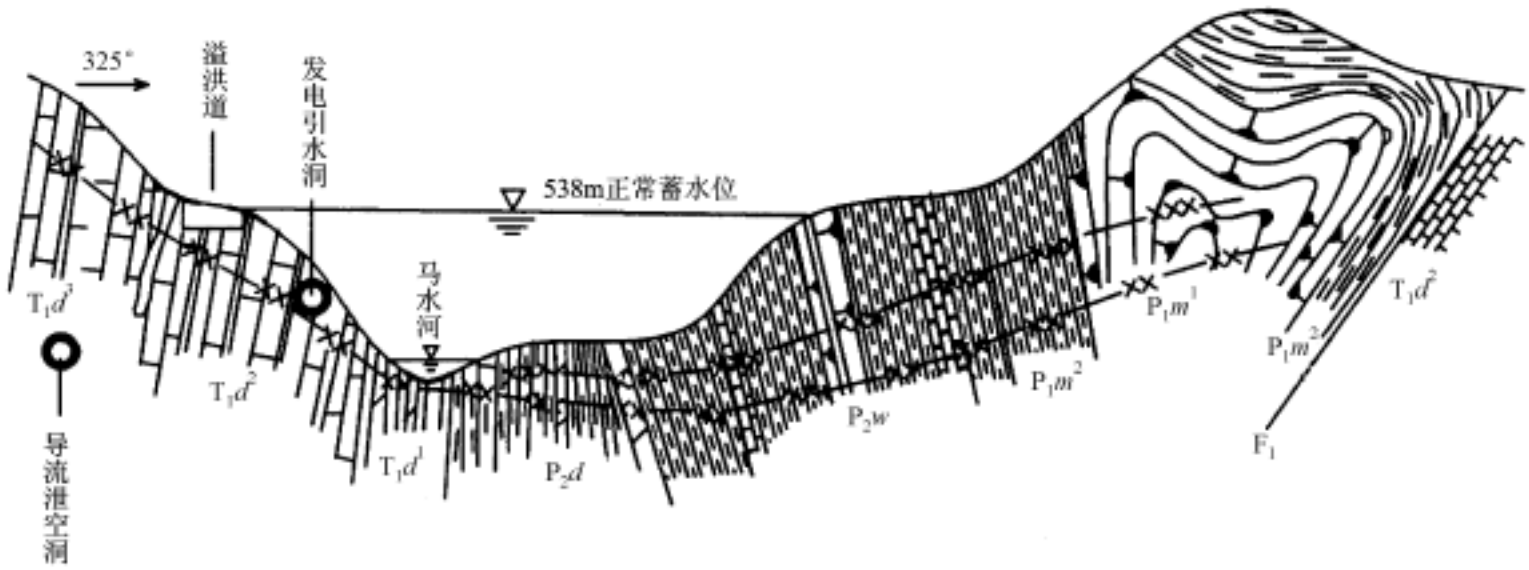


图 2　坝址地质示意剖面

中所夹碳酸盐岩类，偶尔发育小溶洞，一般岩体透水性较强。左岸基本为碳酸盐岩类，岩溶比较发育，其规律一般顺层溶蚀，岩体透水性较强或强，属强透水岩组。根据压水试验资料：水泥灌浆帷幕的深度河床部位 45m 左右；右岸 28～45m，左岸 45～60m。

坝址岩石的力学强度：页岩类单轴湿抗压强度小于 20MPa，灰岩类 60～80MPa；混凝土与灰岩的抗剪强度 $f = 0.55$～0.65，混凝土与页岩类的抗剪强度（弱风化或微风化岩体）$f = 0.45$。

3　坝址主要工程地质问题

本工程地质条件极其复杂，前期工作虽然经过了数次审查，开工后投资方仍有疑虑，曾组织有水电规划总院、北京水电设计院和贵阳水电设计院的地质专家参加的复审会。有的专家查勘了坝址后说：怎么将坝址选在这个破烂岩石上，这怎么能作坝呢？可见地质条件之复杂。概括起来，本工程存在四大主要地质问题：其一，两岸河间地块岩溶渗漏问题；其二，坝址深厚的全一强风化岩体问题；其三，坝址倾倒崩塌岩体问题；其四，坝址左肩岩溶渗漏问题。上述四大问题中，坝址就存在三大主要地质问题：

(1) 坝址右岸薄层软硬不均的碎屑岩，受断裂影响，挤压揉皱强烈，岩体破碎，全、强风化岩体深厚，风化岩体性状较差，强度低，压缩模量小，透水性比较弱，但抗渗强度很低，为大坝趾板设置及其防渗处理带来了困难。

(2) 大坝上游左岸倾倒崩塌体，规模较大，岩体完整性较差，强度较低，致使导流泄空洞进口明渠段工程量加大。溢洪道、发电引水隧洞进口段和左坝肩下部趾板开挖，均不同程度地增加了工程量。

(3) 坝址左岸为大冶组中段中厚层、厚层灰岩，夹少量薄层页岩或泥灰岩。顺层岩溶发育，岩体透水性强，增大了左岸趾板基础水泥帷幕灌浆工程量，增加了发电洞、导流泄空洞和溢洪道的开挖难度和混凝土衬砌工程量。

4 地基开挖及其地质缺陷的处理

4.1 坝基开挖及主要地质的缺陷处理

大坝基础开挖根据地质条件的差异可分三部分。

4.1.1 右坝肩基础开挖

右坝肩地质条件比较复杂，多为薄层的软硬相间的碎屑岩类，岩层倾向与坡向相反，倾角 40°～70°，岩体破碎抗风化力低。整个低丘表层覆盖坡残积粘土和碎石，厚 l～5m；其下为全、强风化岩体，厚达 10m。坝体（含堆石体部位）范围内覆盖层全部剥离。由于强风化岩体性状差、强度低、抗渗强度小，底座部分适当清除强风化岩体，并在防渗帷幕处挖一底宽 2.6m、深 2.3m 左右的齿槽，回填混凝土。趾板前或后紧连宽 10m（厚 0.5 m）的混凝土防渗板，以增长渗径，减小渗流水力梯度，防止坝基强风化岩体产生渗透变形，影响趾板安全。

4.1.2 河床基础开挖

河床部位除趾板和防渗板段清除砂卵石外，堆石体基础保留了砂卵石。底座基础深入岩面下 2.5 m 左右，总共挖深 5～7m，置于微风化或新鲜岩体上。本段薄层碎屑岩类夹有薄层（10～20cm）泥灰岩和泥化夹层。岩层走向与水流方向近于一致（可称纵向谷），倾向左岸，倾角大于 80°，泥灰岩浅部顺层发育串珠状小溶洞，部分溶洞涌水。浇筑混凝土前，溶洞做了专门处理。泥化夹层及局部破碎岩体进行掏挖或采用手风钻高压风水冲洗后回填混凝土或浇注浓水泥浆。

4.1.3 左坝肩基础开挖

左坝肩坝体范围内，全为灰岩夹薄层页岩或泥灰岩，堆石体基础局部危岩或陡坎做了适当清理。翼坝上游趾板地处坝前倾倒体的转折端，岩体比较破碎，岩溶发育，仅做体型开挖，采用长趾板给予覆盖。对揭露的溶洞，风化严重地段，将其中粘土清除，冲洗干净后，回填 C15 混凝土。

坝基底座和防渗板进行了水泥固结灌浆。底座的水泥防渗帷幕，根据各部位的地质条件在原设计的基础上做了适当调整，尤其是右坝肩，灌浆工艺做了改进。通过检查孔压水试验证明，灌浆合格率达 100%。现水库蓄水运行已 5 年，证明工程处理是成功的。

4.2 导流泄空洞和发电引水隧洞的掘进

导流泄空洞和发电引水隧洞均位于左岸单薄山梁。洞身轴线垂直陡倾角的岩层走向，穿越中厚层灰岩夹页岩或泥灰岩和薄层灰岩夹页岩，属微风化或弱风化岩体。成洞条件很好，施工中比较顺利。主要地质缺陷是进口段倾倒崩塌体和顺层间发育的溶洞，尤其是导流泄空洞，原设计进洞前的倾倒崩塌体均采用明挖，施工中根据倾倒崩塌体的破碎程度，部分修改了设计开挖边坡和护坡范围，减少了工程量，争取了工期。洞脸部分采用了混凝土衬砌并进行水泥固结灌浆处理；发电引水隧洞进口段基本未涉及倾倒崩塌体，但强风化岩体较厚，对于隧洞所遇溶洞均适当掏挖，回填混凝土或采用钢筋混凝土衬砌。导流泄空洞衬砌部分还留有排水孔。

4.3 溢洪道开挖

溢洪道置于左岸导流泄空洞与发电引水隧洞间。水流方向亦与高倾角岩层走向近正交，

仅进口小段涉及倾倒崩塌体后缘，其余全为灰岩夹薄层页岩或泥灰岩。两侧基本采用直立边坡开挖。陡坡一鼻坎段因岩层挤压揉皱岩体比较破碎，加上一组倾向溢洪道的高倾角裂隙的切割，左岸开挖边坡做了适当修改。总的看，溢洪道地质条件较好，均属于弱风化或微风化岩体，强度较高。主要地质问题亦是顺层发育的溶洞，仅陡坡段估算，面积岩溶率达 8%，底板溶洞中充填粘土、碎石等，掏挖清洗后回填混凝土。侧墙部分揭露的溶洞（衬砌范围内)，适当清理浇筑混凝土，并留有排水孔。

4.4 厂房地基开挖

厂房地基为灰岩夹极薄层页岩，属微风化岩体，强度较高。厂房地基右侧边墙有岩溶水涌出，尤其大雨后，流量每秒达数立方米，有碍于厂房地基开挖和混凝土浇筑，在其右侧实施了一道水泥灌浆防渗帷幕后，减少了渗漏量，问题基本解决。为了保证厂房正常施工和后期运行安全，对坝后右侧岩溶泉水的导排应尽早按设计图实施。

5 结语

小溪口水电枢纽工程，地质条件极其复杂，前期做了大量地勘工作，查清了工程的主要地质问题，反复比选确定目前实施的坝址。针对各处不同地质条件，扬长避短，科学地布置了水工建筑物，施工中未发现新的地质问题，证明了前期地勘工作主要结论是正确的。

为了加快工程进度和节省投资，施工阶段堆石料场（含人工骨料）做了变更，运距近，工作面集中，机械设备布置、供水供电方便，占用土地、移民赔偿损失少（初步估算节省投资近 l 000 万元)。但薄层灰岩夹少量极薄层泥灰岩，爆破后颗粒偏小，片状颗料偏多。纵然如此，从主次堆石区的密实度、压缩模量和渗透性试验指标看，均满足了混凝土面板堆石坝的技术要求。1999 年 3 月下闸蓄水，运行已经 5 年，未发现坝基及其他建筑物地基不良地质问题和大坝异常现象。因此，本工程基本是成功的。诚然，坝址地质条件复杂，有些问题，尤其是渗漏问题还有待时间进一步的检验。

湖北省咸丰小河水电站库区岩溶渗漏分析

①

李同草　黄定强

(湖北省水利水电勘测设计院，武汉 430070)

摘要　咸丰小河水电站地处鄂西南复杂的岩溶地区，水库区岩溶渗漏是直接影响工程规模和工程成败的关键问题，针对库区左、右岸河间地块和河湾地带岩溶渗漏问题，开展了大面积的岩溶调查，并采取多种勘探手段和方法，从岩溶水系统的分析与研究着手，探明了岩溶发育规律，查清了水库区岩溶渗漏问题，为电站兴建高坝提供了依据。

关键词　小河水电站　岩溶发育规律　水库渗漏分析

1　引言

小河水电站地处鄂西南山区咸丰县境内，唐岩河上游东支小河上，位于湖北恩施、宣恩和咸丰三县（市）的交界处，流域面积 460km^2，多年平均流量 15.3m^3/s。设计坝高 98.5m，正常蓄水位 635m，库容 7 300 万 m^3，装机容量 25MW，是以发电为主，兼有灌溉、人畜饮水等综合性水利水电枢纽工程。

该电站水库区广泛分布三叠系的灰岩，水库渗漏是该工程的重要地质问题，直接关系到设计水位的确定和工程的规模及工程效益，关系到工程的成败。

2　地质概况

该区属于武夷山中部，山脉走向受构造线控制，呈北东向，测区发育三级剥夷面：I 级高程 1 300～1 000m；II 级为 900～800m；III 级为 700～540m。属于构造剥蚀岩溶和构造侵蚀中低山区。河流受地质构造控制，呈树枝状水系，由东北流向西南。

测区地层从古生界志留系下统至中生界三叠系中统巴东组，除缺失石炭系外，其余均有出露。志留系与泥盆系、泥盆系与二叠系均为假整合接触。

构造线方向为北东向，主要褶皱有大集场向斜，羊头山倾伏背斜及黄花台向斜。向、背斜轴向 NE30°左右。发育两条断裂：F_1 庙包断裂和 F_2 黄立溪断裂，走向 NE30°～40°，倾 SE，倾角 48°～70°，均为压性断裂。主要裂隙为 NE35°～55°和 NW80°～90°两组，延伸性

---

①第一作者简介：李同草，男，高级工程师，从 1976 年参加工作至今一直从事水利水电工程地质、水文地质勘察工作，对岩溶地区的勘察与研究有较丰富的实践经验。

好。本区岩溶特别是地下暗河，多沿该两组裂隙发育。

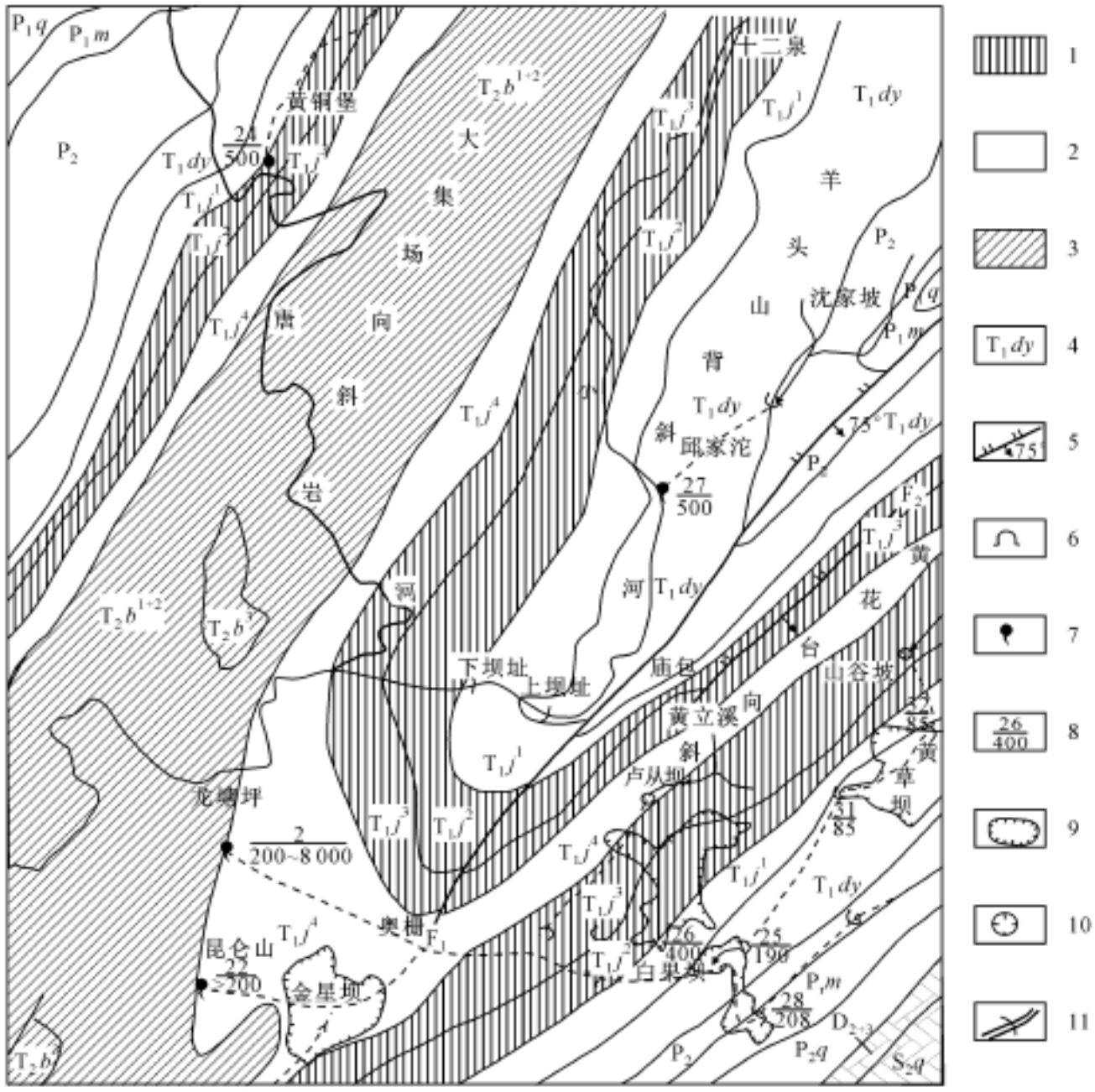


图 1　小河与唐岩河河间地块、河弯地带岩溶水文地质示意图

1—强透水岩组；2—中等至弱透水岩组；3—隔水岩组；4—地层代号；5—压性断层；6—溶洞；7—泉水；8—上：泉水编号，下：流量 (L/ s)；9—溶蚀洼地；10—落水洞；11—坝址

测区内地层岩石的透水性：三叠系嘉陵江组的第二段（T_1j^2）、第三段（T_1j^3）灰岩质纯，属强岩溶化强透水岩组；三叠系嘉陵江组第一段（T_1j^1）上部白云质灰岩、灰岩、大冶组中段（T_1dy）和二叠系下统茅口组（P_1m）、栖霞组（P_1q）等灰岩，属中等岩溶化中等透水岩组；三叠系嘉陵江组第四段（T_1j^4）薄层含泥质灰岩，大冶组下部和上部薄层泥质灰岩夹页岩、二叠系上统吴家坪组（P_2w）含硅质页岩夹灰岩，属弱岩溶化弱透水岩组；志留系中统（S_2），泥盆系中、上统（D_{2+3}）和三叠系巴东组（T_2b）的页岩、砂岩、炭质页岩、粉砂岩等属隔水岩组。

3　岩溶水系统

3.1　大集场至黄铜堡岩溶水系统

该岩溶水系统位于测区西北部位，大集场向斜的北西翼。由于向斜核部三叠系巴东组为

隔水岩组，地下水受阻后顺嘉陵江组第二、三段岩层发育成地下暗河。该岩溶水系统排泄于库外。

3.2 邱家沱至27号泉岩溶水系统

该岩溶水系统发育在小河左岸，羊头山背斜的西北翼。排泄点距坝上游约5.5km。流域面积约20km^2，暗河进口高程704m，出口高程580m。该岩溶水系统排泄于库内中部。

3.3 孟家坪—奥棚—龙潭坪—昆仑山岩溶水系统

该岩溶水系统发育在羊头山背斜的南东翼，小河电站库首段及坝址下游的河弯地带。汇集了黄花台向斜，I、II、III级及测区以外岩溶台面的地下水，整个暗河水系统流程长达18.5km，流域面积70余平方公里，它穿越了不同的岩溶台面。明流、暗流交替出现，多进口、多出口、多管道，沿途有暗河天窗分布，是一个规模巨大、体态发育完好、极其复杂的岩溶水系统。该岩溶水系统由4支流及主流组成:

第一支流，马湾沱至孟家坪28号溶洞。发育方向NE45°，进口高程940m，出口为孟家坪28号溶洞，洞口宽约8m，高3m，可见洞长（水平）50m，高程840m，Q=208L/ s。

第二支流，山谷坡黄草坝至孟家坪25号溶洞。该支流从山谷坡洼地进洞后，于黄草坝32号溶洞流出变为明流，又于黄草坝进入31号溶洞。孟家坪25号溶洞出口变为明流，发育方向NE35°。黄草坝32号溶洞出口高程1 060m，31号溶洞进口高程1 050m，溶洞进口流量Q=85L/ s，出口流量Q=190L/ s，涨水时其流量可达350L/ s。

第一、二支流在孟家坪洼地出口后均变为明流，高程在840m左右，于26号溶洞汇合后进入主暗河。

第三支流黄立溪、卢丛坝支流。该支流位于黄花台向斜核部，发育在三叠系嘉陵江组第二、三段灰岩中。发育方向NE40°，暗河长3.70km，进水点高程分别为840m和860m。在黑实槽以上约0.75km处汇于主暗河。

第四支流金星坝支流。金星坝支流位于主暗河下段，于34号溶洞进入地下，发育嘉陵江组第四段地层中，发育方向为NW40°，长0.8km，进口高程约700m，该支流在金星坝一带汇于主暗河南支。

主流从孟家坪26号溶洞进口至奥棚为上游段，长3.5km，发育方向NW80°，奥棚以下又分为北支和南支。

北支奥棚至龙潭坪2号泉，长约2.3km，发育方向NW50°。2号泉出口高程560m，常流量200～300L/ s，大雨时流量增到3m^3/ s，由于洞口所限，来水大于3m^3/ s时，水从该泉上游山腰溶洞口溢出（岩溶塌陷部位）。该点高程约600m。大雨后流量Q=8m^3/ s左右。

南支为奥棚至昆仑山22号泉，长约4.0km，发育方向NE50°。22号泉出口高程约600m，常流量Q=200L/ s，雨时最大流量大于2m^3/ s。

主暗河在奥棚分岔，该处处于羊头山背斜倾伏端，连通试验表明：从白果坝暗河天窗投放示踪剂，龙潭坪2号泉发现示踪剂需75h，昆仑山22号泉需110h。证明主暗河分岔后，由2号及22号泉排出。该岩溶水系统复杂，近邻库壁，是水库渗漏的可疑地段。

4 水库岩溶渗漏分析

4.1 水库右岸河间地块渗漏分析

小河与邻谷唐岩河之间的右岸河间地块分布三叠系地层，核部为巴东组红色砂、页岩，属隔水岩组，库岸为嘉陵江组地层，特别是嘉陵江组第二、三段为中厚层灰岩、质纯，属强岩溶化透水岩组，且延伸库内外，地表溶脊溶槽、岩溶洼地、落水洞遍布，岩溶十分发育。

虽然河间地块距邻谷较近，强岩溶透水岩组延伸库下游，但是库水不具备向库外渗漏的条件，邻谷唐岩河发育在大集场向斜北西翼，而库水在向斜的南东翼，向斜核部为隔水岩组。

河间地块分布的隔水岩组约占总面积的 70%，强岩溶透水岩组约占总面积的 20%，中等和弱岩溶透水岩组约占 10%，强岩溶化透水岩组呈带状分布，其宽度约 1km，临库岸分布宽度 500～800m，在库区上中游段出露并延伸到坝址下游两河口一带，长 9～12km，基本构成河间地块地表分水岭，该带承雨面积小，有限的降雨量和地表水就近排泄。虽然岩溶发育，但难以形成统一的岩溶管道系统。从调查资料可以看出，小型岩溶管道从上游至下游有：坳上、乾湾、杨花凼一带汇集的地表水于 10 号溶洞进入，于 11 号泉排泄于库内；中游段蒋家河、两分洞一带，地表水由串珠状落水洞汇集，于 12 号泉排入库内；大坪、栗子树一带地表水通过漏斗、落水洞汇集，于 15 号泉排于库内；近库段的火烟、新开路一带中等和弱透水岩组的地下水于 21 号泉排于库内；坝址下游的司立沟、王家槽、金井一带的地表水由漏斗、串珠状落水洞、溶洞汇集，于 7 号、8 号和 4 号溶洞排于唐岩河中。这些小型岩溶管道其进水高程 700～800m 之间，排泄点高程 550～570m。从岩溶发育的方向，小型管道主要沿岩层层间和近东西向张性裂隙垂向发育，就近排泄，滞留时间短，没有形成贯通库内外的统一岩溶管道系统。因此，右岸河间地块不会沿强透水岩组向库下游渗漏。

4.2 水库左岸上至中游库段渗漏分析

左岸上至中游山体雄厚，邻谷相距甚远，加上二叠系硅质页岩隔水，该段库水不可能穿过隔水岩组向邻谷和库外渗漏。

断裂带是地下水最活跃的场所，测区内对水库渗漏可能影响的为庙包断裂（F_1），该断裂发育在羊头山背斜南东翼，顺层发育，区内长约 12km，延伸测区外，断层走向 NE40°，倾向 SE，倾角 75°，属压扭性断裂。由于断裂大部分发育在二叠系上统（P_2），该岩层属弱透水岩组和隔水岩组，所以断层地下水不是很活跃，临近库岸段断裂带地下水通过 20 号泉和芭蕉洞间歇泉排于库内。20 号泉高程 560m 左右，芭蕉洞间歇泉高程 575m 左右，而白果坝至龙潭坪暗河出口高程为 600m，F_1 断层距暗河约 400m，因此该断裂没有切割白果坝至龙潭坪暗河，库水不会沿 F_1 断裂流向库外。

4.3 水库左岸河湾地段渗漏评价

左岸河湾地带处于库首段，位于羊头山背斜的倾伏转折端，库壁出露三叠系大冶组上段和嘉陵江组第一段，属弱透水岩组。孟家坪—奥棚—龙潭坪暗河与小河平行发育，两河相距约 3km。小河河水面高程为 550～555m。与小河平行段暗河水位高程，从岩溶调查情况分析，暗河水位高程低于 650m。根据龙潭坪泉排泄点高程为 600m，判断小河平行段暗河水位高程应低于 650m，高于 600m。也就是说暗河水位高于河水位，且不排入库内，两者间存在

地下分水岭，根据本区水力梯度 4%推算，地下分水岭高程应为 625m 左右。库首段为三叠系大冶组上段和嘉陵江组第一段下部为薄层含泥质灰岩，属弱透水岩组，处于羊头山背斜的倾伏端，呈封闭状，该部位岩溶发育较弱，左岸库首壁没有发现岩溶管道。

基于上述水文地质条件，计算河间地块渗漏，如图 2 所示：其中岩溶发育的下限深度，据钻孔揭示，一般不低于现代河床 20m，故取 520m 高程为基准。坝址上游河流拐弯段长取 1km，与暗河的平均距离取 3km，高坝方案，水库设计水位 650m，按水库蓄水后不存在地下分水岭的情况进行讨论，其渗漏计算公式为：$Q_s = K \cdot B \dfrac{H_1^2 - H_2^2}{2L}$。

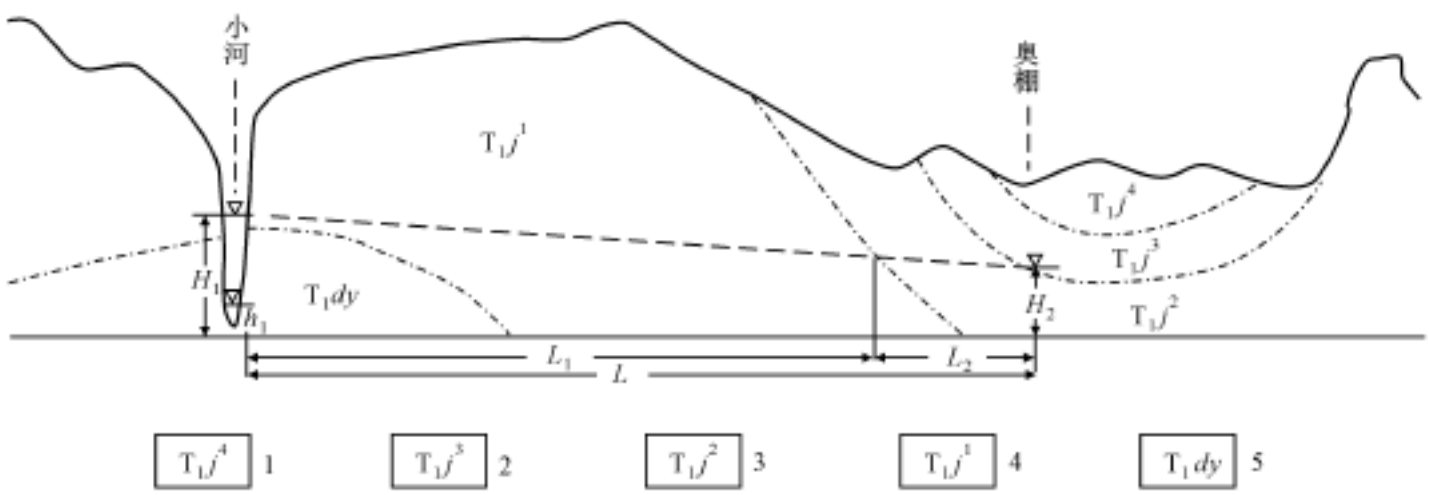


图 2　小河—奥棚暗河河间地块渗漏量计算示意图

1—白云质灰岩；2—灰岩夹角砾状灰岩；3—灰岩夹硅质结核灰岩；4—白云质灰岩、灰岩、角砾状灰岩、白云岩；5—页岩夹薄层泥灰岩、灰岩、薄层灰岩夹泥质灰岩

式中：Q_s 为渗漏量；K 为渗透系数；B 为渗漏宽度（取 1 000m）；L 为渗流长度（取 3 000m）；H_1、H_2 如图 2 所示。

首先，小河与暗河之间的岩体视为弱岩溶化透水岩组，也就是以裂隙型介质为主时，据河床钻孔资料取 $K = 1.27$m/ d，计算得 $Q_s = 0.026$m^3/ s，约占坝址以上小河多年平均流量 15.3m^3/ s的 0.2%。可以认为水库正常蓄水位达到 650m 时向暗河渗漏极小。

其次，考虑极端情况，假说此河间地块连通（当然这种情况不成立）。应用克拉斯诺波里斯基的非线性渗透理论计算管道系统的渗透系数 K，据连通试验资料，取经验参数。

$$K = \frac{V}{\sqrt{J}} = \frac{h \cdot v}{\sqrt{J}}$$

式中：V 为渗透流速；v 为实际流速（取 70m/ h）；h 为岩溶率（取 20%）；J 为水力梯度（取 4%）。

计算白果坝—龙潭坪暗河系统的渗透系数 $K = 168$m/ d。

若将两河河间地块视为类似白果坝—龙潭坪暗河系统的强岩溶化透水性的渗漏，即 K 取 168m/ d，求得 $Q_s = 3.44$m^3/ s，占多年平均流量的 22%，意即蓄水位达 650m 时会产生严重渗漏，将影响水库效益，不能使蓄水位达 650m。根据有关文献，要求渗漏量占多年平均流量的 5%以下，正常蓄水位不能超过 613m。

最后，从小河到暗河，渗流经过的由弱岩溶化岩组到强岩溶化岩组的不同厚度，对全程路径的渗透系数按上述两种极端的情况取加权平均渗透系数 K 值计算。如图 2 所示。

$$K_3 = \frac{L_1}{L}K_1 + \frac{L_2}{L}K_2 \quad (K_1 = 1.27\text{m/d},\ K_2 = 168\text{m/d})$$

即 $K_3 = 36.0\text{m/d}$，计算求得 $Q_s = 0.73\text{m}^3/\text{s}$，占多年平均流量 $15.3\text{m}^3/\text{s}$ 的 4.8%，小于有关资料要求的渗漏标准，水库正常蓄水位可以达到 650m。

5 结语

通过对咸丰小河水库工程地质测绘、水文地质调查、岩溶通道追索、测流、水质分析、连通试验及萤光素光谱分析等勘察手段和方法，从岩溶水系统的分析研究着手，查明了岩溶发育规律，基本上查清了水库区岩溶渗漏问题，渗漏的主要部位为左岸库首段白果坝至龙潭坪暗河的河间地块，是以溶隙、裂隙的方式向暗河渗漏。经过分析计算，提出了岩溶系统的控制高程，为水库正常蓄水位的确定提供了可靠的地质依据。

参考文献

樊长华．江口水电站水库岩溶渗漏问题研究．人民长江，2001，第 3 期

老渡口水利水电枢纽工程岩溶工程地质问题

①

黄东海　许立华

(湖北省水利水电勘测设计院，武汉 430070)

摘要　本工程库区和坝区碳酸盐岩类岩溶发育，采用了多种勘察手段，投入了大量工作量，最终查明了库坝区的岩溶水文地质条件，为工程设计及处理提供了依据。

关键词　岩溶发育特征　透水率　相对隔水岩组　岩溶渗漏问题

1　引言

碳酸盐岩地区的工程建设经常面临岩溶工程地质问题，特别是碳酸盐岩地区的水利水电项目更加需要分析岩溶水文地质条件，其重要性甚至决定水电项目的成立与否。碳酸盐岩山区的岩溶地质问题一般比较复杂，且每项工程既有一般规律又有其特殊性，不断积累这方面的工作经验，对服务工程建设具有非常现实的意义。

老渡口水利水电枢纽地质工作中关键的部分也正是岩溶工程地质问题。地质工作的实践性强，需要理论联系实际，地勘工作中主要采用综合的岩溶水文工程地质工作方法。本文宗旨是通过简单介绍老渡口水利水电工程主要的岩溶工程地质问题及其判断分析方法，以达到与同行一起探讨、推动岩溶水文地质学科不断进步的目的。

2　工程区地质概况

马水河为清江一级支流，多年平均流量 51m^3/ s，工程区为侵蚀溶蚀中低山峡谷地貌，山脉展布方向北东—南西向，地形地貌受区域构造线控制，高程 600～1 300m。马水河干流基本上蜿蜒迂回于红岩寺向斜核部，总体流向自北向南，多为纵向河谷。

老渡口水电工程位于清江左岸支流马水河下游，属马水河流域的下游梯级电站。库区河段长度约 32km，河谷形态多呈“ V”型或“ U”型峡谷，谷坡陡峻，多悬崖峭壁。主要出露二叠系大隆组（P_2d）、吴家坪组（P_2w）、茅口组（P_1m）、栖霞组（P_1q）等地层；三叠系下统大冶组（T_1dy）厚层灰岩夹薄层泥灰岩及黄色页岩；三叠系中统嘉陵江组（T_2j）薄层、厚层灰岩白云质灰岩等。构造形态以褶皱断裂为主。由于岩性及地壳运动特点，工程区属侵蚀-溶蚀作用为主的亚热带岩溶类型，库区岩溶层状地貌十分发育。

① 第一作者简介：黄东海，男，1969 年生，高级工程师，从事水利水电工程地质勘察工作。

3 工程区岩溶发育特征

本区碳酸盐岩广泛分布，占整个流域面积的80%以上，主要岩溶形态有岩溶槽谷、溶蚀洼地、漏斗、落水洞和溶洞泉等。岩溶发育程度主要受岩性和构造控制。

区内发育的溶洞及溶蚀现象大致分布有三层：第一层分布高程为800～1 000m，一般表现为溶洞及暗河天窗，洞径大小不等，分布广；第二层分布高程600m左右，洞径大，一般为数十米，有的为地表水进口，如三里坝河、桥头坝河的暗河进口；第三层分布在马水河沿岸，高程为430～470m，如南里渡、鱼泉洞暗河出口。这些不同高程的溶洞说明地壳在上升时有相对稳定期，三层溶洞是三次稳定期的产物。

本区汇入马水河较大的暗河有4条：即左岸的三里坝—大鱼泉暗河、东龙河伏流、崔坝—南里渡暗河和右岸的火田槽—龙洞暗河。清江石心村—毛鸡洞暗河汇入清江；五龙口—混水河暗河流入混水河。

根据区域地层的不同岩性组成划分为隔水岩组、相对隔水岩组和透水岩组三类：

(1) 隔水岩组：主要有三叠系巴东组（$T_1 b$）粉砂质粘土岩、大冶组（$T_1 d^1$）底部黄绿色页岩夹泥灰岩，二叠系上统大隆组（$P_2 d$）黑色硅质页岩，二叠系上统吴家坪组（$P_2 w$）下部钙质粘土岩及炭质页岩等。

(2) 相对隔水岩组：二叠系茅口组二段（$P_1 m^2$）泥灰岩夹炭质页岩，二叠系栖霞组（$P_2 q$）炭质钙质页岩夹灰岩。

(3) 透水岩组：主要有三叠系嘉陵江组（$T_1 j$）灰岩、白云质灰岩、大冶组（$T_1 d$）中上部灰岩及二叠系茅口组三段（$P_1 m^3$）含燧石灰岩。

岩溶地区的水文地质条件受岩溶发育规律的控制。库区分布有大量的溶蚀洼地、落水洞、漏斗以及溶隙等，大气降水通过这些垂向岩溶管道潜入地下补给岩溶水，局部地段雨水或泉水汇成溪流呈灌入式通过落水洞注入暗河，如滚龙坝 - 鸦鹊水溪流灌入南里渡暗河。在补给区地下水以垂向运动为主，径流区地下水沿溶隙、溶洞向暗河汇集，地下水运动方向以平行构造轴向为主，接近排泄区经水平管道以溶隙泉、溶洞泉的形式排泄于马水河及其支流，如南里渡暗河、东龙河伏流。

4 老渡口水利水电枢纽岩溶渗漏问题

老渡口水利水电枢纽岩溶渗漏问题可分为库区渗漏问题和绕坝渗漏问题。

4.1 库区右岸渗漏评价

马水河中下游为一纵向深切峡谷型河谷，两侧泉水较多，可称流域内地下水最低排泄基准面。库区右岸地质构造主要为红岩寺向斜、客坊倒转背斜及白杨向斜。从地形上看，马水河与混水河之间地表分水岭雄厚，其高程大于1 000m，水库分水岭宽厚；从地层岩性看，主要出露三叠系及二叠系地层，岩层走向与河流流向趋于一致，与邻谷混水河间存在连续的隔水岩组，可见，地形地质条件封闭，不存在横向向混水河渗漏问题。

库区右岸存在马水河与清江间的三角形河间地块，其水文地质条件较为复杂，从地质结构、岩溶发育规律看，是水库产生纵向岩溶渗漏的可疑地段。研究库区右岸是否存在向清江

渗漏的可能性，关键要看右岸河间地块地下分水岭的位置及高程。

从库区地层岩性、地质构造来看，由三叠系嘉陵江组灰岩、白云质灰岩构成了红岩寺向斜核部地层。红岩寺向斜枢纽起伏强烈，高低点频繁，在河湾一带为向斜的高点，向北东(马水河）和南西（清江）倾伏。马头沟处于向斜高点部位偏清江方向，造成地下水汇流构造向北东和南西分流。经 2002 年 10 月库区地质调查，该区域向斜部位出现两处地表水流量较大的盲谷，其一，马头沟盲谷，水流量约 34L/ s，沿向斜构造经椿木槽，从龙王或四眼石流入马水河的可能性较大；其二，火田槽盲谷，正常水流量约 20L/ s 以上，从龙洞流入马水河。为了查明马头沟地表水潜入地下流向，于 10 月 20 日至 28 日做了连通试验，初步证实马头沟地表水潜入地下后沿向斜倾伏方向向南径流至毛鸡洞，以岩溶泉的形式排泄清江。从水质分析成果看，马头沟地表水与毛鸡洞泉水水化学成分非常相似，说明两处有一定的水力联系。

通过向斜核部河湾一带的物探工作及地质钻孔地下水位的观测，也证实了右岸河间地块地下岩溶分水岭的存在，分水岭水位高程 680～750m，地下分水岭处的地下水位大大超过了本工程的正常蓄水位，同时水库下游右岸三叠系大冶组页岩为隔水岩组，因此，水库右岸产生岩溶渗漏的可能性不大。

4.2 库区左岸渗漏评价

库区左岸山体雄厚，地层总体分布于红岩寺向斜构造东翼，坝址以上库段大部分与左岸清江之间的河湾地带存在三叠系大冶组第一段的页岩夹泥灰岩隔水层，地质条件大部分封闭。仅坝址以上 800m 的库段左岸与清江之间由二叠系灰岩构成的河弯地块是水库产生横向岩溶渗漏的可疑地段。通过这一地带的勘察，尽管坝址以上 800m 的库段与清江之间的最近直线距离仅 4.4km，由于坝址段地处黄家垭背斜西北翼的特点，构成坝址基底的二叠系栖霞组上段（P_1q^2）的炭质页岩夹灰岩相对隔水层由坝址向南东一侧迅速抬高，构成了近坝左岸的封闭地质条件，所以水库通过左岸河湾地段向清江渗漏的可能性不大，见图 1。

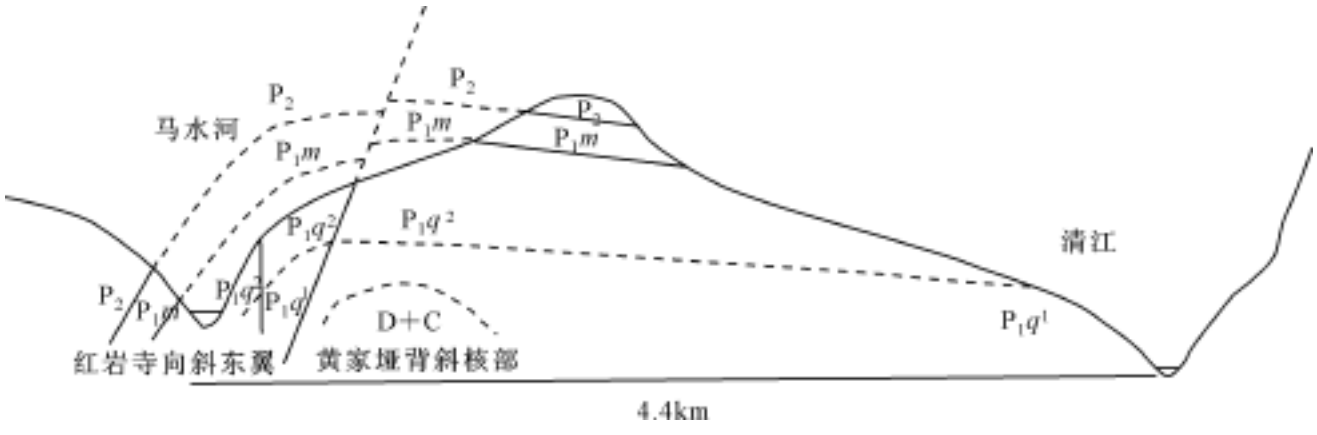


图 1 老渡口库区左岸地层结构分析剖面图

4.3 坝区的岩溶渗漏条件与评价

坝址区河床高程为 400m，山体最高高程为 1 000m。坝址区河段为右旋“ S ”型，河流总体流向为 SW207°。坝区上游为横向谷，下游为斜向谷。坝区河谷上下游段为“ V ”型峡谷，河床宽 50～60m，中间为宽缓型的扩展“ U ”型谷，河床宽 60～70m。两岸山岩相对，左右岸山坡被多条冲沟切割，其中大的冲沟有右岸的黑沟、猴子沟，左岸的大沟、梦话沟 4 条。后 3 条冲沟出口高程均接近河床。左、右岸冲沟的位置基本对称，右岸冲沟切割深度和

发育长度均小于左岸冲沟，冲沟的走向与河流走向基本正交。

坝区主要出露古生界的二叠系和中生界三叠系下统地层，其主要岩性为灰岩、页岩、硅质岩等。具体岩性和组合特征如表 1。

表 1　坝址区地层特征

系、统	组	段	代号	厚度（m）	岩性描述
三叠系下统	大冶组	下段	$T_1 d^1$	42	黄色、黄绿色页岩夹泥灰岩，页岩连续厚度 30～50cm，泥灰岩呈灰黄色，中—薄层状，本段夹有数层中厚层灰岩
二叠系上统	大隆组		$P_2 d$	10	深灰色、灰黑色钙质页岩夹灰岩透镜体
	吴家坪组	上段	$P_2 w^2$	74	炭质硅质岩与炭质粘土岩互层夹页岩，局部夹有煤线，褶皱发育
		下段	$P_2 w^1$	< 10	底部为黑色薄层硅质岩
二叠系下统	茅口组	上段	$P_1 m^3$	63. 24	巨厚层生物碎屑微晶灰岩含隧石团块
		中段	$P_1 m^2$	17. 56	上部薄层灰岩、泥灰岩与黑色硅质条带互层，下部中厚层灰岩夹薄层硅质岩和页岩，底部见紫灰红色的泥岩
		下段	$P_1 m^1$	82. 37	厚层—巨厚层生物碎屑灰岩，底部为眼球状灰岩；中部厚层生物碎屑灰岩夹中厚层瘤状灰岩，底部浅灰色泥灰岩，含蠕虫状燧石条带
	栖霞组	上段	$P_1 q^2$	18. 97	顶部深灰色钙质页岩夹瘤状泥灰岩，瘤状生物碎屑炭质泥岩，底部含生物碎屑黑色炭质钙质页岩
		下段	$P_1 q^1$	69. 54	上部灰色厚层微晶灰岩，含瘤状生物碎屑炭质泥岩，中部生物碎屑泥岩夹厚层灰岩，底部生物碎屑泥岩夹薄层灰岩，含蠕虫状燧石条带

坝区岩石的岩溶发育程度和地形地貌、地层岩性及地质构造密切相关。坝址区调查的溶洞、天坑、溶槽、落水洞等 41 个岩溶形态在各个地层的分布比例如图 2 所示，可见坝址区岩溶发育受地层岩性控制特征显著。

工程区岩溶发育受地层岩性、褶皱断裂控制，特点不仅反映在坝址区的岩溶地貌方面也反映在各地层单元的透水性方面。通过对坝址区的 29 个钻孔资料统计分析，可以从岩性、发育部位对坝区岩溶的性状有所了解，见图 3。

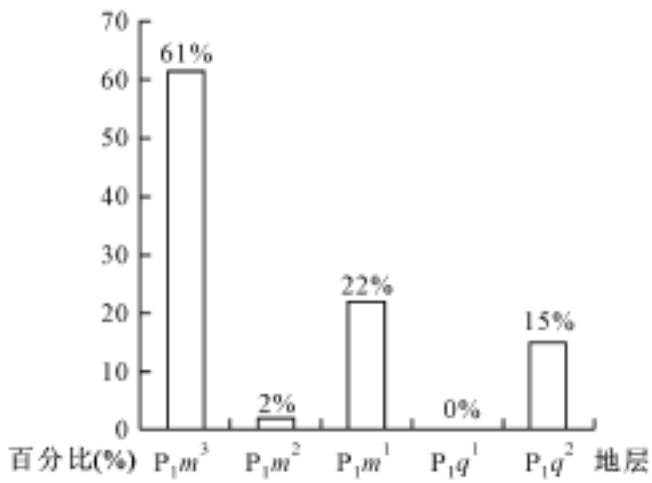


图 2　岩溶形态与地层的关系

由图 3 可以看出，坝址区地层透水性以弱透水性和中等透水性为主，在每个地层单元中透水性分段的高低秩序基本都是弱、中、强、微。但每个透水性分段比例在各地层单元中的高低变化是不同的，微透水性分段起伏小，弱透水性分段起伏大，由于地层透水性与构造岩性、岩溶发育部位相关，所以上述透水性分段比例关系从宏观反映了透水性与地层岩性构造的综合关系。比如 $P_2 w$、$P_1 m^2$、$P_1 q^2$ 强透水段比例降低，$P_1 m^2$ 弱透水段比例明显增加。

再由各地层单元与透水率关系（如图 4 举例）可以发现，透水率值的空间分布在不同的地层单元中是不同的。近河水位高程各个工程地质岩组透水率大都增加，与近河岩溶发育的规律相符。对比钻孔岩溶发育特征（见表 2），岩组的透水性与岩溶发育特征呈正相关。各

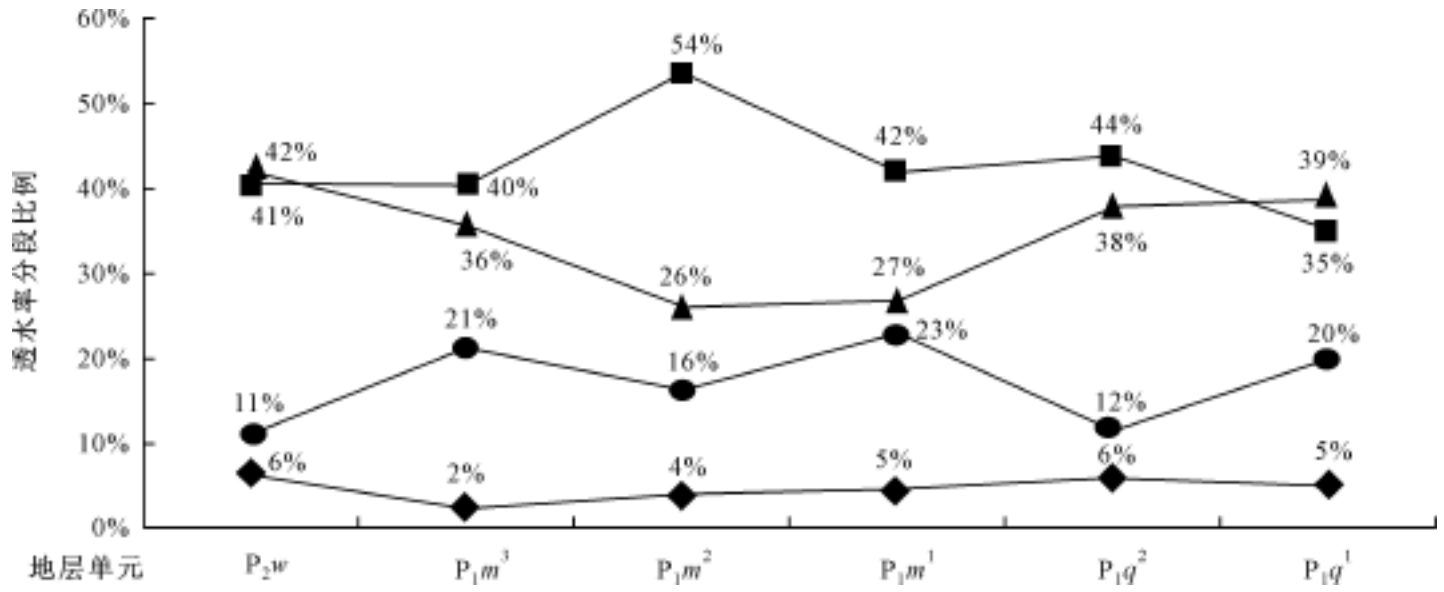


图 3　老渡口地层与透水率分段比例关系

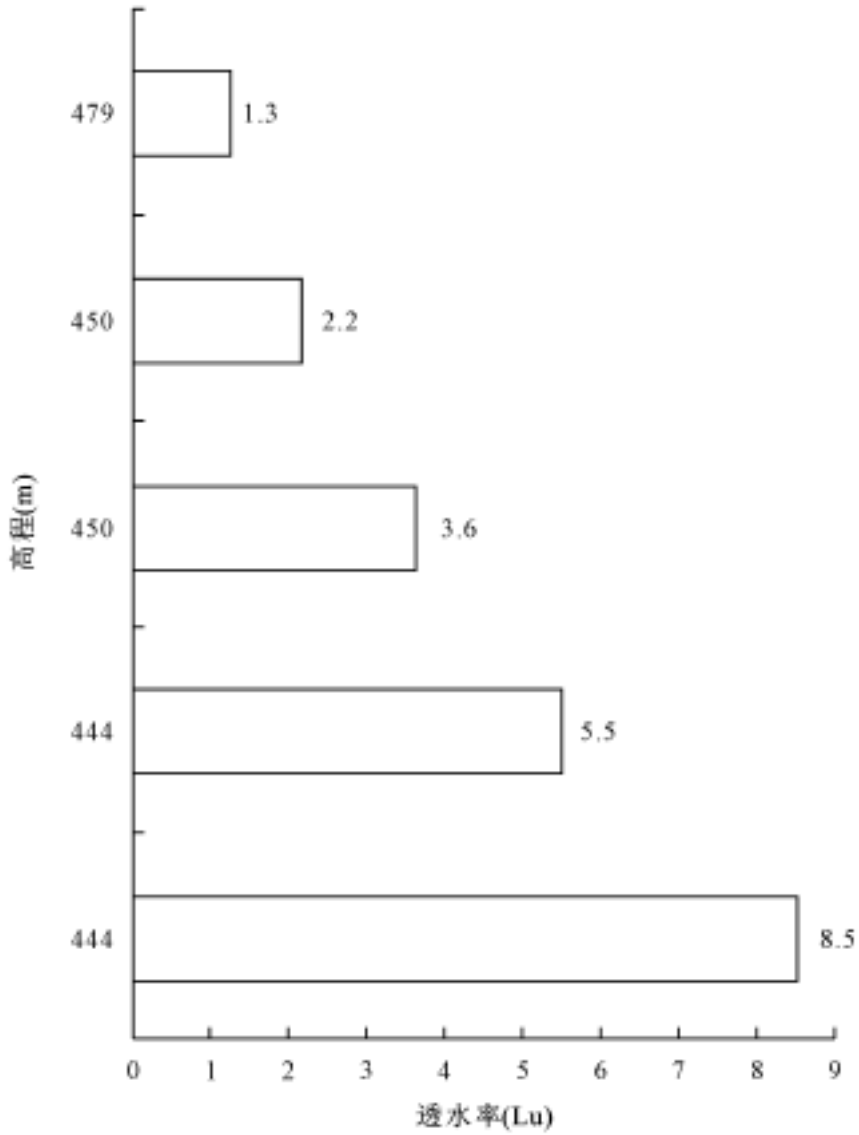


图 4　P_2w 地层透水率和高程分布图

个工程地质岩组的透水性总体强弱次序为 $P_1m^3 > P_1m^1 > P_1q^2 > P_1q^1 > P_1m^2 > P_2w$，**其中** P_1q^2、P_1q^1、P_1m^2、P_2w **可作为坝址区的相对隔水岩组考虑。**

表 2　钻孔岩溶发育特征综合

地层	P_2w	P_1m^3	P_1m^2	P_1m^1	P_1q^2	P_1q^1
溶洞直线率（%）	0	0.15	0.72	1.41	0.83	0.05
溶隙线率（条/100）（%）	0	9.4	4.2	6.3	2.1	3.4

坝址坝基主要岩体为二叠系下统茅口组中厚层燧石结核灰岩、炭质硅质灰岩、瘤状灰岩夹炭质页岩。岩层褶皱为轴向近北东 30°倾伏的一斜歪倾伏背斜，北西翼局部直立近倒转。东南翼缓倾向东南掀起。总体看坝轴线以上岩层倾向上游偏右岸，坝轴线以下岩层倾向右岸偏上游。倾角较缓，横向裂隙、断裂较多，坝址下游近梦话沟口的 4 个钻孔水位均低于河床水位，沿梦话沟地表水流量长期低于应该有的汇水流量，种种特征显示梦话沟方向地下岩溶有可能发育成带，基于这些判断以及 50 号钻孔溶洞的发现，初步判断坝址下游存在沿北东 70°方向的地下岩溶发育带。一系列的勘探判断不仅证明坝址左岸岩溶发育的复杂性，也为坝址区的工程地质工作提出了左岸绕坝渗漏问题的新特征，即近坝库段左岸与梦话沟深部岩溶之间的岩溶渗漏问题。根据坝区相对隔水岩组的分布，我们进一步布置了 52 号钻孔探察相对隔水岩组、溶洞以及地下水位的分布。后续的勘探显示：一方面坝址趾板以上 P_1m^3 岩溶发育，属强透水岩组，与坝址下游的梦话沟深部岩溶带没有直接连通；另一方面近坝库段左岸岩溶渗漏的途径必须跨过向左岸方向渐渐抬高的相对隔水岩组 P_1q^2 及 P_1m^2 地层（见图 5）。基于以上两方面的证据提供了坝址左岸的防渗帷幕建议。

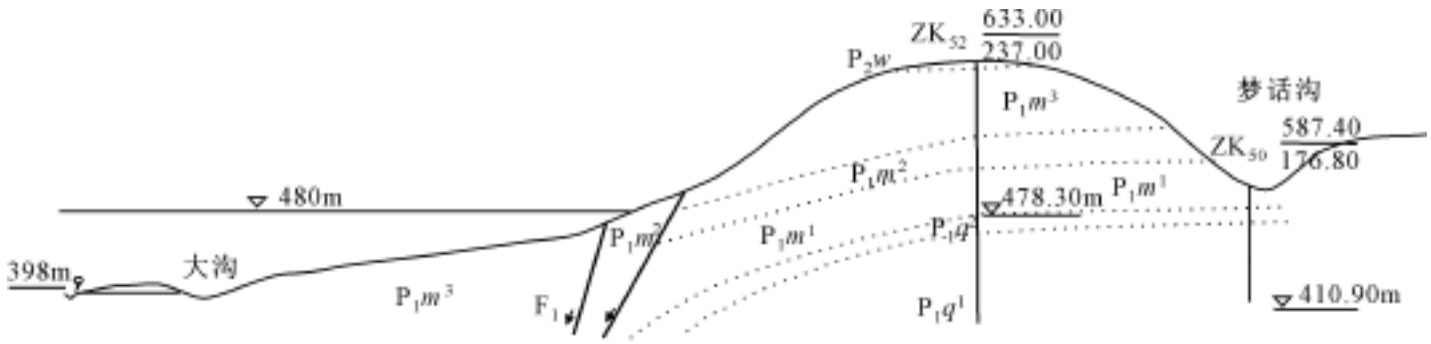


图 5　近坝库段左岸与梦话沟深部岩溶渗漏分析剖面图

工程地质说明：坝址上游大沟、下游梦话沟分别为两条不同的地表水系，受 F_1、F_{19} 的影响，大沟地下水径流排泄至老渡口河边以下降泉排泄入河水。梦话沟地下水系沿 NE70°方向，排泄至河床下游，两条水系存在分水岭 P_1m^2、P_1q^2 为相对隔水岩组

5　结语

综上所述，老渡口水利水电枢纽的岩溶地质条件是复杂的，虽然不存在库区两岸向邻谷及通过河湾向清江的渗漏问题，但存在近坝库岸左岸绕坝渗漏问题，主要属于裂隙-溶隙型渗漏，可以通过工程措施进行防渗处理。碳酸盐岩地区的岩溶地质工作是复杂的，需要分阶段不断收集多方面基础资料，采取多方面的岩溶水文地质工作手段进行探索，才能更加真实地揭示岩溶渗漏的特征。

峡口水电站河间地块岩溶渗漏浅述

①

李佑明　王继红

(湖北省水利水电勘测设计院，武汉 430070)

摘要　本文论述了该工程岩溶发育特征，分析了岩溶渗漏的可能性，为河间地块岩溶处理提供了依据。

关键词　河间地块　岩溶　渗漏

1　引言

峡口水电站位于湖北省南漳县境内，南漳县是湖北省贫困地区之一，为了帮助南漳脱贫致富，世界银行向峡口水电站项目进行扶贫性质的贷款。在该项目筹备及建设期间，世界银行专家和国内专家多次到现场视察，对工程中存在的热点和难点问题十分关心，峡口水电站河间地块岩溶渗漏就是其中问题之一。本文就此问题做一些浅述。

2　工程概况

峡口水电站是沮河上游的控制性工程，控制流域面积 1 500km^2，库容 1.4 亿 m^3，装机容量为 30 000kW，正常蓄水位为 264.88m，坝高 85.8m，坝型为双曲混凝土拱坝，为Ⅱ等大型水库。该工程于 1999—2000 年进行初步设计，2001 年被确定为世界银行扶贫项目，并进行筹备，2002 年 8 月开工建设，目前大坝混凝土浇筑至 215m 高程，坝高 28m，引水发电系统正在紧张有序地施工。

3　区域地质概况

工程区位于远安地堑中，它由北西向断裂和断陷盆地组成。在燕山运动作用下，断陷盆地接受了白垩纪的沉积物，形成了 100 多米厚的巨厚层砾岩。在其上部沉积了厚达 2 000 多米白垩系上统红花套组红色砂页岩。在后期地壳运动作用下，白垩系砾岩和砂页岩形成了开阔平缓的向斜，岩层倾角一般 8°～10°。

---

① 第一作者简介：李佑明，男，41 岁，注册岩土工程师、高级工程师，现从事工程地质水文地质工作。

4 河间地块水文地质条件

4.1 地形地貌特征

在主流左侧有一邻谷即小峡子河，小峡子河河床狭窄，岸坡陡峻，基岩裸露，出口高程184.6m，溯峡而上2km处，其河床高程即达270m，超过库水位10m。再向上，河床比降更大。小峡子河与沮河之间的河间地块，地形分水岭高程在400～500m。河间地块宽度0.5～1.5km。从地形角度而言，渗漏区范围是以小峡子河河床高程270m以下地段、地形分水岭400～500m高程左右所包围区域。

在河间地块310～400m高程区域，有一溶蚀洼地，洼地底部高程310m，顶部高程400m。溶蚀洼地呈长条形，其尺寸为150m×60m（长×宽），汇水面积0.1km^2。在此汇水区域，大气降水经过洼地中的4个落水洞、裂隙或断层转化为地下水。

4.2 岩性与构造特征

在400～500m高程之间为白垩系上统红花套组紫红色砂页岩，在400m高程以下为白垩系罗镜滩组厚层砾岩夹砂岩。在白垩系罗镜滩组砾岩中按其岩性又可分为6段，第1、3、5段为巨厚层或厚层砾岩，第2、4段为中厚层紫红色砂岩，第6段为灰色砾岩与红色砂岩互层。第1段砾岩顶板高程为245m，厚度为100m以上；第2段砂岩分布高程为245～260m，厚度为10～15m；第3段砾岩分布高程为260～300m，厚度为35～40m；第4段砂岩分布高程为300～315m，厚度为10～15m；第5段砾岩分布高程为315～350m，厚度为30～35m；第6段砾岩与砂岩互层分布高程为350～400m，厚度为40m左右。河间地块为单斜岩层，岩层产状平缓，倾向主河道，即沮河，倾角8°～10°。断层有3条，其中有两条穿过河间地块，两条断裂均为高倾角张性断裂，由断层角砾岩组成，角砾岩钙质胶结，胶结较好。

4.3 岩溶发育特征

从区域地质情况来讲，白垩系钙质砾岩岩溶不发育，但是在局部地段特定地质环境中，岩溶较发育。本工程河间地块就是这一例。

4.3.1 溶洞、落水洞发育特征

在河间地块区域，发育4个落水洞和一个名叫张和凼的大溶洞。

第一落水洞K_1：洞口标高333.4m，位于溶蚀洼地中。洞深7m，成圆柱形，半径2m，底部有岩石碎屑堆积。在洞底近东西方向斜下方有一深8m、长10m、宽10cm大裂隙，其方位NW30°，人可入内，在里面可见到NE60°的垂直裂隙，宽约20cm，仅有少量的岩石碎屑。

第二个落水洞K_2：洞口标高366.7m，位于溶蚀洼地中。在洞口有一个NE20°裂隙，此洞正是沿此裂隙发育。洞深10余米，洞径5m×4m。

第三落水洞K_3：位于溶蚀洼地中，是距张和凼大溶洞最远的一个落水洞，洞口标高376.6m，洞深15～20m，洞径4～5m。从地貌上来看，是一个似圆形的凹地，面积约100m^2，下部有大量砂土粘土。

第四落水洞K_4：洞口标高350m，位于张和凼溶蚀洼地中，主要是沿NE60°的一组大裂隙发育。长度在20m以上，宽度1m左右，深度达15m以上。

张和凼大溶洞：该溶洞位于峡口坝址左岸坝端上游200余米，即张和凼溶蚀洼地之左下

方，洞口高程 254.6m，低于正常蓄水位 10m，洞长 170m，该溶洞围岩岩性为第三段厚层砾岩。在洞深 0～100m 段，该溶洞沿产状为 0～20°SE∠70°～80°的张性断层溶蚀形成。在洞深 100～170m 段，沿 NE38°和 NW25°两组裂隙溶蚀形成，在 170m 以后，溶洞为一陡坎，向上抬高 30m，然后变为一很小溶隙（见图 1）。

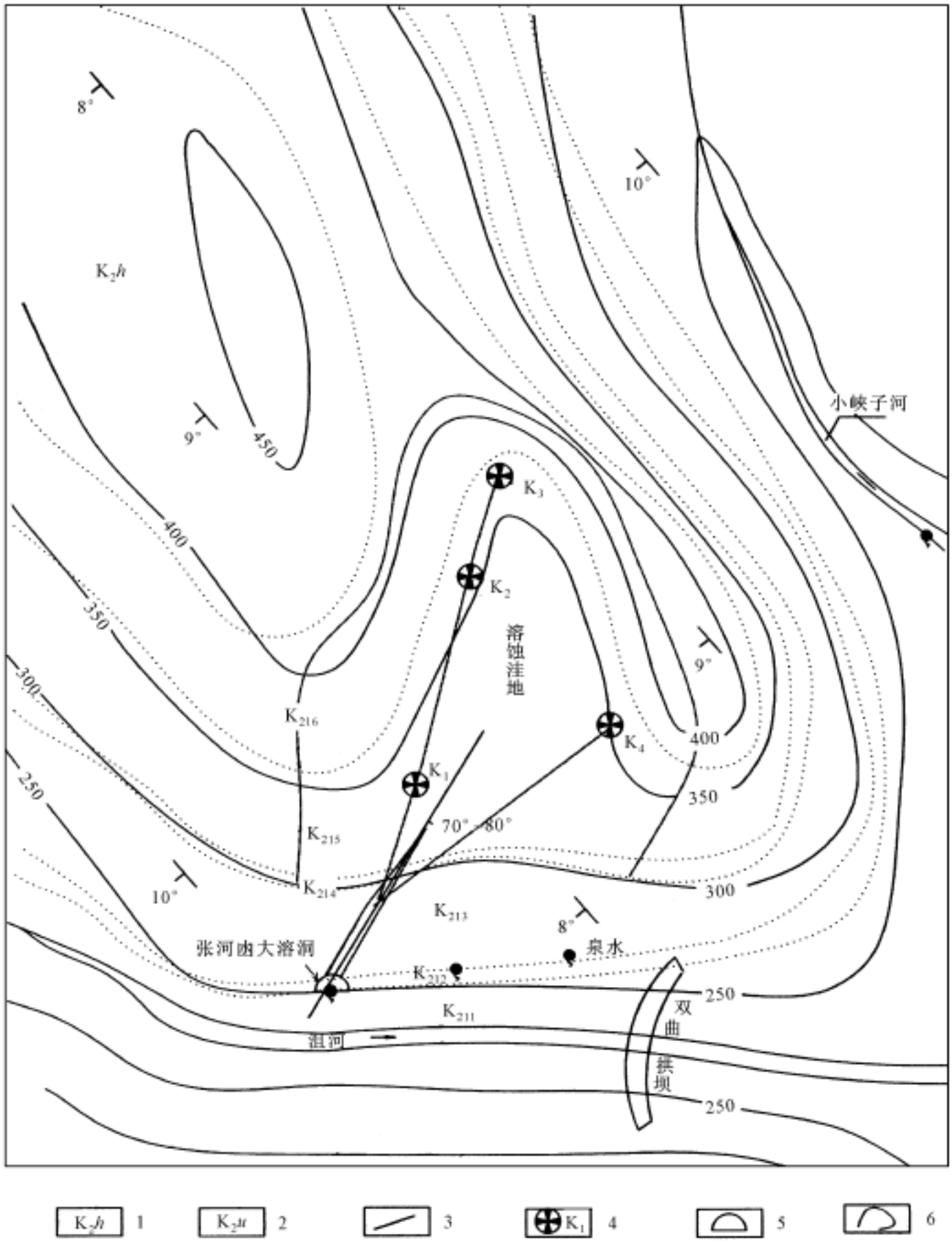


图 1　河间地块岩溶地质略图

1—白垩系红花套组紫红色砂岩页岩；2—白垩系罗镜滩组灰色砾岩夹紫红色砂岩；3—断层；4—落水洞及编号；5—张和湾大溶洞；6—溶蚀洼地

4.3.2 各落水洞连通情况

据调查，K_1 落水洞在 1950 年时，洞口及周围坍陷，粘土及杂物随流水从张和凼溶洞流出。据调查，老百姓用麦糠对 K_2 落水洞进行过连通试验。从 K_2 落水洞投下的麦糠，在张和凼溶洞洞口流出。当地老百姓为了保持水土，曾在 K_3 落水洞内投掷大量石块、粘土，同时还铺了 3 层木材。由于地下水的潜蚀作用，下面常被淘空，地面又出现一些小空洞。有些杂物在溶洞洞口能见。调查资料表明：落水洞与岩溶关系密切，落水洞与溶洞相通。

4.4 水文地质条件

通过地质勘察查明，张和凼大溶洞底板出口处有一个泉水点，高程 252m，流量 5～10mL/ s。一年四季有水，从未干涸，遇下雨或夏季，流量增大，在大溶洞上下游 150m 范围内，在第三层砾岩与第二层砂岩接触处，有多处泉水出露点，高程 255～265m，流量小于 1mL/ s。在小峡子河出口右岸处有一泉水点，高程 200m，流量 15～20mL/ s。总之，河间地块两侧都有泉水出露，说明河间地块存在岩溶裂隙水。根据泉水水位高程，推断河间地下水位接近正常蓄水位。

5 河间地块渗漏分析

河间地块地形较单薄，宽度不大，只有 0.5～1.5km。在河间地块发育有 4 个落水洞并在坝前 200m 有一个名叫张和凼的大溶洞。水库蓄水后，在这种地形地质和岩溶条件下，库水会不会沿张和凼大溶洞经河间地块向小峡子河产生岩溶渗漏？这是该工程焦点问题之一。

5.1 河间地块岩溶发育，但不构成通向小峡子河的岩溶通道

要分析通向小峡子河有没有岩溶通道，则首先要分析张和凼大溶洞、落水洞的形成原因。根据前述河间地块岩溶水文地质条件，张和凼大溶洞、落水洞的形成原因浅述如下。

5.1.1 相对隔水层倾向沮河是张和凼大溶洞向沮河发育的原因之一

张和凼大溶洞底板以下为罗镜滩组第一段巨厚层砾岩和罗镜滩组第二段紫红色砂岩，其中巨厚砾岩层理不发育，岩石裂隙不发育，岩层呈块状，岩体纵波速度达 5 700m/ s，裂隙发育频率 0.2 条/ m，岩体完整性好，大量钻孔表明，该段岩体岩心呈柱状或长柱状，岩体透水率小于 1Lu 占 90%以上。说明岩体透水微弱，依据岩体透水率和岩体完整性，此岩段岩体可视为相对隔水层。与此相反，张和凼大溶洞底板上为罗镜滩组第三段厚层砾岩，岩层层理明显较第一段发育，裂隙也较第一段发育，岩体透水率也明显较第一段大，此段岩体与罗镜滩组第一段相比可视为相对透水层。依据岩溶发育规律，岩溶一般发育在相对透水层中而不是相对隔水层中。因此可以说张和凼岩溶系统仅局限于罗镜滩组第三段中。

从上述相对隔水层和透水层分布特征来看，相对隔水层和透水层均倾向沮河，倾角 10°左右，而不是倾向小峡子河，也就是说，隔水底板倾向沮河而不是小峡子河。依据水流运动规律，水流总是从高向低处流，据岩溶发育方向与水流方向一致性原理，可以断定，张和凼岩溶系统是向沮河方向发育。出口在沮河，而不是在小峡子河，在小峡子河没有出口。

5.1.2 断层是控制溶洞发育的重要因素

张和凼大溶洞是沿着此断层发育的。据实地调查，断层未穿过河间地块，没有延伸到小峡子河，仅在沮河左岸延伸到溶蚀洼地内消失，断层在河间地块 240m 高程以下以尖灭形式消失，没有向下进一步发育。断层这种空间分布特征决定了张和凼大溶洞空间分布，也就是

说大溶洞随断层位置而发育。断层没有穿过河间地块，溶洞也就没有穿过河间地块。断层在240m高程以下尖灭，张和凼大溶洞也在240m高程以下停止发育。

5.1.3 溶蚀洼地是张和凼岩溶形成又一个重要因素

坝址河段与小峡子河之间构成河间地块，此河间地块基本上是可溶的灰质砾岩，此河间地块岩溶是不是都一样发育呢？回答是否定的，河间地块张和凼地段是溶蚀洼地，有较大的汇水面积，大气降水后，地表水在没有地表出路情况下，只能流向张和凼落水洞，在溶蚀水流不断地作用下，形成了张和凼大溶洞。除张和凼地段外，河间地段均为正地形，地面山坡较陡，大气降水无法汇聚在一起，向地下渗流。大气降水以面流形式在地表径流，不能对地下可溶岩进行溶蚀，因而河间地块除张和凼地段外没有形成大的岩溶洞穴。

总之，张和凼岩溶系统形成是该地段地形、地质条件共同作用的结果，张和凼溶洞以及溶蚀洼地中的4个落水洞组成的岩溶通道是通向库内的，而不是经河间地块通向小峡子河的，在河间地块中没有通向小峡子河的岩溶通道。

5.2 河间地块存在地下水分水岭，水位接近正常蓄水位

河间地块岩溶水文地质条件表明，河间地块地下水为岩溶裂隙水，在河间地块两侧均有泉水出露，库内泉水点高程至少在255m以上，库外泉水点高程在200m高程，地下水以分水岭为界，向各自方向排泄。

5.3 在小峡子河的右岸岸坡上，没有发现沮河与小峡子河之间岩溶通道

在小峡子河右岸近3km范围内，对岸坡进行了详细的水文地质测绘，测绘成果查明，小峡子河右岸岩层几乎全部为罗镜滩组巨厚层砂岩，裂隙不发育，断层更是少见，岩溶洞穴数量极少，规模很小。整个右岸未发现沮河与小峡子河之间贯通的通道。

综上所述：近坝库段河间地块虽然地形单薄，岩溶发育，但是岩溶通道通向库内而不是库外，河间地块存在分水岭，小峡子河右岸无地下水通道，水库蓄水后不会产生向小峡子河渗漏。

长阳招徕河水电站库区岩溶渗漏分析

①

陈汉宝　姚显文　熊友平

(湖北省水利水电勘测设计院，武汉 430070)

摘要　招徕河水库岩溶发育，成库条件是该工程的关键地质问题之一。本文分析了可能发生渗漏的途径，并根据地下水渗流原理，运用数值法对地下分水岭地区不同条件下枯水期渗流场进行了模拟计算，预测水库蓄水后分水岭地下水位及偏移距离，从而合理确定正常蓄水位。

关键词　岩溶渗漏　地下分水岭　数值法分析

1　工程概况

招徕河水电站位于湖北长阳县清江中游左岸的一级支流——招徕河下段，坝址距下游的长阳县城 88km，距招徕河河口 2.5km，其尾水与隔河岩水库正常蓄水位基本衔接。坝址以上控制流域面积 762km^2，多年平均径流总量 5.20 亿 m^3，水库总库容 0.703 3 亿 m^3，电站总装机容量 36MW，年发电量 1.124 亿 kW·h。大坝为对数螺旋线型碾压混凝土双曲薄拱坝，最大坝高 109.5m，坝顶高程 305.50m，坝轴弧长 220.6m，正常蓄水位 300.0m。

招徕河地处鄂西南山区，山势陡峻，河谷深切。坝址处河谷狭窄，谷底宽仅 18～22m。两岸基岩裸露，岩体坚硬完整，力学强度高，地形地质条件适宜修建薄拱坝，但库区岩溶发育，存在岩溶渗漏疑点。规划阶段曾设计引水式发电方案和高坝建库方案，经比较认为建库方案效益较优，然而成库条件成为该工程的关键地质问题之一。

招徕河水库为峡谷型，回水段长 18 余公里。水库邻谷为清江。库区左岸分水岭宽大雄厚，与邻谷（下游清江）相距大于 20km，库壁无大的断层切割，并有巨厚层志留系砂页岩阻隔，因此没有渗漏之虑。

水库右岸邻谷为清江（上游），两河之间形成的河间地块称柳山河间地块。河间地块广泛分布碳酸盐岩，岩溶极发育，存在岩溶渗漏的可能。20 世纪 80 年代以来，长江水利委员会为设计清江水布垭/半峡水电枢纽，对柳山河间地块做了大量勘探、试验工作，经研究认为在清江半峡建库，当正常蓄水位 400m 时库水将向招徕河产生严重渗漏，不得不放弃半峡坝址。招徕河水库是同一个河间地块，需要论证正常蓄水位 300m 时库水向清江渗漏的可能

---

①第一作者简介：陈汉宝，男，43 岁，教授级高级工程师，院副总工，1982 年中国地质大学本科毕业，从事水利水电工程地质工作 22 年。

性，并在基本不做工程处理的情况下合理确定正常蓄水位。

2 柳山河间地块地质条件

柳山河间地块由清江、招徕河及其河曲组成，长 3.5km，宽 5.0km (图 1)，地处古清江源头与恩施盆地古水系的分水岭地带，为山麓剥蚀面古宽谷。谷底高程 600～700m，展布方面北东—南西向，并向南西倾斜。宽谷两侧存在近于对称的阶梯地形和残丘，最高一级台面高程 1 400～1 570m,相对高差 600～800m。主要地层为寒武系、奥陶系滨海相碳酸盐岩，岩溶地貌发育，宽谷西部为志留系页岩分布区。主体构造为半峡背斜，是轴向北北东向的倒转背斜，属长阳复式背斜的西南倾伏端。河间地块较大的断层是龙王冲断层，位于半峡背斜西翼，全长约 30km，断层带宽 2～15m，由多条断层面组成，总体走向北东 20°～35°。

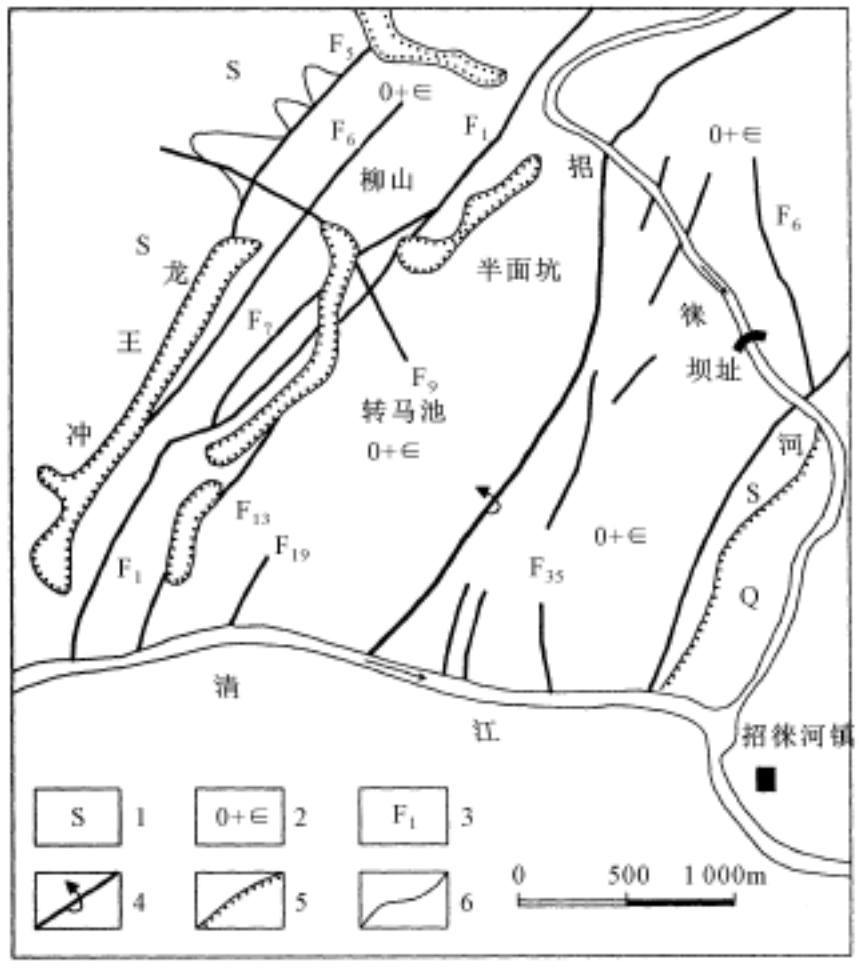


图 1 柳山河间地块地质略图

1—志留系；2—寒武系、奥陶系；3—断层；4—倒转背斜；5—第四系分界线；6—地质界线

3 岩溶

3.1 岩溶类型

柳山河间地块内主要出露的是寒武系、奥陶系的碳酸盐岩，极有利于岩溶作用的进行。在漫长的地质历史过程中，由于地表水、地下水协同作用，在这一地区形成了种类繁多的岩溶地貌形态。区内常见的岩溶类型有溶隙、溶沟、溶蚀漏斗、溶蚀洼地、岩溶槽谷及落水洞等。

岩溶槽谷是本区较为典型的地表岩溶形态，它是溶蚀作用形成的长条状岩溶负地形。本区岩溶槽谷均分布于半峡背斜西翼，如半面坑槽谷、转马池槽谷、赵家囤槽谷和龙王冲槽谷，其走向基本受岩层走向和断层走向控制，由于本区地层和断层走向以北东和北北东为主，故岩溶槽谷的方向也基本顺上述构造走向发育。本区岩溶槽谷的另一主要特征为底部起伏较大，多由串珠状溶蚀漏斗排列而成，地表水流向各自的漏斗内汇集，但其下一般都发育有统一的地下岩溶通道。

3.2 岩溶发育规律

河间地块岩溶发育具有以下明显特征:

(1) 岩溶主要发育方向与主干构造方向一致，发育强度与地层岩性紧密相关，具体讲，

碳酸盐岩的单层厚度、连续厚度及总厚度大，岩溶发育强烈，反之，岩溶不发育或相对不发育。

(2) 本区地壳运动以间歇式抬升为主，岩溶分布有明显的成层性和由招徕河河床向分水岭地段逐渐抬升的趋势。河间地块有三层水平洞穴层，即 400～450m、370～375m、220～270m。在高程 270～370m 水平洞穴不发育，由于地壳一直处于上升阶段，所见洞穴以零星落水洞为主。分水岭地带，仅在 ZK_2 的高程 270.45m 和 ZK_8 孔的 280.68m 高程见到洞穴。

(3) 河间地块由近岸至分水岭地带，岩溶发育强度逐渐减弱。河流侵蚀基准面以下，岩溶发育强度明显减弱，勘探成果表明，招徕河枯水位、清江枯水位以下未发现岩溶洞穴，物探成果也表明在 200m 高程以下，洞穴异常现象极少。

(4) 根据本区岩溶发育规律及地下水的补给、径流、排泄条件总体上可分为两大管道岩溶水系统，即清江一侧的龙王冲岩溶管道系统和招徕河一侧的虎洞管道系统。龙王冲岩溶管道系统：西侧以志留系、泥盆系砂页岩为界，东以乔山坡纵向分水岭为界，北以转马池横向分水岭为界，南抵清江，面积约 5.0km^2。虎洞岩溶管道系统：是一个多支流的岩溶水系统，南起半面坑，北抵下治坪，西自毛家天坑，东至招徕河，面积 2.5km^2。虎洞 (KW_{105}) 位于招徕河由南西向南东转折处的右岸，洞口宽 5m，高 8m，底板高程 225.87m，高于河床约 3m，该洞规模宏大，长达 4km，基本为折线延伸的廊道状，总的延伸方向 SW245°，洞内常年有水流，平水期流量 0.2m^3/ s，雨后流量剧增，可达 1m^3/ s 以上。

4 岩溶渗漏分析与计算

4.1 渗漏途径分析

由于半峡背斜核部上峰尖组地层隆起，在核部形成一个宽 200～500m 隔水岩体，将柳山河间地块渗漏途径限制于核部两侧，即半峡背斜东翼狭长地带和半峡背斜西翼宽阔地带。

半峡背斜东翼区：南北方向宽 250～300m，东西方向长 900m，由上寒武统$\in_3 sh$、$\in_3 h$ 白云岩、白云质灰岩和灰岩组成，地势陡峻，地形坡度大，地表水、地下水排泄通畅，地貌表现为侵蚀地貌特征。此外，在斜坡段汇水面积小，地下水补给源较差，305m 高程以下溶蚀微弱，同时本区地面高程多在 800～1 100m，可以肯定在分水岭地带存在一个相对完整的非岩溶化地块，本区不会出现较大的岩溶渗漏问题。

半峡背斜西翼区：南北方向宽近 5 000m，东西长 1 500～1 800m。

在半面坑、转马池、赵家囤一线以东至乔山坡一带，虽然也经历了多期岩溶化作用过程，但由于它与招徕河古河道近于平行展布，地形上呈单面斜坡，斜坡上地表岩溶相对不发育，且斜坡较陡，一般为 25°～15°，降雨主要通过地表片流，直接流至半面坑、转马池、赵家囤这 3 个低洼的槽谷地下集中下渗，而坡面上下渗的水量较少，加之地面高程较高，故地下岩溶发育程度也较低。含水介质以溶隙为主，渗透性相对较弱，从岩溶发育规律分析，不会存在大范围贯穿地下分水岭的低水位区。

在半面坑—转马池—赵家囤一线以西，至纸房溪，岩溶发育强烈，是招徕河库区可能的潜在渗漏地带。这一带又由于岩溶的高度分异作用，形成了两个以脉状强径流为主的地下暗河管道系统，即虎洞暗河管道系统和龙王冲暗河管道系统，并分别以溶洞泉的形式集中向招徕河和清江排泄，形成了南北分流的格局，水库蓄水后，库水会迅速沿虎洞暗河系统，回水

至半面坑—棺材峡一线。

本区由于地壳一直处于间歇性抬升过程，岩溶作用滞后于河谷下切，因此在两个暗河系统之间存在地下分水岭地带，岩溶发育程度远远低于河谷地区。分水岭区的内部，又由于岩溶地貌和水系的演化，使得岩溶发育的程度在空间上极不均一，即在转马池和棺材峡两个谷地内岩溶相对发育，它们是水库可能产生渗漏的主要位置，而两个谷地之间和其两侧岩溶发育相对较弱。

根据长江水利委员会的钻孔水位长观资料，编绘分水岭区枯水期等水位线图（见图 2），可以看到，在南北两大岩溶管道系统之间，存在地下分水岭，具体位置在棺材峡 8 号和 11 号孔之间至乔山坡一线。分水岭地下水位在转马池和棺材峡两谷地最低，枯水位在 299～313.7m 之间。

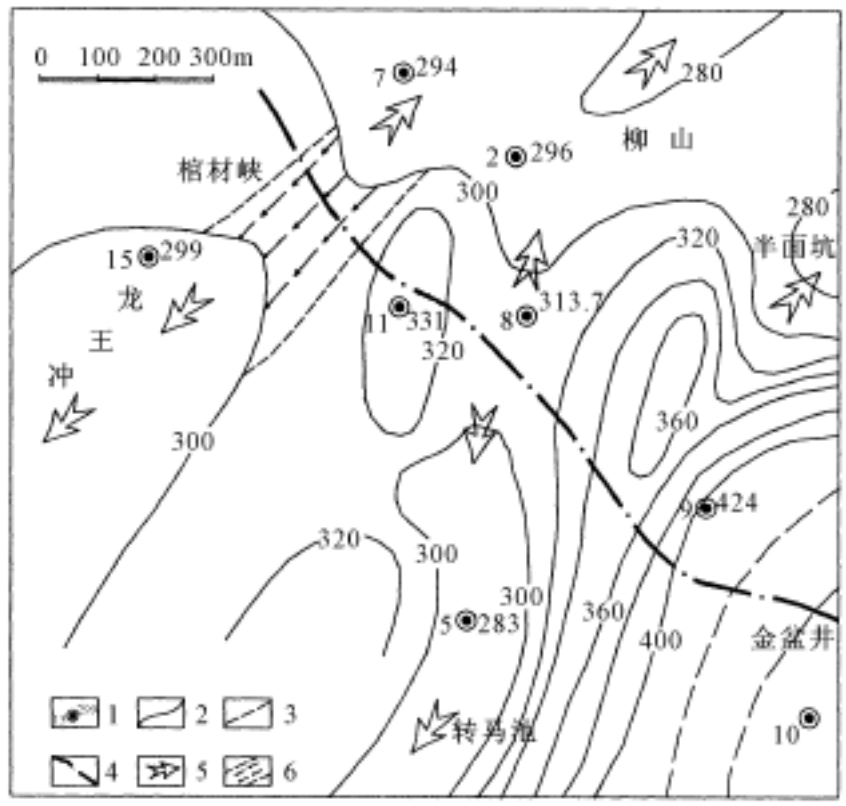


图 2 柳山河间地块分水岭枯水期等水位线图

1—钻孔编号及水位；2—等水位线；3—推测等水位；4—地下分水岭脊线；5—地下水流向；6—潜在渗漏区域

转马池谷地低水位区 ZK_8 孔的最低水位已达 313.7m，显然库水位在该高程之下不会沿转马池谷地发生渗漏，棺材峡谷地低水位区 ZK_2、ZK_7、ZK_{15} 钻孔枯水期水位分别为 296m、294m、299m，因此当设计水位在 295m 高程以下时，不会发生水库渗漏。

4.2 水库渗漏计算

为了充分发挥招徕河水电站的综合效益，是否有可能将正常蓄水位定在 300m 或 305m？为此我们根据地下水渗流原理，运用数值法对棺材峡地下分水岭地区不同条件下枯水期渗流场进行了模拟计算。

模型概化

根据目前的勘探精度和资料掌握情况，将分水岭地区以 ZK_2～ZK_5 为界，概化为均质等厚各向同性的剖面二维稳定流模型，其数学模型如下：

$$\begin{cases} \dfrac{\partial}{\partial X}\left(k_x \dfrac{\partial H}{\partial X} \right) + \dfrac{\partial}{\partial Z}\left(k_z \dfrac{\partial H}{\partial Z} \right) + E = 0 \\ H_{(x,z,t)} \mid B_1 = H_{B1} \end{cases}$$

我们分别计算了天然条件、300m 蓄水位方案、305m 蓄水位方案三种情况地下分水岭水位，并设计 ZK_{15} 的枯水期最低水位分别为 299m、290m、280m 以及岩溶发育下限为 200m、150m 和 100m 的三种可能性，计算结果见表 1。

从计算结果看：只要 ZK_{15} 的枯水期最低水位不低于 280m 高程时，各种蓄水情况下，蓄水后地下分水岭水位均高于库水位。300m 正常蓄水位安全阀度比 305m 略大一些，这主要表现在两个方面：一是前者分水岭高程高出库水 2～16m，而后者为 1～13m；二是分水岭向

上游偏移的距离，前者为 5～186m，后者为 30～236m，结合本区的地形条件分析，蓄水后分水岭北移的距离不宜超过 150m，故 300m 正常蓄水位方案可行，而 305m 方案有一定风险。

表 1 地下分水岭水位计算结果

岩溶发育下限	计算方案	地下分水岭水位 (m) / 蓄水后分水岭上移距离 (m)		
200m	天然条件	314	311	307
	300m 蓄水方案	316/ 5	313/ 47	309/ 88
	305m 蓄水方案	318/ 30	315/ 72	312/ 113
150m	天然条件	310	305	301
	300m 蓄水方案	311/ 8	307/ 72	304/ 137
	305m 蓄水方案	314/ 45	311/ 108	308/ 174
100m	天然条件	303	302	297
	300m 蓄水方案	308/ 10	304/ 96	302/ 186
	305m 蓄水方案	311/ 59	308/ 145	306/ 236
ZK_{15}水位值		299	290	280

另外，我们设想在较差条件下的渗漏情况，即分水岭不允许北移，如北移马上遇到洞穴，分水岭消失，ZK_{15} 水位在 299m、290m 和 280m，若 K = 100m/ d，渗漏宽度 B = 200m，在这种情况下地下分水岭消失，其渗漏量计算结果见表 2。

表 2 不同情况下水库可能的渗漏量

岩溶发育下限 \ 渗漏情况 \ 库水位 / K_{15} 孔水位		300m 方案			305m 方案		
		299m	290m	280m	299m	290m	280m
200m	渗漏量 (m^3/ s)	0.023	0.305	0.579	0.197	0.470	0.740
	百分比 (%)	0.14	1.8	3.5	1.2	2.8	4.5
150m	渗漏量 (m^3/ s)	0.048	0.466	0.900	0.293	0.710	1.145
	百分比 (%)	0.29	2.8	5.5	1.8	4.3	6.9
100m	渗漏量 (m^3/ s)	0.064	0.627	1.222	0.390	0.952	1.547
	百分比 (%)	0.39	3.8	7.4	2.4	5.8	9.4

注：百分比 (%) 指渗漏量与招徕河多年平均流量之比

从表 2 中可以看出，对 300m 方案，当岩溶发育下限 100m 高程、ZK_{15} 枯水位 299m 时，渗漏量为 0.064m^3/ s，占河流多年平均流量的 0.39%；对 305m 方案，当岩溶发育下限 100m 高程、ZK_{15} 枯水位 299m 时，渗漏量 0.39m^3/ s，占河流多年平均流量的 2.4%。两方案的渗漏量均在允许渗漏量范围之内。

4.3 水库渗漏的宏观判断

柳山河间地块在清江和招徕河两侧发育有较大的岩溶管道系统——虎洞暗河系统和龙王冲暗河系统。由于地壳抬升形成了南北分流格局，即在这两大管道系统之间存在一岩溶相对不发育地下分水岭，位于 ZK_2～ZK_5 及 ZK_2～ZK_{15} 之间，在设计蓄水位之下存在一个宽达

500～1 000m 的弱岩溶化地块，潜在的渗漏区域在此区的棺材峡谷地，渗漏的方式以溶隙型为主。

根据这一地区钻孔地下水水位和长观资料，天然地下水位低于 305m 高程约 1～6m，持续时间 4 个月左右（每年 2～5 月），而低于 300m 高程仅 0～1m，持续时间为 1 个月左右(每年的 3 月)，而这一段时间正处于枯水季节末，雨季来临之前，一般蓄水不可能达到正常蓄水位，从这方面看，即使发生渗漏，渗漏量也不会很大，可通过水库合理调度减少渗漏量。

综上所述，正常蓄水位在 300m 高程时，水库不会发生渗漏或渗漏量较小；正常蓄水位在 305m 高程时，渗漏的可能性增大，但预测渗漏量在允许范围内。为稳妥起见，建议正常蓄水位 300m 为宜。

狮子关水电站堵洞成库的岩溶水文地质条件

①

万军伟[1] 田光胜[2] 范玉龙[3]

(1. 中国地质大学，武汉 430074；2. 湖北宣恩县狮子关水电有限责任公司，宣恩 445500；3. 湖北省水利水电勘测设计院，武汉 430070)

摘要 第四纪以来，在区域地壳快速抬升、清江和长江水系全面贯通的背景下，研究区河谷强烈下切、排泄基准面急剧下降，类似大冶组薄—极薄层灰岩夹页岩的一些不纯碳酸盐岩岩组中的岩溶化作用尚未能够及时适应这种变化，致使排泄基准面以上一定深度范围内的碳酸盐岩仍以裂隙—溶隙介质为主，岩溶管道相对不发育。黑洞—亮洞地下暗河系统就是在这种背景条件下，受向斜核部横张和纵张巨型裂隙控制，以水流侵蚀作用为主形成的单一廊道式地下暗河，无分叉岩溶管道，具有较好的堵洞成库的岩溶水文地质条件。工程实践证明：裂隙—溶隙型水库渗漏可以通过高压灌浆技术加以处理。目前该水库主体工程已经完工，下闸蓄水后水位已经由507m 抬升至 658m (水位抬高 151m)，距离设计正常蓄水位仅差 20m，无水库渗漏问题。

关键词 狮子关水电站 封堵地下暗河 岩溶水文地质条件 高压灌浆

1 概述

狮子关水电站位于清江二级支流—洪家河的下游，距宣恩县城关 14km (图 1)，是靠封堵洪家河伏流 (黑洞—亮洞地下暗河) 成库的中型水电站 (图版 1～6)，控制流域面积 71.2km^2，总库容 1.41 亿 m^3，有效库容 9 735 万 m^3，正常蓄水位 678.0m，库首抬高洪家河水位 171m，其库容和作用水头都已超过了目前同类型水库世界之首的云南蒙自五里冲水库，后者的库容为 7 949 万 m^3，作用水头 106m。狮子关水库的最大特点是小流域、大库容、高水头。作用水头高，单位水资源的发电量大，总装机容量达 5.5 万 kW，第一期工程装机容量 1.0 万 kW。由于流域面积小，多年平均径流量为 7 530 万 m^3，占总库容的 1/2，有效库容的 3/4，因此该水库具有年调节洪水的强大功能，对于长江流域防洪体系建设具有重要的指导意义。狮子关电站同时对改善下游洞坪、水布垭、隔河岩、高坝洲等大型—特大型水电站的防洪和发电也有十分重要的意义。但是由于狮子关水电站地处喀斯特山区，本身就是一条地下暗河，再加上其控制流域面积小，上游的来水量十分有限，因此其成败的关键

① 第一作者简介：万军伟，男，1964 年生，教授，主要从事水文地质教学与科研工作。

是水库渗漏问题。若存在岩溶管道式渗漏，不仅直接影响到灌浆工程量的大小，甚至有可能导致整个工程的失败，为此许多人对此心存疑虑，惧怕这一水电工程的禁区。

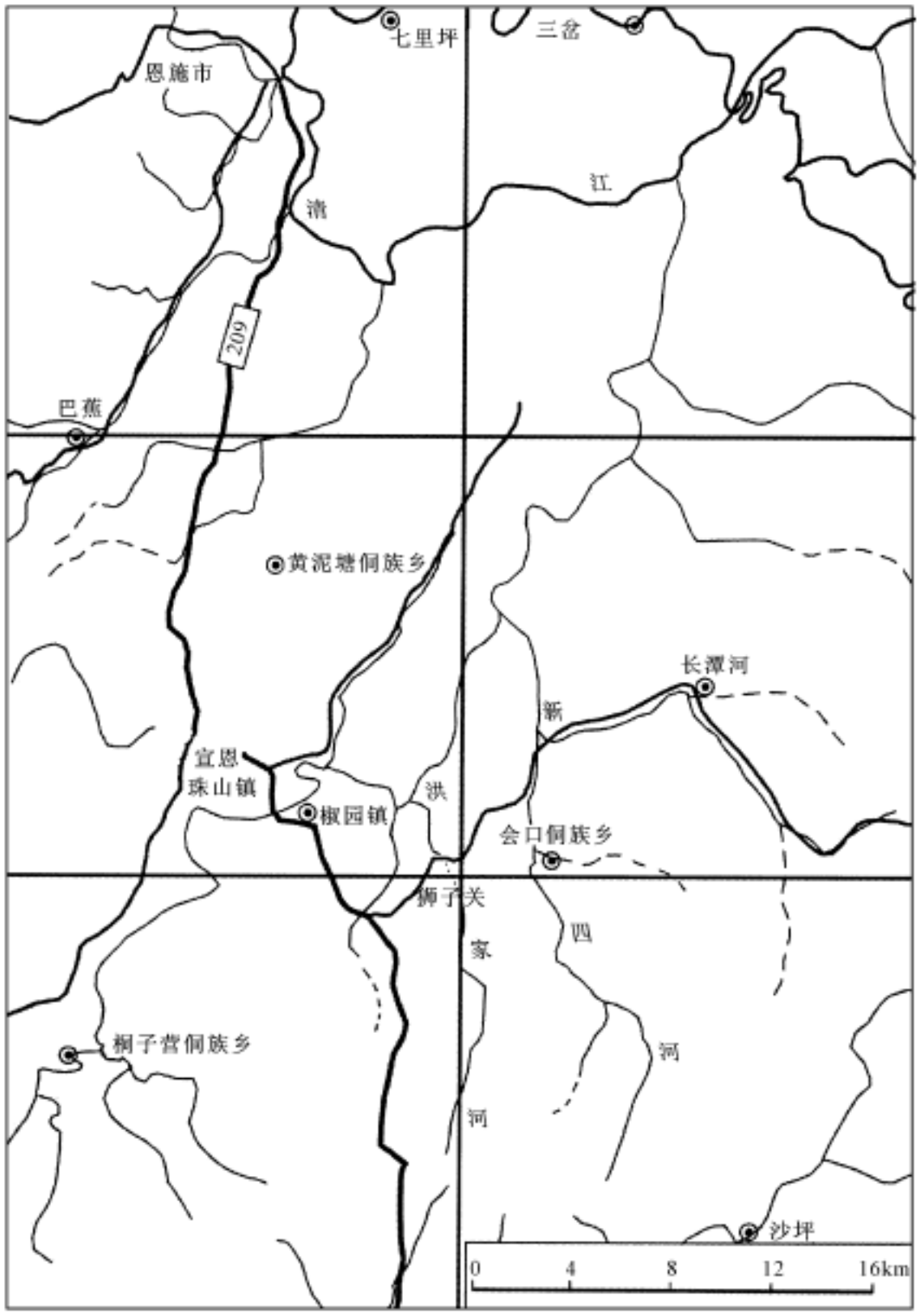


图 1　狮子关水电站交通位置图

本着求真务实的科学态度，我们协同湖北省宣恩县水电公司狮子关水电站前期工作组、湖北省水利水电勘测设计院的专家和有关人员于 1997 年对该水库进行了岩溶水文地质专项调查工作，在区域岩溶发育规律研究的基础上，开展了 1∶1 万的水文地质工程地质测绘，重点对洪家河伏流段（黑洞—狮子关大天坑—亮洞系统）开展了系统的探测工作，在大量野外调查和资料分析基础上，确定了堵头的位置，分析堵头形成后水库渗漏的途径和渗漏形式，提出了堵头两侧灌浆帷幕的设计方案。

受多种因素影响，本工程于 1999 年才开始动工修建，建设过程中也遇到了很多非技术上的困难，最终于 2003 年 4 月下闸蓄水，目前水位已达 658m，距正常蓄水位 678.0m 仅差 20m，但尚未发生水库渗漏。

岩溶作用是一种十分复杂的地质过程，但是它并不是没有规律可遵循的，只是我们有时没有深刻认识它而已，一些重要的岩溶现象都是岩溶作用主控因子有机匹配的结果，尽管控制岩溶发育的因素并不多，但是它们的有机组合就构成了岩溶地区丰富多彩的自然景观。

通过狮子关水电站勘察、设计和建设的艰难历程，也使我们深刻体会到作为一名科技工作者可能会遇到来自方方面面的困难，解决困难的唯一途径就是不懈的追求和扎实的工作。

2 自然地理及地质背景条件

狮子关地处鄂西南喀斯特高原，地貌上为构造侵蚀-溶蚀中低山地貌。总体地势南高北低，山脉走向受构造线控制呈北北东向，洪家河为发育于向斜核部的纵向河谷，它发源于宣恩县东门关的土地岭，为清江流域与澧水流域的分水岭，海拔1 670.1m,向北流经干子岭，在狮子关南 1km 处的黑洞潜入地下，经狮子关大天坑（暗河天窗）于亮洞出口又变为明流(伏流段全长1 997 m),最后于古迹村汇入忠建河，出口高程 465.3m，干流全长 19.1km，流域面积 71.2km^2。

本区地层从志留系至三叠系均有出露（图 2)。志留系—泥盆系为砂、页岩，是区域稳

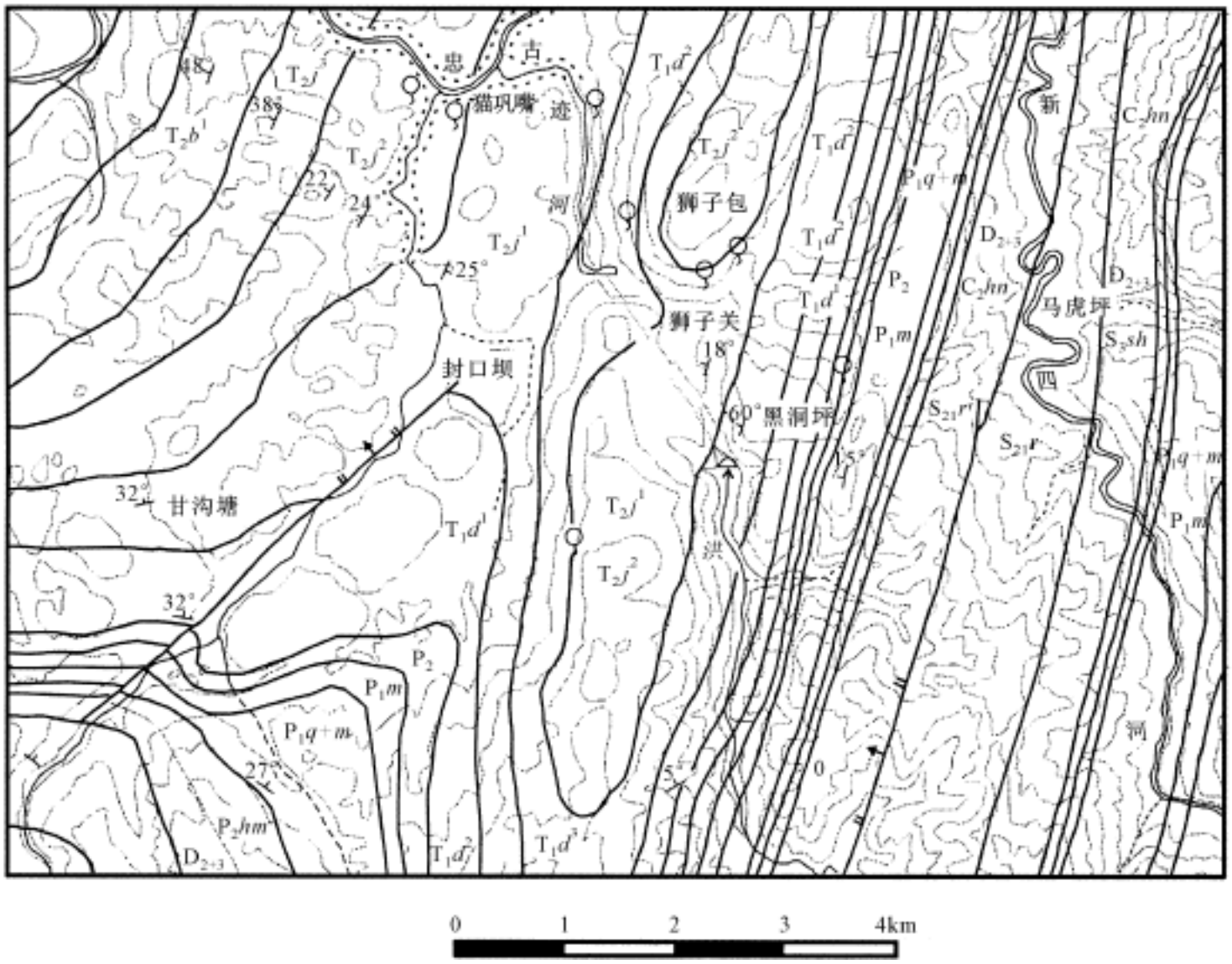


图 2 狮子关地区水文地质图

定的隔水岩组。石炭系和二叠系下统以纯灰岩、白云岩为主，为强含（透）水岩组。二叠系上统以页岩、泥灰岩和硅质岩为主，为隔水岩组。三叠系大冶组和嘉陵江组主要为一套滨海—浅海相的碳酸盐岩沉积，它在本区分布最广，是水库堵头和库区的主要岩体，根据其岩性特征可以详细划分为上、中、下三段：大冶组下段（$T_1 d^1$）主要为灰黄色页岩、泥灰岩、硅质岩夹浅灰色薄—中厚层微晶白云质灰岩和硅质条带灰岩，它与二叠系上统地层一起构成隔水岩组，大冶组中段（$T_1 d^2$）主要为灰色厚—中厚层微晶灰岩与页岩互层，大冶组上段（$T_1 d^3$）主要为灰—灰紫色中厚—薄层微晶灰岩夹页岩，这两套地层岩石的可溶性和裂隙发育程度较低，为弱含（透）水岩组，嘉陵江组下段（$T_1 j^1$）主要为浅灰—肉红色中厚层微晶灰岩，夹厚层角砾状细晶白云岩，为中等含（透）水岩组，嘉陵江组中段（$T_1 j^2$）主要为浅灰—深灰色厚层微—细晶灰岩、灰质白云岩、白云岩，嘉陵江组上段（$T_1 j^3$）主要为灰色、灰褐色厚层—巨厚层角砾状白云岩及中厚层灰岩，这两套地层岩石的可溶性和裂隙发育程度较高，岩溶发育为强含（透）水岩组。

库区主体构造为狮子关向斜，轴向NE20°～25°。向斜核部产状平缓，由嘉陵江组及大冶组碳酸盐岩地层组成。两翼岩层产状不对称，东翼产状陡倾，倾角一般60°～70°，由石炭系—二叠系碎屑岩夹碳酸盐岩组成；西翼产状相对较缓，倾角一般25°～30°，为大冶组中、下段碳酸盐岩夹页岩组成，洪家河就位于向斜核部嘉陵江和大冶组碳酸盐岩地层当中，沿追踪张性裂隙发育。区内断裂构造不发育，没有贯穿水库内外的断裂构造，仅库尾和堵头下游发育有两条断裂，对水库渗漏没有影响。库区裂隙主要为倾角近直立的两组张性裂隙，如图3所示。这两组裂隙的密度、张开度以及延伸长度均随岩层的单层厚度的变薄而明显减弱，即在厚层灰岩中裂隙较为发育，而在薄层或极薄层灰岩中裂隙发育程度明显降低，裂隙常呈闭合状，这主要是因为本区薄层灰岩的塑性较强，在构造应力作用下主要发生塑性变形，岩层褶曲发育，常呈现尖棱褶皱而岩层并不断裂。

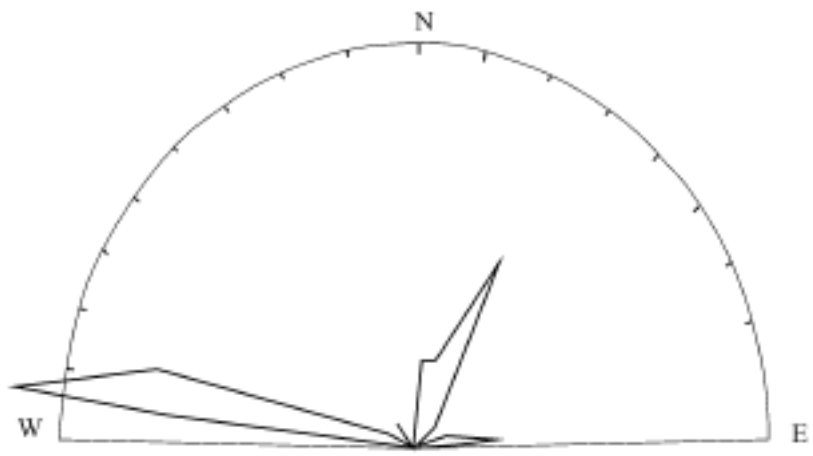


图3 狮子关地区裂隙走向玫瑰花图

3 岩溶发育特征

在狮子关水电站的控制流域范围内，碳酸盐岩的出露面积约占50%，而水库淹没区几乎主要是大冶组的碳酸盐岩，因此对该区岩溶发育规律的研究和认识，直接影响到对水库成库条件的分析和判断。通过系统的地表测绘、洞穴探测、钻探、堵洞试验以及全断面洞穴录像等方法发现：①本区地下暗河发育位置和方向具有极强的选择性，尤其是最下层的现代地下暗河系统——洪家河伏流段黑洞—亮洞系统；②岩溶发育在垂向上具有成层性。

岩溶洞穴是地下水在水势、构造裂隙的控制下对可溶岩雕琢的结果，本区大冶组碳酸盐岩由于其泥质含量相对较高（表1），且层面常夹有薄层页岩，因此岩石的可溶性相对较弱，这种岩石的背景条件决定了其岩溶洞穴的发育必须具有较强的地下水势和导水构造，而且地下水势和构造裂隙的方向必须较好地配合，才能形成规模较大的地下暗河系统。黑洞—亮洞

地下暗河系统在构造上位于狮子关向斜核部，由于本区断裂构造不发育，裂隙是其最初始的导水介质，向斜核部发育的追踪张裂隙，因其隙宽大、延伸长、切穿性好，且裂隙走向与区域水流方向基本一致，从而构成了本区地下水的主导水通道，在岩溶正反馈作用下，该方向的含水介质被不断溶蚀扩大，由巨型的张性裂隙逐渐演化成为一岩溶管道系统。

表 1　研究区不同碳酸盐岩矿物成分

编号	岩石类型	地层时代	矿物成分（%）		
			方解石	白云石	酸不溶物
1	微晶灰岩	T_1d	92.31	0.95	4.38
2	微晶灰岩	T_1d	75.11	10.14	14.75
3	微晶灰岩	T_1d	91.32	5.61	3.07
4	微晶灰岩	T_1d	67.46	15.12	27.42
5	微晶白云岩	T_2j	8.09	90.33	1.58
6	微晶白云岩	T_2j	4.77	95.23	0
7	细晶白云岩	T_2j	6.75	87.71	5.54

该洞穴系统由上游的黑洞、中部的狮子关大天坑（暗河天窗）和下游的亮洞三部分组成，全长 1 997m，为单一廊道型岩溶洞穴系统（图 4）。其中，黑洞长 1 300m，横断面呈楔型，底部洞宽 10～20m，高一般 60～80m，局部达 100m，洞体延伸方向主要受向斜核部的追踪张裂隙以及横张巨型裂隙两组方向控制，平面上呈折线状，总体走向北北西向，洞壁光滑，无侧向支洞发育。该洞段内有 6 股泉水从洞顶处飞落而下（图 5），流量一般为 0.05～0.1m^3/ s，洞内化学沉积物不发育，主要为滴水或飞溅水沉积；大天坑（地下暗河天窗）平面形态近似菱形，长轴方向北西 340°，长 500 m，短轴方向北东 75°，长 294m，最小深度

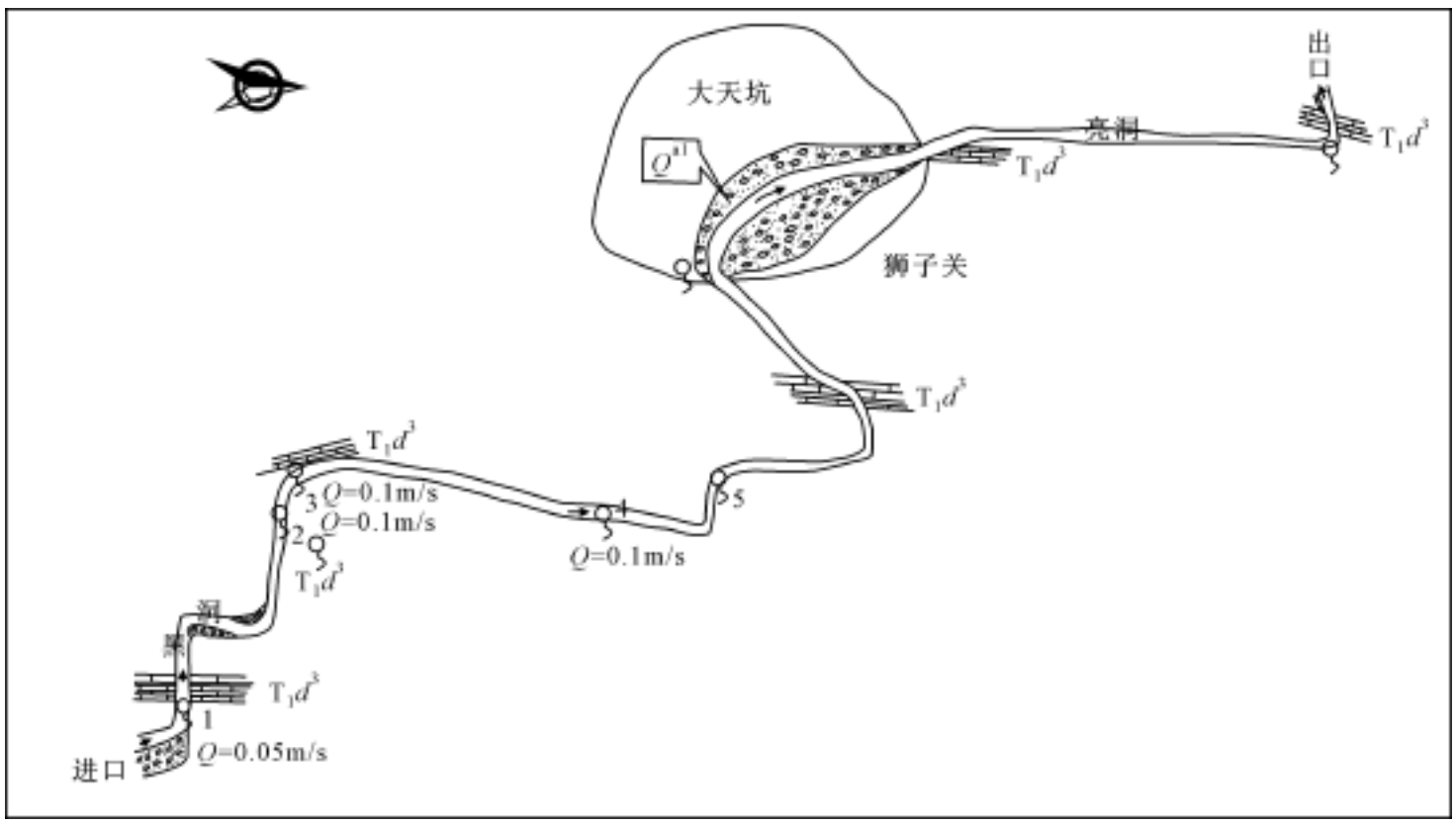


图 4　黑洞—亮洞地下暗河系统平面图

180m，天坑的北、西两面为近乎直立的岩壁，南面和东面上部也为直立的岩壁，下部渐变为45°～60°的陡坡。亮洞长403m，宽一般10m左右，洞高50～150m，横断面呈隙缝状，洞体延伸方向主要追踪张性巨型裂隙发育近南北走向，出口段受横张巨型裂隙控制向西呈直角偏转。洞内仅在洞身方向偏转部位有一股泉水从洞顶漂入，流量约0.05m^3/s，该泉水为上部狮子关地表沟流沿横张巨型裂隙下渗而成。

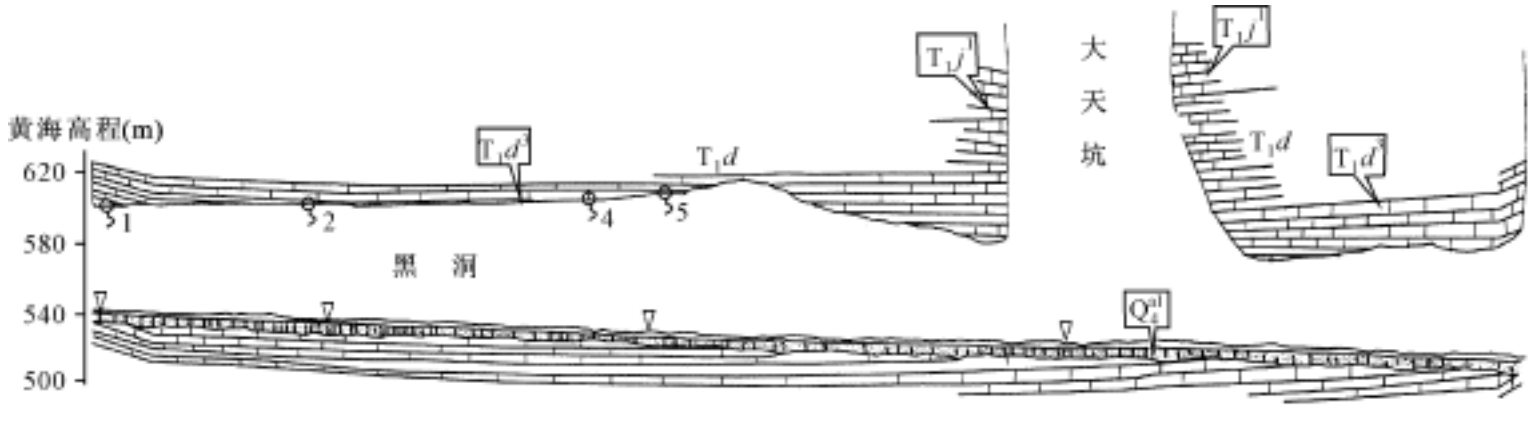


图5 黑洞—亮洞地下暗河系统纵断面图

岩溶发育的成层性主要是地壳区域性间歇性抬升的结果。自白垩纪以来，本区地壳一直以大面积间歇性抬升运动为主，长期的侵蚀和溶蚀作用在地表形成了多级岩溶台面，目前尚保留的还有四级，各级岩溶台面之间以陡坡相衔接，如图6所示：Ⅰ级岩溶台面高程为1 400～1 700m，形成于早第三纪末，主要分布于库尾的东南角；Ⅱ级岩溶台面高程为1 000～1 200m，形成于第三纪末，该级岩溶台面在本区分布较广泛，构成洪家河东西两侧与邻谷的分水岭；Ⅲ级岩溶台面高程为700～900m，形成于早更新世，其分布范围较为局限，主要分布于库首的狮子关一带，在该级岩溶台面上仍保留有大量冲积成因的亚砂土和卵砾石层，砾石常呈圆或次圆状，砾径1～10cm，以5～8cm者居多，砾石成分以石英砂岩、砂岩为主；Ⅳ级岩溶台面高程为600～700m，形成于早更新世末，主要分布于水库西侧邻谷封口坝以北。第四纪随着长江和清江流域的整体贯通，区域侵蚀基准面急剧下降，库区主要表现为深切的河谷，Ⅲ、Ⅳ两级岩溶台面的分布受到限制，形成了以峰丛峡谷为主的地貌形态，虽然Ⅲ、Ⅳ两级岩溶台面在地表分布极为有限，但这两个时期的岩溶作用在地下却被保留了下来，形成了两个水平洞穴层，其高程分别为850m和680m，再加上与现代侵蚀基准面对应的水平洞穴（黑洞—亮洞系统），高程为520m，本区共有三个水平层。这三个水平洞穴目

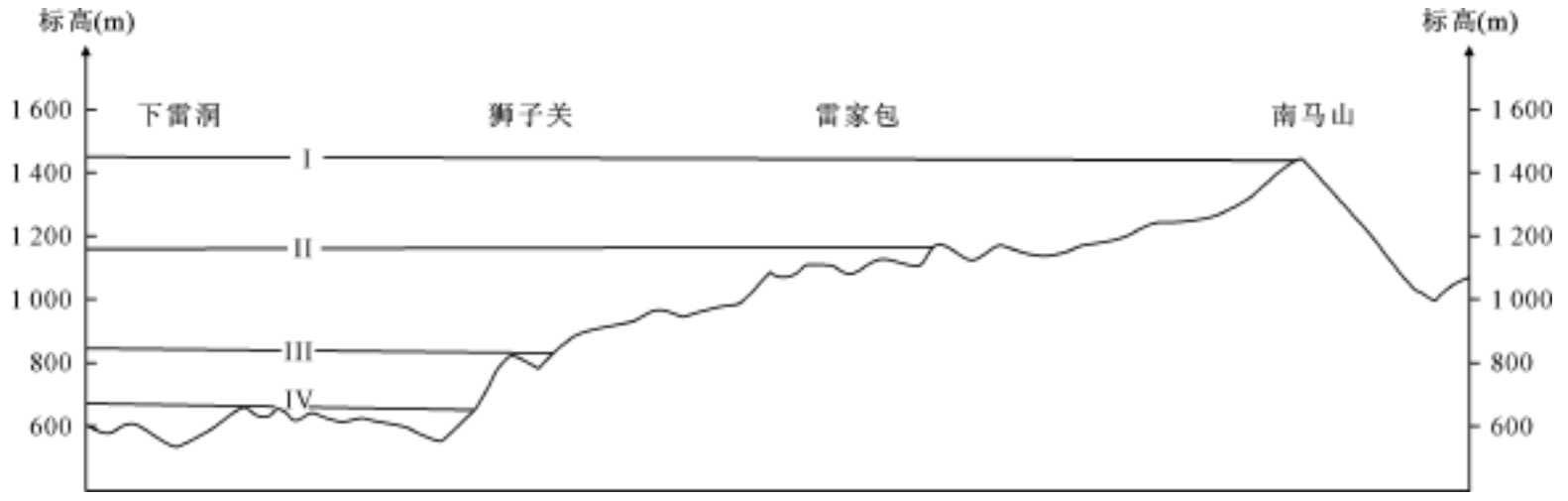


图6 狮子关地区岩溶台面分布图

前都有地下水活动，上部两个水平洞穴层在地形切割下形成接触下降泉，850m 高程岩溶泉的流量极不稳定，一般仅每秒几至几十升，雨后可猛增至每秒几百升；680m 高程岩溶泉流量一般为 10～100L/ s；520m 高程为现代地下暗河。

根据对黑洞—亮洞地下暗河系统的进出口以及洞内近于直立的剖面观察，680m 高程以下至现代河床段的岩溶不发育，岩体完整，含水介质以裂隙、溶隙为主；680 m 高程以上岩溶相对较发育，尤其 680 m 高程附近正好位于大冶组弱透水层与嘉陵江组中-强透水层的分界面处，所以在该高程上发育有一水平洞穴层，直径一般在 0. 5～1 m，洞内发育的 7 股泉水都是从该水平洞穴层中流出。

4 水库渗漏条件分析

根据黑洞—亮洞地下暗河系统的特点及其上游的地形条件，设计在亮洞的中部实施封堵，截断地下暗河成库，将水位从 507m 抬升至 678m 高程。这一设计思路能否实现，关键在于该区岩溶发育规律及岩溶水文地质条件，也就是说地下暗河封堵之后，库水是否会向东西两侧邻谷和堵头下游渗漏？

狮子关水电站坐落于狮子关向斜核部，库水的淹没区主要为三叠系大冶组第三段地层，水库的东西两侧为平行水库走向的带状山体，高程在 1 000～1 200m，山体宽 1～3km，构成东、西两侧与新四河和封口坝的地表分水岭，虽然分水岭的厚度较单薄，但由于右岸向斜东翼大冶组第一段和龙潭组隔水层的出露高程在 800m 以上；水库左岸向斜西翼大冶组第一段隔水层的出露高程也从库尾的1 000m高程逐渐下降至库首低于库水高程。因此，该水库仅左岸库首和堵头附近，大冶组第三段弱透水岩层贯穿了水库内外，具备了水库外渗的地层条件。

进一步根据岩溶发育的控制因素分析，水库淹没区的地层为大冶组第三段薄—极薄层灰岩夹页岩的不纯碳酸盐岩岩组，该岩组除向斜核部横张和纵张巨型裂隙较发育外，裂隙相对不发育；本区地下水主要来自大气降雨，高位岩溶洼地、槽谷汇集的降雨已有相当部分水量通过 850m 和 680m 两层水平溶洞排泄，直接进入现代河床（如图 7 所示），其下方地下水活动相对较弱；加之本区第四纪以来地壳快速抬升，河谷强烈下切，因此岩溶作用处于早期沿主干导水介质的溶蚀和冲刷作用阶段，洞穴形态较单一，剖面呈楔型或隙缝状，侧向支洞不发育，为单一的地下廊道式洞穴系统——黑洞—亮洞暗河系统。再根据暗河内泉水都发育于洞顶，出露高程都在 650m 以上，为接触下降泉，形成由东西两侧山体（向斜两翼）向现代河谷汇

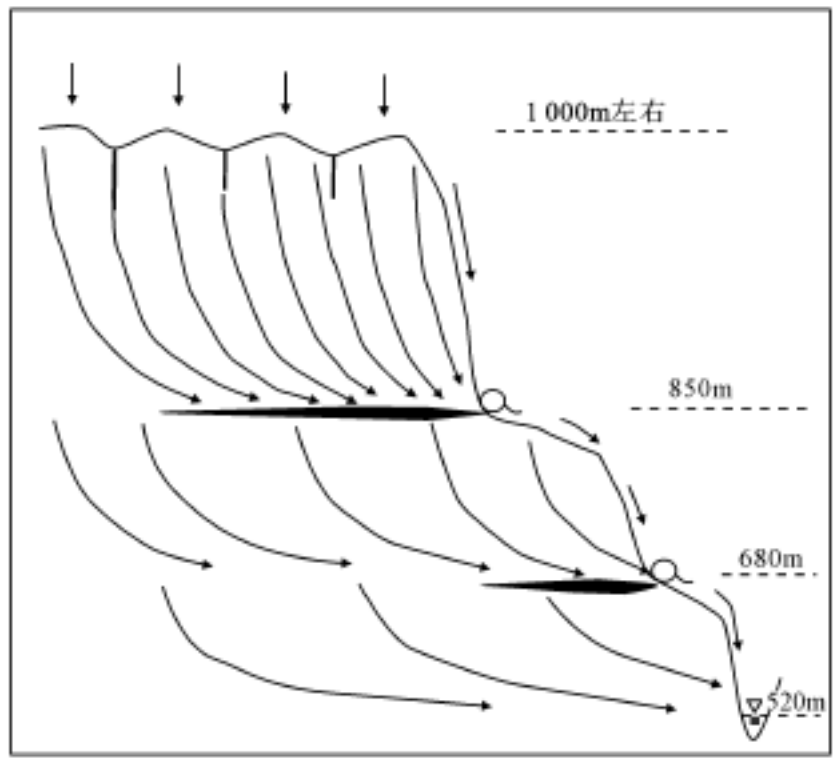


图 7 狮子关地区地下水流动系统剖面示意图

流的格局（图 7），可见泉水下方岩溶发育程度低，为相对弱透水岩层。通过上述岩溶作用控制因素的分析和岩溶现象的综合判断：本区大冶组第三段薄—极薄层灰岩中除黑洞—亮洞暗河系统外，不存在贯穿水库内外的岩溶管道系统，无岩溶管道式渗漏；根据暗河内泉水出露高程（650m）分析，库首左岸地下分水岭高程要高于水库正常蓄水位（678m），库水不会向西侧封口坝邻谷渗漏；水库渗漏只会发生在堵头附近，沿张性裂隙向北发生裂隙—溶隙型渗漏，尤其是堵头东侧新龙槽下方裂隙溶蚀加宽较大，是该水库最主要的渗漏地段。综上所述，狮子关水电站的库区封闭条件好，无岩溶管道式水库渗漏之虑，库首堵头附近存在裂隙—溶隙型渗漏，该地段是水库防渗处理的关键。

5 结论

狮子关水电站位于强岩溶发育区的弱岩溶化地带，黑洞—亮洞地下暗河系统是弱岩溶化地层中地下水水势与裂隙介质协调作用的产物，岩溶管道形态单一，具备堵洞成库的水文地质条件。水库蓄水后不存在岩溶管道式渗漏，裂隙—溶隙型渗漏主要发生在堵头及其两侧，其中右侧新龙槽下方是库水外渗的主要地段。

湖北省恩施市云龙河三级水电站主要工程地质问题研究

①

李丛华　吕　锋　刘红星　徐复兴

(水利部长江勘测技术研究所，武汉 430011)

摘要　本文基于工程实践，在分析恩施市云龙河三级水电站区域地质环境、水库地质环境的基础上，论证了水库成库条件，得出了水库不存在渗漏问题的结论；详细研究了大坝以及其他主要建筑物的工程地质条件，对其主要工程地质问题进行了具体的分析论证，并给出了较为合理的评价。本文对水电站主要工程地质问题进行了较为全面的探索，对岩溶地区中的水电工程有一定借鉴作用。

关键词　地质环境　岩溶　水库渗漏　层间错动　软弱夹层　卸荷与危岩　大坝稳定　坝址防渗

1　工程概况

恩施市云龙河三级水电站位于湖北省恩施市境内，东至恩施市 60km，对外交通便利。坝址位于云龙河下游跳蹬河峡谷河段，由混凝土拱坝、左岸引水式地面电站厂房等组成，最大坝高约 130m，正常蓄水位 970m，水库库长约 6km，总库容约 4 000 万 m^3，电站装机容量约 30MW，属中型 III 等工程。

2　区域及水库地质环境

2.1　区域地质环境

本区为鄂西褶皱山地，山脉走向为北北东—北东向，地势总体西北部高、东南部低，清江干流及其支流云龙河即位于高山峻岭之中，两岸多悬崖峭壁，相对高差达 900～1 000m。区内碳酸盐岩广泛分布，岩溶地貌特征明显，并呈层状地貌形态，发育五级剥夷面，主要有鄂西期的云台荒亚期（1 700～2 000m）和召风台亚期（1 300～1 500m），山原期的周家脑亚期（1 000～1 200m）和王家坪亚期（800～900m）以及云梦期或三峡期（100～500m）。

区域出露的主要地层是二叠系和三叠系，局部见泥盆系与志留系，第四系零星分布。工程区仅涉及二叠系与三叠系。

本区所处大地构造单元为扬子准地台（I 级）上扬子台坪中的（II 级）八面山台褶带

① 第一作者简介：李丛华，男，1954 年生，高级工程师，从事地球物理勘探工作。

(III 级) 中的利川台褶束 (IV 级)，南东为恩施台褶束，为由北东向、北北东略向西弯曲的一系列褶皱组成的宽缓复式背向斜构造。其中的沐抚背斜为一不对称宽缓背斜，云龙河三级水电站即位于沐抚背斜轴部地段。区内断层不发育，以走向断层为主，次为横向断层，规模较小，多分布在水电站库坝区的外围。

区内属湿润多雨的气候区，岩溶发育，各类岩溶形态均有分布，主要有岩溶槽谷、槽地、溶蚀落水洞、溶洞、暗河等。三叠系嘉陵江组、大冶组上部和二叠系下统茅口组等较纯的灰岩地层岩溶发育。地下水的水质受岩性与循环条件制约，多属硫酸钙镁型，一般没有腐蚀性。

本区新构造主要特点是间歇性隆起，区内断层规模甚小，均无近期活动迹象。据《中国地震动参数区划图》(1：400 万，GB18306-2001)，工程区地震动峰值加速度为 0.05g，地震动反应谱特征周期为 0.35s，相应地震基本烈度为 VI 度。

2.2 水库地质环境

库区地处鄂西中低山区。位于清江上游左岸的一级支流云龙河自河口至暗河出口河床高程 720～1 300m，库区河谷为典型的走向谷，左岸为顺向坡，右岸为逆向坡。河谷形态多呈不对称 (右陡左缓)“V”型谷，部分呈“U”型或宽谷。坝址区为谷中谷，即宽谷中的峡谷。两岸岸坡坡顶高程 1 600m 左右，谷底高程 840～1 040m，相对高差 600～700m。左岸至分水岭宽数千米，岸坡一般分布 1～3 级陡缓相间的斜坡；右岸岸坡陡峻，崖顶高程 1 500～1 700m。

库区出露的三叠系下统大冶组第一段 ($T_1 d^1$) 下部炭质岩、硅质岩夹中薄层泥灰岩，是组成库盆的主要地层。库区右岸连续分布，左岸曾家坪以北连续出露。二叠系上统长兴组 ($P_2 c$) 灰岩厚 14.34m，仅左岸局部出露；大隆组 ($P_2 d$) 炭质岩夹硅质岩厚 26.9m，中上库段左岸大面积出露；下统茅口组 ($P_1 m$) 微晶灰岩厚约 85m，中上库段左岸 980～1 200m 间的陡坡段大面积出露，库首以下峡谷段及其近岸地段大面积出露；栖霞组 ($P_1 q$) 含炭质灰岩厚大于 100m，仅库首以下峡谷地段出露。第四系厚度数米至数十米，主要为残、坡积物、崩坡积物、滑坡堆积物以及冲、洪积物，分布于库区缓坡与平台以及河床。

库区地质构造较简单，以褶皱构造为主，断裂不甚发育。沐抚不对称背斜总体走向北东，轴部宽缓，北西翼较陡，南东翼平缓。区内规模较大的断层，自上游向下游仅见 F_4、F_5，同褶皱轴向近垂交，北北西走向，分布于库尾，与库盆相距 2km 以上，延伸数公里到十公里左右，为陡倾角平移断层。

根据岩石化学成分特征，水库区出露质纯的碳酸盐岩 (如茅口组) 属强岩溶岩层；杂质以及酸不溶物质含量较多的碳酸盐岩 (如栖霞组含炭质灰岩) 属中等—弱—极弱岩溶岩层。根据岩性组合特征，大致可分为强岩溶岩组 [茅口组 ($P_1 m$) 微晶灰岩]、弱岩溶岩组 [栖霞组 ($P_1 q$) 含炭质微晶灰岩与炭质灰岩互层]、极弱岩溶岩组 [大冶组第一段 ($T_1 d^1$) 下部炭质岩、硅质岩夹薄层泥质灰岩以及长兴组灰岩]、非岩溶岩组 [大隆组 ($P_2 d$) 炭质岩、硅质岩]。其中库盆极弱岩溶岩组与非岩溶岩组大面积出露，占 90%以上，岩溶不甚发育。强岩溶岩组 [茅口组 ($P_1 m$) 灰岩] 连续出露的库首峡谷段以及左岸 1 050m 高程以上的陡坡地段，岩溶发育具以下特征：①岩溶发育具方向性；②岩溶顺层发育；③岩溶发育具分带性。库坝区岩溶发育特征表明，地层岩性及其组合对岩溶发育具控制作用，质纯的茅口组灰岩分布区岩溶相对发育，而炭质以及酸不溶物质含量较多的栖霞组则不甚发育；其次，构造

对岩溶发育具有重要影响，决定了岩溶发育的方向和趋势。水库区岩溶总体上不甚发育，所发现的岩溶形态主要有岩溶管道系统（1 个）、溶洞（1 个）、落水洞（10 个），且大部分发育于库首段峡谷左岸一带。

区内地下水类型以岩溶水为主，出露泉点几乎为岩溶水。岩溶水可分为岩溶裂隙水和溶洞水，以溶隙泉或溶洞形式，流量分别为 0.1～0.5L/ s、1～40L/ s，赋存于灰岩类岩层中，受大气降水以及其他地表水和地下水补给，沿基岩裂隙以及岩溶管道运移，向云龙河排泄。地下水的水质受岩性与循环条件制约，二叠系下统碳酸盐岩中地下水水化学类型为硫酸钙镁钠型，对混凝土没有腐蚀性；大隆组碎屑岩中为重碳酸硫酸钙镁钠型，对混凝土有弱—中等溶蚀性以及酸性腐蚀。

3 水库渗漏问题分析与评价

云龙河发源于川、鄂交界的横槽，自北向南流经板桥、沐抚，在大河坝电站上游约 300m 注入清江，全长 32.2km，谷底高程 720～1 300m。水库位于谷底高程 840～970m 段的上洋河坝—青堡河约 6km 的峡谷河段。水库区云龙河两岸山体雄厚，无回水支流，两岸地表分水岭宽 4 000～6 000m，地面高程 1 500m 以上，地形上具良好的封闭性。水库地处沐抚背斜的北西翼，库区地层呈单斜构造，整个水库并无区域上的隔水层封闭，但组成水库库盆的地层均为三叠系下统大冶组第一段（$T_1 d^1$）下部和二叠系上部长兴组（$P_2 c$）、大隆组（$P_2 d$）地层，以碎屑岩为主夹碳酸盐岩，碎屑岩占 90%以上，岩溶不发育，区域上属极弱—非岩溶岩组，可视为相对隔水岩层。水库区专项地质调查表明，该相对隔水岩层连续完整，并无区域性断裂错断，不存在通向库外的岩溶暗河系统。

水库河谷西侧长扁河，南侧清江干流，东侧荣溪沟等邻谷距离均在 5km 以上，呈弧形展布，在库首段以下形成河间地块。其中北西侧长扁河谷底高程 1 000m 以上，不存在低临谷。南西侧长扁河—南侧清江干流—南东侧荣溪沟谷底高程在 650～970m 之间，谷底高程或低于云龙河谷底高程，或低于水库正常蓄水位 970m。但邻谷以及河间地块 970m 高程以下均出露大冶组第一段（$T_1 d^1$）下部和长兴组（$P_2 c$）、大隆组（$P_2 d$）等区域上相对隔水岩层［极弱—非岩溶岩组］，两岸泉点出露高程多在 1 000m 以上，因此地下水位远高于水库设计水位，不存在沿河间地块向临谷渗漏的问题。坝址以下河段出露茅口组以及栖霞组灰岩，其中峡谷岸坡中下部栖霞组含炭质灰岩属弱岩溶岩组，岩溶不甚发育。清江为区域排泄最低基准面，由于云龙河出口段清江干流河谷出露大冶组底部极弱岩溶岩组，因此坝址以下峡谷河段碳酸盐岩地层不具备深岩溶发育的地质构造条件，不存在向下游发育的深部岩溶问题。

综上所述，水库在地形地质上具有良好的封闭条件，水库蓄水后亦不会改变区域水文地质条件，不存在水库渗漏问题。

4 坝址主要地质问题分析与评价

4.1 大坝工程地质条件

坝址位于云龙河下游的峡谷河段，河谷近南北走向，两岸谷坡高 130m 以上，两岸山体

连续雄厚。坝址地处沐抚宽缓背斜轴部，地层平缓，呈横向谷特征；出露二叠系下统茅口组以及栖霞组灰岩，岩体较坚硬完整，断裂不甚发育。裂隙平均线密度 0.83 条/ m，以近东西向、北东向两组为主，北西向零星分布；结构面一般在 3m 以上，全部溶蚀率约 17.6%。

总体上坝址岩溶不甚发育。右岸陡峻，大隆组以及大冶组下部覆盖较好，岩溶不发育；左岸岩溶相对较发育，地表以溶缝、溶沟、溶槽为主，地下主要为溶蚀裂隙以及岩溶洞穴。岩溶洞穴主要发育于茅口组，且规模较小，栖霞组以溶隙为主。

坝址二叠系下统茅口组较纯的微晶灰岩为含水层，栖霞组不纯的含炭质灰岩属相对不透水层。坝址地表以及钻孔揭露的岩溶现象均未贯穿茅口组与栖霞组界线。从钻孔压水试验测压水位曲线（图 1）看，一般都有 1～3 级跌坎，反映钻孔揭穿某一相对隔水层后水位随之迅速下降，说明存在多层水文地质结构特征，各含水层具相对独立的补排系统。

坝址地下水类型主要有岩溶裂隙水以及岩溶洞穴水，第四系松散覆盖层孔隙水以及基岩裂隙水不发育。泉点流量较小，旱、雨季流量相差悬殊。

坝址钻孔压水试验成果资料统计表明，坝址岩体透水率在 1～3Lu 之间占 49.68%，小于 1Lu 占 34.31%，3～10Lu 占 7.3%，大于 10Lu 占 8.76%。坝址岩体透水性总体较弱，具以下特点：①岩体透水性具成层性，受岩石化学成分影响，不同岩性透水性不同，形成成层性特征；②岩体透水性具随深度增加、与河岸距离增大而减小的趋势。

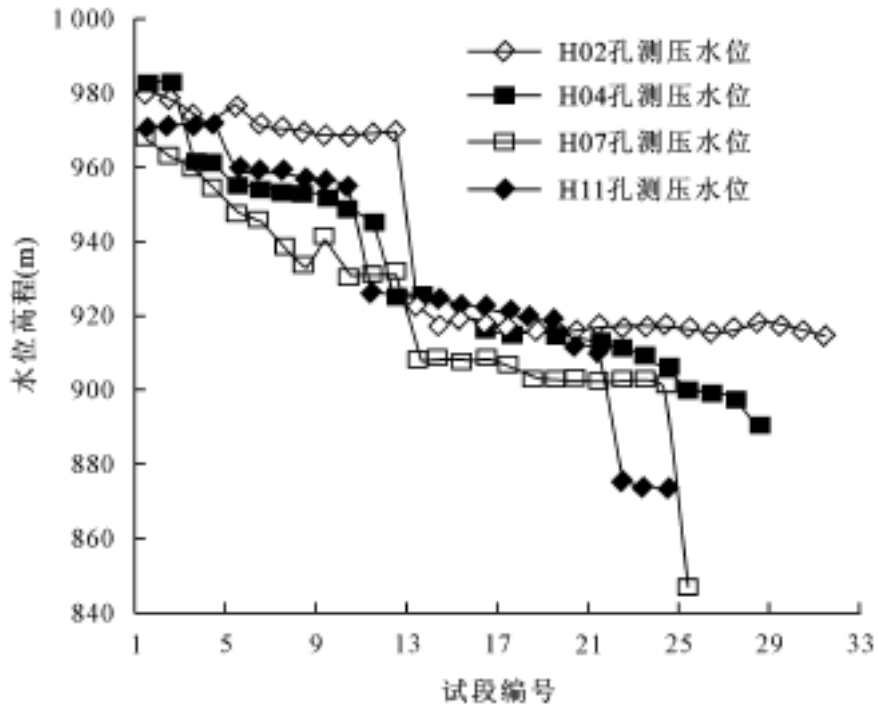


图 1　坝址部分钻孔压水试验测压水位曲线

根据岩石室内物理力学试验成果，茅口组以及栖霞组（P_1q^4）质纯的微晶灰岩为坚硬岩，其余含炭质微晶灰岩以及炭质灰岩、炭质瘤状灰岩为中硬岩。坝址钻孔岩体综合声波测井测试成果表明，茅口组（P_1m）微晶灰岩岩体波速多在 4.9～5.2km/ s，完整性指数多在 0.8 以上；栖霞组（P_1q）含炭质微晶灰岩岩体波速在 4.5～4.7km/ s左右，完整性指数在 0.77～0.87。

4.2　卸荷与危岩

坝址河谷狭窄，岸坡陡峻，近岸地带岩体卸荷作用较明显，一方面产生新的拉张裂隙，一般为顺坡向卸荷裂隙，形成卸荷岩体；另一方面使原有的断层和裂隙张开，部分扩展而与其他方向的裂隙贯通，使岩体的裂隙率增高，裂隙的规模增大，并在地下水的作用下，裂隙的溶蚀程度增高。坝址不同岸坡地段，卸荷带的发育程度区别明显，受岸坡结构以及临空条件决定。横向谷段两岸岸坡对称，岩体卸荷不甚强烈，强卸荷带水平宽度 5～15m，自坡脚向坡顶呈增大的趋势。斜向谷段右岸逆向坡岸坡坡陡，卸荷作用较弱，强卸荷带水平宽 3～8m；左岸顺向坡侧岸坡卸荷作用较强，强卸荷带水平宽度 10～20m。

坝址区危岩主要由于峡谷谷坡临空侧岩体长期卸荷形成。规模较大的危岩体位于坝址下游左岸的 I 号危岩体，坝址上游右岸的 II 号危岩体。I 号危岩体位于坝址下游左岸侧约

300m 处，体积约 15×10^4 m^3。目前未见明显变形现象，整体稳定性较好，其稳定性受坝后溢流水雾影响，对拱坝的水垫塘基础构成威胁。II 号危岩体位于坝址上游右岸侧，距坝址约 400m，体积约 200m^3，为顺坡向卸荷裂隙溶蚀形成，目前整体稳定性较好。水库正常运行期全淹没于水下，由于危岩体陡立单薄，淹没后可能崩塌，但其方量小，对大坝安全没有威胁。

4.3 层间错动

层间错动有两种分布形式：一是分布在相对较软的炭质灰岩中，位移明显；另一是分布在坚硬的微晶灰岩中，变形明显。炭质灰岩中层间错动揉皱现象普遍，片理发育，部分糜棱岩化。微晶灰岩中层间错动顺层充填方解石细脉，脉体羽列状分布，偶见溶孔等轻微溶蚀现象。

由于层间错动缓倾上游，易形成滑移岩体的底滑面，因此对拱座稳定有不利影响。对拱座岩体中的层间错动，尤其是栖霞组中相对较软的炭质页岩夹层错动，设计中要引起重视。

4.4 软弱夹层

坝址软弱夹层主要为层间错动中的第二种形式，即硬质岩微晶灰岩中的层间挤压错动，经后期风化淋滤、泥化形成。因此，坝址软弱夹层主要分布于茅口组微晶灰岩中，近地表较发育；栖霞组中微晶灰岩中也分布有层间错动，但一般未发生风化泥化现象。软弱夹层一般填泥厚度几毫米到几厘米，软塑—可塑状，间夹少量岩屑、砾石，性状较差。左岸平硐揭示软弱夹层沿层面发育，多与垂向发育的落水洞、溶缝等岩溶管道连通，对坝址防渗不利。同时，由于产状平缓，可形成拱座抗力岩体的底滑面，对拱座稳定不利。

钻孔以及平硐揭示，软弱夹层主要分布于左岸高程 950m 以上，左岸 950m 高程以下茅口组下段、下伏栖霞组以及右岸均不发育。由于 950m 高程以上拱座岩体受力相对较小，尽管软弱夹层性状较差，产状不利，其对大坝的影响并不严重，但设计中仍须足够重视。

4.5 岩溶

坝址区岩溶发育程度受地质构造以及微地形控制显著，坝址左岸岩溶相对发育，各种岩溶形态均有分布，但总体上发育规模不大；右岸地形陡峻，大隆组覆盖较好，岩溶不甚发育。因此两岸岩溶发育具不对称性。

左岸茅口组地层中的岩溶现象主要发育于 40m 深度以内这一范围以及茅口组底部。在地表以下 40m 深度范围内，发育有近水平向软弱夹层与近垂直向溶蚀裂隙、溶缝、落水洞等，形成岩溶相对发育带。该带内岩体裂隙发育，结构面（构造裂隙、卸荷裂隙、岩层层面等）溶蚀率高，小型缝状岩溶管道较发育，岩体透水性强，钻孔压水试验一般不起压。

左岸存在溶隙型岩溶渗漏问题，可结合坝址防渗予以处理。

4.6 水垫塘冲刷问题

坝址下游侧出露栖霞组 P_1q^5 层炭质瘤状灰岩，厚层状结构，其饱和抗剪强度 45～55MPa。岩质相对较软弱，易冲蚀风化，河谷两侧多形成岩屋，进深 3～5m。根据 P_1q^5 层力学性质以及岩体完整性，其冲刷系数 K 值建议值为 1.0，属可冲刷类型，存在冲刷问题。

水垫塘两岸陡峻，坡角 70°～80°，出露 P_1m、P_1q 微晶灰岩、炭质生屑灰岩、炭质瘤状灰岩，未见大的断裂。左岸下游侧发现一危岩体，体积约 15 万 m^3，未见变形现象。受泄洪雾化作用影响，水垫塘边坡可能发生局部块体失稳，左岸下游侧危岩体可能发生变形，威胁水垫塘基础。

4.7 大坝稳定问题

(1) 坝基抗滑稳定。坝基 $P_1q^{6,7}$ 层巨厚层状含炭质微晶灰岩缓倾上游，深 30m 左右的层间错动带 F_{b1} 钙质胶结紧密，未见泥化现象，性状总体较好。坝基抗滑稳定只需校核混凝土与基岩结合的抗滑稳定性。

(2) 拱座抗滑稳定。两岸拱座下游山体雄厚，拱座岩体坚硬完整，不利的断裂以及岩溶不甚发育，对拱座抗滑稳定有利。对拱座岩体抗滑稳定不利的主要侧向滑移面、横向切割面、底滑面等分述如下:

①侧向滑移面: 现阶段勘察成果表明，坝址北东向、北西向裂隙与河谷交角在 30°左右，迹长数米到十几米，间距 1～5m，平直稍粗，部分溶蚀充泥，可组成侧向滑移面。

②横向切割面: 近东西向裂隙倾向下游，为反倾裂隙可组成横向切割面。根据坝址区本阶段裂隙统计成果，近东西向裂隙最发育，其中茅口组裂隙延伸较长、风化溶蚀程度较强，出露迹长数米到数十米，部分穿越河谷；栖霞组裂隙长几十公分到几米，一般形成溶蚀细缝。

③底滑面: 两岸拱座岩体中，左岸近河床分布两条缓倾下游的小断层，此外坝址地层产状平缓，且向坝址下游呈渐缓的趋势，因此岩层层面以及左岸近河床小断层可构成底滑面。其特点是茅口组地层层面溶蚀较栖霞组相对较强，左岸较右岸相对较强。

根据上述分析可知，拱座岩体存在可能的滑移边界，稳定性验算时取滑移边界的饱和抗剪强度。由于裂隙不甚发育，间距较大，对其进行工程处理，可以满足拱座稳定条件。总体而言，两岸拱座岩体抗滑稳定条件较好。

(3) 变形稳定条件。高拱坝拱座岩体的变形稳定，主要受岩体强度差异、岩溶及溶蚀断裂的控制。

拱座 900m 高程以上分布茅口组 (P_1m) 微晶灰岩，900m 高程以下至河床建基面分布栖霞组 (P_1q) 炭质灰岩夹炭质页岩、含炭质微晶灰岩夹炭质瘤状灰岩，其饱和变形模量分别为: 微晶灰岩 30～35GPa，$P_1q^{7,8}$ 含炭质微晶灰岩 25～30GPa、炭质瘤状灰岩 20～25GPa，P_1q^{9} 炭质灰岩 10～15GPa、炭质页岩 2～3GPa。栖霞组岩体强度差异较大，易发生不均匀变形。

左岸宽缓，岩溶相对较发育，结构面溶蚀率在 17%左右，并见小型岩溶洞穴、管道。相反，右岸岸坡陡峻，大隆组隔水层覆盖较好，岩溶不发育，以溶隙为主。受其影响，在拱座应力作用下左岸变形相对较大，坝体水平位移不对称，在设计中应引起足够的重视。

4.8 坝址防渗问题

坝址出露可溶岩层，隔水岩体在坝基下埋藏较深。谷顶以上左岸平缓开阔，地下水坡降平缓，高于设计正常蓄水位的地下水位点远离河床；右岸陡峻，地下水坡降大，高于设计正常蓄水位的地下水位点临近河床，因此，坝基 (肩) 防渗宜采用悬挂帷幕的防渗方案，帷幕下限以及两端接头接坝下及两岸相对隔水岩体或接地下水位。

岩体的岩性、裂隙发育程度及其溶蚀程度决定了其透水性。根据现阶段不同高程压水试验成果表明，坝址两岸岩体透水性随深度减小的规律明显，透水率大于 10Lu 的强—中等透水层分布下限为 890m 高程，透水率在 1～3Lu 之间的相对不透水层集中分布于 870～910m 高程一带。河床出露栖霞组含炭质灰岩，岩体透水率基本在 1Lu 以下。根据坝轴线剖面，890m 以下岩体透水率全部小于 3Lu，表明栖霞组是较稳定的相对隔水层，可以作为坝址防

渗帷幕的下限。

根据坝址两岸岩体透水性的分析结果，以栖霞组地层中透水率小于 3Lu 的相对不透水层为防渗依托层是可行的。通过栖霞组相对不透水层下限以及地下水位的分布高程比较，发现两者在坝址基本吻合。

坝址防渗帷幕线沿东西方向展布，帷幕下限两岸接透水率小于 3Lu 的相对隔水层的下限；右岸端点可接大隆组（P_2d）页岩较为可靠的隔水层；左岸端点可接地下水位。根据上述防渗线路和防渗下限，帷幕线路长约 700m，面积约为 4.0 万 m^2。

5 结论

(1) 云龙河三级水电站库坝区区域构造环境稳定，地震活动微弱，根据《中国地震动参数区划图》(GB18306-2001)，工程区地震动峰值加速度为 0.05g，地震动周期反应谱为 0.35s。

(2) 水库与邻谷之间分水岭宽厚，并有相对隔水岩层阻隔，水库不存在向邻谷渗漏问题。

(3) 坝址地处峡谷河段，岸坡卸荷作用明显。近坝地段分布有规模不等的危岩体，其中坝址下游危岩体稳定性受泄洪水雾影响。

(4) 层间错动多钙质胶结，大部分未风化、泥化，总体性状较好。

(5) 软弱夹层主要为泥化的层间错动，多近地表分布，对拱端有一定影响。

(6) 坝址岩溶总体上不甚发育，以左岸茅口组微晶灰岩相对发育，两岸岩溶发育具不对称性。

(7) 大坝抗滑稳定条件较好，拱座抗力岩体具有可能的滑移边界条件，须进行加固处理。由于两岸岩溶发育不对称，存在一定程度的变形稳定问题。

(8) 坝址防渗采用小于 3Lu 的相对隔水层作悬挂帷幕的下限，两端接地下水位。

湖北恩施太阳河分水滩水电站水库渗漏研究

①

苏爱军[1] 刘红星[1] 王永平[1] 邓清禄[2]

(1. 水利部长江勘测技术研究所，武汉 430011；2. 中国地质大学，武汉 430074)

摘要 太阳河分水滩水电站坝址选择在寒武系耗子统群厚层微晶灰岩及细—微晶白云岩中，库坝区岩溶水文地质条件复杂，发育 15 个岩溶系统，存在左岸麂子泉以下、右岸抹布滩以下可能渗漏的地段，并有左岸向邻谷米水河、右岸向邻谷马水河及向坝址下游渗漏 3 条途径。经过对岩溶系统水力坡降及其相互关系论证认为，各岩溶系统相对独立，存在高程接近 690m 的岩溶化地下分水岭或相对隔水层，水库在正常蓄水位 680m 时不会发生向邻谷及坝下游的岩溶渗漏，坝肩裂隙性渗漏可通过工程处理措施加以解决。

关键词 太阳河 岩溶系统 水库渗漏

1 引言

分水滩水电站所在河流太阳河为清江一级支流——盆家河的支流（全长 44.37km，分 2～3 级开发)。拟建太阳河分水滩水电站为一级电站地处湖北省恩施市白杨坪乡，为太阳河在恩施市境内最上游的一个梯级，坝址位于麂子渡公路桥上游 1.6km，坝型为双曲拱坝，坝顶高程 684.3m，最大坝高 103.8m，设计正常蓄水位 680m，总库容 3 267 万 m^3，有效库容 2 551 万 m^3，装机容量 25MkW。分水滩水电站库坝区为岩溶发育的碳酸盐岩地区，水库区岩溶渗漏问题复杂，水库是否存在向邻谷或坝下游渗漏是建坝成功与否的关键问题。

2 地理地质概况

太阳河源于太阳河镇以西牛鼻子山，由源头自西向东流经约 5km 后转向南东并经太阳河镇及麂子渡、奇阳坝、鸳鸯寨，在三堰坝注入盆家河（全长 44.37km，河流平均比降 1.7%)。流域位于恩施市、建始县暴雨中心，为典型的山区河流，多年平均降雨量达 1 643mm,麂子渡站测得的最大日降雨量 194mm，全年限蒸发量约 400～600mm。拟建分水滩水电站水库处在太阳河中上游河段，正常蓄水位 680m，回水至磨齿沟（主库长约

---

①第一作者简介：苏爱军，男，1962 年生，水利部长江勘测技术研究所所长，教授级高级工程师，长期从事水利水电工程地质及环境地质研究工作。

10km)，控制流域面积约 130km^2，多年平均径流总量 1.91 亿 m^3，多年平均流量 5.62m^3/s，多年平均径流深度 1 315mm。

水库区地处鄂西山区，地势总体北西高南东低，地形地貌与地层及地质构造发育的关系密切。主要地貌形态有：I. 侵蚀剥蚀山地地貌，广泛分布志留系砂页岩，其山脊走向北西或北东，山顶开阔、平缓，高程 1 350m（库首云台观）～1 960m（源头牛鼻子山），河谷谷底高程 587～700m，多呈“U”型或较对称的“V”型。II. 岩溶剥夷地貌，库区南段与左岸邻谷闸木水、右岸邻谷马水河间碳酸盐岩广泛分布，主要为寒武系耗子沱群及奥陶系下统灰质白云岩、灰岩等，构成四级剥夷面：①台原期（控制高程 1 300～1 500m），岩溶地貌为峰丛、残丘；②山原期（控制高程 1 000～1 200m），岩溶形态为洼地及落水洞；③山盆期（控制高程 800～900m），岩溶地貌为峰丛洼地、谷地；④三峡期（控制高程 500～700m），此期在太阳河及邻谷间发育一系列的水平溶洞、暗河与岩溶泉水。

库区出露地层主要为寒武系耗子统群下段（$\in_3 hz^1$）中厚层微晶白云岩、泥质白云岩夹薄层、叶片状泥质白云岩（厚度 > 200m），中段（$\in_3 hz^2$）厚层微晶灰岩、砂屑灰岩、泥质条带灰岩与微晶白云岩互层（厚度 370.26m），上段（$\in_3 hz^3$）厚层细—微晶白云岩，上部夹薄晶灰质白云岩（厚 397.30m）；奥陶系下统（O_1）微晶灰岩、结晶灰质白云岩、生物亮晶灰岩、含泥质灰岩、生物砂屑灰岩等，局部页岩与薄层含炭质页岩互层（厚 318.4m）；志留系中下统（S_{1+2}）龙马溪组（S_{11}）、罗惹坪组（$S_{11}r$）、纱帽组（S_2s）页岩夹泥质粉砂岩及石英细砂岩夹页岩，顶部夹生物碎屑灰岩（总厚度 1 392.4m）。

根据碳酸盐岩岩性组合特征及岩石的可溶性，库区出露地层分为 4 个岩组：①S_{1+2}、O_3w 隔水层岩组；②O_1f、O_1n^{1+3}、$\in_3 hz$ 相对隔水层岩组；③O_{2+3}、O_1d 中等岩溶层岩组；④O_1h、O_1n^{4+5}、$\in_3 hz^2$ 及 $\in_3 hz^3$ 强岩溶层岩组。

库区位于茶山背斜北东倾伏端，除区域性断裂（恩施—建始断裂）的分支断裂——猫儿坪断裂（北东向展布，长 50km 以上，带宽 100～400m，倾向南东，倾角 60°～70°）外，断裂不发育，规模小，延伸短。

3 岩溶水文地质

太阳河为调查区内地表水排泄的最低基准面，左岸有米水河、闸木水邻谷，右岸有马水河邻谷，地表沟谷不发育。

3.1 岩溶泉水分布特征

调查发现的 29 处岩溶泉水发育特征表现为：①岩溶泉分布在不同高程上，且主要出现在太阳河河谷两岸；②O_1n 下部灰页岩互层段、O_1n 中部串珠页岩段、O_1f 灰页岩互层段、O_1d 下部泥质灰岩岩段为隔水层或相对隔水层岩组，大多数岩溶泉出露在其顶部；③泉水出水口主要受到层位及裂隙（或断裂面）控制，特别是处在距河谷较高位置上的泉流，受层位及裂隙（或断裂面）控制更是明显。

主要岩溶泉有：浑水潭泉（KW_{01}）、大泉洞泉（暗河 Kh_8）、麂子泉（KW_{03}）、KW_{101}、大鱼泉（暗河 Kh_6）、米水河泉（暗河 Kh_{10}）等。

3.2 溶蚀洼地、落水洞发育特征

调查发现岩溶洼地及落水洞 80 余处，其分布特征如下：①岩溶洼地及落水洞是区内降

雨补给岩溶泉、暗河水的主要通道；②相邻的多个岩溶洼地、落水洞往往沿着某一暗河或岩溶槽谷发育方向成串珠状分布，如通槽一线，在长约 2km 的范围内分布着 6 个大小不等的岩溶洼地；③岩溶洼地的大小、规模主要受地层岩性与厚度的控制，较大规模的岩溶洼地多发育在寒武系$\in_3 hz^2$、$\in_3 hz^3$碳酸盐岩展布地带，如长槽岩溶洼地、灯盏窝岩溶洼地（群）、气孔槽—柏树槽—牛儿坪—湾里岩溶洼地群、小溪元—落水洞—青树槽岩溶洼地群等。

3.3 水化学特征

经水化学成分简分析，除少数为弱碱性软水外，岩溶泉及地表水绝大多数为中性软或微硬水。水化学类型大部分为 HCO_3-Ca 型或 HCO_3-Ca·Mg 型水，Ca^{2+}/Mg^{2+} 比值一般在 4 左右，而 Al^{3+}、Zn^{2+}、Fe^{3+}、Mn^{2+}、Pb^{2+} 等阳离子含量很小，这反映库区及邻谷各岩溶泉水及地表水主要流经灰岩或灰质白云岩岩层中。

4 岩溶系统

将溶洞、暗河按其水力联系及补排关系，共划分出 15 个岩溶系统（见表 1），其中，以

表 1 岩溶系统一览表

系统号	岸别	主要汇水区		出口			主段流程 (km)	发育层位	系统类型
		位置	高程(m)	位置	高程(m)	流量 (L/s)			
1	右	大块、杉树口	1 280、860	KdW_{05}、KdW_{04}	730、650	6～9	1.1	O_{2+3}～$O_1 n$	上层系统
2	右	蒋家湾、豪猪洞	930、635	大泉洞	598	15	0.93	$O_1 d$～$\in_3 hz^3$	上下层系统
3	右	苦草塘、大河沟、担丘、气孔槽、柏树槽、油篓槽	1 010、830、910、1 005、1 080、1 102	凉风洞	650(中间) 588(终点)	800～1 100	0.65	$O_1 n$～$\in_3 hz^2$	上下层系统
4	右	牛儿坪、湾里、星母田	1 080、831、820	KW_{101}	610	50～200	3.0	$O_1 n$～$\in_3 hz^1$	上下层及断裂带汇集岩溶系统
5	左	纸厂沟	670	KW_{03}	620	100～200	1.8		上层系统
6	左	长槽、杨家湾、守经坝	885、865～890、725～740	Kh_{10}	587	300	4.35	$\in_3 hz^{2+3}$	下层系统
7	左	代陈沟、落水洞	633～660	Kh_8	595	15	1.6	$O_1 n$～$\in_3 hz^2$	上下层系统
8	右	KdW_3、花屋、斋公槽	1 060、908、1 135	KdW_{02}	690	3	2.2	$O_1 d$～$O_1 n$	上层系统
9	右	KW_{23}、KdW_9	995、855	KW_{06}	660	5～20	1.45	$O_1 d$～$O_1 n$	上层系统
10	右	KdW_7、KW_{30}	948、900	KW_{22}	840	3～5	1.1	O_{2+3}～$O_1 n$	上层系统
11	右	小溪元、摆布塘、落水洞、青树槽	1 000、980、875、870	Kh_6	660	100	3.1	$\in_3 hz^{2+3}$	下层系统
12	右	廖叶塘	1 190	KdW_{14}	720	1.5～15	2.5	$O_1 n$～$\in_3 hz^3$	上下层系统
13	左	灯盏窝	1 135	KW_{11}	630	5～6	1.7	$\in_3 hz^{2+3}$	下层系统
14	左	硝洞槽	942	KdW_{03}	625	2～3	1.7	$O_1 n$	上层系统
15	右	笔架山	1 230	KdW_{15}	640	3	2.3	$\in_3 hz^2$	下层系统

右岸 3 号岩溶系统（凉风洞岩溶系统）和左岸 6 号岩溶系统（长槽、杨家湾、守径坝—Kh_{10} 岩溶系统）规模最大。

4.1 岩溶系统发育规律

层控性：岩溶系统主要发育在强岩溶岩组中，并以顺层发育为主。15 个岩溶系统有 6 个属于上层岩溶系统（发育于 O_1n^{3+5} 及其以上地层中），9 个属于下层岩溶系统（O_1n^{3+5} 以下地层中，其中有 2、3、4、7、12 号等 5 个系统击穿 O_1n^{1+3} 相对隔水层进入 $\in_2 hz^2$ 地层中，6、11、13、15 号共 4 个系统均在 $\in_3 hz^{2+3}$ 中顺层发育）。层间暗河袭夺：$\in_3 hz^2$ 地层中发育的暗河袭夺 $O^{1+3}n$ 地层岩溶系统的暗河如担丘大洞沿水平溶洞洞深约 1km 处 O_1n 中上部灰岩、白云质灰岩发育的溶洞暗河穿过 O_1n 中下部的灰岩夹页岩段，与 $\in_3 hz^3$ 地层中的岩溶暗河连通。节理裂隙控制洞口及槽谷发育方向：层位提供形成溶洞的物质条件，但构造条件是控制溶洞发育方向主要影响因素之一，基本上都发现在节理、裂隙或断层的影响范围内发育溶蚀槽容，较典型的如担丘大洞受北东及北西向的两组节理联合控制、凉风洞出口受小断层带控制。

右岸岩溶强烈发育，总体规模较大，而左岸相对较弱且总体规模较小，空间分布不对称。调查发现右岸有 9 个（含邻谷 2 个）系统，左岸只有 5 个（含邻谷 2 个）系统，且往北东方向的系统长大、坡降相对较小，如 3、6 号系统，而往南西方向的系统较短小、坡降较大，如 13、14 号系统。

太阳河左右两岸不同高程上均分布有溶洞洞口，在不同河段按高程统计，对应于山原期 1 000～1 200m 高程数量最少（4 个）；对应于山盆期 800～1 000m 高程有 20 个；对应于三峡期高程 700～800m 有 8 个、580～700m 高程有 26 个，表明三峡期的岩溶最为发育。

4.2 典型岩溶系统

3 号岩溶系统（凉风洞岩溶系统）：位于太阳河右岸，在气孔槽与柏树槽间切穿南津关页岩，后主要顺层发育在 $\in_3 hz^{2+3}$ 厚层白云岩与灰岩互层中，暗河发育的主流曲折，总体流向 NE40°，中间出口为凉风洞洞口，最终出口在 KW_{01} 泉群点（高程 588m）。泉群综合流量估计 1 000L/ s。该系统补给来源包括了多处洼地的汇水，汇水面积约 50km^2，由近及远的洼地分别是：油篓槽岩溶洼地、柏树槽洼地、气孔槽洼地、沙坝—担丘—二担丘洼地、潭丘洼地、苦草塘—小苦草塘—大河沟岩溶洼地、水溪元—摆布塘洼地上游段。上述洼地的地表水通过落水洞进入暗河，沿北东方向汇入凉风洞；除了油篓槽岩溶洼地位于 3 号系统地表汇水区，从 $\in_3 hz^3$ 直接进入 $\in_3 hz^2$ 向南通至凉风洞洞口外，其他 5 处洼地均是穿过 O_1n^{1+3} 层页岩后，袭夺邻谷马水河上游支流奥陶系中岩溶系统中的地下水，与 3 号下层系统（$\in_3 hz^{2+3}$）贯通。

4 号岩溶系统（KW_{101} 岩溶系统）：位于太阳河右岸、浑水滩坝址下游约 1.5km 的猫耳坪断裂带周塘坡处，出口至太阳河河谷水平距离 400m，流量 50～200L/ s。汇水区由牛儿坪洼地、梭布垭洼地、大湾洼地、周塘坡西洼地共约 10 处落水洞及洼地等组成，总面积约 34×10^4 m^2。该系统由猫儿坪断裂带上盘上层岩溶分系统与下盘下层分系统组成，以断裂带为汇集通道，形成统一的断裂岩溶系统。

6 号岩溶系统（长槽、杨家湾、守径坝—Kh_{10} 岩溶系统）：位于太阳河左岸，是邻谷米水河最大的岩溶系统。其汇水区为长槽、杨家湾、守径坝等三处洼地，出水口 Kh_{10} 位于米水河近猫儿坪断层的北西盘 $\in_3 hz^2$ 地层中，出口高程 587m，流量 0.3m^3/ s。

5 水库渗漏分析

5.1 可能存在的渗漏地段及途径

分水滩水电站水库左岸从太阳河镇至麂子泉（KW_{03}）走向谷段为奥陶系（O_{1+3}）与志留系（S）隔水层与相对隔水层的互层岩组，封闭条件好，不会产生水库渗漏。麂子泉至分水滩坝址及坝址至隔水的区域性猫儿坪断裂带间共 3.1km 的地段由$\in_3 hz$地层组成，是水库向左岸邻谷米水河可能的渗漏地段。

右岸从太阳河镇至分水滩坝址走向谷段由奥陶系岩溶发育相对较弱地层组成，其间下奥陶统分乡组（$O_1 f$）、大湾组（$O_1 d$）及南津关组下部（$O_1 n^{1+3}$）相对隔水岩组互层产出，且无大断层将其错断，构成了地层与构造上的封闭，总体上不会产生水库渗漏。抹布滩以下至分水滩坝址及坝址至区域性猫儿坪断裂带间共 2.8km 的地段由$\in_3 hz$地层组成，是水库向右岸邻谷马水河渗漏及水库向坝址下游渗漏的地段。

5.2 水库向邻谷渗漏分析

5.2.1 水库向右岸邻谷马水河渗漏分析

右岸是否向邻谷渗漏最终归结为规模最大的 3 号系统向邻谷马水河左岸 11 号、12 号、15 号岩溶系统间是否存在岩溶化分水岭及分水岭的高程。要回答这个问题，必须首先搞清 3 号系统的水力坡降（表 2、表 3），其次要搞清它与另外 3 个系统间的关系。

表 2 实测凉风洞岩溶系统出口段水力坡降 (河床高程 588m)

序号	算点位置	距离（m）	高差（m）	计算坡降（%）
①	凉风洞潜入处	250	4.3	1.72
②	凉风洞跌潭处	300	6	2.00
③	凉风洞前跌坎一半处	300	11	3.67
④	后跌潭处	400	50	12.50
⑤	后瀑布出口处	400	62	15.50

表 3 3 号岩溶系统汇水区洼地地下水位高程推算表 (以凉风洞 650m 处起算)

洼地（落水洞）		距凉风洞距离 (m)	推算地下水位高程（m）					
名称	高程 (m)		3.50%	3.00%	2.50%	2.00%	1.50%	1.00%
油篓槽	1 102	2 050	707.8	699.5	691.3	683.0	674.8	666.5
柏树槽	1 080	2 950	739.3	726.5	713.8	701.0	688.3	675.5
气孔槽	1 005	3 850	770.8	753.5	736.3	719.0	701.8	684.5
担丘、二担丘	908	4 800	804.0	782.0	760.0	738.0	716.0	694.0
潭丘	815	5 500	828.5	803.0	777.5	752.0	726.5	701.0
大河沟	805	6 050	847.8	819.5	791.3	763.0	734.8	706.5

(1) 3 号岩溶系统（凉风洞系统）的水力坡降：采用推算及于相关系统间的分水岭高程或地下水位来综合判断。根据 3 号岩溶系统出口段推算，其水力坡降变幅较大，整个段的水力坡降为 15.5%，远大于太阳河河谷坡降（1.7%）。这反映了自三峡期以来，地壳快速抬升而太阳河快速下切的过程，与太阳河两岸溶洞分布规律相吻合，也说明 3 号系统的平均坡降应大于 1.7%。

(2) 3 号岩溶系统与邻谷岩溶系统（11 号、12 号、15 号）的关系：①3 号与 12 号的关系，从其特征并考虑到大河沟中水流从落水洞处（消落时流量 80L/ s，而 12 号岩溶系统出口小凉风洞最大流量 15L/ s、出口高程 720m）流向 3 号系统分析，两系统各自独立，其间存在岩溶化分水岭且高程高于 720m。②3 号与 11 号的关系，两系统近似平行，最近处相距 1.5km（大河沟至大鱼泉洞），从前述两系统的特征看出，两系统相对独立，其间存在岩溶化分水岭，考虑到 3 号系统源头强烈的袭夺作用，其分水岭应在小溪元—摆布塘—猫儿洲洼地上游段。根据水力坡降（按大河沟处最小坡降 2.27%）推算，其分水岭高程应高于 720m（两洼地相距 2.0km，按中间值 1.0km 计算为 744.7m，即使按 1%比降计算为 730m）。若考虑 3 号系统源头袭夺强烈而出现 12 号系统部分管道与 3 号系统相通的可能性，则此处地下水位也不低于 720m，无论哪种情况均不会产生渗漏。③3 号与 15 号的关系，两系统平行反向发育，同属下层岩溶系统，最近处相距 800m。15 号汇水区洼地高于 3 号（15 号系统笔架洼地 1 200m、3 号系统相距最近的洼地潭丘和二担丘为 910m）、15 号流量（仅 3L/ s）远小于 3 号等实际情况与 3 号系统水位（对应处按 700m 算）高于 15 号系统（出口 640m）的情况矛盾；目前 3 号系统洼地较高的水位未向 15 号越流也充分证明了 3 号与 15 号各自独立，其间存在岩溶化分水岭，分水岭高程应高于 690m，只要水库蓄水位不超过 690m，就不会发生 3 号向 15 号越流。

综上所述，3 号与 11 号、12 号、15 号岩溶系统间应彼此自成体系，其间存在岩溶化分水岭，即使部分贯通，地下水位也高于 690m。从凉风洞 650m 跌水坎坎肩处起算，采用坡降极端低值 1%反推，分水岭地下水位也不低于 690m，只要水库正常蓄水位不超过 690m 就不会产生向左岸邻谷的岩溶渗漏。

5.2.2 水库向左岸邻谷米水河的渗漏分析

左岸可能渗漏地段仅见规模较小的 14 号岩溶系统、邻谷米水河 6 号系统、邻谷榨木水 7 号系统，因此解决了 14 号系统与 6 号、7 号系统间的关系就可以回答是否存在向左岸邻谷渗漏的问题。

14 号与 6 号是发育于地表分水岭区两侧（分水岭距硝洞槽 600m、距长槽 1 000m）的岩溶系统。14 号岩溶系统的主要汇水洼地硝洞槽（高程 942m）与 6 号系统最近的洼地长槽（高程 890m）相距 1.6km，且两系统反向发育，从调查区的岩溶系统规律看，6 号顺北东向发育的水力坡降明显小于 14 号顺南西向发育的水力坡降；且 14 号属上层岩溶系统、汇水区及规模小，靠近太阳河及较近的陡岭分水岭地段，6 号属下层岩溶系统（$\in_3 hz^{2+3}$）、汇水区及规模大，两系统间有南津关组页岩（$O_1 n^{1+3}$）相对隔水层作为屏障，从 37°倾角分析该层已将长槽洼地全部隔开，击穿该层将两系统贯通的可能性极小。

从地下水位分析，从米水河出水口（Kh_{10} 高程 587m）起算，按水平距 7.5km、2.27%坡降（低于右岸平均值 6.58%的 50%、相应太阳河右岸的 2.27%）反推至太阳河左岸硝洞槽地下水位高程为 710m，至灯盏窝地下水位高程为 690m（推算结果见表 4、表 5）。水库蓄

水至 680m 不会产生向左岸邻谷米水河的岩溶渗漏。

表 4　6 号系统汇水区主要洼地至出口段水力坡降（以 Kh_{10} 高程 587m 为终起点）

洼地	高程（m）	距米水河距离（m）	坡降（%）	平均值（%）	备注
守径坝	725	3 050	4.6	6.58	实际汇水区
杨家湾	870	3 950	7.0		
长槽	840	4 350	5.6		
硝洞槽	942	6 500	5.1		假设汇水区
灯盏窝	1 135	5 100	10.6		

表 5　6 号系统不同坡降推算各洼地处地下水位（以 Kh_{10} 高程 587m 起算）

水位（m） 坡降（%） 洼地	4.5	4.0	3.5	3.0	2.5	2.0	1.5
守径坝	724.3	709.0	693.8	678.5	663.3	648.0	632.8
杨家湾	764.8	745.0	725.3	705.5	685.8	666.0	646.3
长槽	782.8	761.0	739.3	717.5	695.8	674.0	652.3
硝洞槽	879.5	847	814.5	782.0	749.5	700.0	684.5
灯盏窝	843.5	815.0	786.5	758.0	729.5	680.0	665.0

基于同样道理，并考虑到 7 号系统更远（距左岸 8.3km）、出口更高（595m），相同蓄水条件下更无向远邻谷闸木水渗漏的可能。

5.3　水库向坝下游的渗漏分析

5.3.1　右岸向坝下游的渗漏分析

如前所述，在分水滩坝址至下游断裂带间长约 1.5km 的横向谷河段是可能发生水库向下游渗漏的地段，其可能的途径是顺河发育管道系统与下游 4 号岩溶系统贯穿向下游渗漏。根据地层及断裂带分布可将右岸长约 1.5km 的地段分为 3 个亚段：

（1）近河岸段：从 W_{01} 泉点对面至周塘坡一带被区域性相对隔水层 $\in_3 hz^1$ 阻隔，不会发生岩溶渗漏。坝址往下游至 W_{01} 泉点对面约 600m 地段为可能的渗漏缺口，经调查，未发现大规模断层及岩溶管道，因此不会产生岩溶管道渗漏。

关于该段中可能存在的 3 号系统的凉风洞口（高程 650m）与 KW_{101} 系统之间的渗漏问题，通过分析认为，从最不利情况考虑，下伏背斜核部 $\in_3 hz^1$ 隔水层组隆起高程不低于 690m，不存在较大规模的贯通性断层，因此不会产生岩溶管道渗漏。

（2）梭布垭以西 $\in_3 hz^1$ 相对隔水层出露高程在 960m 以上，且不存在较大规模的贯通性断层，也不会产生向 3 号系统岩溶管道渗漏。

（3）梭布垭—周塘坡间长约 2.4km 地段（对应于 3 号系统即是油篓槽—凉风洞口间长 2.2km 地段）为断层下盘，由强岩溶岩组 $\in_3 hz^{2+3}$ 组成，两系统间汇水洼地最近仅 400m（油篓槽洼地高程 1 110m，牛儿坪洼地高程 1 020m），洼地间落水洞相距 900m（K_{13} 与 K_{19}），是水库可能发生向 KW_{101} 排泄的潜在缺口。

通过分析后认为该段不存在贯穿 3 号与 4 号系统间的岩溶管道，理由如下：

(1) 从系统发育特点看，3 号属下层岩溶系统（地层为$\in_3 hz^{2+3}$），4 号岩溶系统汇水区位于断层上盘以断裂带贯穿为主、向断裂带下盘径流的岩溶系统，且汇水面积与水量相当，两系统应彼此独立，且各自早已顺层发育找到了自己的通道（从形成时间看 4 号稍早），横向穿层的可能性小。

(2) 从地下水位看，3 号系统区段值较 4 号系统低，不可能产生 3 号向 4 号的倒流。

(3) 从水力坡降看，4 号系统从梭布垭洼地、牛儿坪洼地、湾里洼地至出口平均比降大，易于往 KW_{101} 排泄。

(4) 从地层及构造形迹看，两系统间复式背斜核部出现$\in_3 hz^1$ 相对隔水层，从极端的情况分析（完全不考虑$\in_3 hz^2$ 被剥蚀且$\in_3 hz^1$ 层尽量平缓），相对隔水层（$\in_3 hz^1$）的顶部高程最低也在 690m 左右，其间未发现贯穿性的断层。

综合以上几点，右岸不存在贯穿 3 号与 4 号系统的岩溶管道，在蓄水 680m 时也就不存在水库沿 3 号系统经 4 号系统向坝下游发生岩溶渗漏的可能。当然其间的裂隙切割导致的裂隙性渗漏问题可能存在，但其渗漏量有限且可通过工程处理措施加以解决。

5.3.2 左岸向坝下游渗漏分析

左岸从分水滩坝址至下游断裂带间 1.6km 长的地段中有 1.0km 地段（W_{01} 泉点以下）由$\in_3 hz^1$ 相对隔水层组成，且其一直延伸至分水岭处断裂带部位，不存在岩溶渗漏问题。因此将可能地段压缩至坝址与 W_{01} 泉点之间。

由于前述左岸地形陡峻、地表及地下分水岭紧邻太阳河、岩溶不发育等特点，且坝前无岩溶管道、坝后仅有规模较小的 13 号系统的事实，加之未发现顺河向大断层及岩溶管道，因此可以肯定左岸发生向坝下游渗漏的可能性比右岸更小且更简单，左岸在相同蓄水条件下不会产生向坝下游的渗漏。至于可能存在的裂隙性渗漏可通过工程处理措施加以解决。

6 结论

以上分析表明（见图 1）：太阳河左岸与邻谷及 14 号、6 号、7 号系统之间均存在岩溶化分水岭且高程不低于 690m，没有向下游的岩溶管道；右岸上游段（左岸麂子泉以上、右岸抹布滩以上）完全封闭，可能的渗漏通道（3 号系统）在发育过程中袭夺了马水河流域部分范围地下水，且地下水分水岭经历过显著的变化，现在与邻谷马水河 11 号系统间存在岩溶化分水岭或地下水位且高程不低于 720m、与 12 号系统间存在岩溶化分水岭或地下水位且高程不低于 720m、与 15 号系统间存在岩溶化分水岭或相对隔水层且高程不低于 700m、与下游 4 号系统之间存在相对隔水层或岩溶化分水岭且最低高程不低于 690m，在正常蓄水位 680m 时具备成库条件，水库不会发生向左右岸邻谷及坝下游的岩溶渗漏，裂隙性渗漏可通过工程处理措施加以解决。

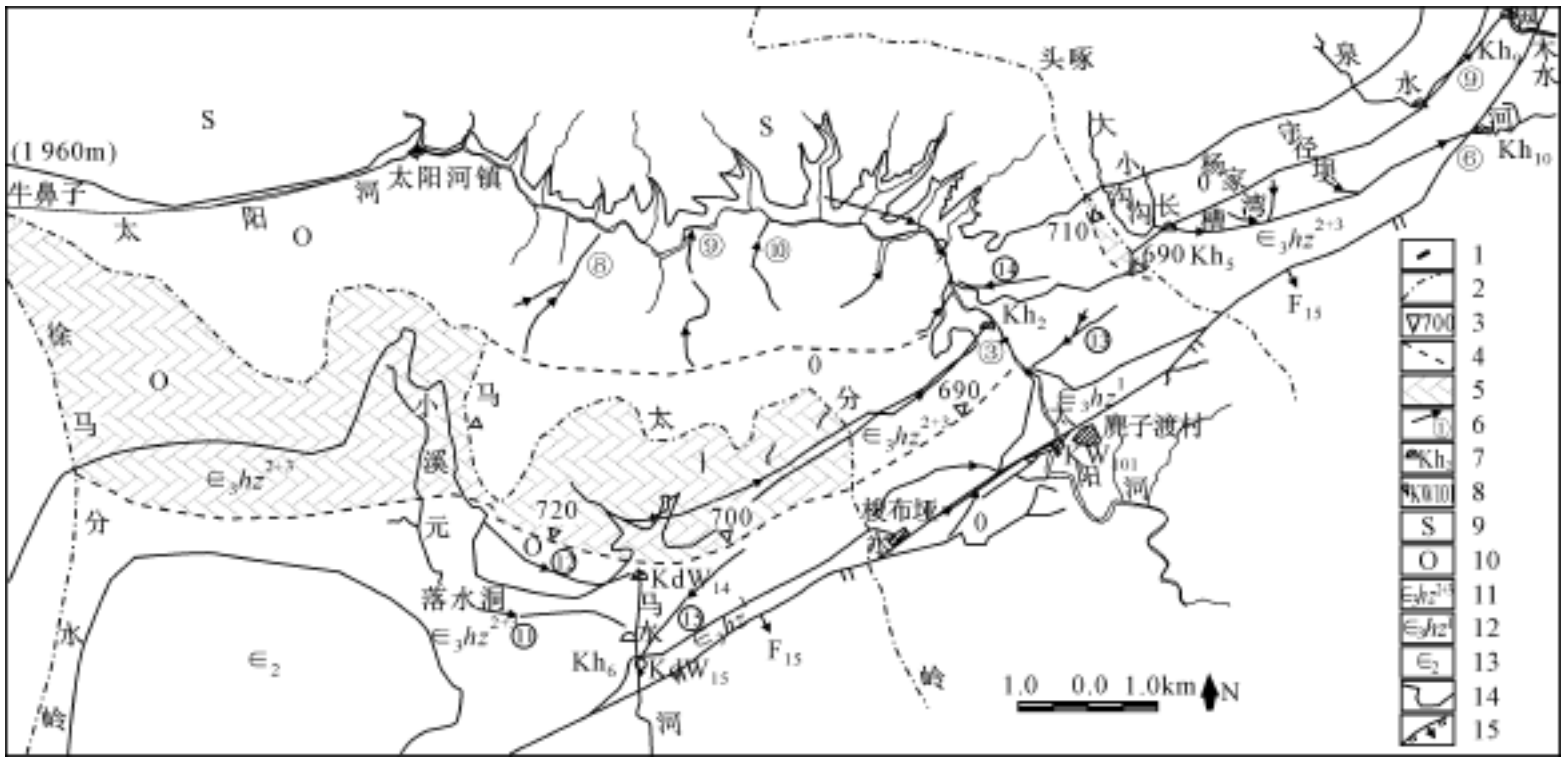


图 1　太阳河及邻谷综合水文地质示意图

1—分水滩坝址；2—邻谷地表分水岭；3—地下分水岭或地下水位高程；4—地下岩溶系统分水岭；5—河流袭夺区；6—岩溶系统及编号；7—地下暗河洞口及编号；8—泉水及编号；9—志留系地层；10—奥陶系地层；11—寒武系上统耗子沱群上中段；12—寒武系上统耗子沱群下段；13—寒武系中统；14—地层界线；15—猫儿坪断裂

基于平硐揭露信息的溶蚀岩体渗透特性分析

①

陈祥军[1,2] 马凤山[3] 王思敬[1,3] 程国明[3]

(1. 河海大学，南京 210024；2. 石家庄铁道学院，石家庄 050043；
3. 中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029)

摘要 在水利枢纽施工过程中，利用开挖平硐现场调查结果，对不同平硐中溶蚀岩体的面溶蚀率和最大溶蚀洞径等参数进行分区统计分析，结合区域地质资料和地貌资料，可以分析岩体的溶蚀特性。针对具有随机分布特征的裂隙和中小规模溶蚀洞穴造成的溶蚀岩体渗漏问题，首先对现场开挖所揭露的有限的裂隙和溶蚀洞穴观测资料进行统计分析，利用统计分析结果建立溶蚀岩体随机结构模型，根据随机结构模型所反映出的裂隙和溶蚀洞穴有关参数计算岩体的等效渗透参数，多次模拟后可以得到渗透参数的分布规律。最后结合具体的工程实例对该方法的应用前景进行了讨论。

关键词 溶蚀岩体 溶蚀特性分析 随机结构模型 等效渗透系数 渗透性评价

1 引言

在我国广大的岩溶地区，蕴藏着丰富的水利水电资源。岩溶地区修建的各类水库，多达数千座。特别是长江以南地区，已建成几十座大中型水库，还有不少水库在建或正在勘察设计。在岩溶地区修建水库，岩溶渗漏问题是需要深入研究的重要课题[1]。在这种地区，渗漏主要是由大型溶蚀洞穴系统造成的，但中小溶蚀洞穴和溶蚀裂隙的影响也不可忽视。进行防渗处理时，控制大型溶蚀洞穴系统是最为关键的。根据隔河岩水利枢纽的经验，可以先封堵灌浆平硐中揭露出来的洞穴，实现“变岩溶化岩体为裂隙性岩体”，然后进行帷幕灌浆施工。这样既能保证完全封堵岩溶洞穴，又能降低施工难度[2]。利用这一思路进行防渗处理，地质工作人员必须搞清楚两个基本问题：①认清岩体的溶蚀特性，明确何处岩溶发育强，需要进行封堵；②正确分析封堵后岩体的渗透性，大型溶蚀洞穴系统封堵后帷幕灌浆的基本目的就是防止中小溶蚀洞穴和溶蚀裂隙造成的渗漏，可以考虑对不同地区区别对待，对渗透性较弱的地段可以简化帷幕施工甚至可以不进行帷幕施工。初步设计后，随着防渗工程的施工，可充分利用开挖平硐所揭露的信息来分析岩体的溶蚀特性及渗透性，为洞穴封堵和帷幕灌浆施工提供更可靠依据。

---

① 第一作者简介：陈祥军，男，1970 年生，1995 年毕业于东北大学，获硕士学位，现为石家庄铁道学院教师，2001 年 9 月起在河海大学岩土研究所攻读博士学位，研究方向为工程地质与岩土工程。

2 溶蚀特性分析方法

将开挖平硐中的现场调查资料按里程进行统计分析，可以得出该平硐剖面岩体溶蚀特性。把不同平硐的统计分析结果综合起来，结合区域地质和地貌资料，可以获得总体的溶蚀特性。

平硐中的岩溶资料（如面溶蚀率）按里程进行统计分析可按以下方法进行。对现场调查资料，按一定距离划分区间，统计各区间的面溶蚀率。统计方法如下：在图 1 所示的分析区域内，第 i 个分析区间内有 m 个洞穴，每个洞穴的面积分别为 S_{ik}，则这个区间的面溶蚀率为

$$p_i = \sum_{k=1}^{m} S_{ik} / l \cdot h$$

其中 h 为洞高。

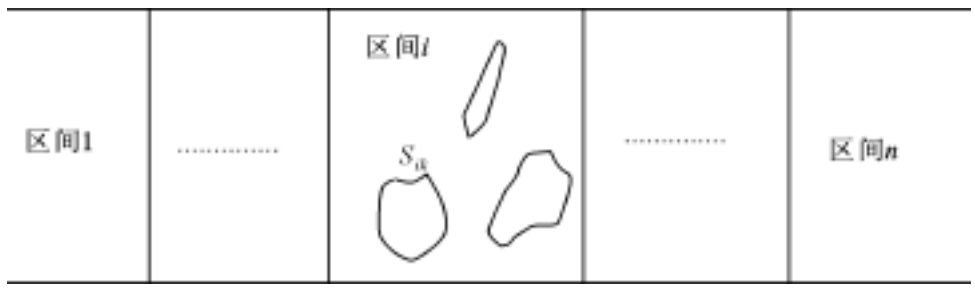


图 1 面溶蚀率分区统计示意图

各平硐分区间统计完后，绘制面溶蚀率分布图，分布图的横轴为里程，纵轴为面溶蚀率。为了能够更好的对比各平硐间岩溶发育特征，考察岩溶在空间上的发育规律，可以将各平硐的分布图按平硐的平面投影位置叠加在一个图上，也可以用溶蚀洞穴的洞径来表征岩体溶蚀强度。获得总体的岩溶发育规律后，划分岩体溶蚀强度分区图，溶蚀强的区域就是需要封堵的重点区域。

3 渗透性评价方法

3.1 总体思路

造成溶蚀岩体渗漏的原因，可以分为三个层次：大规模的溶蚀洞穴和溶蚀裂隙渗漏、中小规模的溶蚀洞穴和裂隙渗漏、岩块渗漏。其中大规模的溶蚀洞穴和溶蚀裂隙是造成溶蚀岩体渗漏的主要原因，这些溶蚀洞穴和裂隙的空间分布和形态等可以通过地质勘测以及本文第二部分介绍的方法和手段确定，通过对其有关参数的分析，可以较为准确地计算由此造成的渗漏，这部分渗漏可以看成是确定性的。中小规模的溶蚀洞穴和裂隙具有随机分布特征，不可能完全准确地确定，由此造成的渗漏也具有随机分布特征，其分布规律可以在随机结构模型的基础上通过统计分析取得。岩块的渗漏相对来讲很小，对溶蚀岩体的渗漏评价而言，完整灰岩岩块造成的渗漏可以忽略不计。

针对中小规模的溶蚀洞穴和裂隙的渗漏分析，在传统野外几何测量法的基础上，可以采用下述途径分析岩体的渗透特性（见图 2）：①对开挖的灌浆平硐进行详细的观测记录，对

具有随机分布特征的中小规模裂隙和溶蚀洞穴的观测资料分别进行统计分析，获取不同部位的裂隙和溶蚀洞穴的分布规律和分布参数；②利用随机模拟方法在绘图软件中绘制溶蚀岩体的随机结构模型；③在绘图软件中提取裂隙和溶蚀洞穴的几何参数，计算裂隙和溶蚀洞穴的渗透系数；④通过多次模拟，可获得渗透参数的分布规律。

下面首先介绍溶蚀岩体随机结构模型的建立方法，然后介绍等效渗透系数概念。

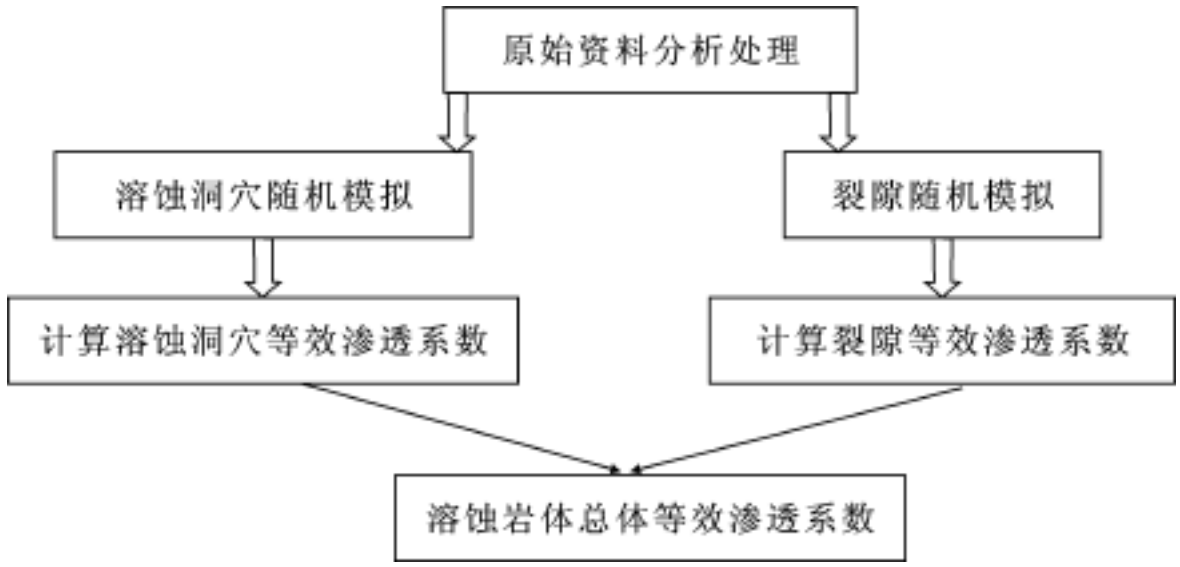


图 2　溶蚀岩体渗透性评价流程图

3.2　随机结构模拟

溶蚀岩体的随机模拟过程包括了对原始资料的分析处理、对裂隙的随机模拟和对溶蚀洞穴随机模拟。

现场观测所获得的资料是散乱的，必须进行处理后才能用于结构模型的建立。首先根据工程设置方式或实际观测结果的明显改变，如剖面方向改变的地方、裂隙或溶洞发育特征明显变化的地方，将整个研究区划分为几个计算分析区，分区统计使统计分析结果更具有代表性，更合理。一般开挖所揭露的裂隙基本上是构造裂隙，构造裂隙一般都是成组发育的，不同组裂隙的几何参数（特别是产状）是不同的，在进行统计分析以前，必须先将裂隙分组，按组进行统计分析，裂隙分组可采用玫瑰花图等方法。在此基础上对数据进行预处理，裂隙的产状要考虑真倾角和视倾角的转化问题，在平面结构模拟中要用视倾角。最后通过统计分析获取各区各组裂隙和洞穴的分布规律和有关参数。裂隙的平面模拟涉及到以下参数：裂隙组数、密度、宽度、长度、视倾角，其中裂隙密度、宽度、长度、视倾角都是随机变量。洞穴的剖面形态简化为圆形，洞穴的平面模拟涉及到洞穴密度和半径两个参数，两者都是随机变量。对以上各随机变量可以采用皮尔逊 X^2 检验法进行假设检验，判断各参数的分布规律并确定有关参数。

实际裂隙的形态很复杂，模拟过程中我们将裂隙面简化为以水平面为两个边界的平板，裂隙模拟的关键是确定裂隙平板剖面的四点坐标。在所研究区域内，先随机确定一点作为裂隙的中心，然后可以根据裂隙各参数的分布规律随机产生裂隙的长度（L）、宽度（b）、视倾角（α），利用长度（L）、宽度（b）、视倾角（α）确定裂隙平板剖面的四点坐标。裂隙平板剖面的四点坐标确定后，将坐标数据输入到绘图软件中，就可以得到裂隙的随机结构模型。

洞穴的形态实际是很复杂的，我们将其剖面简化为圆形。洞穴的随机模拟过程是：首先

在研究区域内先随机确定一点作为洞穴剖面圆的圆心，然后可以根据洞穴半径的分布规律随机产生一个半径值，将半径值输入到绘图软件中，就可以得到洞穴的随机结构模型。

3.3 等效渗透系数

对中小规模溶蚀洞穴和裂隙的渗漏分析，可以先分别进行洞穴和裂隙的随机结构模拟，在此基础上分别计算洞穴系统和裂隙系统的等效渗透系数，两者叠加即为岩体的总体等效渗透系数。设 K_j 为溶蚀岩体中裂隙系统的等效渗透系数，K_c 为溶蚀岩体中洞穴系数的等效渗透系数，K_a 为溶蚀岩体的总体等效渗透系数，则

$$K_a = K_j + K_c \tag{1}$$

3.3.1 裂隙等效渗透系数

岩体中的中小规模裂隙具有随机分布特征，现场观察其空间参数变化较大，一般在剖面上看到其出露长度在分米到米数量级，张开宽度在毫米级。由于张开宽度与出露长度的尺度相比相差悬殊，出露长度与整个研究范围的尺度相比相差悬殊，因此可以将裂隙看成沿走向无限延伸的具有一定宽度和长度的窄缝，这样就可以用 Bernoullis 窄缝水流公式计算单条裂隙的渗透系数。整个岩体可以看作是内部具有大量随机分布的平行窄缝的实体，借鉴孔隙度的概念[3]，经过统计分析，可以将裂隙的渗透系数转换为裂隙岩体的等效渗透系数。

如图 3 所示，在面积为 S 的区域内进行渗透性分析，选择面积分别为 S_i ($i=1, 2, \cdots, n$) 的 n 个子区域进行统计分析，其中第 i 个子区域有 m 条裂隙，其出露长度和宽度分别为 L_{ik} 和 b_{ik} ($k=1, 2, \cdots, m$)，则有：

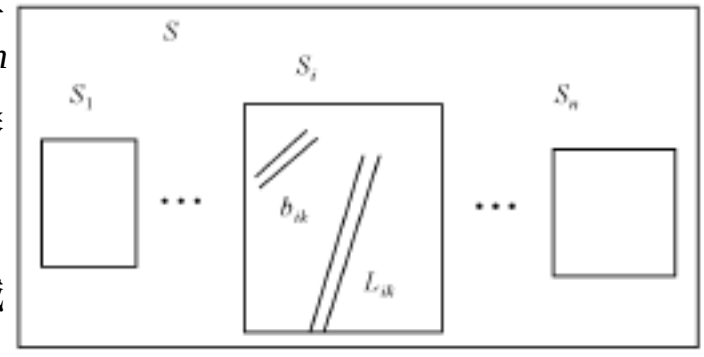


图 3 裂隙等效渗透系数计算示意图

根据 Bernoullis 窄缝水流公式，第 i 个子区域第 k 条裂隙的渗透系数为

$$K_{ik} = \frac{\rho g b_{ik}^2}{12\mu} \tag{2}$$

第 i 个子区域第 k 条裂隙的渗漏量为

$$Q_{ik} = k_{ik} S_{ik} J_c = \frac{\rho g b_{ik}^2}{12\mu} \cdot L_{ik} b_{ik} J_c \tag{3}$$

第 i 个子区域共有 m 条裂隙，则这些裂隙总渗漏量为

$$Q_i = \sum_{k=1}^{m} Q_{ik} = \sum_{k=1}^{m} \frac{\rho g b_{ik}^2}{12\mu} \cdot L_{ik} b_{ik} J_c \tag{4}$$

假定所研究岩体中的渗漏都是由这些裂隙造成的，岩块本身的渗漏忽略不计，则第 i 个子区域的总的渗漏量为 m 条裂隙总的渗漏量，即 Q_i。那么，这个子区域的等效渗透系数为

$$K_i = \frac{Q_i}{S_i J_c} = \sum_{k=1}^{m} \frac{\rho g b_{ik}^2}{12\mu} \cdot \frac{L_{ik} b_{ik} J_c}{S_i J_c} = \left(\frac{\rho g}{12 S_i \mu}\right) \sum_{k=1}^{m} b_{ik}^3 L_{ik} \tag{5}$$

研究区域内共进行了 n 个子区域的分析，则整个研究区域的等效渗透系数可以用这 n 个子区域的等效渗透系数的均值来表示：

$$K_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} K_i = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} \left(\left(\frac{\rho g}{12 S_i \mu}\right) \sum_{k=1}^{m} b_{ik}^3 L_{ik}\right) = \frac{\rho g}{12 n \mu} \sum_{i=1}^{n} \left(\frac{1}{S_i} \sum_{k=1}^{m} b_{ik}^3 L_{ik}\right) \tag{6}$$

若取 n 个子区域的面积都相同，即 $S_1 = S_2 = \cdots = S_n = S_0$，则上式变为

$$K_j = \frac{\rho g}{12n\mu}\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{1}{S_i}\sum_{k=1}^{m} b_{ik}^3 L_{ik}\right) = \frac{\rho g}{12nS_0\mu}\sum_{i=1}^{n}\left(\sum_{k=1}^{m} b_{ik}^3 L_{ik}\right) \tag{7}$$

3.3.2 洞穴等效渗透系数

溶蚀岩体中存在着大量具有随机分布特征的小溶蚀洞穴，这些溶蚀洞穴的洞径一般在毫米到分米数量级，以厘米数量级为主。在进行渗漏计算时，可以将这些小洞穴看成圆管，整个岩体看成是一个内部有大量随机分布的平行圆管的实体。单个圆管的渗透系数可以用管流的渗透系数计算公式求出[3]，然后借鉴孔隙度的概念[4]，将圆管的渗透系数转换为洞穴岩体的等效渗透系数。

计算过程与裂隙基本相同，只是第 i 个子区域第 k 个小洞穴的渗透系数为

$$K_{ik} = \frac{\rho g r_{ik}^2}{8\mu} \tag{8}$$

研究区域内共进行了 n 个子区域的分析，则整个研究区域的等效渗透系数可以用这 n 个子区域的等效渗透系数的均值来表示，即

$$K_c = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} K_i = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{\rho g\pi}{8S_i\mu}\right)\cdot\sum_{k=1}^{m} r_{ik}^4 = \frac{\rho g\pi}{8n\mu}\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{1}{S_i}\sum_{k=1}^{m} r_{ik}^4\right) \tag{9}$$

若取 n 个子区域的面积都相同，即 $S_1 = S_2 = \cdots = S_n = S_0$，则上式变为

$$K_c = \frac{\rho g\pi}{8n\mu}\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{1}{S_i}\sum_{k=1}^{m} r_{ik}^4\right) = \frac{\rho g\pi}{8n\mu S_0}\sum_{i=1}^{n}\left(\sum_{k=1}^{m} r_{ik}^4\right) \tag{10}$$

4 实例分析

某大坝修建在碳酸盐岩地区，坝址区岩溶发育，在初步设计中确定在坝址两岸通过帷幕灌浆来防渗。随着灌浆平硐的开挖，我们对大坝左岸的平硐进行了详细的现场地质调查。利用本文第二部分介绍的方法，分析了左岸岩体的溶蚀特性，划分出强岩溶区、中等岩溶区、弱岩溶区三种不同岩溶强度的区域（图 4）。

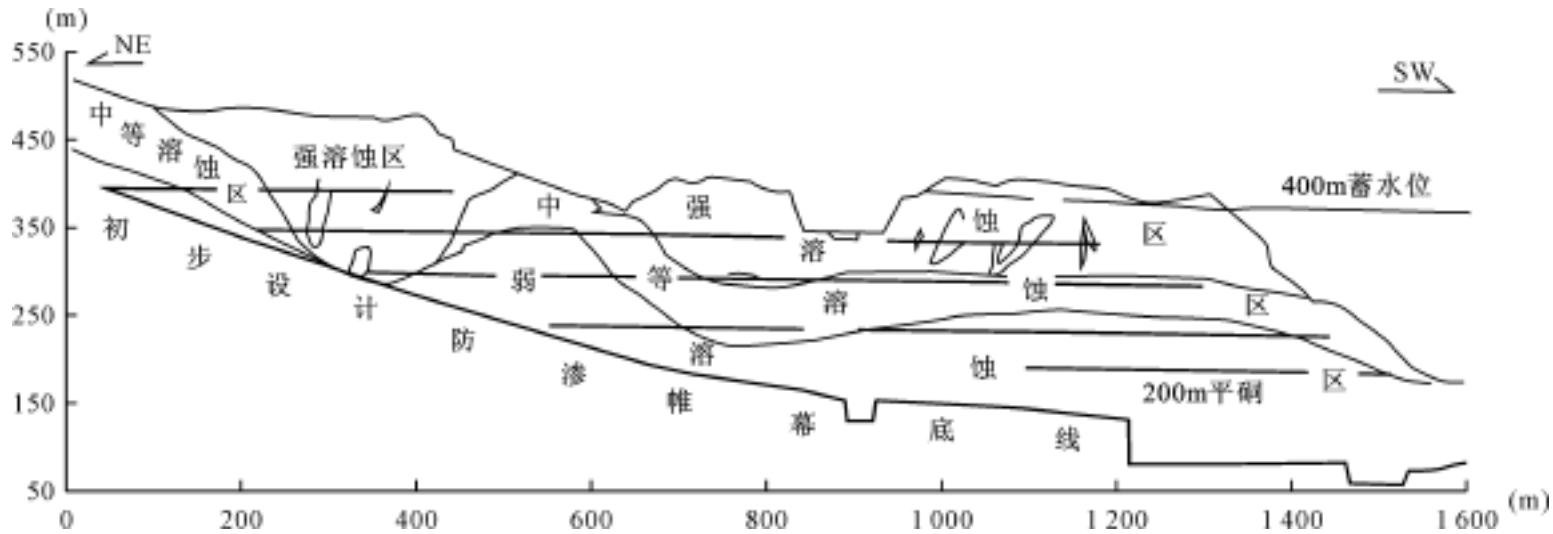


图 4 某大坝左岸防渗帷幕线剖面溶蚀强度分区图

为了进一步考察在弱岩溶化岩体中是否具有防渗帷幕优化的可能性，我们采用本文第三部分介绍的方法定量分析弱岩溶化岩体的渗透特性。首先利用现场资料的统计分析结果，进行了裂隙和洞穴的多次随机结构模拟。根据平硐裂隙和洞穴的随机模拟结构图，我们计算了

岩体的等效渗透系数。等效渗透系数的计算分析表明，该部分岩体中的渗漏主要由溶蚀孔洞造成，裂隙的等效渗透系数在 10^{-8} 数量级，而溶蚀孔洞的等效渗透系数在 10^{-5} 数量级。裂隙的等效渗透系数在整个区域近均匀分布，而溶蚀孔洞的等效渗透系数则具有明显的分区性，在远离河岸段岩体等效渗透系数小，靠近河岸段岩体等效渗透系数较大。这与现场观察到的情况是一致的，在远离河岸段岩体干燥，靠近河岸段岩体潮湿，局部渗水，甚至有的地方从孔洞中流水。结合区域水力学条件进行渗漏量分析，如果将强岩溶区的大型溶蚀洞穴完全封堵，并在强岩溶区和中等岩溶区进行帷幕灌浆后，单纯由弱岩溶化岩体造成的渗漏量按上述渗透系数计算约为 1～5m^3/ s。该区流域内多年平均流量为 440m^3/ s，按邹成杰的划分[1]，其渗漏分级应属基本不渗漏或微弱渗漏，具有帷幕优化的可能性。在远离河岸段岩体渗透性差，可以简化帷幕灌浆的强度甚至不灌浆；靠近河岸段岩体渗透性相对较强，帷幕优化的条件比远离河岸段差。

5 结语

通过具体工程中的应用，我们认为，本套分析方法有一定的实用性。当工程中有大规模的开挖时，可充分利用开挖面进行大型洞穴、裂隙和中小型洞穴调查，最终用该方法分析岩体的岩溶发育规律及渗透性。在应用本方法时，必须注意：①对开挖面进行详细的现场观测记录是基础，没有现场资料或现场资料不全将会使所有后续的计算分析结果失去意义；②用本方法进行渗透性分析时，必须进行多次模拟，其统计结果才具有实际意义。单次模拟的结果可能与实际情况有很大偏差，不能说明任何问题；③在计算等效渗透系数时，未考虑裂隙和洞穴沿走向变化以及充填情况的影响，可能使计算得到的等效渗透系数值偏大，可以通过与试验结果或其他计算方法得到的数据的比较进行校合。

本方法以实际的现场观测资料为基础进行渗漏分析，能较好的反映岩石中裂隙和溶蚀洞穴特征对岩体渗漏的控制作用。与传统的野外几何测量法相比，本方法突出了对中小规模裂隙和洞穴的几何特征的随机性分析，得出的岩体渗漏特性也具有随机性，而不像传统方法仅得出几个确定值，这种随机性分析方法能够更全面的了解岩体的渗漏特性。

本文得到国家 973 项目（编号：2002CB412702）资助支持，在此表示感谢。

参考文献

[1] 邹成杰．水利水电岩溶工程地质．北京：水利水电出版社，1994，119～121

[2] 徐瑞春．清江隔河岩水利枢纽工程岩溶坝基及处理．工程地质学报，2000，8（增刊）：133～140

[3] 任钟魁，邓自民，周济祚．岩溶管道水汇流理论的研究与应用．人民珠江，1995（6）

[4] 李俊亭，王愈吉．地下水动力学．北京：地质出版社，1987

江口水电站工程地质勘察研究①

甘三才　樊长华　向国成

(长江水利委员会重庆勘测研究院，重庆 401321)

摘要　江口水电站库坝区位于复杂的岩溶地区，存在水库岩溶渗漏和岩溶坝基、拱座、高边坡、地下洞室稳定等工程地质问题。通过多年勘察研究，采用了地面地质、遥感地质、勘探、物探、试验等综合手段，基本查明了库坝区的工程地质问题，为工程设计、施工提供了可靠的地质资料。坝址各建筑物施工开挖的实际情况与勘察阶段的结论基本一致，水库渗漏和诱发地震问题有待水库蓄水后验证。江口水电站的勘察研究工作为岩溶地区水利水电工程地质勘察提供了经验。

关键词　区域工程地质　环境地质　坝址　天然建筑材料　江口水电站

1　引言

江口水电站地质勘察研究始于 20 世纪 60 年代中期，1965 年开始对硝厂、浩口坝址开展勘察工作，1969 年选定江口坝址作为芙蓉江下游开发的重点坝址，并于 1970 年 12 月完成《芙蓉江江口水电站初步设计要点报告》中间成果。

1993 年 5 月，针对水库渗漏问题完成了《芙蓉江江口水电站水库岩溶渗漏调查研究报告》。

1997 年 3 月受芙蓉江电力开发公司委托，开展了江口水电站可行性研究阶段的勘测设计工作。1998 年 8 月，提交了《重庆市芙蓉江江口水利枢纽工程地质勘察报告（可行性研究阶段》及相应的专题研究成果。

1999 年 2 月，受重庆市江口水电有限责任公司委托，长江水利委员会承担了芙蓉江江口水电站初步设计、招标设计及施工详图阶段工程地质勘察工作。按合同要求，于 1999 年 2 月底开展工作，6 月底提交了初步设计阶段中间成果。1999 年 10 月提交了《重庆市芙蓉江江口水电站初步设计大坝专题工程地质勘察报告》，2000 年 3 月提交了《重庆市芙蓉江江口水电站工程地质勘察报告》及附图。其后配合设计方案比较和优化，结合新的方案对报告内容和附图又做了修改补充。于 2000 年 6 月提交了《重庆市芙蓉江江口水电站可行性研究报告》(等同初步设计) 第三篇“工程地质”及附图。

1999 年 5 月导流隧洞开挖，随后主体工程施工依次展开，目前已完成导流隧洞、坝基、拱间槽边坡、左岸 I 号危岩体、地下厂房顶拱、交通洞、围堰等项目的施工地质编录，勘测阶段的地质结论初步得到了验证。在施工过程中对地质问题及时进行预测预报，为地质缺陷

① 第一作者简介：甘三才，男，1952 年生，高级工程师，长期从事水利水电工程地质勘察工作。

的处理提供了地质资料。

2 区域构造稳定与地震

江口水电站库坝区位于上扬子台褶带中的娄山陷褶断束的北端，东侧为黔江拱褶束，西侧以巫山—金佛山基底断裂为界与川东拱褶束接壤。区内断裂构造发育。

根据重力资料分析，本区属于我国东部重力异常区，但彭水—武隆—南川间地壳厚度变化比较平缓，江口坝址区地壳厚度约 49km。从航磁资料分析，忠县—石柱属升高异常磁场区，黔江—彭水属降低异常磁场区。建始—武隆一线表现为正负磁力场异常的分界线，据此推测可能为巫山—金佛山基底断裂通过部位。该断裂在武隆北西侧通过，距坝址 25km 以远。

江口水电站坝址位于芙蓉江复背斜的北端，坝区及外围主要断裂有芙蓉江断层、火石垭断层、郁山镇断层、黔江断裂等，这些断裂形成于燕山运动。根据调查和测年资料，除黔江断裂在晚更新世早期有过较强烈的活动外，其余断裂在中更新世有过活动。本区新构造运动主要表现为较强烈的间歇性隆升，上述特点表明库坝区区域构造环境属于相对稳定区。

分析研究了坝区及外围 300km 范围内地震地质条件和地震活动特征，认为本区发生 6 级以上地震的可能性不大，5 级左右地震代表了本区地震活动水平。根据《中国地震烈度区划图（1990）》和有关规范确定江口水电站库坝区地震基本烈度为 VI 度。

3 水库工程地质及环境地质

江口水电站设计蓄水位 300m，水库干流回水到浩口，库长约 29km，除支流板河沟有较宽水域外，为典型的峡谷型水库。

3.1 水库岩溶渗漏

水库岩溶渗漏是关系到江口水电站能否兴建的重大工程地质问题。对这一问题的研究，从 20 世纪 60 年代后期开始贯穿于各个勘察阶段，进行了水库区及河间地块各种比例尺的岩溶水文地质测绘、钻探，开展了竖井和溶洞、暗河追索以及水文地质试验、连通试验、水质分析及泉点、钻孔地下水位长期观测、综合物探（包括声波测井、电磁测深）等勘察工作。

水库渗漏研究的主要内容有：水库区地质环境，包括地形地貌、地层岩性、地质构造、岩溶水文地质条件；重点研究了库区特别是芙蓉江—乌江河间地块的岩溶发育特征和规律；进行了水库工程地质分段；分析了水库封闭条件和可疑渗漏地段。

库首右岸芙蓉江与乌江河间地块渗漏问题是研究的重点。从岩溶水文地质结构、岩溶系统的水均衡、岩溶发育史、地下水补排条件以及地表水文网演变等方面进行了综合分析和评价，得出了明确的结论：

(1) 水库两侧分水岭宽厚，地下水位高于正常蓄水位，且有志留系砂页岩隔水层封闭，水库不会向两侧邻谷渗漏；库内左岸河弯岩溶发育弱，钻孔地下水位高，不会发生水库渗漏；库内外温泉分属不同的深循环系统，岩溶管道孤立而深度很大，水库不会通过温泉系统渗漏。

(2) 库首右岸芙蓉江—乌江河间地块，在文复断层（F_3）以东地区，分水岭地下水位

高，地下水分别向乌江和芙蓉江排泄，断层附近的 K_{18} 溶洞水位高程 556m，远高于正常蓄水位，不存在水库向乌江渗漏问题。

(3) 文复断层（F_3）以西地块，宽 1.2～2.0km，渗径 6～11km，分布有岩溶发育的灰岩地层和芙蓉江断层（F_1）、梨子坪断层（F_2），具备水库渗漏的地质条件。经地质调查、物探、钻探和从岩溶水文地质结构、岩溶系统水均衡、岩溶发育史、地下水补排条件和地表水文网演变等综合分析，不会发生管道型渗漏。D_2 钻孔长期观测地下枯水期水位约 240m 高程，低于正常蓄水位。按最小水力坡降推算，地下水位也低于正常蓄水位，可能存在溶隙型渗漏，但渗漏量不大，不影响电站的安全和正常运行，即使产生少量渗漏也可采取防渗措施处理。

3.2 库岸稳定

库区内芙蓉江总体由南向北沿芙蓉江背斜轴部发育，干流库段河谷形态为“V”字型，岸坡陡峻。两岸山峰高程 900～1 500m，相对高差 700～1 200m。出露地层主要为寒武系中上统和奥陶系地层，岩性为灰岩、白云岩。

江口水电站库岸稳定的勘察研究，从 20 世纪 60 年代中后期和 70 年代初期就结合规划选点进行了库岸稳定调查。可行性研究阶段进行了专题调查，采用航片解译和实地调查相结合，沿库岸对崩塌、滑坡和错落体进行了地质测绘。初步设计阶段又对重点库段和重点崩、滑体进行了复核。干流库段共发现体积大于 10 万 m^3 的崩塌堆积体 8 处，滑坡 6 处，错落体 1 处，总体积 3 574 万 m^3。板河沟支流库段发现滑坡 1 处，体积约 70 万 m^3。

根据岸坡结构、坡形特点、构造及岩体组合、岸坡破坏现状等因素综合分析研究，将干流库岸的稳定条件分为 4 类：好（I）、较好（II）、较差（III）和差（IV），其中差和较差的 4 段分布在盘古河、悬坝、硝厂等库段，全长 14.3km，占库段总长的 24.6%。对 14 处崩塌、滑坡和错落体的特征、现状和稳定性进行了分析评价，目前均处于稳定状态。水库蓄水后，盘古河 1、2 号及悬坝 3 处滑坡前缘局部可能失稳，但方量不大，距大坝较远，滑坡涌浪不致对工程造成严重影响。

3.3 水库诱发地震

江口水电站水库蓄水后，干流水库水面宽 70～300m，为狭长带状河谷型水库，坝前最大蓄水深度 125m，总库容 4.97 亿 m^3。对水库库盆岩性、构造条件、渗透条件、地应力状态和区域地震活动水平进行了分析研究。由于干流库盆 95%以上为碳酸盐岩，岩溶发育，且位于芙蓉江复背斜轴部，断裂构造比较发育，其中较大的芙蓉江断层（F_1）3 次穿越库盆，存在水库诱发地震的地质条件。分析研究认为，F_1 为压（压扭）性断层，构造岩胶结紧密，沿断层岩溶不发育，中更新世以来未见明显活动迹象，也未发现沿断层有地震活动，本区地应力水平不高，因此，水库诱发较强的构造型水库地震的可能性小。但由于岩溶比较发育，暗河规模较大，水库两岸岩体构造裂隙比较发育，水库蓄水后可能诱发岩溶型和浅表应力局部调整型水库地震的可能性较大，发震库段主要在坝址——盘古河段，预测震级≤4 级，相应地震烈度≤Ⅵ度。

4 坝址工程地质

芙蓉江下游河段开发曾研究比较了硝厂、悬坝、坟天口、江口等坝址，从水能利用和坝

址工程地质条件比较，江口坝址较好。1970 年初设要点和 1998 年可行性研究阶段均选定江口坝址。

坝址两岸地形基本对称，呈“ V ”字型横向谷。枯水位 180m，相应谷宽 40～50m，基岩面高程 170m 左右。岩层倾向下游略偏右岸，倾角 35°～55°。坝基（肩）岩体为$\in_3 m$和$O_1^1 n$～$O_1^5 n$层灰岩、白云岩、白云质页岩及灰质串珠体页岩。岩体中分布多层软弱夹层，其中 I 类泥化夹层和 III 类风化溶蚀填泥夹层性状差、厚度较大且分布较稳定。坝址断层不太发育，但沿断层和 III 类夹层溶蚀较严重，岩体透水性较大。岩溶和软弱夹层是坝址的主要地质问题。

4.1 拱坝工程地质勘察研究

拱坝工程地质条件勘察研究，包括大坝河段地形地貌、河谷形态、河床覆盖层、河床基岩顶板高程；坝基（肩）地层岩性、软弱夹层、岩溶、断层（F_{13}、F_{35}、F_{29}），特别是缓倾角溶蚀断层（F_{12}、F_6）出露位置、高程、性状以及裂隙发育状况；岩体风化和拱座岩体卸荷深度。在此基础上对坝基和拱座岩体进行工程地质分类。

在坝址勘察中曾研究了混凝土重力坝和拱坝，勘察了 3 条勘探线，从坝址工程地质条件比较，以重力坝的适应性较好，拱坝地质缺陷的处理工程量较大，经综合比较，选定拱坝方案，I-I 勘探线为大坝轴线。

(1) 坝基岩体工程地质分类及建基面选择，将坝基岩体按工程地质分类标准分为 5 类，坝基和拱座主要为 II 类岩体，部分 I 类和 III 类岩体，IV、V 类岩体主要为软弱夹层、溶蚀带和断层带等地质缺陷。大坝河床建基面选择在微风化—新鲜岩体上，一般开挖至河床基岩面以下 4m 左右。拱座建基面开挖深度应超过卸荷带，$\in_3^{2-2} m$、$O_1^2 n$层风化岩体应适当加深。

(2) 坝基、拱座岩体中主要存在 3 类地质缺陷：软弱夹层、岩溶洞穴、溶蚀断裂（如F_{13}、F_{35}、F_{29}和缓倾角溶蚀断层 F_{12}、F_6 及贯穿坝基的北东和北西向裂隙)。这些地质缺陷影响拱坝的稳定和变形，应根据开挖揭露的具体情况和工程部位，进行工程处理。

(3) 两岸拱肩槽开挖后，将在上游侧形成高达 100 余米的斜交顺向坡，且有各类软弱夹层、断层和裂隙。软弱夹层是边坡失稳的控制滑动面，左岸北西向、右岸北东东向卸荷裂隙为侧向切割面，可形成规模不等的局部不稳定块体应进行喷锚处理。左岸坝肩 I 号危岩体对工程安全影响极大，必须进行有效处理并进行监测。III 号危岩体高程较高，应尽快建立长期监测系统，视变形情况决定对策。

(4) 根据坝址岩溶水文地质条件，确定大坝防渗方案。$O_1^2 n$层白云质页岩，岩溶不发育，透水性微弱，为可靠隔水层，可作为防渗帷幕的依托。根据岩体透水性，岩溶发育特征、地层岩性、地下水位、作用水头等因素，确定防渗悬挂帷幕下限高程，河床 60m，两岸 120m，厂房区 140m。左岸采用大坝与地下厂房联合防渗方案，右岸出拱端后，向上游转弯接$O_1^2 n$页岩顶板 300m 高程。防渗帷幕线长 1 035m，需封闭面积 138 000m^2。为降低坝基扬压力，帷幕后应设置排水孔。

4.2 电站厂房

江口水电站曾比较研究了左右岸地面、地下式厂房，最终选定左岸地下式厂房方案。

地下厂房区为$O_1^3 n$、$O_1^4 n$层厚层灰岩，含灰质串珠体页岩、白云岩，安装间为$O_1^2 n$层白云质页岩。根据地下洞室围岩分类，顶拱主要为 I、II 类岩体，边墙有少量 III 类岩体。F_{35}

断层在顶拱出露，岩溶不发育。厂房区地应力水平不高，总体评价厂房顶拱稳定条件较好，下游（南西侧）边墙稳定条件好，上游（北东侧）边墙稳定条件相对较差。上游边墙和内侧端墙、顶拱部位，由层面、软弱夹层与北西、北东东向裂隙组合存在局部不稳定块体，开挖时需及时进行工程处理。

引水洞和尾水洞成洞条件较好，尾水洞出口洞脸为顺向坡，开挖时应边挖边锚。交通洞进口段位于蒋家岩古滑坡后缘，为 O_1d 页岩，其间有 F_5 和 F_{20} 断层交汇，成洞条件差，应采取工程措施。

4.3 导流工程

(1) 导流隧洞。导流隧洞布置在右岸，穿越坝区所有地层（$\in_3 m$～$O_1 h$），隧洞围岩主要为 II 类岩体，部分为 I、III 类岩体，洞线与岩层走向夹角较大，总体成洞条件好。其中 $O_1 f$ 层灰岩夹页岩段为 III 类岩体，岩层走向与洞轴线夹角较小，成洞条件相对较差。岩体中有各类软弱夹层和 F_{29}、F_{35} 断层，并要通过 KW_{11} 及 K_8 岩溶系统，这些洞段稳定条件也较差。通过施工开挖，围岩稳定条件、地质缺陷的位置及性状等与勘察阶段的结论基本一致，保证了施工的安全和顺利进行。

(2) 上下游土石围堰。上下游土石围堰覆盖层厚度 4～6m，透水性较大，基岩为 $\in_3 m$、$O_1 n$ 灰岩白云岩，浅部岩体透水性较大，需进行防渗处理。上游围堰右岸为 KW_{11} 岩溶系统，需进行封堵。通过基坑抽水，涌水量与原预测的基本一致。

5 天然建筑材料勘察

江口水电站主体工程需混凝土粗细骨料 200 万 m^3（净料），上下游土石围堰防渗土料 4 万 m^3。

天然砂砾石料场位于坝址下游，勘察了渔尾坝、大河沙坝和棉花坝等 3 个料场，料场的储量少、质量差，仅能用于临时建筑物。

人工骨料勘察研究了余家店子和丁家拗（贯子山）两处 8 个料场，两处料场料源均选用 $O_1^{4+5} n$ 灰岩、灰质白云岩及白云岩，储量、质量均能满足工程需要。余家店子料场开采条件较好，剥离层较薄。贯子山料场开采条件较差，存在高边坡稳定和剥离层较厚等缺点，建议选用余家店子料场。

围堰防渗所用土料料场综合选定在坝址下游 3km 的焦村坝，为乌江 I 级阶地堆积物，主要为粘土，储量和质量满足要求，开采和运输条件十分方便。

江口水电站水库岩溶渗漏问题研究

①

樊长华　罗兴建　陈残云

(长江水利委员会重庆勘测研究院，重庆 401321)

摘要　江口水电站水库位于复杂的岩溶地区，岩溶渗漏是制约电站能否兴建的关键问题。从 20 世纪 60 年代开始，针对电站库首与乌江河间地块渗漏问题，开展了大面积的岩溶水文地质调查，追索岩溶通道，进行压水、抽水、连通试验和岩溶大泉的长期观测，进行岩溶发育规律、地下水均衡、地表水文网演化的分析研究，除了钻探外，还进行了电磁测深等勘察研究工作，此外还请国内著名的岩溶专家进行多次研讨。通过大量的勘察研究工作，基本查明了江口水电站水库岩溶渗漏问题，为电站兴建提供了依据。

关键词　水文地质特征　渗漏分析　岩溶地区　水库渗漏　江口水电站

1　地质概况

江口水电站水库及芙蓉江—乌江河间地块主要出露寒武系中、上统及奥陶系地层，水库两侧及周边分布志留系地层（图 1），其中志留系（S）、奥陶系下统大湾组（$O_1 d$）为砂页岩，其余以灰岩、白云岩为主，夹有薄层页岩和泥质白云岩。

水库及河间地块主要为芙蓉江复背斜，北北东向（纵向）断裂发育，而横向断裂不发育，规模较大的断层有以下几条：

芙蓉江逆断层（F_1）：发育于江口背斜轴部，纵贯水库全区，北端穿过乌江，倾向北西西，倾角 70°～80°，地层断距 300m，长约 80km。

梨子坪逆断层（F_2）：发育于江口背斜轴部，倾向北西，倾角约 58°，地层断距大于 400m，长度大于 15km，北端穿过乌江，南端穿过芙蓉江。

文复断层（F_3）：沿文复向斜东翼发育，倾向西—北西，倾角 53°～65°，长约 21km。断层沿线岩溶强烈发育，其中文复场以北发育落水洞 23 个，岩溶洼地 7 个，文复场以南发育落水洞 54 个，岩溶潭（雾洞 K_{18}）1 个，洼地 8 个，为 1 条导水断层。

火石垭逆断层（F_4）：是河间地块的东部边界。最大地层断距 1 000m，北端穿过乌江，南端未进入水库，全长 50km。

洞坝逆断层（F_{41}）：位于 F_3～F_2 之间，通过新路口后与 F_{46} 断层相交，是连接 F_3 与芙

① 第一作者简介：樊长华，男，长江水利委员会重庆勘测研究院，高级工程师。

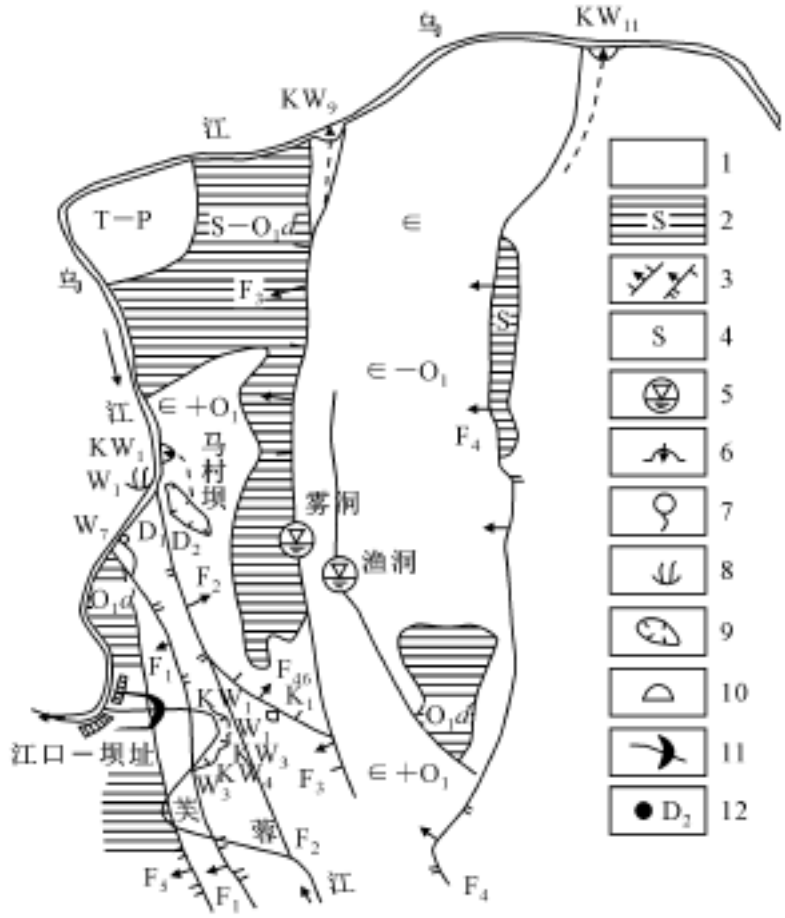


图 1　芙蓉江—乌江河间地块岩溶水文地质示意图

1—岩溶层；2—隔水层；3—正断层和逆断层；4—地层代号；5—暗河天窗及岩溶潭；6—暗河；7—泉水；8—温泉；9—岩溶洼地；10—溶洞；11—电站坝址；12—钻孔

蓉洞（K_1）系统的一条导水断层。

2　岩溶水文地质特征

2.1　主要岩溶类型

乌江、芙蓉江深切于各级剥夷面之下，相对高差在 1 000m 左右，库区呈现峰丛漏斗地貌景观，F_3 以东呈现峰丛洼地地貌景观，以西呈现峰丛漏斗地貌景观，主要岩溶形态有：溶蚀洼地及溶蚀槽谷，主要分布于 550～700m 高程及山间剥夷面上，长轴方向与构造线方向一致；水平溶洞、落水洞大量分布于各级剥夷面及溶蚀洼地底部；岩溶潭、暗河天窗一般分布于大型溶蚀洼地底部，如雾洞（K_{18}）、鱼洞（K_{33}）等，其地下水埋深一般只有几十米；广泛发育，主要分布于洼地、槽谷底部、斜坡地带及河谷两岸，暗河则分布于河谷两岸。

2.2　影响岩溶发育的因素

(1) 地层岩性对岩溶发育的影响。寒武系中统平井组 $\in_2 p$、上统毛田组 $\in_3 m$ 地层以灰岩、灰岩与白云岩互层为主，岩溶发育，为强岩溶层。奥陶系下统南津关组（$O_1^{4+5} n$）及红花园组（$O_1 h$）上下有相对隔水层，发育有落水洞、岩溶泉、溶洞及 KW_9 暗河，为中等岩溶层。寒武系上统耿家店组（$\in_3 g$）以落水洞、溶蚀裂隙为主，小泉水多。未见有大规模岩溶发育，为弱岩溶层。寒武系中统高台组（$\in_2 g$）以裂隙状溶洞、落水洞为主，小泉水较多，在深部此层具有较好的阻水性能，为微弱岩溶相对隔水层。

(2) 构造对岩溶发育的影响。不同的褶皱形态其岩溶发育有很大的差异。如 F_4 断层以

东普子向斜水文地质单元，岩溶洼地、落水洞、溶潭极发育，地下水埋深浅；F_4 断层以西、F_3 断层以东芙蓉江复背斜的核部，O_1 及$\in_3$ 岩层倾角缓，可溶岩分布广泛，岩溶十分发育，山岭与溶蚀槽谷、溶蚀洼地相间分布，洼地底部发育大量落水洞及溶潭吸收地表水是河间地块地下水最主要的补给区；F_3 以西褶皱紧密，岩层倾角陡，岩溶层与隔水层相间分布，岩溶形态以落水洞为主，封闭洼地不发育。

断层破坏岩体的完整性，当破碎带为可溶岩时易发育岩溶，如 K_1 尾部 800m 走向与 F_{46} 断层走向完全一致；河间地块沿正断层（张性）岩溶发育，如 F_3 断层、F_{21} 断层沿线发育大量溶蚀洼地与落水洞；逆断层（压性）岩溶不发育，如沿 F_1、F_2 未见大的岩溶现象。

(3) 新构造运动对岩溶发育的影响。库坝区位于川鄂湘黔边区，挽近期以来的新构造运动主要表现为大面积间歇性抬升，形成数级剥夷面，大娄山期残留峰顶面高程 1 800～2 000m（一期），1 400～1 600m（二期）；山盆期峰顶面 1 000～l 200 m（一期），700～900m（二期），700m 高程以下进入乌江峡谷期，乌江、芙蓉江在此高程以下主要为峡谷形态，其中在 450m 高程有较长的停顿，即乌江宽谷期，在各级剥夷面上发育有大型岩溶洼地、槽谷和漏斗，峡谷期与地壳短暂停顿形成的河谷阶地相对应，发育溶洞和暗河。

2.3 主要岩溶系统

与水库渗漏分析评价有关的岩溶泉及暗河有：

(1) 芭蕉洞（KW_1）—四方洞（KW_3）—（KW_5）系统。KW_1：位于江口坝址上游 1.1km 芙蓉江右岸，发育于$\in_2 p$ 中，洞口高程 202.54m，洞长 360m，尾部有 2 个水潭，枯水位 189.17m，实测高出同期芙蓉江水位 7.2m，水力坡降为 2.1%。在平枯水期江边不见水流，但大雨后 12h 洞口即出水，各出水点合计最大流量约 5～15m^3/ s，几天后断流。KW_3：位于江口坝址上游约 1.7km 芙蓉江右岸，发育于$\in_2 p$ 中，洞口高程 187.62m，洞口断面 10m×10m，洞长 108m，洞内见 3 处水潭，与芙蓉江水基本相平。出水时间与 KW_1 相似，流量约 5m^3/ s，几天后断流，在平枯水期江边不见水流。KW_5：位于 KW_3 上游 240m 芙蓉江右岸，发育于$\in_2 p$ 中，沿江共有 8 个出水点，出水点高程约 185.93m，丰水期流量约 0.5～1.0m^3/ s，平、枯流量变化不大，约 0.12m^3/ s。

以上 3 条暗河出口相距不到 900m，均发育于强岩溶层——$\in_2 p$ 中，它们应具有密切联系。分析其地下水主要由 F_3 以东、F_4 以西、文复场以南、盘古河以北广大地区补给，汇水面积在 60km^2 以上。从岩溶发育史分析，均是芙蓉洞（K_1）系统的低一级通道，KW_5 是长年有出水的最低级出口，从系统论的观点分析，三者应属于既独立又有相互联系的同一个大的岩溶排水系统。

(2) 金子沱出水孔（KW_4）系统。位于江口镇上游 11km 乌江左岸金子沱，发育于$\in_2 p$ 中。洞口高程 204m，出水点高程 186.56m，大雨后洞口才有出水，进洞后即为岩溶深潭。平枯流量约 10～30L/ s，大雨后约 3m^3/ s。主要由文复向斜大湾组分布区，马村坝洼地两侧及江口背斜倾伏端$\in_3$ 地层分布区补给，汇水面积约 16km^2。KW_4 下游 400m 的 K_{13} 水平溶洞，发育于$\in_2 p$ 中，洞口高程 218.89m，向山体内洞长 220m，洞底水潭高程 212.88m，属 KW_4 系统的早期出口。

(3) 九龙岬（KW_9）系统。位于共和场上游 700m 乌江左岸，出露于 $O_1^5 n$ 地层中，出口高程 205m，平均流量约 0.189m^3/ s。F_3 断层从其上游 300m 处通过，KW_{9-1} 从断层破碎带中流出，平流量约 5L/ s，估计与 KW_9 为同一系统的两个出口。分析由文复以北 F_3 断层两

侧$\in_3$、O 地层分布区补给，汇水面积约 35km^2。

(4) 高洞（K_{34}）—鱼洞（K_{33}）—雾洞（K_{18}）暗河系统。位于河间地块分水岭中部，文复场南约 2.2 km，位于$\in_3$ 地层中。K_{34} 入口高程 790m，平水期流量约 10L/ s。K_{33} 洞口高程约 743m，垂直向下 26m 后即见水流，流量 1L/ s，洞尾水潭水位约 701m。K_{18} 为一个暗河天窗，位于 F_3 断层带东侧 150m，洞口高程约 603m，是整个洼地的最低点，洞内见一岩溶深潭，水位 556m。K_{18} 与 K_{33}～K_{34} 系统所在的封闭洼地汇水面积约 46km^2，分析汇集的地下水沿 F_3～F_{41} 断层带向 KW_1～KW_3 系统排泄。

3 水库岩溶渗漏分析

由于水库东西两侧与乌江支流之间分水岭宽厚，地面高程 1 400～1 600m，且有志留系砂页岩封闭，因此不存在向两侧邻谷渗漏问题。水库库首右岸与乌江及坝址下游之间无隔水层封闭，需要研究水库几个地段的渗漏问题。

3.1 芙蓉江—乌江河间地块渗漏分析

芙蓉江—乌江河间地块西起 F_1 断层，东至 F_4 断层，宽约 4km，受构造线控制呈南南西—北北东展布，由芙蓉江复背斜组成，并发育 F_1、F_2、F_3、F_4 等断层。现按河间地块地质结构分为 F_4～F_3 之间及 F_3 以西两大部分来分析。

3.1.1 沿 F_3～F_4 地块向 KW_9 渗漏分析

F_3～F_4 断层之间地块由 O_1～$\in_3$ 地层组成芙蓉江复背斜，F_3、F_{21} 等断层纵贯其间，F_3 以西为文复向斜，核部为大湾组页岩隔水层，从北端 KW_9 至库内 KW_1 渗径长 20km。

地块地面高程 700～1 500m，为向西倾斜的斜坡，岩溶非常发育，尤其是 F_3 断层带沿线岩溶强烈发育，共有洼地 15 个，落水洞、溶洞 77 个。F_3 以东的 K_{34} 入口高程 790m，K_{33} 地下水位 701m，靠近 F_3 的 K_{18} 地下水位 556m，从东向西地下水位逐渐降低，说明地块地下水自东向西运移补给，汇集至 F_3 后，受上盘 O_1d 页岩阻隔，地下水分别向 KW_9、KW_1 系统排泄。因此 F_3～F_4 地块的渗漏即是从 KW_1 系统沿 F_3 向 KW_9 渗漏。由于 F_3 断层带附近的 K_{18} 溶潭水位为 556m，其洪枯变幅约 2m，可代表 F_3 断层带的地下水位已远远高于设计蓄水位，因此，水库不可能通过 KW_1 系统沿 F_3 断层向乌江 KW_9 渗漏。

3.1.2 F_3 断层以西河间地块渗漏分析

地块西侧以 F_1 为界，东侧以文复向斜 O_1d 页岩隔水层为界，宽 1.2～2km，西侧渗径 6km，东侧 11km。需查明以下渗漏途径的可能性。

(1) KW_1 向 KW_4 渗漏分析。KW_1～KW_4 水平距离 8.5km（图 2）。可从以下几个方面进行分析。从岩溶水文地质结构分析：由于 F_2 断层将上盘$\in_2g$ 层泥质白云岩微弱岩溶层组逆冲于$\in_3g$ 之上，从马村坝经两路口至盘古河一线，除新路口之下低于 300m 外，F_2 两盘$\in_2g$ 高程均在 300m 以上，形成纵贯于地块的“隔墙”，隔开了江口背斜两翼$\in_2p$ 强岩溶层组的联系。从岩溶系统水均衡分析：KW_1 系统枯流量达 0.12m^3/ s，以本区最枯地下水径流模数反推其汇水面积 60km^2 左右，这与 K_{34}—K_{33}—K_{18} 面积相适应，故 KW_1 系统主要由 F_3 以东地区补给，KW_4 主要由马村坝洼地及 O_1d 页岩分布区约 16km^2 汇水面积补给，与本区最枯地下水径流模数相适应。在马村坝洼地进行的溶洞探测及钻探表明，洼地之下的地下水亦流向 KW_4。从岩溶发育史分析：新构造运动的间歇性上升使岩溶发育具有成层性。在芙

蓉江一侧，KW_1、KW_3、KW_5（高程 180～190m），芙蓉洞（高程 469m），新路口洞（高程 817m），天星钻人坑洞（高程 1 100m）等不同高程分布的溶洞系统应是同一系统不同时期的产物，低一级岩溶是高一级岩溶的继承和发展，从 K_1 主通道由北向南发育也说明该岩溶系统主要向文复断层以东方向发展。在乌江一侧，KW_4 与 K_{13}、马村坝溶洞群也有相似特征，因此它们之间不存在相互袭夺现象，没有直接的联系。从地表水文网演变分析：在两路口—梨子坪一带，地表岩溶发育弱，自山盆期以来始终处于分水岭的位置，水向东西两侧分流，至今仍为分水岭且比较完整。从马村坝物探分析：为查明不同岩体岩溶发育程度，在马村坝进行了电磁测深勘探，并对测试成果采用多种方法进行分析研究，发现洼地下寒武系地层在 530～580m 高程岩溶较发育，在 450～430m 高程岩溶发育较弱，在 380m 高程以下为高阻岩体，岩溶发育很弱，这与 D_1、D_2 钻孔揭露的情况基本一致。

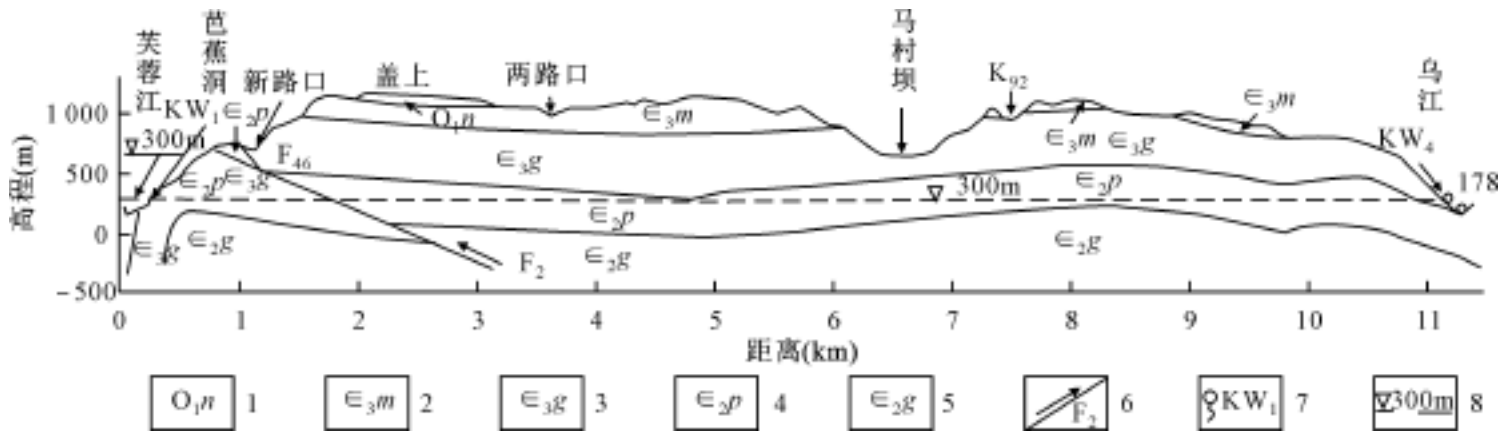


图 2 芙蓉江—乌江河间地块渗透剖面

1—下奥陶统南津关组；2—上寒武统毛田组；3—上寒武统耿家店组；4—中寒武统平津组；5—中寒武统高台组；6—逆断层；7—岩溶泉；8—正常蓄水位线

根据以上分析综合判断，地下水分水岭位于梨子坪—两路口一线，按 KW_1 地下水力坡降 2.0%推算至梨子坪地下水位大于 320m，高于设计蓄水位。因此可以认为水库蓄水后不存在由 KW_1 系统向乌江 KW_4 系统发生岩溶管道渗漏。

(2) 沿 F_1 断层渗漏分析。F_1 断层 5.5km，在双山子以北（高程 660m）进入 O_1d 页岩。沿线（高程在 500～900m）未见较大规模溶蚀现象，因此水库不会沿断层向乌江渗漏。

(3) F_1—F_2 断层间岩体渗漏分析。渗径约 6.5km，为江口背斜，由 O_1～$\in_2$ 地层组成。地块走向与岩层走向近一致，向乌江倾斜，地面高程 1 000～1 200m，地表水系发育，岩溶作用相对较弱，地表径流条件好，难于形成贯穿河间地块的渗漏通道，因此地块不会发生岩溶管道性渗漏。按 $\in_3 g$ 层白云岩弱岩溶层地下水力坡降 5%推算至分水岭地下水位为 330m，以 2.5%的较小地下水力坡降推算至分水岭的地下水位约 264m，因而尚不能完全排除溶隙性渗漏的可能性。河间地块即使产生溶隙性渗漏，渗漏量也很小，对电站的正常运行不会造成严重危害。如产生较大渗漏时，也可采用防渗措施处理。如在河间地块中部设置防渗帷幕，帷幕面积约 10 万 m^2。

3.2 左岸河湾渗漏分析

芙蓉江自坟天口绕过月亮山转向北西西形成河弯地块，由 $\in_3$～O_1 地层组成，为江口背斜北西翼，地面高程 600～900m，渗径 3km。由于左坝肩坐落于 $\in_3 m$～$O_1^{1+2+3} n$ 地层上，因此左岸河湾渗漏主要指沿西侧 $O_1^{4+5} n$ 和 $O_1 h$ 两层的渗漏。

左岸河弯地表最高峰 870m，地形陡峻，排水条件良好，岩溶层呈狭窄的长条状展布，岩溶不发育。在上下游两侧都有小泉水出露，均为岩溶裂隙泉。在坝址区通过对左岸钻孔的长期观测，其地下水位已接近设计蓄水位，地下水力坡降较陡，按 8%～12%推算至分水岭已远超过设计蓄水位，不会发生岩溶渗漏。

3.3 沿温泉渗漏分析

河间地块在乌江一边出露 W_6 温泉，在芙蓉江一边出露 W_0、W_2、W_3 温泉，由于分布在河间地块两侧，因此需要研究水库通过库内外温泉渗漏问题。

W_6：位于江口背斜倾伏端乌江左岸，出露点略低于乌江枯水位，出口层位 $\in_3 g$ 白云岩。水温 55 ℃，有较浓的硫化氢气味，属氯化物水。其成因为地下水沿 F_2 断裂带向深部运移，在 $\in_2 g$ 层隔水、保温和地下水溶滤作用下，从江口背斜倾伏端排泄出地表形成。

W_0：位于坝址上游 300m，F_1 断层下游 150m，在枯水位以下。与江水混合温度 24.5 ℃，混合水样为 HCO_3-SO_4-Ca-Mg 型水。

W_2：位于四方洞下游 150m 平水位附近，出露于 $\in_2 p$ 地层，由裂隙中流出。水温32 ℃～38 ℃，流量 2.5L/ s，为 SO_4-Cl-HCO_3-Ca 型水。

W_3：位于四方洞上游 600m 平水位附近，出露于 $\in_2 p$ 地层，由裂隙中流出。水温 40 ℃，流量 3.5L/ s，为 SO_4-Cl-Ca 型水。

W_0、W_2、W_3 为同一类型温泉，属 SO_4-Cl-Ca 型水，而 W_6 属 Cl-K + Na-Ca 型水。这两类温泉不属于同一个系统。温泉系统岩溶管道比较孤立，从水温推断，循环深度大于 1 000m。因此初步判断水库蓄水后，不会通过库内温泉系统向乌江温泉发生渗漏。

江口水电站地下厂房围岩稳定性研究

①

甘三才　王　颂　王雪波

(长江水利委员会重庆勘测研究院，重庆 401321)

摘要　江口水电站采用地下厂房、主厂房布置于左岸山体内，由引水隧洞、尾水隧洞、地下厂房、主变室、母线廊道、电缆竖井及排水廊道等建筑物组成复杂的地下洞室群，因此地下洞室稳定是工程建设的关键技术问题之一。为查明地下洞室群的地质条件，开挖廊长 380m 勘探平硐，进行了断层、裂隙的测量统计和围岩分类，岩体、断层、软弱夹层及裂隙的物理力学性质试验，岩体的渗透性试验、岩体地震波测试、应力解除法三维地应力测试等大量的勘察研究工作。对地下厂房围岩稳定性作出了评价：左岸地下厂房围岩稳定条件较好，局部不稳定块体通过支护处理后，洞室围岩稳定是有保证的。

关键词　地下厂房　围岩稳定性　厂房位置　地下洞室群　江口水电站

1　地下厂房区地质概况

地下电站主厂房长 88m，宽 19m，高 47m，主变洞长 80m，宽 12m，高 13m。

电站建筑物穿越寒武系上统毛田组（$\in_3 m$）—奥陶系下统南津关组（$O_1 n$）、分乡组（$O_1 f$）、红花园组（$O_1 h$）及大湾组（$O_1 d$）地层，岩性以厚层灰岩、白云岩为主，夹含灰质串珠状页岩、白云质页岩及页岩。

厂房区地层走向 28°～32°，倾向 298°～302°，倾角 48°～55°。岩体中发育 10 条断层，走向北东倾向北西，其中以中、陡倾角断层规模较大，且大部分断层有不同程度的溶蚀填泥，一般胶结较差。其中 F_{35} 断层顺层发育于厂房顶拱，胶结较好，微风化，微裂隙发育。岩体中裂隙以走向北东东为主，其他北北东、北北西及北西西组裂隙发育相对较少。裂隙发育密度不大，一般为方解石充填，少有溶蚀现象。

厂房区岩体中发育性状较差的泥化夹层（I 类）、破碎夹层（II 类）、风化溶蚀填泥软弱层带（III 类），主要分布在毛田组（$\in_3 m$）、南津关组上部（$O_1^5 n$）和分乡组（$O_1 f$）岩层中。厂房洞室群岩层中发育破碎夹层 10 条，风化溶蚀填泥软弱层带 1 条，夹层一般厚度较小，性状较好。

厂房围岩地下水主要为岩溶裂隙水，无大的岩溶系统发育，岩体为弱—中等透水岩组。

---

① 第一作者简介：甘三才，男，1952 年生，高级工程师，长期从事水利水电工程地质勘察研究工作。

根据地应力测试，厂房区最大水平主应力 7.69～8.63MPa，而岩石抗压强度在 80～100MPa 之间，且 δ/ δ_{max} > 10，说明该区属中等应力地区，从垂直应力分量与最大主应力值比较，可知电站区地应力以构造应力为主，其最大主应力方向为 SW262°，与区域主构造线、厂房轴线方向近于垂直。

2 厂房位置及纵轴线选择

根据岩石的强度、岩体结构和完整性，地下厂房选择在左岸山体，主厂房部分主要为 O_1^3 *n*～O_1^4 *n* 岩层 (I～II 类岩体)，部分边墙为 O_1^1 *n* 层 (III 类岩体)，避开了 O_1^5 *n* 层中的密集夹层发育段。从大坝左坝端推力在左岸山体内产生的应力值来看，其最大主应力值从左坝端的 8.2MPa 衰减至厂房顶拱附近约 0.3～0.4MPa，与左岸水平构造应力值 5.38～10.55MPa 相比，增加的应力值较小，对厂房围岩稳定影响不大。为使进、出水流条件较好，确保计算的各项参数满足规范要求，并可不设调压室，综合上述因素，确定厂房布置在左坝头下游约 100m 处，纵轴线方位角 NW348°。

3 洞室围岩稳定性分析

结合洞室围岩本身特性和影响围岩稳定的诸多因素，采用定性与定量相结合的方法，对围岩稳定性进行综合分析。

3.1 洞室围岩分类

以洞室围岩中不同层位岩石的物理力学指标、岩体完整程度、结构面形态、地下水等主要 5 项因素之和的总评分为基本依据，围岩强度应力比为限定判据，应用《水利水电工程地质勘察规范》(GB50287-99)，对地下厂房围岩进行分类，见表 1。

按照《工程岩体分级标准》(GB50218-94) 判断，跨度 10～20m 洞室基本稳定，局部可能发生掉块或塌方。

表 1 厂房洞室围岩分类

围岩类别		围岩名称	岩石单轴饱和抗压强度 (MPa)	纵波速度 (km/ s)	岩体完整系数(kV)	单位弹性抗力系数 (MPa·cm^{-1})	围岩分类总评分	代表岩石地层单元
I		结晶灰岩	> 70	6 000～6 300	0.93	160～220	160～85	O_1^{3-2} *n*、O_1^2 *h*、O_1^4 *h*
II	II_a	灰岩白云岩	50～70	5 690～6 190	0.85～0.91	110～160	85～65	O_1^4 *n*、$O_1^{5-1+3+4}$ *n*
	II_b	灰岩夹灰质串珠体页岩	50～70	5 350～5 970	0.85～0.91	110～160	85～65	O_1^{3-1} *n*、O_1^{3-3} *n*
III	III_a	灰岩夹密集夹层段	50～70	4 800～5 790	0.78～0.92	50～110	45～65	O_1^{5-2} *n*、$\in_3^{2-2}$ *m*
	III_b	灰岩夹页岩	50～70	4 800～5 790	0.78～0.92	50～110	45～65	O_1^1 *n*、O_1^1 *h*、O_1^3 *h*
	III_c	页岩	20～35	4 402～5 387	0.85	20～50	45～65	O_1^2 *n*、O_1 *f*(较完整) O_1^{1-1+2} *d*(较完整)
IV		页岩	10～15	3 989	0.58～0.72	12～15	45～25	O_1^{1-3} *d*、O_1^2 *f*(风化)
V			< 5	< 2 500		< 12	< 25	溶洞段、III 类夹层段断、层破碎带

3.2 厂房洞室围岩结构面组合危险块体分析

厂房围岩结构面组合分析见表 2，厂房下游（南西侧）边墙稳定性较好，上游（北东侧）边墙稳定性相对较差。北东侧边墙及顶拱于 F_{35} 断层附近可能存在北东东及北西结构面与其组合形成不稳定单面滑移体或塌滑体，南西侧边墙局部可能存在北东东及北西结构面与其组成的双面塌滑体。

表 2 地下厂房围岩结构面赤平投影分析

围岩分段	结构面				结构面不利组合及破坏型式			工程部位
	编号	产状	性质	组合	滑动型式	滑面	交汇产状	
$O_1^3 n$	1	64∮ SE∠65°	裂隙	(1 3 5)	单面滑动(边墙)	5	α15°66°∠30°, α25°58°∠19°,	NE 边墙(上游侧)及顶拱
	2	85∮ SE∠55°	裂隙	(2 3 5)	塌落(顶拱)		α13°72°∠18°, α35°55°∠20°	NE 边墙(上游侧)及顶拱
	3	285∮ SW∠30°	裂隙				α23°50°∠25°	NE 边墙(上游侧)及顶拱
	4	334∮ HE∠62°	裂隙	(1 4)	双面滑动	14	α14°305°∠43°	SW 边墙(下游侧)
	5	36∮ NW∠45°	夹层	(2 4)	双面滑动	24	α24°280°∠55°	SW 边墙(下游侧)
$O_1^{4-1} n$	1	67∮ SE∠60°	裂隙	(1 3 5)	单面滑动(边墙)	5	α15°80°∠48°, α13°88°∠70°	NE 边墙及顶拱
$O_1^{4-2} n$	2	84∮ SE∠55°	裂隙	(2 3 5)	塌落(顶拱)		α25°53°∠21°, α23°20°∠50°	NE 边墙及顶拱
	3	295∮ SW∠60°	裂隙				α35°60°∠30°	NE 边墙及顶拱
	4	320∮ NE∠50°	裂隙	(1 4)	双面滑动	14	α14°305°∠17°	SW 边墙
	5	34∮ NW∠52°	夹层及 F_{35}	(2 4)	双面滑动	24	α24°275°∠40°	SW 边墙
$O_1^{4-3} n$	1	60∮ SE∠55°	裂隙	(1 3 4)	单面滑动(边墙)	4	α14°58°∠17°	NE 边墙及顶拱
	2	340∮ NE∠50°	裂隙	(1 3 4)	塌落(顶拱)		α13°317°∠54°	NE 边墙及顶拱
	3	287∮ SW∠70°	裂隙	(1 3 4)			α34°86°∠46°	NE 边墙及顶拱
	4	34∮ NW∠52°	夹层	(1 2)	双面滑动	12	α12°283°∠45°	SW 边墙

3.3 厂房洞室群围岩三维弹塑性有限元分析

根据围岩物理力学试验结果及有关工程地质资料，采用物理力学参数见表 3。采用三维

表 3 岩体物理力学参数

岩层	E(GPa)	μ	C(MPa)	(°)	R_f (MPa)	R_a (MPa)	γ (t/ m³)
$O_1^1 n$	30	0.26	1.2	50.2	1.3	45.5	2.68
$O_1^2 n$	20	0.28	0.8	45	0.6	21	2.64
$O_1^3 n$	30	0.28	1.2	50.2	1.3	45.5	2.68
$O_1^4 n$	30	0.28	1.2	50.2	1.3	45.5	2.68
F_{35}	0.3	0.35	0.05	21.8			
II_1-306	0.1	0.35	0.05	25			
III-404	0.2	0.35	0.03	19.3			

弹塑性有限元分析方法进行分析,强度准则为摩尔—库仑双曲线准则。根据地应力及山体地形地质条件,拟合回归出计算模型所需的三维初始应力场,并模拟开挖及支护方案,计算得出洞室周边塑性变形区应力分布及位移见表 4、图 1。

表 4　厂房洞室 2 号机典型部位开挖末期状况

洞室部位	塑性开裂区范围(m)		应力(MPa)		位移(cm)	
	无支护	有支护	无支护	有支护	无支护	有支扩
拱顶	1～4	1～3	44.64	19.73	1.88	1.32
拱脚		6～10	32.61	26		
边墙	20	1～6	20.58～39.48	9.10～13.93	4.81	3.61

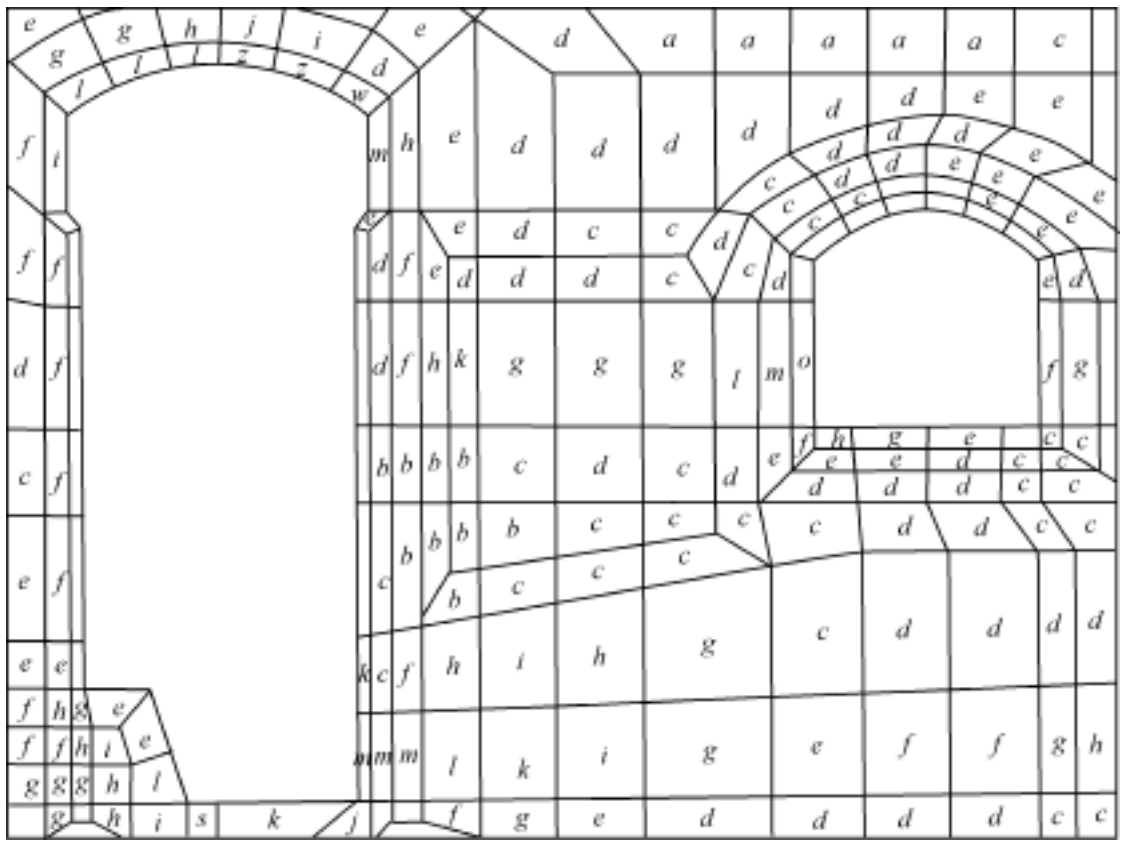


图 1　地下厂房 2 号机段毛洞开挖末期第一主应力大小(MPa)

$a=-1.68$; $b=-3.40$; $c=-5.11$; $d=-6.83$; $e=-8.55$; $f=-10.27$;
$g=-11.99$; $h=-13.71$; $i=-15.43$; $j=-17.14$; $k=-18.86$; $l=-20.58$;
$m=-22.30$; $n=-24.02$; $o=-25.74$; $p=-27.45$; $q=-29.17$; $r=-30.89$;
$s=-32.61$; $t=-34.33$; $u=-36.05$; $v=-37.77$; $w=-39.48$; $x=-41.20$;
$v=-42.92$; $z=-44.64$

由表 4 可看出:

(1)无支护情况在断层或夹层穿过的拱顶和边墙外,洞室交叉处围岩应力集中较明显,塑性变形开裂范围和位移值较大。

(2)无支护开挖末期,厂房边墙中部形成一个应力松弛区,围岩承载力明显减小,该部位围岩需重点支护。

(3)采用锚杆支护后,地下洞室开挖末期最大位移为 3.61cm,洞室塑性变形开裂区基本控制在 1～3m 范围内,只有局部范围达到 6～10m,洞周应力也有减少,围岩基本是稳定的。

由于各机组围岩地质条件的差异,在实际施工中,可结合围岩变形动态和支护受力状态的

监测结果,对可能出现的不利夹层与裂隙形成的不稳定块体进行稳定分析,并根据分析成果对这些部位支护参数进行调整。

综上所述,左岸地下厂房围岩稳定条件较好,局部不稳定块体通过支护处理后,洞室围岩稳定是有保证的。

3.4 引水洞、尾水洞稳定条件评价

引水、尾水隧洞均为 3 条,进水口高程 240.5～248.5m,出水口高程 171.5m,引水隧洞直径 4.5～5.0m,尾水隧洞直径 6.3～8.5m。隧洞穿越寒武系上统毛田组($\in_3 m$)—奥陶系下统红花园组($O_1 h$)地层,隧洞轴线与岩层走向夹角 45°～90°,岩层倾角较陡,总体成洞条件较好,但岩体中断层(形成溶洞或溶蚀风化)、软弱夹层较多,与裂隙组合可能构成局部不稳定块体。分乡组($O_1 f$)页岩为 III 类岩体,断层切割段页岩较破碎,成洞条件相对较差。可能的洞室围岩破坏形式见表 5。

表 5 引水洞、尾水洞、交通洞洞室围岩破坏形式

洞室名称	地层	主要结构面	块体失稳部位及模式
引水洞	$\in_3 m$	120°～130°∠50°～80°,210°～220°∠60°～80°	边拱、边墙单面塌滑
	$O_1^{1+2} n$	310°～320°∠80°～85°	顶拱新月状塌落,边墙倾倒
尾水洞 交通洞	$O_1^{3+4+5} n$	130°～140°∠45°～70° 200°～210°∠75°～85°	顶拱锯齿状、新月状塌落
尾水洞	$O_1 f$	134°～150°∠68°～75°	边拱人字形塌落
交通洞	$O_1 d$	30°～40°∠45°～70°	边墙锯齿状塌落
断层切 割洞段	以 F_5 断层 为代表	断层 134°～150°∠68°～75° 裂隙 134°～150°∠68°～75°	顶拱人字形塌落

3.5 交通洞稳定条件评价

厂房交通洞位于蒋家岩古滑体后缘,洞口高程 225.7m,洞断面 7.5m×6.5m,洞长 733m,交通洞穿越地层为南津关组第 3 层 $O_1^3 n$—大湾组第一层 $O_1^1 d$,大部分地层与尾水洞相近。进口 0+200m 段为 $O_1^1 d$ 页岩夹灰岩,受褶皱影响,岩层相对破碎,倾角 6°～10°,与洞轴线交角较小,稳定条件较差。开挖前预测 0+640～0+620m 为 F_5、F_{20} 断层交汇段,页岩挤压强烈,断层破碎带为全风化页岩碎块,局部泥化,极易发生塌顶。实际开挖与预测 F_5 断层破碎带位置基本相符,由于支护不及时,于 0+625～0+630m 段发生较大方量塌顶,其余洞段围岩稳定性较好。现在主厂房顶拱开挖已经完成,实际情况与勘测成果基本一致。

二、理论与技术方法应用

清江流域活动构造的卫星遥感信息分析

谢广林　孔凡健　徐春阳

(国家地震局地震研究所，武汉 430071)

摘　要　本文是通过卫星遥感信息系统，对清江流域的地质构造进行了系统的分析研究。通过对该区域断裂的影像信息、盆地的影像信息、环形构造的影像信息，活动构造的影像信息等综合分析，结果表明，清江流域及其周缘地区存在着几种不同的活动构造类型，对地壳稳定性产生一定的影响。

清江流域碳酸盐岩广布，该研究内容对现今的清江流域水力资源开发，有一定现实意义。

关键词　活动构造　卫星遥感　影像分析①

1　概　述

TM 卫星图像具有视野广阔、信息丰富的特点，图像中显示的颜色、形状、位置、阴影和纹理等，都是研究活动构造的重要标志。利用 TM 卫星图像不仅可以客观、快速地提取活动构造的有关信息，而且可以从宏观上进行区域性整体分析。

上新世末到早更新世的构造运动是对我国地壳最新变形和地貌发育影响最大的一幕构造运动，致使现代地壳运动一直承袭着上新世末以来构造运动的基本状况[1]。清江流域的新构造运动，也显示了这一运动特征，并在卫星影像上留下了清晰的构造活动形迹。因此利用 1∶10万 TM 卫星图像，可以分析清江流域及周缘地区的断裂、盆地、环形构造的展布位置、几何形态及新构造时期的活动表现，并讨论活动构造所处的地质环境、组合特征、形成演化过程及其对地壳稳定性的影响。

本文所研究的区域包括清江流域及其周缘地区，大致位于东经 108°30′～111°32′，北纬 29°30′～31°00′，地理位置北起长江干流，南至咸丰—来凤—石门，西起龙驹坝—文斗场，东到宜昌—宜都—枝城一带。

随着清江流域水电工程的不断兴建，对该地区地壳稳定性的评价有着重要意义，而利用遥感信息研究活动构造及其对地壳稳定性的影响是行之有效的方法和手段之一。

---

① 第一作者简介：谢广林，男，1938 年 10 月生，研究员，长期从事遥感及地震地质研究，2001 年因病去逝。

2 卫星遥感信息的区域分析

在1∶10万的TM假彩色合成图像中，清晰地展示了清江流域及其边缘地区的地质、构造、地貌及其他有关信息，有利于宏观上对区域内的基本概况进行整体识别，有利于对各种构造进行对比研究，也为分析活动构造提供了良好的影像信息。从宏观来看，清江流域的卫星影像色彩、图斑、纹理，以及它们所显示的地貌类型与形态，水系形式与谷地形态，褶皱、断裂及其他线性影像的表现，地层——特别是第四系的发育状况等，在不同地段均呈现不同的信息特征。因此，根据这些信息的综合评价，可将清江流域划分为五个信息特征地段。

2.1 河口地段

位于云坡老—城池口—鄢家旁以东，至长江岸边的距离6km左右。该地段在TM假彩色合成图像上呈浅色彩，河岸边缘色彩略深一些，图像上星斑点密集展布，地形起伏很小，广泛为中更新统—全新统冲积物所覆盖，局部可见到红层出露。该地段线性影像极其隐晦，天阳坪断裂带以弱浅色线展布其中，且南、北分支断裂在此地段内延伸2～3km即消失，只有中间的主干断裂呈南东东方向延伸至长江右岸，而后隐伏于江中，再继续出现在长江左岸，另有一条隐晦的北北东向线性影像，时断时续地展布于长清—罗家坪一带，它是否属于断裂，尚待今后的进一步研究。

2.2 下游地段

位于西寺坪—沿市口以东至城池口一带，东西直线间距20～22km。该地段在TM假彩色合成图像上以浅色彩为主体，略为深一些的色彩呈片块状、条带状穿插其间，图斑纹理清晰，阴影明显。浅色调为第四系覆盖区或志留系砂页岩裸露区；红层组成的低丘也呈浅色调，而红层及其他岩层所形成的侵蚀构造高丘与低山则呈深色调。该地段主要展布着一系列近东西向、北西西向的线性影像，但有的线性清晰，有的线性隐晦；有的为两种色彩、图斑的分界面，有的则形成了色调带。这些线性影像并不全都属于断裂，在该地段内有的属于山脊线性，有的为两种地层、岩性的分界面，但多数仍是断裂的线性信息。在该地段内，图像上最瞩目的有两条断裂，即天阳坪断裂带和梁山断裂。位于清江左岸的天阳坪断裂带东段由三条平行分支断裂组成，图像上表现为两条浅色调夹一条深色调带，两色调带之间呈现较明显的地貌反差；位于清江右岸的梁山断裂，在图像上为两种色调、图斑的分界面，南侧为海拔近1 000m的岩溶台原，北侧为长垣状丘陵，沿断裂断层三角面发育良好、排列整齐。显然，这两者是下游地段最重要的断裂带。

2.3 中游地段

位于龙王冲以东至沿市口一带，东西直线间距70多千米。该地段在TM假彩色合成图像上主要呈深色彩，其间夹着一些浅色调带，但图形复杂，图斑纹理多种多样，包括羽状纹理、纺缍形、椭圆形图像、豆粒状图斑等形式。该地段除东北角展布着低山、东南角展布着岩溶台原之外，普通为海拔1 000～2 000m的中山地形所盘踞，山高谷深，阴影明显，坡地陡峻。浅色调带者除一部分属于志留系砂页岩裸露区外（志留系砂页岩并非全都呈浅色调带），大部分仍为第四系所覆盖，它们主要展布在河谷中和岩溶区。河谷中以含碎石坡积物为主，局部可见到冲积物；岩溶区的洼地、盆地和干谷中则堆积着粘土状残—坡积物。该地

段展布着近东西向、北西西向、北北西向、北北东向、北东向和北东东向等多组线性影像，但除局部地区线性较密集外，一般线性均较稀疏。这些不同走向的线性影像彼此各占一方：近东西向线性主要展布在清江干流两侧 22～28km 的范围内；北西西向线性占据该地段的东北部，以天阳坪断裂带的影像较清晰；北北西向线性展布在仙女山—渔洋关一带，以仙女山断裂带和松园坪断裂的规模较大，影像最瞩目，切错和限制近东西向、北西西向线性影像；北东向线性散漫地展布在仙女山断裂带以西，零星出现；北东东向线性展布在该地段南侧分水岭附近，线性密集，影像瞩目，有的呈 S 形展布。总之，该地段以下列 3 条线性影像最为瞩目：①北北西向仙女山断裂带的线性构造；②北东至北东东向的鹤峰—土坪线性构造，现通过野外工作已认为为一条 S 形断裂；③近东西向的井水—秀峰桥—杨树坪线性影像，位于火烧坪北面，是否属于断裂尚待今后考证。

2.4 中上游地段

位于莲花坝以东至龙王冲一带，东西直线间距 60 多千米。在 1：10 万 TM 假彩色合成图像上，该地段中部呈浅色彩，南、北两侧色彩较深，豆粒状图斑几乎展布全区，成为该地段最突出的图像景观，只有南、北分水岭附近出现了一些菱块状和羽状的纹理。该地段普遍为海拔 1 200～1 600m 的岩溶高原、山原所盘踞。高原与山原上，浑圆状的岩溶浅丘波状起伏，溶蚀洼地、溶斗、盲谷、干谷发育，但清江的支流大多形成深切河谷，谷坡陡崖发育，阴影明显。在河谷和岩溶谷地中广泛为第四纪残—坡积物所覆盖，它们在图像上色调最浅。该地段南、北两侧的分水岭附近，展布着一些北东东走向和近东西走向的岩溶中山。该地段的线性影像只有少数较清晰，一般比较隐晦，而且大多时断时续，时隐时现。这些线性影像依其走向可分为北北东向、北东向和北东东向三组，它们在清江左岸分布比较稀疏，在清江右岸却比较密集。值得注意的是在宣恩县东北部，一系列北东东向线性密集成群，彼此并列展布，两线间距 0.5～1.5km，使该地的图像呈现刀砍状，并与一些北北东向、北西向线性相互交切，这些线性影像是否属于断裂、裂隙或是其他地质现象，尚待今后野外地质工作的考证。另外，在南侧分水岭以南，有一系列呈舒缓波状的北东东向线性构造，延伸长达 50km，影像极其瞩目，断层三角面和断层崖排列整齐，呈现出较明显的活动性。

2.5 上游地段

位于莲花坝以西至齐岳山山脉，东西直线间距近 100km。该地段在 1：10 万 TM 假彩色合成图像上，表现为浅色彩与深色彩相间展布，豆粒状图斑与羽状图形相间出现，呈现出不同的图像景观与地貌景观。豆粒状图斑者为海拔 1 200～1 600m 的岩溶高原与岩溶山原的图像景观，高原与山原面上波状起伏，岩溶丘陵、岩溶盆地、洼地、干谷、盲谷发育。利川境内岩溶盆地较多，它们的图像多呈斑状浅色调，盆地规模较大，白果坝盆地展布面积达 40km^2 以上。清江发源于齐岳山，向东奔流至长堰槽西南侧后，转入地下形成暗河，再从庙门坡附近流出地表，整个暗河段长近 9km，暗河段之上保存 1 800～2 000m 的岩溶中山或砂砾岩中山的图像景观，它们呈北北东走向，明显受褶皱形态与构造线走向所控制。但是，在白垩纪—早第三纪成生建始、恩施、来凤 3 个盆地，不仅图形、纹理各异，色彩也差异很大，这可能与它们在新构造时期的活动各异有关。图像信息表明，该地段以北北东向、北东向的线性构造为主体，影像清晰，即使在岩溶高原之中，也有明显的线性显示，它们多呈浅色线，一部分为深色线，一部分为两种色彩的分界面，还有一部分为两种图形、图斑的分界面。这些线性构造规模较大，长数十公里至 100 多公里，大部分属于断裂，有的还具有较明

显的活动形迹。该地段南部，包括来凤等地，还展布着一系列北西向的线性影像，它们与北北东向断裂交切，但规模较小，长一般为 10～20km，其中有一部分可确认为断裂，更多的尚待于今后验证。

综合以上的讨论可以看出，在 TM 卫星图像上，清江流域的 5 个信息特征地段比较分明，各地段的图像景观、地貌景观、地质构造景观都有各自的特色，但是除了上游地段与中上游地段的影像边界比较明朗之外，其他均呈模糊状态。

3 主要活动断裂（带）的影像信息分析

利用 1∶10 万 TM 卫星图像编制的清江流域及其周缘地区活动构造解译图，图中清晰的显示出区域内断裂展布具有明显的成组性和成带性，按照其展布方向大致分为五组。

3.1 北北东向断裂组

北北东向断裂组在清江上、中游地区最为发育，该组断裂不仅分布范围广、规模大，而且在卫星图像上线性清晰、密度大，并呈条带状展布，从西至东大体平行排列的断裂带有齐岳山断裂带、建始—恩施—咸丰断裂带和白果园—采花断裂带，各断裂带及主干断裂的规模差异较大，次级断裂数量不等，它们的活动性也明显不同。

3.1.1 齐岳山断裂带

齐岳山断裂带为区域内规模较大的断裂带之一，卫星图像上线性形迹清晰、醒目，北延至巫山，南抵娄山，总长度达 150km 以上，呈北北东至北东走向，略具弧形弯转。该带的主干断裂为齐岳山断裂，西北侧有数条次级断裂与主干断裂平行，带宽 4～8km。齐岳山断裂大体可分为 3 段，各段的线形特征、构造地貌及断裂两侧的地貌差异较大，因此各段的活动性也明显不同。

北段：北起长江南岸的大溪坝，经九树槽、磨子山至梅子关，长约 65km。该段线性形迹清晰，走向北东，呈直线形延伸，连续性好，其中九树槽—落钟丘地段呈浅色调带，与两侧对照反差强烈。断裂东南侧，羽状山脊沿断裂平行排列，断裂活动使山咀被切错，形成了排列整齐的断层三角面；断层西北侧，羽状山脊发生明显的变形、变位，并被数条次级断裂和流水所切割，形成了键盘式块状山体。该段两侧地形反差较大，西北侧海拔高程为 1 400～1 800m，东南侧为 1 200m 左右。断裂大致沿 1 000～1 200m 等高线延伸，并呈一相对低陷的负地形带，局部地段控制着河流流向，新民河的支流大多发源于此负地形带。

中段：梅子关至金竹坪，长约 12km，断裂的线性形迹断续出现，两侧地貌特征差异不大。

南段：自金竹坪向南南西方向延伸，经梅子水、南坪、后坝至新场，长约 80km。该段线性形迹清晰，呈浅色线条，控制着山脉的走向，断层崖与三角面发育良好。梅子水至后坝之间，断裂两侧的色调差异大，为不同地貌类型的分界线。断裂西侧为海拔 1 800m 左右的岩溶山原，东侧为海拔 1 100m 左右的岩溶高原。沿断裂呈一负地形带，但水坝附近由西向东流的溪流穿过断裂时则形成悬谷。后坝以南，断裂控制着岩溶山原的隆起，但与其东侧平行分支断裂之间，则形成一个宽 300～500m、长约 200km 的相对负地形带。东侧平行分支断裂线性影像瞩目，断层崖较发育。

3.1.2 建始—恩施—咸丰断裂带

建始—恩施咸丰断裂带的规模比较大，图幅内长约 180km，宽达 20km，总体走向北北东，主要由建始断裂（包括响水沟—段家湾断裂与天生桥—白鹤塘断裂）、恩施西断裂（即龙凤坝—桅杆堡断裂）、黄金洞断裂、恩施东断裂（即十里牌—大青山断裂）和咸丰断裂等组成。这些断裂在卫星图像上具有相似的影像信息特征，线性形迹清晰，新构造时期也都具有一定活动性，所以将其归并为同一断裂带。该带各断裂的线性形迹有的比较平直，有的呈舒缓波状。沿各断裂普遍可见到断层崖和断层三角面的发育，尤以恩施东断裂为佳，断层崖与断层三角面排列整齐，连续延伸达到 50km。该带可分为东、西两支，各支均以数条断裂呈斜列式组成。两分支外侧相对断隆形成海拔 1 200m 以上的中山和岩溶山原，两分支之间相对断陷形成海拔 1 000m 以下的岩溶台原，特别在建始—椒园一带，断陷带的岩溶台原南北延伸约 90km，东西展布宽度 3～12km。

3.1.3 白果园—采花断裂带

该带发育在清江中游，从西至东主要有白果园断裂、刘家包断裂、杨柳池断裂、龙王冲断裂和黑炭河断裂，它们大致呈平行排列。这些断裂在影像上大多呈浅色线，或者为两种色调灰阶的分界面，或者展布在浅色调带之中，线性影像比较隐晦，而且常常时隐时现。断裂线形多呈舒缓波状，个别断裂的线形比较平直。沿断裂构造地貌形态不甚发育，断裂两侧地貌差异不大。这些断裂的规模较小，延伸不长。但由于它们多穿切清江河道，对评价水电工程场址的稳定性有着一定的意义。例如黑炭河断裂虽然在新构造时期活动不明显，但在黑炭河河口东岸、断裂边缘则形成了五级阶梯陡崖，它们在卫星图像中清晰醒目，似乎显示第三纪至第四纪初期发生了多次的滑塌现象。

3.2 北东至北东东向断裂组

该断裂组在清江上游及中游地区广泛发育，但规模大小不一，短者小于 10km，长者近 100km。在 TM 卫星图像上，该组断裂的影像信息差异很大，线形也有所不同。有的断裂线性影像时隐时现、时断时续，有的断裂呈浅色线，有的断裂呈深色线，有的断裂为两种色调灰阶的分界面，有的断裂为两种图斑、花斑的分界面。显然这些不同的影像信息表明，不同断裂的电磁波效应差异很大，它们的活动性也呈现出很大的差异。该组断裂、规模较小者一般都呈直线形，规模较大者呈舒缓波状，更大者则呈平缓的 S 形展布。

该组断裂的展布具有一定的区域规律：①主要展布在北北东向齐岳山断裂带与建始—恩施—咸丰断裂带之间，建始—恩施—咸丰断裂带与白果园—采花断裂带之间，以及白果园—采花断裂带东南侧；②在两个北北东向断裂带之间，该组断裂的展布具有一定的疏密韵律变化，往往为若干断裂密集成带，经过一定间距后又有若干断裂密集成带；③该组断裂一般被北北东向断裂所限制，而未切错北北东向断裂，但在鹤峰—五峰一带却限制了北北东向断裂的延伸；④宣恩东部，该方向组的线性影像密集成群，它们是否都属于断裂，尚待野外地质考察的验证。

该组构造以鹤峰—土坪断裂的规模最大，过去有关地质资料和图上对此尚未报道，现通过野外地质考察，已确认为断裂。该断裂线性影像瞩目，活动性明显，断层崖和断层三角面发育良好，并形成了一个深切的断裂谷，谷地规模与断裂等量齐观，长达 80km 以上，而且与断裂线形一样，呈平缓的 S 形延伸，并在鹤峰县城西南的茅坝一带，还控制着一个长近 10km、宽 500～1 000m 的第四纪侵蚀构造盆地的发育。断裂谷两侧为中山地形，东南侧普

遍高于西北侧，谷底面海拔高程达 800～1 200m，与区域内地文期面对比，说明该断裂谷应形成于王家坪亚期剥夷面之前，第四纪时该断裂谷已被澧水水系的三、四级支流所分割，马棚岭东南侧还成为清江水系与澧水水系的分水岭。

3.3 近东西向断裂组

该组断裂展布于图幅东南部，即清江中、下游及其南部地区，主要有西湾断裂、渔洋关断裂和曲尺河断裂，它们从北至南大约以 20～30km 的间距呈并列展布。卫星影像图上该组断裂的影像信息和活动性有所差异，线性特征与构造地貌表现有所不同：西湾断裂呈线段型断续延伸，连续性差，线形展布总体上呈平缓的弧形，断裂西段两侧地貌形态有所差异，东段则从坡地中部横穿而过。渔洋关断裂的线性影像也呈断续延伸，但断裂两侧地貌差异明显，南侧为中山与低山地貌，北侧为海拔 350m 左右的古宽谷；断裂北盘岩层强烈破碎，规模较小的平行分支断裂发育。曲尺河断裂的卫星影像线形清晰，连续性好，呈浅色线，西段沿断裂可见到断层崖和断层三角面的发育，断裂两侧形成了不同的地貌类型，呈现一定的活动性。

3.4 北北西向断裂组

该断裂组主要发育在清江中、下游地区，由仙女山断裂和松园坪断裂等组成，卫星图像上线形影像明显，并显示出一定活动性，在这两者边缘还展布一系列规模较小的平行分支断裂。

3.4.1 仙女山断裂

卫星图像上，仙女山断裂具有两大特点：一是线性影像醒目突出；二是断裂活动的分段性明显。主干断裂可分为北、中、南三段，彼此首尾并列或斜接，构造形迹清晰。断裂两侧色调纹理与地貌均显示出一定差异。北段，由荒口至花桥场，主要表现为浅色线，线形平直，断层崖和断层三角面发育，断裂两侧地貌明显不对称，山体有变形的影像显示。中段，由鲁家湾至都镇湾，主干断裂线形清晰，呈平直线延伸，局部略有偏转，两侧还有平行分支断裂展布，形成宽约 1～3km 断裂带，主断裂切错山脊，断层崖和断层三角面有所发育。南段，从都镇湾至渔洋关，以浅色线为主，局部地段阴影明显，线形影像突出，并呈锯齿状；都镇湾至肖家坡，断裂两侧山脉走向不连续；肖家坡以南，沿断裂岩溶盆地、溶蚀盆地、盲谷等负地形形态发育良好。

3.4.2 松园坪断裂

该断裂与仙女山断裂南段的影像信息相类似，北段线性影像清晰，切错近东西向山脉；南段呈浅色线，线形平直，局部呈折线段，沿断裂岩溶盆地，溶蚀洼地等负地形发育，断裂两侧地貌及色调有所差异。

3.5 北西西向断裂组

主要展布在清江下游左岸，以天阳坪断裂带的规模最大。卫星图像上，该断裂带大致以高家堰为界，分为东西两地段。西段主要由 3 条线性影像组成，线形多弯曲，呈波状延伸，北侧断裂两侧地貌形态变化较大，南侧两条断裂线性较隐晦，两侧地貌形态变化不大。东段影像形迹十分清晰，总体呈舒缓波状，彭家口以东又分为 3 条断裂，呈现两条浅色调带夹一条深色调带，形成两谷夹一隆的构造地貌格局。鄢家坨以东主干断裂隐伏于第四系之下，有隐晦的线性影像显示。

4 盆地的影像信息分析

清江流域的盆地可分为萎缩型的白垩纪—第三纪盆地和拗陷、断陷型的第四纪盆地，它们具有不同的卫星影像信息特征。

4.1 白垩纪—第三纪盆地

新构造运动时，清江流域及其周缘地区表现为间歇性隆起，区域内白垩纪—第三纪盆地逐渐萎缩，失去了盆地固有的特征。根据盆地的成因及其后期变动特点可以进一步分为下列几种类型。

4.1.1 拗陷—萎缩型盆地

清江河口的白垩纪—第三纪地层，为江汉拗陷盆地沉积的组成部分，盆地边界线弯转曲折，第四纪时期呈间歇性上升，与其西侧其他地层组成的丘陵形态相类似，高度变化也不大，因此卫星影像上没有显示出明显的盆地边界，两侧的色彩、图斑、纹理相似，反映了新构造运动的隆升自西向东逐渐减弱，盆地向东逐渐萎缩。

4.1.2 断陷—萎缩型盆地

该类型在清江流域及其边缘地区较为多见，盆地的一边或两边受断裂控制，白垩纪—早第三纪的断陷，堆积了 1 000 余米厚的陆相碎屑物，以建始、恩施、来凤等盆地的规模较大，展布面积达数十至近百平方公里。新构造运动时，随着区域性的隆升，盆地萎缩回升，但盆地中仍堆积第四纪冲积物，而且还保存完好的盆地构造地貌形态。因此，卫星图像上，盆地形态的影像清晰，色彩、图斑、纹理与其周围的差异明显，而它们的对比反差愈大，则显示第四纪的萎缩回升愈弱。上述三个盆地的影像信息对比表明，建始盆地的萎缩回升比较明显；边界断裂活动不明显，盆地中已形成中低山地貌，并已逐渐失去了盆地固有的形态。恩施盆地边界断裂有所活动，基本上保留了盆地的轮廓，总体呈纺锤形，盆地内以丘陵地形为主，盆地中部地势平坦，全新统冲积物覆盖面积较广。来凤盆地边界断裂活动较明显，盆地中呈现相对沉降的信息特征，全新统冲积物大面积覆盖。

4.1.3 断陷—断隆型盆地

以仙女山红层盆地为代表，早白垩世时，仙女山断裂控制着盆地的发育与形成，堆积了近 400m 厚的红色砂砾岩。嗣后，盆地转为隆升，而且一直持续到新构造运动时期，造成仙女山隆升高达海拔 1 500m 以上。比其边缘高出 400m 左右，盆地形态消失殆尽。但是，卫星图像上红层边界轮廓呈纺锤形，东西短轴约 4km，南北长轴约 10km。

4.2 第四纪盆地

清江流域及其周缘地区的 1∶10 万 TM 卫星影像图中，清江河口及其附近的长江两岸属于江汉盆地的组成部分，第四纪冲积物大面积覆盖，其他地区分布有百余个小型的第四纪盆地。这些盆地在卫星影像中多呈浅色色调，地面平坦，有的盆地由于水系发育，色调较深，但与其周围山地相比，地貌形态和色调均有较大的差异。概括起来说，区域内第四纪盆地的形态、规模和空间分布具有以下特点：①盆地的形态多数不规则，虽然许多盆地受断裂所控制，但除沿断裂的边界线较平直外，其余边界均弯曲多变，但盆地的长轴多数在平面上具一定的方向性，其优势方向以北东向为主，近东西向、近南北向、北西向也有分布；②盆地的规模不大，第四系厚度较小，且呈孤立的零散分布，面积较大的利川盆地仅 20 余平方

公里，其他为几平方公里至十多平方公里；③盆地的分布很不均匀，有的地区数量相对较多，有的较少。清江上游盆地多分布在利川、恩施和建始等地，清江中下游第四纪盆地相对较少。图幅南部的咸丰、来凤、湾潭和桐子溪等地，盆地数量相对较多。另外，个别断裂则控制着盆地呈串珠状的成带性展布。

清江流域及其周缘地区的第四纪盆地按其成因可分为四类:

(1) 继承性盆地。此类盆地继承了白垩纪—第三纪盆地的框架，第四纪时期相对拗陷或断陷而形成，但盆地明显萎缩，相对沉降范围缩小，TM 图像上可辨别第四系的沉积边界。此类盆地除了河口的江汉盆地边缘之外，以来凤盆地在第四纪的活动最明显，恩施盆地在第四纪时期也有所活动。

(2) 断裂构造盆地。TM 图像上，可见到一些断裂边缘，出现了一些影像色调、形态与周围显著差异的负地形，它们多属于第四纪形成的断裂构造盆地，但规模不大，一般为数平方公里，大者 10 余平方公里。仙女山断裂南段与松园坪断裂南段，可见到若干个盆地沿断裂呈串珠状展布。齐岳山断裂的高桥盆地、南坪盆地和后坝盆地，咸丰断裂的龙坪盆地、咸丰盆地和丁寨盆地等，也呈现串珠状展布之特征。但是，清江流域及其周缘地区所发育的这些第四纪盆地，不能简单地称之为断陷盆地，因为它们不是单纯由断裂活动而断陷形成的。一般来说，这些盆地是流水沿断裂破碎带进行侵蚀、溶蚀形成的，有的则包含着断裂的活动因素而加速了盆地的发育成生。

(3) 侵蚀堆积盆地。河流沿着破碎带或软弱岩层发育形成，它们与断层的关系不明显。有的盆地中虽然可见到第四纪冲积物覆盖在断层之上，但断裂没有控制着盆地的发育与发展。因为断裂未切错第四系，也未见到断裂两侧第四系厚度的突变和同级阶地的位相变异，如太平镇盆地、磨子渡盆地。

(4) 溶蚀堆积盆地。清江流域及其周缘地区，岩溶大面积展布，并多隆起形成台原、高原和山原，因此第四纪时期在这些岩溶面上进一步溶蚀发育，形成了一些溶蚀堆积盆地。在 1∶10 万 TM 假彩色合成图像上，这些盆地都呈浅色调 (灰白色夹淡黄色)，并夹有淡色的斑点或条纹，与其周围的深色调和明显的阴影对照鲜明，如上坝盆地、大堰塘盆地、大龙坪盆地、马连坪盆地等，它们都分布在海拔 1 000m 以上的岩溶高原、山原之上。事实上，区域内单纯的溶蚀堆积盆地比较少见，多数溶蚀盆地往往叠加了河流的侵蚀堆积作用 (如雾山盆地、利川盆地、枝柘坪盆地等)，有的还叠加了断裂的控制作用，甚至几者都兼有之，而成为一种复合类型盆地。

5 环形构造的影像信息分析

环形构造在 TM 卫星影像图上形迹清晰，有明显的地貌特征和色调特征。环形构造在我国大陆东南区[3]、清江流域多有分布，这是除断裂、盆地外的又一主要构造形式。图区内的环形构造约有 40 个，它们呈不均匀的零散分布，但清江干流两侧的店子槽—龚家棚一带，有 5 个环形构造呈东西向的条带状展布；从龙王冲经杨柳池至刘家包之间，也有 5 个环形构造呈北东向的条带状展布。区域内环形构造的规模不大，其中较大的永福寺环形构造直径为 10km，一般为 2～6km。

环形构造的形态较规则，有的呈圆形，如石门、太阳河及茶园村等环形构造，但大多数

环形构造呈椭圆形，如碑垭、龚家棚等环形构造。环形构造多单个出现，有的为大环套小环，如茶园树环形构造和凤凰尖环形构造，也有两环形构造互相交切之现象，如杨林与熊庄等环形构造。

环形构造受到不同因素的影响:

(1) 构造因素的影响。店子槽环形构造在卫星影像图上轮廓清晰，在其西北、东南侧和东北、西南侧均有两条平行的北东向和北西向的线性构造显示，这些线性构造对店子槽环形构造的形成与发展起到了重要的作用。

(2) 河流围绕环形构造发育。石门环形构造在卫星影像图上形迹突出，河流围绕环形构造边缘呈近环状流向，增强了石门环形构造的影像信息。

(3) 与地层岩性因素相关。永福寺环形构造地貌形态特征明显，卫星影像图上表明为中间高，四周渐低，环形边界线清晰。根据地质图件分析（湖北省地质局，1984，巴东幅1：20万地质图)，该环形构造中间出露下奥陶统灰岩，向外依次为志留系砂页岩、泥盆系砂岩、石炭系灰岩以及二叠系灰岩，它们以宽窄不等的条带呈环状展布（西侧局部地段被断裂切错)，由于地层岩性不一，长期的隆升与剥蚀形成了环形的地貌景观。

(4) 多种因素的影响。清江地区的环形构造大多数都受到两种及两种以上的因素影响的制约，例如太阳河环形构造同时受到岩性和流水作用的影响，龚家坪、碑垭等环形构造除与岩性、流水因素有关外，还受断裂（或线性构造）的制约。显然，几种因素的共同影响，也可塑造环形构造独特的地貌形态和规则的几何图形。

6 活动构造影像信息的综合评价

利用卫星图像不仅可以分析每类构造的活动状态，而且便于从宏观上进行对比研究，其中活动构造所处的地质环境、活动构造的组合特征、活动断裂的组合与配套等，都可从区域范畴进行整体性的剖析。

6.1 活动构造的地质环境

构造的活动状态与所处的地质构造环境具有密切的联系。一般来说，不同的地貌类型反映了不同的地质环境，也反映了不同的新构造运动特征。新构造运动时期，清江流域处于隆升的地质构造环境，图幅内除河口的宜都一带表现为沉降外，其他地区呈隆升状态，形成了丘陵、低山和中山地形。区内褶皱构造发育，并在隆升中形成了条带状山脉和块状山，山脊线走向以北北东向、北东向和近东西向为主，U形谷、V形谷发育，整体上显示了从清江下游向中游的抬升幅度逐渐加大之趋势，但在火烧坪以西则呈现波状运动[4]的特点。显然，清江的活动构造主要处在地壳隆升的地质环境之中，沿断裂的差异活动信息虽比较清晰，但活动幅度不大，也没有形成强烈的断块差异运动。根据清江流域的地文期的分析，山原期和峡谷期剥夷面之前，为地壳抬升和断裂的主要活动时期，中更新世及其以后断裂活动性逐渐减弱。

6.2 活动构造的组合关系

断裂、盆地和环形构造是地壳长期运动的产物，在卫星图像上显示出一定的活动信息，但它们的活动往往不是孤立的，相互之间具有密切的联系，因此，利用活动构造的组合关系也可进一步分析它们的一些特征。TM卫星影像图中虽然仅见到少部分断裂控制着环形构造的边界，多数环形构造却被断裂所穿切，其中以建始—恩施—咸丰断裂带中的茶园村、太阳

河、龚家坪、罗家坳和宣恩等环形构造较明显。断裂与盆地的组合关系则可以分为三种类型：①改造型，仙女山断裂北段控制早白垩纪盆地的张扭性断陷以后，晚白垩纪以来一直表现压扭性的态势，并在中段和南段控制着一些小型的第四纪盆地发育；②继承型，建始—恩施—咸丰断裂带的西侧断裂控制了建始、恩施白垩纪盆地的形成，红层盆地后期虽萎缩、抬升，但第四纪时又接受沉积，盆地面积明显缩小；③新生型，齐岳山断裂带，控制了一些面积不大的第四纪盆地的发育，并呈串珠状展布。

显然，区域内断裂与盆地、环形构造关系较密切，并以仙女山断裂带，建始—恩施—咸丰断裂带和齐岳山断裂带为代表，它们在新构造运动时期活动较明显，对地壳稳定性具有一定影响。

6.3 活动断裂（带）的组合关系

在一定范围内，断裂有统一组合的运动学特征[5]。在清江流域及其周缘地区断裂的相互交接与配套，反映了区域构造应力场的作用，而断裂活动的强弱方式则对地壳稳定性具有一定影响。

清江上游和中上游地区主要展布着北北东向断裂组和北东向断裂组。北北东向断裂组中有齐岳山断裂带、建始—恩施—咸丰断裂带、白果园—采花断裂带；北东向断裂组中有龙驹坝断裂带和猫儿坪—文斗场断裂带。在同一组各断裂带之间，彼此呈现一定的间距平行排列，而北北东向断裂组与北东向断裂组则显示了不同的交接关系。在卫星影像图中可以看出，龙驹坝断裂带和齐岳山断裂带呈斜接复合接触。在交接地带北东向构造略向北北东向偏转，并归并于北北东向断裂，而北北东向的断裂也出现局部波状弯曲，显示了两者之间互相迁就、复合的构造特征，但整体上北北东向断裂仍保留了其完整的构造形态，只是制约了北东向断裂的延伸与发展。猫儿坪—文斗场断裂带由多条相互平行的断裂组成，断裂首尾呈斜列式，断裂带的活动受齐岳山断裂带和建始—恩施—咸丰断裂带的影响。在猫儿坪以北，北东向的猫儿坪断裂与北北东向的建始断裂相交切，卫星影像图中线性清晰，色调差异明显，显示了猫儿坪—文斗场断裂带活动性较强，对地壳稳定性具有一定的影响。

清江中游和下游地区主要有北北西向断裂组、北东东向断裂组、近东西向断裂组以及北西西向断裂组。北北西向的仙女山断裂北段与九湾溪断裂斜接复合，但限制了北西西向天阳坪断裂的延伸，呈截接关系。都镇湾附近，卫星影像图上未显示出近东西向的西湾断裂东延穿过仙女山断裂的构造形迹。渔洋关附近，仙女山断裂尾端切过近东西向的渔洋关断裂，并出现树枝状分支断裂。显然，北北西向的仙女山断裂对其他方向断裂具有限制和切割作用，新构造运动时活动较强，对地壳稳定性影响较大。

总之，TM 卫星图像分析结果表明，清江流域及其周缘地区存在几种不同的活动构造类型，它们在新构造运动时期具有不同的活动特征与活动方式，并对地壳稳定性发生一定的影响。

参考文献

[1] 丁国瑜等．中国岩石圈动力学概论．北京：地震出版社，1991

[2] 马杏垣等．中国岩石圈动力学地图集．北京：地图出版社，1989

[3] 孔凡健等．应用卫星图像分析我国东南地区的活动构造特征．地震研究文集（2）．北京：地震出版社，1992

[4] 杨怀仁．第四纪地质．北京：高等教育出版社，1987

[5] 邓起东．中国活动断裂．北京：地震出版社，1982

长顺水电站坝址主要工程地质问题及处理

涂光美

(湖北省水利水电勘测设计院 武汉 430070)

摘 要 长顺水电站坝址位于郁江断裂旁，断裂构造发育，岩溶水文地质条件比较复杂。通过可行性研究和初设两个阶段的地勘工作，主要地质问题基本查清。在选定坝轴线时，回避了较难处理的岩溶渗漏问题，施工中对坝基揭露的地质缺陷进行了处理。本文总结了长顺坝址地勘工作的经验和教训，可供以后的地勘工作参考。

关键词 工程地质 岩溶渗漏 抗滑稳定 深槽 地基处理①

1 工程地质勘察概况

1986 年 11 月—1987 年 6 月，长顺水电站的可行性研究完成；1988 年，长顺水电站初设阶段的地勘任务完成。除了坝址和库区的一般工程地质测绘外，地质钻孔总进尺 1 702m，其中有两个河床对穿斜孔和 4 个水上钻孔。为了了解郁江断裂的性状及其透水性，专门在分水岭处布置了一较深的地质钻孔，还对坝区的 8 个溶洞进行了探测，以查清岩溶发育规律及其发育程度，并采用地震勘探对坝址深部岩溶、断裂和砂卵石厚度进行了勘探。此外，还进行了岩体现场抗剪试验、弹性模量试验、室内的岩石物理力学试验、砂卵石成分鉴定和颗粒分析、钻孔抽水试验、钻孔压水试验、水质分析、岩石矿化成分鉴定与分析、现场岩石的点荷载和轻便抗剪试验以及钻孔、平硐岩体声波测试等研究工作。

通过两个阶段的地勘工作，坝址区主要地质问题已基本查清。

2 坝址工程地质条件

长顺水电站地处鄂西南边陲与重庆市交界的山区，属乌江水系。大地构造上处于扬子准地台（Ⅰ）上扬子台坪（Ⅱ）八面山台褶带（Ⅲ）的恩施台褶束和利川台褶束（Ⅳ）交界处的北东向清水溪向斜扬起端，其右侧被北东向的郁江断裂肢解。区内地质构造比较复杂，地壳基本稳定。根据《中国地震动参数区划图》（GB18306-2001），境内地震动峰值加速度为 0.05g，相应的地震基本烈度为Ⅵ度。

2.1 地形地貌

郁江发源于利川市的福宝山，自北而南，经坝区流向稍有变化，自北北东至南南西。坝

① 第一作者简介：涂光美，男，1937 年生，教授级高级工程师，长期致力于岩溶地区水利水电工程地质勘察工作。

址上游约 100m 处有一条北西向横切河谷、倾向下游的正断层，断距达 20 余米。坝址位于郁江峡谷的出口段，河谷狭窄，河床高程 360m 左右，宽 25 ～40m。河谷呈不对称的“ U”形。左岸高程 393m 以下为陡崖，其上坡角为 40 °左右；右岸高程 368m 以下为陡壁或反坡，其上坡角约 25 °，可见高程 385m、400m、408m、428m、448m、477m 等 6 级基座或侵蚀阶地。坝址以下河谷骤然开阔，洪水期河水暴涨，洪水所携带的大量砂卵石沉积在坝址下游，形成长近 1km、宽达 100～300m 的心滩。心滩高程 363～367m，高出河流正常水位达数米。

2.2 地层岩性

坝址区出露地层主要为奥陶系下统大湾组至志留系下统龙马溪群灰岩、页岩和粉砂质页岩以及第四系松散堆积。

奥陶系下统大湾组（$O_1 d$）：以粉砂质页岩为主夹中厚层灰岩，厚度 150m 左右；

奥陶系中统牯牛潭组（$O_2 g$）和宝塔组（$O_2 b$）：中厚层瘤状灰岩、生物屑灰岩和龟裂纹灰岩夹薄层泥质灰岩，总厚度 34. 5～39. 0m。

奥陶系上统临湘组（$O_3 l$）和五峰组（$O_3 w$）：前者为中厚层瘤状灰岩夹中厚层龟裂纹灰岩，厚度 10. 30～12. 50m；后者为板状炭质页岩和粉砂质页岩，具弱硅化，厚 6. 4～9. 7m。

志留系下统龙马溪群（$S_1 ln$）：中厚—厚层状页岩、砂质页岩，厚度大于 1 000m。

第四系冲积堆积和冰水堆积：砂卵石，粘土夹砾石。前者分布于现代河床或低阶地，后者多分布于高阶地，厚度 3. 89～16. 00m。坡、残积堆积：以粘土夹碎石为主，还可以见到崩积大块石，厚度 2. 30～12. 90m，沿河谷或沟谷分布。

2.3 地质构造

长顺水电站坝址地处清水溪向斜东北扬起端，横向北西正断层 F_1 将坝址分为上下两段：上段构造比较简单，岩层产状为 210 °～250 °∠4 °～∠10 °；下段构造较复杂，岩层产状为 205 °～235 °∠5 °～∠9 °。坝址位于下段内，断裂主要有两组：一为北北东组，多属逆断层，走向 7 °～30 °，倾向北西，倾角 15 °～45 °，断裂带宽 0. 1～2. 0m 为方解石胶结的角砾岩，断面平直，擦痕明显，断距以 F_{13} 最大，达 25m 左右，其他断距 0. 7～8m；二为北西组，多属正断层，走向 315 °～330 °，多倾向南西，倾角 65 °～85 °，断层带宽 0. 85～1. 50m，为泥钙质胶结的角砾岩，断面不规则，断距不等，以 F_1 为代表，断距 20～25m。其他还可见到北西西和北北西向两组小断裂（见图 1、图 2）。

2.4 岩体风化

坝址范围内的岩体可以概括为两种岩类，即碳酸盐岩类和碎屑岩类。碳酸盐岩类以溶蚀为主，风化较浅；碎屑岩类风化较深。河谷左岸边坡陡，弱风化岩体厚度 5m 左右，微风化岩体厚度 5～10m，河床基本无弱风化岩体，微风化岩体厚度约 5m；河谷右岸弱风化岩体厚度 5m，微风化厚度 11～17m。

2.5 岩溶及岩体透水性

坝址主要出露牯牛潭、宝塔和临湘等三组碳酸盐岩类，岩质较纯，多为灰岩。尤其在右岸该类岩组直接暴露地表，断裂较多，为地下水的补给、运移创造了良好的条件，因此，岩溶比较发育。根据探测的 8 个溶洞，其发育一般沿北北西向和北西向两组断裂延伸。最长者为左岸上游顺河向的暗河，长达 1km，一般长 15～100m。而对枢纽布置有直接影响的是坝址右岸长 330m、宽 1～5m、高 0. 5～5m 的暗河系统。从右坝头下游落水洞起，向下游基本上顺 F_{13} 断层（见图 1）延伸，至郁江岸边，地下水以泉水的形式排泄于河床。

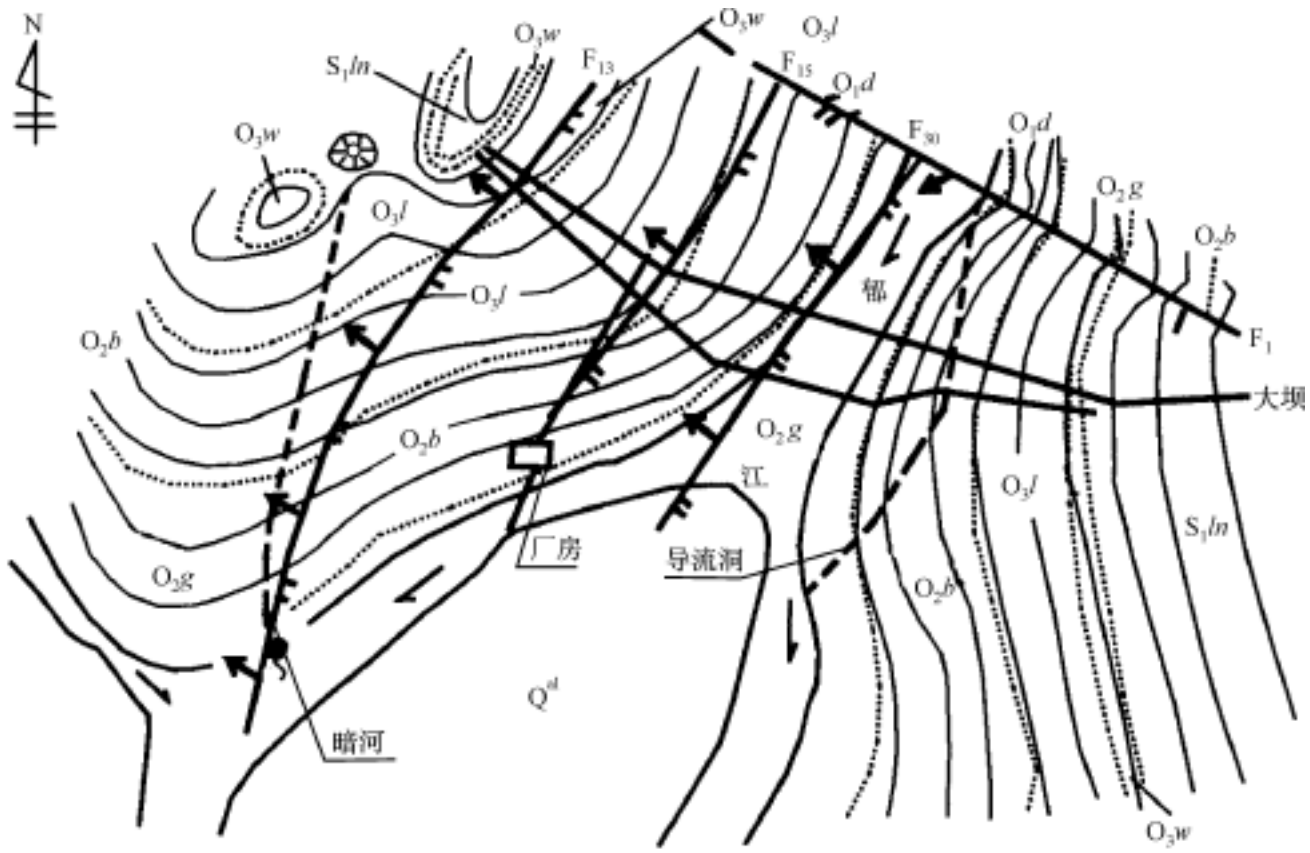


图 1　坝址地质示意图

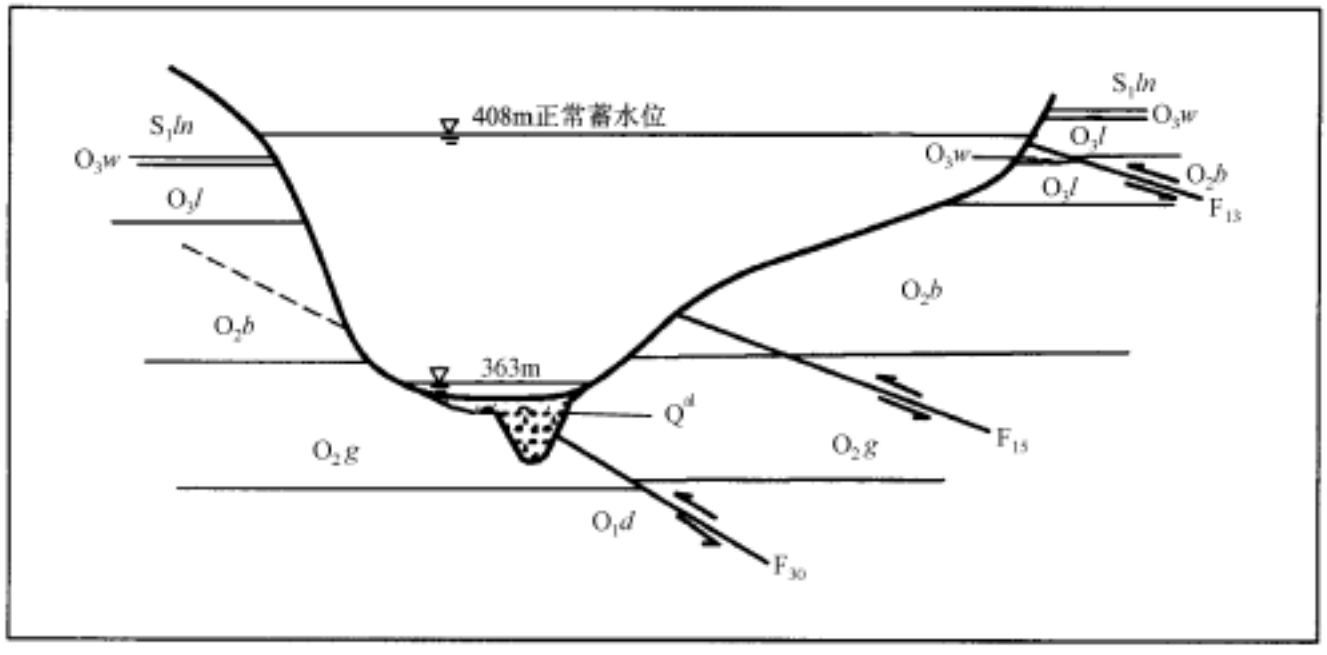


图 2　坝址地质横剖面示意图

根据坝址岩性，可以划分 3 类水文地质岩组，即碳酸盐岩溶隙型较强透水岩组、碎屑岩极微透水岩组和冲积砂卵石强透水岩组。坝址钻孔压水试验表明：岩体透水性较小，透水率大于 10Lu 和 1～10Lu 的各占 22%，而小于 1Lu 的达 56%。就其具体位置而言，岩体透水性有一定的差异：河床部位岩体透水性较强，两岸较弱。总的趋势为随深度的增加岩体透水性逐渐减弱。至坝基以下 20～30m 为大湾组碎屑岩，基本上为隔水岩组。河床砂卵石属强透水层，渗透系数 K = 398～456m/ d。相对较低的地形而言，坝址地下水位埋藏较深，两岸 30～40m，河床部位与河水位相近，其水质多为弱碱性的低矿化度 HCO_3-K-Na-Ca 水。

3 坝址区岩石物理力学特征

对坝址主要岩类的物理力学性质分别进行了室内和现场试验研究，有关试验成果汇总列于表 1、表 2 和表 3 中。

表 1 岩石物理力学指标汇总表

地层代号	岩类	密度 (g/cm³)	相对密度	吸水率 (%)	饱和吸水率 (%)	单轴抗压强度 (MPa)		软化系数	弹性模量 E(MPa)	泊松比 μ		岩体纵波速 (m/s)
						干	湿			干	湿	
$O_3 l$	瘤状灰岩 泥质灰岩	2.71	2.75	0.23	0.27	73	67	0.91	24 000		0.39	5 800
$O_2 b$	龟裂纹灰岩	2.70	2.74	0.13	0.13	97	88	0.91	49 000		0.34	6 400
$O_2 g$	瘤状灰岩	2.71	2.74	0.19	0.21	84	77	0.92	42 000	0.20	0.34	6 300
$O_1 d$	含粉砂质页岩	2.69	2.79	0.53	0.60	48	35	0.73	14 600		0.38	4 200

表 2 岩体抗剪强度汇总表

岩Q]类	抗剪断				摩擦			
	峰值		剪胀或屈服值		峰值		比例或屈服值	
	f'	C'(MPa)	f'	C'(MPa)	f	C(MPa)	f	C(MPa)
混凝土/瘤状灰岩	0.97	1.29	0.68	0.54	0.97	0.37	0.67	0.06
泥化夹层	0.27～0.28	0.04～0.15	0.19～0.20	0.02～0.05	0.25～0.27	0.05～0.18	0.19	0.01～0.10
页岩层间	0.61～0.78	0.10～0.12	0.35～0.45	0.03～0.05	0.57～0.76	0.10	0.35～0.50	0.03～0.09

表 3 岩体变形试验成果表

岩类	变形参数(MPa)			
	铅直向		水平向	
	$E_{变}$	$E_{弹}$	$E_{变}$	$E_{弹}$
龟裂纹或瘤状灰岩夹泥质灰岩	6 120～8 466	6 834～9 588	14 484～22 950	23 000～33 150
含钙质结核页岩	8 284～2 040	6 528～2 652	1 475	5 100
含粉砂质页岩			2 754	4 386

4 主要工程地质问题及其处理

大坝建于缓倾角的单斜岩层上。主要地层为奥陶系中、上统牯牛潭组($O_2 g$)、宝塔组($O_2 b$)和临湘组($O_3 l$)灰岩夹薄层泥质灰岩，总厚度约 50m。上述岩组上覆奥陶系上统五峰组($O_3 w$)和志留系下统龙马溪群($S_1 ln$)炭质页岩、粉砂质页岩等，出露于两坝肩高程 406m 以上。

碳酸盐岩组下伏大湾组(O_1d)粉砂质页岩夹灰岩,河床部位分布于坝基 5m 以下(高程 340m 以下)。坝基主要为强度较高的碳酸盐岩,而下伏粉砂质页岩为较好的隔水岩组。应该说,坝址地质条件较好,既有强度较高的持力层,持力层下又有隔水岩组作防渗依托。其主要地质问题有:

(1)坝基深层抗滑稳定问题。坝基为倾向下游的缓倾角层状岩体,层间常夹有薄层的泥质灰岩,层间剪切错动遇水后易软化或泥化。尤其是近地表岩体,更易于风化,夹层常泥化,性状极差,抗剪强度很小。初设阶段主要是大湾组粉砂质页岩与牯牛潭组灰岩接触带的抗滑稳定问题(见图 3)。施工中从河床众多的固结和帷幕灌浆孔取出的岩心看,牯牛潭组灰岩与大湾组粉砂质页岩间呈过渡关系,岩性逐渐转化,灰岩底部夹泥质条带渐变为页岩含较多的灰质结核,向下结核逐渐减少,两类岩性界面未见软化或泥化现象。至于浅层灰岩中所夹泥质灰岩,局部泥化者,清基时一般均挖除。完好的页岩和泥质灰岩层间抗剪强度较高(见表 2)。初设阶段曾假设层间和横向裂隙两组结构面组合(见图 3),进行抗滑稳定核算,安全系数满足规范要求。根据施工阶段揭露的地质条件及其层间地质缺陷的处理,深层抗滑稳定应无问题。

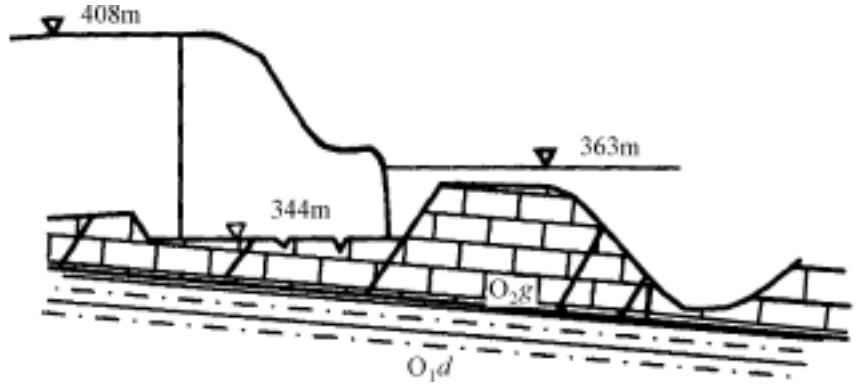


图 3 坝基地质纵剖面示意图

(2)岩溶渗漏问题。坝区河床及其两岸坝肩主要为碳酸盐岩类。左岸岸坡较陡,除 F_1 断层附近碳酸盐岩出露段偶见小型溶洞外,其余上覆较厚的碎屑岩隔水岩组,降水入渗条件极差,下伏碳酸盐岩岩溶不发育。右岸岸坡平缓,碳酸盐岩直接暴露于地表,加之近乎平行的 3 条北北东向缓倾角断层的切割,以及顺河向和横向裂隙的发育,为降水入渗创造了良好的条件。因此,右岸岩溶相对比较发育。原右岸坝轴线近坝顶上游发育一深达 10m、直径约 4m 的岩溶竖井(落水洞),下与地下暗河系统相连。暗河向南延伸长达 330m,最后至郁江右侧,以泉水的形式排泄于河床。为了避开此暗河系统,将右肩坝线向上游拐弯 120°,即现在的坝线,从而排除了库水通过右肩暗河系统向下游渗漏之忧。至于坝基碳酸盐岩中的溶隙型渗漏问题,采用水泥灌浆帷幕处理。帷幕均延伸至大湾组碎屑岩中一定深度。

(3)河床深槽的形成及其处理。坝址河床狭窄,宽 25～40m。左岸为陡崖,右岸为缓坡,河床深潭常年水深 3～5m。初设阶段在河床主流线上纵向布置了 4 个地质钻孔,在钻探过程中,唯坝轴线一孔钻至高程 352m 时,钻进平稳(其上为砂卵石),好似基岩,2.50m 后(高程约 349m)突然掉钻近 1m,其下亦为砂卵石,高程 347m 以下为基岩。根据地面地质测绘,结合钻孔资料,推测在河床下有一纵向断层 F_{30}。坝基施工开挖中,紧靠河床右侧为一陡坎,陡坎下部有一缓倾角的纵向逆断层(推测为 F_{30} 断层)。河床高程 352～360m 为砂卵石,352～348m 间基本上为大块石夹砂卵石。大块石常有架空现象,并可见到直径 20～30cm、长约 2m 的棕褐色阴沉木。348～344m 为砂卵石,下部卵石较块石以上卵石直径小。在原勘探线的右侧形成一顺河向、上宽 7～10m、底宽 2～4m 的深槽,深槽底部高程 344～345m(在深槽左侧边坡上已见原地质钻孔)。分析此槽的形成为:郁江自 F_1 断层以下,流经碳酸盐岩,河水顺原推测断层 F_{30}(已证实)溶蚀,逐渐形成伏流,平水期河水全部走暗河,洪水期暗河断面过小,河水上涨,大

部分洪水从暗河顶部渲泄,经过若干年后,暗河顶板岩体侵蚀变薄,加上顺河向及横向裂隙的切割,洞顶塌陷,大块石覆盖于暗河中的砂卵石上,后期在块石上重复沉积砂卵石。这一深槽及其堆积物为坝基开挖增加了难度。在施工单位的努力下,最后深槽清理干净。为加固地基,增加了水泥固结灌浆孔。对 F_{30} 断层除了适当掏挖外,还预埋灌浆管以补强灌浆。

(4) F_{15} 断层及其他地质缺陷的处理。发电引水洞进水塔和电站厂房均坐落在 F_{15} 断层上。进水塔处 F_{15} 断层倾角约 20°,顺断层面浅层局部溶蚀,充填粘土。断层带深部基本上为方解石胶结的角砾岩。进水塔坐落于断层上盘,上盘岩体厚度仅 2～4m。为了保证进水塔的安全,沿断层面布置了一排斜孔,孔距 2.0m 左右,孔径 150mm,孔深约 15m。对断层进行水泥固结灌浆,灌浆完后用浓浆回填封孔,既增强了岩体的完整性,加大了变形模量,又起到阻滑键的作用。厂房处 F_{15} 断层上盘全部揭掉,断层面清理凿毛,厂房基础全部置于断层下盘上。

河床左侧坝基下有一纵向、近直立的裂隙,张开 5cm 左右,充填粘土,大坝浇筑前,采用手风钻掏深 2～3m,顺裂隙用高压风、水冲洗,然后灌注水泥浓浆,右岸坝基亦有类似裂隙或顺层面的缓倾角溶隙,均采用上述方法进行处理。

5 结 语

长顺水电站工程区虽然存在诸多的地质缺陷,但经过有效的处理后,从初期蓄水、发电运行情况看,尚未发现新的问题,目前工程基本成功。

鄂西南岩溶地下水资源潜力评价及其开发利用

杨世松　程伯禹

(湖北省地质调查院，武汉 430022)

摘　要　本文在论述鄂西南地区岩溶水文地质条件和岩溶水赋存特征的基础上，对岩溶地下水资源潜力进行了评价，提出了岩溶地下水开发利用中存在的主要问题和解决对策。

关键词　岩溶　地下水资源　潜力　开发利用①

1　引　言

鄂西南地区位于湖北省西部的长江以南，涉及恩施土家族苗族自治州的 8 个县（市）和宜昌市的长阳、五峰两个土家族自治县，面积 3.13×10^4 km^2，占湖北省总面积的 16.4%，人口 441.18 万人，占全省总人口的 6.4%。如何合理评价和有效开发利用区内丰富的岩溶地下水资源，满足全区 88.41 万缺水人口及经济可持续发展的需求，是鄂西南岩溶水文地质调查研究工作的根本所在。

2　岩溶水文地质条件

2.1　区域地质概况

鄂西南地区在构造上处于扬子准地台上的八面山台褶带，北接鄂中褶断区，西邻四川台拗，东延没于江汉断陷之下。侏罗纪末燕山运动第三幕将其前沉积盖层全部隆起褶皱成山，从而奠定了本区地质构造的基本轮廓，早第三纪末燕山运动第二幕使本区北东向及北西向断裂再次复活，成为本区主干断裂。地貌上有“鄂西山原”之称，系云贵高原北东方向的延伸部分。岩溶地貌十分发育，岩溶个体形态齐全、典型，新构造运动造就了区内层状地貌景观。区内包含了溶丘波状高台原、峰丛洼地、峰丛槽谷、丘丛盆地、丘丛槽谷、丘丛垄脊槽谷、岩溶丘陵、峰丛峡谷、斜坡沟谷等地貌形态组合类型。

清江是区内主要地表水系，自西向东横贯全区，河谷深切，岸坡陡峭，属峡谷类型。两侧众多支流呈树枝状、羽状向清江汇流，且将区内地形切割得支离破碎，构成河间地块型水文地质单元。

---

①第一作者简介：杨世松，男，1961 年生，高级工程师，长期从事环境地质和岩溶水文地质调查与研究工作，是中国地质学会水文地质专业委员会委员。

2.2 碳酸盐岩类型

鄂西南地区地层出露齐全，其中震旦系上统至奥陶系、石炭系至三叠系下统的碳酸盐岩地层分布面积占总面积的 67.2%（图 1）。碳酸盐岩地层大片分布于来凤—鹤峰—五峰—长阳一带及恩施市北西部的各背斜核部和巴东—宣恩一带及利川北东部的各向斜槽部。碳酸盐岩类型可划分为纯碳酸盐岩和不纯碳酸盐岩两大类，其中每一类又可划分为连续层型、连续层与间夹层复合型、间夹层型、间夹层与薄层复合型、薄层型 5 个型。

2.3 岩溶发育特征

鄂西南地区岩溶主要发育于震旦系上统至奥陶系中统和石炭系至三叠系下统这两大套碳酸盐岩地层中，受强烈的褶皱构造变动和河谷深切影响，形成以一个背斜或一个向斜为单元的岩溶发育格局，各单元自成一独立的岩溶发育体系，构成区内岩溶发育的多系统特征，典型的如恩施白果坝、崔坝、利川官田坝、鹤峰太平镇等地发育的岩溶系统。



图 1 鄂西南地区碳酸盐岩分布图

1—碳酸盐岩分布区；2—非碳酸盐岩分布区

区内岩溶主要发育于三、四、五级剥夷面分布区的槽谷、洼地中，而在槽谷、洼地中又集中发育于其中心部位或地下洞穴展布发育段，在山脊、斜坡地带发育的岩溶个体形态数量少、规模小；在构造上，岩溶集中发育于背、向斜核部及断裂带和岩相变化带附近；在地层上，区内所调查的大型岩溶洼地、落水洞、岩溶洞穴等基本集中分布在三叠系下统和寒武系中、上统地层分布区。

受侵蚀基准面控制，区内岩溶发育自上而下可划分为：垂向洞隙带，包括落水洞、竖井、漏斗及溶隙等形态，可测洞深一般 10～15m，最深可达 240m；地下河管道带（包括季

节变动带与饱水带)，以溶洞与地下河的水平岩溶管道发育为主，是地下水集中径流带，厚度 100～200m；孔隙带（深部循环带)，以小溶孔及溶隙发育为主，地下水在其间缓慢地流向排泄区，此带埋深在沟谷中一般十几米至几十米，在山体中可深达数百米。

2.4 岩溶含水岩组及其特征

按碳酸盐岩类型，划分为纯碳酸盐岩含水岩组和不纯碳酸盐岩含水岩组两大类。

2.4.1 纯碳酸盐岩含水岩组

有嘉陵江组（T_1j)、大冶组（T_1d)、寒武系中、上统（$\in_{3+2}$)、奥陶系下统（O_1)、石炭系中统黄龙群（C_2hn)、震旦系灯影组（Z_2t）等含水岩组。在区内连续沉积厚度大，出露面积广，其中，嘉陵江组（T_1j）与大冶组（T_1d）含水岩组广布全区，形成一个统一的广义含水层，为强富水层，发育于该两岩组中的地下河有 81 条，占全区总数的 51.3%。泉流量一般为 10～100L/ s，地下河流量一般为 100～1 000L/ s。

2.4.2 不纯碳酸盐岩含水岩组

主要有二叠系下统（P_1)、二叠系上统（P_2)、奥陶系中上统（O_{2+3}）和奥陶系下统大湾组（O_1d）等含水岩组。因碳酸盐岩不纯或连续沉积厚度小、非碳酸盐岩夹层较多等原因，岩溶一般不发育，富水性中等—弱。地下水露头点流量大于 10L/ s 的占总点数的 32%左右，流量小于 10L/ s 的占总点数的 68%左右。

2.5 岩溶地下水补、径、排条件

岩溶地下水主要由大气降水补给，其补给强度一是受岩溶发育程度的影响，在垂向岩溶洞隙发育的槽谷、洼地一带，大气降水很快灌注于落水洞、竖井、地下河天窗、漏斗及溶隙中，降水入渗补给量可达降水量的 70%以上。其次是断裂构造带为大气降水补给提供了良好的条件，尤其是在张性结构面密集处，如咸丰断裂带、恩施断裂带、建始断裂带、仙女山断裂带等都是降水入渗的良好地带。另外，岩溶地下水的另一补给源是地表水的转化，在岩溶发育区众多断头河、溪流、河水灌注到槽谷末端的落水洞中变成地下水，如利川市清江伏流段等。

岩溶地下水的径流与排泄，主要受碳酸盐岩与非碳酸盐岩的组合关系、地质构造、地貌及水动力模式控制。岩溶地下水径流方式，一是以岩溶管道方式为主的径流，二是以溶隙方式为主的径流。岩溶地下水排泄方式，多以溶洞泉和地下河出口排泄于较大河谷地带，表层带岩溶水多以溶隙泉形式，分散地排泄于山间洼地周边和凹形山坡上。排泄点出露位置及高程取决于隔水地层顶板的高程及河谷切割情况。

3 岩溶地下水赋存特征

区内岩溶地下水按赋存介质及部位不同，分为岩溶裂隙水、溶洞裂隙水、岩溶管道水和构造裂隙水以及表层带岩溶水五类，它们既独立存在又互相交错，构成复杂的岩溶地下水系统。

3.1 岩溶裂隙水

岩溶裂隙含水介质包括风化裂隙和浅部构造裂隙，基本特征是裂隙密集但规模小，多分布于不纯、可溶性较差的碳酸盐岩出露区及入渗条件差的分水岭地带、山麓斜坡地带和碳酸盐岩出露厚度与面积很小的地带。此类岩溶地下水具有降水入渗补给面积小、地下水径流与

运移条件较差且途径短、泉点露头多但水量小等特点。泉点的平均密度为 1.4 个/ km^2，其流量多数在 5L/ s 左右或更小，随季节变化大。

3.2 岩溶溶洞水

溶洞（含裂隙和溶孔）是鄂西南地区较为普遍的一种岩溶地下水赋存介质，此种岩溶地下水以岩溶泉系统的形式运移、径流，集中排泄。已调查圈定岩溶泉系统达 285 处（流量≥40L/ s），其中 88%成生于三叠系下统、二叠系中统、寒武系中统与上统地层中。每一系统补给面积一般在 3～8km^2 之间，补给形式以面状入渗补给为主，部分通过地表发育的小型岩溶洼地、漏斗、落水洞等点状注入式补给。排泄口多数为直径 1～3m 的溶洞，分布高程低于 800m 的占总数的 41%、800～1 300m 的占总数的 46.4%，分布高程大于 1 300m 的占总数的 12.6%。泉流量最小为 32.6L/ s，最大为 1 785L/ s，285 处岩溶泉总计排泄量 14 250L/ s。

3.3 岩溶管道水

岩溶管道中的地下水，普遍以地下河的形式运移、径流和集中排泄。已调查发现 157 条地下河，在碳酸盐岩中的发育密度为每 133.5km^2 一条，发育径流于三叠系地层中 83 条、寒武系地层中 27 条、二叠系地层中 25 条、奥陶系地层中 22 条。地下河最长为 24km，最短仅有 0.6km，多数在 2～10km 之间，总计长度 750.73km。该类岩溶水的补给面积大，为 3～50km^2 的 108 条、50～100km^2 的 42 条、大于 100km^2 的 7 条。其补给形式以点状注入式补给为主，面状渗入式补给为辅，部分还有碎屑岩区的外来水补给。地下河出口最小流量为 28L/ s、最大为 33.2m^3/ s，157 条地下河总计排泄量 184.62m^3/ s。

3.4 构造裂隙水

构造裂隙作为岩溶地下水的赋存介质，主要见于向斜纵张裂隙带、背斜倾伏端裂隙发育带、断层裂隙带，如咸丰断裂富水带的碳酸盐岩与非碳酸盐岩接触部位的层间裂隙带。从已圈定的 42 处构造裂隙地下水系统分析，含水介质比较均匀，水量丰富，大泉流量一般 50L/ s～200L/ s，地下水位埋深较浅且相对稳定，部分地区地下水还具有承压性质，如柏杨坪向斜裂隙储水系统，钻孔揭露地下水位高出地面 2m 多。

3.5 表层带岩溶水

表层带岩溶水，系指岩溶石山地区地壳表层岩溶洞隙中的地下水，是包气带上部垂直下渗水流侧向运移的悬挂水富集泄出带，常形成表层岩溶泉。泉流量较小，小者不足 0.01L/ s，大者可达 10L/ s。

4 岩溶地下水资源潜力评价

4.1 天然资源量计算

以岩溶地下水系统为基本单元计算地下水天然补给资源量，按地表水三级流域分区进行水资源量汇总。评价方法以地下径流模数法、入渗系数法为主。计算结果，得出岩溶地下水多年平均天然资源量为 98.77×10^8 m^3/ a。各流域天然资源量见表 1。

4.2 允许开采量计算

对于有一个水文年流量观测数据的地下河或泉点，用布西涅斯克流量衰减方程式推算地下水点流量最小值 Q_{min}，以此作为偶测年的允许开采量 $Q_{偶允}$。最后将所求 $Q_{偶允}$ 分别乘以换

算系数 $P_{平年}/P_{偶观年}$、$P_{偏枯年}/P_{偶观年}$、$P_{特枯年}/P_{偶观年}$，即得到 3 个不同保证率时的 $Q_{允}$。同理，用 $M_{偶观年}$ 分别乘以换算系数 $P_{平年}/P_{当年}$、$P_{偶枯}/P_{当年}$、$P_{特枯}/P_{当年}$、$P_{多年平均}/P_{当年}$，即得到 3 个不同保证率及多年平均值地下径流模数。对于只有一次测流的地下水点，其水文地质参数的求算，系用特枯年地下径流模数 $M_{特枯年}$ 来代替。特枯年的地下水排泄量即为该地下水点的允许开采量 $Q_{允}$。

运用以上计算方法，得出全区 442 个岩溶大泉和地下河的允许开采资源量（$Q_{允}$）为 $46.78\times10^8\ m^3/a$，见表 2。

4.3 尚难利用资源量计算

长江三峡南与清江流域分水岭地区、清江流域与沅江流域分水岭地区、清江流域与澧水流域分水岭地区以及清江中下游等深切河谷地带，总面积为 3 932.87 km^2。由于地形相对高差大，地形切割较剧，居住环境较差，地下水位埋深较大（一般 100～150m，最大 250m 左右），目前条件下岩溶地下水资源难以开发利用。计算统计其当前经济技术条件还不能开发利用的岩溶地下水资源量为 $21.65\times10^8\ m^3/a$（表 3）。

表 1 鄂西南岩溶地下水天然资源量表

流域名称	天然资源量（亿 m^3/a）			
	$Q_{多年平均}$	$Q_{平年}$ $P=50\%$	$Q_{偏枯年}$ $P=75\%$	$Q_{特枯年}$ $P=95\%$
三峡南	91.61	8.98	8.12	6.21
洞庭湖	16.81	16.72	14.47	12.11
乌　江	12.66	12.45	10.28	8.78
清　江	60.14	59.85	51.94	44.98
合　计	98.77	97.99	84.82	72.08

表 2 鄂西南岩溶地下水允许开采量表（$\times10^4\ m^3/a$）

流域名称	允许开采量	流域名称	允许开采量
三峡南	32 861.43	洞庭湖	108 130.59
乌　江	71 541.58	清　江	255 300.07

表 3 鄂西南尚难开发利用岩溶地下水资源表

（$\times10^4\ m^3/a$）

流域名称	尚难利用量	流域名称	尚难利用量
三峡南	16 164.84	清　江	83 319.94
乌　江	39 204.01	洞庭湖	77 888.72

4.4 已开采量资源量统计

据 2000—2002 年调查统计，鄂西南地区已开采岩溶地下水资源量为 $9.36\times10^8\ m^3/a$。

4.5 可有效开发利用潜力评价

4.5.1 评价计算结果

鄂西南地区可有效开发利用地下水资源量（$Q_{效}$）为 $25.13\times10^8\ m^3/a$；可有效开发利用地下水资源潜力的绝对数量（$Q_{潜}$）为 $15.76\times10^8\ m^3/a$，其计算方法与过程见表 4。

表 4 鄂西南可有效开发利用岩溶地下水潜力表（$\times10^4\ m^3/a$）

流域	$Q_{允}$	$Q_{难}$	$Q_{效}=Q_{允}-Q_{难}$	$Q_{已开采量}$	$Q_{潜}=Q_{效}-Q_{采}$
三峡南	32 861.43	16 164.84	16 696.59	4 888.71	11 807.88
乌　江	71 541.58	39 204.01	32 337.57	25 186.3	7 151.27
洞庭湖	108 130.59	77 888.72	30 241.87	21 423.89	8 817.98
清　江	255 300.07	83 319.94	171 990.15	42 127.06	129 898.21

4.5.2 潜力分区评价

以可有效开发利用潜力指数值（$P_{潜}=Q_{效}/Q_{已开采量}$）作为分区评价的指标，根据鄂西南的特点，按流域将全区划分为开发潜力特丰富区（$P_{潜}>10$）、开发潜力丰富区（$P_{潜}=10\sim2$）和开发潜力较丰富区（$P_{潜}=2\sim1$）三个区（图 2）。

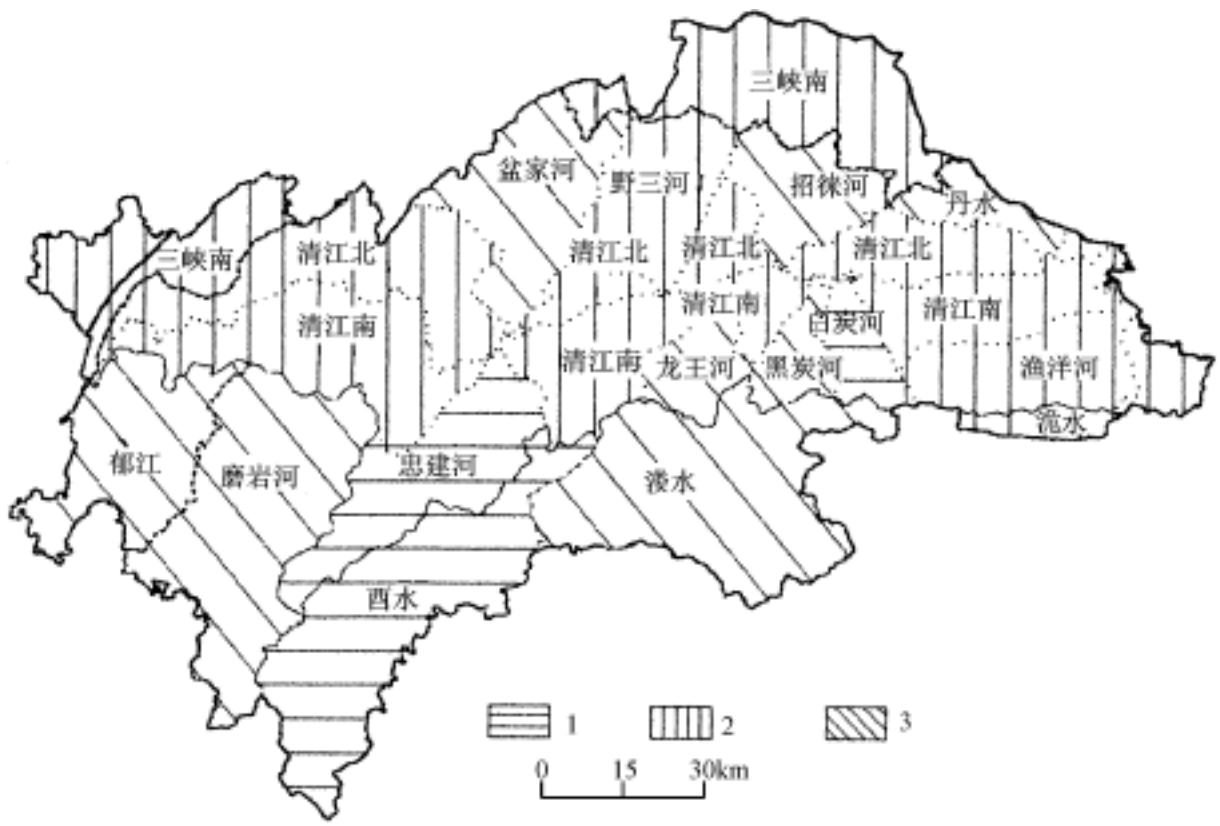


图 2 鄂西南地区可有效开发利用潜力图

1—开发潜力特丰富；2—开发潜力丰富区；3—开发潜力较丰富区

（1）开发潜力特丰富区。分布于清江南岸忠建河、白炭河与酉水流域及来凤县域，可有效开发利用地下水资源量为 $8.21\times10^8\ m^3/a$，占全区总量的 32.6%；可有效开发利用地下水资源潜力数量为 $7.69\times10^8\ m^3/a$，占全区总量的 48.8%；已开采利用地下水资源量为 $0.50\times10^8\ m^3/a$，占全区开采总量的 5.4%。

（2）开发潜力丰富区。分布于长江南岸各支流及野三河、渔洋河、沧水流域，可有效开发利用地下水资源量为 $10.45\times10^8\ m^3/a$，占全区总量的 41.6%；可有效开发利用地下水资源潜力数量为 $6.95\times10^8\ m^3/a$，占全区总量的 44.1%；已开采资源量为 $3.50\times10^4\ m^3/a$，占全区开采总量的 37.4%。

（3）开发潜力较丰富区。分布于郁江、磨岩河、溇水、盆家河、招徕河、丹水、黑炭河、龙王河流域，可有效开发利用地下水资源量为 $7.77\times10^8\ m^3/a$，占全区总量的 27.2%；可有效开发利用地下水资源潜力数量为 $1.05\times10^8\ m^3/a$，占全区总量的 6.6%；已开采资源量为 $5.35\times10^8\ m^3/a$，占全区开采总量的 57.17%。

5 岩溶地下水资源开发利用建议

5.1 开发利用现状

据 2000—2002 年调查，鄂西南地区已开采利用岩溶地下水总量为 $9.36\times10^8\ m^3/a$，占

全区特枯年地下水资源量的 12.71%。除流域性梯级开发（隔河岩、高坝洲、大龙潭等）汇集部分地下水外，区内开发利用形式主要有以下几种：

(1) 在地下河出口处筑坝堵截，兴建小型水电站或引流供水及进行旅游开发，如恩施龙洞、利川团堡官田坝地下河、宣恩凉风洞、恩施高桥出水洞、利川水莲洞等。

(2) 围泉建库，如建始县罗家坝水库、鱼泉水库、茅草坝水库、四十二坝水库、恩施星丰水库、巴东水流坪水库等，均为围泉（河）筑坝而形成小型水库，增加控水能力。

(3) 在地下河展布浅埋段的天窗处，用泵抽水，如恩施市七里坪龙洞地下河天窗，该天窗深 35m，洞径 5m，在天窗内用潜水泵提水输送到七里坪集镇供人、畜饮用。

(4) 钻探成井取水，均为探采结合井，分别在恩施鲁竹坝、利川团堡、白庙成井共 4 口，单井日出水量达 60～577m^3/ d，有效缓解了上述三集镇总计 18 000 余人饮用水缺乏的现状。

5.2 开发利用建议

鄂西南 10 县（市）131 个乡（镇），有缺水乡镇 92 个、缺水村 1 004 个；缺水人口 88.41 万人，占总人口的 20.7%；缺水牲畜 64.31 万头，占总牲畜的 17.7%；缺水耕地 381.7 万亩，占总耕地面积的 71.7%。在 50%的保证率情况下，目前全区年缺水量平均达 11.63×10^8 m^3/ a。仅从人口增长等方面因素预测，鄂西南地区至 2010 年缺水量就达 5.67×10^8 m^3/ a（50%保证率）。为此，充分开发利用丰富的岩溶地下水资源，对促进经济与社会可持续发展、巩固民众脱贫致富成果和生态建设有着十分重要的现实意义与社会意义。针对鄂西南地区岩溶水文地质特点和以往工作成果，建议做好以下岩溶地下水资源的勘查开发与保护工作。

5.2.1 开展专项岩溶水文地质调查

专项岩溶水文地质调查。比例尺采用 1∶50 000 为宜，以地下河流域、岩溶大泉流域或储水构造为工作单元，查明碳酸盐岩岩溶发育特征、岩溶水文地质条件与岩溶地下水环境质量，评价岩溶地下水可有效开发潜力，提出岩溶地下水资源合理开发利用和保护方案。此项工作按地方需求进行，近期宜部署在干旱缺水比较严重的清江流域中上游地区，并以利川、宣恩等地的小流域开发与整治区为重点，作为调查研究与示范相结合的试点。

5.2.2 加强岩溶地下水系统特殊性规律和勘查开发方式的研究

鄂西南地区是典型的裸露型岩溶区，作为开发利用对象的岩溶地下水，其赋存条件的差异性与特殊性十分明显。通过研究，为开发利用岩溶地下水提供技术支撑；根据地下河流域、岩溶大泉流域和储水构造的不同特点，采用有效的勘查方法，为确定最佳的开发方式提供依据。为此，必须采用新技术、新方法，如系统网络模型模拟研究、适于岩溶山区的水文地质物理勘探方法、岩溶管道追踪与探测技术等。

5.2.3 合理开发利用表层带岩溶水

表层带岩溶水的泉流量虽小，但对山区分散居民点的用水和改善生态环境有着十分重要的现实意义，应在查明条件的基础上对其合理开发利用。如宣恩县椒园镇附近，修建水柜截取表层岩溶带泉水已解决了 20 余分散农户用水，取得较好的效果。

5.2.4 实施保护岩溶地下水水质计划

随着经济建设的发展，城镇居民的迅猛增加，农药化肥的大量使用，各类污染源正在严重影响着岩溶地下水的质量，如恩施市午阳坝龙洞的岩溶地下水，由于生活废水和垃圾排放

的影响，水中硫酸盐含量已超过Ⅴ类水标准而不能饮用，应及早实施保护岩溶地下水水质计划，确保宝贵的岩溶地下水资源可持续利用。

5.2.5 综合利用岩溶地下水资源

目前，鄂西南地区中小型水利水电工程建设正在蓬勃开展，其中宣恩狮子关电站、恩施龙麟宫电站等，采用封堵岩溶洞穴或筑坝拦截岩溶地下水等方式抬高水头发电，如能综合开发利用，同时解决或改善流域人畜饮水和农田用水困难，经济效益与社会效益将更为显著。

5.2.6 进行岩溶水资源承载能力和岩溶水环境承载能力的评价研究

在开发一个流域或单元的岩溶地下水资源时，首先要考虑其水资源的可持续利用性和水环境的安全性。评价岩溶地下水可有效开发潜力资源量时，必须先考虑保证生态用水和环境用水，然后再分配生活用水、农业用水、工业用水及其他用水。目前，正是大规模勘查开发岩溶地下水资源时期，是开展此项评价研究工作的最好时机。

6 结 语

鄂西南地区碳酸盐岩广布，岩溶发育，是我国典型的裸露型岩溶区。区内岩溶地下水资源丰富，但由于赋存条件复杂，调查研究工作程度较低，影响了岩溶地下水资源的开发利用。结合地方需求，扎实开展岩溶水文地质调查与研究，以地下河流域、岩溶大泉流域或储水构造为工作单元，评价岩溶地下水可有效开发潜力，提出合理开发利用和保护方案，是促进岩溶地下水资源的综合开发利用、经济与社会可持续发展和清江流域生态建设的有效措施。

本文系根据中国地质调查局地质调查项目——“湖北省鄂西南岩溶石山地区岩溶地下水资源勘查与生态环境地质调查”(编号 199910400112) 部分成果编写，2003 年 10 月曾在昆明“岩溶地区水工环及石漠化问题论坛”上做过交流，现做了部分修改与补充，供同行参考。

参考文献

[1] 沈继方等．清江流域岩溶研究．北京：地质出版社，1996

[2] 董炳维等．中国南方岩溶地下水．地质学报，55 卷，2 期

[3] 蒋忠诚等．我国南方表层岩溶带及其对岩溶水的调蓄功能．中国岩溶，2001.20：(2)

芭蕉河水利水电枢纽工程大坝基础处理

黄宝华[1] 崔 伟[2]

(1. 湖北省恩施自治州水利电力勘测设计院，恩施 445000；
2. 湖北省恩施自治州电力总公司，恩施 445000)

摘 要 岩溶地区的水利水电工程地质条件复杂，在施工中有很多未能在前期勘探中发现的问题出现，需要地质人员根据实际情况及时处理。在本工程中通过对现场的开挖，合理调整了设计方案，减少了混凝土填筑量。大坝提前蓄水引起左坝肩破碎岩体被击破，给工程带来极大不利，通过降低水库水位、形成帷幕体的完整性，从而较好地完成了基础处理。

关键词 岩溶地质 施工地质 基础处理①

1 引 言

芭蕉河二级水电站工程，是芭蕉河流域梯级规划的第二级和首建工程，位于鹤峰县蓉美镇，坝址距县城 3km。芭蕉河为澧水上游右支流，属洞庭水系，芭蕉河发源于鹤峰县与宣恩交界的太平乡文家河，在鹤峰县城下游 3km 处汇入澧水。

芭蕉河流域呈狭长形，流域总面积 369.1km^2，干流全长 42.25km，相对高差 1 179m，加权平均坡降 10.80‰，流域地理位置是：东经 109°45′37″至 110°01′28″，北纬 29°48′26″至 30°02′28″。流域内沟谷密集，山高谷深，河窄水急。

挡水建筑物为双曲拱坝，最大坝高 66m，设计正常蓄水位 543.5m，相应库容 0.201 亿 m^3，装机容量 16 000kW·h。

2 地质概况

流域内地层出露自寒武系下统天河板组至三叠系中统巴东组三段，芭蕉河二级水电站工程位于中营坪背斜与煤炭湾向斜之间，中营坪背斜长 11km，轴向 NE50°，位于二级电站坝址上游 7km，煤炭湾向斜长 12km，轴向 NE50°，位于二级电站坝址下游 2.2km。区域性断层为唐家坪断裂，位于二级电站坝址上游 6.3km，断层长 18km，走向 NE50°，位于中营坪背斜和下坪向斜之间，挤压破碎带宽约 40m，倾向 160°，倾角 60°或倾向 135°，倾角 65°，

①第一作者简介：黄宝华，男，1973 年生，工程师，毕业于中国地质大学（武汉）水文地质工程地质专业，现从事水利电力工程地质勘察工作。

岩石强烈破碎，呈大量的构造透镜体出现，水平擦痕指示反扭，断层为压性兼扭性。

区域地质构造简单，现代地震活动极其轻微，坝址区属地震基本烈度小于Ⅵ度区。水库为峡谷型水库，库区地层岩性以碳酸盐岩为主，周边多为岩岸，无危岩体、滑坡体和泥石流等不良物理地质现象，库岸基本稳定。库内无浸没问题存在，水库周边有隔水层，库内无较大的断裂带通向库外及低矮分水岭，经勘探试验分析和蓄水观察证实，水库不存在渗漏问题。

3 坝区工程地质条件

坝址地层岩性为三叠系大冶组三段中部（$T_1 d^{3-2}$）浅灰色薄层微晶灰岩夹青灰色极薄层页岩，少数层间见炭质页岩薄膜。坝址处褶皱构造不发育，属单斜构造，倾向下游偏右岸，倾角 49°～51°。

坝区主要构造形迹为裂隙，主要有以下二组：

(1) 走向 NE24°～38°，倾向 NW∠30°～67°，横切河谷，倾向上游，压扭性，分布稀，延伸远（达 10m 以上）。

(2) 走向 NE47°～85°，倾向 NW∠45°～68°，斜切河谷，倾向上游偏左岸，扭性。

4 坝区岩溶发育特征

坝址区断裂构造不发育，岩溶欠发育，局部地段沿层面和裂隙溶蚀严重。钻孔岩心观察：钻进中未发生掉钻现象，表明未遇到较大的溶孔，在河床钻进中，基岩下 15m 处回水见沙粒，属沿顺河向裂隙的裂面向下溶蚀所致。从钻孔资料分析，坝址岩体透水性极不均匀。

5 基础处理设计

5.1 地基开挖及地质缺陷处理

大坝基础开挖因地质条件及部位不同可分三部分。

5.1.1 左坝肩开挖

左坝肩在 517m 高程，见顺河向倾山内的溶蚀裂隙 J_7，该裂隙贯通库内外，裂隙面是贯通的，但未形成管道性通道。施工过程中对溶蚀结构面进行凿毛处理回填混凝土，该处帷幕线孔距 2.0m，视灌浆效果拟在该处布置双排帷幕。J_7 裂隙在坝基 487m 高程出露，裂隙面附近岩体破碎，在开挖过程中，左坝肩库内边坡形成高陡危险边坡，并于 2000 年 11 月 12 日产生顺层滑动，后经适当开挖及喷锚处理方控制险情，受其影响，该处基础局部欠挖，岩体破碎，在该部岩石与混凝土交界面为锚固区以加固基础。J_7 裂隙带经开挖后回填混凝土进行处理。

5.1.2 河床基础开挖

河床基础视其地质情况，根据岩体风化及完整性，基础左段局部地段较设计超挖 0.3m，开挖至 480.7m，以达到弱风化岩体基础，右部则因岩体风化程度弱，完整性好，开挖到

486.8m 形成平台，减少了开挖量，河床中部存在 L_1、L_2 两条顺河向裂隙，对该两条裂隙的裂面进行凿毛处理，并在固结处理时适当加密布孔，帷幕为双排布置。

5.1.3 右坝肩开挖

右坝肩开挖在裂隙面上局部见溶蚀孔隙，对其进行开挖、凿毛后回填混凝土。

5.2 基础处理设计参数

灌浆工程采用常规方法。本工程坝（基）肩灌浆的设计标准为：

(1) 坝（基）肩固结灌浆后，岩体透水率 $q \leq 3$Lu 和弹性模量≥18GPa。

(2) 接触灌浆，使混凝土垫层与基岩砌石、坝体与混凝土垫层、砌石坝体与岩体等接触部位良好结合，形成整体，施工顺序为先固结灌浆后帷幕灌浆，在两者进行前先进行接触灌浆。固结灌浆最大压力 1.5MPa，河床段帷幕灌浆最大压力 2.5MPa，对于 510m 以上岸坡及平硐段帷幕灌浆，最大压力 2.0MPa，接触灌浆最大压力 0.6MPa。

5.3 固结灌浆

5.3.1 固结灌浆布置

本工程在河床段固结孔为梯形布孔，上游第一排为基本孔 3 个，排距 3m，下游各排间距逐次递减，右坝肩固结孔为方形布孔，排距 1.5m，孔距 2.0m，孔深 8.0m。

5.3.2 重点处理对象

河床段加密区：重点对 L_1、L_2 裂隙及影响带进行处理。L_1、L_2 两裂隙在河床基础表现为顺河向，陡倾，贯穿河床基础上下游，切割深度大于 5m，属溶蚀性裂隙，导水性强，沿裂隙面分布溶孔，最大孔径大于 50cm，裂面见泥化薄膜，裂隙附近次生裂隙密布，裂隙 2～3m 范围内岩体风化严重，岩体较为破碎。对 L_1、L_2 两裂隙影响带采取加密布孔进行固结处理，以利于提高岩体的完整性和强度。

河床段锚固区：该区岩石风化程度较强，同时受 J_7 裂隙切割影响，坝基岩体蠕动后较为松动，基础开挖时尺寸未能到位，为欠挖区，为提高岩体强度及加强基岩与坝体的连接，加固坝体，对该区进行锚固处理，孔内置入 3 25 钢筋（锚筋），锚筋入基岩 3.0m，伸入坝体 2.0m。

左坝肩下部固结区：左岸坡受 J_7 裂隙影响，在 J_7 裂面 1～2m 范围内岩体破碎，风化严重，J_7 裂隙下盘岩体尤为破碎，虽已开挖回填混凝土塞，但破碎带影响范围延伸较大，仍需进行固结处理，以利于提高 J_7 裂面及影响带岩体的完整性及强度。

左上坝肩深层固结区：左上坝肩在 548m 的高程处，钻孔在 14～16m 深处，发现掉钻现象，探明下方存在局部强烈溶蚀带，见直径 1m 左右的溶洞，在坝肩呈串珠状分布，内呈空洞或充填粘土，为层间溶蚀所致，为保证左坝肩岩体的完整性及强度而进行深层固结处理。

5.4 帷幕灌浆处理

5.4.1 帷幕布置

本工程拱坝帷幕分河床段，左、右坝肩段，左、右岸坡五部分。其中左、右岸坡段帷幕通过布置在两岸的灌浆平硐进行施工，河床帷幕钻灌施工在 500m 坝体砌筑面上进行，左、右坝肩段帷幕随坝体上升进行施工。帷幕深入基岩 25～30m，L_1、L_2 及 J_7 裂隙影响带帷幕为双排布置，其余为单排布置，孔距 3.0m，局部排距 2.0m。

5.4.2 帷幕线设计

坝基根据地质勘察报告结论，设计帷幕深入基岩 25～30m，即可达到相对隔水层，河床

段由于 L_1、L_2 两条顺河向裂隙存在，其贯通坝基库内外，以及 J_7 裂隙的影响，故在河床段布置双排帷幕。左岸坡通过位于灌浆平硐内的实验孔揭示，在孔深 30m 以下岩体透水率 $q<1$Lu,但局部地段有掉钻及不回浆现象，该区存在局部溶蚀严重，考虑 J_7 裂隙的伴生列隙的影响，调整了该区的帷幕线，并布置为双排帷幕。右岸坡通过位于灌浆平硐中部的实验孔的压水实验成果及相关资料分析，对帷幕线进行优化调整，缩短了右岸帷幕线。

帷幕施工分Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ三个次序进行。

5.5 基础处理情况评价

固结灌浆处理经压水检查后，能达到规范和设计要求，有效地增强了岩体的完整性，提高了岩体的弹性模量。经处理完毕，形成了完整的帷幕体。压水试验检查结果证明，帷幕灌浆达到规范及设计要求。

6 施工中特殊情况的处理

初步设计阶段，根据地勘成果，拟定最大帷幕深 40～50m，幕长 220～240m，左岸灌浆平硐长 60m，右岸长 80m，对坝基（肩）进行固结灌浆和接触灌浆。在设计施工图阶段，根据坝基（肩）开挖后的情况和左、右岸帷幕试验孔压水试验成果，对帷幕灌浆线进行优化设计，右岸灌浆平硐帷幕线进行了斜孔钻灌，使平硐和右岸帷幕线均减少为 30m。在施工过程中，针对出现的局部异常现象，设计人员在现场做了适当设计方案和工艺处理（见图 1)。

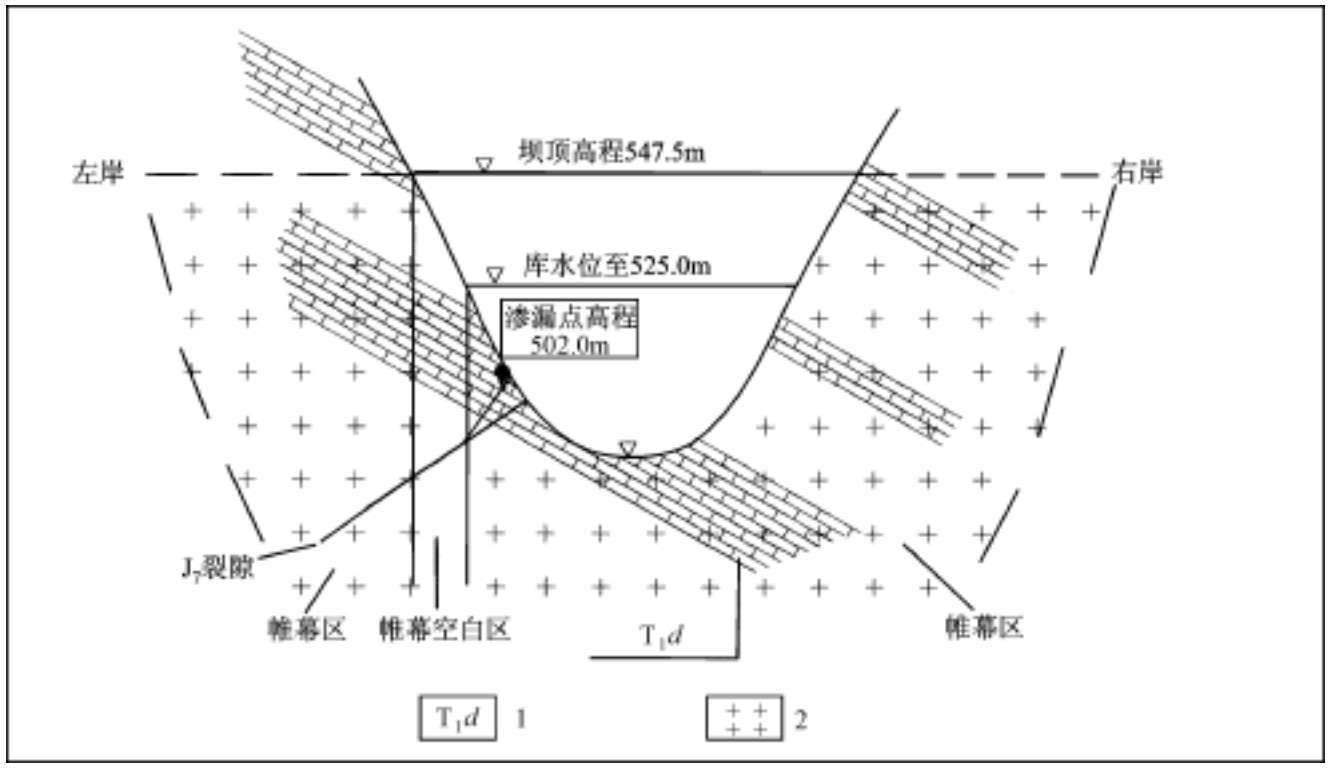


图 1 芭蕉河水利水电枢纽工程大坝基础处理横剖面图

1—三叠系大冶组薄层灰岩；2—帷幕区

2001 年 10 月 21 日，芭蕉河二级水电站大坝下闸蓄水，由于左坝肩帷幕 20 余米未完全封闭（见图 1)，蓄水至 509m 高程时左坝肩 502m 高程处出现渗漏，渗漏量达 0.9m^3/ s。中孔下闸后二期蓄水开始进行，于 12 月 18 日蓄水至 525m 高程，原渗漏处渗水呈射流状，最大渗漏量达 1.5m^3/ s，使处于渗漏带的帷幕灌浆孔无法终孔。经分析，在高压水力（水头

23m) 作用下 J_7 裂面被破坏。由于渗漏问题严重，如不迅速处理好，可能使坝肩岩体变形，危及建筑物安全。为了处理左坝肩渗漏问题，各方人员在现场召开了“芭蕉河二级水电站工程左坝肩渗漏问题研讨会”，与会专家一致认为左坝肩 525m 至 547.5m 高程坝轴线长 20m 范围内帷幕尚未施工，加之此范围内存在不利构造，库水位上升导致库水绕过拱座经下游岩体溶蚀层面渗出，现阶段渗漏通道中水流速度快，以致帷幕灌浆无法正常进行，渗漏通道无法封闭，库水压力通过 J_7 裂隙及其伴生裂隙对坝肩岩体产生不利变形。根据会议意见，决定降低库水位，最终采用“导排法”将左坝肩渗漏问题处理结束，形成完整帷幕体。

7 结 语

(1) 在施工中，根据开挖后的实际情况，岩体完整性好，开挖到 486.8m 形成平台，减少了开挖及回填的工程量。在左岸坡段帷幕施工中，因该区岩溶较发育，局部发生掉钻以及不回浆等现象，故将原设计的单排帷幕变更为双排，以保证幕体的连续性及密实度。

(2) 本工程因在局部存在不利地质构造的部位，在未形成完整的帷幕体时，因蓄水导致左坝肩破碎岩体被击穿产生渗漏，直接影响到建筑物的安全及大坝的正常施工，初期在高水头作用下封堵失败，通过降低水库水位才得以顺利完成帷幕施工。这给我们留下了经验和教训。

参考文献

[1] 王大纯，张人权等．水文地质学基础．北京：地质出版社，1986
[2] 李茂芳，孙钊．大坝基础灌浆（第二版）．北京：水利电力出版社，1984
[3] 水电水利工程施工地质规程 DL/ T 5109-1999. 北京：水利电力出版社，1999
[4] 水工建筑物水泥灌浆施工技术规范 DL/ T 5148-2001. 北京：水利电力出版社，2001

BP 神经网络方法在三峡库区滑坡预测中的应用

钟洛加[1] 沈贵文[2]

(1. 湖北省地质矿产开发局，武汉 430022；2. 湖北省地质学会，武汉 430022)

摘 要 本文在滑坡稳定性评价方法的基础上，应用改进 BP 神经网络方法建立 BP 人工神经网络训练样本集，以之用作滑坡稳定性评价及各参数评分与边坡安全系数之间的非线性映射关系模型，通过一些典型工程实例的数据进行检验。通过对网络学习参数的优化和计算结果表明，本文所采用的神经网络非线性映射模型是比较准确的，训练的模型具有较高的精度。该方法在确定库区滑坡滑带土强度参数中效果较好，所得数据与其他常规方法综合确定的参数基本一致。

关键词 滑坡 稳定性评价 BP 神经网络 实例应用①

1 问题提出

斜坡是人类工程和生活活动最普遍的地质环境，它的经常活动会造成人类生存地质环境的恶化，甚至会给人类带来灾害性的损失，在相关的地质灾害中其破坏程度仅次于地震。为了使人类遭受滑坡的灾害减少到最小程度，及时做好有关方面的防范和预防措施，对滑坡变形破坏机制的研究就显得尤为重要，特别是滑坡灾害发生时间和空间的准确预测、预报工作占有举足轻重的地位。

传统的滑坡灾害地质研究仅局限于定性或半定量描述，以传统的确定性研究方法为基础，运用一定的力学模型来实现滑坡灾害研究的定量化。实际上由于滑坡灾害系统不断地与外界发生物质和能量的交换，具有非平衡性、有序性、随机性的属性，是一个复杂的系统。传统的研究方法难以满足滑坡灾害预测、预报的要求，因此许多学者将处理复杂系统和探索复杂性的非线性理论方法先后引入滑坡灾害地质过程的演化研究，相继建立了一些初步描述斜坡演化非线性动力学方程，提出了基于分形理论、协同学理论、混沌动力学和突变理论的预测模型，运用神经网络方法实现了对滑坡灾害的预测和评价。

人工神经网络是一门新兴的交叉科学，也是目前国际上研究异常活跃的前沿领域之一，它以大规模并行处理、分布式存储、自适应性、容错性等许多优良特性引起了众多领域学者的关注。

神经网络是一种自适应的高度非线性动力系统，通过内部连接的自组织结构具有对数据的

---

①第一作者简介：钟洛加，男，1957 年生，GIS 工学硕士，计算机高级工程师，长期从事计算机应用软件的开发、地理信息工程项目的应用研究和计算机网络信息技术管理工作。

高度自适应能力，由计算机直接从实例中学习获取知识，探求解决问题的方法，自动建立起复杂系统的控制规律及其认知模型。应用神经网络模型中有许多种人工神经网络应用于在滑坡这一复杂的非线性动力学系统研究中，主要是滑坡灾害的稳定性评价和时空预测预报，其中以 BP 模型应用最为普遍。它的结构简单，工作状态稳定，易于硬件的配置和编程实现。

2　BP 神经网络模型

该模型是一种多层前馈型非线性映射网，其基本方法是：首先分析影响评价或预测的影响因子或特征量，并将作为 BP 网络的输入，每一个影响因子对应于 BP 网络输入层的节点，将评价和预测问题的结果作为网络的输出，输入层和输出层的节点数目依问题的性质而定。当 BP 网络的结构确定之后，用该网络对样本系列进行监督学习，获取知识，从而识别出模式与影响因子之间的复杂非线性映射关系。

2.1　BP 网络的结构

BP 神经网络模型主要由三层网络构成：输入层、隐含层和输出层，某一层的神经元输出通过连接权因子的加强和抑制传输到相邻层神经元。除了输入层神经元外，网络中每一层神经元的输入是前一层神经元输出的加权和。其输入信号、激励函数和节点偏置确定了该神经元的激励程度(节点偏置能够在实际数据与激励函数输入、输出之间建立对应关系，拓宽了激励函数的定义域和值域)。同层神经元之间无任何联接，典型的三层 BP 网络模型结构如图 1 所示。

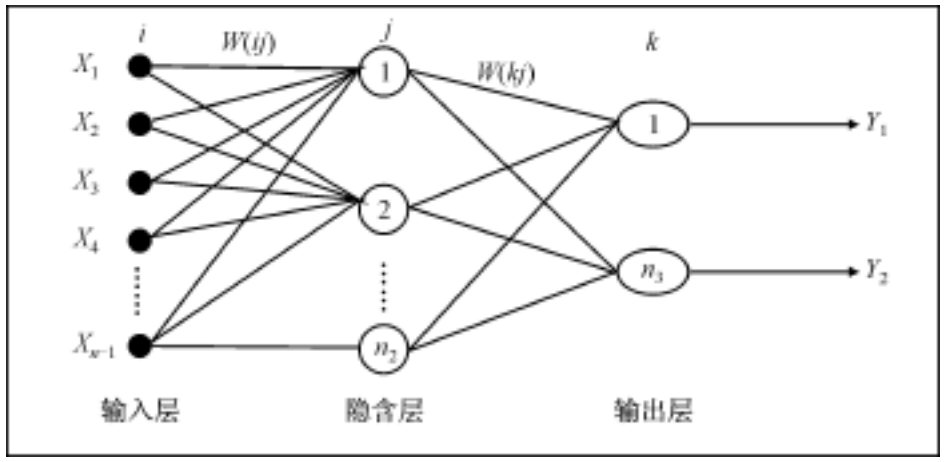


图 1　BP 神经网络结构简图

2.2　BP 神经网络学习

BP 神经网络的基本核心是 BP 算法，由正向传播和反向传播组成，正向传播过程如下：

选取任一样本输入网络，输入层的输出可直接等于其输出，也可经过归一化处理，然后转向隐含层，隐含层第 j 个神经元的输入为

$$NET(j) = \sum_i W(ij)\,O(i) \tag{1}$$

其输出为

$$O(j) = f(NET(j)) \tag{2}$$

其中，$NET(j)$为第 j 层的输入值，$W(ij)$为第 i, j 层之间的连接权系数，$O(j)$为第 j 层的输出值，f 为激励函数。

最后经过输出层处理，其第 k 个神经元的输入为

$$NET(k) = \sum_j W(kj)\,O(j) \tag{3}$$

由此可在输出层得到学习样本的输出值

$$O(k) = f(NET(k)) \tag{4}$$

此时，输出值一般与期望值（实例数据）存在较大误差，对于每个样本，其平方误差为

$$E_p = \frac{1}{2}\sum_k (T(pk) - O(pk))^2 \tag{5}$$

整个样品的系统误差为

$$E = \frac{1}{2}\sum_p \sum_k (T(pk) - O(pk))^2 \tag{6}$$

式中：$T(pk)$、$O(pk)$分别表示第 p 个样本第 k 个输出神经元的期望值和相应的输出值。

如果误差超过要求值，就需对模型进行反向传递。在学习过程中，BP 网络按照误差 E_p 减小最快的方式改变连接权系数，即沿着梯度变化的反方向改变权系数的值，使网络逐步收敛，直到获得正确的权系数。公式表达如下：

$$\Delta W(kj) = -\eta \frac{E_p}{W(kj)} \tag{7}$$

和

$$\Delta W(ji) = \eta \frac{E_p}{W(ji)} \tag{8}$$

分析计算得到输出层的任意神经元连接权系数变化量，有

$$\Delta W(kj) = \eta(T(k) - O(k))\, f'(NET(k))\, O(j) = \eta\delta(k)\, O(j) \tag{9}$$

同理，对于隐含层，其变化量为

$$\Delta W(ji) = \eta f'(NET(k)) \sum_k W(kj)\,\delta(k)\, O(i) = \eta\delta(j)\, O(i) \tag{10}$$

其中，η 为学习步长，$T(k)$、$O(k)$为第 k 个实测数据和计算数据。这个过程不断重复，完成对所有样本的学习，得到符合预测精度的人工神经网络模型，具体算法流程如图 2 所示。

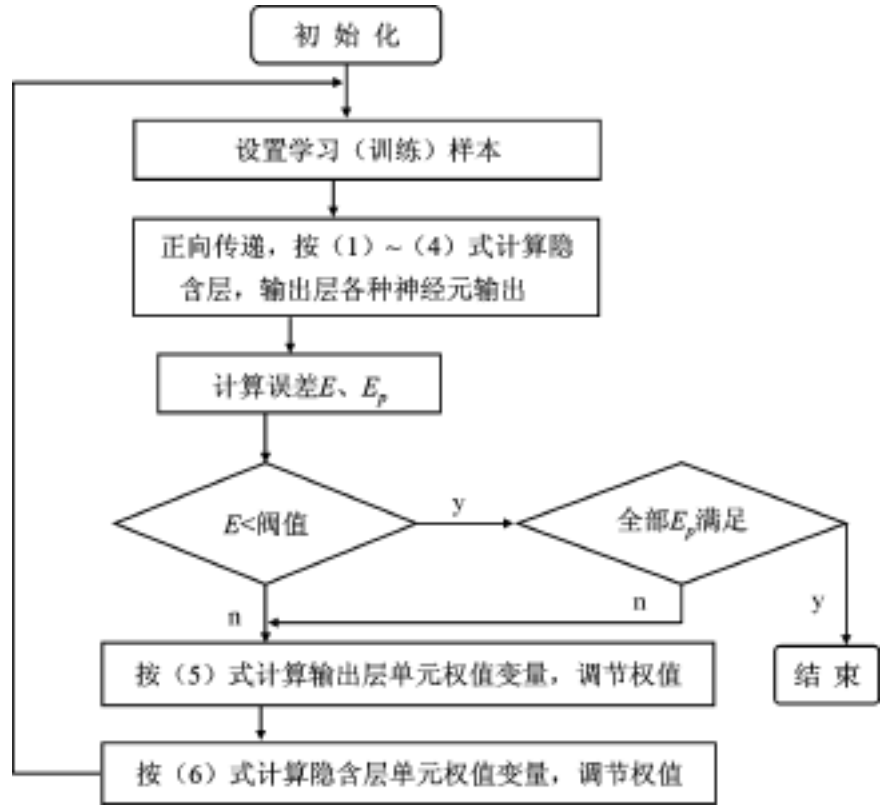


图 2 BP 神经网络算法流程图

3 实例应用

在“三峡库区滑坡灾害空间信息管理系统”项目研制过程中，笔者选择《库区某滑坡泥石流勘查报告》，进行了室内综合分析，在系统分析的基础上，利用计算机先后建立了反映滑坡灾害危险性的 DTM 数字高程模型和斜坡稳定性评价模型，对易发区内滑坡发生的暴雨因素进行了灰色拓扑预测分析，确定了未来时刻区内大暴雨及特大暴雨可能出现的时间；对规模较大、潜在危险性较高的典型滑坡进行了计算机力学模拟试算；对滑坡危险性和斜坡稳定性进行了 GIS 空间栅格迭加及空间矢量迭加分析，为勘查成果的汇编提供了质量保证。现从以下几方面进行阐述：

3.1 研究区工程地质环境条件

3.1.1 岩土体工程地质特征

(1) 岩土体工程地质类型划分。研究区出露地层以下古生界奥陶系中、下统及志留系下统为主，上奥陶统缺失，第四系发育不全，区内地层划分及岩性特征依据其岩性、结构、成因及其工程地质特性可划分为两大类（岩体类和土体类）共 8 个工程地质岩组。

(2) 岩体工程地质特征。岩质边坡岩体变形破坏，主要受控于岩体自身的工程地质特征和其所处的活动、静力环境条件。而构成研究区土质滑坡的土体主要为残坡积岩组，人工堆积、洪积松散碎块石土与斜坡变形破坏无直接因果关系。

3.1.2 地质构造及地震条件

研究区处于扬子准地台的鄂湘黔台褶皱带之东北部。区内构造裂隙十分发育，以北东及北西走向的两组共轭裂隙为主。密集的构造裂隙为岩质边坡的变形破坏创造了良好的构造条件，一方面使岩质滑坡周界沿构造裂面呈折线状剪切追踪，另一面为地下水活动运移提供通道，为滑坡变形发展创造条件。据地震资料表明，该区地壳处于较弱的活动性构造应力场中，频繁的微弱地震是该区地震特点。该区属弱震区，地震基本烈度为Ⅴ度。

3.1.3 地形地貌及人类工程活动条件

研究区为两面斜坡的山间河谷地貌单元，山顶高程 900 余米，谷底高程 500 余米，相对高差 300 余米。

河谷狭窄，平均宽 18m，最窄仅为 13m，谷底高程 565～595m，平均坡降 8.85‰。

根据野外观测点记录并结合 1/5 000 地形图所反映地形坡度变化特点，按 5 度分级原则，通过 GIS 演算得出城区地形坡度分级图，从图中可明显看出城区地形坡度具西、北东陡、南东缓，具有坡角临空的特点，为斜坡变形破坏创造了良好的地形条件，也为滑坡形成创造了必备的边界条件。

由于区内植被大多破坏严重，加上开山切坡大兴土木，用地规模不断扩大，由此带来的地质环境效应是不言而喻的。

3.2 数据准备

研究区数据均采用《库区某地滑坡泥石流勘查报告》和《湖北省 1/50 万矿产系列图》研究成果，利用 MAPGIS 首先建立研究区评价模型各数据层空间矢量图，通过拓扑处理系统生成各数据层文件，研究区滑坡危险区检索统计见表 1。

表 1 研究区滑坡危险区检索统计表

滑坡名称	平均致灾强度因子	平均损失程度因子	灾害发生概率	天然状态安全系数	暴雨状态安全系数	分区划分标准	综合评价
工商局	1 200	15 500	0.113	1.204	0.994 5	综合指数≥2.5	危险
橡胶厂	1 000	54 000	0.35	1.257	0.873～1.002		
司法局	113	40 000	0.35	1.118	0.940 5		
木材厂	16.05	12 000	0.82	1.2	0.99		

数据文件:

点文件: 基本信息.WT、居民地.WT、水系.WT、图例.WT

线文件: 工程岩组.WL、基本信息.WL、易发分区.WL、境界.WL

区文件: 工程岩组.WP、境界.WP、水系.WP、图例.WP、易发分区.WP

(1) 网络化工作区 (网络密度为 10m×10m), 分别获取每一网络各因子指数, 其数字文件存放格式为:

X_1, Y_1, Z_1

X_2, Y_2, Z_2

……

X_i, Y_i, Z_i

(2) 利用 MAPGIS GRD 模型功能实现网络化文件。

(3) 利用 MAPGIS 二维模型分析功能进行各评价因子栅格迭加分析, 从而得到综合因子栅格数据并生成综合因子等值线图, 然后根据综合因子数大小不同, 考虑分区的明显性及合理性确定分区标准。

3.3 滑坡预测 BP 网络模型应用实例

本文从影响研究区滑坡的环境变化中提取 8 个因子为例进行滑坡预测 BP 网络模型的应用研究。

3.3.1 网络模型结构的建立

根据文献资料, 研究区滑坡的因素有: 塑性指数 X_1、液性指数 X_2、孔隙比 X_3、凝聚力 X_4、内摩擦角 X_5、覆盖层厚度 X_6、覆盖层厚度减高水位埋深 X_7、覆盖层厚度减低水位埋深 X_8, 故输入层设 8 个神经元; 输出层设 2 个神经元, 分别对应两种输出状态, 即滑坡易发 (1, 0) 和稳定 (0, 1); 隐含层定为 10 个神经元。确定网络的结构为 8 - 10 - 2 型。

3.3.2 训练网络

利用文献资料, 在研究区内选取实际滑坡 (1～6) 和稳定 (7～12) 样点各 6 个, 各点的原始数据如表 2 所示。将 12 个样本的输入向量和期望的输出向量赋给网络进行学习、训练, 初始训练参数取为: 学习率 $\eta = 0.01$、惯性项系数 $\alpha = 0.95$、网络收敛期望误差 $E_p \leq 1 \times 10^5$。采用带动量项自适应学习率 BP 算法对网络进行训练。经 7 451 次迭代后网络收敛, 精度达到要求, 网络输出结果见表 2。由表 2 可知, 神经网络模型输出结果与实际情况完全符合。这说明, 经训练、学习后, 网络最终确定下来的各层神经元之间的连接权和各个神经元的阀值是合理的。

3.3.3 预测

从文献资料中另取 4 个“未知”点, 各点原始数据如表 3 所列。将此 4 个待预测点的输入向量赋予神经网络模型, 根据网络确定的连接权值, 然后计算出网络输出层的实际输出, 其输出结果如表 3 所列。预测结果表明, 网络模型预测结果与实际情况完全相符。

3.3.4 神经网络方法的优点

与传统的预测评价方法相比, 神经网络方法有几个显著的优点:

(1) 预测速度快。训练好的神经网络在进行预测时, 仅需做少量的加法和乘法, 因此预测速度快。

表 2 实例滑坡样本及网络输出结果

编号	地 点	X_1	X_2	X_3	X_4	X_5	X_6	X_7	负值 X_8	期望输出	网络输出结果
1	工商局	17	0.45	0.76	0.14	26.8	6.5	2.5	-0.5	(1, 0)	(1.000 0, 0.000 0)
2	黄家台	11.1	0.31	0.66	0.03	23	9.05	2.6	-1.3	(1, 0)	(1.000 0, 0.000 0)
3	橡胶厂	43	0.19	1.26	0.68	24.5	3	2.5	1.95	(1, 0)	(0.999 6, 0.000 0)
4	新砖厂	22.43	0.23	0.83	0.69	16	7	5	3	(1, 0)	(0.999 8, 0.000 0)
5	司法局	28.3	0.27	1.19	0.38	15.3	6	5	3.5	(1, 0)	(0.999 9, 0.000 0)
6	木材厂	32.67	0.12	1.14	0.92	20.7	4	2.5	1.5	(1, 0)	(1.000 0, 0.000 0)
7	地矿局	22.81	0.13	0.98	0.55	12.8	23.6	5.75	4.96	(0, 1)	(0.000 0, 1.000 0)
8	盐业公司	20.5		1.11	0.6	26.8	13.9	9.9	8.1	(0, 1)	(0.000 1, 0.999 8)
9	劳动局	28.7	0.13	0.95	0.72	24.5	8	3	1.5	(0, 1)	(0.000 0, 1.000 0)
10	县农行	27.75	0.05	0.99	0.79	24.8	15	9.7	6.7	(0, 1)	(0.000 0, 0.999 8)
11	民委	29	0.19	0.92	0.77	21.8	9	4	2.5	(0, 1)	(0.000 7, 0.999 2)
12	HP_8	30	0.13	0.94	0.69	19	13.1	8.45	7.25	(0, 1)	(0.001 4, 1.000 0)

表 3 “未知”样点及网络模型预测结果

编号	地点	X_1	X_2	X_3	X_4	X_5	X_6	X_7	X_8	网络预测结果	实况
1	食品厂	22.1	0	0.89	0.64	20.2	5	3.5	0	(0.646 1, 0.319 4)	滑坡
2	HP_2	33.7	0.36	1.2	0.35	22.3	10	6	-2	(1.000 0, 0.000 0)	滑坡
3	HP_{10}	14	0.37	0.6	0.2	23	5	4	-2	(1.000 0, 0.000 0)	滑坡
4	HP_{33}	24.7	0.31	0.89	0.53	12.3	4.5	3	1.5	(1.000 0, 0.000 0)	滑坡

(2) 客观程度高。本文通过神经网络的自学习能力获得了影响因素与滑坡之间的关系，包括影响程度和影响方式，避免了传统方法的主观性，如经验公式中的经验，模糊评判法中根据经验而获取的模糊关系矩阵以及逐步判别法中的 $F_{0.1}$ 检验等。

(3) 容错能力强。神经网络模型通过学习、训练获得的知识信息分布存储于各单元中，个别输入信息误差较大或信息比较模糊时，不会引起判断错误。

参考文献

[1] 孙东亚等．边坡稳定评价方法 RMR-SMR 体系及其修正［J］．岩石力学与工程学报，1997，16（4）：6

[2] 戴葵．神经网络实现技术［M］．北京：国防科技大学出版社，1998

岩溶区溶洞顶板稳定性评价中力学参数的选取

石祥锋　汪　稔　孟庆山　张家铭

(中国科学院武汉岩土力学研究所，武汉 430071)

摘　要　对岩溶地区溶洞顶板进行稳定性评价时，选取力学参数是重要的环节，以贵州境内青溪大桥基础下伏溶洞顶板的稳定性评价为例，阐述其力学参数的确定过程。

关键词　溶洞顶板　稳定性　力学参数①

1　引　言

我国西南部省份贵州、云南和广西，岩溶比较发育，地质条件较差，在这些地区修建桥梁及其他构筑物，下伏的溶洞对桥梁的正常运行和构筑物的使用构成极大的威胁，所以修建桥梁及其他构筑物前对下伏溶洞顶板必须进行稳定性评价，以确定构筑物的基础类型以及对溶洞的处理措施等。

一般情况下，对基础下伏溶洞顶板稳定性进行评价时，都会使用定性评价、半定量法和定量法[1]。其中定量法中主要是用有限元法，有限元法是一种十分成熟的数值方法，它几乎适用于所有的计算领域，具有适用性强、处理非均质、非线性、复杂边界问题方便等优点突出。目前，有限元法已广泛应用于岩土各类工程，是分析岩土工程问题最有效的方法之一。

在岩溶地区工程建设中处理下伏溶洞的实践经验认为[2]，评价溶洞顶板稳定性时主要考虑的因素包括洞穴顶板的厚度、跨度、岩层产状、节理裂隙状况以及岩石的物理力学指标、受载状况，这些因素对溶洞顶板的稳定性都有不同程度的影响。在场地确定后这些因素也确定下来了，但是在稳定性数值模拟时，合理的确定其力学参数对计算结果影响比较大。青溪大桥位于上瑞高速公路贵州境内，基础有下伏溶洞，就以青溪大桥基础下伏溶洞顶板稳定性数值模拟为例，阐述如何确定其力学参数。

2　青溪大桥概况

青溪大桥位于上瑞高速公路贵州境内玉屏至三穗段，设计长度 138.00m，桥型为 5m×25m、混凝土 T 型梁、T 型桥台，明挖扩大基础。设计荷载：汽车为超 20 级，挂车为 120。桥面静宽 2×11.0m。

---

① 第一作者简介：石祥锋，男，1974 年生，河南商丘人，在读博士，主要从事岩土力学与工程技术应用研究。

研究地段岩土构成为第四系残坡积层红粘土和寒武系下统清虚洞组角砾状白云质灰岩。钻探结果表明，场地内地层分布连续，无断裂及新构造活动迹象。根据区域资料和钻探揭露，场区石灰岩地层产状与周边基本吻合。此外，整个桥址区均有构造裂隙发育。

青溪大桥左幅 4 号墩左侧、右幅 5 号台右侧部分下伏溶洞洞径较大，详勘资料 C_m 显示，岩体破碎至较破碎，但顶板具有一定厚度。左幅 4 号墩左侧下伏溶洞：洞体较大，呈串珠状发育，顶板厚度 10m 左右。右幅 5 号台下伏右侧溶洞：洞体相对较小，呈串珠状发育，顶板厚度 2m 左右。

3 力学参数的选取

为了进行数值模拟，我们对贵州省交通规划勘察设计研究院提供的岩样在 MTS 上进行了单轴抗压强度试验和三轴剪切试验。其中灰岩样 4 个，砾状灰岩样 4 个，下面是灰岩的三轴应力应变曲线 (图 1)。

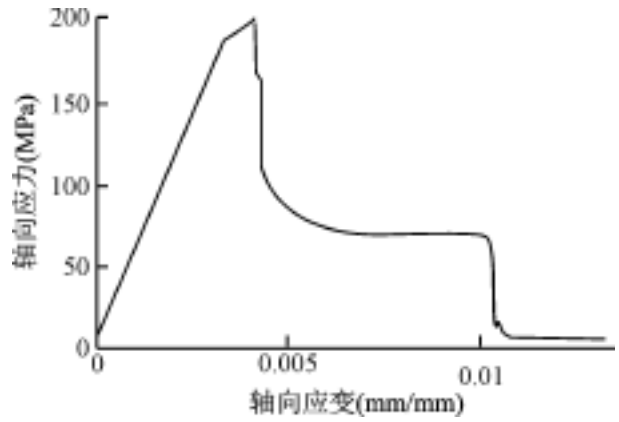


图 1 σ_3 = 10MPa 时，灰岩三轴试验应力应变曲线

试验结果见表 1，表中 L 代表砾状灰岩样，H 代表灰岩样。这些试验结果并不能直接应用，在进行数值模拟时需要场地岩石的内聚力 C 和内摩擦角 ，要根据场地的地质状况进行处理后才能应用。

Mohr-Coulomb 准则[3] 认为，在低围压下 σ_1 和 σ_3 呈线性关系，试验结果也表明砾状灰岩和灰岩的 σ_1 和 σ_3 分别表现出良好的线性关系，为了对实验数据进行修正，砾状灰岩和灰岩 σ_1 和 σ_3 的试验数据进行一次线性拟合，得出岩样 L-1～L-5 拟合系数为 m = 4.4379、b = 67.877， H-1～H-4 的拟合系数为 m = 8.7629、b = 85.415，利用拟合公式对试验结果进行计算，并利用插值法得出修正后的数据 (见表 2)。

表 1 岩样力学参数表

编号	弹性模量 (MPa)	泊松比	σ_1 (MPa)	σ_3 (MPa)
L-2	16 409	0.24	55.72	0
L-3	20 632	0.24	88.02	5
L-1	26 360	0.24	122.15	10
L-5	27 533	0.24	125.95	20
H-2	50 611	0.28	78.88	0
H-1	37 156	0.28	111.79	5
H-3	55 837	0.28	212.27	10
H-4	52 802	0.28	245.42	15

表 2 岩样修正后的力学参数

编号	σ_1 (MPa)	σ_3 (MPa)	$(\sigma_1 - \sigma_3)/2$ (MPa)	$(\sigma_1 + \sigma_3)/2$ (MPa)
L-2	67.88	0	33.94	33.94
L-3	90.07	5	42.54	47.54
L-1	112.26	10	51.13	61.13
L-5	134.45	15	59.73	74.73
	156.64	20	68.32	88.32
H-2	85.42	0	42.71	42.71
H-1	128.78	5	61.89	66.89
H-3	172.14	10	81.07	91.07
H-4	215.51	15	100.26	115.26
	258.87	20	119.44	139.44

然后根据岩石 Mohr-Coulomb 准则，由 σ 和 σ_3 可得出场地岩石的内聚力 C 和内摩擦角 ，这样就得出两样岩石的内聚力 C 和内摩擦角 为

砾状灰岩样： C= 16.11MPa， = 39.21°

灰岩样： C= 14.43MPa， = 52.67°

现在已得到数值模拟所需的几个力学参数弹性模量、泊松比、内聚力和内摩擦角，但是这些参数还不能直接应用，要根据场地的地质情况进行定性分析，并结合已有的经验，来确定参数弹性模量、泊松比、内聚力和内摩擦角的折减程度。

(1) 形态与埋藏条件：溶洞为近似串珠状，发育两个大的溶洞，中间隔板较薄，洞径小于桥墩基础尺寸，呈竖直状，埋藏较浅，对溶洞顶板稳定性不利。

(2) 岩性及厚度：角砾状石灰岩，较坚硬，强度较高，对溶洞顶板稳定性有利。

(3) 裂隙情况：裂隙发育，岩体被两组以上裂隙切割，为不利条件。

(4) 岩层产状：为不利条件。

(5) 顶板情况：顶板裂隙发育，桥台厚度较小，且与洞高相近，顶板厚度小于洞高，为不利条件。

(6) 充填情况：上部溶洞部分被水和粘土充填，其余被含卵石的粉质粘土充填，也是不利条件。

由此看出，场地的不利因素较多，参考我们以往的经验和他人的成果，我们在对溶洞顶板稳定性的数值模拟过程中，对所采用的力学参数进行折减，在计算中所采用的力学参数见表 3。

表 3 采纳的力学参数表

计算参数	弹性模量 (MPa)	泊松比	内摩擦角 (°)	内聚力 (MPa)
数值	15 000	0.26	30	2.5

4 计算结果

在确定力学参数后，把所评价的洞穴简化为数学模型，为了进行对比分析，根据掌握的现有资料，在 4 种施工方案的情况下，分别对溶洞顶板的稳定性进行数值模拟。从计算结果看出，在 4 种方案中岩体中均没有出现塑性区。岩体中溶洞顶板最大位移不超过 0.3mm，最大应力不超过 4MPa，岩体处于稳定状态，这些结果只能作为参考依据，应结合其他方法进行综合分析，最终确定其稳定状态。

5 结束语

岩溶区有其独特和复杂的地质条件，对岩溶区大桥基础下伏溶洞顶板的稳定性进行评价，是一件有意义的事情，在对溶洞顶板稳定性进行数值模拟时，确定它的力学参数是重要的一环，选取其力学参数时，以室内试验结果为基础，根据试验准则和岩石的破坏准则修正试验结果，然后根据场地的地质状况对修正后的力学参数进行折减后，这些力学参数才能应用。可看出，确定力学参数的过程中，有试验的成分，有理论分析的成分，也有经验的成分。

参考文献

[1] 周建普，李献民．岩溶地基稳定性分析评价方法［J］．矿冶工程，2003，23（1）：4～11

[2] 黎斌，范秋雁等．岩溶地区溶洞顶板稳定性分析［J］．岩石力学与工程学报，2002，21（4）：532～536

[3] 周维垣．高等岩石力学［M］．北京：水利出版社，1990

用聚类法分析岩溶系统的初步探讨

①

冯明权　樊长华　刘丽　龙三

(长江水利委员会重庆勘测研究院，重庆 401321)

摘要　在岩溶坝址区，同一岩溶系统，在坝址区可能有多个泉水出露点。对同一岩溶系统，多个泉水出露点，水中所含的离子及离子量具有相似性，基于这一点，利用泉水点的水质分析数据，经过聚类分析，就可判定出露的泉水属于哪一个岩溶系统。该方法用于彭水长溪坝址右岸的泉水岩溶系统分析，结果符合实际情况。

关键词　聚类分析　岩溶

1　引　言

许多水利枢纽修建在岩溶地区，其坝址区出露有许多泉水点，可能发育多个规模不等的岩溶系统或地下水的通道，岩溶系统的发育规律对修建水利枢纽坝址的选择、工程的布置以及工程投资有其重要影响，研究坝址区的岩溶发育规律是很有必要的。在坝址区，不同的泉水出露点，它们可能来自同一岩溶系统，也可能来自不同的岩溶系统。笔者认为对同一岩溶系统中多个泉水出露点而言，它们水中所含的离子及离子量具有相似性，基于这一点，利用泉水点的水质分析数据，经过聚类分析，就可判定出露的泉水属于哪一个岩溶系统。

2　分析原理

2.1　采取水样

采取坝址区泉水的水样，由于泉水在不同的季节流量变化大，尤其是在雨季，如果采取的水样不是同一时间，水中所含的离子量就可能变化大，因此尽量在枯季，同一时间采取水样，然后进行水质分析。

2.2　求样本间的距离系数

距离系数是基于以下的概念建立的：在直角坐标中的两个变量（或两个样品）彼此间隔的距离可以用来作为两个变量（或两个样品）之间的相似程度的定量度量；距离越短，相似程度越高，反之亦然。

对于 n 个变量，即 n 维空间中的两点距离，可使用公式：

---

① 第一作者简介：冯明权，男，1965 年生，高级工程师，长期从事水利水电工程地质与岩土工程地质工作。

$$D = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} (X_{i1} - X_{i2})^2} \tag{1}$$

式中：D 为距离；n 为变量数；X_i 由下标 i 指定的变量。

在计算这个度量相似的系数时，把它的值限制在 0.0 到 1.0 之间是很有用的，同时使它能够在绝对值接近 1.0 时表示出最大的相似性，而在绝对值趋势 0.0 时表示出最小的相似性，可用如下公式：

$$d = 1 - \sqrt{\sum_{i=1}^{n} \frac{(X_{i1} - X_{i2})^2}{n}} \tag{2}$$

式中：d 为距离系数；n 为变量数；X_i 为由下标 i 指定的变量，但 X_i 的值不得超过 1 且不得为负。

为了保证 X_i 的值不得超过 1 且不得为负，对数据按下式进行变换：

$$X_{i1} = \frac{X_{i1}}{\max\{X_{i1}\}} \tag{3}$$

2.3 作聚类图分析岩溶系统

首先按（3）式对数据进行变换，然后按（2）式计算出各样品之间的距离系数，作出聚类图，给定置信度划分岩溶系统。

3 分析实例

3.1 概述

3.1.1 水文气象

彭水长溪坝址地处重庆东南，属亚热带湿润气候，多年平均气温 17.7 ℃，最高气温 44.1 ℃，最低气温 - 2.7 ℃，多年平均降雨量 1 203.20mm，降雨多集中在 4～10 月，占年降雨量的 85%，为丰水期，11～3 月降雨很少，为枯水期。

3.1.2 地形地貌

彭水长溪坝址位于长溪河至万足场之间碳酸盐岩峡谷河段中，两岸临江山顶高程 500～930m，相对高差达 300～600m。

乌江在坝址区平均流向 310°，岩层倾向 110°～115°，倾角 66°左右，倾向上游偏右岸，岩层走向与乌江流向夹角 70°～75°。右岸下陡上缓，350m 高程以下 60°，以上 40°。

3.1.3 地层岩性

坝址区灰岩、白云岩、页岩相间分布，灰岩、白云岩段突出形成山脊，页岩段形成凹槽或浅冲沟，其间堆积零星大块石。坝址出露志留系、奥陶系及寒武系中上统碳酸盐岩、碎屑岩，其中碳酸盐岩占 84%，见表 1。

3.1.4 地质构造

坝址位于北北东向郁山镇背斜南东翼，地层走向 20°～25°，倾向 110°～115°，倾角 60°～70°。坝址区断层、裂隙比较发育，其右岸主要断层有 f_1、F_8、F_7。

f_1 断层走向 26°～30°，倾向 116°～120°，倾角 70°～81°，宽度 7.6～17.0m，地层断距 120m，破碎带以碎裂岩、角砾岩为主。F_8 断层走向 315°～330°，倾向 225°～240°，倾角 65°～80°，长度约 550m，宽度 0.1～0.4m，地层断距 5.4～20m，破碎带以角砾岩为主。F_7 断层走向 25°，倾向 115°，倾角 70°，地层断距 2.2～80m，破碎带厚 1m 左右，为角砾岩、碎

裂岩，主要由方解石脉组成，断层规模较大。

表 1 坝址地层柱状简表

系	统	组	地层代号	地层厚度（m）	岩性简述
志留系中下统			S	1 082	页岩及粉砂岩
奥陶系	上统		O_3	16	黑色板状碳质页岩夹灰岩
	中统		O_2	50. 7	龟裂纹灰岩及生物结晶灰岩
	下统	大湾组	$O_1 d$	209. 55	上部粉砂岩、页岩夹泥质灰岩，中部生物灰岩，下部为页岩夹少量灰岩
		红花园组	$O_1 h$	75. 63	深灰色厚—中厚层结晶灰岩近底部夹极薄层页岩及隧石层
		分乡组	$O_1 f$	44. 04	上、下部为深灰色岩夹页岩，中部为结晶生物灰岩
		南津关组	$O_1 n$	162. 53	分五段：O_1^{1+2+3} 为深灰色泥质条带灰岩夹页岩；O_1^{4+5} 为紫灰色—深灰色灰岩夹微晶灰质白云岩
寒武系	上统	毛田组	$\in_3 m$	122. 10	分二段：$\in_3^1 m$ 为浅灰色、深灰色厚层—中厚层白云岩，$\in_3^2 m$ 为深灰色—浅肉红色中厚—厚层灰岩夹少量灰质白云岩
	上统	耿家店组	$\in_3 g$	365. 56	为浅灰色厚层—中厚层微晶—致密白云岩与细晶白云岩互层，夹白云质灰岩
	中统	平井组	$\in_2 p$	373. 14	微晶灰质白云岩与白云质灰岩互层

3.2 主要岩溶系统

3.2.1 地下水的补给、赋存及运移特征

溶洞水及岩溶裂隙水靠大气降水补给，以岩溶洼地、漏斗、落水洞和溶蚀裂隙等为入渗补给通道，又以暗河、泉点为主要出露形式，排向乌江及其支流。由于区内具有隔水岩组与岩溶透水岩组相间分布，形成多层带状水文地质结构，各含水层大多以本身作为补给、径流场所，地下水多为顺层运移。

构造条件对地下水的赋存和运移影响较大，以灰岩岩组为主的宽缓向斜构造为岩溶溶洞水提供了良好的补给、运移和赋存场所，往往顺轴向形成暗河，具流量大、动态稳定的特征，地下水埋深 50～200m。背斜两翼较陡，补给入渗条件相对较差，在河流切割下，地下水以泉的形式排泄，具流量小、流程短、动态变化大的特征，地下水埋深大于 200m。区内断层普遍胶结良好，或有粘土充填，富水性差，但北东组张性正断层两侧岩溶发育，形成地下水渗流带。

根据地层的岩性组成、化学成分，两岸地表岩溶、平硐岩溶、钻孔溶洞直线溶蚀率、钻孔溶蚀裂隙线溶蚀率，岩体透水性、岩溶泉流量的大小将地层划分为：岩溶透水层（O_{2+3}、$O_1^{4+5} n$、$O_1 h$、$\in_3 m$、$\in_3 g$、$\in_2 p$）、相对隔水层（$O_1 f$、$O_1^{1+2+3} n$）和隔水层（S_1、$O_1 d$）。

3.2.2 泉水基本特征

坝址两岸主要的岩溶系统以其泉水编号为代表，坝址近坝段右岸泉水的基本特征见表 2，泉水分布见图 1。

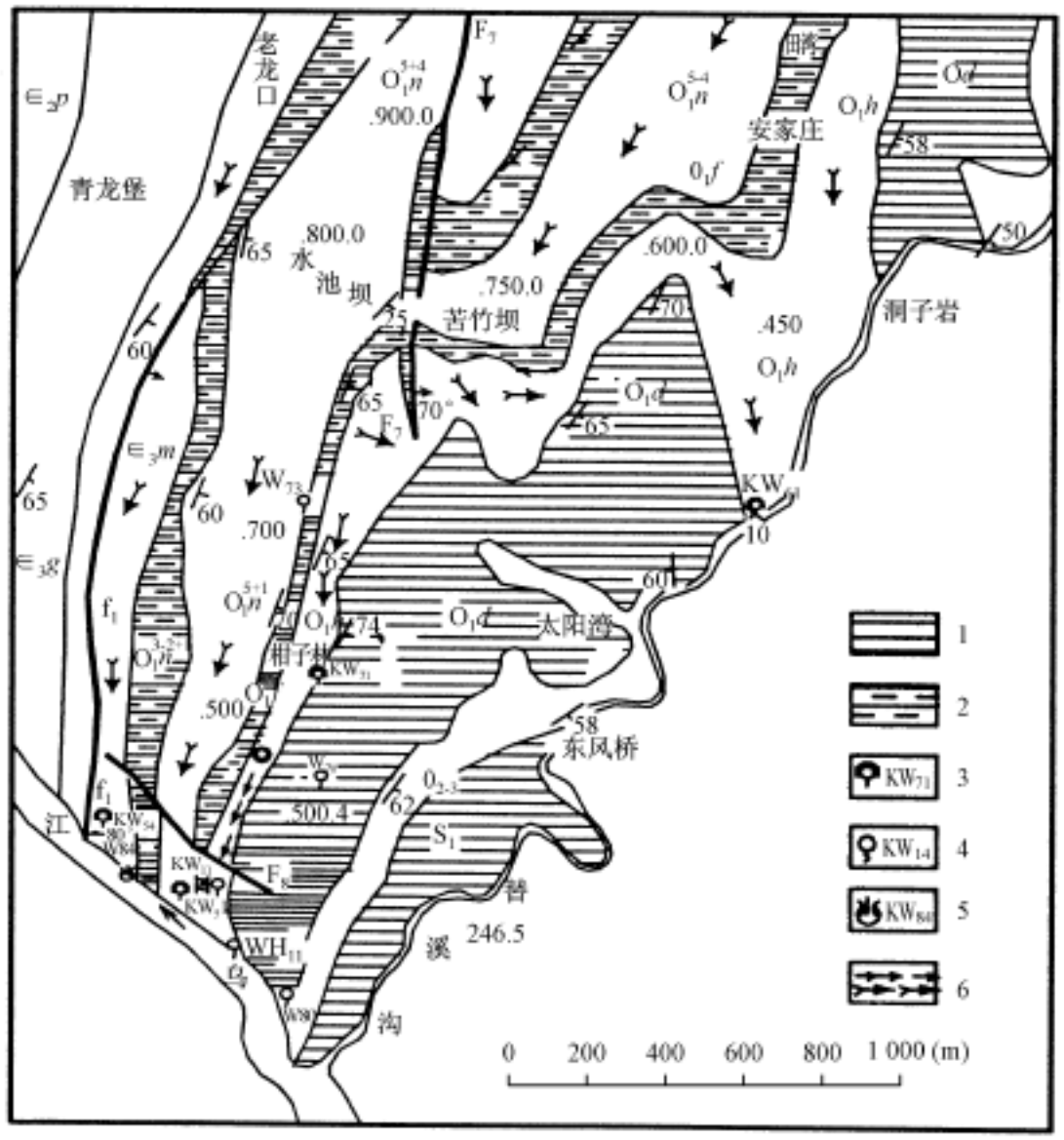


图 1　近坝地段岩溶水文地质示意图

1—隔水层；2—相对隔水层；3—溶洞泉及编号；4—泉水及编号；

5—温泉及编号；6—实测及推测地下水流向

表 2　坝址右岸泉水基本特征表

编号	出口层位	出口高程 (m)	流量 (L/ min)			水温 (℃)
			枯	平	丰	
KW_{54}	$\in_3 m$	279. 4	7	50	200	18～20
W_{84}	$\in_3 m$	227	20	170		35～39
KW_{51}	$O_1 n^5$	227. 4	22	50	250	20. 0
KW_{14}	$O_1 h$	309	13	50	> 200	19～20
KW_{71}	$O_1 h$	440	12. 0	30	> 100	18
KW_{61}	$O_1 h$	272	350	700	> 2 000	19
WH_{11}	$O_1 d$	227	7. 0	16. 2		19～20
W_{80}	$O_1 d$	234	17	30	60. 02	18～19. 5
W_{70}	$O_1 d$	435	1	3	5	10～19
W_{73}	$O_1 n^5$	620	3	7	10	13～19

3. 2. 3　主要岩溶系统

坝址右岸主要的岩溶系统有 KW_{54} 系统、KW_{51} 系统、KW_{61} 系统、W_{84} 温泉系统。

KW_{54}岩溶系统：顺层发育，溶洞长112m，水从尾部10m高坎流下，高程约295m，流量大，洪枯流量变化大。

KW_{51}岩溶系统：出口层位为$O_1^5 n$，雨后在河滩与斜坡交界处沿夹层溶蚀缝有出水，高程227.4m，流量大，洪枯流量变化大，主要由$O_1^{4+5} n$层出露区补给，与坝址右岸部分钻孔及平硐奥陶系地层中的岩溶相连通。

KW_{61}系统：从长大于4m、宽2m、高3.5m的裂缝状大溶洞中流出，出口高程272m，出口层位$O_1 h$，枯流量大，洪枯流量变化大。

W_{84}温泉系统：出口层位$\in_3^2 m$，出口未见溶洞，流量大，温度高，气温11 ℃时泉水温度为26 ℃，有一平硐揭露该泉水，硐内出口泉水温度35°～39°，坝址右岸部分钻孔的深部溶洞属该系统。

3.3 聚类分析

对近坝地段KW_{61}、W_{80}、KW_{54}、KW_{14}、WH_{11}、KW_{71}、W_{70}、W_{73}、KW_{51}、KW_{84}泉水同一天取样进行水质分析，成果见表3。

表3 泉水水质分析表

泉水编号	离子含量（me/L）					
	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$K^+ + Na^+$	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
KW_{61}	2.79	1.38	0.78	0.05	0.21	4.69
W_{80}	3.97	0.05	0.67	0.20	0.31	4.18
KW_{54}	4.43	1.08	0.95	0.10	1.16	5.20
KW_{14}	3.23	0.45	0.43	0.10	0.22	3.69
WH_{11}	4.36	0.30	0.72	0.10	0.31	4.97
KW_{71}	4.12	0.44	0.70	0.25	0.26	4.75
W_{70}	3.58	0.24	0.87	0.10	0.30	4.29
W_{73}	3.19	0.73	0.56	0.30	0.11	4.07
KW_{51}	3.38	1.18	0.88	0.10	0.31	5.03
KW_{84}	4.91	1.64	1.20	0.15	3.47	4.13

将水质分析数据按（3）式进行数据变换后，根据（2）式求得样品的距离系数，见表4。

表4 距离系数矩阵表

编号为距离系数 / 编号	KW_{61}	W_{80}	KW_{54}	KW_{14}	WH_{11}	KW_{71}	W_{70}	W_{73}	KW_{51}
W_{80}	0.854								
KW_{54}	0.844	0.861							
KW_{14}	0.884	0.921	0.820						
WH_{11}	0.849	0.928	0.906	0.863					
KW_{71}	0.871	0.944	0.901	0.889	0.970				
W_{70}	0.886	0.961	0.864	0.933	0.918	0.939			
W_{73}	0.918	0.916	0.839	0.958	0.877	0.905	0.939		
KW_{51}	0.943	0.878	0.893	0.874	0.896	0.913	0.905	0.909	
KW_{84}	0.689	0.710	0.791	0.690	0.717	0.717	0.707	0.691	0.712

根据表中各样品间的距离系数，得出如下的聚类图（见图 2)。

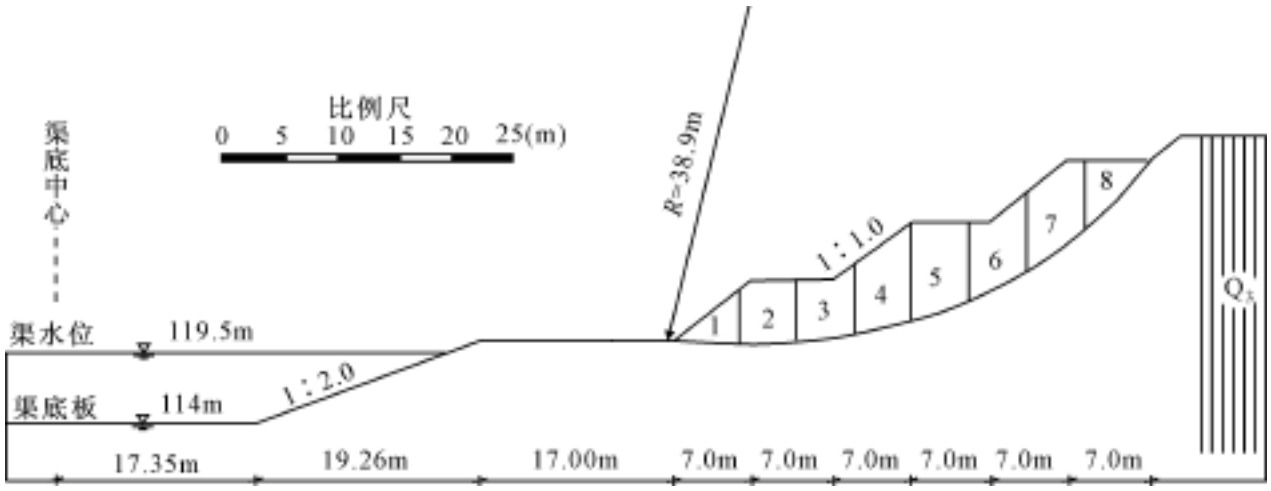


图 2　坝址右岸泉水离子含量聚类图

当给定距离系数 $d = 0.95$ 时，KW_{71} 和 WH_{11} 为一类，W_{70} 和 W_{80} 为一类，KW_{14} 和 KW_{73} 为一类，KW_{61}、KW_{51}、KW_{54}、KW_{84} 各自成一类，符合实际情况。

当给定距离系数 $d = 0.92$ 时，可以将坝址右岸岩溶系统划分为四大类，一类为 KW_{84} 温泉系统，一类为 KW_{54} 岩溶系统，一类为 KW_{51} 和 KW_{61} 组成的岩溶系统，一类为 KW_{71}、WH_{11}、W_{70}、W_{80}、KW_{14}、KW_{73} 组成的岩溶系统。

4　结论

通过对坝址岩溶系统的研究，利用坝址右岸泉水的水质分析资料，采用聚类分析划分岩溶系统，结果符合实际情况。

参考文献

[1]　邹成杰，徐福兴等．水利水电岩溶工程地质［M］．北京：水利电力出版社，1994

[2]　［美］J. W. 哈博，D. F. 梅里亚姆．电子计算机在地层分析中的应用［M］．北京：科学出版社，1978

岩溶塌陷灾害监测预报技术与方法初步研究

——以桂林市拓木岩溶塌陷监测站为例

雷明堂　李　瑜　蒋小珍　甘伏平　蒙　彦

(中国地质科学院岩溶地质研究所，桂林 541004)

摘　要　由于岩溶塌陷的产生在时间上具突发性，在空间上具隐蔽性，在机制上具复杂性，因此，被普遍认为难以采取地面常规监测手段进行监测预报。另一方面，试验研究表明，岩溶水（气）压力变化对塌陷具有触发作用，可以以此作为衡量塌陷发育的临界条件，这就意味着通过对岩溶管道系统的水（气）压力的动态变化进行观测，可以达到对塌陷进行预报的目的。本文以位于广西桂林柘木村的岩溶塌陷监测站为例，详细讨论这一技术的基本方法。

关键词　岩溶塌陷　监测预报　①

1　引　言

我国可溶岩分布面积达 365 万 km^2，占国土面积的 1/3 以上，是世界上岩溶最发育的国家之一。近年来，随着岩溶区城市化建设的飞速发展，岩溶区土地资源、水资源和矿产资源开发不断增强，由此而引发的岩溶塌陷问题日益突出，已成为岩溶区城市主要地质灾害问题，严重妨碍着城市经济建设与发展。

新一轮“全国地质灾害风险区划”结果显示，我国共有 30 多个大中城市、420 个县市处于地面塌陷高风险区；有 40 余座矿山、25 条铁路线和数百座水库长期遭受岩溶塌陷的困扰。在我国已有岩溶塌陷灾害中，约 70%为人类活动所诱发，过量开采地下水，是产生岩溶塌陷的主要原因。其他如拦蓄地表水、岩土工程施工、铁路公路施工、工程爆破等，也会诱发岩溶塌陷。因此，岩溶塌陷灾害往往发生在人口密集的城市、矿山或交通线上，给国民经济建设和人民生命财产带来严重影响和威胁。

由于岩溶塌陷的产生在时间上具突发性，在空间上具隐蔽性，在机制上具复杂性，因此，被普遍认为难以采取地面常规监测手段对塌陷进行监测预报。国外早在 1984—1987 年就尝试运用地质雷达进行潜在塌陷的监测工作，如美国学者 Benson 等对北卡罗来那州 Wilmington 西南部的一条军用铁路进行了试验，监测周期为半年，取得了良好的效果。但由于操作复杂、连续性较差、无法对测线外的潜在塌陷进行监测，所以难以在大范围内推广。为此，2000 年，笔者在地质大调查项目支持下，以模型试验结果为基础，提出了以岩

① 第一作者简介：雷明堂，男，1964 年生，博士，研究员，主要从事岩溶地质灾害防治研究工作。

溶管道裂隙系统水（气）压力监测为主、固定测线的地质雷达定期探测为辅的岩溶塌陷监测方法，并在桂林柘木建成了岩溶塌陷监测预报示范站（见图 1)。

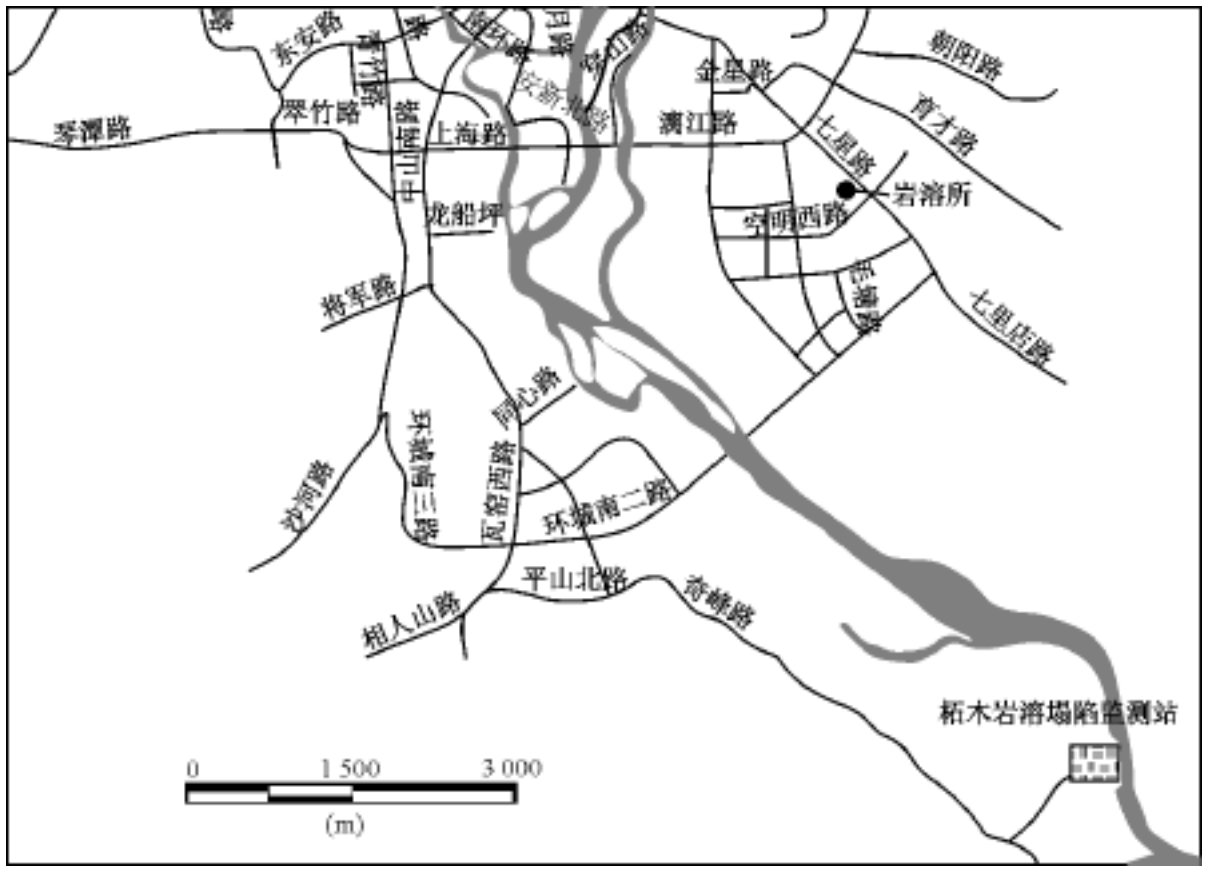


图 1　拓木监测站位置

2　监测区塌陷概况

研究区位于广西桂林市南 15km 的柘木镇，面积 0.2km^2。该区自 1997 年 11 月 11 日因漓江河道爆破引发严重塌陷以来，先后产生塌坑 60 多个（图 2)，使区内 29 户房屋遭到不同程度破坏，目前，该区塌陷仍在发展中，是岩溶塌陷灾害高危险区。

根据现场调查分析，当时漓江中正在进行航道基岩爆破，导致地下河出口附近的基岩塌陷，由此产生的塌陷地震、水击效应是引发后续大范围塌陷的根本原因。

由于土层在高压水流的作用下已发生强烈扰动，特别是位于第四系底部的粘/ 卵土砾石层发生的扰动，可以大大降低抗塌能力，只要岩溶水压力发生较大波动，就可能引发新的塌陷，因此，近年来，区内塌陷时有发生，1998 年发生 15 起，1999 年 5 起，2000 年 5 起，2001 年发生地裂 2 起。

3　监测区地质背景

工作区地貌上处于漓江一级阶地和河漫滩的结合部位，覆盖层厚度 15～40m，覆盖层可归结为三元结构：上部为粘性土层，一般为粘土、粉质粘土和杂填土（含卵石和砖块等)等；中部为砂卵石层，本层不含粘粒，以卵石为主，一般顶部有厚 1m 左右的砂层，局部有中粗砂的夹层；下部为混合土，以粘土卵石和卵石粘土层为主，两者分界不明显，经常互相

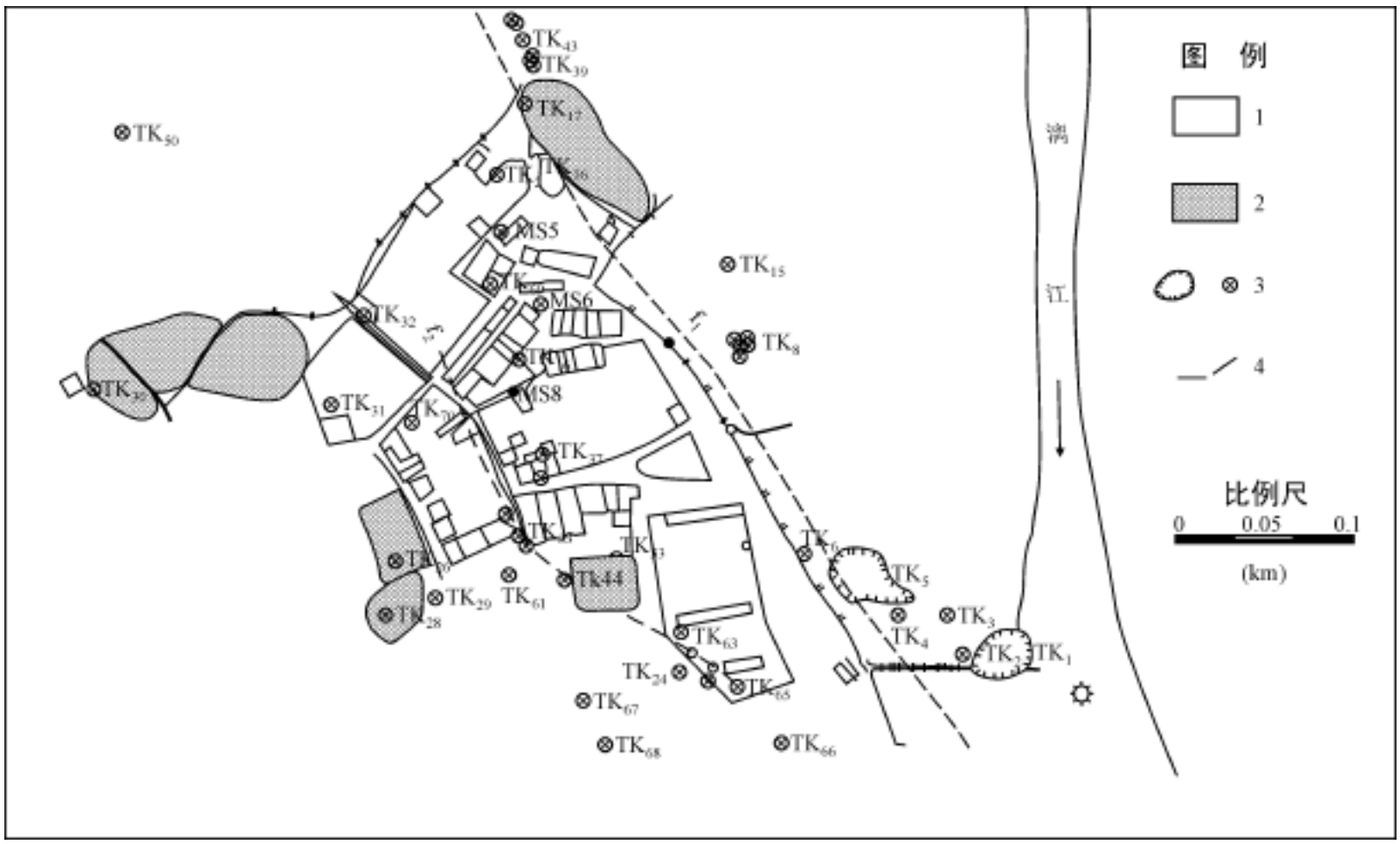


图 2　研究区岩溶塌陷分布图

1—民房；2—池塘；3—塌陷坑；4—断裂

交替，粘粒含量变化较大。下伏基岩为上泥盆统融县组灰岩（D_3r），地层走向 NE20°，倾向南东，倾角 20°，是桂林市岩溶最发育、塌陷最多的地层。

研究区位于二塘向斜核部及北西向龙家断层和北东向毛家断层的交汇部位，其中北西向的龙家断层正好从研究区穿过。经物探探测，柘木除发育龙家断层（f_1）外，另外还发育一条走向也是近北西向的断层（f_2）。

研究区地下水有第四系孔隙水和岩溶水两种类型，第四系孔隙水主要赋存在位于上覆土层中部的砂卵石层中，主要靠大气降水、地表水入渗、漓江的地下径流补给，是当地农民生活用水的主要来源，水位埋深为 6.27m；岩溶水主要由第四系孔隙水越流补给、降雨入渗、地下径流以及漓江的补给，具承压性，测压水位埋深为 5.8m。

除了使用手摇井或民井提取第四系砂卵石含水层的少量水作为饮用水外，研究区未进行过大量地抽取过地下水（包括岩溶水和第四系水）的活动，就是说，本区地下水受到人类活动的影响较小，其水位波动基本上主要受自然条件的影响。

4　监测方法

研究表明，地下水是岩溶塌陷发育的动力因素，岩溶水压力的变化，尤其是突发性变化与岩溶塌陷的发生有密切的关系，另一方面，工作区塌陷的发生，也是岩溶地下水压力发生急剧变化所致，因此，本项监测工作将重点放在对岩溶系统的水（气）压力以及第四系孔隙水压力实施连续监测上，同时，采用定期用地质雷达沿固定测线扫描的方法，监测地下异常

区的变化。监测预报思路见图 3、监测设备埋设见图 4。

5 监测仪器

为了保证监测成果的可靠性和长期稳定性，同时考虑到经费的限制，项目采用进口设备和国产设备相结合、自动采集和人工采集数据相结合的方法：

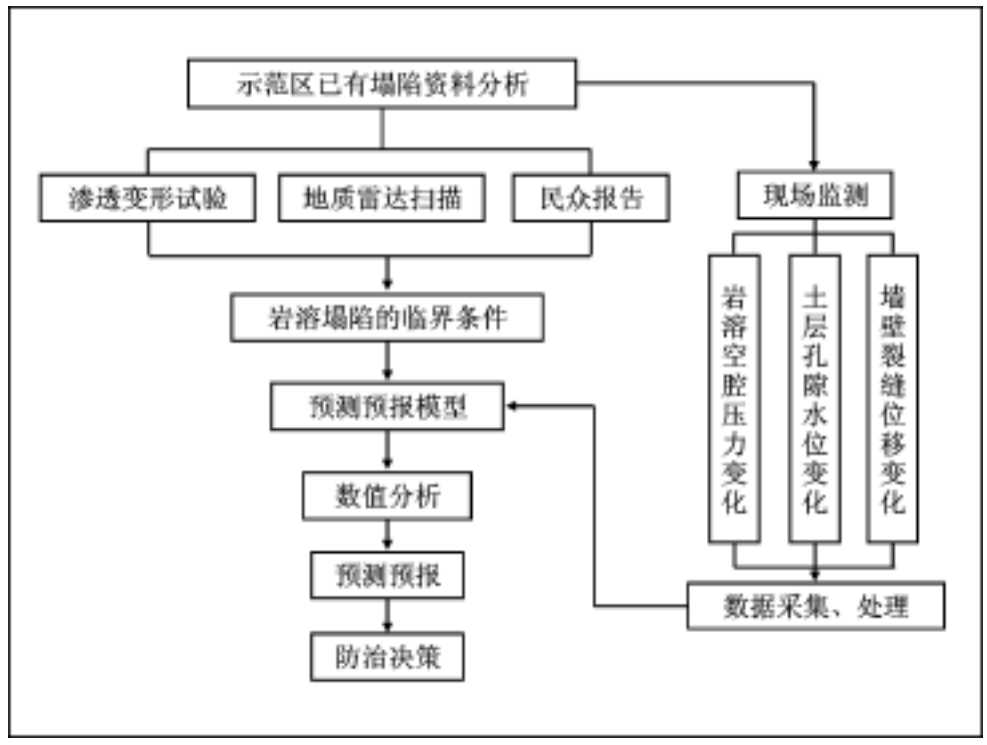


图 3 监测预报思路

(1) 数据采集单元。自动采集：采用美国 GEOKON 公司生产的 MICR-10X 数据采集系统，系统可以同时采集 192 支振弦式传感器的数据。可以进行现场监控，也可以通过公用电话线进行远距离遥控。人工采集：采用我国丹东虬龙公司生产的便携式读数仪。

(2) 孔隙水压力传感器。自动采集的测点采用加拿大 ROCTEST 公司和美国 GEOKON 公司的孔隙水压力传感器。人工采集的测点采用我国丹东虬龙公司的孔隙水压力传感器。

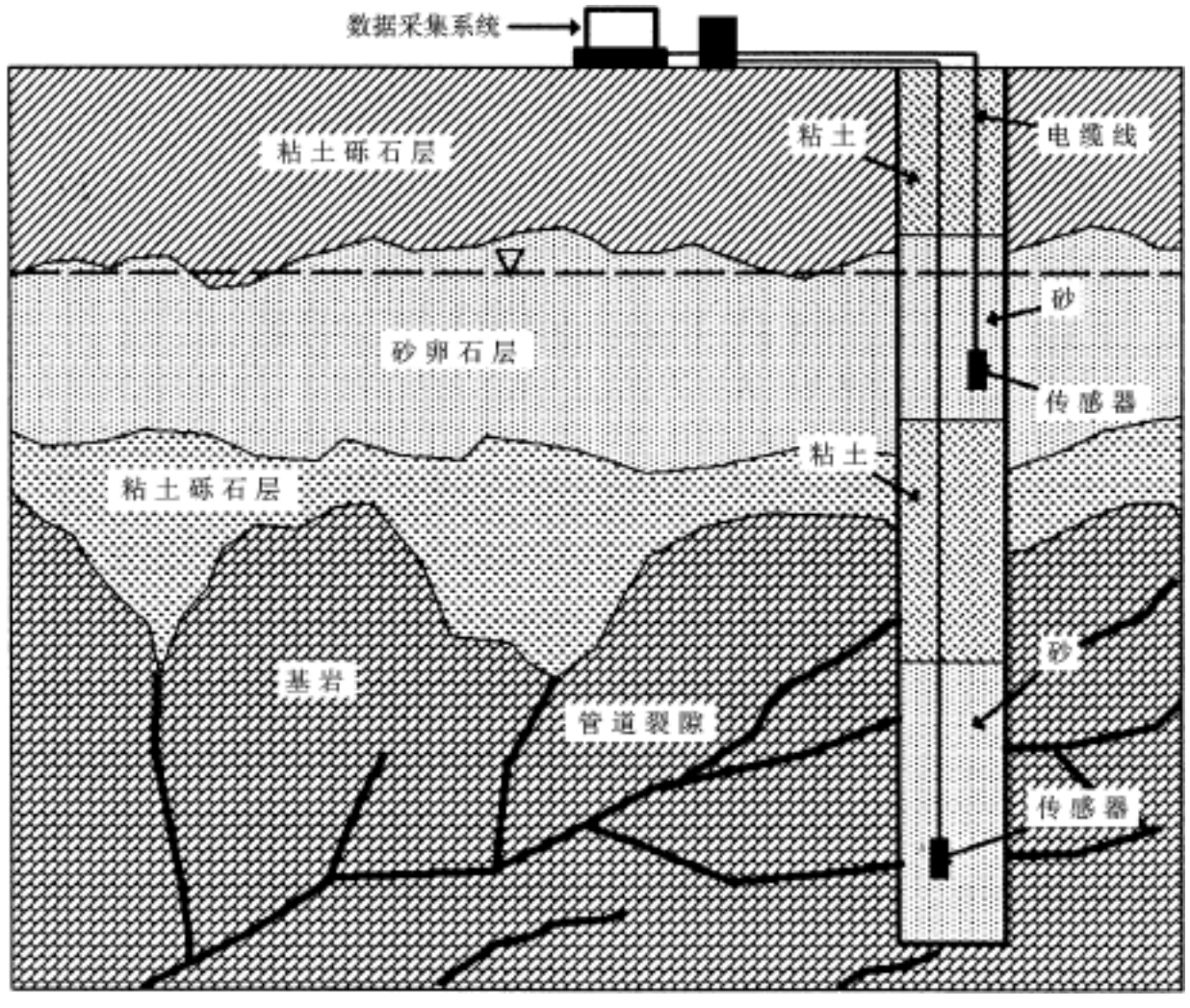


图 4 监测设备埋设图示

(3) 数据采集软件。本项目采用由美国 Canary 系统公司开发的 Multilogger V1.48 数据采集软件，该系统可在 Windows 95 以上的机器运行。

6 监测点布置

地下水压力监测点 8 个，每个点埋设 2 支传感器，分别监测岩溶水压力和上覆土层孔隙水压力，共埋设孔隙水压力传感器 16 支，其中，8 支进口传感器由自动采集系统控制，读数间隔 10min，8 支国产传感器为人工读数，每隔 2 天测量一次，监测点布置见图 5。

民井水位监测点 2 个，采用人工读数的方法测量，每隔 2 天测量一次。

布置民房裂缝监测点 5 个，采用人工读数的方法测量，每隔 2 天测量一次。

地质雷达测线 12 条，每年测量一次。

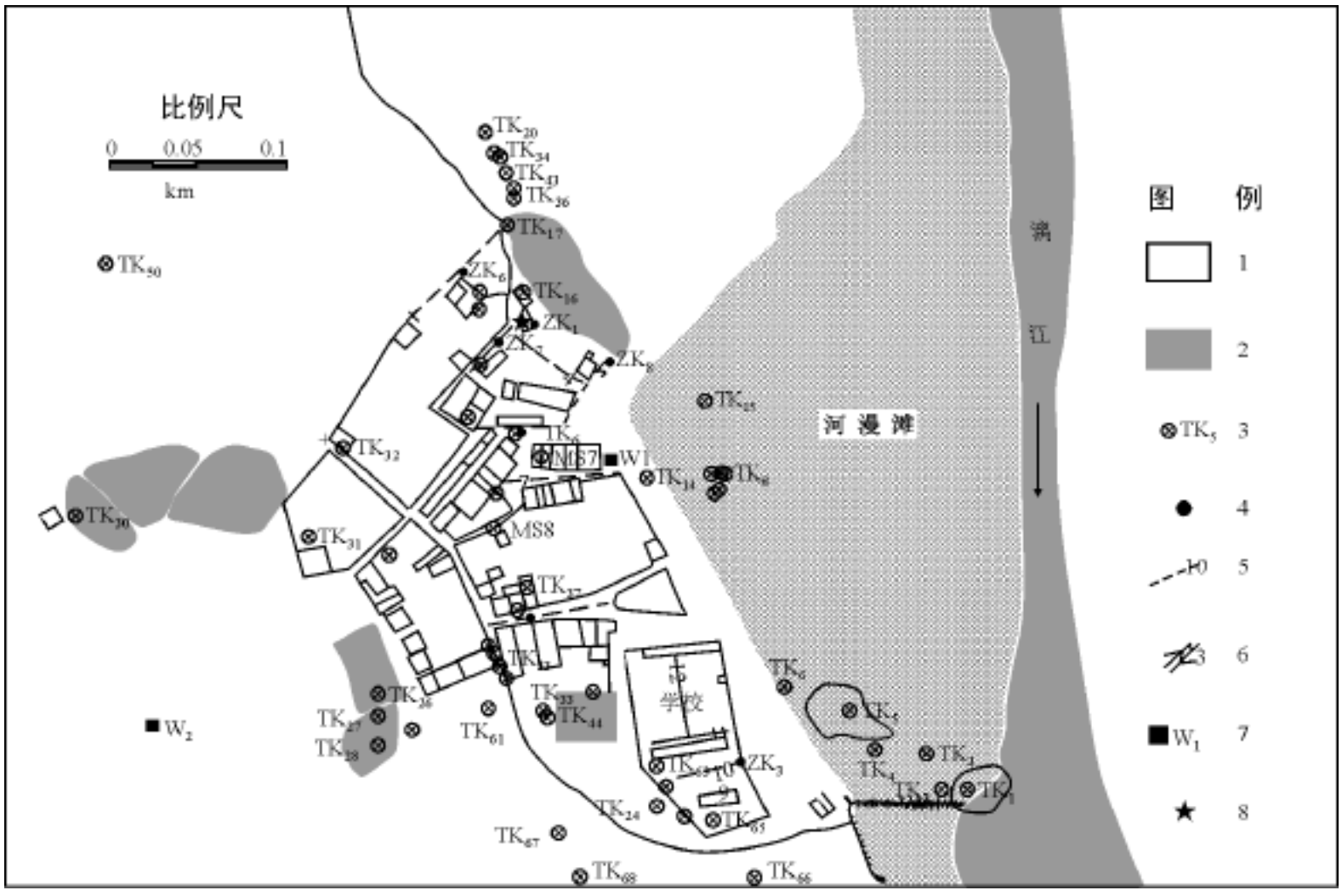


图 5 监测工作布置图

1—民房；2—池塘水体；3—塌陷坑及编号；4—传感器埋设点；

5—雷达扫描线；6—裂缝监测点；7—地下水位监测点；8—控制中心

7 临界条件确定

采用岩溶管道裂隙系统中水（气）压力变化速度（v）和作用于第四系底部土层的水力坡度（I）为塌陷指标，由于在整个工作区，第四系底部存在连续性较好的粘土卵石层，而且受过较强烈的扰动，通过模型试验和原状土样渗透变形试验，初步确定工作区土体发生塌

陷的临界条件为：I_0 = 0.79、v_0 = 0.06kPa/s。预报时，通过两种方法进行判断：

岩溶水压力波动速率 v 与 v_0 的比较：当 $v \geq v_0$ (0.06kPa/s) 时，基岩面附近的土层将可能发生渗透破坏，有产生塌陷的可能。

由岩溶水压力、土层水压力以及两个传感器距离计算出来的水力坡度 (I) 与临界坡降 (I_0) 的比较：当 $I \geq I_0$ (0.79) 时，基岩面附近的土层将可能发生渗透破坏，有产生塌陷的可能。

8 结 论

通过本项研究，建成了国内第一个数据自动采集的岩溶塌陷灾害监测站，初步建立了岩溶塌陷预测预报的技术体系与方法，近三年的监测工作表明：

(1) 在目前的技术条件下，地下水的活动而引发的岩溶地面塌陷是可以进行预测预报的。

(2) 岩溶塌陷发育临界条件的确定、监测因素的选择、传感器的安装埋设以及数据自动采集系统的应用，是开展塌陷预测预报工作的关键。

(3) 本项目采用以岩溶管道裂隙系统中的水 (气) 压力以及第四系孔隙水压力变化的监测为主、地质雷达监测为辅的方法，是一个有效的预测预报方法。在监测期间发生 12 次地面异常，均与异常点附近监测点的岩溶水/气压力突变和第四系底部土层受到较高的渗透力作用有关。

(4) 从传感器监测结果看：①Ⅰ区是最危险的地区，岩溶水/气压力变化最为强烈，2002 年岩溶水/气压力的变化速度达 0.47kPa/s，而作用在第四系底部土层的地下水渗透坡降为 0.17～3.12，超过了临界条件，因此，该区是最危险的地区；②Ⅱ区在 2000 年、2001 年作用在第四系底部土层的地下水渗透坡降为 0.55、0.79，2002 年渗透坡降达 0.78、岩溶水/气压力变化速度为 0.085kPa/s，也达到了临界破坏条件；③Ⅲ区的地下水渗透坡降较小，2000 年、2001 年和 2002 年分别为 -0.3、0.52 和 0.44。④Ⅳ区的地下水渗透坡降较小，为 -0.44，岩溶水气压力变化速度为 0.012kPa/s。

(5) 地质雷达可以及时有效地发现土层的浅部异常点，连续三年的探测结果表明，2001 年有异常 43 处、2002 年降为 36 处，位于Ⅰ区的 1、2 号线 2002 年的异常点分别比 2001 年增加 5 个和 8 个，这与监测Ⅰ区的 ZK_6、ZK_7、ZK_8 具有超过临界速度的水 (气) 压力波动速度有很好的对应关系。其他各线的土层仍处在调整中。

(6) 地质雷达发现了 1 线的 30～40m、2 线的 41～47m 和 10 线的 0～3m 三个位置，土体扰动已接近地面，极有可能产生新的塌陷。

(7) 监测结果显示，通过墙壁裂缝的人工监测，没有明显变化出现。

参考文献

[1] Thomas M. Tharp. 1997. Mechanics of formation of cover-collapse sinkholes. Proc. 6th Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: 29～36, Balkema, Rottererdam

[2] Thomas M. Tharp. 1999. Mechanics of upward propagation of covered collapse sinkhole. Engineering

Geology, 52: 23～33

[3] Thomas M. Tharp. 2001. Cover-collapse sinkhole formation and piezometric surface drawdown. Proc. 8th Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: 53～58, Balkema, Rottererdam

[4] Anikeev, A. V. 1999. Casual hydrofracturing theory and its application for sinkhole development prediction in the area of Novovoronezh Nuclear Power House 2 (NV NPH-2), Russia. Proc. 7th Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: 69～73, Balkema, Rottererdam

[5] Ralph J. Hodek. 1984. Soil cavities formed by piping. Proc. 1st Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: 249～254, Balkema, Rottererdam

[6] Хоменко В. П. 1986. Карстово - суффозионные процессы и их прогноз, 12～90

[7] Jian Chen. 1989. Qualitative modelling of the cover-collapse process. Proc. 3rd Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: 89～96, Balkema, Rotterer-dam

[8] 陈国亮. 岩溶地面塌陷的成因与防治. 北京: 中国铁道出版社, 1994

[9] 雷明堂, 蒋小珍, 李瑜. 武汉市岩溶塌陷模型试验研究. 地质灾害与环境保护, 1993, 2

[10] Mingtang Lei, Xiaozhen Jiang & LiYu. 1994. Model experiment of karst collapses. Proceedings of 7th International Congress of IAEG, LISBOA, PORTUGAL

[11] 雷明堂, 蒋小珍, 李瑜. 唐山市岩溶塌陷模型试验研究. 中国地质灾害与防治学报, 1997 (增刊)

[12] Mingtang Lei, Xiaozhen Jiang & Li Yu. 2001. New advances of karst collapse research in China. Proc. 8th Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: 145～152, Balkema, Rottererdam

[13] Hyatt, James A. 2001. Topographic, geologic, and hydrogeologic controls on dimensions and locations of sinkholes in thick covered karst, Lowndes County, Georgia. Proc. 8th Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: 37～46, Balkema, Rottererdam

[14] Strum S. 1999. Topographic and hydrogeologic controls on sinkhole formation associated with quarry dewatering. Proc. 7th Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: 60～65, Balkema, Rottererdam

[15] Kaufmann, O. 1997. Cover-collapse sinkholes in the "Tournaisis" Area, southern Belgium. Proc. 6th Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: 41～48, Balkema, Rottererdam

[16] Magdalene, S. 1995. Sinkhole distribution in Winona County, Minnesota revisited. Proc. 6th Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: 43～52, Balkema, Rottererdam

[17] Wilson, W L. 1995. Sinkhole and buried sinkhole densities and new sinkhole frequencies in karsts of Northwest Peninsular Florida. Proc. 6th Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: 79～94, Balkema, Rottererdam

[18] Georgi M. Troitzky, 1993. Sinkhole danger-Engineering problem of covered karst. Proc. 6th Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: 231～234, Balkema, Rottererdam

[19] Michael Day. 1989. Sinkholes and landuse in southwestern Wisconsin. Proc. 3rd Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: 107～114, Balkema, Rottererdam

[20] John E. Mylroie. 1987. Influence of impermeable beds on the collapse of bedrock voids in the vadose zone. Proc. 2nd Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: 95～100, Balkema, Rottererdam

[21] Terrance O. Bengtsson. 1987. The hydrologic effects from intense ground-water pumpage in East-Central Hillsborough County, Florida. Proc. 2nd Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: 109～114, Balkema, Rottererdam

[22] Paul B. Myers Jr. 1984. Development, occurrence, and triggering mechanisms of sinkholes in the carbonate rocks of the Lehigh Valley, eastern Pennsylvania. Proc. 1st Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: 111～116, Balkema, Rottererdam

[23] Albert E. Ogden. 1984. Methods for describing and predicting the occurrence of sinkholes. Proc. 1st Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: 177～182, Balkema, Rottererdam

[24] Little J R. 1984. Relationship of modern sinkhole development to large-scale photolinear features. Proc. 1st Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst: 189～196, Balkema, Rottererdam

[25] 康彦仁等. 中国南方岩溶塌陷. 成都: 重庆出版社, 1990

同位素测年在三峡库首区断层活动性研究中的应用

夏金梧[1,2] 李长安[2] 周继颐[1]

(1. 水利部长江勘测技术研究所，武汉 430011；2. 中国地质大学，武汉 430074)

摘 要 同位素测年是世界各国研究断层现代活动性的常用方法，目前技术比较成熟的主要有放射性碳（^{14}C）、热发（释）光（TL）、电子自旋共振（ESR）、铀系（U 系）法和裂变径迹（FT）法等。无论何种测年方法都有其自身的适用条件和适用范围，在对断层物质取样测年和对测年数值进行判释时，应遵循其判释原则，这样才能得出合理而又有说服力的解释。运用这些原则，对三峡水库库首区仙女山和九湾溪断层进行测年研究，取得了良好的效果。

关键词 同位素测年 断层活动性 零化 判释原则 仙女山断层 九湾溪断层①

1 引 言

断层最新活动年龄是判定断层现代活动可能性的重要和主要指标，世界各国都采用它作为评价工程区域稳定性、地震活动性的依据之一。随着科学技术的进步，各种测试手段和方法不断涌现，有的方法已比较成熟，而有的还需进一步完善。值得指出的是，无论何种测年方法都有其自身的适用条件和适用范围，鉴于断层活动所处的地质环境的复杂性，在对断层物质取样测年和对测年数值进行判释时，应特别注意宏观分析与微观鉴定相结合、构造变形背景分析与测年数据分析相结合，只有这样，才能对测年结果作出合理而有说服力的解释，真正达到断层测年的目的。

2 同位素测年方法及适用范围

同位素测年方法在国外应用较早，我国在 20 世纪 50 年代建立了放射性碳（^{14}C）实验室，用以考古研究和测定第四纪沉积物及被断层错断的地层年龄。20 世纪 80 年代初，热发(释) 光（TL）开始用于测定断层新活动年龄，推动了断层活动年龄研究的快速发展。20 世纪 80 年代末，电子自旋共振（ESR）与铀系（U 系）法被引进，标志着我国断裂活动的年龄研究进入了新阶段。到 20 世纪 90 年代末期，裂变径迹（FT）法在我国已开始应用并取得了良好的效果。除定量方法外，还有确定断层活动相对年代的半定量方法，如石英表面显微形貌法等。

---

① 第一作者简介：夏金梧，男，1964 年生，水利部长江勘测技术研究所副所长，教授级高级工程师，中国地质大学（武汉）博士研究生。

上述各种方法均有其本身的特点和适用范围（表 1)。

表 1　常用的断层年龄测定方法及适用范围

特性 / 方法	测定对象 (矿物、岩石)	地质载体	适用范围 (a)	年龄分析和应用
放射性碳 (^{14}C)	含碳淤泥，方解石、骨骼、碳化木、贝壳等	地层、断层带充填物、崩积物，钟乳石、钙华等	2×10^2～5×10^4	断层活动年龄区间
热发（释）光 (TL)	石英、方解石、碳酸钙沉淀物，烘烤层、陶瓷、全岩	地层、断层带充填物、断层破碎物、钟乳石、钙华等	10^2～10^6	断层活动年龄区间，断层最晚一次强烈活动近似年龄
铀系法 (U 系)	方解石、火山岩、碳酸钙沉淀物	地层、断层带充填物、钟乳石、钙华等	10^3～10^5	断层活动年龄区间
电子自旋共振 (ESR)	碳酸钙类沉淀物、贝壳、石英、磷灰石、火山灰、石膏	地层、断层带充填物、断层破碎物等	10^3～10^6	断层活动年龄区间，断层最晚一次强烈活动近似年龄
裂变径迹法 (FT)	长石、锆石、磷灰石等	地层、断层带充填物、断层破碎物等	10^2～10^9	断层活动年龄区间，断层最晚一次强烈活动近似年龄
石英表面显微形貌法	石英颗粒	地层、断层带破碎物	中新世—全新世 (N_1 - Q_h)	断层最晚一次强烈活动近似年龄

本表据李兴唐、陈文寄、张峰等资料改编。

此外，还有 K-Ar 法、快中子活化法、古地磁法、氨基酸法、黑曜岩水化法等。由于其测定的矿物在第四纪形成的或活动的断层内缺乏，一般应用较少。

3　同位素测年结果的判释原则

最近的研究表明，对断层泥的年龄测定要进行样品检验，即确定断层运动是否达到“退火温度”，满足“零化”的物理条件。TL 法“零化”，是指在断层活动的温度、压力作用(或日照、搬运) 下样品退火，断层泥中石英颗粒、断层带中方解石脉、石英脉消失原来的热发（释) 光特性，即先前积累的热发光信号消失。ESR 法的“零化”，是指在某种温度、压力下 ESR 信息消失。在样品已“零化”时，用 TL 与 ESR 方法测年方为有效，经用 ^{60}Co 人工照射重新发光或出现 ESR 信号，就可测定岩石或矿物年龄。在进行同位素测年结果判释时，要注意以下几点:

(1) 判断样品是否达到“零化”，可取所测样品，利用不同粒级进行测定，如果测出不同粒级的年龄基本一致，说明样品已基本达到“零化”条件，即是可信的年龄。在断层带中充填的方解石脉等，在显微镜下观察可见明显位错，则说明样品受到明显的温度、压力作用，即已达到“退火”“零化”的条件，可选择 TL 和 ESR 法测定断层活动年龄。断层充填物如无位错或镜下变形迹象，所测得年龄即为测定物的形成年龄。U 系法测年原理与 TL 和 ESR 法不同，仅能测定物质的形成年龄。因此，凡取断层充填物样品测年，必须观察同一样品的微观结果，才能对年龄的含义进行正确判析。

(2) 如果断层面上存在未变形和位错的新地层覆盖，或断层内充填没有经受构造作用的充填物（方解石脉，钙质结核等)，在此情况下，覆盖物或充填物年龄代表断层活动年龄下限。若断层带变形物（断层泥、受构造作用的脉岩等) 年龄比上覆物或充填物新，则所测年龄值是不可信的。

(3) 断层泥年龄值分散性很大 (包括 TL、ESR 两种方法), 应选取较集中的年龄值, 舍弃小值和大值; 另一种方法, 是相对错裂面取不同位置和产状的断层泥样品, 如贴近错裂面的样品, 偏离错裂面而含裂隙的样品与偏离错裂面且无裂隙的样品, 所得测值都不一致, 则前两类样品可能受到断层停止活动后期残余应力释放的影响。因此, 测出小值, 是断层停止活动后残余释放产生的“模拟晶体”年龄, 代表断层活动年龄下限。前两种样品, 与第三种样品无论从矿物颜色和结构特征等迥然不同, 故第三种样品所得大值也不应随意舍去, 它应为真实的断层活动年龄。因此, 在年龄选取时, 不能简单舍大弃小, 而须结合样品地质特点分析判断。

(4) 如果一个样品同时用 TL、ESR 和 U 系法三种方法测年, 一般选取两种手段测得的较接近的年龄的平均值, 而舍去其中偏离度大的年龄; 另一种处理方式, 是选择 TL 法或 U 系法测出的年龄为主要结果, 因为这两种方法在我国技术成熟性较好。其中 U 系法又比 TL 法成熟度要高, 但可测年限范围不及 TL 法大, 并且要求样品中放射性元素 U、Th 含量非常严格, 有时不易测出结果。ESR 法测年技术成熟性目前较前两者略差, 其可信的测值尚难获得。

(5) 对长度达百公里及以上的断层, 不同采样点年龄值相差很大, 需结合断层宏观和微观构造、地震、地貌等活动特征, 对其活动性分段评价。

(6) 同一断层其断层泥样品的测年结果, 离散性有时很大, 而断层带内充填的脉体岩矿 (方解石脉、石英脉、$CaCO_3$ 结核等), 用 TL、ESR 和 U 系法测定, 常常测出的年龄值很接近。所以, 如果同一断层或同一采样点既有断层泥样品年龄, 又有脉岩样品年龄值, 且脉岩具有构造变形时, 应采用脉岩年龄值。如果断层泥年龄与它们相差很大, 应予以舍去; 但是, 若断层中充填只有未变形脉岩, 则断层泥年龄不应舍去, 因为两者代表了不同的地质含义。需要指出的是, 同一采样点上的断层泥年龄和无变形方解石年龄, 必须前者数据大于后者 (即测出断层活动年龄必须大于断层停止活动年龄), 否则其结果是不合理的。

(7) 方解石脉样品测年中存在某些干扰因素, 有时测出结果偏差很大, 有时测出结果并非断层活动年龄, 而是其它地质事件发生的时间, 分以下几种情况: ①断层破碎于岩浆岩 (侵入岩和喷出岩) 或深变质岩地段, 在此可能有后期热液活动的矿脉与方解石脉共生或穿插脉中, 因为两者系白色透明矿物, 宏观难以分辨, 在同一采样点, 或同一样品的测年结果产生的偏差很大。据此, 样品需经镜下鉴定, 应取无热液干扰方解石年龄。②断层破碎于灰岩地段, 断层中常有古岩溶塌陷堆积的碎屑物和断层角砾混杂, 后来又被方解石胶结。宏观两者难以分辨, 因此带来同一样品出现测值不一。所测结果是断层活动年龄、还是溶蚀塌陷事件发生时间, 需予慎重判析。③断层破碎于砂页岩地段泥质含量高而质地不纯的地层中, 在这里采集钙质结核类型的样品测年, 亦需要谨慎细致研究, 对断层内夹有方解石细脉的碎屑岩石与真实的原生钙结核加以区分 (包括宏观和微观), 否则将错判测年结果。

(8) 断层中充填的方解石脉, 发育层状结构或呈对壁生长, 按脉体生成的时间序次, 测定脉壁年龄应大于内侧 (脉体中间) 的年龄。反之, 其结果不可信。

(9) 采用方解石用 TL 法测年, 如果样品中 K_2O 含量大于 2%, 表明样品被污染, 其测值不应使用。

(10) U 系法测年中应用 ^{230}Th 方法, 对样品中稀有元素的含量规定是: U (铀) 的含量不得小于 0.05ppm (1ppm = 10^6), ^{232}Th 的含量不得大于 1ppm, 如果样品中铀的含量低于规

定值，凡^{232}Th 的含量超过铀系法可测范围，其年龄是不可信的。

(11) 同一地区、同一地段相邻不远的两条或几条断层，其中有一条断层的现今活动反映明显，断层带上有微震发生，所测断层的活动年龄有大值和小值；而另一条或几条断层无现今活动迹象，也无微震活动，所测断层活动年龄皆为小值，两者比较判析断层活动年龄，对具有明显活动的断层应取小值、舍去大值，根据该断层带有微震活动的事实，取用大值则是不可信的年龄。

4 研究应用实例

为实施三峡水库诱发地震监测系统建设，需设置跨越仙女山断层和九湾溪断层的形变监测硐室。硐址分别选定在秭归县周坪（监测仙女山断裂）和高湾溪（监测九湾溪断裂）两处，经详细地质编录，在硐内采集样品 73 组，硐外披覆跨断层地段周坪河阶地第四纪堆积物样品 9 组。初选 35 组样品进行显微构造鉴定和测年工作，共测出结果 65 个。其中硐内断层岩微观鉴定分析结果 51 个、TL 测年 10 个，硐外披覆断层地段阶地堆积物 TL 测年 2 个，^{14}C 测年 2 个。

4.1 断层构造岩的微观分析

进行断层构造岩的微观分析是为了对所测样品作出合理的地质解释，分析方法包括 X-射线、偏光和扫描电镜，结论简述如下：

(1) 采用 X-射线手段测出两断层所夹断层泥，表明以粘土矿物的高岭石、绿泥石和伊利石占优，还有方解石、石英和微量的斜、钾长石、赤铁矿与黄铁矿等。断层泥中矿物含量和矿物组合与断层两侧围岩岩性有着十分紧密的联系。所测样品中缺乏蒙脱石和混层的粘土矿物，主要以不具膨胀性的高岭石、绿泥石和伊利石掺入碎屑物组成。很显然，这类粘土矿物组合，不利于断层摩擦稳定滑动，显为脆性变形机制所控制，它反应两断层迄今组成的破碎岩体，硬度高、摩擦力大，易于应力集聚，断层受力后易于沿软弱的错裂面产生滑动。

(2) 采用偏光和扫描电镜鉴定两断层所夹断层泥，所有样品的断层泥皆具泥质基质碎裂结构、强烈微叶理化、发育定向构造，其中粘土矿物呈定向排列，微剪切带和条带构造发育。镜下还揭示这类断层泥早期的微叶理发生了碎裂变形形成了碎块，而后碎块再度发生剪切破裂，在微剪切带中粘土矿物组成新的定向排列，发育了晚期的微叶理带；在扫描电镜下，可见两断层带中发育切砾线状微断裂和平行线状微断裂；断层泥所含石英单晶的表面发育撞击破裂坑，并见少量的“丁”字状擦痕。上述迹象表明两断层活动以快速运动占优势，皆具粘滑运动方式。

(3) 采用偏光显微镜鉴定两断层所夹构造岩中充填的方解石脉样品，揭示方解石脉的发育在两断层构造岩中可分为早、晚两个不同时期。为此，采取两断层晚期充填的方解石脉，经样品分析，又可划分为三期：第一期脉，脉幅较宽，方解石晶粒强烈变形，发育机械双晶，晶粒的双晶纹密集、弯曲和扭折。第二期脉，脉幅宽窄不一，有的脉体方解石晶粒变形较强，部分晶粒发育机械双晶，双晶纹密集，平直；有的方解石脉晶粒弱变形，双晶纹稀疏，稍有弯曲或平直。第三期脉，方解石晶粒未变形，晶粒无双晶纹或以稀疏平直的生长纹呈细脉状，有的以细晶和巨晶成方解石团块，以两代生方解石构成的晶洞产出。据上述方解石脉的不同期次和强弱变形的区别，充分显示出两断层的活动强度，具有由强到弱发展的趋势。

4.2 断层新活动年龄和第四纪堆积物年龄

基于硐室地质编录和测样的微观分析结果，挑选出测年样品，测年样品分断层泥与方解石脉两大类。采用热释光测年技术，测出断层泥中的石英晶屑与方解石的热释光能量来获取测样的年龄值，与其对应样品的微观结果对比，作出所测年龄的含义解释：一是样品为断层泥或变形方解石脉测出的年龄数据，代表断层最新活动年龄；二是样品两个或数个全是未变形方解石脉、团块，测出大小不一的年龄数据，为此，择其大值，获取断层最新活动年龄下限值，其小值为不同时期的方解石生长年龄（表 2、表 3）。

表 2 秭归县周坪监测硐仙女山断层新活动年龄值（TL）

采样地点	样号		取样部位	被测物	TL 年龄 $(A\pm\delta)\times10^4_n$	测年样品对应的微观鉴定结果	年龄数据的地质时间含义解释
监测主硐	YK_{2-1}		(f_2) 断层东侧下主断面	断层泥（方解石脉）	16.04±1.24	未变形方解石脉穿过断层泥，具定向排列的片理带（泥质条带）	东侧主断层最新活动年龄下限值
	YK_{3-1}		(f_2h) 断层东侧分支断面	断层泥（石英）	19.00±1.48	含石英晶屑 15% 的断层泥，微叶理发育，还出现揉皱，具定向构造	东侧主断层最新活动年龄值
	YK_{5-1}		(f_2) 错裂面	断层岩（方解石脉）	6.08±0.47	断层岩叶理发育，微叶理带中充填的未变形方解石脉	方解石脉生长年龄值
	YK_{5-2b}	2	(f_7 - f_8) 破碎带	方解石团块（巨晶）	14.28±1.20	两代生方解石发育的晶洞构造，晚期生长的无变形方解石巨晶	西侧主断层最新活动年龄下限值
		1	同上	方解石团块（巨晶）	22.15±1.84	两代生方解石发育的晶洞构造，早期变形方解石细晶	断层新活动年龄值
监测西支硐	YW_{2-1}		(f_2) 断层西侧上主断面	断层泥（石英）	16.42±1.28	含石英晶屑 10% 的断层泥，现片理化，微剪切带，具随机定向、似流动构造	西侧主断层最新活动年龄值

表 3 秭归县高湾溪监测硐九湾溪断层新活动年龄值（TL）

采样地点	样号		取样部位	被测物	TL 年龄 $(A\pm\delta)\times10^4_n$	测年样品对应的微观鉴定结果	年龄数据的地质时间含义解释
监测主硐	GA_{1-1}		(f_2) 断层主断面	断层泥（石英）	14.62±1.16	含石英晶屑 8% 的断层泥，微叶理、微剪切带发育，具定向、流动构造	断层最新活动年龄值
监测支硐	GB_{3-1b}	2	(f_2) 断层主断面	方解石团块（巨晶）	13.38±1.02	两代生方解石发育的晶洞构造，早期变形方解石巨晶	断层最新活动年龄下限值
		1	同上	方解石团块（细晶）	23.22±1.81	两代生方解石发育的晶洞构造，早期变形方解石细晶	断层新活动年龄值
	YB_{5-1}		(f_1) 错裂面	断层泥（石英）	13.91±1.09	含石英晶屑 5% 的断层泥，发育微叶理、微剪切带，具定向、流动构造	年龄对比，它接近样号 GA_{1-1} 测出的断层最新活动年龄值，稍偏年青

为了加深披覆跨断层第四纪堆积物年龄与断层新活动年龄的对比研究，在此次测年过程中，一是采集了硐外周坪河阶地披覆跨仙女山断层上的第四纪堆积物样品 2 个，进行 TL 测年，同时在断层一侧周坪河谷地上取第四纪湖相纹泥夹炭化木样品 2 个，进行^{14}C 同位素测年；二是搜集了本单位和本单位历年会同国内有关单位所测披覆跨九湾溪断层上的第四纪崩滑堆积体 TL 年龄，与其再生滑坡堆积物炭化木^{14}C 同位素测年结果。根据以上各项成果，通过综合分析结论如下：

(1) 仙女山与九湾溪两断层分别测出了与区域性断层新活动年龄值对比基本一致的结果，前者为距今 (22.15±1.84) ×10^4 年、后者为距今 (23.22±1.81) ×10^4 年，两者结果不仅与三峡工程水库库首地域及其周围的主要断层新活动年龄可以对比，而且与披覆跨九湾溪断层第四纪崩滑堆积体测出年龄 (20.79±1.08) ×10^4 年与 (23.0 ±1.14) ×10^4 年接近一致。由此显示这次断层活动波及的地域较广，相应堆积了沿九湾溪断层梨子树垭至界垭一带巨厚的崩滑堆积物，乃致堵塞了九湾溪河流 (梨子树垭剖面下方已露出湖相纹泥层)。说明此次断层活动强度大，导致三峡地区局部地段发生了规模较大的山崩和滑坡。

(2) 仙女山断裂带东侧断层最新活动年龄值为距今 (19.00±1.48) ×10^4 年，断裂带西侧断层最新活动年龄值为距今 (16.42±1.28) ×10^4 年。九湾溪断层最新活动年龄为距今 (14.62±1.16) ×10^4 年。以上两断层最新活动年龄值与“七五”期间测出仙女山断层最新活动年龄值为距今 (17.2±1.5) ×10^4 年、九湾溪断层活动年龄值为距今 (14.201.4±) ×10^4 年相距十分接近。为此，结合区域地质环境考察，在三峡工程水库库首地域尚未发现被断层破坏的明显形迹，说明两断层此次活动的强度小，波及面不广，其活动范围仅局限于断层带本身。

(3) 此次工作还测出两断层最新活动年龄下限值：仙女山断裂带东、西两侧断层最新活动年龄下限值为 (16.4±1.24) ×10^4 年和 (14.28±1.20) ×10^4 年；九湾溪断裂最新活动年龄下限值为 (13.29±1.02) ×10^4 年。上述测年样品皆取自断层带内无变形方解石脉和团块，说明两断层自此以后再无新的活动。

(4) 测出披覆跨仙女山断层周坪河阶地堆积物年龄为距今 (7.29 ±0.54) ×10^4 年，该断层一侧周坪河谷地湖相纹泥底部夹炭化木年龄为距今 38 440 年。据周坪河阶地堆积物与湖相纹泥剖面观察，均无构造变形迹像，所测年龄皆年青于仙女山断层最新活动年龄和断层最新活动年龄下限值，说明自晚更新世以来，断层对披覆跨断层及其邻近第四纪堆积物没有构造破坏的形迹。

(5) 测出的披覆跨九湾溪断层崩滑体上再生滑坡年龄为距今 30 000 年至 35 000 年，其与周坪河谷地湖相纹泥年龄 38 440 年对比十分接近，前者在于河流深切，岸边再造形成滑坡，后者查明源自黑槽沟的泥石流，堵塞周坪河而形成当初的山间湖泊，说明两者成因由该区所处气候环境及外动力作用所致，并非两断层新活动作用的结果。

5 结 语

断层活动性测年是一项艰苦而又复杂的工作，在对测年结果进行解释时尤应谨慎。断层活动背景的研究、测样显微构造特征的研究十分重要，否则就不可能得到正确的结论。需要特别强调的是，在目前的技术水平下，断层活动性测年工作仍只是判断断层活动新老的辅助手段，是一种间接方法，要得到准确的断层活动年龄结果，最可靠的还是直接方法，因此，无论何时，野外地质调查必不可少。

锁金山水电站主干引水隧洞主要工程地质问题及工程处理措施

李茂华　刘聪元

(长江勘测规划设计研究院三峡勘测研究院，宜昌 443000)

摘　要　本文在阐述锁金山水电站主干引水隧洞基本地质条件的基础上，对施工中遇到的主要工程地质问题及所采取的工程处理措施做初步的分析和介绍。

关键词　基本地质条件　主要工程地质问题　工程处理措施①

1　引　言

锁金山水电站主干引水隧洞位于五峰土家族自治县湾潭镇境内，进口位于三元泉取水坝前，出口位于岗坪沙子尖，全长 10 040m，进口底板高程为 1 129m，出口底板高程 1 117m，底板纵坡降 1.2%。断面为城门洞型，洞径 2.6m（宽）×3.2m（高），设计过水流量 10m³/s，属无压洞。于 20 世纪 90 年代开挖兴建，1994 年竣工，至今已经历了十年运行考验。

本主干隧洞有三分之二洞段通过岩溶发育的灰岩区，其余地段通过易风化的页岩区，在施工的过程中遇到了一系列因岩溶发育、软弱围岩等不良地质条件所引发的工程地质问题，为处理这些问题，采取了有针对性的工程处理措施，取得了比较好的效果。

2　主干引水隧洞工程地质条件

2.1　地形地貌

工程区地处鄂西山区清江与澧水分水岭地带，属溶蚀—侵蚀地貌，山顶高程一般 1 500～2 000m。隧洞位于湾潭河左岸山体中，走向以北东—南西为主，地表高程一般为 1 170～1 433m，北段地形陡峻，谷坡坡度 50°～70°；中段溶蚀洼地与残丘相间，地形相对平缓；南段为强烈侵蚀剥蚀地形，沟谷深切，山脊多呈“鱼脊形”。隧洞埋深一般大于 50m，较浅处 25m 左右，侧向岩体厚一般 60～80m，较薄处仅 30m 左右。

2.2　地层岩性

隧洞沿线穿越自寒武系中统至志留系下统间的所有地层。如图 1 所示。

寒武系中统（$\in_2$）主要为厚层灰质白云岩、硅质白云岩夹薄层泥质白云岩，上统

---

①第一作者简介：李茂华，男，1971 年生，工程师，毕业于中国地质大学（武汉）水文地质工程地质专业，现从事工程地质勘察工作。

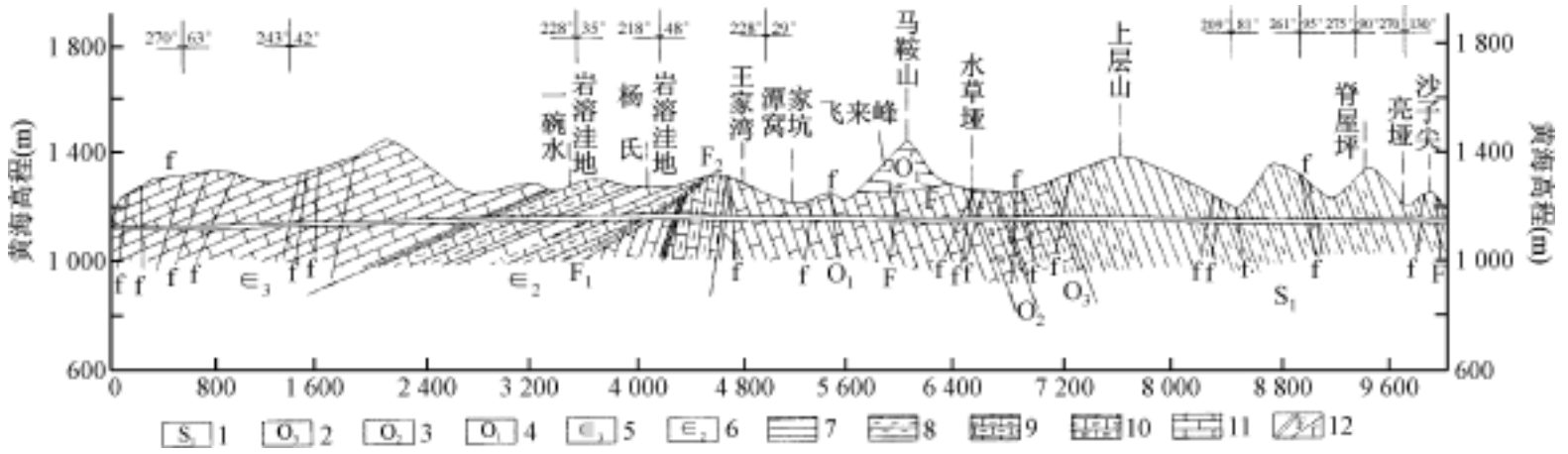


图 1　锁金山水电站主干引水隧洞地质剖面示意图

1—志留系下统；2—奥陶系上统；3—奥陶系中统；4—奥陶系下统；5—寒武系上统；6—寒武系中统；7—粉砂岩；8—泥质粉砂岩；9—泥质灰岩；10—疙瘩状灰岩；11—灰岩；12—断层

（$\in_3$）为厚层灰岩与白云质灰岩呈互层状。奥陶系下统（O_1）主要为厚层结晶灰岩、灰岩、粗晶灰岩、瘤状泥灰岩夹薄层泥灰岩、页岩，中统（O_2）为厚层瘤状泥质灰岩，龟裂纹灰岩夹薄层页岩，上统（O_3）为深灰色厚层瘤状泥质灰岩、顶部为黑色炭质页岩。志留系下统（S_1）主要为灰绿色薄层泥岩、泥质粉少岩，页岩、砂质页岩。

桩号 0 + 000～6 + 794m（进口处桩号为 0 + 000m，下同）以碳酸岩类基岩为主，围岩类别为Ⅰ、Ⅱ类，少量为Ⅲ类；6 + 794～10 + 040m 为泥、页岩粉砂岩类，围岩类别为Ⅳ、Ⅴ为主，少量为Ⅲ类。

2.3　地质构造

隧洞沿线位于泉坪背斜南西段的南东翼及倾伏端，总体上呈一倾向南东的单斜构造，由断层发育等因素导致其内次级小褶曲发育。0 + 000～4 + 100m 段岩层走向 40°～90°，倾南东，倾角 7°～15°；4 + 100～6 + 794m 段断层、褶曲发育，岩层倾角变化大，而且多以中高倾角为主；6 + 794～10 + 040m 段岩层走向 320°～340°，倾南西，倾角 14°～18°。

隧洞揭露大小断层共 104 条。按走向可分为北北东组、北东东组、北北西组，断层带一般宽 1～3m，大于 5m 的仅 3 条。大部分断层与隧洞以中—大角度相交，少量以锐角相交。0 + 000～0 + 190m、4 + 100～7 + 000m 两段断层较为集中发育。此外，还揭露有 79 条层间错动带，层间错动带多发育于寒武系中、上统软硬相间的地层中，一般宽 10～30cm，长度较大，展布平缓，渗水地段软化、泥化迹象明显。

2.4　水文地质及岩溶

2.4.1　水文地质

根据岩体透水性，寒武系上统（$\in_3$）、奥陶系下统（O_1）中厚层较纯的碳酸盐岩属强透水岩组，寒武系中统（$\in_2$）、奥陶系中、上统（O_{2+3}）中的泥灰岩和泥质灰岩组成的岩组为中弱透水岩组，志留系下统（S_1）薄层泥岩、页岩类则为微弱或不透水岩组。

隧洞沿线，强透水岩组分布洞段占隧洞总长的 44.5%，中弱透水岩组段占 23.5%，微弱或不透水岩组段占 23%。共发现水点 24 个，80%分布于强透水岩组段中，20%分布在中弱透水岩组段中，前者多以管洞状集中涌出，流量达 10～30L/ s，受雨季影响十分明显。

2.4.2　岩溶

研究表明岩溶洞穴出露规模除与岩性有密切相关外，还和上覆岩体厚度、构造、岩层倾

角、地下水循环条件等因素有关。工程区地处两水系分水岭地段，地下、地表水交替循环活跃，厚层、质纯的灰岩分布广泛，加之构造较为发育等，导致岩溶十分发育。

据地表测绘成果，在灰岩分布地段发现有落水洞、水平溶洞、岩溶洼地等共 51 个（图 2），其中，有近 40 个落水洞对隧洞有直接危害，这些岩溶洞穴相互联通，形成复杂且规模宏大的地下暗河系统。石灰窑地下暗河、吞洪洞暗河分别在 0 + 710m 和 2 + 600m 左右与隧洞直接相交。隧洞揭露到的岩溶洞穴共 123 个，洞径一般 1～5m，大部分为干洞，并有粘性土充填，少量充水揭穿后形成流量较大的岩溶泉。溶洞、地下暗河多发育于寒武系，寒武系上统洞穴规模较大，平均 44. 6m 出现一个，中统洞穴规模编小，平均 29m 出现一个。

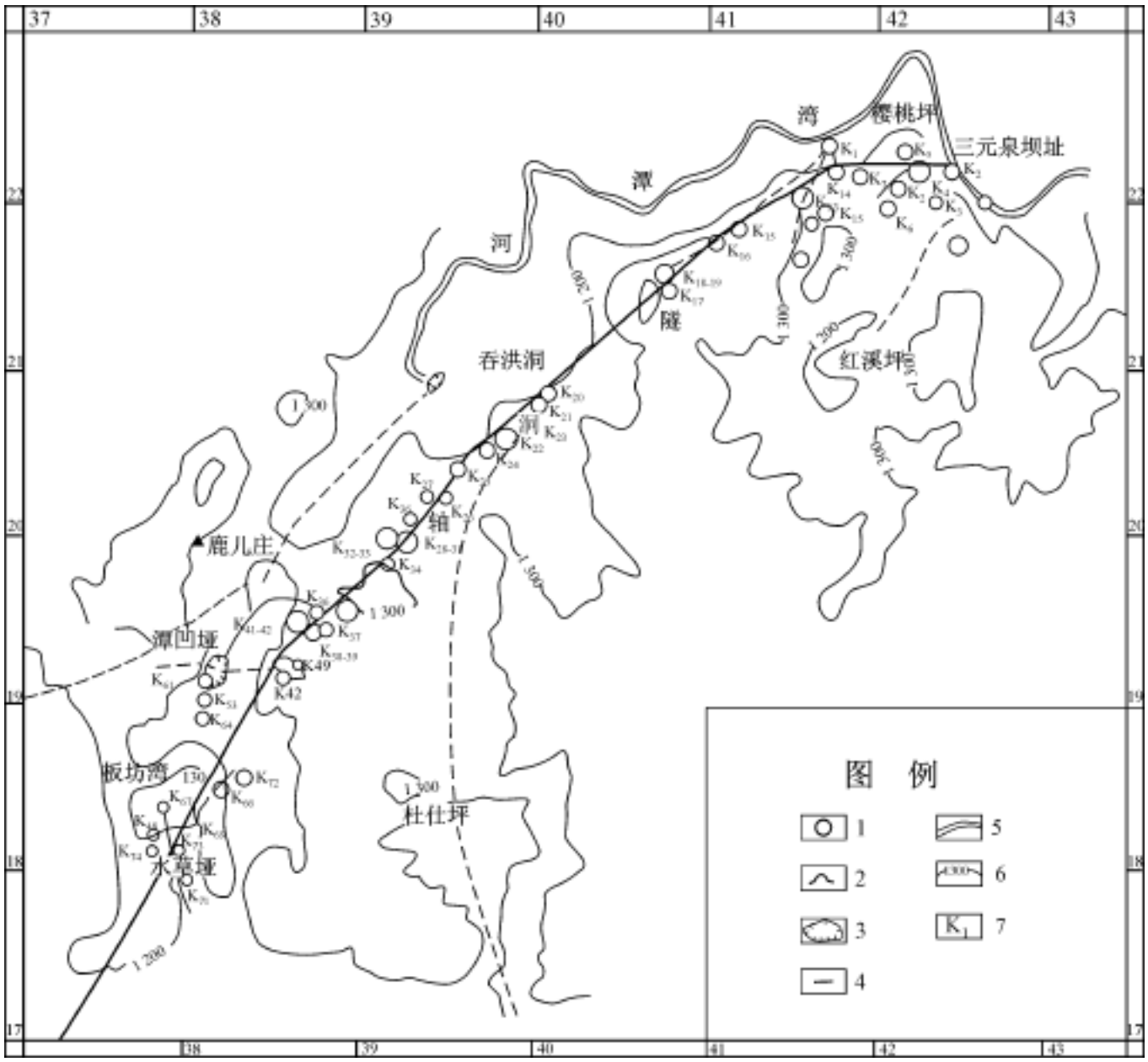


图 2　地表岩溶系统分布示意图

1—溶洞；2—水平溶洞；3—溶蚀洼地；4—推测地下水流向；5—河流；6—地形等高线；7—溶洞及编号

3　主要工程地质问题

主干引水隧洞在施工及运营中存在的主要工程地质问题有：渗漏，岩溶突水和涌泥，围岩稳定性，页岩、粉砂岩洞段冲刷等几个方面。

渗漏问题主要存在于碳酸盐岩分布洞段。隧洞基本沿湾潭河左岸展布，洞底高程高于河水位，且越向下游高差越大。受岩溶、构造等因素的影响，围岩透水性为强—中弱透水，大

气降水很快渗入地下并排入河中，地下水位低于洞底高程，隧洞渗漏问题突出。

岩溶突水和涌泥问题主要存在于有规模较大的落水洞及地下暗河分布洞段。施工一揭露，洞穴中储存的水或饱水的碎石土不断涌入隧洞中，由于管道岩溶水（饱水的碎石土）的水压、水量均大，工程处理难度大，对施工安全影响极大。桩号 6 + 710～6 + 735m 和 0 + 174～0 + 724m 洞段，落水洞中充满了呈塑性的粘土，暗河动水压力最大达 140t/ m^2 (1.4MPa)，揭露后，涌泥和突水曾导致隧洞顶拱和边墙多次破坏，工期延误达半年之久。

围岩稳定主要取决于：岩层坚硬程度、岩层结构、结构面与洞身组合关系、结构面的相互组合、岩溶洞穴堆积物特性和地下水等因素。据统计，在施工中围岩失稳的主要形式有：岩层层面在高倾角结构面切割下形成洞顶塌落或掉块［图 3（a)］；与洞向交角较小或近于平行的断层破碎带形成洞顶塌落和边墙失稳［图 3（b)］；两组结构面互相切割，使洞顶和边墙失稳［图 3（c)］；陡立岩层在缓倾结构面切割组合下，洞顶及局部边墙失稳［图 3（d)］；层间错动带或软弱夹层出现在洞顶，在重力作用下洞顶出现顺层拉开［图 3（e)］；隧洞穿越较大的岩溶洞穴，洞内堆积物结构相对松散，出现大规模的塌方［图 3（f)］。桩号 6 + 794～10 + 040m 泥、页岩、粉砂岩洞段，局部由于构造破坏、岩体风化卸荷等影响，围岩类别多为Ⅳ、Ⅴ，稳定性差，在开挖过程中出现严重塌垮，甚至出现边挖边塌的现象。

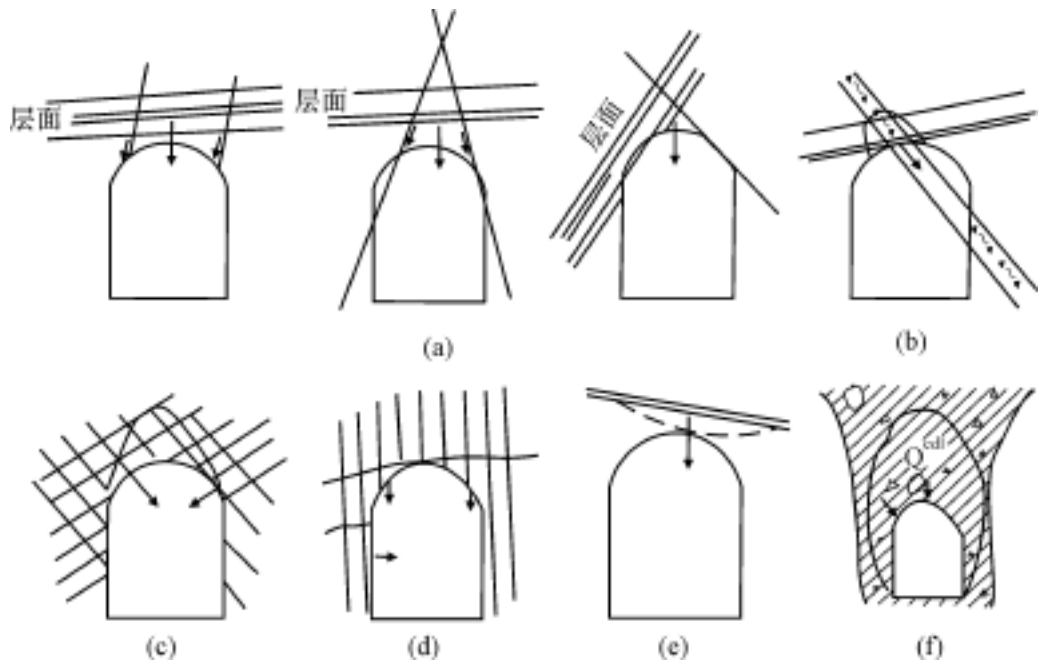


图 3　围岩失稳主要形式示意图

冲刷问题主要存在于页岩、粉砂岩分布洞段。由于围岩岩性软弱、易风化、遇水易软化等因素导致，软岩洞段抗冲刷能力差。

4　工程处理措施

4.1　处理措施原则

充分利用各个设计阶段的地质资料，根据各洞段地质条件，对存在的工程地质问题，采取有针对性的工程处理措施，以达到安全、经济、有效的目的。

4.2　处理措施

灰岩洞段一般情况下过水断面两壁修筑浆砌块石墙，墙内壁和隧洞底板水泥砂浆护面，

做防渗处理。页岩及粉砂页洞段全断面钢筋混凝土衬砌。

对存在局部围岩失稳的灰岩洞段，在清除边墙或顶拱的松动岩块后，视情况分别采用喷浆、喷锚、回填混凝土等措施，对围岩类别为Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ洞段采取掘进支护和全断面钢筋混凝土衬砌。

隧洞与暗河相交地段，采取保留、疏导或设置隧洞左右两壁上的暗河水道，使暗河水顺利通过，拱圈顶部留足够的排水孔减小隧洞衬砌的外水压力，全断面钢筋混凝土衬砌并用加强筋使拱、壁、底连成整体。

对于隧洞揭露的岩溶洞穴，根据其大小、赋水状况、堆积物性状、与隧洞位置关系等采取不同的处理方案。隧洞底有横穿岩溶通道的地段，采用底板加钢筋混凝土盖板跨渡，保留岩溶通道；在隧洞壁上存在岩溶洞穴地段，按洞壁稳定性要求加厚边墙，并于洞壁上方留足排水孔；在洞顶存在岩溶洞穴的地段，视洞顶岩石稳定程度决定是否做拱及拱的型式；对从洞穴堆积物中穿越的洞段，在及时支护的同时，采取加钢筋混凝土盖板跨渡和全断面钢筋混凝土衬砌。

5 结 语

自 20 世纪 90 年代竣工以来，主干引水隧洞已安全稳定地运行近十年，这表明勘测成果对隧洞地质条件及主要工程地质问题的分析论证是准确的，采取的工程处理措施是有效和可行的。同时表明，在查清岩溶发育地段地质条件的基础上，采取有针对性的工程处理措施，消除岩溶影响，修筑水工建筑物是可行的。

承蒙王锡类高级工程师对本文编写的热心帮助，在此表示衷心感谢！

参考文献

[1] 沈继方，于青春．矿床水文地质学．武汉：中国地质大学出版社，1992

[2] 王大纯，张人权等．水文地质学基础．北京：地质出版社，1986

[3] 林宗元等．岩土工程勘察设计手册．北京：中国建筑工业出版社，1996

天桥水电站岩溶水文地质特征与工程处理

畅建成　崔玲秋

(黄河勘测规划设计有限公司，郑州 450003)

摘　要　天桥水电站是黄河中游北干流第一座径流发电站。电站位于大面积碳酸盐岩溶分布区，受地层岩性和地质构造边界条件控制，形成在黄河干流上少有的高水头、大流量岩溶承压水。本文主要介绍了坝址区岩溶水文地质条件与工程处理措施。实践证明，坝基避开了承压水“透水天窗”，针对工程实际情况，采用“先堵后排，以排为主”和基础固结灌浆的工程措施，防止承压水造成对建筑物和地基的渗透变形破坏是行之有效的。

关键词　电站　岩溶　水文地质　坝线选择　基础处理①

1　工程概况

天桥水电站是黄河中游北干流第一座径流发电站。坝址位于石灰岩峡谷出口处，河谷宽600余米。河心一座宽约120m的水寨岛，将河道分为两侧，左右各宽约270m。电站枢纽总长752.1m，自左至右包括：左岸重力坝、电站厂房、泄洪闸、岛上重力坝和右岸土坝等。坝高42m，坝顶高程836m。正常蓄水位834m，相应库容0.66亿m^3。安装4台机组，总装机容量128MW。电站于1970年开工建设，1977年建成，至今运转正常。

2　水文地质特征

坝址区位于山西台背斜与鄂尔多斯台向斜之间的黄河峡谷区，为奥陶系中统石灰岩组成的陡峻峡谷，深切90～120m。两侧岸坡基岩裸露，沟壑发育，黄河河谷为该区地下水最低排泄基准面，河水面高程为816m。

坝址区水文地质条件受地层岩性及构造控制。灰岩中未发现大的溶洞及暗河，沿层面发育溶蚀裂隙及溶孔，地下水丰富。加之岩层中北西向构造发育，形成良好的地下水排泄通道，在河谷两侧有大量的泉群出露，并具不同程度的承压性。黄河河谷为两岸地表水及地下水的主要排泄区。奥陶系中统马家沟组灰岩中夹有泥质白云岩，为相对隔水层。因而，构成了多层岩溶裂隙透水含水层，水量大、承压水头高。

---

①第一作者简介：畅建成，男，1951年生，工程师，1976年毕业于黄河水利学校，1983—1985年在成都地质学院进修，主要从事水文地质与工程地质勘察工作。

2.1 透水层和隔水层

奥陶系中统马家沟组（O_2m），为一套碳酸盐岩沉积，分布于坝址区河床下部及两岸谷坡。按不同工程地质岩组自下而上分为14层，总厚140～165m。一般奇数层为坚硬、性脆、裂隙发育的棕灰色灰岩和白云质灰岩，透水性较强。偶数层为灰白、土黄色灰质白云岩及角砾状灰岩，并夹有页岩及软弱夹层，岩性较软弱，裂隙不甚发育，相对隔水性能较好。与工程关系密切的有如下几层：

O_2m^{11}层：棕灰色厚层灰岩，夹有薄层灰白色白云质灰岩，厚约25m。岩性致密坚硬，裂隙发育。该层为承压含水层，沿溶蚀裂隙及层面有泉水流出。右侧土坝坝线以上，基岩被河流冲蚀，局部O_2m^{11}层与河床砂砾石层直接接触，形成承压水“透水天窗”。

O_2m^{12}层：灰黄色角砾状灰岩，厚13.6～17.0m，岩性较软弱，裂隙不甚发育。顶、底及层间夹有数层0.3～0.6m厚的软弱夹层。夹层岩性复杂，多为灰白、土黄、灰绿色，遇水软化崩解，有的呈泥状，可塑，形成泥化夹层。该层岩石强度较低，渗透性差，为坝区相对隔水层。

O_2m^{13}层：棕灰色灰岩，厚19～21m，岩性致密坚硬，裂隙发育，透水性强。上部夹有3～5层厚度为0.1～0.6m的软弱夹层，分布较普遍。

O_2m^{14}层：灰黄色泥质灰岩、白云质灰岩与页岩互层，厚50m左右，分布于两岸坝肩与下游河床。岩性较软弱，易风化，具有一定的隔水性能。

第四系（Q_4）河床覆盖层：厚19～23m，大致可分为三层。上部3～5m为黄色粉细砂夹透镜状粉砂层，土坝基础以下大部分被河流冲蚀掉。中部14～17m为砾质中粗砂。底部3～7m为砂砾石层，夹砂层透镜体及漂石，一般被砂泥填充，较密实。各层透水性与下部基岩承压水关系密切。

2.2 地质构造

除了地层岩性以外，水文地质条件还受地质构造的控制。

坝址区岩层产状近于水平，稍倾向下游，倾角一般3°～5°，局部可达12°。主要断层有F_1、F_{11}、F_{12}和F_8。

F_1位于坝轴线上游70～110m，斜跨河流，与河流交角85°。走向310°，倾向下游，倾角75°。北东盘上升，南西盘下降，左岸断距50m，右岸断距14m，属压扭性正断层。断层带宽3～5m，断层带物质主要为灰色、灰白色钙泥质胶结的断层角砾岩和灰黄色断层泥，断层角砾岩中多见溶蚀现象。

以F_1为主干断裂，F_{11}、F_{12}为分支断裂，在左岸重力坝坝肩上游附近以锐角相交，锐角指向北西，组成“入”字型，对坝肩影响较大。

F_8位于右岸土坝坝肩，走向315°，倾向北东，倾角75°，与土坝轴线交角约10°，断距4m，为一层间断裂，对坝肩有一定影响。

节理裂隙以下面两组较为发育：

(1) 走向300°-315°，倾向南西或北东，倾角以60°-80°较多，涌水严重。

(2) 走向45°-60°，倾向北西或南东，多数倾角大于45°。

2.3 地下水的分布规律及其渗透特性

根据地下水的埋藏条件，可以将其分为以下两种类型。

(1) 岩溶裂隙水

与工程关系密切的有 $O_2 m^{11}$～$O_2 m^{13}$层，分述如下：

$O_2 m^{11}$层：分布于 $O_2 m^{12}$相对隔水层之下，构造裂隙及溶蚀裂隙均较发育。仅在土坝坝线附近局部出露，一般埋藏较深，渗透系数 30～40m/ d。上部由于 $O_2 m^{12}$层相隔，地下水排泄不畅，承压明显，承压水位一般为 826m，高出河水位 10m 左右。

$O_2 m^{12}$层：分布于 $O_2 m^{13}$层之下，渗透系数 1～3m/ d，承压水位 817～818m，为坝址区较好的相对隔水层。由于河流的冲蚀，各处出露厚度不一，当厚度变小时，便逐渐失去隔水性能。

$O_2 m^{13}$层：为强透水岩层，渗透系数 40～60m/ d，钻孔最大涌水量可达 60L/ s。该层在河床下部多被河流冲蚀，厚薄不一，上部直接与河床覆盖层接触，地下水排泄条件良好，一般为自由水不具承压性。在埋藏较深、排泄条件不良的地段，则微具承压性，承压水位 817～818m，与河床覆盖层水位接近。

断层带断层角砾岩，钙泥质胶结，有溶孔，渗透系数 10～67.6m/ d，一般为 20～24m/ d,透水性较强。承压水位 824.6～825.0m。

(2) 河床冲积层潜水—承压水

分布于河床砂砾石层中，因受下伏基岩中承压水的垂直补给，覆盖层中自上而下由潜水过渡为承压水，水量和水头的大小随下部基岩而异。覆盖层上、中部粉细砂以及砾质中粗砂层，渗透系数 5～20m/ d，底部砂砾石层渗透系数 25～35m/ d，经多次抽水试验，覆盖层综合渗透系数一般平均为 30m/ d。

承压水头及涌水量，随深度增加而加大。左侧河床砂砾石层以下基岩为 $O_2 m^{13}$与 $O_2 m^{12}$层，由于 $O_2 m^{12}$层相对隔水，$O_2 m^{13}$层排泄条件较好，故承压水位较低，相应河床覆盖层中承压水位也较低，一般为 817～818m，均高于河水位 1～2m。右侧河床砂砾石层以下，因局部出露强透水的 $O_2 m^{11}$层，与覆盖层接触形成“透水天窗”，在此范围内的砂砾石层中，承压水位可高达 824m。由于 $O_2 m^{12}$相对隔水层由坝线向下游逐渐变厚，覆盖层承压水位也逐渐由高变低至 817～818m 左右。

2.4 地下水的水力联系及补排关系

地下水补给源主要来自左岸吕梁山系，排泄区主要在黄河谷地。在河谷两侧河水面以上 1～3m，灰岩中有大量地下水流出，补给河水。除水平方向两侧排泄外，还有深部的垂直排泄，愈向深部承压水头愈大。在覆盖层中，除表现具承压外，常见上升泉。

河床覆盖层和奥陶系灰岩中，地下水化学类型均为 HCO_3-Ca-Mg 型水，pH 值 7.7～7.9，矿化度小于 1g/ L，硬度为 15 德国度，属弱碱性。各层水化学类型完全相同，它与 HCO_3-K-Na 型的黄河水则不同。因此，从承压水位和水化学类型都说明坝址河床覆盖层地下水主要由其下部奥陶系灰岩承压水补给。

3 承压水与土坝坝线选择

土坝坝基为一开阔的“箱型”河谷，底宽 240～250m，覆盖层厚 27m。坝基基岩为相对不透水的 $O_2 m^{12}$层角砾状灰岩与泥灰岩，由于受到河流的侵蚀，该层向上游变薄，逐渐失去隔水性能。直到 $O_2 m^{12}$层全部消失，$O_2 m^{11}$层“透水天窗”直接与上覆砂砾石层接触，大量承压水从“透水天窗”中涌出，补给砂砾石层，致使坝基覆盖层内地下水具承压水向潜水过

渡类型。在水平方向愈接近“透水天窗”，或者在垂直方向愈向砂砾石层下部，则承压水位就愈高，给土坝渗流稳定带来不利。因此，坝基如何避开“透水天窗”形成的高承压水区，选择 $O_2 m^{12}$ 相对隔水层出露较厚的地段，是选择坝线的关键。

$O_2 m^{12}$ 相对隔水层的分布规律，一般是上游薄，下游厚；河心薄，岸边厚。根据河床 25 个钻孔 30 段试验资料统计，当 $O_2 m^{12}$ 层残留厚度小于 5m 时，渗透系数 K = 10m/ d；层厚 5～10m 时，K = 5m/ d；层厚大于 10m 时，K = 1m/ d。因此，坝线应尽量向下游移动。

设计过程中，因 $O_2 m^{11}$ 层“透水天窗”的影响，曾由直坝线最终改为斜坝线。坝线的左坝肩均与水寨岛重力坝相接。直坝线于混凝土建筑物轴线一致，经过“透水天窗”末端，坝基砂砾石层中承压水位较高。斜坝线右坝肩偏向下游，与混凝土建筑物轴线呈 25°交角，避开了“透水天窗。”

4 建库后承压水位变化的预测

根据区域水文地质调查分析，天桥水电站库区奥陶系灰岩中承压水主要来自左岸吕梁山系。在苛岚、五寨一带，灰岩中地下水位平均为 1 310m，地下水力坡降约 0.2%。渗流至黄河谷地灰岩中，承压水位降为 826m，高出黄河水面约 10m。从地下水补排的总趋势分析，电站运转期，当库水位升高至正常蓄水位 834m 时，仍然改变不了地下水的径流条件。因为坝址下游和右岸承压水处于封闭状态，左岸地下水分水岭远高于 834m，承压水补排关系并不因为库水位升高而改变，仍以原来的方式向黄河河谷排泄。预测库水位升高后，$O_2 m^{11}$ 层承压水位会相应升高。根据黄河涨落水位差观测资料，黄河水位每上涨 1m，$O_2 m^{11}$ 层承压水位上升 0.57～0.64m，当库水位升至 834m 时，预测 $O_2 m^{11}$ 层承压水位最终将升高至 837～840m，不会超过 844m。黄河水位与承压水的水位差值将小于建库前的 10m，这是因为流量一定，排泄溢出面积增大的缘故。因此，水库库盘不会产生向库外岩溶渗漏，坝基承压水位应在 840m 左右。

电站运行期间，多年来地下水观测资料表明，坝址区实测承压水位与预测值基本一致，坝址下游的承压水位达到了 840m。

5 基础处理

根据坝址区工程水文地质条件和枢纽的特点，基础处理的重点主要是提高建筑物的抗滑稳定性和防止基础发生渗透变形破坏。处理措施采用了“先堵（防渗）后排（水)、以排为主”的原则。

5.1 排水和防渗

(1) 为降低坝基和坝肩岩层地下水渗透流速，防止岩层中软弱夹层因冲蚀或潜蚀而发生渗透变形破坏；减少渗透水流对建筑物的上浮力，提高建筑物的抗滑稳定性；防止岩溶形成的地下水通道，由于上游水位抬高和排泄条件改变而形成的集中渗流的破坏作用，设置深入到 $O_2 m^{12}$ 层防渗帷幕。同时，采用“先堵后排”原则，在防渗帷幕后设置进入 $O_2 m^{13}$ 层的浅层排水孔幕，以降低渗透水压力。

(2) 鉴于坝基 $O_2 m^{11}$ 层内有承压水头高、涌水量大的地下水，且流速较高，为降低主要

建筑物所承受的渗透水压力，防止建筑物以下 $O_2 m^{12}$ 层中软弱夹层发生渗透变形破坏而影响建筑物的抗滑稳定，分别在电站厂房和泄洪闸基础、左岸重力坝、变电站的左侧和泄洪闸右侧以及建筑物下游护坦末端等部位，设置深层排水孔幕，排水减压，降低 $O_2 m^{11}$ 层的承压水位，从而降低作用在 $O_2 m^{12}$ 层底面的地下水压力，保证了建筑物的安全与稳定。

5.2 地基加固

在坝基以下 5m 左右的深度范围内，采用基础固结灌浆，提高坝基岩体的完整性，以减少不均匀沉陷；提高基岩的抗压和抗剪强度，减少渗透流量，降低渗流速度，防止地基发生渗透变形破坏。

6 结 语

高水头、大流量承压水，为枢纽的修建带来一定的困难。但是，通过大量地质勘察工作，查明了地质条件，基本搞清了该区岩溶水文地质特征，工程措施得当，电站建成后运行良好。实践证明，天桥水电站修建过程中，为了防止承压水造成对建筑物和地基的渗透变形破坏，坝线避开“透水天窗”，采用“先堵后排、以排为主”的工程措施是行之有效的。

浅谈高速公路建设中的岩溶勘察新技术

方怀霞 欧湘萍 周 伟 曾 舜

(武汉理工大学交通学院，武汉 430063)

摘 要 随着我国高速公路建设的快速发展，越来越多的高速公路兴建在岩溶地区。沪蓉西高速公路鄂西段的岩溶现象就十分发育。因此，其岩溶勘察工作显得尤为重要和突出，采用岩溶勘察新技术也就势在必行。本文结合目前岩溶勘察技术的发展状况，综合论述了高速公路建设中的岩溶勘察新技术及其特点。

关键词 岩溶 勘察 新技术①

1 引 言

岩溶亦称喀斯特，在我国的西南和中南地区普遍发育，其中鄂西、湘西、桂、黔、滇、川东、粤北连成一片，面积约 56 万 km^2。岩溶地区存在许多工程地质问题，如：①岩溶水的侵袭；②岩溶洞穴对公路工程稳定性的影响；③松散堆积物的坍塌；④岩溶塌陷；等等。而在高速公路建设中，隧道和桥梁的设计与施工都和岩溶的发育情况密切相关，因此，就要求岩溶勘察工作必须做到尽可能地详实、可靠。

2 岩溶勘察的目的与方法

高速公路的岩溶勘察目的主要是查明岩溶洞穴的分布、形态、延伸方向、充填情况以及岩溶的发育程度等，从而为公路桥梁、隧道的设计和施工提供准确的地质资料，以确保公路工程的稳定性。岩溶的工程地质勘察，其主要方法有调查测绘、钻探、物探等。

2.1 调查测绘

岩溶的调查测绘是指通过观察和访问，对岩溶地区的工程地质条件进行综合性的地面研究，将查明的地质现象和获得的资料填绘到有关的图表与记录本中。

2.2 工程钻探

钻探可以获得深部地层的可靠地质资料。钻探是用特制的钻具，在比建筑物或构筑物等建设工程占地面积稍大的范围内布孔，探查位于建筑物地下埋藏的岩溶及相关情况，绘制图表，编写报告，为岩溶地基处理提供科学依据。

---

① 第一作者简介：方怀霞，女，1981 年生，武汉理工大学交通学院硕士研究生。

2.3 工程物探

工程物探以各种岩、土物理性质的差别为基础，采用专门的仪器，观测天然或人工的物理场变化，来判断地下地质情况。工程物探是岩溶地区工程地质勘察的重要方法之一，它的应用与发展，已成为衡量岩溶地区地质勘察现代化水平的重要标志。因此，下面重点介绍岩溶勘察中的工程物探新技术。

3 岩溶勘察新技术

工程物探作为岩溶区工程地质勘察的重要手段已经过 30 多年的发展，在岩溶勘察方面发挥了重要的作用，其经济、快速的特点已使工程物探成为岩溶区勘察中不可缺少的手段。特别是进入 21 世纪，随着电子工业和计算机技术等相关科学技术的飞速发展，工程物探仪器设备和探测方法都已进入了新的发展时期，涌现出了很多工程物探新技术。现简要介绍如下。

3.1 电法勘探新技术

电法勘探简称电探，是通过仪器测定岩、土导电性的差异来判断地下地质情况的一种物探方法。用电法勘探进行岩溶勘察，一般有电阻率法、地面甚低频电磁法、充电法、孔内无线电波透视法、自然电场法等。这些传统的方法在直观性、分辨率和可靠性等方面存在缺陷。其中，电阻率法分辨能力差，分辨系数（岩溶带厚度/ 埋深）仅为 1/ 4～1/ 10；地面甚低频电磁法不精确，仅适合于做大面积电阻率填图以及寻找岩溶发育方向；孔内无线电波透视法精细程度不错，但成图很不直观，且易受外界电磁干扰。

目前，电法勘探新技术有以下几种。

3.1.1 高密度电法

高密度电法是以电阻率法为基础，多电极排列，以人工向地下发送电流，使地下形成稳定电场，通过自动转换装置对所布置断面进行自动观测并自动记录的电阻率勘探方法。高密度电法采用阵列勘探，以岩土之间电性差异为基础，研究在施加电流的作用下，地下传导电流的分布规律，从而达到解决地质问题的目的。与众多电法物探方法一样，高密度电法勘察的物理前提是目标与周围介质必须有较为明显的电性差异。

高密度电法将各剖面测量数据分别进行处理，包括电极距计算、电极距调整系数计算、视参数分级、剖面数据编辑、格式化等，最后绘制视电阻率等值线断面图。

与传统的电阻率法相比，高密度电法成本低，效率高，信息丰富，解释方便，勘探能力显著提高。

3.1.2 GDS 电性分层技术

GDS 法也是一种以电阻率为理论基础的用于工程精细测量的电法勘探技术，地球物理条件与高密度电法相同。该方法是在传统电法勘探的基础上发展起来的，其基本原理是依据所探测的地层（或目标物）的电性在深度方向上变化率的大小来推断地质情况的，其推断原则基本同高密度电法。

3.2 地震勘探新技术

地震勘探是根据岩、土弹性性质的差异，通过人工激发的弹性波的传播，来探测地下地质情况的一种物探方法。

地震勘探新技术有以下几种。

3.2.1 地震映像勘探 (ZT)

地震映像勘探是一种快速、自动采集弹性波的地震勘探方法。由于接收点距密集，大屏幕彩色显示，剖面直观明了。

地震映像资料的分解以地震映像时间剖面图为基础，依据图中各波的时序分布关系与形态特征是地层地质现象的客观反映、地震映像时间剖面图中各波组相同轴能量变化、频率变化、扭曲错动等物理现象，来分析地下介质的非连续性和各向异性变化，从而推断岩溶（或溶蚀带）的发育范围。

3.2.2 地震层析成像技术 (地震 CT)

地震层析成像技术是层析成像 (Computerized Tomography) 技术在地震勘探中的应用，简称地震 CT。其原理是基于波的传播理论，观测地震波穿透地质体时的走时和能量变化，然后反演出地质体内部的精细结构。反演解释的精度与观测系统的设计、观测精度、成像单元的划分以及反演计算方法等因素有关。地震层析成像技术精细程度很高、分辨率高、可靠性好、图像直观、信息量大、受外界干扰小，已成为研究两个或多个钻孔之间岩土体的主要方法。

地震 CT 层析成像在岩溶勘察中的应用，是基于完整灰岩与岩溶（包括充填物)、溶蚀裂隙及上覆土层之间存在明显的弹性纵波波速差异。一般地说，完整石灰岩的弹性纵波速度大于 4 500m/ s，而溶蚀裂隙发育灰岩的弹性纵波波速则在 2 800～4 500m/ s 之间，岩溶充填物及上覆土层的弹性纵波速度小于 2 800m/ s。因此，在岩溶发育地区开展地震 CT 勘察具有良好的地球物理前提。目前，地震 CT 成像物理量包括波速、吸收系数和泊松比等。

工程实践表明，在岩溶发育地区进行工程地质勘察时，采用地震 CT 层析成像方法准确而有效。在勘察区域，通过布置一定数量的地震 CT 剖面，可查明基岩面的埋深及起伏形态、溶洞分布形态及溶蚀裂隙发育范围，为桩基设计和施工提供安全、可靠的持力层位，克服常规工程钻探与地面工程物探勘察的不足。对在岩溶发育地区兴建的桥梁等中、大型重要建筑物，在其设计、施工阶段，采用常规工程钻探与地震 CT 层析成像相结合的勘察方法，可避免重复勘察，消除工程安全隐患，节省基础补救、处理费用，从而降低整个工程造价。因此，地震 CT 层析成像在岩溶发育地区工程地质勘察中具有广阔的应用前景。

3.2.3 井间超声波层析成像技术

井间超声波 CT 技术采用网格法进行射线追踪，应用逐次线性化迭代与带阻尼最小二乘 QR 分解相结合的方法进行图像重建。该技术应用于工程地质勘察领域，能够达到采用相同反演方法的井间地震波 CT 技术所无法达到的勘察精度要求。

一般而言，通常用于井间地震波 CT 技术的地震波频率约为 100Hz，而工程地质勘察中探测的异常体规模小，要求的精度高。因此，井间地震波 CT 技术难以满足工程地质勘察领域对岩体细结构的勘探精度要求。而超声波（频率超过 20kHz) 的波长短，通过采用超声换能器接收到携带波传播路径中介质细结构信息的信号，由层析成像技术就能反演出介质的细结构，这就是超声波层析成像。

工程实践证明，对于井间距超过 30m 的情况，超声波 CT 能分辨大于 60cm 的地质异常体。

3.2.4 瑞利面波法

瑞利面波法是20世纪80年代发展起来的一种新的工程物探勘察手段，它可以进行浅部地层的波速分层。瑞利面波法由于施工方便、效率高、成本低，可以做面积性或网格状检测，因此可配合钻探施工，减少钻孔数量，提高进度。

用瑞利面波法可发现单个溶洞，并测定溶洞的埋深和大小。利用瑞利面波法进行勘探，测得的地层参数，能反映测点附近一定范围内一个波长深度的地质体平均速度。对存在一定速度差异的地质体，反应都较明显。因此，对于岩溶探测，是一种有效的手段。

瑞利面波方法是工程物探中的一种新方法，从原理、施工至解释目前均不够完善，许多方面还需进一步改进和提高。从目前的观测水平看，瑞利面波方法资料解释还离不开钻探资料对比，因此，两者要很好地加以结合。

3.3 其他新技术

3.3.1 钻孔彩色电视

该方法可以查明岩溶发育情况等疑难问题。

钻孔彩色电视是电视技术在工程地质勘察和工程施工质量检测中的应用，是一种可在电视屏幕上观看钻孔孔壁地质现象或工程疑难问题的探测手段。钻孔彩色电视系统主要由产生图像的微型摄像机、图像传输、存储与显示设备等组成。

钻孔彩色电视使人们从视觉上获得地下信息，它能直观反映地下孔壁的图像，在工程地质勘察中深受地质和设计人员的欢迎。该技术能真实、直观地再现地质现象和工程施工缺陷，为工程地质评价和施工质量评判提供依据。

钻孔彩色电视孔壁成像系统实现了全孔壁图像一次摄取，自动展开拼接，连续成图，提高了测试的精度和速度。孔壁成像系统软件操作简单，工作界面清晰、直观，是一个良好的工作平台。

3.3.2 电磁波吸收层析成像技术

由于介质的各向异性，当波在其中传播时，其能量将产生衰减。介质物性不同，对波的吸收也不一样，介质对波的吸收强弱可采用介质的吸收系数来表示，即介质的吸收系数反映了介质的物性。用电磁波传播路径中介质吸收系数作为目标参量，采用井间观察，通过计算分析介质吸收系数的大小来描述不同物性介质的空间分布情况。因电磁波工作频率高，能反映小尺度的介质异常，但能量衰减快，传播距离短。

电磁波CT方法可基本满足本工程技术要求，能提供地下岩溶发育的精细结构，但其测量的物理量是介质的吸收系数，受岩溶发育程度、风化程度、充填介质、含水量等不同因素影响，均易引起介质吸收系数的改变，造成测量结果的复杂性和地质解释的难度。若能结合相关详细的地质钻孔资料，就可得出可靠的结果。

4 结 语

随着我国西部大开发中的高速公路发展，岩溶发育地区的工程地质问题越来越突出。因此，为了保证岩溶地区的桥梁、隧道等工程建筑物的稳定性，在地质测绘、钻探、物探“三结合”的岩溶综合勘察方法中，有必要根据实际工程情况，合理而充分地应用岩溶勘察新技术。实际上，与发达国家相比，我国岩溶勘察技术的总体水平还有较大差距，因此，更应该

在工程实践中不断的予以丰富与提高，以尽快地提高和发展我国的岩溶勘察技术水平。

参考文献

[1] 彭汉桥、姚平．高密度电法与多波映象法在覆盖型岩溶勘察中的应用．湖南地质，2001 年 12 月

[2] 刘世凯、陆永清、欧湘萍编著．公路工程地质与勘察．北京：人民交通出版社，1999

[3] 孙跃军等．井间地震层析成像技术及其在岩溶勘察中的应用．CT 理论与应用研究，2001 年 11 月

[4] 刘红桂等．井间超声波层析成像及其在岩溶勘察中的应用．地震学报，2003 年 7 月

岩溶勘察中的电法勘探工作

付家灿　彭建辉　卢　军

(湖北省地球物理勘察技术研究院，武汉 430125)

摘　要　本文就岩溶勘察中的各种电法勘探工作效果进行了讨论，就视电阻率参数的实际应用提出了看法，重点介绍了 TEM 法的优点，对它的岩溶探测能力开展了有益的讨论。

关键词　岩溶　勘察　电法勘探　TEM①

1　引　言

湖北省经济建设中所遇到的岩溶问题具有相当的普遍性，这是由我省独特的地质环境所决定的。在岩溶地质勘察中，物探作为现代化勘察方法技术，发挥了重要作用。当然，在岩溶探测中，还存在一些需要进一步解决的问题，它正体现了工程地质市场对我们物探的需求，值得我们地球物理工作者认真地研究解决。本文重点讨论电法在岩溶探测中的一些技术问题。

2　方法应用概况

我省岩溶物探起步早，工程经验积累丰富，地质效果也得到肯定，所采用的方法不外乎电法（电探）和浅层地震（震探），而应用甚广的电法可分为两大类：①传导电法类，它观测大地中的传导电流，以直流电法为主，在岩溶物探中，以高密度电法、电测深和电剖面法应用最多；②感应电法类，它观测大地中的涡旋感应电流，也称为电磁法，主要有瞬变电磁法、地质雷达、音频大地电磁及甚低频法等。

工程实践中应用较早的是直流电测深和电剖面法。近年来，为了适应岩溶勘察的三维立体精细化的要求，一些高密度密集采样、反演技术快速的阵列式电法已崭露头角，如地质雷达、高密度电法、瞬变电磁、可控源音频大地电磁等，进一步提高了岩溶物探水平和地质效果。

3　岩溶物探方法技术组合特点

物探工作以最大限度满足工程地质对岩溶勘察的需要为主要任务，具体是：在指定深度

① 第一作者简介：付家灿，男，1944 年生，武汉市人，教授级高级工程师，长期从事地球物理勘查及研究工作。

内发现岩溶的存在；在三维空间圈定岩溶发育部位，诸如地面投影位置和深度；刻画岩溶(溶洞)的几何形态；评价它对工程、水文地质特性造成的影响，提出下一步工作建议。显然，物探方法组合应紧紧围绕上述任务进行。

3.1 方法技术组合原则

物探方法技术组合应遵循以下原则：

(1) 地质—物性差异原则：众所周知，围岩（介质）与目标（的）物之间的物性差异，这是物探方法应用的基础，是方法有效性的地球物理前提。理论上，岩溶发育于基岩中，其物性差异是明显的。实际工作中，溶洞的充填性质有很大的差别，有空（气）洞、充水洞、充泥洞等之分。在京珠国道粤北乳源段勘察中，我们在不少封闭空洞上观测得到低阻异常，而朝天开口洞则呈高阻异常反映，原因在于，封闭空洞内充满了过饱和潮（湿）气，故呈低阻。所以，正确的运用地质—物性差异原则对于我们识别目标物信息、正确地解释异常有着重要的指导意义。

(2) 求异原则：在充分研究地质—物性前提的基础上，合理地选择方法、装置，并正确地确定各项技术参数，以保证用最小的工作量，获取最丰富的目标物信息—异常。求异原则的落实可以采用开工前的室内物理模拟和野外已知点上的方法试验工作来确定，这些成果所形成的先验信息，对于指导整个物探项目的效果是至关重要的。

(3) 聚焦原则：通过方法技术组合的优化，来实现“目标物”勘探的聚焦，以克服反问题的多解性，尽可能准确地定性解释，尽可能精细地描述目标物的产出特征。实际工作中，往往是通过综合方法的投入，采用多参数加大信息量来克服“多解”问题。比如说，在电法低阻异常地段，进一步布置浅层地震法，研究该部位电性异常的波阻抗特征，以识别低阻异常的工程地质属性等。工作经验表明，综合方法运用不当，多参数异常的出现，尤其是重叠度不好时，反而加大了多解性，使反问题的求解复杂化。比如，我们在九江大堤溃口回填物探检测中，投入了高密度电法和地质雷达方法组合，希望用地质雷达来进一步检验异常体属性。由于回填土成分较复杂，地质雷达灵敏性强，反而产生了更多的异常，形成“噪声性”异常背景，无法与高密度的 ρs 异常对应，反而造成了干扰，加剧了解释难度。

3.2 方法技术组合特点分析

3.2.1 岩溶物探各方法及其基本评价

(1) 浅层地震法：具有较好的探测精度和分辨能力，勘探深度也较大，但在受地形影响、刻画岩溶几何特征上受到制约，相对电法成本较高。

(2) 直流电法：主要指电测深和电剖面等常规电法，成本较低，但受地形影响大，深勘探时，探测精度降低。

(3) 地质雷达：具有高分辨率和高精度，但勘探深度一般仅达 30～40m。

(4) 电磁法：具有工效较高、横向分辨力强、探测深度较大等优点，尤其是人工场源法的 TEM，更具有受地形影响小的优点。

3.2.2 方法技术组合

针对浅部岩溶，可投入地质雷达或高密度电法和 TEM 浅层系统。

针对深部岩溶，可投入 TEM 深层系统或音频大地电磁法、浅层地震。

在山区，通常将浅层、深层 TEM 两套系统同时工作，以便从浅向深追踪构造和岩溶沿垂向深度的变化特征。

当条件具备时，还可投入两种方法加大信息量，以互相印证。比如在浅层地震圈定的波速异常地段，投入 TEM 法评价其导电性，描述其产出特征，有助于较客观真实地查明异常源性质和几何形状。

4 视电阻率（ρ_s）异常解释的某些技术问题

ρ 参数在工程地质勘察中发挥了重要作用，在岩溶勘察中我们也可以根据具体的地质—地球物理条件赋予 ρ 参数一定的地质内涵。在相同的地质—物性条件区，视电阻率的高低变化大体上显示了各类围岩工程力学性质的优劣。简单的分析表明，物性体视电阻率的高低与其密实度、矿物颗粒和胶结物成分、含水性有一定的对应关系。对基岩而言，高阻异常对应硅质岩、灰岩、石英岩等，且岩性完整；低阻异常则对应泥、页岩等。至于断裂、破碎带、岩溶等不良构造所造成的物性变异更是明显。基岩中存在的低阻异常，揭示了该部位围岩工程力学性质的下降。当然，空洞所产生的高阻异常也应引起我们的重视。

不同形态的低 ρ 异常，结合地质条件分析，可以推断目标物的工程地质特性：

(1) 线状异常：长短轴之比大于 3～5∶1 者，如果在空间展布上与岩层产状有某种规律性的关联，可以推断认为系构造引起。

(2) 囊状异常：具有圈闭特征者，无论形态规则还是不规则，推断认为能大体上勾勒出岩溶发育的形态特征。在较长的勘探剖面上，它们往往具有“同层”产出分布特征，反映了某一水文时期岩溶同层发育的特点。

(3) 梯级带异常：也称接触带异常，它指示了具不同电性（岩性）围岩的接触关系，常与地层或构造的产状一致，易于识别和解释。

工作中也经常遇到各类异常组合共生的情况，反映出岩溶生成受某种构造（如断裂、层间破碎带、不整合接触带等）控制的赋存特征，对于研究岩溶生成规律是很有地质意义的。

工作经验还表明，只要我们对工区的地质—地球物理特征和物探工作质量、探测精度有足够的把握，在同一地质—物性条件区内，甚至可以进一步根据 ρs 异常的高低来判明不良地质构造的工程性质。比如在泸蓉高速公路隧道探测中，我们尝试利用 ρs 异常值来划分碎屑岩和灰岩的接触关系，圈定岩溶范围并判断其充填特征，获得了有益的认识。在云梦××盐矿地面塌陷探测，利用 ρs 值的高低变化，成功地判明了盐井“跑卤”特征，用 $\rho_s \leq 5\Omega \cdot m$等值线异常，及时预报了卤水溶蚀土洞的存在，发挥了电法勘探的预警功能。

5 关于深岩溶探测问题

深岩溶探测在山区隧道和水文工作中常遇到。探测深度的加大，提升了探测的难度，降低了推测精度，加上地形起伏大，使得那些受地形影响大、探测深度浅、分辨能力较低的物探方法无能为力。可是相对而言电磁法却可以胜任。对于天然场源电磁法，它们具有成本低、轻便快速的优点，但同时存在信息弱、抗干扰性能不强等问题；人工场源电磁法则具有针对性强、勘探信息强、抗干扰性能好的优点，较易于实现“求异”和“聚焦”原则，已开始得到较多的应用。

笔者经验认为，瞬变电磁法在岩溶探测中发挥了较为突出的作用，验证效果好。无论是

在我省的武汉—黄石地区探测第四系覆盖条件下的岩溶，还是在鄂西山区高速公路和铁路的隧道岩溶探测中，都显示了 TEM 的下列特点：

(1) 探测深度大。WDC-Ⅱ A 型瞬变电磁系统配有浅层和深层两套系统，运用深层系统，通过加大线框边长和适度加大电流的方法，可以加大勘探深度。有人在理论上推导证明，TEM 的探测深度可达到框长的 5～8 倍。在齐岳山、大支坪、八字岭等隧道探测中，我们选择 100m 边框、7～10A 电流，采用重叠回线装置，取得了 600～700m 深的勘探效果，查明了包括岩溶、软弱层、断层破碎带等一系列不良构造，并评价了隧道区围岩的水工地质特性，提供了有价值的物探资料。

(2) 横向分辨率优于其他电法。正是由于这一优点，在地层陡倾斜产状的鄂西山区，探测不同岩性的接触关系、发现大倾角的地质构造、圈定局部发育的岩溶都发挥了好的作用。

(3) TEM 主要是观测感应的二次涡流，除受地形干扰小外，由于是基于直接探测（目标物和目的物一致）低阻体，岩溶信息较突出，对其形态的刻画更为精细一些。根据低阻异常的强度、形态、产出部位，结合地质构造规律可以进一步判明岩溶的充填性质。在武汉市江夏区某乡地陷探测中，TEM 法观测到地下灰岩中存在“管状”低阻异常，与电测深的等值线“扭曲”异常相比较，刻画异常源的形态功能明显优于电测深。

6 结 语

(1) 岩溶物探方法的发展趋势体现在电法中的电磁法上。近年来，已发展出阵列式电磁法，用 GPS 时钟控制同步，对于加快工效、提高探测能力又有了新的改善。

(2) 岩溶物探工作应在加大勘探深度、提高分辨率的基础上，将现代化信息技术运用于反问题的求解中，攻克多参数共轭联合反演难关，克服异常的多解性。应进一步研制、完善数据处理和成图软件，使物探成果更加清晰、直观，所展示的目的物图形更加贴近岩溶体的实际性状，更加精细地描述岩溶的形态特征，满足水工地质的要求。

(3) 物探是为地质服务的，其最终落脚点必须回归到地质问题上，我们必须注重物探与地质的紧密结合。解释推断中要注意物探异常与地质异常的叠合性，另一方面也要大胆地推断隐伏地下的工程地质现象，提出新的见解，展现物探独有的“透视”功能，合理地实现物探异常向地质结论的转化。

狮子关电站工程地质钻探施工

常福远

(葛洲坝集团基础工程有限公司，宜昌 443002)

摘　要　狮子关电站是一座堵洞成库电站，原可行性研究报告中由于勘探资料不足，仅以地表地质测绘为主进行岩溶水文地质调查和水库渗漏问题研究。本次钻探旨在查明几个重要部位的水文和工程地质条件，以利于在防渗帷幕施工中能够有针对性地做出对策。通过钻探，基本上查明了原来的一些遗留问题，对指导工程施工有重要的参考价值。

关键词　狮子关电站　堵洞成库　地质钻探①

1　工程概况

狮子关电站工程位于湖北省宣恩县忠建河支流洪家河下游，距县城 13km。为堵洞成库电站，最高水头达 170m，设计总库容 0.973 5 亿 m^3，调节库容 300 万 m^3，总装机 2×500kW，平均年发电量 2 671 万 kW·h。

狮子关电站可行性研究阶段的地质勘察工作，是在收集、分析和整理区域地质及邻近工程地勘资料的基础上，以地表地质测绘为主，进行了岩溶水文地质调查及水库渗漏问题研究。在未做勘察工作的情况下编写了可行性研究阶段地质报告。进入施工阶段，根据设计方的意见和工程的实际情况，需布置钻孔以查明堵头及其两侧岩体的透水性和地下水位，为防渗帷幕的设计提供地质资料。

本次钻探施工共布置地质钻孔 5 个，从 1999 年元月至 4 月底，共完成钻探任务 386.4m，基岩压水 40 段，埋设观测管 210m。

2　地质条件

狮子关电站地处鄂西南山区，总体地势南高北低，山脉走向受构造线控制，平行褶皱轴部方向呈带状展布。洪家河总体流向自南而北，河谷深切，地形高差大，相对高差达 300～600m，呈现出构造剥蚀、岩溶及构造侵蚀为主的中低山地貌景观。

2.1　工程地质条件

本区地层从志留系至三叠系中统皆有分布。主要为一套浅海相的碳酸盐岩和碎屑岩系。

---

① 作者简介：常福远，男，1973 年生，工程师，1996 年毕业于中国地质大学（武汉）水文地质与工程地质专业，现从事基础处理技术及行政管理工作。

工程区以狮子关向斜为主要构造形迹，较发育的裂隙有两组：一级走向 0°～20°，倾向北西或南东，以高倾角为主，倾角一般为 60°～85°；另一组走向 80°～100°，倾向近北或近南，也以中高倾角为主，倾角一般为 55°～80°。依构造力学分析，多为张性裂隙，一般无充填。随着岩层单层厚度变薄，裂隙发育密度变小。

2.2 水文地质条件

区内水文地质条件较为复杂，主要为碳酸盐岩岩溶水，基岩裂隙水富水性差。由于岩溶发育程度不同，岩溶水富水性差异极大，一般岩溶泉流量可达每秒数十至数百升。溶隙或裂隙泉水流量很小，一般小于 10L/ s。地下水一般埋藏较深，接受大气降水和地表水补给，向洪家河和忠建河排泄。洪家河和忠建河为境内最低侵蚀基准面。

3 钻孔施工

3.1 钻孔布置

本次施工的 5 个钻孔，孔号分别为 ZK_1、ZK_2、ZK_3、ZK_4、ZK_5，分别布置在暗河堵头段、上游围堰、发电厂房、暗河左岸、暗河右岸 5 个典型地段。

3.2 钻孔揭露地质条件

ZK_1 孔位于暗河堵头段，地面高程 510.0m，覆盖层砂卵石厚度 10.4m，钻进和下套管都比较容易，说明卵石粒径较小，磨圆度好，经分析认为其透水性较强。基岩为大冶组中厚层灰岩、薄层灰岩夹泥质灰岩或页岩，岩层产状平缓。基岩除了高程 493m 以上岩体透水性较强外，高程 493～449m 岩体透水性均较弱，单位吸水量从 0.018～0.026 L/ min·m·m。高程 475.6～481m 段施工过程中孔内有涌水现象，测得承压水位 513.8m，涌水水头超过地面 3.8m，出水口离地面 2.3m 时，涌水量为 0.167L/ min。

ZK_2 孔位于上游围堰处，地面高程 510.0m 左右，覆盖层厚度为 10.0m，全为砂卵石，其成分与 ZK_1 孔砂卵石相同。基岩只钻进了 3m，岩性为中厚层灰岩夹泥质灰岩或页岩。

ZK_3 孔位于发电厂房外，地面高程 510.0m 左右，冲积砂卵石厚度为 7.2m，其下为中厚层灰岩夹薄层泥质灰岩或页岩。

ZK_4 孔位于暗河左岸山坡，地面高程 751.0m，表层为黄色粘土，厚 3.1m；高程 747.9～679m 为 $T_1 j^1$ 地层，中厚层微晶灰岩夹泥质灰岩；高程 679～500m 为 $T_1 d$ 地层，薄层、中厚灰岩夹泥质灰岩或页岩。其中高程 683.55～679.8m 段岩心破碎，经分析认为是 $T_2 j^1$ 向 $T_1 d$ 的过渡段。在钻探过程中，孔深 104m（高程 646m）以上，孔内水位稳定在高程 747.9m，基本上为覆盖层与基岩的接触面，其下水位逐渐下降，直至孔深 124.6m（高程 626.4m），孔内水位降至高程 625.66m，此水位一直保持至终孔。基岩单位吸水量除高程 646～626.4m 段较大（$\omega > 0.04$L/ min·m·m）外，其余孔段单位吸水量均较小。这里应特别指出的是，孔深 117～124.6m，孔中水位骤降至高程 625.66m，说明此段裂隙发育，岩体破碎，属强透水岩体。

ZK_5 孔位于暗河右岸小沟旁，地面高程 676.9m，揭露岩性为中厚层灰岩夹泥质灰岩或页岩，地下水位高程 674.3m，接近钻孔小沟水位。压水试验除第一段（孔深 8.75m 以上）单位吸水量为 1.149 3L/ min·m·m 外，其余单位吸水量在 0.028 1～0.043 4L/ min·m·m 之间，为微弱透水岩体。

为直观起见，将上述钻孔基本情况列于表 1。

表 1 钻孔基本情况一览表

序号	孔号	孔位	地表高程（m）	钻深（m）	地层	厚度（m）	岩性	透水性	单位吸水量（L/ min · m · m）	备注
1	ZK_1	暗河堵头段	510	61	覆盖层	10.4	砂卵石	强	0.018～0.026	475.6～481m 段有涌水现象，承压水位 513.8m
							灰岩、薄层灰＞ 493m	强		
					基岩	未见底	灰岩夹泥质灰岩或页岩（493～449m）	弱		
2	ZK_2	上游围堰	510	13	覆盖层	10.0	砂卵石	强		
					基 岩	未见底	灰岩夹泥质灰岩或页岩	弱		
3	ZK_3	发电厂房	510	11	覆盖层	7.2	砂卵石	强		
					基 岩	未见底	灰岩夹泥质灰岩或页岩	弱		
4	ZK_4	暗河左岸山坡	751	251	覆盖层	3.1	黄色粘土	弱		孔深＜104m 时，孔中水位稳定在 747.9m；孔深至 124.6m 时，水位降至 625.66m
					基 岩		747.9～679m 为 T_1^1 地层，微晶灰岩夹泥灰岩，679～500m 为 $T_1 d_3$ 地层，灰岩夹泥灰岩或页岩	较小	＞0.04（646～626.4m，其余较小）	
5	ZK_5	暗河右岸小沟旁	676.9	51	基岩	未见底	灰岩夹泥质灰岩或页岩	弱	0.028 1～0.043 4，1.1493（孔深 8.75m 处）	地下水位接近小沟水位

4 结 论

为满足施工设计的需要，通过此次小规模的勘探工作，结合以前的地质资料，提出如下建议，供参考：

(1) 洪家河伏流段呈狭缝式岩溶廊道，底部稍宽，高度达 170m。河床覆盖冲积砂卵石，厚度 7.2～10.4m 不等，卵石大小比较均一，粒径偏小，蚀圆度好。经分析认为其透水性较强，堵头和厂房基础开挖，预计涌水量较大，因此，围堰工程地基需做防渗处理。

(2) 建筑物地段出露基岩主要为三叠系下统大治组上段薄层、中厚层灰岩夹薄层泥质灰岩或页岩。地质构造简单，岩层产状平缓。走向 0°～20°和 80°～100°的两组裂隙比较发育，这两组裂隙是制约工程区高边坡稳定的主要因素，因而应在堵头、厂房和引水隧道进出口的洞脸开挖中，引起高度重视，及时清除危岩，确保施工安全。

(3) 河床部分岩体风化较浅，边坡地带卸荷裂隙发育，岩体风化较深。由于岩层产状平缓，且薄至中厚层灰岩中常夹有泥质灰岩或页岩。因此，总的看来，灰岩中岩溶不发育，岩体透水性微弱，属微透水或弱透水岩体。但是局部地段，裂隙比较发育，岩体透水性较强。又因本工程区集雨面积较小，来水少，为减少渗漏损失，堵头及其两侧一定范围内需设防渗帷幕。

(4) 根据施工期钻孔水位观测结果，地下水位变化比较复杂。堵头左侧山坡 ZK_4 孔水位在高程 625m 左右，低于正常蓄水位达 58m，右侧 ZK_4 孔，仅钻进 51.2m，钻孔观测水位虽然较高，但无代表性，分析认为应随孔深的增加，孔中水位会下降。因此，两侧帷幕延伸端点，应至正常蓄水位与地下水位相交处。

(5) 根据长期观测资料，可以确定左岸防渗帷幕的边界，至于右岸防渗帷幕边界的确定有待于在施工中收集、整理，分析钻灌资料，拟定其范围。

(6) 有关防渗帷幕的深度可根据规范，并结合少量的压水试验粗略确定，先行施工，然后在实际的防渗帷幕施工中依靠钻灌情况，再行修改。

水库坝址岩溶渗漏及防渗处理实例分析*

邹成杰

(贵阳勘测设计研究院，贵阳 550002)

摘　要　该文用典型实例分析，以进一步阐述岩溶渗漏的特点和防渗处理的方法。按邻谷渗漏、库首渗漏、坝区渗漏和库底渗漏四种类型，选择已建成的水槽子及乌江渡等 12 个实例予以论述。

关键词　岩溶渗漏　防渗处理

1　邻谷渗漏

1.1　水槽子水库

水槽子水库是我国在岩溶地区最早修建的水利水电工程之一。1958 年建成，水库发生向邻谷的岩溶渗漏，最大总漏水量 1.8m^3/ s，经防渗处理和水库淤积，1980 年以后已经基本不渗漏。

1.1.1　库区地质结构及岩溶地下水动力条件

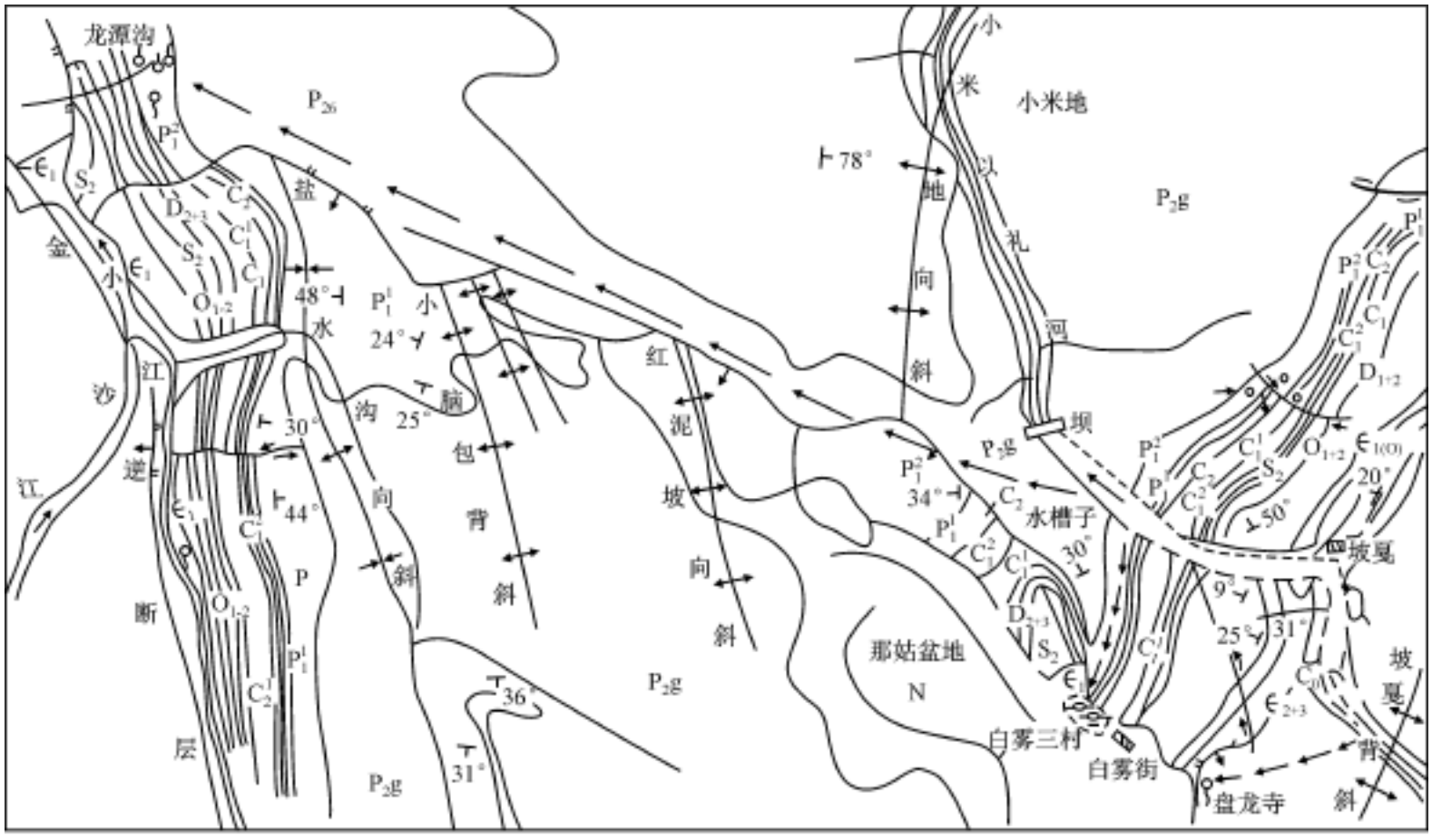
以礼河是滇东北金沙江和牛栏江两条深切河谷河间地块上偏靠金沙江一侧的一条高原小河。以礼河水槽子水库河段河床高程 2 060～2 100m。东邻牛栏江，平距 60km，比水库低约 1 000m；西侧金沙江，平距 13～15km，比水库低 1 300m；西南侧跨 2.5～3.0km 的分水岭，有小江流域的那姑盆地，比水库低 90～150m。

库区地层从震旦系到二叠系均有分布。与水库渗漏有关的是库尾披戛河段的灯影组白云岩和库中水槽子河段的石炭系、二叠系灰岩和白云岩 (见图 1)。

(1) 库尾披戛河段。上震旦统白云岩层厚 600～700m，属披戛背斜的西翼。东、西、北三面均有砂页岩阻隔，无漏水问题。仅有西南面，白云岩顺走向延伸，穿过左岸分水岭到低邻谷那姑盆地。岩层中的地下水顺岩层向西南方渗流，横过以礼河，在那姑盆地东缘山脚的盘龙寺一带排泄，形成岩溶泉群，流量相当稳定，为 50～52L/ s。建库前，勘探查明：此河段右岸地下水位高于河水位 6～15m，左岸却低于河水位 1～2m，水动力条件是典型的补排型河谷，右岸获得地下水补给，左岸却是河水补给地下水，向邻谷排泄，因此左岸必然漏水。建库蓄水后，实践证实了上述结论。左岸边出现了 9 个漏水洞。盘龙寺一带的泉水流量

该文是贵阳院邹成杰等主编的《水利水电岩溶工程地质》一书中的部分内容，该书已于 1994 年水利电力出版社出版。

作者简介：邹成杰 (已去逝)，原贵阳勘测设计研究院副总工程师，长期从事岩溶工程地质工作。



1 2 3 4 5 6

7 8 9 10 11

图 1　水槽子水库平面地质图

Q—第四系松散堆积物；N—第三系湖积层；T—三叠系砂页岩；$P_2\beta$—上二叠统玄武岩；P_1^1—下二叠统阳新群石灰岩；P_1^2—下二叠统底部矿山组砂页岩；C_2—中石炭统威宁群石灰岩；C_1^2—下石炭统丰宁群白云岩；D_{2+3}—中、上泥盆统石英砂岩夹泥质灰岩；S_2—中志留统白云岩；O_{1+2}—下、中奥陶统砂页岩及白云岩；$\in_1^3$—下寒武统白云岩夹砂页岩；$\in_1^2$—下寒武统砂岩夹页岩；$\in_1^1$—下寒武统页岩夹灰岩；Z_3—上震旦统白云岩

1—较大的溶洞、漏斗；2—岩溶、塌陷；3—岩层产状；4—向斜轴及背斜轴；5—平推断层、逆掩断层；6—岩层界限；7—水库；8—河流；9—水库漏渗补给的泉水；10—水库渗漏产生的浸没区；11—渗流流向

增加到 63L/ s。经堵漏处理后，1963 年，流水量减至 44L/ s。1972 年，泉水流量进一步显著减小，有的泉水干涸，防渗处理效果好。

(2) 水槽子河段。水槽子河段位于小米地向斜东翼。石炭系、二叠系碳酸盐岩层横跨河床，倾向下游，顺走向往南，延伸到左岸低邻谷那姑盆地；往北东，到右岸低邻谷牛栏江，沿倾向向下游方向，插到 900m 厚的峨嵋山玄武岩组之下，穿过小米地向斜轴，在金沙江右岸龙潭沟一带的向斜西翼出露，高程比水槽子河床低 1 000m，成为这一岩溶含水层最低的排水口 (图 2)。

建库前勘探查明，河床冲积层厚 30～50m，为粘土卵砾石层，粘结比较密实，渗透系数 $K = n \times 10^{-4}$ cm/ s。基岩中的地下水位，埋藏在河床以下 100. 3m 深处，河水悬托在冲积层上流动，与地下水无直接水力联系。左岸地下水位比河床低十余米至二十余米，右岸地下水位虽然比河水位高 8～18m；最高时和设计库水位 (2 100m) 相当，但与河水无水力联系，而是在深部汇入河床下的地下水洼槽，向金沙江排泄。整个石炭系、二叠系碳酸盐岩分布的

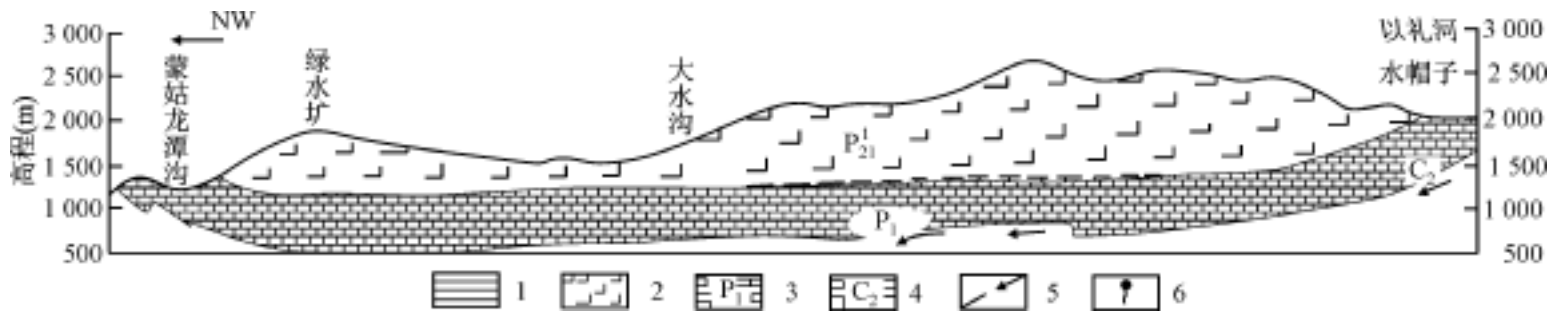


图 2　水槽子—龙潭沟水文地质剖面图

1—三叠系砂岩；2—二叠纪玄武岩；3—二叠系阳新灰岩；4—中石炭世燧石灰岩；5—地下水位线及运动方向；6—泉水

800m 河段都属于悬托型河谷，河水补给地下水，沿岩溶管道，穿过小米地向斜底层，排向龙潭沟，形成岩溶泉，流量 0.716m^3/ s。当时认为排泄型河谷和悬托型的水动力条件必然导致水库渗漏，漏水去向将是金沙江龙潭沟 (图 3)。

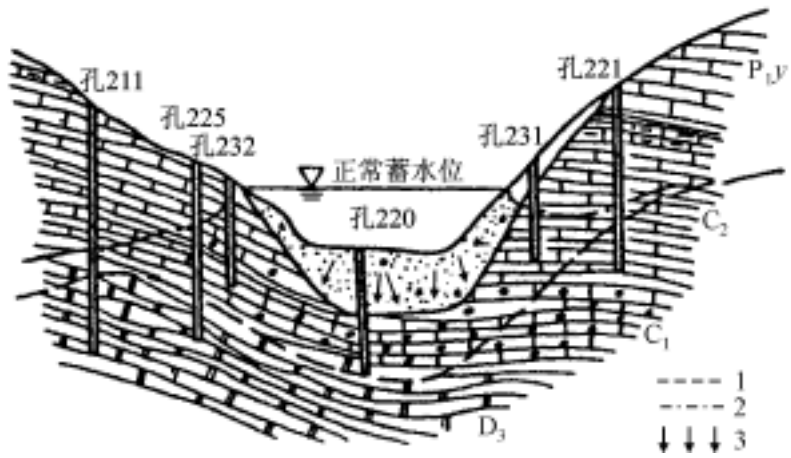


图 3　水槽子河段悬托型河谷水动力剖面

1—水库蓄水前的地下水面线；2—水库蓄水后的地下水面线；3—水库蓄水前河水渗漏补给方向

1.1.2　水库岩溶渗漏的性质和特点

1958 年 6 月 7 日，水槽子水库拦洪蓄水，随即发生渗漏，证实了建库前的地质分析和判断。

随着库水位的逐渐壅高，河床下地下水洼槽中也逐渐全部充水 (图 3)。左岸边地下水位随库水位涨落变化，并与库水产生了直接的水力联系。右岸情况很特殊：蓄水前已查明水库右岸和低邻谷牛栏江之间有地下水分水岭，德红附近的地下水位为 2 400m，比设计库水位高 300m，但因河水悬托，与地下水无水力联系；水库蓄水后，地下水位虽也随之上升，但库岸 221 号孔地段的地下水位仅上升 4m，就不再上升，始终低于库水位 10m 左右，且随库水位涨落变化相关相应 (图 3)，多年长期观测一直如此。库岸地下水面只能形成凹槽状，这种地下壅水形式称为地下水的“不完全壅水”。

地下壅水面的凹槽状，说明右岸虽有高于库水位的地下分水岭，但在悬托型水动力条件下，库岸仍然产生永久性渗漏。“不完全壅水”是悬托型水动力条件在水库蓄水后的必然结果。

1.1.3　水库渗漏观测及防渗处理

(1) 水库渗漏观测。水库蓄水后，对库水位与钻孔水位做了系统观测 (图 4)，各孔水位均低于库水位。

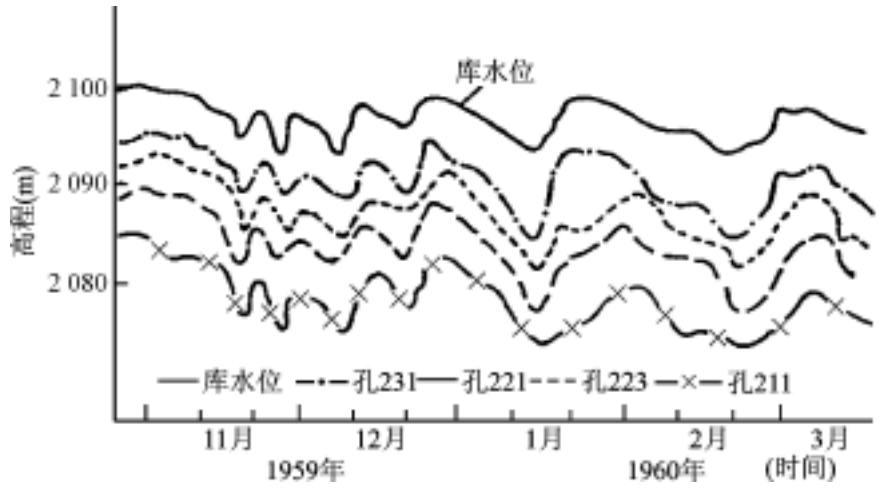


图 4　水槽子水库水位与钻孔地下水位动态过程线

水库漏水后，龙潭沟泉水流量增大，且出现新泉水，其承压水头高出沟水面 0.7m。那姑盆地东缘的白务三村一带也出现新泉水。盘龙寺一带泉水也有增大。库内冲积层和坡积层中出现了漏水洞。

漏水量的定量工作，除进行水文地质估算外，还用水文测验水量平衡和泉水流量观测，互相验证。

水量平衡法从 1958 年到 1965 年，取得了 7 年多的系统资料，见表 1 所示。

表 1　库水位与渗漏量关系表

漏水量 (m^3/ s) 年．月 / 库水位 (m)	1958. 11～1959. 5	1960. 1～1960. 6	1960. 11～1961. 5	1961. 11～1962. 5	1962. 11～1963. 5	1963. 11～1964. 5	1964. 11～1965. 5
2 100	1. 80	1. 30	1. 70	1. 40	1. 25	1. 15	1. 08
2 096	1. 80	1. 30	1. 70	1. 40	1. 19	1. 08	0. 95
2 094	1. 80	1. 30	1. 70	1. 38	1. 14	0. 95	0. 79

从 1955 年到 1972 年各有关泉水的年平均流量如表 2 所示。

表 2　各漏水泉年平均流量逐年变化表

时间 (年)	流量 (m^3/ s)	时间 (年)	流量 (m^3/ s)
1955	0. 768	1962	1. 299
1958	1. 083	1963	0. 951
1959	1. 368	1964	1. 130
1960	1. 332	1965	0. 963
1961	1. 318	1972	0. 497

(2) 防渗处理。水槽子水库于 1959 年和 1961 年先后两次进行了规模比较大的防渗堵漏处理。处理的方法主要有：①对覆盖层薄、漏水洞多而集中分布的库岸，做混凝土薄板截堵，处理 1 处；②对于漏水较集中的小山沟，在沟口作截水堤坝 1 座；③堵洞，一般先扩挖清除部分覆盖层，洞底浇混凝土，上部用粘土回填，由于冲积层太厚，挖不到基岩，只能在冲积层中堵洞。有的堵好后就不再出现新洞，也有的洞堵好后，次年又在近侧出现新洞，于是就再封堵，一般连续封堵二三次后，就稳定下来，不再破坏；④水库天然淤积防渗，水库

低水位运行，迴水线退到漏水河段附近，使上游来的大量泥沙在漏水河段库底停积，形成淤积粘土铺盖，水库运行 33 年来，坝前淤积层厚度已达 10m 以上。

前述漏水量的变化过程表明，防渗处理及利用水库淤积进行防渗是成功的，1980 年以后，水库已基本不渗漏。

1.2 绿水河水库

绿水河是红河下游左岸的一条小支流，从北东向南西流，注入红河，全长 33.6km。左右两侧均有多条大体平行的低邻谷。左侧由近而远为：齐齐河，平距 3.8km，较绿水河低 147m；鸡马河，平距 7.7km，较绿水河低 210m；五道河，平距 9.9km，较绿水河低 211m。右侧有小干河，平距 14.5km，较绿水河低 30m。各条支流都注入红河。

1.2.1 库区地质结构

在库区，有两条大理岩层，走向北西，大体平行于红河河谷，横穿上述各支流的中上游河段。上游有一层二叠系大理岩与工程无关，中游的中三叠统大理岩，厚 250～500m，是绿水河电站水库区与邻谷沟通的岩溶含水层（图 5）。

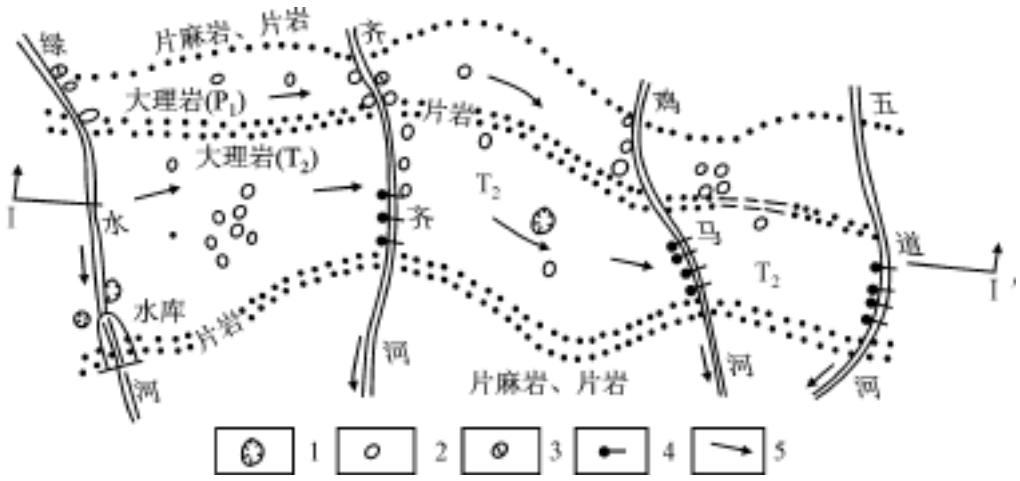


图 5 绿水河及邻谷水文地质示意图

1—溶洞；2—漏斗及竖井；3—落水洞；4—岩溶泉；5—地下水运动方向

绿水河及邻谷地区，大理岩裸露，岩溶发育，地形分水岭上有很多岩溶漏斗、竖井和洼地，谷坡上有落水洞发育。绿水河右岸，高出河水面 50m 的谷坡上有一条暗河“第三九股水”流出，流量 5～29m^3/ s，河边又有落水洞。左侧支流齐齐河的右岸也有泉水流出补给河水，左岸边有落水洞。鸡马河和五道河则两岸河边均有泉水流出。

红河是本区最低河流，也是区域性的最低排水基准面，从北西向南东流入越南境内。上述大理岩层和红河之间有片麻岩和片岩带相隔，其中的岩溶地下水不能直接排入红河，总趋势只能顺岩层走向向红河下游南东方向流动；同时，绿水河和齐齐河河谷又正好下切到地下水径流面附近，于是形成了右岸出水左岸排水的补排型水动力条件。鸡马河和五道河谷的下切深度已低于地下水面，因此两岸都有地下水补给，见图 6。

绿水河右岸的第三九股水是早期形成的一条岩溶暗河，由于地壳上升，岩溶向下发育的速度滞后于河谷下切速度，因而被抬升到岸坡高处成为悬挂式岩溶管道流。这种情况在滇东北和滇东南地壳运动上升速度快的地区比较普遍。勘探查明：第三九股水出口附近，地下水饱水带水位与河水位相近，低于暗河约 50m。而暗河内部往西延伸一定距离后，下伏饱水带地下水位很快升高，两者水位渐趋一致。由此表明，绿水河右岸与小干河之间有地下分水岭

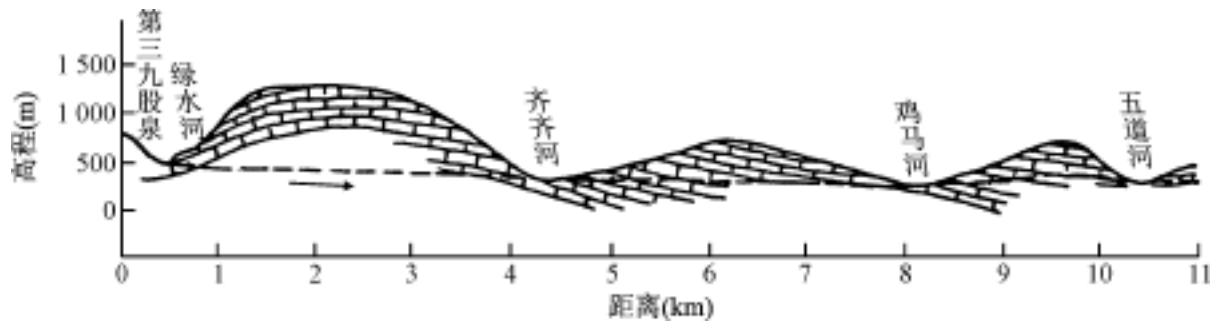


图 6 绿水河—五道河岩溶水文地质剖面

存在，水位至少比绿水河高出 70m 以上。如在绿水河建库，只要库水位不超过这一高度，右岸不会有漏水问题。

绿水河左岸则相反，与邻谷齐齐河之间不存在地下分水岭。地下水以 38‰的平均水力坡降流向齐齐河；齐齐河地下水又以 27‰的平均水力坡降流向鸡马河。由此认为，绿水河水库左岸若有渗漏，去向主要是齐齐河。

1.2.2 工程布置与水库渗漏情况

开发绿水河的工程布置是：封堵第三九股水暗河出口，用钢管引水至绿水河边设窑洞式厂房发电为第一级，水头 70m，引水流量 15～18m^3/ s，装机容量 8 000kW。然后，在大理岩南西侧片岩分布的下游段又建低坝，壅水高 24.5m，在绿水河上形成日调节池，引用流量 21m^3/ s，引水至红河边发电，为第二级，水头 320m，引用流量 23.8m^3/ s，装机容量 57 500kW。1974 年电站建成后，库区左岸有渗漏，但由于调节池的水头低，渗漏损失很少，对工程无影响。

2 库首渗漏

2.1 凯班水库

凯班水库，位于土耳其东部幼发拉底河上，河流多年平均流量 635m^3/ s，最枯流量 145m^3/ s。拦河建筑物为堆石坝，坝高 220m，坝顶长 124m，设计蓄水位 845m，抬高水头 200m，库容 106 亿 m^3。1975 年水库蓄水，发现大量漏水，后经过复杂的防渗处理，使水库渗漏量由 26m^3/ s 减少到 8.7m^3/ s。此例，既有库首渗漏，又存在坝基渗漏。

2.1.1 坝址地质概况

坝址区主要分布岩层为古生代石灰岩、白云岩和变质大理岩以及钙质片岩。片岩由云母、滑石和石墨等矿物组成，不透水。坝线下游两岸坝肩附近有正长岩的岩墙出露。地质构造十分复杂，断层裂隙发育（图 7)。

2.1.2 岩溶发育情况

由于地下热水作用，岩溶强烈发育，形成一些深大溶洞。

1971 年在施工过程中，在左岸重力坝段深部，发现 crab 深大溶洞（螃蟹洞)，洞底高程 500m，低于河水位 145m。洞高 30.5m，容积达 10.5 万 m^3。

1975 年水库蓄水，当库水位上升到 826.5m 时，左岸上游 150m 处有漏水小漩涡。1976 年，当水位上升至 838.5m 时，这些小漩涡处发生一次巨响，下部溶洞塌陷，突然发生大漩涡。同年，水库水位下降，溶洞暴露，经调查，该洞长 90m，宽 80m，容积约 13.5 万 m^3，

称为 petern (蜂巢洞)。洞底高程 730m，洞顶高程 780m，进水口略高于 838.5m，洞内水深达 55m，洞内水位高于河水位 138.5m，但低于周围钻孔水位。洞穴岩体稳定性很差。

经同位素测量，地下水年龄比河水早 30 年。

在施工之前，两岸见有泉水。右岸一泉水，流量 Q= 5～10L/ s。

左坝肩南面 2～2.5km 处的凯班小河有季节性泉水，高程 750～800m。

在坝线下游右岸 300m 处，有一泉水。1967 年流量 Q= 400～500L/ s。

2.1.3 防渗处理与岩溶洞穴处理

为了阻截漏水，在左岸设计了 8 层灌浆廊道，在右岸设计了 5 层。开挖廊道总长 11km。各层廊道间，用直孔和斜孔连接，形成叠瓦式灌浆帷幕。帷幕面积 57 万 m^2 (图 8)。

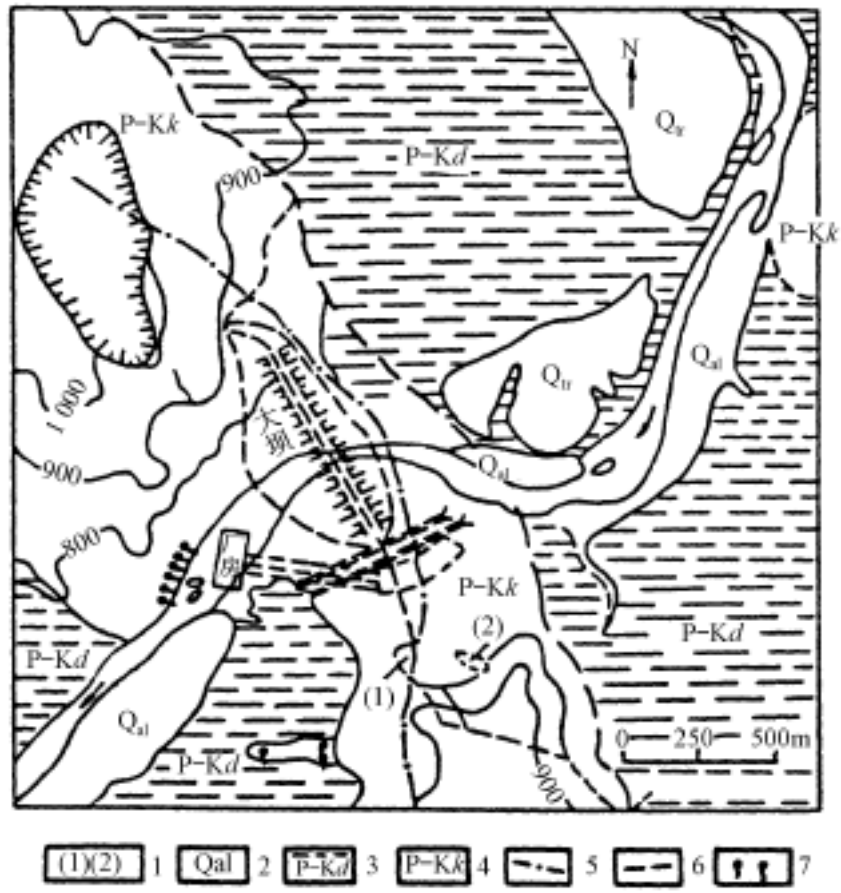


图 7 凯班坝址水文地质图

1—(1) 为 crab 溶洞，(2) 为 peten 溶洞；2—冲积层；3—上部页岩；4—凯班地层；5—断层；6—防渗帷幕线；7—渗漏水流

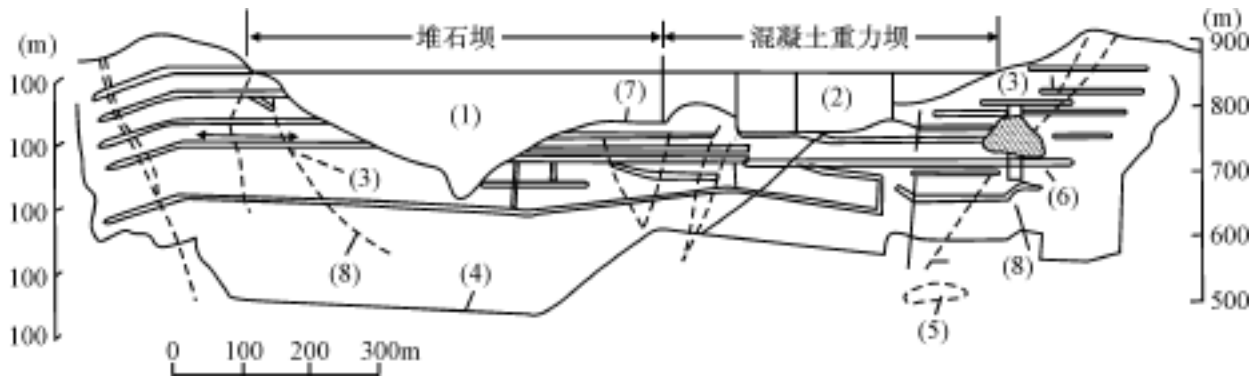


图 8 凯班防渗处理纵剖面

1—堆石坝；2—混凝土重力坝；3—灌浆廊道和竖井；4—灌浆防渗帷幕下限；5、6—岩溶洞穴；(7) 混凝土截水墙；(8) 断层

1973 年，在完成灌浆帷幕 23.5 万 m^2 的情况下开始蓄水，1974 年 5 月，当库水位上升至 788.5m 时 (水头 144.5m)，下游 2.5km 的凯班小河，又发现几个漏水点。库水位上升至 810m 时，漏水量达 24m^3/ s。

1976 年，库水位第一次达到 832m 以上。水库漏水流量急剧上升达 26m^3/ s。

1977 年 11 月—1980 年 5 月，经用 13 个大孔径钻孔，对蜂巢洞回填了 60.5 万 m^3 的砾石和砂、土，并用混凝土堵塞进口。对洞周围软弱岩体进行固结灌浆，灌浆孔总深1 385m。对螃蟹洞，共灌入了 6.4 万 m^3 的混凝土。

对上部的溶洞，由帷幕改为防渗墙，墙的面积 3.5 万 m^3，最大深度 100.5m。

在帷幕灌浆孔中，耗灰量很大，到了下部，耗灰量小于 2.5t/ m。

通过上述处理措施，渗漏量减少到 8.7m³/ s，约减少了 66.5%。渗漏量虽仍较大，但对河流的平均流量来说，影响并不严重。

2.2 窄巷口水库

窄巷口水库是猫跳河第四个梯级，位于河流下游的深切峡谷区，1970 年建成发电。

坝址处河流多年平均流量 45m³/ s，坝址河水位 1 054m，水库正常蓄水位 1 092m。电站主体工程有溢流式双拱坝，最大坝高（从基础拱桥地基算起）54.7m，右岸设引水发电隧洞，发电引用流量 96.9m³/ s。装机容量 4.5kW，年发电量 1.6 亿 kW·h。

该电站的地质条件十分复杂，岩溶强烈发育。水库蓄水初期，既存在库首渗漏，又存在坝区渗漏。渗漏量为 20m³/ s。为查明渗漏问题，又补充了两年多的地质勘探工作，同时完成了部分防渗堵漏工程，使渗漏量减少到 15m³/ s。在此基础上，于 1980 年提出了新的扩大的防渗处理方案。

2.2.1 库址地质结构及岩溶水文地质条件

(1) 地层岩性。本区处于“黔中隆起”的南部，由于沉积间断，缺失奥陶系至石炭系部分地层。出露的寒武系、中石炭统及二叠系，以白云岩、灰岩等碳酸盐类岩石为主，厚达 863m，占本区出露地层总厚度的 86.2%；其次是砂页岩、泥灰岩等，厚 138.6m，占地层总厚的 13.8%。岩层产状比较平缓，在坝址区，岩层走向 NW50°～60°，倾向北东，倾角 20°～30°。

(2) 地质构造。本区主要构造线为北北东向，褶皱比较宽缓，有修文背斜、平寨向斜等(图 9)。断裂构造比较复杂，主要断层有 F_{19}、F_{71}、F_{30} 及 F_1、F_3、F_5 等。

(3) 河谷地貌及发育史。猫跳河从 1 200m 高程的山盆晚期剥夷面开始下切，而后进入峡谷期。从窄巷口进口至坝址下游 K_{11} 花鱼洞，呈一向北凸出的弧形河湾，河道长 1.7km，弦长 1.2km。河湾地带发育有下坝小河，在距干流 1.3km 处，潜入地下，进口高程约 1 189m，从 K_{11} 花鱼洞流出，距左侧 1km 处，有与之平行发育的方家山冲沟，呈岩溶悬谷，出口高程 1 100m，汛期形成 70m 高的瀑布泻入猫跳河。

坝址河谷断面呈“V”型，在高程 1 100m、1 060m 偶见阶地遗迹，河水面一般宽 40～50m，长约 400m 的窄巷口河段宽仅 8～20m 左右，为一典型嶂谷。

该河谷（坝址下游）约在一万年前为一座岩溶“天生桥”，当河流深切至高程 1 012～1 030m时，“桥拱”塌落，巨大块石堵塞河道，造成一座高约 40m“天然堆石坝”，最大块石直径达 30m。河水被迫壅高至 1 054m，在上游形成长约 2km 的“天然小水库”，致使原河岸两侧露出水面的岩溶洞穴又被淹没，并在“小水库”中沉积了厚达 30m 的砂砾石和淤泥层。在“坝”下游 500m 长的河段内，乱石嶙峋，形成落差 29m 的险滩，平均河流比降为 5.8%。“天然堆石坝”的形成，使本区的岩溶水文地质条件更趋复杂化。

(4) 岩溶发育的基本特征。①主要岩溶形态：库首地区岩溶极为发育，左岸 1km² 范围内，地表有岩溶洼地、漏斗、落水洞、溶洞以及伏流暗河等 54 个（条），其中 K_7、K_8、K_{11}、F_{K_5} 及 K_{18} 等溶洞与渗漏关系最为密切。②防渗线上岩溶发育情况：主要阐述防渗线高程 1 064m 以下的岩溶发育情况（图 10）。根据左岸 1 064m 高程Ⅰ号灌浆廊道（长度 530m）中钻孔揭露，发现大小溶洞 35 个。除 K_{18-2} 溶洞外，其他均匀陡倾的溶缝。在孔 47 中于高程 995.29～973.99m 遇到溶洞 6 个，累计高度达 13.97m，而宽度只有 2～3m。所揭露溶洞，以 1 060～1 000m 高程内最多，达 23 个，占总个数 65.7%。其次在 1 000～950m 高程内有 8 个，占总数 22.9%。在水平方向上，多集中于桩号 0+170～0+260m 和 0+355～0

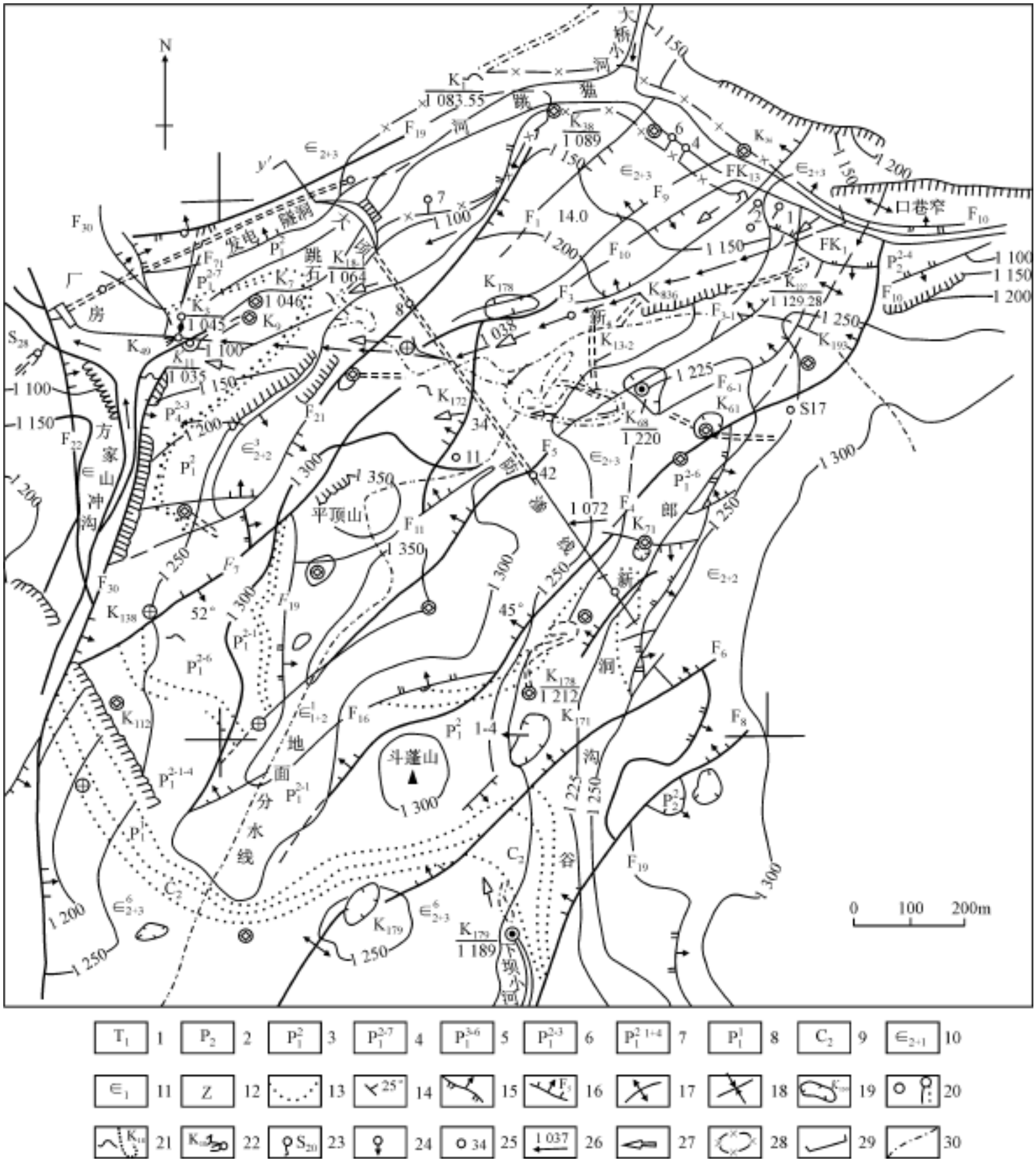


图9　窄巷口电站库首岩溶水文地质图

1—下三叠统灰岩及页岩；2—上二叠统砂岩夹灰岩及煤层；3—下二叠统厚层灰岩底部为燧石条带灰岩；4—炭质生物灰岩夹炭质页岩；5—灰岩；6—白云质灰岩；7—灰岩及燧石结核灰岩、泥炭质灰岩；8—页岩夹砂岩及劣煤；9—中石炭统灰岩、底为铝土页岩及铝土矿；10—中上寒武统白云岩；11—下寒武统页岩夹泥质条带灰岩；12—震旦系变质砂岩及粘土岩；13—地层界线；14—岩层产状；15—逆掩断层；16—正断层；17—背斜轴；18—向斜轴；19—岩溶洼地；20—落水洞及详测落水洞；21—溶洞及详测溶洞编号/ 洞口高程 (m)；22—河床涌水洞；23—泉水；24—库岸漏水口及编号；25—钻孔及编号；26—主要地下水洼槽位置及水位；27—连通试验起始点；28—水库正常蓄水位线；29—剖面线及编号；30—地形分水岭

+410m 之间。坝肩及河床部分防渗线长 190m（包括两岸坝肩及河床地段）。在此范围内岩溶发育较微弱，部分钻孔的孔底高程已深入到 963～823m，仅遇一些溶缝，而未发现溶洞。右拱端遇 F_{71} 断层，上盘为 P_2^1 砂页岩及灰岩，下盘为 P_1^3 灰岩，沿 F_{71} 发育一个长度大于 16m，宽度 7～10m 的溶洞。坝肩开挖后，已用混凝土回填处理，在 P_2^1 灰岩中，岩溶较发育，但规模较小。

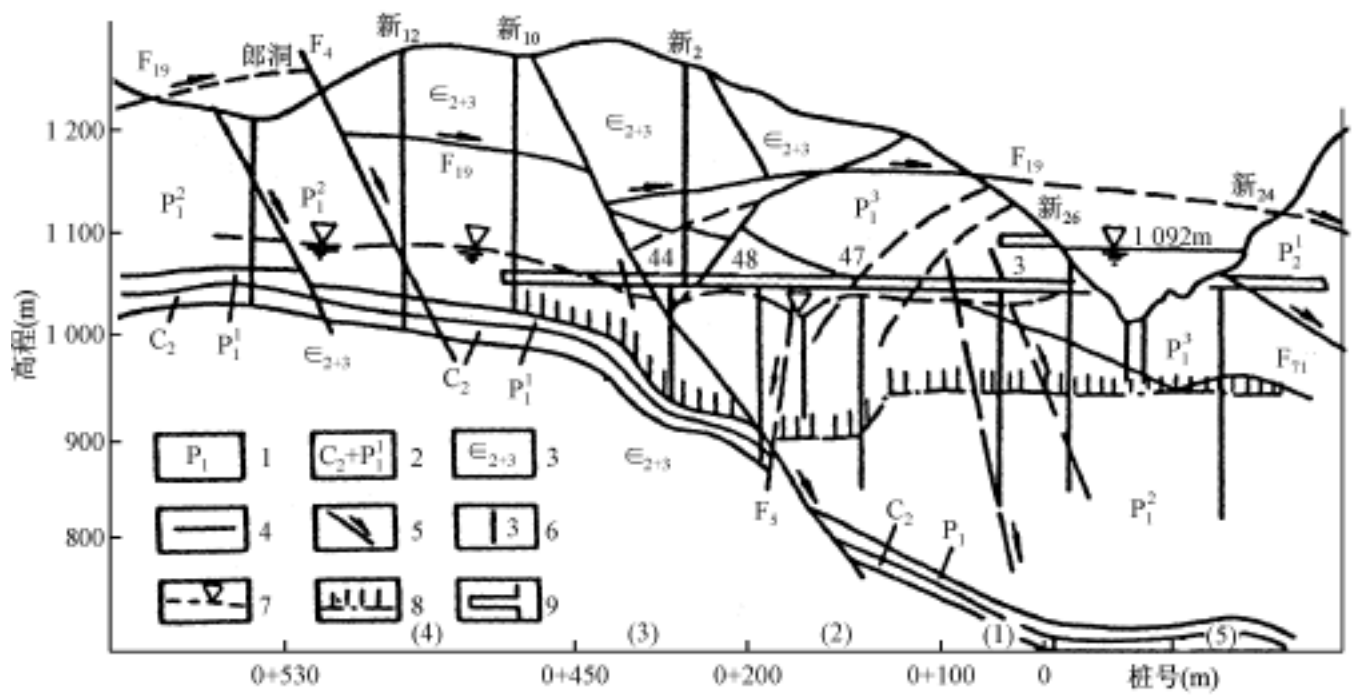


图 10　窄巷口电站坝址防渗线地质剖面

1—下二叠统灰岩；2—$C_2+P_1^1$ 铝土岩、灰岩、页岩；3—中上寒武统白云岩；4—岩层界线；5—断层及编号；6—钻孔及编号（新 10 为地面钻孔）；7—地下水位；8—设计防渗帷幕下部界线；9—灌浆廊道。(1) … (5) 岩溶渗漏带编号

2.2.2　水库蓄水前岩溶水文地质特征

(1) 左岸“天然小水库”渗漏地下水纵向径流带，其范围在 K_{20} 以上至窄巷口河段。河水通过 F_{K_3}、F_{K_5} 等溶洞及溶蚀裂隙补给左岸地下水。在防渗线上的渗流宽度为 350m，桩号 0+100～0+450m，然后集中于 K_{11} 等溶洞排出。在径流中心区，渗流总长度 1 300m，从 $FK_5 \rightarrow K_{11}$ 进出口水位差 26m，平均水力比降 2.0%（图 11）。此带在横剖面上表现为两个地下水大洼槽。

(2) 坝址右岸“天然绕坝渗漏”地下水纵向径流带，范围从上游的 K_1 溶洞，经右岸防渗线 0+00～0+77m 桩号，至下游 K_5 溶洞泉一带。洼槽中心水位 1 037.32m，低于河水位 16～17m，平均水力比降 3.8%。

(3) 坝址河床地下水纵向径流带，即“天然堆石坝”坝基渗漏带。据 CKB2～4、15 等孔资料，坝址河床中 P_1^2 地下水位为 1 035.07m，低于 P_1^3 水位 3～10m，低于河水位 19～25m，平均纵向水力比降：P_1^3 为 3.2%，P_1^2 为 2.0%。

本区岩溶水文地质条件是十分复杂的，地下水面在横向上呈波状起伏，属河水补给地下水排泄型动力类型。

2.2.3　蓄水后岩溶水文地质情况

(1) 水库蓄水后，除左岸廊道的新 1 孔外，库首范围内的一系列观测钻孔和岸边地带溶

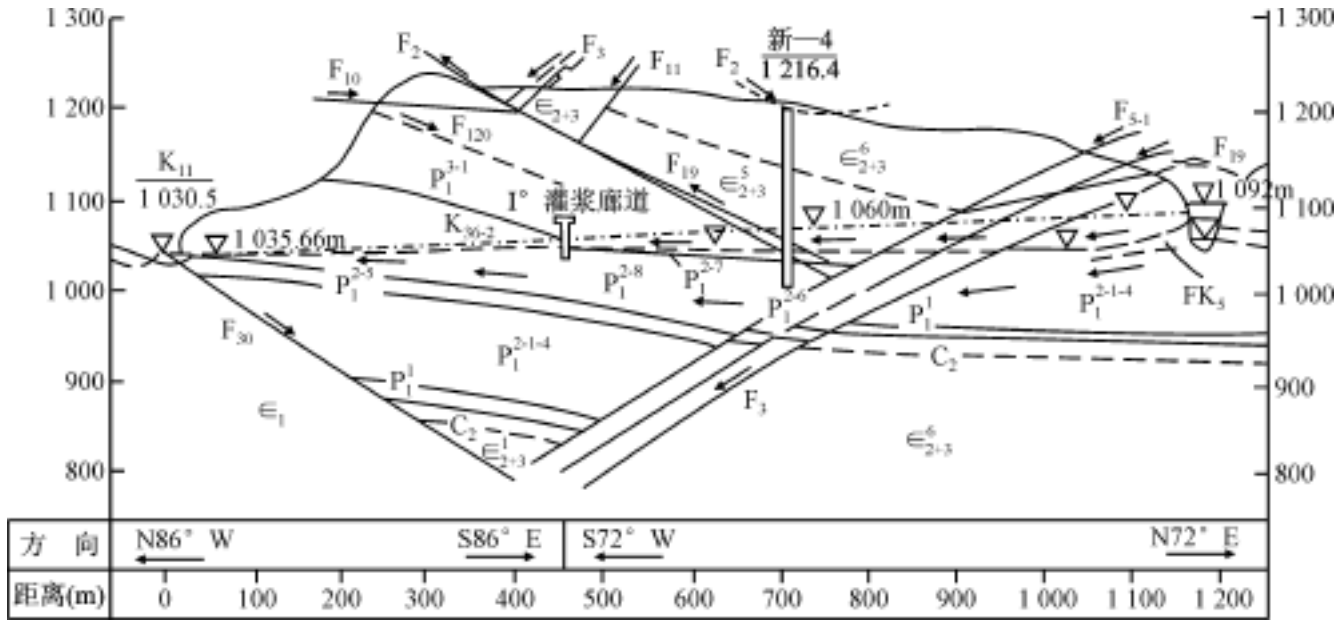


图 11 窄巷口（FK_5）—花鱼洞（K_{11}）岩溶水文地质剖面图

洞中的地下水位，均随库水位升降而变化。地下水位的升降，滞后于库水的升降，其错峰时间一般不超过 350min，最快错峰时间为 15～30min，如 19 号钻孔。

(2) 左岸防渗线至上游窄巷口库段，当库水位上升至 1 086m 时，地下水渗流中心与蓄水前地下水径流中心基本吻合。

(3) 窄巷口 FK_5 至 K_{11} 地下水位逐渐下降，在防渗线一带，恰是地下水位线的转折点。当库水位在 1 069m 时，上游比降 4.0%，下游比降 0.6%。当库水位 1 086m，K_{11} 水位 1 035.50m，平均水力比降 3.66%，较水库蓄水前增加 1.66%。

(4) 蓄水后的地下水位线形状与蓄水前波状起伏的地下水位线基本一致。地下水位相对隆起部位，与库水升降关系反应迟缓，而洼槽部位则反应迅速。库水位 1 086m 时，与蓄水前地下水位比较，库边钻孔水位最大变幅为 35.18m；左岸防渗线上一系列钻孔水位变幅为 10.24～24.05m；下游排泄区的 K_{11}、K_7、K_8 水位变幅为 1.5～2.5m。其变幅由上游至下游，由大变小。

(5) 蓄水后钻孔分段测压水位明显地随孔深增加而下降，但至一定孔深后又回升。在防渗线上，一般在孔深相当 920～950m 高程间，水位才开始回升。库岸钻孔水位在 900～940m 高程开始回升。此规律可认为是虹吸循环带岩溶发育深度的相对下限。

2.2.4 水库渗漏情况

依据岩溶水文地质条件，渗漏水流的特点及其与水工建筑物的关系，划分为三个渗漏带。

(1) 右岸绕坝渗漏带。属岩溶裂隙脉管式渗漏。渗漏主要发生在 F_{71} 断层带及其上盘 P_2^1 灰岩中，随库水位上升，渗漏量逐渐加大。右岸 1 064m 高程的Ⅱ号灌浆廊道，在衬砌及灌浆前是水库的“排水廊道”，在 0 + 20m 桩号段，渗漏水流从溶缝中分成几股涌出，在库水位 1 087.5m 时，流量为 28L/s。在廊道下游河边，无明显的漏水点。

(2) 坝基渗漏带。帷幕未形成前，通过坝后河床两监测孔发现当库水位 1 079.5m 时，两孔水位分别为 1 051.90m 和 1 047.60m，比水库蓄水前的水位分别上升了 6.5m 和 3.47m。说明坝基渗漏是存在的。

(3) 左岸渗漏带。左岸的渗漏是在“天然堆石坝”的绕坝与“小水库”渗漏的基础上承袭发生的。根据地下水位洼槽分布的位置和性质，划分为四个带：①第一渗漏带，为中等程

度的渗漏，其位置通过防渗线 0 + 00～0 + 100m 桩号间，主要为绕坝渗漏带；②第二渗漏带，为严重的渗漏带，位于 0 + 100～0 + 280m 桩号间；③第三渗漏带，为较严重的渗漏带，位于 0 + 280～0 + 450m 桩号间，以 F_5 断层带为中心；④第四渗漏带，为中等程度渗漏带，位于 0 + 450～0 + 730m 桩号间，有 F_4 断层通过。

2.2.5 渗漏下限的论证

基于前述对库首地区岩溶水文地质条件和渗漏情况的分析研究，对渗漏的下限确定如下。

(1) 库岸地区：库岸地区岩溶较为发育，其渗漏下限达 900m 高程或者更低些，如新 21 孔，最低溶洞高程为 909.8m。由连通试验证实，地下水从河谷右岸通过河床排向左岸下游的 K_{11}。

(2) 左岸：在桩号 0 + 300～0 + 730m 范围内，渗漏下限受 P_1^1 隔水层的控制，其顶板抬高到 950～1 070m。桩号 0 + 00～0 + 300m 处，P_1^1 隔水层埋藏较深，防渗下限受相对弱透水层及虹吸循环下限的控制，在 950m 高程附近。局部地带，如桩号 0 + 180～0 + 220m 段由于断层及岩溶发育强烈，下限应降低到 900m 高程。通过氚分析资料，也证明了上述判断。氚含量高浓度带（大于 20TU 的等值线以上部分）主要分布在第二、三渗漏带。因此也可将二、三渗漏带联合划分为一个渗漏带。

(3) 坝址河床及右岸 0 + 77 桩号内：所见岩溶洞穴均位于高程 1 000m 以上，岩溶直线率在 950m 以下大为减少，故主要渗漏下限高程 950m，裂隙性渗漏则可达 900m。在 950m 高程以上，河床也存在一个氚含量高浓度带，说明河床下部渗漏也是存在的。

2.2.6 渗漏量测定

1971 年 10 月以来，用流速仪和浮标在下游厂房段，系统测量渗漏量，取得数据近 80 个。

2.2.7 防渗处理方案的研究

(1) 防渗处理工程完成情况及建议。1968—1973 年间，对坝址左、右岸及河床进行了单排或双排浅帷幕灌浆，防渗下限当时按 980～1 000m 计，已完成防渗面积 3.12 万 m^2，纯灌浆段长 1.1 万 m。

在水库迎水面，堵截了 FK_5、FK_3 等 10 多处漏水溶洞。处理方法：一是做混凝土截水墙（FK_5）；二是做浆砌块石截水墙（FK_3）；三是用块石、碎石堵塞漏水洞，上面浇一层混凝土，再在其上铺一层厚 0.5～1.0m 的粘土。

经 1980 年重新测量漏水量，较处理前减少 5m^3/s，说明防渗处理取得了初步效果。

(2) 库首及坝址左岸防渗处理方案的建议。经过对几个防渗方案（堵渗漏进口、堵渗漏出口和中间拦截）的综合比较之后，认为中间拦截（即在防渗线上设置防渗帷幕），结合堵进口的综合处理方案较好，亦可考虑在库盆进行水平铺盖和喷浆、堵洞相结合的处理方案。

3 坝区渗漏

3.1 拔贡电站

拔贡电站位于广西龙江中上游河池县境内，是修建在岩溶地区的一座小型水电站，装机容量 8 000kW，坝高 26.2m，为支墩平板坝，1972 年建成。由于勘测阶段未进行详细的勘探研究工作，也未做防渗处理，水库蓄水后不久即发生坝基严重渗漏，最大漏水量达

23m³/s,是龙江在该坝址处最小流量（12m³/s）的1.8倍。曾经做过两次铺盖堵洞处理，但都未能奏效。16年来该电站运行很不正常，枯水期基本上处于无水停发状态。总结该电站岩溶渗漏的教训，尽快采取有效的防渗措施，恢复电站效益甚为迫切。

3.1.1 地质结构及岩溶水文地质条件

拔贡坝址分布的地层为石炭系中统黄龙组（C_2h）碳酸盐岩，按岩性划分11层（C_2^1h～$C_2^{11}h$），坝基坐落在C_2^2h～C_2^6h的灰黑色薄层含硅质条带灰岩夹灰色中厚层灰岩和白云质灰岩上（图12）。虽然岩性不纯，但岩溶发育，河床及岸坡均有溶洞、漏斗及落水洞分布。岩层走向北东东，倾向北西，倾角20°～30°，即倾向上游偏右岸。坝区为单斜构造，断层和裂隙发育。断层走向以北北东和北西为主，河流与构造线平行。左岸坝肩山坡F_1断层长30km，断距700m，破碎带宽20～40m，但已为角砾岩胶结。裂隙以北东、北东东、北北西三组较发育，多被溶蚀成宽大溶槽，岩溶率达6.2%～11.7%，此外，层间错动发育，其中在C_2^4h、C_2^6h的下部发育的层间剪切破碎带厚10～50cm已被溶蚀，风化成为泥化带，顺层延伸至坝基深部。

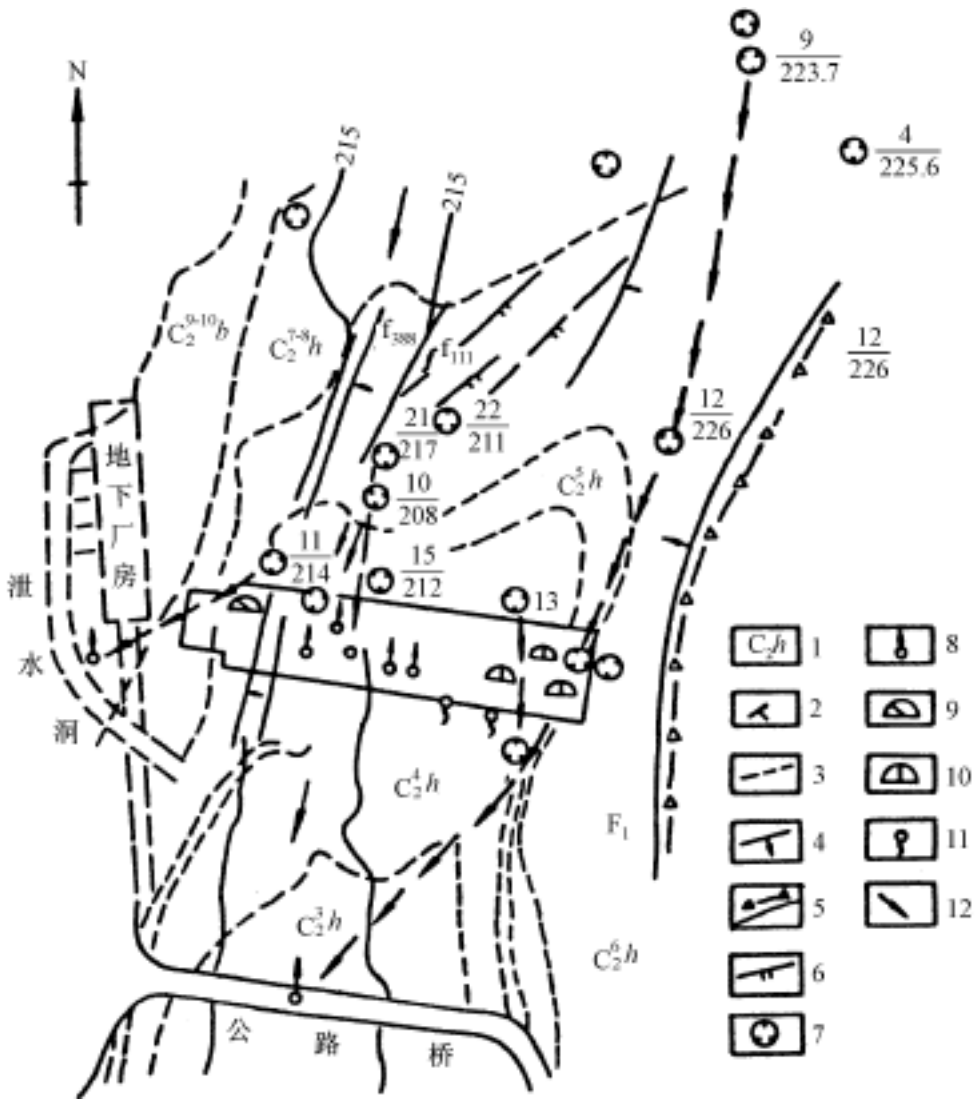


图12 拔贡电站坝段地质图

1—中石炭统黄龙灰岩层号；2—岩层产状；3—地层界线；4—正断层及编号；5—断层及角砾岩带；6—裂隙；7—漏水洞编号及高程（m）；8—出水洞；9—倾斜溶洞；10—连通溶洞；11—基坑下降泉；12—漏水方向

3.1.2 坝基渗漏情况

该电站1972年建成蓄水，当坝前水位开始上升，上下游水位差开始形成时，坝基渗流即已开始，不久，坝下出现浑水，接着，发展到涌沙翻腾，同时坝前出现漩涡，导致覆盖层

多处被击穿而露出漏水洞。经染色连通试验，坝基渗漏情况如下。

(1) 主河槽。坝前 40～180m 的洞 14、洞 15、洞 16、洞 19、洞 10 与 6、8、10、12 号坝段连通。渗流水历时 3～21min，漏水量 6～9m^3/ s (图 13)。

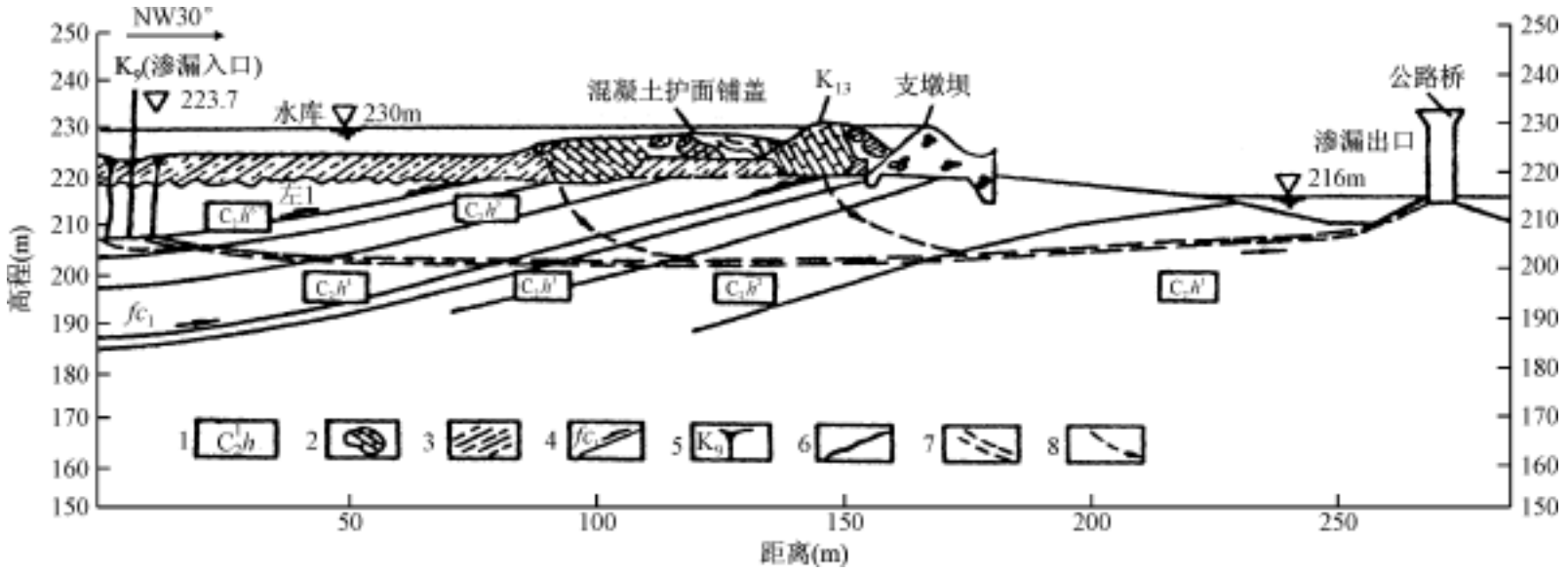


图 13 拔贡电站漏水洞至下游公路桥岩溶渗漏剖面

1—地层代号均为碳酸盐岩 (灰岩白云质灰岩)；2—崩塌灰岩块石；3—沉积砂质粘土；4—层间错动；5—渗漏进口 (漏水洞)；6—顺层溶蚀；7—主要渗漏管道；8—次要渗漏管道

(2) 右岸。洞 21、洞 22 顺 f_{88}、f_{111} 断层带延伸，漏水至 11 号坝孔排出，漏水量 10～12m^3/ s；当电站关闸断流后，河中剩水全部漏入洞 22。约 4min 后从 11 号坝孔漏出，右岸厂房尾水洞处发现出水点，经查是洞 11 渗漏至此，距离 50m。

(3) 左岸。洞 13 漏水至左坝头下游。洞 4、洞 19 渗漏水流经左坝肩至下游公路桥中墩流出，使该处原有岩溶泉流量增大到 10m^3/ s。

以上情况表明，整个坝基普遍发生严重岩溶渗漏，而非集中几个点。所统计，几年来，坝前库底陆续发现漏水洞 22 个，而坝下的出水点为 11 个。

坝基渗漏量经 4 次测量，列于表 3。

表 3 拔贡电站坝基渗漏量实测表

序	水位测量时间	上游水位 (m)	下游水位 (m)	水头差 (m)	渗漏量 (m^3/ s)
1	1971. 11. 8				14. 8
2	1985. 4. 11	227. 6	215. 7	11. 9	23. 0
3	1986. 11. 20	229. 8	215. 6	14. 2	20. 0
4	1987. 2. 23	224. 1	215. 6	8. 5	15. 7

3. 1. 3 堵漏情况

1973 年冬枯水期曾进行了两次堵洞处理，主要方法是对坝前漏水洞用块石粘土填堵，上接混凝土铺盖或浆砌块石砌护，辅以对洞内水泥灌浆。坝下出水洞洞口则浇水下混凝土盖板，但对漏水量大的出水洞无法浇筑，致使防渗效果不佳。有时，老的漏水洞堵了，又出现新的漏水洞，尤其严重的是，1986 年 12 月 3 日放空水库进行检查，在右岸坝前 20～40m 发

生大面积沉陷，挡碴墙被拉断错位，地表形成新的漏水洞，如果下沉顺 $C_2^6 h$ 层向下游进一步发展，将会危及大坝安全。

3.1.4 坝基渗漏成因分析

(1) 拔贡电站坝址位于没有隔水层依托的岩溶地区，河谷结构属于纵向谷类型，在大约 20km 范围内，河流顺岩层走向和主要断裂发育，岩溶地下水运动在河床和谷坡都是以纵向渗流为主，正是由于左岸 F_1 断层带胶结而起阻水作用，才提供了顺该断层带下盘（西侧）发育纵向岩溶带的有利条件。右岸 f_{388}、f_{411} 断层在主河槽右侧平行延伸至坝前汇合，在汇合处岩体破碎，提供了岩溶扩大的空间，因此，构造线方向对坝区岩溶发育起了导向作用。

(2) 层间剪切带，层面倾角平缓（20°～30°），使浅部岩溶易于形成多层结构，再与北东和北北西两组陡倾角裂隙相互交织串通，构成网状管道。层面裂隙被溶蚀拓宽，若以宽度大于 10cm 的溶蚀裂隙为“大型溶隙”，则此种溶隙在 100m 长的坝基齿墙基坑中就有 68 条，最大一条宽 200cm，累计宽 23.4m，形成许多溶沟、溶槽。这种网状管道就是坝基岩溶渗漏的主要通道。

(3) 建坝前，河床中的溶洞、落水洞、层面裂隙是被长期水流夹带的泥砂碎石填塞，给人以充填良好的假象，似乎库底有很厚的土层覆盖，实际上这些充填物是松散的，落水洞下部仍有地下水活动，坝下游河滩上出露许多泉水就是例证。一旦水库蓄水形成水位差，在上部库水压力和落水洞下部地下水潜蚀共同作用下，使充填物被冲刷带走，层间的风化夹泥也被冲蚀张开，网状管道逐渐暴露，库水乃循管道而渗漏。

(4) 施工质量也是一个重要原因。坝基开挖揭露的岩溶洞穴及出水点均未认真处理，甚至在有水的情况下就浇筑大坝混凝土。坝前洞 10、洞 19 在未施工前即已发现，但未采取措施堵塞。原设计的坝基帷幕灌浆和固结灌浆均被取消，显然，坝基未作任何处理，是渗漏的直接原因。

应当指出，拔贡电站是一个“三边”工程，基本上没有进行正常的地质勘察工作，未打一个钻孔，只是做了一般性地质调查，对坝区岩溶发育规律特别是河床岩溶分布及发育深度没有确切的论证资料，因而，该工程的地质结论证据不足。大坝建成后发生渗漏，也未进行补充地质勘察就采用堵洞处理，处理范围小，措施也不力，直到 1985 年以后，才放空水库进行较详细的坝基地质调查，但对深部岩溶情况仍然了解不够。有关部门准备在认真总结经验教训的基础上，全面考虑处理方案，尽早恢复电站效益。

3.2 英古里水库

英古里河位于前苏联格鲁吉亚西北部，坝区河流平均流量 155m^3/ s。英古里系河流上的第五级电站。装机容量 130 万 kW，库容 11.2 亿 m^3，年发电量 44 亿 kW·h，该电站采用混合式水工布置，坝址位于岩溶地区。拱坝高 271.5m，是世界最高的拱坝，其中拱坝壅水，水头 226m。坝址河水位 284m，水库正常蓄水位 510m，库长 27km，库宽 200～1 700m，该电站 1960 年开始进行勘察工作，1971 年建成发电。

3.2.1 地质概况

坝址河谷为一底宽 50～70m，坝顶高程处宽约 600m 的峡谷。左岸岸坡坡角平均为 35°，右岸为 45°。

坝区分布地层为晚白垩统碳酸盐岩，其中以巴列姆组石灰岩和白云岩为主，而在左岸上部，则以亚普第组石灰岩为主，岩层走向垂直河流，倾向下游，倾角 50°～60°。

在坝区上游 1.0～1.5km 处，通过英古里斯—平移断层，断距 1 000m，是发震构造，其分支断层已延伸至右岸坝肩。

坝基构造裂隙发育，其中最发育的是顺河向的裂隙，倾向上游倾角 60°～80°。

裂隙中宽度小于 1cm 的占 60%，大于 10cm 的占 25%，在坝基通过约有 20 条。

坝基岩体风化厚度 5～10m，岸坡强烈卸荷带厚度 10～50m，岩石抗压强度 80～120MPa。完整岩石的变形模量 E_0 为 (13～16)×10^3 MPa，tg =0.9，C= 0.4MPa。

岩石平均单位吸水量随深度而减小，但没有隔水层。右岸 ω= 0.5～3L/ min · m · m；左岸为 0.1～3L/ min · m · m。

坝区岩溶发育微弱。但在引水隧洞区岩溶较发育，开挖中遇到 40 个岩溶洞穴，少数岩溶洞穴较大，宽度为 2～4m，高 20m 左右。所有洞穴均为粘土—碎块石充填。

场地地震烈度为 8 度。这种地震的平均重现期为 1 000 年一次。考虑到坝区附近的英古里斯发震构造断裂通过（从上新世以来，没有活动过），根据前苏联建筑法规定，采用大坝设计烈度为 9 度。后经水库蓄水验证，诱发地震频繁发生，1979 年 12 月至 1981 年 1 月间，最大震级达 4.4 级。

3.2.2 坝基及两岸防渗处理

为防止坝基和浇坝渗漏，设计了一道防渗帷幕，长 1 100m，深度在河床为 70m，在两岸为 150m（图 14）。深度 90m 以内的水泥灌浆帷幕为 2 排，排距和孔距均为 8m，而更深的帷幕为单排。灌浆孔总进尺为 109 327m。

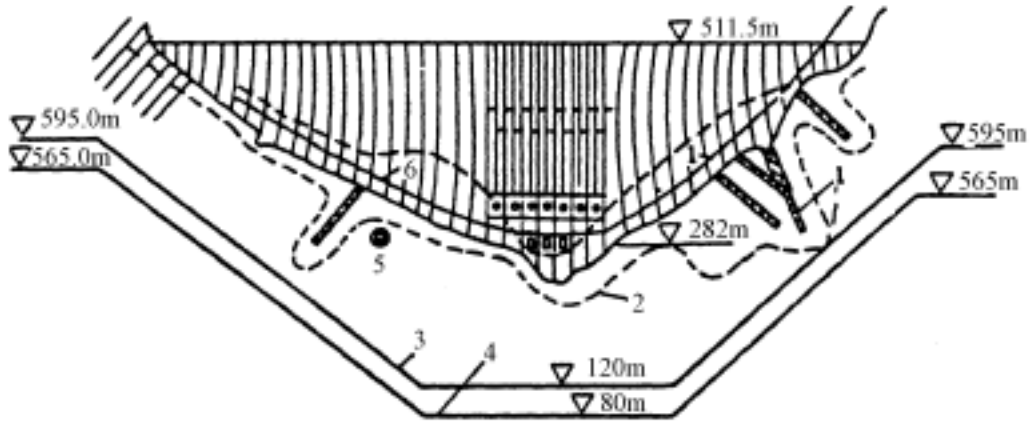


图 14 英古里坝基下部固结灌浆与帷幕灌浆轮廓图

1—右岸断裂；2—固结灌浆边线；3—帷幕灌浆边线；4—帷幕灌浆孔加深勘探孔边线；5—导流隧洞；6—坝周边线

在帷幕下游设置了排水幕，在基岩中钻孔，总深度 29 356m。在混凝土钻孔，总深度 742m。

灌浆工程是在 6 条水平灌浆和排水廊道中进行的（表 4）。

所有灌浆廊道均用厚度 30～35cm 混凝土衬砌。衬后内径为 4m，底宽 2.5m。排水廊道，衬后内径为 3m，底宽 1.5m。

大坝下游设纵向排水。排水洞中水量较大，是由于岩体裂隙透水性大和水头很高所致。根据电网络模拟设计，当不设灌浆帷幕时，渗漏量为 4m^3/ s。当设计帷幕时，减少至 1.2m^3/ s。

灌浆工作分 4 序进行。水灰比 10∶5。灌浆结束标准：在设计压力下，每 10～15min 内，耗浆量小于 5L/ min 时，即认为不吃浆。第一序灌浆压力 2～3MPa，第二序为 3MPa，第三序为 4MPa。在 3MPa 压力下，进行检查孔压水试验。对于高程 402m 以下的帷幕灌浆

段，ω< 0. 01～0. 02L/ min · m · m 时，就认为灌浆已经结束。

在坝基还设置孔深 15～30m 的固结灌浆，总进尺 216 153m。

表 4　英古里坝区灌浆和排水廊道汇总表

廊道编号	高程（m）	廊道长度（m）			
		灌浆廊道		排水廊道	
		左岸	右岸	左岸	右岸
6	265	199. 0	147. 5	159. 0	253. 0
5	315	275. 0	197. 0	154. 0	198. 0
4	360	190. 0	159. 0	54. 0	205. 0
3	402	170. 0	149. 0	282. 0	100. 0
2	450	71. 0	231. 0		
1	511	189. 4			
小计		1 094. 4	833. 0	649. 0	756. 0
总计		1 927. 4		1 405. 0	

3. 2. 3　水库蓄水检验

在灌浆帷幕处理前，岩石中裂隙的临界冲刷流速为 0. 04～0. 21m/ s，岩石为 3～4m/ s。对于已灌浆的裂隙，允许冲刷流速不小于 20m/ s。

防渗帷幕完成后水库蓄水，在左岸，渗透活动区已发展到坝肩的后面。在右岸，扩大到右岸断裂的上盘，直到英古里断裂为止。在引水隧洞沿线出水。

当库水位上升至 482m 时（1984 年 9 月 13 日），右岸渗漏量 66L/ s，左岸渗漏量为 42L/ s。水库蓄水前后的等水位线如图 15 和图 16 所示。

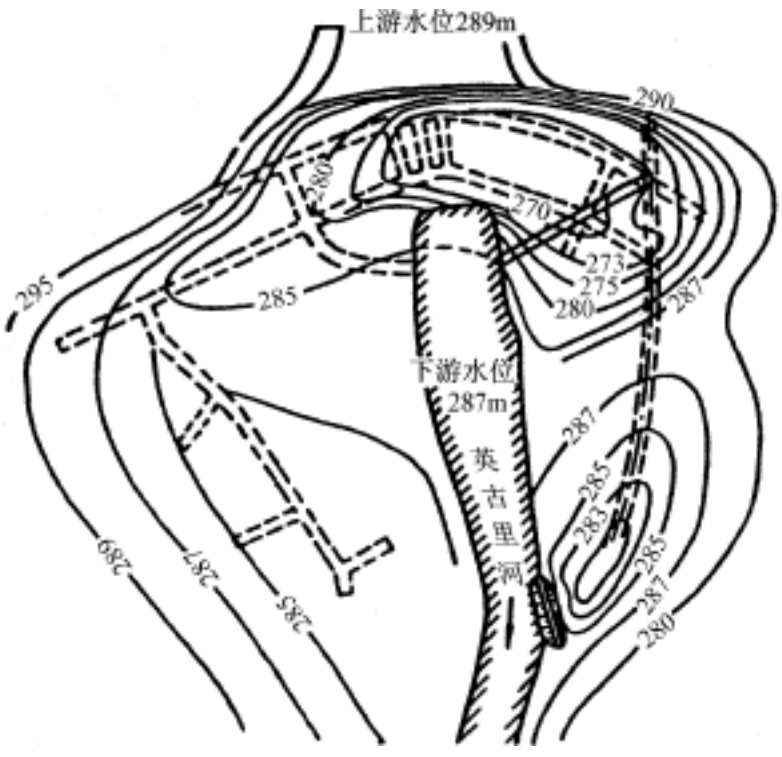


图 15　英古里坝址区蓄水前地下水等水位线图

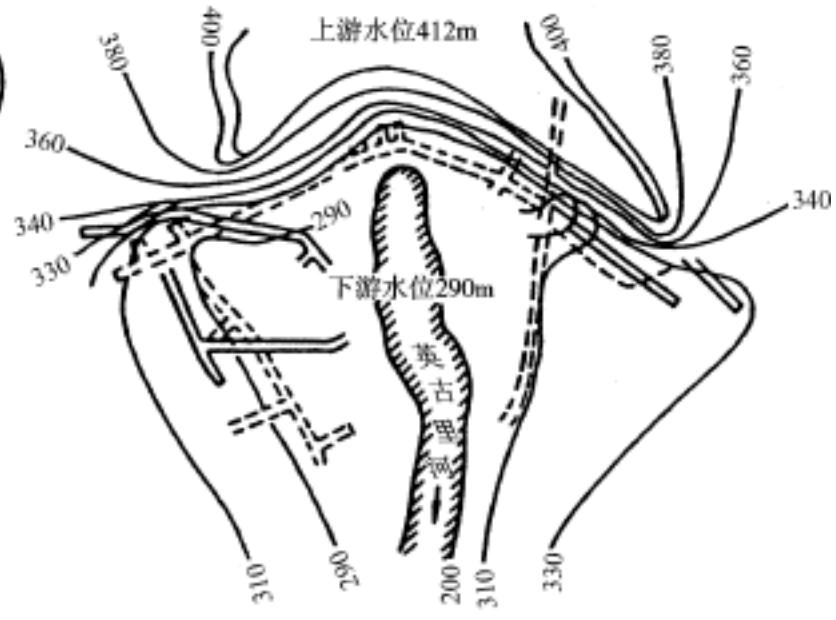


图 16　英古里坝址蓄水后地下水等水位线图

当库水位上升至 484.8m 时，总渗漏量达到 1.083m³/ s，占河流多年平均流量的 0.69%，此数值小于电网络模拟计算的渗漏量。

深帷幕和排水系统，保证了将左岸帷幕下游水头降低为 4%，右岸降低为 10%，河床部位为 0。在幕上的有效水头减少了 51%～65%。

该电站在勘测设计和施工等方面，都是成功的。

4 库底渗漏

4.1 桃曲坡水库

该水库位于陕西耀县沮水河上，大坝为均质土坝，坝高 61m。水库正常蓄水位 784m，总库容 4 300 万 m³，可灌农田 28.9 万亩。

4.1.1 库区地质结构

库区地形平坦开阔，库岸及库盆由石炭系—二叠系砂岩、页岩互层组成，产状平缓。坝址位于中奥陶统石灰岩峡谷区，灰岩分布于坝线上 400m，至下游 2km 河谷地段，裂隙及岩溶发育。该灰岩厚层、质纯，总厚度 800～1 000m。

坝基及库盆基座由灰岩组成，砂页岩不整合于灰岩之上。河床第四系冲积层厚 7～10m。

坝址处于铁龙山—桃曲坡背斜附近，轴线北东。发育北东及北西两组高倾角裂隙，岩溶往往沿裂隙面发育。在垂向上岩溶裂隙及溶洞常呈串珠状展布，与其上的砂页岩及砾石层相勾通。由于砂页岩不厚，张性裂隙发育，渗透性强，与灰岩含水层有一定水力联系。

灰岩中岩溶发育强烈，在坝区 0.5km² 范围内，发现各种岩溶洞穴计 149 个之多（不包括补充查漏揭示的），洞径大者达 10m，地表、地下均有发育（见图 17）。

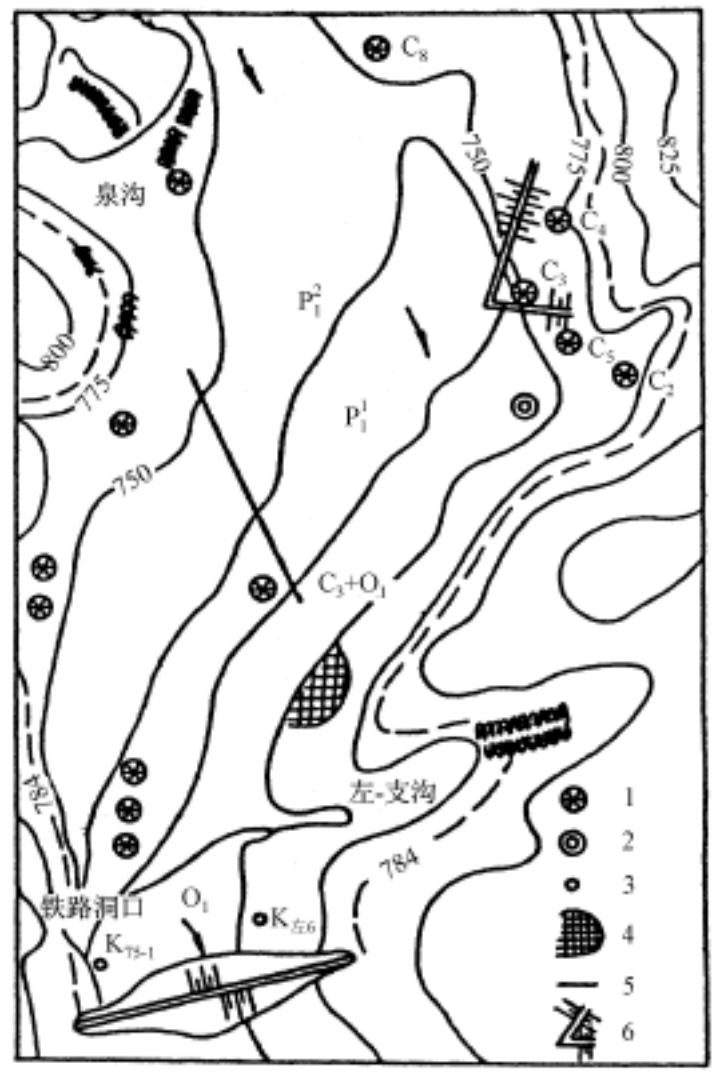


图 17 桃曲坡水库近坝地段地质示意图

1—煤井；2—水潭；3—溶洞；4—滑塌体；5—地表裂隙；6—围堰

库区大范围内，灰岩含水层地下水位很低，低于河水位 350m，为典型的悬托型河谷，故又称“悬河”。在天然河床中，就存在垂直渗漏。深部的地下水面，系区域性岩溶地下水面。

4.1.2 水库渗漏情况

水库于 1974 年 3 月 9 日蓄水，当库水位上升至 747.85～747.76m 时，库水即产生渗漏，渗漏量 Q= 0.64m³/ s，占来水量（1.12m³/ s）的 57.4%。1975 年渗漏严重，库水位每天下降 1.0m 以上，仅仅 16 天，即漏失 3 255 万 m³，平均渗漏量 Q= 23.5m³/ s。

经调查，渗漏的主要原因：一是地表岩溶洞穴渗漏；二是库水通过煤窑，直达下部灰岩产生的岩溶渗漏，如 1975 年 10 月蓄水 2 070 万 m³，通过 3、4 号煤窑，经过一个采煤巷道，

漏向一个岩溶管道，使库水漏空，坝前干涸，使上游地表水改道，最大漏水量达 27.8m³/s；三是通过砂页岩中的裂隙渗漏。调查证明，砂页岩厚度小于 30m，往往不起隔水作用。库水通过右岸砂页岩向下游的桃曲坡沟渗漏，Q=0.03m³/s。

4.1.3 防渗处理及效果

1976—1977 年进行防渗处理，漏水量显著减少。1982 年，当库水位上升至 782m 时，渗漏量 Q=0.5m³/s。近年来，水库能发挥一定效益，但渗漏问题并未彻底解决。

防渗处理的主要方法：

(1) 铺盖。费用省，效果好，施工方便，主要用于坝前上覆砂砾石及水库淤积土渗漏的库段。铺盖土层厚度为库水头的 1/10，长度 490m，为设计水头的 7～8 倍。铺盖末端厚度不少于 1.5m，铺盖土干容重 1.6g/cm³。经 1974—1975 年测验，渗漏量较前减少 58%以上。其中包括天然淤积铺盖的作用。

(2) 铺包。对左岸库坡的普通渗漏区，当查清下部岩溶有困难时，采用粘土斜墙式铺盖，将漏水区包封至库底，与库底防渗体形成一个防渗整体。斜墙坡度 1∶3，填料干容重 1.6g/cm³。后有局部破坏，修补后防渗效果良好。

(3) 封包。对右岸导流洞进口岸坡较陡，溶蚀裂隙发育的地段采用薄混凝土板封闭。

(4) 堵塞。对漏水溶洞及窑洞，将充填物清除后，再用混凝土回填。回填直径不小于洞径的 1.5 倍，洞口松动岩石予以清除。当洞身水平时在洞内砌一道块石斜墙。用此法对煤窑漏水处理效果良好。对较大溶洞，采用了混凝土结构。

(5) 盖板。1975 年水库漏空之后，库底及库岸坡脚出现圆形陷落坑，直径 3～17m，最深达 8m，因下部有岩溶洞穴和煤窑存在。按设计要求，处理前应清至基岩，但工期紧迫，汛前来不及施工，后改用混凝土板。混凝土板有两种：一是用刚性混凝土盖板，盖住陷落坑洞口，如对 C_{12} 号陷落坑(直径 17m，深 8m)，未挖到基岩，坑底为亚粘土层，在此浇筑了直径 8m 的混凝土盖板，板上铺 3m 厚的砂砾石，其上布设混合砂反滤层，再夯填粘土，经 2 年以上考验运行正常；二是用柔性混凝土盖板，对靠近基岩岸坡的 C_{14} 陷落坑用此方法盖封，该洞直径 3m，深 4m，处理坑挖至坍塌块石，为适应下部松散岩体变形，使用 1m×1m×1m 的混凝土块合成作为盖板，上部再用砂砾石、反滤层、粘土铺盖夯实 (图 18)。

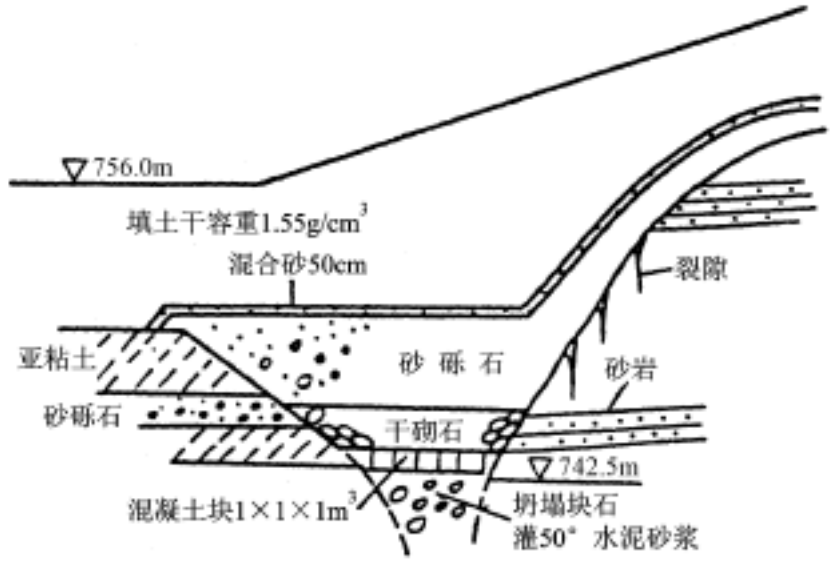


图 18 柔性盖板封堵陷坑示意图

经过一年以上运行考验，效果良好。

(6) 利用天然淤积铺盖防渗。渭北河流多泥砂、水库淤积速度快。水库建成几年后，死库容即已淤满。经取样试验，淤积物粘土干容重 1.38～1.53g/cm³，K=2.76×10⁻⁵～0.08×10⁻³cm/s。固结两年后的淤积物，K=3.06×10⁻⁴～2.48×10⁻⁵cm/s。具有一定的防渗作用。

5 不渗漏水库

所谓不渗漏水库，系指通过防渗处理后岩溶渗漏很微弱的一些水库。

5.1 乌江渡水库

乌江渡水库位于乌江中游，1982 年建成发电。主体建筑物为混凝土拱形重力坝，坝高 165m。坝址河水位 625m，水库正常蓄水位 760m。库前最大水深 134m，库容 21.4 亿 m^3，装机容量 63 万 kW，是我国目前在岩溶地区兴建的最大的水库和水电站。自运行以来水库蓄水正常，未发生明显的岩溶渗漏，经济效益良好，是我国水利水电建设成功的典范，为我国岩溶地区的防渗处理创造了宝贵经验。

5.1.1 坝址区基本地质条件

1. 地质结构

坝址区位于北北东向的遵义—息烽褶皱带上。坝址处于青岗岭倒转背斜的东翼，地质构造条件较为复杂。主要分布地层有上二叠统乐平煤组 P_2^1（厚 150～160m）、长兴灰岩 P_2^2（厚 41m）、下三叠统沙堡湾页岩 T_1^1（厚 30～35m）和玉龙山灰岩 T_1^2（厚 233m）、九级滩页岩 T_1^3（厚 80m）。

岩层走向 NE10°，与河流近于正交，倾向上游，倾角 60°～65°。坝址区扭性断裂及压扭性断裂甚为发育（图 19），如 F_{20}、F_{120} 及 F_{50} 等。其中 F_{20} 与深岩溶发育及防渗帷幕接头选择密切相关。该断层走向 NE50°，倾向 SE，倾角 50°～60°，断距 30～60m。切断了左岸赖以作为防渗接头的 T_1^1 沙堡湾页岩。F_{148} 断层，分布于右岸，走向 NE10°，倾向北西，倾角 10°～50°，于高程 620～680m 间将 T_1^1 页岩与 P_2^2 灰岩错开，破坏了 T_1^1 的封闭作用。

(1) 岩溶发育且有明显的成层性且与阶地高程相对应。坝址区的岩溶主要发育在 T_1^2 厚层灰岩中。由于河流排水基准面在发展过程中的几次相对稳定，发育了 5 层以上的溶洞及岩溶管道系统。区内最大的岩溶系统，左岸有 KW_{42} 暗河，出口高程 630m，可追索长度 180m，实测枯期流量 8.0L/ s，水力比降约 4%，右岸 KW_{53} 暗河，出口高程 630m，可追索长度 262m，实测枯期流量 5L/ s，水力比降约 3%。两暗河均位于坝址下游，对于水库岩溶渗漏有很大影响。

(2) 构造对岩溶发育的控制作用。上述主要断层和一些层间错动带，是溶缝、洞穴、溶斗及溶蚀塌陷的发育地带。KW_{42} 及 KW_{53} 暗河，均系沿层面及构造裂隙发育。

在右岸 T_1^2 灰岩中，沿北西的裂隙密集带，有 86%的裂隙被溶蚀。

(3) 深部岩溶比较发育。据左岸帷幕灌浆钻孔揭露，在高程 640m 以下，共揭露大小溶洞 37 个，主要分布在 F_{20} 与 F_{18} 断层带内。分布高程达 403m，低于河水位 220m，如 K_{27}。溶洞规模最大者，如 K_{104}，溶高达 34.6m，但宽度较小。在这些深部岩溶中，普遍充填粘土和砂砾石层，在高程 640～620m 的溶洞以充填粘土为主，620～540m 以充填砂为主；在 540m 以下，又以粘土为主。

由于溶洞被充填，经压水试验证明，其透水性不大。据 30 个溶洞的压水试验（压力 1.0～1.5MPa），其中 24 段 $\omega < 0.01$L/ min·m·m，其他多数为零。

当深岩溶发育的后期，由于排水基准面的相对稳定，充填了大量粘土和砂砾石。

上述深岩溶发育的成因，主要是由于来自左岸分水岭的地下水在 F_{20} 下盘形成深循环和

强烈溶蚀作用的结果。

2. 地下水动力条件

(1) 地下水渗流场特征。坝址属于补给型河谷，地下水渗流场比较复杂。其中 KW_{42} 和 KW_{53} 暗河区形成地下水洼槽。等水位线变化复杂，反映了本区岩溶发育的复杂性和不均一性，也说明了岩溶地下水位的统一性。

(2) 岩溶潜水和承压水并存。图 20 仅代表岩溶潜水含水层的地下水等水位线。在 F_{20} 下盘还存在一个承压水区。河床 Z_{248} 孔打穿断层后，承压水位高出河水面 3.66m。JZ_7 孔，承压水位高出河水位 9m 较 F_{20} 上盘相邻地段的测压水位高 12.3m，表明了 F_{20} 断层带充填粘土以后具有一定的隔水性。

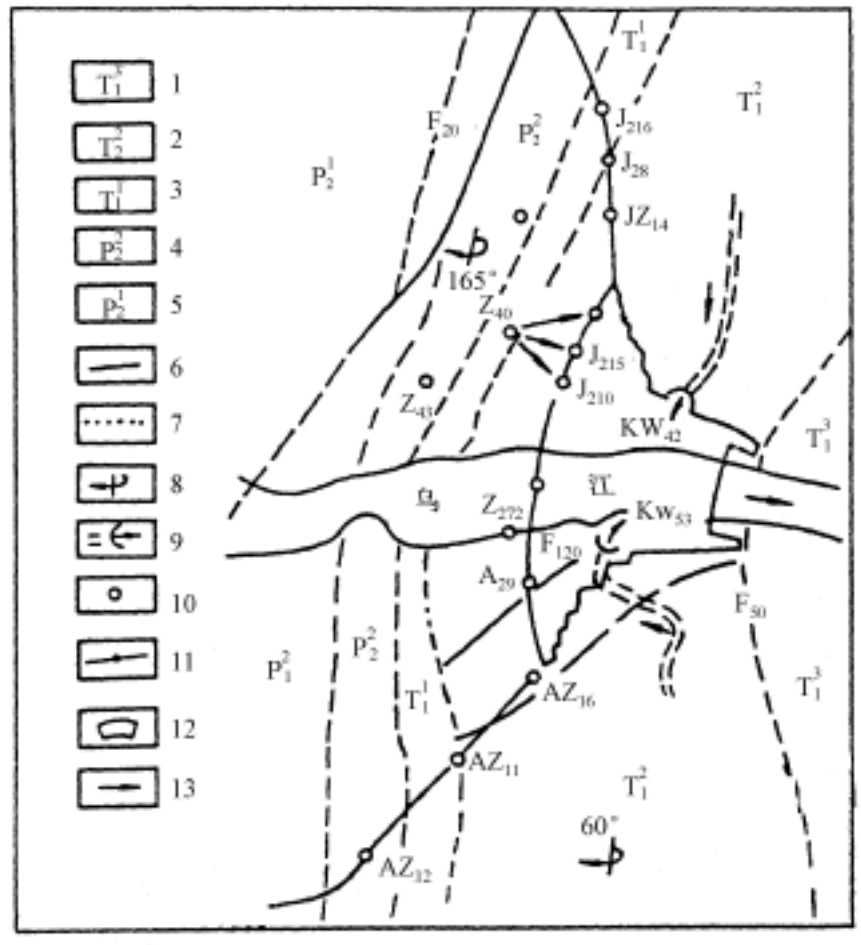


图 19 乌江渡水电站坝址地质图

(据李森等，简化)

1—九级滩页岩；2—玉龙山灰岩；3—沙堡湾页岩；4—长兴灰岩；5—乐平煤组；6—断层；7—地层界线；8—地层产状；9—暗河；10—钻孔；11—防渗帷幕；12—大坝轮廓；13—染色试验时地下水连通方向

(3) 水化学及同位素特征。坝址区有 2 种水质类型，在 550m 高程以上，为低矿化的 HCO_3-Ca 型；在 550m 以下，为低矿化的 HCO_3-SO_4-Ca 型。经测试地下水氚同位素在深岩溶部位表现异常。

据此绘制了同期地下水氚含量等值线剖面。以 20TU 等值线为界，分为高浓度区 (>20TU)，与同期库水接近，说明有与库水连通性较好的岩溶管道存在。氚的低浓度区 (<20TU) 说明库水与地下水关系不密切，溶洞充填物起到一定隔水作用。

(4) 地下水动态特征。水库蓄水后，经左岸及河库 JZ_{16}、JZ_8、JZ_{14}、JZ_7 等 6 个钻孔对深部地下水的观测，证实 JZ_{10} 和 JZ_{16} 两孔与库水位密切。其中 JZ_{15} 孔水位升高 3m，孔口出流量增加 0.1L/s。在连通试验时，发现 JZ_{15} 及 JZ_{10} 孔冒黄泥水。

5.1.2 防渗帷幕工程

1. 防渗方案的选择与轮廓设计

综上所述，坝址区岩溶发育是相当强烈的。为了阻止坝址区的岩溶渗漏，曾经比较了坝前两岸及河床混凝土铺盖方案及防渗帷幕方案，最后选定了左岸接 T_1^1 页岩，右岸接 P_2^1 砂页岩隔水层的防渗帷幕。其中左岸幕长 (以 640m 高程为准，下同) 为 450m,，右岸幕长为 420m，坝基下部为 305m，总长达 1 175m。

由于在勘测阶段对深岩溶勘探和认识不够，原设计在两岸的帷幕下限 600m 高程附近，仅低于河水位 20～30m。通过灌浆过程中先导孔的勘探，在论证了深岩溶发育规律之后，将帷幕下限普遍加深到 520m 高程附近，在 F_{20} 深岩溶发育部位加深到 400m 高程，低于河水位 225m。至此，防渗帷幕总面积达 18.9 万 m^2，灌浆钻孔总深度 19 万 m (见图 20)。

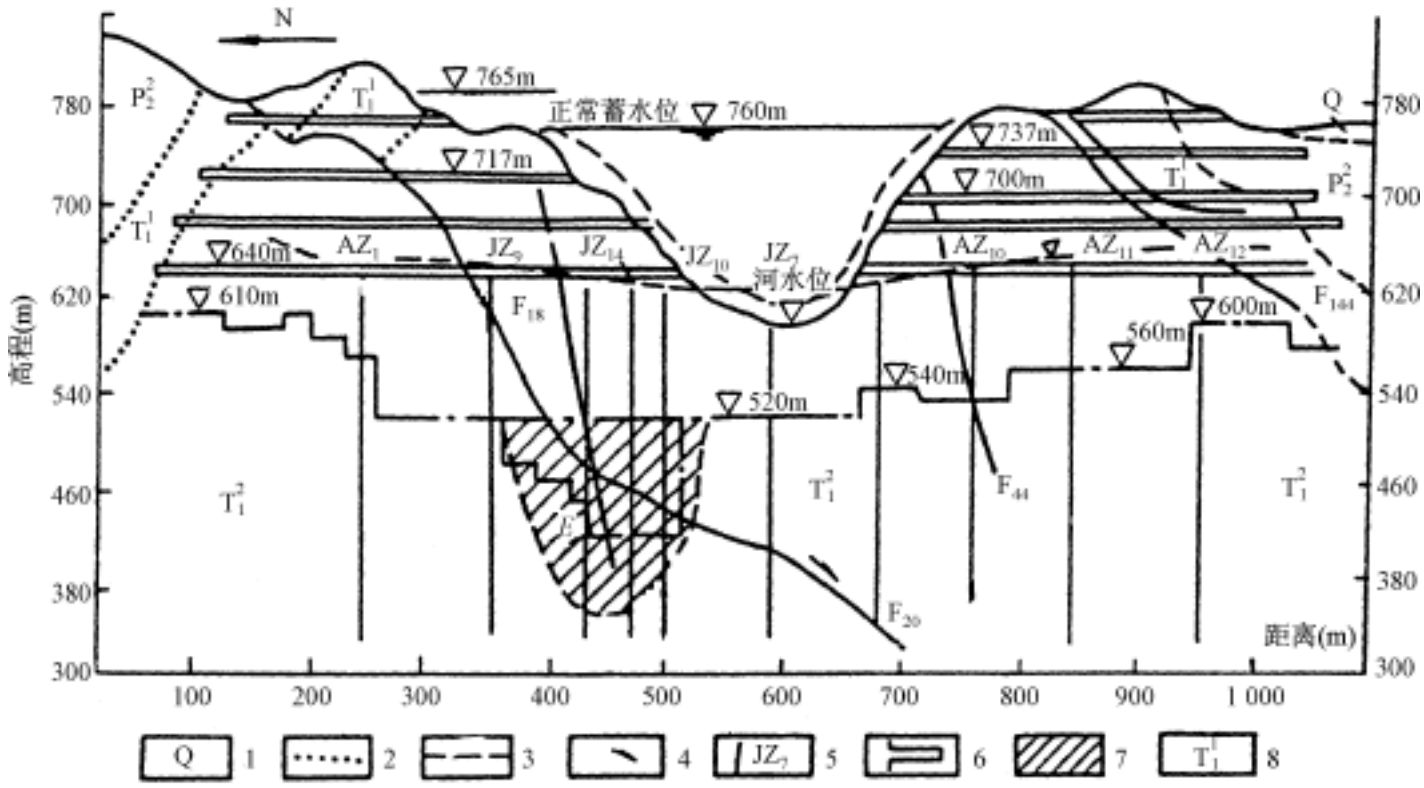


图 20　乌江渡电站坝址防渗帷幕地质剖面

1—覆盖层；2—岩层界线；3—地下水位；4—F_{20} 断层；5—JZ_7 勘探钻孔；6—灌浆廊道；7一 *E* 物探异常；8—T_1^1、P_2^1 页岩隔水层

2. 防渗帷幕的结构设计与工艺设计

(1) 灌浆廊道的布设，左岸设 5 层，右岸设 4 层。层间高差 30～40m，以利于查明岩溶和钻孔灌浆作业。

(2) 排距与孔距的设计。在水头大于 60m 的坝基和坝肩，布设 3 排孔。小于 60m 水头的地段，布设 2 排孔。3 排孔按梅花形布置，排距 1.5m，局部为 1.1m。2 排孔排距 1.2～1.8m，各排孔距一般为 2m。

(3) 坝基帷幕孔深为 80m。左岸部分地段，孔深至河床以下 200m，最大孔深 260m。

(4) 灌浆压力，通过灌浆试验，采用高压灌浆。灰岩区采用 3～6MPa，页岩区采用 2～4MPa。灌浆时采用孔口封闭器，循环灌注。

(5) 灌浆材料，采用纯水泥灌浆。

(6) 对于溶洞的处理，一是采用花管法，由于溶洞中（如 K_{104}）充填砾石及灰岩碎屑以防止坍孔。二是采用旋喷法，用于钻灌充填细砂的溶洞（如 K_{239}），即用高压泵形成 20MPa 的脉冲压力，使从喷嘴喷出的高速高压浆液冲击切削和拢动砂层，同时以一定的速度旋转和提升喷嘴，使水泥浆和砂粒混合成柱。

5.1.3　防渗效果检验

1. 帷幕幕体的压水试验（压力按 1.5～2 倍设计水头)

在 105 个检查孔中，进行了 948 段压水，完全附合帷幕的设计标准。经用大孔径钻孔检查，发现溶洞泥大部分被水泥结石穿插包围。细砂被水泥浆渗入固结。经对灌浆后的溶洞泥试验，在 4%～7%水力比降下，试验未发生管涌等破坏现象。测定动弹性模量平均为 0.48 $\times 10^4$ MPa，静弹性模量为 0.25$\times 10^4$ MPa。抗压强度平均为 2.2MPa，抗剪强度为 1.6MPa。

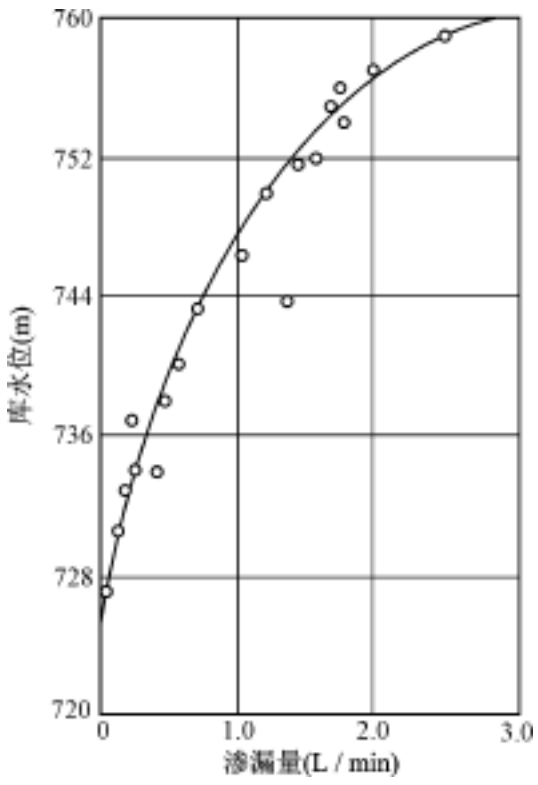


图 21　乌江渡库水位与坝基渗漏量关系曲线（据乌江渡电厂）

2. 渗流量和渗透压力测定

1981 年 8 月以后，对 150 多个坝基排水孔进行了流量观测（图 21），其中有 70% 的钻孔不渗水。由于库水淤积，从 1983 年至 1989 年以后，淤积厚度在 12m 以上，坝基渗漏量基本减少，由 3.6L/ min 减少至 2.0L/ min（图 22）。

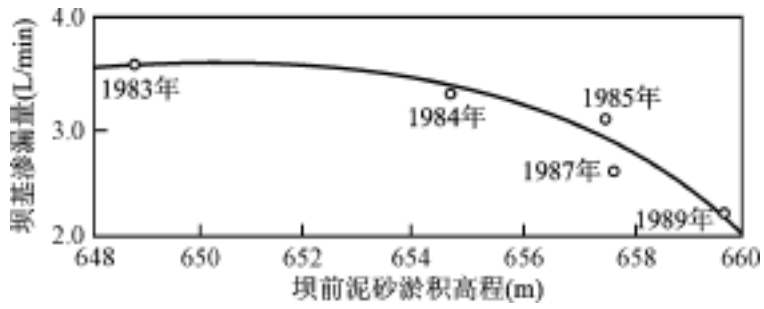


图 22　乌江渡坝基渗漏量与水库泥砂质淤积相关曲线

坝后 KW_{42} 及 KW_{53} 暗河，蓄水后流量也无明显变化，也未发现新的泉点。帷幕下游地下水位普遍有升高现象，水力坡降由原来 4% 增加到 20%～50%。

坝基渗透压力换算成水头，低于尾水位，且随尾水位升降而变化。帷幕后坝、厂基础及各层廊道总渗漏量每天为 20～30m^3/ d。上述效果是令人信服的，也是令人满意的。

5.2　红岩水库

红岩水库于 1974 年建成发电，29 年来运行正常。水库位于猫跳河下游深切峡谷中，设计蓄水位 884m，抬高水头 49m。主要建筑物为双曲率薄拱坝，拱高 60m。在库首右岸形成一个向南凸出的“U”形河湾。该河湾地带，地下水位低于上游河水位，但由于岩溶不发育，岩体透水性弱，故水库蓄水后，地下水位虽仍低于库水位，却并未发生明显的岩溶渗漏，是补排型岩溶河谷区水库无明显渗漏的特殊例子，表明了即使在补排型河谷中渗漏问题也应结合岩溶发育程度来研究，这为在岩溶地区寻找弱岩溶化地段建库，提供了宝贵经验。

5.2.1　坝址地质结构

坝址河谷呈“V”形峡谷，河水位 840m，相当水库正常蓄水位 884m 时的谷宽为 95m。

坝址左岸下游 150m 处发育一条冲沟（红岩沟），其右侧有一条支沟，叫栽江沟。坝址河谷与支沟间组成单薄分水岭，名为马鬃岭。相当正常蓄水位高程的分水岭宽度 200m 左右。

库首右岸为一河湾地带，河湾弦长约 900m（图 23）。

坝址地层主要为永宁镇组（T_1yn）白云岩、泥质白云岩、夹灰岩及少量页岩，总厚度 397m。

坝址主要断裂，一是通过右岸坝肩 5～10m 的 F_{31} 逆断层，地层断距 2～3m，沿断层带发育有 K_{32} 溶洞；二是左岸的 F_{20} 断层，距坝肩 73m，与马鬃岭近于平行，穿越红岩沟，沿断层带发育岩溶管道。

5.2.2　岩溶水文地质条件

坝区岩溶发育比较微弱，但沿断层带常发育溶洞和岩溶管道，如右坝肩附近的 K_{32} 溶

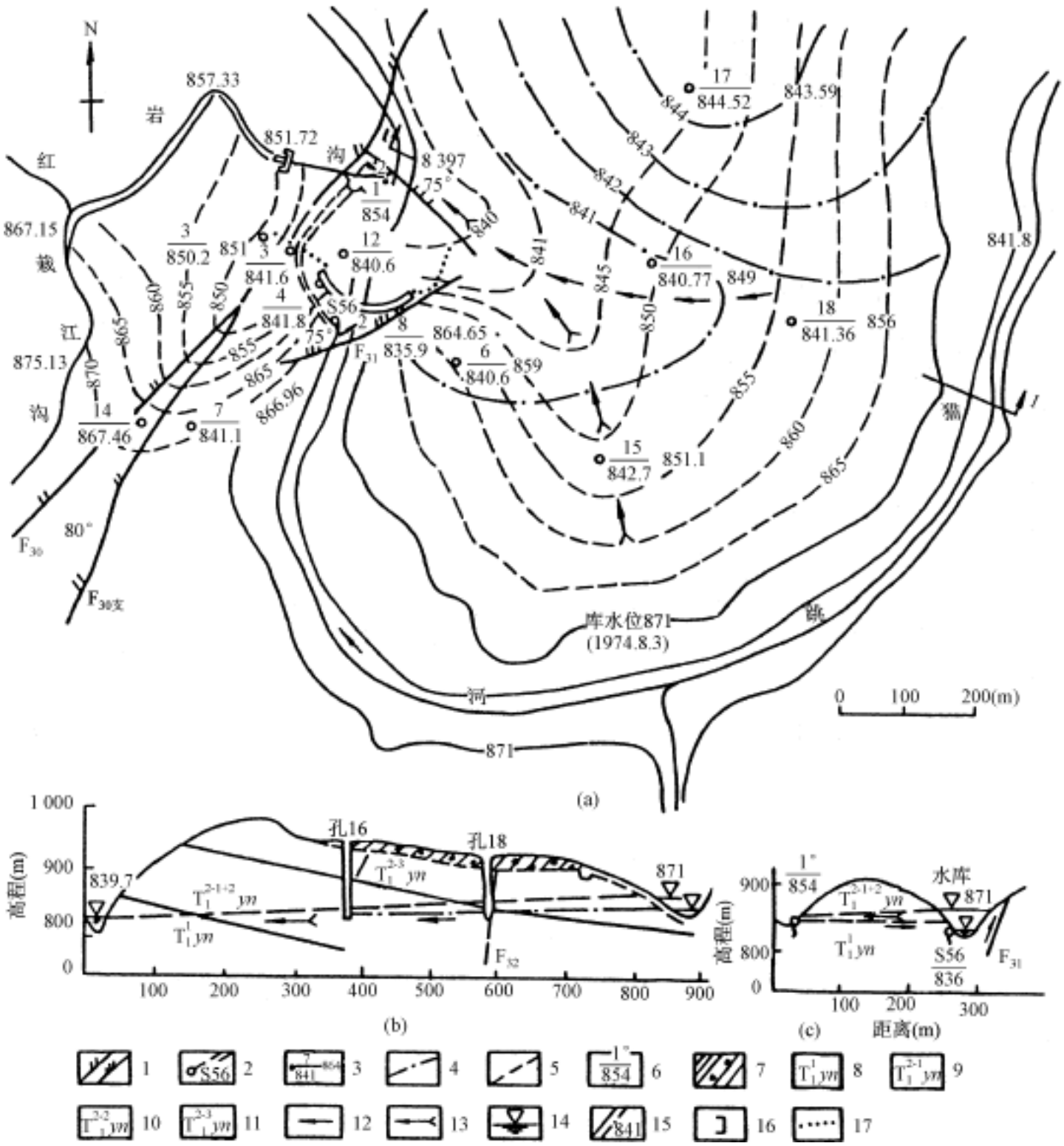


图 23　红岩电站库首及坝址地下水等水位线图

(a) 平面；(b) 1-1 剖面；(c) 2-2 剖面

1—张扭断层、压性断层；2—岩溶通道和泉水；3—钻孔 $\frac{\text{编号}}{\text{地下水位 (m)}}$ 蓄水后地下水位；4—地下等水位线；5—蓄水后地下水等水位线；6—1 号漏水点及高程 (m)；7—覆盖层；8—$T_1^1 yn$ 灰岩和白云质灰岩；9—$T_1^{2\text{-}1} yn$ 白云岩；10—$T_1^{2\text{-}2} yn$ 泥质灰质白云岩；11—$T_1^{2\text{-}3} yn$ 泥灰岩夹页岩；12—地下水流向；13—蓄水后地下水流向；14—蓄水位及河水位；15—河水面高程点；16—流量观测点；17—设计防渗帷幕线

洞，长 37m，空洞容积 800 余立方米。

坝址左岸上游河边，有 S_{36} 岩溶泉，高程 841.5m，与 F_{31} 断层带发育的岩溶管道沟通，成为坝址左岸的主要渗漏通道。

蓄水前，在栽红沟与河床之间的马鬃岭部位不存在地下分水岭，河水直接受沟水补给。

库首右岸河湾地带，存在一个向西北方下游排泄的地下水洼槽，纵向水力比降 0.017%，压水资料表明，岩体单位吸水量小，大值平均值 ω= 0.044L/ min · m · m，计算

渗漏量为 0.017 8m^3/ s。右岸平均值 ω= 0.038L/ min · m · m，计算渗漏量为 0.009 6m^3/ s。勘测阶段认为渗漏量很少，可不作防渗处理。主要理由：河湾地带虽然存在地下水洼槽，渗径短，但由于岩溶发育微弱，岩石透水性小，尚有少量页岩隔水，故不会造成较大渗漏。河湾地带岩溶发育微弱的主要原因是由于泥质白云岩不易溶解，且有页岩夹层，加之地表水补给面积小，地下水活动微弱，故岩溶发育受到很大限制。

5.2.3 水库蓄水验证

1974 年 2 月 13 日蓄水以来，库水位已上升至 884m，河湾地带未发生漏水。钻孔长期观测资料证明，水库蓄水以后，地下水位缓慢上升，以洼槽中心部位的 15 号钻孔为例，水位由 843m 上升到 852m，仍低于现在库水位 19m。在地下水等水位线图上 (见图 23)，仍呈现一个地下水洼槽，但在下游未见任何明显渗漏。

在左岸红岩沟仅发现 1 个漏水点，出水口为一水平溶洞，洞口高程 854m，直径 0.5m 左右，与上游的 S_{56} 泉相连通，进出口曲线距离 280m。当库水位达 857m 时开始渗漏，漏水量 2.5L/ s，随库水位上升而增大。当库水位达到 871m 时，漏水量增至 33L/ s，渗流水压力比降 5.4%。估算库水位 884m 时，最大漏水量可达 95L/ s。

1 号漏水点属于岩溶管道渗漏性质，出口高程高出红岩沟水位 8m 左右，形成出口段的孤立水流。

除此外，大坝下游 25～45m 两岸陡壁上有渗水和滴水现象，说明绕坝渗漏是存在的，但不严重。

为处理上述渗漏现象，蓄水后进行帷幕灌浆。经过对 1 号漏水点上游岩溶管道的特殊处理 (用水泥砂浆灌浆)，渗漏很快被阻止。

5.3 大化水库

5.3.1 工程概况

大化电站位于广西壮族自治区都安县与马山县交界的红水河干流中游。水库正常蓄水位 155m，相应库容 4.19 亿 m^3 电站装机容量 40 万 kW，年平均发电量 21.1kW · h。混凝土重力坝最大坝高 74．5m，该电站勘测设计工作始于 1973 年。1975 年完成初步设计，随即开始施工。1983 年 12 月第一台机组发电，1985 年 6 月全部建成发电。

5.3.2 岩溶渗漏问题

大化水库地处广西盆地中部的岩溶峰丛洼地区。出露地层为泥盆系至三叠系，其中碳酸盐岩分布面积占 80%。坝址为三叠系下统薄层含粉砂质泥岩与泥灰岩互层，厚 800 余米，是良好的隔水层。水库右岸有二叠系下统硅质灰岩和三叠系碎屑岩组成相对隔水层，把库区碳酸盐岩包围，提供了有利于水库蓄水的地层封闭条件。因此，坝址及水库右岸不会产生岩溶渗漏。但是，水库左岸，泥盆系和石炭系碳酸盐岩连片分布，其间虽有白云岩组，但从整体上看以厚层质纯灰岩为主。由于基岩裸露，断裂发育，雨量充沛，该区地表地下岩溶均较发育，主要岩溶形态有溶洞、漏斗、落水洞，有三条暗河横贯本区 (图 24)，其中大调—东红和古茶—大当两条暗河流向库内，而加司—春兴暗河排向库外，注入暗河后汇入红水河 (坝址下游)。它们之间有一个地形低平的分水岭，称之为亮山分水岭，该分水岭地下水位 143～150m，比水库正常蓄水位 (155) 低 5～12m。而邻谷 (加司—春兴暗河) 的最低水点高程仅 116m，因此，水库蓄水后，库水是否会越过亮山分水岭产生岩溶渗漏，就成为该水库的重要工程地质问题之一。

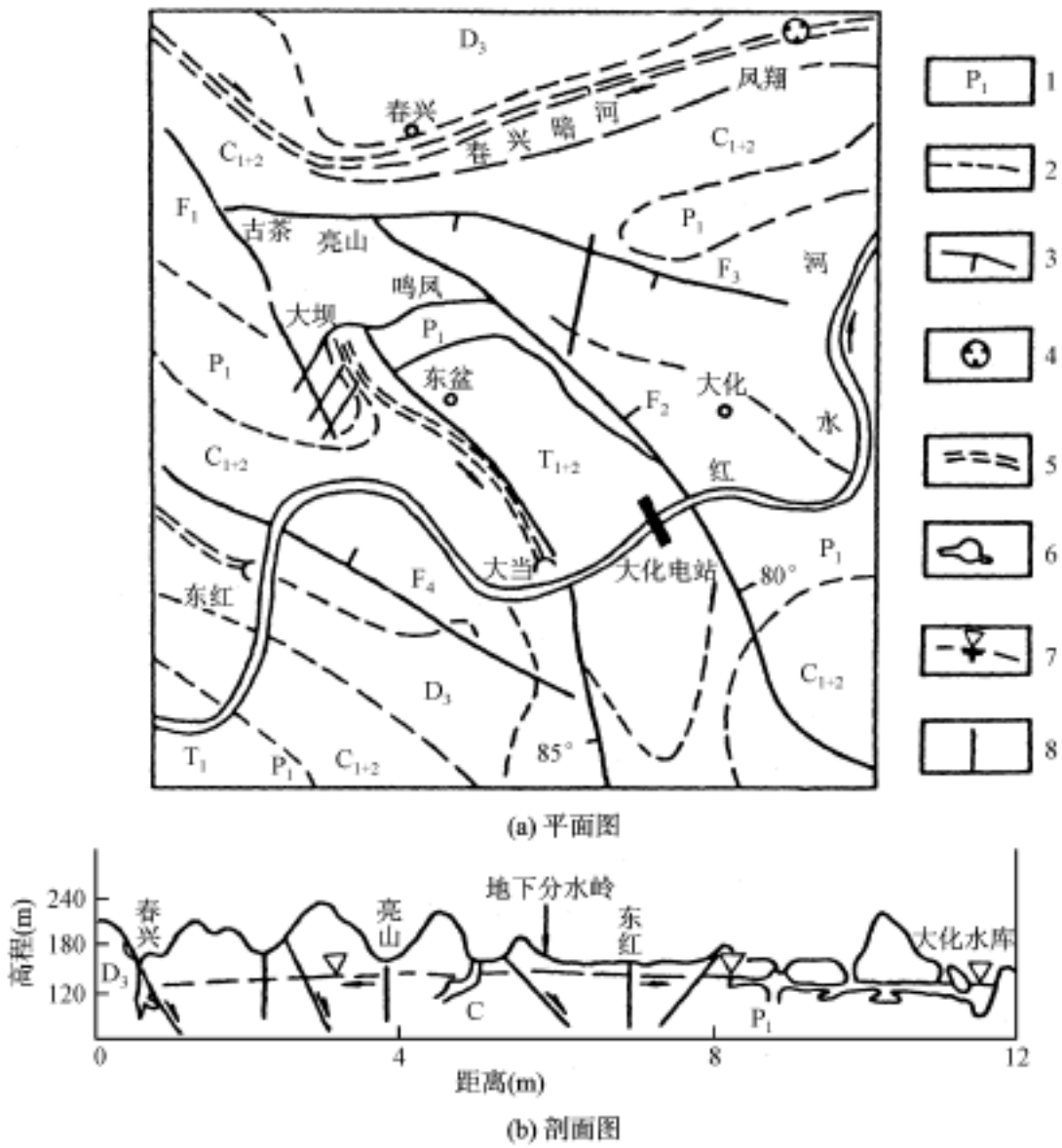


图 24 大化电站地质略图

1—地层代号；2—地层界线；3—断层；4—落水洞；5—暗河；6—溶洞；7—地下水位；8—钻孔

5.3.3 蓄水前岩溶水动态

为了查明亮山分水岭岩溶地下水分布及其特征，初步设计阶段在该区进行了广泛的岩溶地质调查、暗河连通试验及地下水长期观测等工作。长期观测网由 33 个钻孔及 19 个落水洞、暗河天窗、泉水所组成，观测年限长达 13 年。

勘测研究表明，亮山分水岭岩溶发育，地下岩溶管道主要受控于北西向断裂构造，当有近东西向横张断裂切割时，岩溶管道局部扩张，但未促使暗河之间的横向沟通。由于地壳缓慢上升，早期岩溶管道被抬至洼地浅部，只起滞洪作用，深部管道为经常性排水廊道。地下水在纵横方向上交替循环，洪水期暗河水因排泄不畅而补给两侧的溶隙水或溢出地表，注入干谷、洼地、落水洞及暗河，水位消落后，又返回地下暗河。枯水期溶隙水转而补给暗河。这种可逆式循环补给，导致暗河中上游地段多层管道结构的形成和扩大。根据观测网资料，在水库与春兴暗河之间，存在一个较低的地下分水岭，其高程随季节而变化。预测洪水期分水岭地下水高于水库水位，地下水从春兴方向补给水库。枯水期分水岭地下水位低于水库正常蓄水位，库水将向春兴方向渗漏。据此，初设报告认为，亮山地段的渗漏问题属于季节性渗漏，每年渗漏时间约 100 天，但考虑到横向岩溶管道不畅通，渗漏属于溶隙型，渗漏量估算为 1.7m^3/ s，此渗漏量不到红水河枯水流量的 1%，且渗径长达 11km，因此，不会影响电站正常运行，水库具备建造条件。

5.3.4 蓄水后岩溶水动态变化

大化电站于 1982 年 5 月 27 日关闸蓄水，很快到达正常蓄水位 155m。观测发现，库水循大调—东红暗河及古茶—大当暗河倒灌，自灌速度可达 80m/ h，距离库边 28km 的大调 38 号洞及 2.5km 的那朴洞，水位反映极为明显，两洞水位与库水位几乎持平，而且同步升降。距离库边 9km 左右的两条暗河中游段，孔、洞地下水也比水库蓄水前明显升高，孔、洞间水力比降则比蓄水前减缓 5 倍，显然，这是受水库回水顶托的影响，这一影响已波及到亮山分水岭地区。根据水库蓄水后三年多的地下水观测资料，亮山分水岭地区孔洞地下水位比水库蓄水前提高了 9.39～13.17m，即始终比库水位高 3.59～13.09m。而邻谷—春兴、凤翔等低水位点并未因水库蓄水而升高，流量也没有增大。坝址下游的吉凤泉仍然是干枯无水。这一切均表明，大化水库蓄水后未产生岩溶渗漏。

5.4 鲁布革水库

鲁布革电站是滇东黄泥河上最后一个梯级电站。主要建筑物为堆石坝，坝高 103m，引水隧洞设于左岸，长 9 382m，洞径 8m，地下厂房，装机容量 60 万 kW。1988 年 12 月 27 日第一台机组投产发电，现已安全运行 3 年，经过了 1991 年洪水的考验。

5.4.1 坝址区地质结构

坝址位于雄武背斜西南部。中下三叠统地层除坝上游有少量灰岩和砂页岩外，主要为白云岩。产状要素 NW30°～40°，SW < 35°，倾向下游偏右岸。主要构造线为北东向。在坝址区主要断裂构造是 F_1、F_2、F_3 等断层。

坝址河谷深切，为典型的 V 形谷，两岸对称，谷坡 40°左右，两岸岩溶发育中等。1 300m高程以上，以漏斗、洼地、落水洞等垂直形态为主；1 300～1 170m 高程间多为溶洞、溶隙和少量竖井，1 170m 至河床 1 040m 高程间，地表岩溶不发育，只沿断层见较宽的溶蚀裂隙，河边见有小泉水（图 25）。

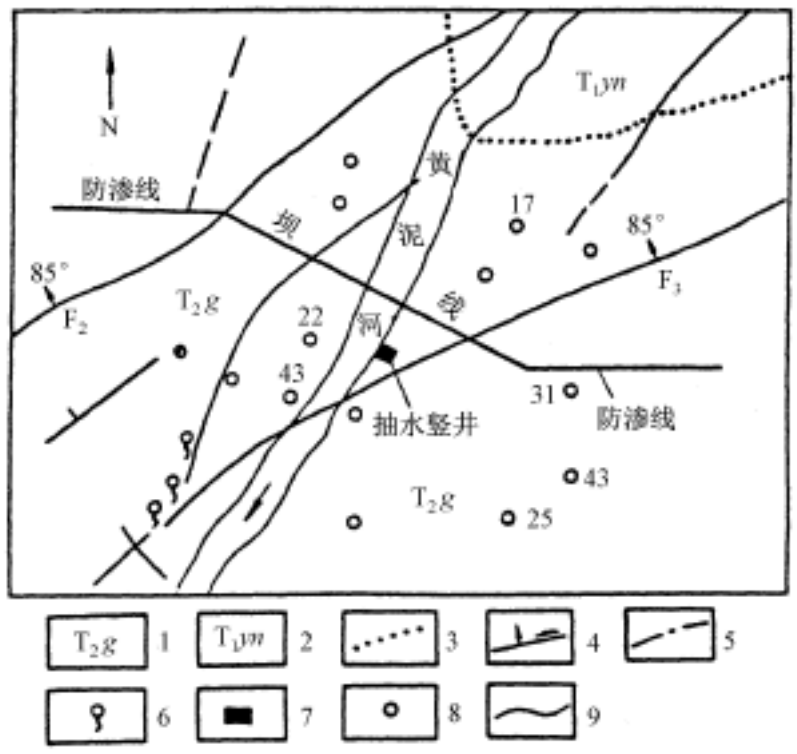


图 25 鲁布革电站坝址地质略图

1—白云岩夹少量灰岩；2—泥灰岩、砂岩、粘土岩；3—岩层界线；4—断层；5—推测断层；6—泉水；7—抽水竖井；8—钻孔；9—坝轴线

坝基白云岩，岩溶较发育，并且各向异性，钻孔中多见溶孔、溶隙和小溶洞，洞径一般 2～5cm，最大 7cm。左岸 11 个平硐中揭露 3 个小溶洞，26 条溶蚀裂隙。右岸 19 个平硐中发现 37 个小溶洞，78 条溶蚀裂隙。岩溶多沿断层发育。坝址河床两岸存在岩溶地下水位低平带，左岸宽 210m，右岸宽 115m，地下水位与河水位接近或略低，主要原因是两岸坡脚卸荷带较宽，溶蚀裂隙较发育。

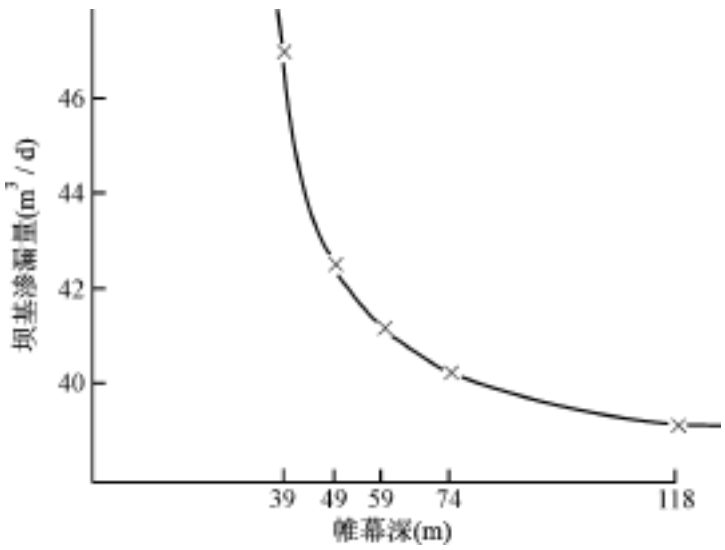


图 26 鲁布革坝址电网络模拟帷幕深度与坝基渗漏量关系曲线

5.4.2 坝址防渗处理设计

通过比较论证，坝址防渗采用灌浆防渗帷幕。

为了优化防渗方案，进行了二维电网络试验，求得帷幕深度与坝基渗漏量关系曲线图(图 26)。

由曲线图看出，帷幕深度在 40m 以内变化时，对坝基渗漏量的影响很敏感，而深度超过 45m 以后，敏感度就大大减弱了，据此确定帷幕设置深度为 42m。

对于帷幕伸入两岸的深度问题，进行了三维电网络试验，结果如下（表 5)。

表 5 鲁布革坝址两岸三维电网络检测试验成果

方案	左岸		右岸	
	试验条件	总渗漏量（m^3/ d)	试验条件	总渗漏量（m^3/ d)
一	帷幕插到坝 0 + 262m 桩号	13 960	帷幕插到坝 0 + 310m 桩号	10 249
二	帷幕插到坝 0 + 177m	14 000	帷幕插到坝 0 + 237m	10 292
三	帷幕插到坝 0 + 121m	14 010	不设帷幕	11 362
四	帷幕插到坝 0 + 0.00m	14 150	帷幕插到坝 0 + 237m	9 809
五	不设帷幕	16 570		

以上成果表明，帷幕插入两岸的深度对绕渗漏量的影响不敏感，因此，没有必要插入太深，只要截住两岸低水位带即可。经优化后，帷幕总长度仅 431m，较原定方案缩短了 259m(图 27)。

坝址两岸各设立二层灌浆廊道，帷幕总面积约 2.8 万 m^2，灌浆压力 0.3～1.7MPa，钻孔单位耗灰量 100～300kg/ m。

5.4.3 防渗帷幕实施与效果

水库蓄水至初期水位后(坝前壅水头 60m),坝基和坝肩总绕渗量实测为 0.1～0.104m^3/ s,仅为预期值 0.28m^3/ s 的 35%～37%,防渗处理是成功的。

5.5 埃尔卡洪（洪都拉斯）水库

埃尔卡洪水库，位于洪都拉斯的西北部，1980 年开始施工，1984 年 6 月 15 日水库首次蓄水。系多年调节水库。主要建筑物有 238m 高的拱坝和地下厂房。电站装机容量 30 万 kW。

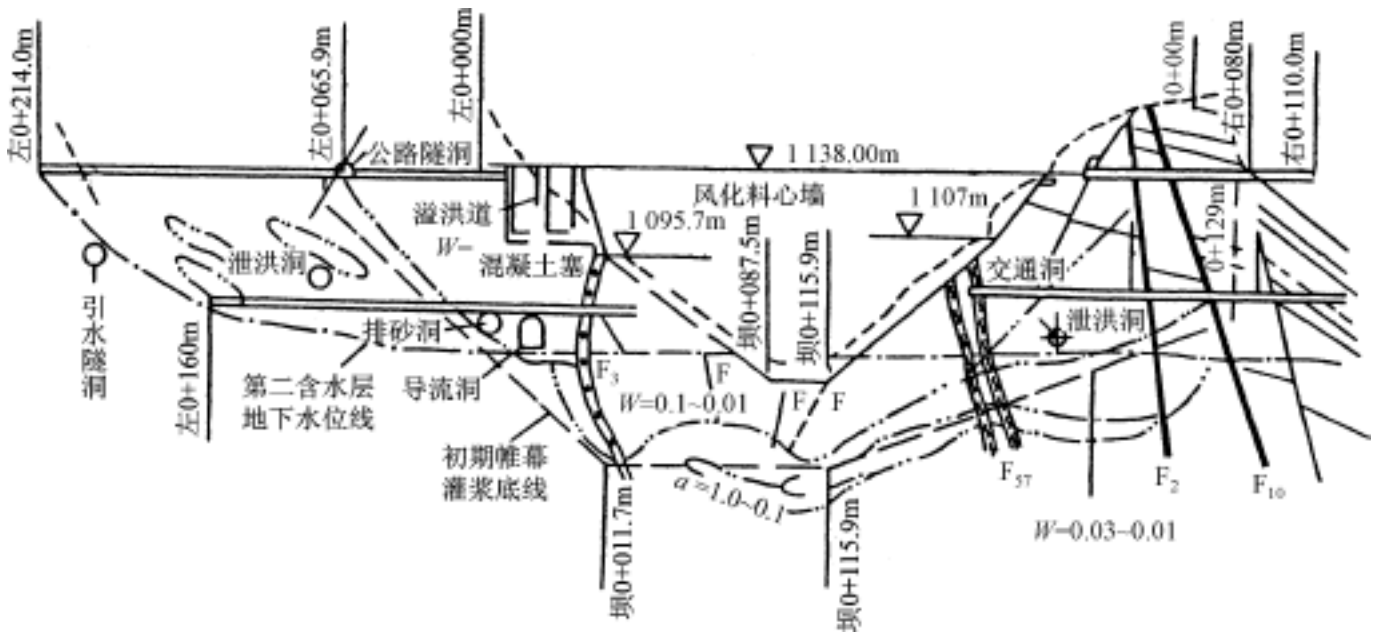


图 27　鲁布革电站防渗帷幕岩溶地质剖面

(据昆明勘测设计研究院)

5.5.1　工程地质条件

坝址位于一个 800m 长的峡谷内，主要分布岩层为白垩系的阿铁玛灰岩，最大厚度大于 700m。基底岩石为古生界地层，大体形成于海西造山旋回，岩层褶皱。

坝址周围整个地区均被火山岩（主要是安山质熔岩、凝灰岩等）所覆盖。

阿铁玛灰岩，分为 4 层。由下而上为：

(1) 垩石印灰岩，厚层块状。分布于坝基部位。

(2) 含燧石结核石灰岩，中厚层，组成两坝肩的上部。

(3) 薄层灰岩，单层厚 0.2～2m，构成坝顶以上岸壁。

(4) 白云岩灰岩，出露于峡谷下游末端。

在坝轴线处，岩层倾向下游，倾角 15°～20°。

5.5.2　岩溶发育情况

(1) 在勘探平硐内遇到的一些岩溶管道中，充填了火山岩，说明有些岩溶洞穴发育在第三纪和第四纪以前。

(2) 在峡谷陡壁上，经常可以见到直径为 1m 的岩溶管道。

(3) 勘探平硐中发现，有些岩溶管道有相互连通的情况，多发育在近于垂直裂隙的交叉部位。

(4) 岩溶洞穴中，有未充填及粘土充填的两大类。

5.5.3　防渗帷幕方案的比较与选择

(1) 悬挂式帷幕方案。在施工以前，设计了悬挂式帷幕，幕线深入两岸约 500m，坝基以下 180m。幕底终止于岩溶化微弱的灰岩中。

(2)“浴缸”式防渗帷幕方案。经施工初期的大量补充勘探资料证明，在深部岩溶并没有随深度而减弱。在厂房地基开挖中出现了温泉，使人们相信存在深岩溶系统可能性是很大的。因此，修改了帷幕方案，重新设计了一种称为“浴缸”式的防渗帷幕方案，该方案又称“水槽式”防渗帷幕方案，其展开图如图 28。

防渗帷幕线平行河流向上游布置，端点与上游的隔水层（火山岩）连接。

两岸钻孔向河床倾斜，至河床下部某一深度相交。

主要优点是：①与河床下部的深岩溶不相交；②灌浆廊道间距较近，施工管理条件好，钻孔深度小，帷幕形状易于控制；③蓄水后监测可能渗漏通道的条件较好。

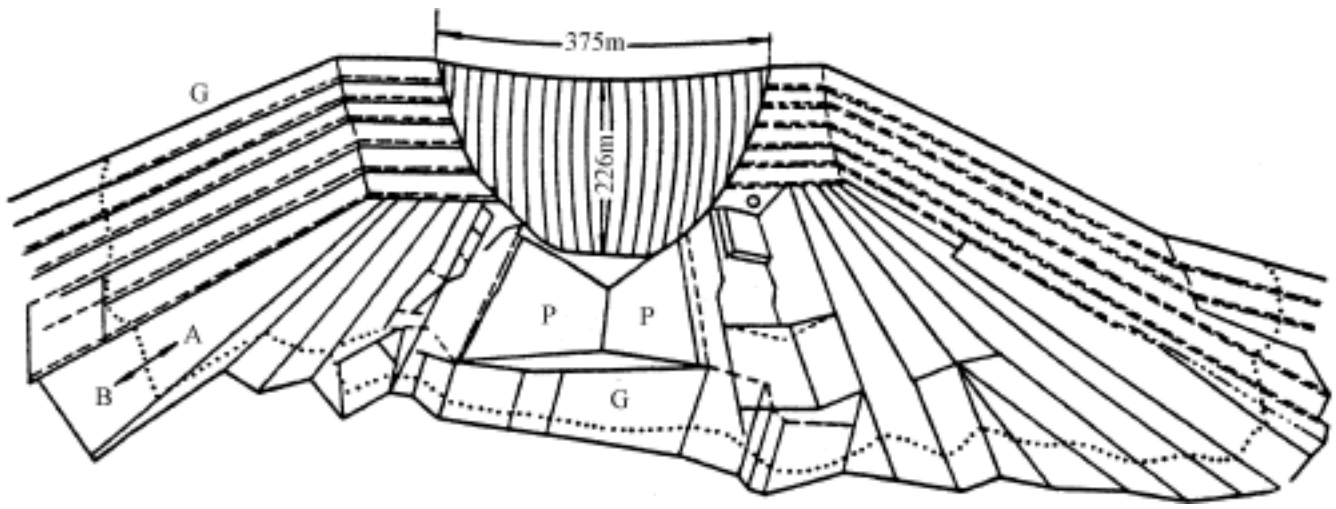


图 28 最终的灌浆帷幕方案的透视图（从上游）

A—灰岩内；B—火山岩内；C—灌浆廊道；P—帷幕面

新方案主要缺点：①比招标设计造价多 60%；②河床高程以下廊道较多。经对两个方案风险性比较，选择了“浴缸”式防渗帷幕方案。

5.5.4 防渗帷幕施工

1. 灌浆廊道的开挖与钻孔灌浆工程量

灌浆廊道在两岸及河床共有 9 层以上。两岸平均廊道高差 35m 左右，廊道总长 11.5km，有 31 台钻机参加灌浆工作。钻孔总深度 485 000m。冲击钻进尺为 2 250m/ 月。回转钻进尺 1 400m/ 月。这样高的生产率，是良好的组织和严密的生产管理的结果。

2. 钻孔灌浆

(1) 钻孔序次。钻孔规定为 3 个序次，互相平行。在任一序次的灌浆孔中任一 5m 孔段的单位耗灰量（下同）超过 200kg/ m 的地方，都要增加中间孔。在 3 个序次钻孔中，后来又补充 4 序及 5 序孔。各序孔距列于表 6。

表 6 灌浆孔序及孔距表

序号	孔 距（m）	
	本序孔间	至相邻孔间
一序孔	20	10
二序孔	10	5
三序孔	5	2.5
四序孔	2.5	1.25
五序孔	1.25	0.63

(2) 灌浆压力。在 1～5MPa 之间。

(3) 浆液。采用 2 种水泥浆液。

第一种，水灰比 0.7（以重量计，下同）；第二种水灰比仍为 0.7，但加入 15%的粒径为 0.1mm 的砂。

水泥为美国试验材料学会生产 IP 型，含 25%凝硬性材料。技术特性：密度为±1.6 t/ m^3；3 小时后的最大析水率为 2±0.5%；粘度 40～50s。28 天立方试块的强度为 10MPa (实际为 16MPa)。添加 0.2%的膨润土，可以满足析水率的要求。

(4) 灌浆结束标准。①压水试验 ω< 0.02L/ min · m · m (2 吕荣)；②耗灰量 < 50kg/ m。

5.5.5 防渗帷幕效果

防渗帷幕总面积53万 m^2。从1981—1985年已灌注水泥10万吨（1985年以后继续灌浆的资料不详），平均耗灰量210kg/ m。通过1984年6月15日蓄水，在两周时间内水位上升了70m，帷幕性状并没有发生问题，说明了此种帷幕是可行的。

三、岩溶地区地质环境

纳吉滩水库库区地质灾害发育特征及其防治措施建议

①

陈海波　杨世松　陈海洋

(湖北省水文地质工程地质勘察院，荆州 434100)

摘要　纳吉滩水库地处鄂西南、湘西岩溶石山地区，其地质灾害发育具有典型的裸露型岩溶石山地区的特征，本文在论述水库地质环境条件的基础上，对库区地质灾害发育特征进行了论述，并提出地质灾害防治措施建议。

关键词　库区　岩溶石山　地质灾害

1　引言

纳吉滩水利水电枢纽工程是洞庭湖水系沅水上游左岸支流酉水河梯级开发的第三级，坝址位于来凤县百福司镇上游约 1km 处的峡谷中，距来凤县城约 52km。水库正常蓄水位高程 370m，水库回水长度 30.22km (干流 22km)，相应库水面积 3.07lkm^2，其中南东部酉水左岸支流皮渡河大部分库段位于湖南省龙山县。水库总库容 0.380 1×10^8 m^3。调节库容 0.097 1×10^8 m^3。拟建混凝土重力坝，库尾接塘口电站尾水。大坝坝高 38.5m，控制流域面积3 369km^2，年平均径流量 36.3×10^8 m^3，平均流量 115m^3/ s，装机容量 36 000kW。

2　地质环境概况

2.1　气象水文

库区属亚热带季风湿润型山地气候区，根据来凤气象站 1961—1990 年气象资料统计，多年平均气温 15.9℃。区内雨量丰沛，据坝址以上流域的 14 个雨量站 1967—1999 年降水量分析，多年平均降雨量为 1 581.2mm。区内多年平均风速为 0.7m/ s，最大风速 20m/ s，风向多为东北风，多年平均相对湿度 82%，多年平均蒸发量 1 005mm。

酉水河由北东向南西径流，纳吉滩坝址处多年平均流量为 114m^3/ s，多年平均径流量 35.96×10^8 m^3，多年平均径流深 1 067.4mm。流域洪枯水相差悬殊，据卯洞站 1980 年 7 月 4 日实测最大洪峰流量为 4 470m^3/ s，1974 年实测最小流量为 3m^3/ s。卯洞站 1980 年实测资料统计分析，其多年平均含沙量为 0.42kg/ m^3，多年平均输沙量为 152.3 万吨，悬移质输沙模数为 452.1t/ km^2。

---

①第一作者简介：陈海波，男，1973 年生，1997 年毕业于西安工程学院，工程师，主要从事水文、工程、环境地质调查研究。

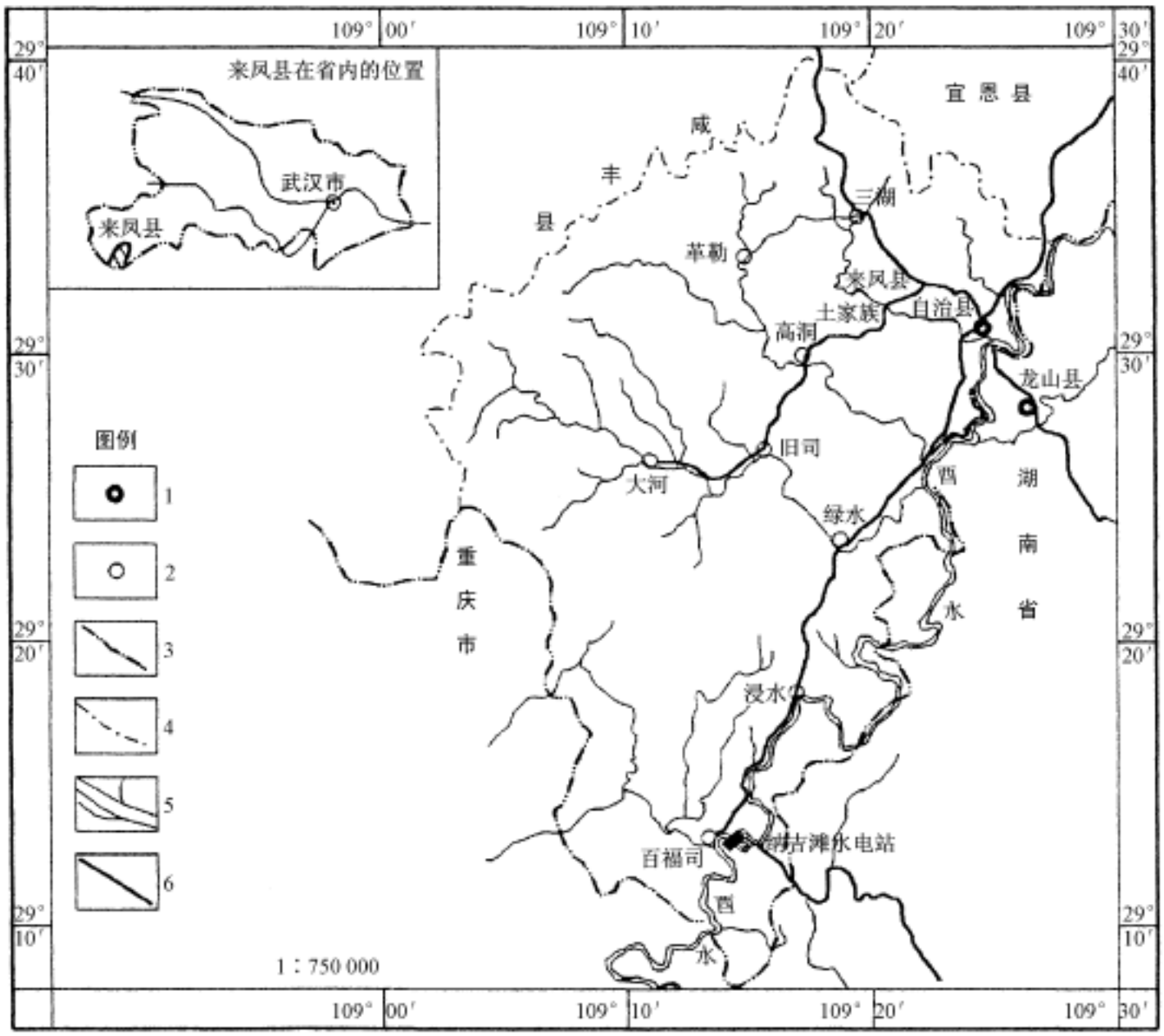


图 1　研究区交通位置图

1—县政府所在地；2—乡、镇政府所在地；3—省界；4—县界；5—河流；6—公路

2.2　地形地貌

纳吉滩水库地处鄂西南、湘西岩溶石山地区，总体地形西南高北东低，为云贵高原向北东的延伸地带，属武陵山系余脉。区内山势雄伟，河谷深切，河流湍急。地面高程 340～1 000m,相对高度 300～600m，属中低山区。区内地貌特征明显受岩性、构造及地壳运动的影响，夷平面、阶地发育，阶地台面一般高出河床 10～30m，宽 50～200m 不等。部分宽阔的阶地面成为人类活动和居住的集镇，如百福司镇、漫水乡。碳酸盐岩地区岩溶发育，形成天坑、溶蚀洼地、溶洞等大型地貌及石芽、溶沟、溶槽等小型岩溶地貌。碎屑岩区受风化剥蚀及地表流水侵蚀作用，形成剥蚀、堆积地貌。区内岩溶地貌与风化剥蚀地貌相间分布，形成错落有别的地貌景观。

2.3　地层岩性与地质构造

区内地层自寒武纪至三叠纪地层出露较为完整，中间仅缺失泥盆纪和石炭纪地层。第三纪以来本区处于间断上升阶段，第四纪松散堆积物零星分布。寒武系（缺失下统）至奥陶系碳酸盐岩主要分布于测区南东部，坝址置于下奥陶统南津关组灰岩、白云质灰岩之上；志留

系碎屑岩主要分布于中堡至库尾塘口电站河谷两侧及左岸支流皮渡河三四屋至两河口一带，二叠系至三叠系碳酸盐岩则主要出露于测区北西部边缘地带，第四系冲、洪积物呈条带状分布于河流沿岸，多被人工改造为耕地和居住地，残、坡积物零星分布于碎屑岩区。

纳吉滩电站构造上处于轴向北东的咱果坪背斜北西翼，肖家坝向斜南东翼，酉阳背斜的北东倾伏端，库段位于肖家坝向斜与咱果坪背斜间宽阔渐变带，岩层产状平缓，倾向南东，倾角 3°～15°。

2.4 岩溶与水文地质条件

2.4.1 岩溶发育特征

区内碳酸盐岩广布，岩层厚度较大，岩性以灰岩、白云质灰岩、泥质灰岩为主夹白云岩和泥灰岩，具备岩溶发育的基本条件。其中奥陶系上统及三叠系下统岩性以中厚层的灰岩与泥质灰岩、泥灰岩夹页岩为特征，岩溶发育程度相对较弱，而寒武系中上统奥陶系下统、二叠系岩性以厚层状灰岩和白云质灰岩为主，岩性单一，可溶性强，因此岩溶相对发育。在地下水和地表水共同作用下，形成了地表及地下多种多样的岩溶形态，如岩溶洼地、漏斗、天生桥、溶洞、溶沟、溶槽、溶芽等。区内岩溶的发育具以下规律：

(1) 岩溶发育受岩性控制差异明显，纯灰岩区岩溶强烈发育，规模较大，形成管道，连通性好；岩性较杂的碳酸盐岩区岩溶微弱，发育或中等发育，如下奥陶统岩性以灰岩为主，单层厚度大，透水性强，岩溶发育频率高，规模大，岩溶管道延伸长可达数千米形成地下暗河，如卯洞及婆婆洞。中、上奥陶统及三叠系下统灰岩多呈薄层状，岩层中含相对隔水层，削弱了地下水的活动性，岩溶活动较弱，溶洞的连通性较差，管道短；寒武系中厚层—厚层灰岩岩溶较发育，易形成大规模的溶洞。

(2) 岩溶受区域构造及地壳运动的影响，在水平方向和垂直方向上反映明显，沿区域性大断裂的灰岩盘，岩体较破碎，岩溶较发育，洼地、漏斗及落水洞呈珠状发育，地下岩溶管道平行于构造线。沿断裂方向地表溶蚀成沟槽，沿区域构造次级构造线方向（即南北向）岩溶较发育，往往是北北东向岩溶廓道的分支，连接主廊道。

(3) 岩溶发育的形态与所处地形关系紧密，区内岩溶特征表明，位于地势较高的分水岭地带岩溶以垂直型管道为主，从分水岭向河床过渡，岩溶形态多种多样，而接近河床部位岩溶以水平管道为主。

2.4.2 水文地质

区内地下水按其含水介质，赋存条件及水动力特征可分为松散岩类孔隙潜水、碎屑岩裂隙水、碳酸盐岩岩溶裂隙水三大类。

(1) 松散岩类孔隙潜水：赋存于第四系松散堆积层中，含水性差异较大。主要接受大气降水及其他地下水补给，向河流及低洼处排泄，受含水层厚度及透水性的影响，一般含水量小，泉水流量小于 0.5L/ s。地下水位埋深较浅，一般小于 15m。

(2) 碎屑岩裂隙水：主要赋存于奥陶系上统及志留系页岩、砂岩裂隙中，富水性极不均匀。裂隙发育，贯穿性好的地区裂隙水富集。裂隙水接受大气降水孔隙潜水补给，向低洼处或岩溶洼槽排泄。裂隙水受地形、地貌及构造的影响，一般埋深较小，其流量 0.001～0.05L/ s，且多受季节性影响明显。

(3) 碳酸盐岩岩溶裂隙水：分布于碳酸盐岩地区，赋存于岩溶空隙中，受岩溶发育程度的控制，岩溶水的分布极不均匀，常见有统一的自由水面。由于差异性溶蚀作用结果，岩溶

水在垂直和水平方向上的水力联系也有较大的差异性。岩溶水主要受大气降水和地表水的直接补给，也接受裂隙水和其他地下水的间接补给。岩溶水的径流条件良好，向河流以泉或地下河的形式排泄，泉流量一般 1～10L/ s，地下河流量达 100～1 000L/ s，水量丰富。

3 库区地质灾害发育特征

区内以南河（中堡）为界大致分为两个库段，南河至库尾塘口电站尾水河床较为开阔，两侧多为志留系砂、页岩岸坡，地形较平缓，广泛分布河漫滩或阶地；南河以下至坝址河流湍急，河谷切割较剧，地形起伏高差较大，但组成斜坡的岩体多为缓倾的中厚—厚层状碳酸盐岩，岩石坚硬，抗风化能力强，第四系堆积物较薄。总体而言，区内地质灾害较少，且受地层岩性、地形地貌的制约。南河以上主要为中小型滑坡及岸崩，南河至坝首段库岸发育少量崩塌危岩。据调查，区内共发育有 5 个滑坡、2 处崩塌、2 处岸崩，其主要特征见表 1。此外，区内还零星分布有少量潜在不稳定斜坡：一类属自然边坡，即长期的抬升和地表水侵蚀下切作用下形成的天然高陡边坡，广泛分布于南河以下库段，一般规模较小，近期变形以零星块石滚落为主；另一类为人工边坡，主要表现为公路边坡及居民建房形成的局部切坡，多为碎块石及强风化岩体构成，目前变形以局部小范围坍滑为主。

表 1 纳吉滩水库区地质灾害特征统计表

编号	地理位置	灾害类型	规模 (10^4 m^3)	出露高程 (m)		发育地层	基本特征
				前缘	后缘		
1	塘口电站下游左岸	土滑	1. 28	375	395	S_1	滑坡发育于 S_1 砂页岩残、坡积碎块石土层中，平面呈扇形，宽 80m，长 40m，均厚 4m，主滑方向 NE30°。前缘形成 3～5m 陡坎，南东侧坍滑较剧，大部份坍滑物质被水流带走，该滑坡系由塘口电站泄水冲刷及大气降水入渗所致，目前处于基本稳定状态
2	水库右岸苏家坪	岸崩	0. 25	360	368	S_1	岸崩处于酉水一级阶地前缘，岩性为冲、洪积粉质粘土，前缘高 5～8m，岸坡堆积物结构松散，汛期河水涨落对岸坡冲刷较剧，导致河岸逐年坍塌，自 20 世纪 90 年代以来，每年岸坡后退 0. 5～1m，目前岸崩段长约 100m，宽 5～6m，土体厚约 5m，在河水冲刷作用下岸崩将继续扩展
3	水库左岸苏家坪南	土滑	0. 5	360	375	S_1	滑坡平面呈扇形，宽 50m，长 25m，厚约 4m，坡体呈陡缓相间折线状，前缘临河处呈高 2～3m 陡坎，坍滑后呈“舌状”外突河道。滑体物质为冲、洪积粉质粘土及残、坡积碎石土，滑移后呈圈椅状洼地，目前稳定性较差
4	水库右岸漫水乡苏家坡	岩滑	90	360	430	S	滑坡发育于南东向展布的斜坡地带，平面呈扇形，剖面呈阶状 (四级台阶)，主滑方向 SE70°，长 25m，宽 500m，均厚 7m。后缘具宽 50cm 拉裂缝，前缘地处酉水顶冲段，呈高 6～9m 临空面，中前部变形较剧，导致公路下沉，民房水渠毁坏，直接经济损失 3 万元。滑坡稳定性较差，危及 10 余户村民及公路，预估经济损失 40 万元
5	水库右岸米塘坝	土滑	1. 2	385	410	S	滑坡平面呈扇形，宽 80m，长 40m，厚 5m，主滑方向 135°。滑坡前缘为人工筑路形成高 3～8m 陡坎，现已坍滑呈高近 20m 的陡坡，坍滑物质多已清除，系由人工切坡后大气降水入渗所致，稳定性较差，主要危及 80m 长公路

续表 1

编号	地理位置	灾害类型	规模 (10^4 m^3)	出露高程 (m)		发育地层	基本特征
				前缘	后缘		
6	水库右岸童家村 8 组	岩滑	2.2	360	450	S	滑坡地处由 S_1 砂岩构成的顺向坡段，平面呈扇形，长 100m，宽 120～160m，土体厚 10～15m，主滑方向 90°。滑体纵向呈折线状，前缘临近酉水处呈高 5～10m 陡坎，公路自高程 380～390m 处横贯滑体。滑坡在大气降水入渗、河流冲刷及公路动荷载作用下，于 1987 年雨季滑动，导致前缘处一间民房毁坏，150m 公路受损，目前稳定性较差
7	水库左岸米塘坝南东	岸崩	2.25	360	370	S	地处酉水左岸顶冲段一级阶地前缘，岩性为冲、洪积粉质粘土，前缘临河处呈高 5～10m 陡坎。受河水顶流冲刷，岸坡每年汛期均坍滑后移 0.5～2m，目前岸崩区宽约 30m，顺河长近 200m，坍滑土体 3～8m，目前稳定性较差，主要危及成人技术学校
8	水库左岸大垭口南东	崩塌	3.6	350	490	$O_1 f$	地处两条冲沟夹持北西向外突山梁部位，前缘呈 40°～60°，高 50～60m 陡坎，坡脚见有源于 $O_1 f$ 的灰岩块石堆积，后缘见有北北东向裂缝切割，缝宽 0.5～2m，呈上宽下窄楔形。基岩为 $O_1 f$ 灰岩、白云质灰岩，产状 NE30°/NW∠6°，危体长 80m，宽 15m，高 40～45m，主崩方向 NW45°
9	水库左岸卯洞进口处	崩塌	24	350	430	$O_1 f$	崩塌发育于由 $O_1 f$ 灰岩、白云质灰岩构成的斜交顺向岸坡段，岩层产状 NE30°/NW∠6°。前缘呈高 80～100m 的陡壁，因早期多次崩塌呈阶梯状。后缘被 NE20°～30°向宽大裂缝切割（缝宽 0.5～1.5m），危岩长约 100m，宽 35m，高 80m，完整性差，主崩方向 NW45°。河床见有崩塌碎块石堆积，堆积体长 10m，宽 35m，厚 3～5m，在不利因素影响下可能产生大规模崩塌

4 典型地质灾害特征

4.1 漫水乡苏家坡岩质滑坡

滑坡位于酉水河右岸漫水乡原乡政府驻地，发育于呈南东向展布的斜坡地带，平面呈扇形，剖面呈阶梯状（四级台阶）。滑坡前缘高程 360m，后缘高程 430m。滑体长 250m，宽 500m，均厚 7m，体积约 90×10^4 m^3。滑坡主滑方向 SE70°。其周界清晰，两侧壁以浅切冲沟为界，后缘发育有宽 50cm 的拉裂缝（现已掩埋），前缘直抵酉水河。坡面有多条排水沟、水渠及公路横贯滑体，人类工程活动较为强烈。坡体前缘地处酉水逆流顶冲段，河床见有志留系下统龙马溪组（S_1）中厚层灰绿色泥质砂岩夹页岩出露，岩层产状 NE50°/SE∠25°～40°（图 2）。由于河水的长期冲刷掏蚀影响，河岸坍塌形成高 6～9m 的直立临空面，坡体稳定性较差。在滑体表部水流入渗、公路动荷载及河流冲刷侵蚀作用叠加影响下，坡体于 1990 年初产生变形，1996 年后变形加剧。目前滑坡中后部拉裂缝发育，房屋墙体前倾，水渠拉裂，前缘及两侧陡坡段坍滑较剧，导致树木倾伏，公路路面下沉。滑坡目前处于变形发展阶段，稳定性较差。滑体物质主要为残坡积碎石土及砂页岩强风化岩体，结构较为松散，滑体主要沿 S_1 砂岩、页岩中软弱层（黑灰色炭质页岩）顺层滑移。据前缘及侧缘陡坎所见，部分强风化岩体已产生坍滑。

4.2 库区左岸卯洞进口处崩塌

该崩塌位于卯洞进口处，河床高程 345m，崩塌堆积体后缘高程 430m。基岩为奥陶系下

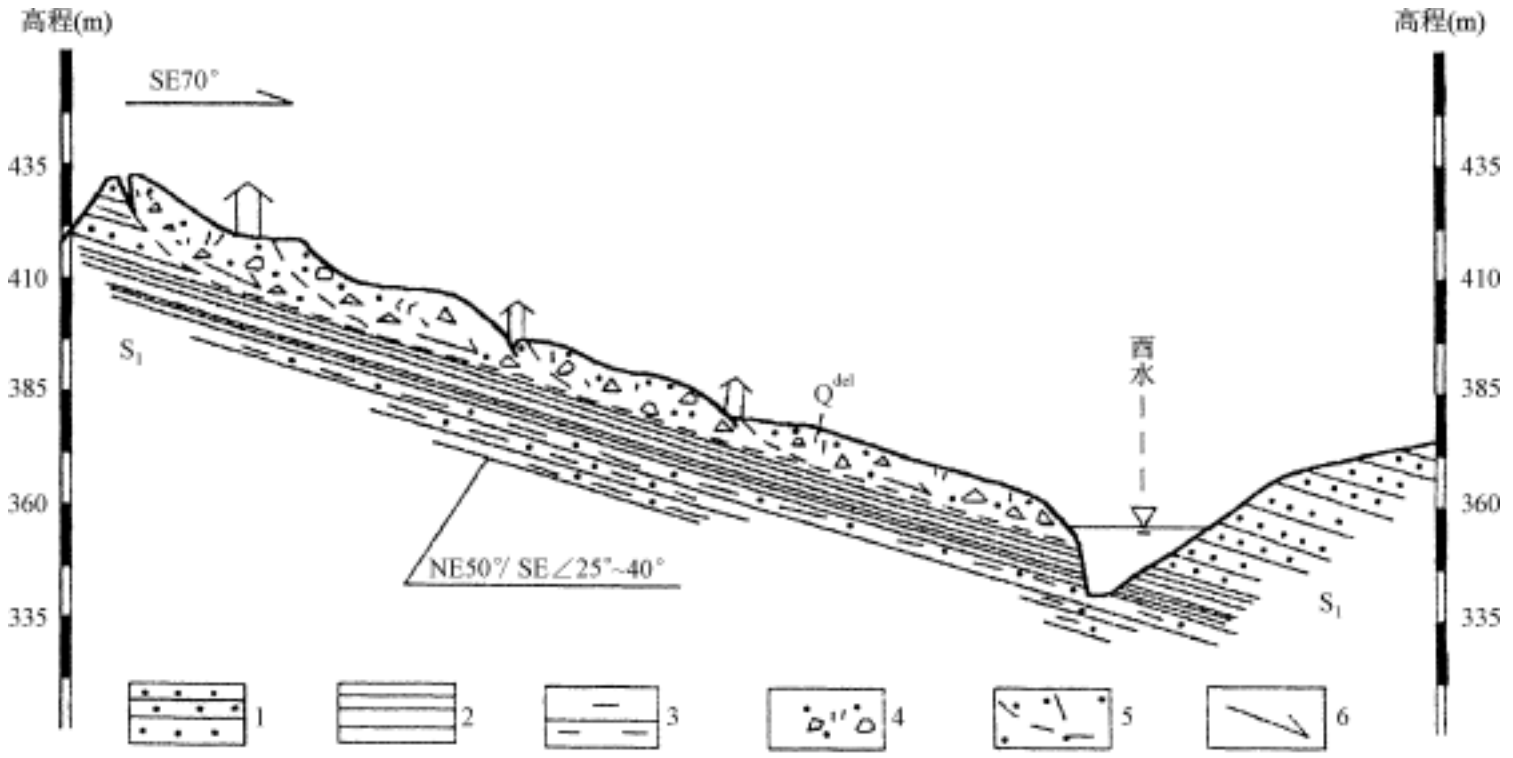


图 2　苏家坡滑坡纵剖面示意图

1—砂页；2—页岩；3—含砂质泥质、炭质页岩；4—碎裂岩；5—滑面及拉裂缝；6—滑动方向

统分乡组（$O_1 f$）中厚—厚层灰岩、白云质灰岩，岩层产状 NE36°/ NW∠5°。碳酸盐岩构成的岸坡高陡，前缘临河处形成高 60～80m 陡壁，因早期崩塌形成阶梯状陡坡（图 3），危岩体顺河长约 100m，高 80m，均宽 30m，体积约 24×10^4 m^3，主崩方向为 NW45°。其后缘被

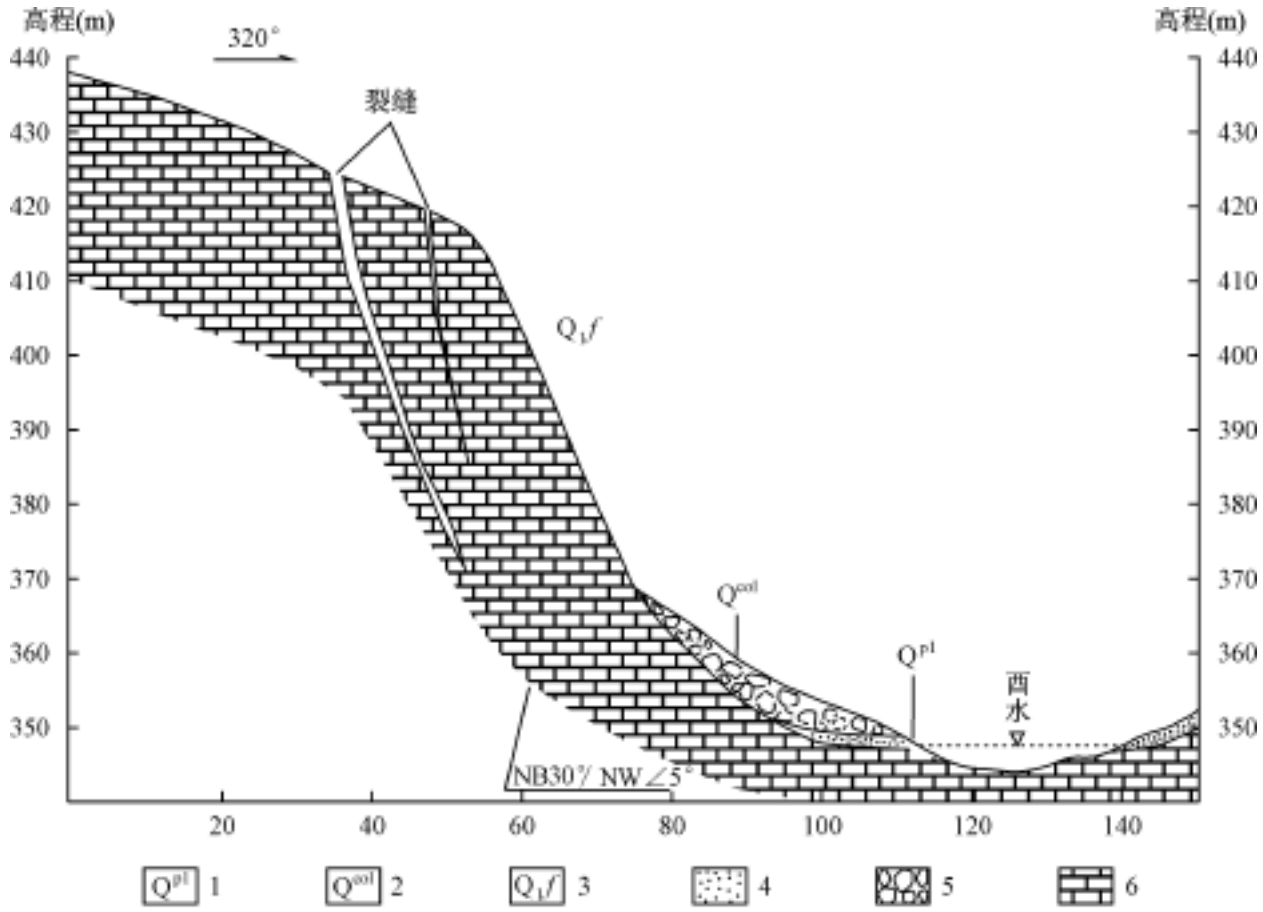


图 3　卯洞口危岩体纵剖面示意图

1—第四系冲洪积；2—第四系崩坡积；3—奥陶系下统分乡组；4—冲洪积卵石层；5—崩坡积块石土；6—灰岩

NE20°～30°向裂缝切割已与山体分离，裂缝切深 60～85m，呈上宽下窄楔形，表部宽 0.5～1.5m，向下渐窄，至 40m 处渐呈 10～20cm 缝隙状。其两侧缝壁粗糙不平，见有石灰华附着。危岩内见有多条与后缘裂缝近于平行的裂缝发育，但规模稍小，危岩体完整性较差，表部临近陡壁处多见有裂隙切割之危石。危岩体前缘陡壁坡脚地带见有早期崩塌物质堆积，岩性为灰岩、白云质灰岩块石，块径以 1～2m 居多，大者达 15m，块石间见少量碎石，岩屑充填。堆积体呈扇形展布，长约 15m，宽 35m，厚 3～5m，体积约 2 000m^3。

该崩塌地处卯洞进洞口酉水顶流冲刷岸，受河水长期侵蚀，岸坡渐趋陡峻，卸荷裂隙发育，大气降水及地表水流长期入渗溶蚀扩展，导致缝隙逐渐拉裂，岩体破坏，完整性较差，稳定程度降低。其后缘裂缝扩展撕裂，逐渐与山体分离形成危岩，前缘陡壁下部在河水冲刷作用下风化剧烈，形成内凹的鹰咀状崖壁，使前部坡体失去支撑，在重力作用下产生崩塌。目前该崩塌体稳定性较差，处于变形发展阶段，在不利因素影响下可能形成大规模变形破坏。

5 防治措施

库区上游中堡—塘口段居民集中分布区，岸崩发育可能威胁当地居民生命财产安全的苏家坪、米塘坝南东等地段，应注意做好前缘岸坡抗冲刷侵蚀破坏防护工作，建议采用干砌石或浆砌石护坡；漫水乡苏家坡滑坡、童子村 8 组滑坡规模较大，近期变形明显，具有较大的潜在危害，建议加强勘查论证和进行变形监测，在此基础上及早采取排水、护岸、抗滑支挡等工程措施进行综合治理；中堡—坝址段大垭口南东及卯洞进口处崩塌危岩体完整性较差，应加强变形监测，尤其是加强电站蓄水后的变形监测，视变形发展情况采取相应的锚固、局部清除、排水等措施进行防治，以消除或减轻地质灾害的不良影响。

6 结语

纳吉滩水库位于鄂西南、湘西岩溶石山地区的滑坡、崩塌易发区内，其地质灾害发育具有典型的裸露型岩溶石山地区的特征，认真做好库区地质灾害的防治工作，对于提高水库运行效率，促进地方经济发展，具有重要意义。

参考文献

刘传正．地质灾害勘查指南．北京：地质出版社，2000

湘中南碳酸盐岩地区地下水资源及开发利用

①

阮岳军　潘

(湖南省地矿局水文二队，长沙 410014)

摘要　湘中南地区以碳酸盐岩为主，含丰富的岩溶地下水资源，按岩溶水的赋存空间可划分为管道水、溶洞水、裂隙溶孔水三种类型。全区地下水天然资源为225.54 亿 m^3/ a，可开采资源为 54.76 亿 m^3/ a，是湘中南地区的宝贵财富，可采用堵、截、引、拦、提、扩等开采模式充分利用宝贵的地下水资源。

关键词　碳酸盐岩　地下水资源　开发利用　湘中南

1　概况

湘中南地区北起新化—娄底一线，南抵江永、郴州与广东、广西接壤，西起雪峰山脉山麓地带洞口—城步，东至永兴—郴州市一线。地理坐标为东经 110°15′～113°45′，北纬 24°18′～28°16′。行政区划包括邵阳、娄底、永州、郴州四个地级市和益阳市、湘潭市、邵阳市、衡阳市、永州市、郴州市的部分市、县共 45 个。总面积 60 271.35km^2，其中岩溶石山面积 44 132.36km^2，占 73.2%。

工作区地势总体为西、南、东三面高，北面低的畚箕状地形，西部为雪峰山脉的山麓地带；南部为南岭山脉，沿东西向逶迤矗立萌清岭、九嶷山、大庚岭、九连山等崇山峻岭，海拔标高一般为 1 000～1 500m，最高点为道县都庞岭主峰韭菜岭，标高达 2 009.3m，为全区最高点。东部为罗霄山脉，与雪峰山遥遥相对。

中部及北部地区主要为丘陵盆地区，海拔标高为 200～600m，主要有涟源盆地、邵阳盆地、祁阳—零陵盆地及道县—郴州岭间盆地。区内以灰岩地层为主，非碳酸盐岩地层为元古界、震旦系及白垩系、第三系地层；灰岩地层包括从寒武系到三叠系各统（组）地层，其岩性包括灰岩、白云质灰岩、泥质灰岩、白云岩、泥灰岩等。

2　湘中南地区岩溶地下水类型

湘中南地区岩溶地下水类型按碳酸盐纯度及其岩层的组合形式进行分类，首先按纯度划分为质纯碳酸盐岩岩溶地下水和不纯碳酸盐岩岩溶地下水两大类型，相应含水岩（层）组划

---

①第一作者简介：阮岳军，男，工程师，1973 年生，毕业于中国地质大学（武汉），主要从事水文地质、工程地质、安全环境专业技术工作。

分为质纯碳酸盐岩（层）组和不纯碳酸盐岩类含水岩（层）组；其次在各含水岩（层）组中根据岩溶水的赋存空间，将岩溶水分为管道水、溶洞水、裂隙溶孔水三种类型。

2.1 质纯碳酸盐岩类岩溶地下水

2.1.1 质纯碳酸盐岩管道水

质纯碳酸盐岩管道水主要分布于湘中涟—邵盆地的南、北部，南部零星分布，总分布面积 2 525.62km^2，占岩溶水总面积的 5.73%。主要含水岩组为泥盆系棋梓桥组（Dq）、七里江组（Dql）、锡矿山（Dx）组，石炭系马栏边组（Cm）、石磴子组（Cs）、壶天群（Ch）—大铺组（Cd）和马平组（Cmp），二叠系栖霞组（Pq）、茅口组（Pm）中厚至巨厚层灰岩、白云质灰岩，寒武系探溪组（∈t）含炭泥质的白云质灰岩、泥质灰岩、泥质灰质白云岩等。

2.1.2 质纯碳酸盐岩溶洞水

大面积分布于衡阳—道县盆地的江永—道县—宁远一线，涟源—邵阳盆地山字形构造的弧顶部位和组成北部反射弧短轴褶皱的两翼亦多分布该类型地下水，总分布面积 9 751.68km^2，占岩溶水总面积的 22.12%。

主要含水岩组为泥盆系棋梓桥组（Dq）、黄公塘组（Dh）、七里江组（Dd）、锡矿山组（Dx），石炭系马栏边组（Cm）、石磴子组（Cs）、壶天群（Ch），二叠系栖霞组（Pq）、茅口组（Pm）中厚至巨厚层灰岩、白云质灰岩及三叠系大冶组（Td）薄层泥晶灰岩、泥质灰岩夹泥灰岩及塌积角砾状灰岩或灰质角砾岩。

2.1.3 质纯碳酸盐岩裂隙溶孔水

广泛分布于涟源—邵阳盆地和祁阳盆地以及衡阳—道县盆地的东部，分布面积 12 360.53km^2，占岩溶水总面积的 28.04%。

主要含水岩组有寒武系车夫组（∈c）泥质微层灰岩及薄层泥质条带灰岩，比条组（∈ob）厚层—块状致密灰岩及细粒结晶灰岩，探溪组（∈t）含炭泥质的白云质灰岩、泥质灰岩、泥质灰质白云岩；泥盆系棋梓桥组（Dq）厚、巨厚层灰岩，七里江组（Dql）厚、中层灰岩，锡矿山组（Dx）厚层灰岩；石炭系马栏边组（Cm）厚层灰岩、白云质灰岩，石磴子组（Cs）中、厚层灰岩，梓门桥组（Cz）含硅质岩团块和条带的中、厚层灰岩、泥质灰岩；二叠系栖霞组（Pq）中厚—巨厚层隐晶—微粒灰岩、含燧石团块灰岩，茅口组（Pm）灰岩；三叠系大冶组（Td）薄层泥晶灰岩、泥质灰岩夹泥灰岩及塌积角砾状灰岩或灰质角砾岩，嘉陵江组（Tj）厚—巨厚层块状白云岩、含灰质白云岩，三宝坳组（Tcb）薄层泥晶泥质灰岩、含白云质泥灰岩，石境组（Tsi）厚层白云质灰岩夹紫色碎屑岩。

2.2 不纯碳酸盐岩类含水岩组

2.2.1 不纯碳酸盐岩管道水

（1）碳酸盐岩夹碎屑岩类管道水：主要分布于祁阳山字形构造前弧北冀邵阳县塘田市镇—邵东仙槎桥镇—双峰县三塘镇一带，其余区段零星分布，总分布面积 536.78km^2，占岩溶水总面积的 1.22%。主要含水岩层为泥盆系跳马涧组（Dt）、易家湾组（Dyi）、榴江组（Dl）、佘田桥组（Ds）、长龙界组（Dc）、锡矿山组（Dx）、欧家冲组（Do）、孟公坳组（Dm），石炭系测水组（Cc）、梓门桥组（Cz），二叠系栖霞组（Pq）、小江边组（Px）、孤峰组（Pg）等，岩性组合以灰岩、泥质灰岩、泥灰岩为主，砂岩、页岩次之。

（2）碎屑岩夹碳酸盐岩类管道水：零星分布于涟源—邵阳盆地和祁阳盆地，相对集中呈条带状分布于邵阳郦家坪—双峰青树镇，分布面积仅 160.40km^2，占岩溶水总面积的

0.36%。该类型地下水赋存于泥盆系欧家冲组、孟公坳组并层（D *o-m*）泥灰岩、灰岩中。

2.2.2 不纯碳酸盐岩溶洞水

（1）碳酸盐岩夹碎屑岩类溶洞水：区内分布零星，相对集中分布于双峰县—佘田桥镇—邵阳市—猪婆大山一片，新化县雪峰山东麓及祁阳盆地与衡阳—道县盆地交接带变质岩体四周等区段，分布面积3 330.72km^2，占岩溶水总面积的7.56%。该类型地下水主要赋存于泥盆系跳马涧组（D*t*）、易家湾组（D*yj*）、棋梓桥组（D*q*）、榴江组（D*l*）、佘田桥组（D*s*）、长龙界组（D*c*）、锡矿山组（D*x*）、欧家冲组（D*o*）、孟公坳组（D *m*）等，岩性组合为以灰岩、泥灰岩为主，夹砂岩、页岩等。

（2）碎屑岩夹碳酸盐岩类溶洞水：工作区内零星分布，相对集中呈条带状，分布于新宁—隆回荷香桥、永州珠山—东安鹿马桥，分布面积仅522.20km^2，占岩溶水面积的1.18%。该类型地下水赋存于泥盆系欧家冲组、孟公坳组并层（D *o*—*m*）泥灰岩、灰岩及二叠系龙潭组、大隆组并层（P *h*—*d*）硅质灰岩夹灰岩中。

2.2.3 不纯碳酸盐岩裂隙溶孔水

（1）碳酸盐岩夹碎屑岩类裂隙溶孔水：区内分布广泛，涟源—邵阳盆地、祁阳盆地及衡阳—道县盆地东部都有大面积分布，分布面积11 260.94km^2，占岩溶水总面积的25.55%。该类型地下水主要赋存于泥盆系跳马涧组、易家湾组、棋梓桥组并层（D *t*—*yi*—*q*）灰岩、泥灰岩、砂页岩，跳马涧组、易家湾组并层（D *t*—*yi*）泥灰岩、砂、页岩，棋梓桥组与东坪组、天子岭组并层（D *q*—*d*—*t*）灰岩，榴江组、佘田桥组并层（D *l*—*s*）泥灰岩、薄层硅质岩，长龙界组、锡矿山灰岩，欧家冲组、孟公坳组并层（D *o*—*m*）灰岩、泥灰岩，龙口冲组、七里江灰岩并层（D *lk*—*d*）灰岩夹白云岩；石炭系测水组、梓门桥组并层（C *l*—*z*）；二叠系栖霞组、小江边组、孤峰组并层（P *q*—*x*—*g*）灰岩、泥灰岩，龙潭组、吴家坪组并层（P *h*—*w*）灰岩、硅质灰岩、泥质灰岩；三叠系张家坪组（T*z*）薄层灰岩中。

（2）碎屑岩夹碳酸盐岩类裂隙溶孔水：工作区内多呈条带状零星分布，分布面积3 630.12km^2，占岩溶水面积的8.24%。该类型地下水主要赋存于寒武系牛蹄塘组、污泥塘组并层（∈*n*—*w*）白云质灰岩—炭泥质灰岩、泥灰岩，小紫荆组（∈*xz*）灰岩、硅质岩夹层；泥盆系欧家冲组、孟公坳组并层（D *o*—*m*）泥灰岩、灰岩，岳麓山组、尚保冲组并层（D *yl*—*csb*）泥灰岩夹灰岩、泥质灰岩；二叠系龙潭组、大隆组并层（P *h*—*d*）硅质灰岩夹灰岩中，其次分布于震旦系泗洲山组、天马地组、正园岭组并层（Z *s*—*z*）白云质灰岩夹层及金家洞组、留茶坡组并层（Z *j*—*l*）泥灰岩夹凸镜状白云岩中。

3 湘中南岩溶地下水资源

湘中南岩溶地区地下水资源除岩溶地下水外，尚存在少量孔隙水、基岩裂隙水。

3.1 地下水资源计算

地下水资源分别按天然资源、允许开采资源、尚难利用资源和已开采资源计算。

天然资源：天然资源采用大气降雨入渗法和多年平均径流模数法两种方法进行对比计算。

允许开采资源：允许开采资源计算，对于存在有地下河、泉及充水矿区排泄点的区域，采用数理统计法计算，即采用枯水期地下水实测流量作为允许开采量；不存在地下河、泉及

钻孔的区域采用水文分析法计算，即枯季径流量法。

尚难利用资源：采用地形地貌、岩性、地下水位埋深等水文地质条件和当地经济条件相结合的方法，将地下水位埋深大于 50m 和经济落后的高峰丛区（即地下水难以开采区）圈出作为尚难利用资源区，计算方法同允许开采资源的计算。

已开采资源：已开采资源主要采用统计调查法，即通过地方有关部门开展系统性的资料收集，进行实际开采量统计。

3.2 湘中南地下水资源

经计算，湘中南地区全区地下水天然资源降雨保证率为 50% 的天然资源为 225.540 亿 m^3/ a；降雨保证率为 75% 的天然资源为 206.339 亿 m^3/ a；降雨保证率为 95% 的天然资源为 187.173 亿 m^3/ a。

全区地下水多年平均天然径流总量 206.673 亿 m^3/ a。

全区可采资源总量为 54.759 亿 m^3/ a，其中 C 级开采资源量为 7.978 亿 m^3/ a，D 级开采资源量为 46.782 亿 m^3/ a。

尚难利用资源量为 0.877 亿 m^3/ a。

4 岩溶地下水资源开发利用模式建议

区内岩溶地下水丰富，是工农业生产、人民生活的重要水源。尽管岩溶水分布较广泛，但富水程度差异较大。地下水多以地下河、岩溶泉的方式出露，但有的地段受地形地貌及构造的影响，地下水储存于深部岩溶含水介质中，水位埋深较大，根据不同的地下水类型及水位埋深，提出如下地下水开发利用模式。

4.1 地下河开发利用模式

地下河是岩溶区一种最重要的地下水运动模式，具有流量大、水资源丰富的特点，开发利用模式可有堵、截、引、拦、提等。

4.1.1 堵

在地形切割强烈的地区，地下河流量和水力坡度大，常形成跌水和瀑布，宜采用堵塞地下河出口、进口或洼地中的漏斗的方式，使之成为地表或地下水库，使地下水位抬高，方便提水。采用堵的方法开发利用地下河，工程措施简单，耗资少，容易获得成功。

堵出口：在地下河出口处修建拦水坝，引水利用或直接利用地下河的大肚子作为水库，或堵塞地下河出口，抬高地下水位，使地下水从天窗冒出地表，利用天窗蓄水成库，如洞口贡献岩地下河开发利用方式。

堵进口：堵塞地下河的进口，落水洞，利用盲谷、大型洼地作库区蓄水，形成地表水库。

堵支洞：在岩溶管道复杂、支流较多的情况下，堵塞支流或下流通道，将分散流汇集成一股集中引出，开凿隧洞引出地表利用。

4.1.2 截

在地下河落差大、水位埋藏较深、出口又较低的情况下，为扩大受益面积，从较高位置于洞内筑坝，开凿隧道截取地下水。

4.1.3 引

引水工程常用于地下水位埋深大，地下河位置调查清楚的溶丘洼地和溶丘谷地，一是在地下河出口处存在跌水的情况下直接开渠利用；二是在地下河径流途中打洞引水。在水位过低的情况下，采取先堵后引，先在洞内跌水处筑一道石坝抬高水位，然后凿隧道引水利用。

4.1.4 拦

在地下河的出口处，选择适当的位置利用有利的地形条件筑坝拦蓄地下水成库，既拦蓄了地下水，同时也积蓄了地表水，水源有可靠的保证。

4.1.5 提

在溶丘洼地、谷地，峰丛洼地、谷地的补给区或补给径流区，地下河出口多在沟谷底部，水位一般埋深大，不易外引的情况下采用提的开采方式，即利用地下河的天窗、岩溶潭、落水洞或开凿竖井采用动力设备提取地下水。

4.2 岩溶大泉开发利用模式

岩溶大泉是岩溶地区地下水集中排泄最为普遍的形式，利用方便，多以自然状态利用为主，为扩大水量，提高水位，扩大使用面积，可采用引、围、拦、扩等开发利用模式。

4.2.1 引

利用泉水出露位置较高、流量较大的特点，修渠引用。

4.2.2 围

具有一定水头压力、出露标高大致与周围地形相当的上升泉，采用围泉成井的方式抬高泉水水位，自流利用地下水。

4.2.3 拦

和拦地下河出口类似，在泉口有利地形条件处筑坝拦截泉水成塘、坝，拦蓄地表、地下水。

4.2.4 扩

在地形平坦，地下水丰富的地区，当出露的泉水与深部岩溶管道有联系的情况下，采用扩泉增大涌水量提取地下水。

4.3 孔、井开采模式

深部岩溶地下水，多赋存于深部岩溶含水层的孔隙、裂隙及孔洞中，富集于有利的含水层位、储水构造、储水断裂带及岩溶水汇流带、各类接触带，由于地下水位多低于地表，含水部位埋深较大，不能采取简单工程措施开发利用，宜采用孔、井开采模式。

4.3.1 挖井开采

对表层带岩溶水及含水层埋藏浅且地下水位埋深较浅的岩溶水区，采取挖民井的方式，开采利用岩溶地下水，是最经济、便于分散供水的开采模式。

4.3.2 钻孔成井开采

对含水层埋藏较深、地下水位埋深较大的岩溶水区及覆盖型、埋藏型深层岩溶水，人工开挖民井困难，宜采用钻孔建井取水方式开采地下水。

5 结论

湘中南地区主要为碳酸盐岩分布面积达 44 132.36km^2，其岩溶发育。区内地下水资源包括孔隙水、岩溶水、基岩裂隙水三大类型，其中以岩溶水为主。据计算，全区天然资源为

225.54 亿 m^3/ a，允许开采资源为 54.76 亿 m^3/ a，尚难利用的资源为 0.877 亿 m^3/ a，已开采量仅为 7.098 亿 m^3/ a，占资源总量的 3.15%，占允许开采资源的 12.96%，其开发利用率较低，具较大的开采潜力的地下水达 47.65 亿 m^3/ a，开采潜力指数为 6.71，潜力模数为 7.91 万 m^3/ a·km^2。为充分开发利用湘中南地区岩溶地下水资源，可采用引、拦、围、提、扩及钻孔成井等方式。

三峡库区聚集坊危岩体特征及治理方法

①

陈少平　冯吉东

(湖北地矿建设工程承包集团有限公司，武汉 430030)

摘要　聚集坊危岩体规模 93 万方，由数组深宽卸荷裂缝与顺层节理裂隙切割，并沿灰岩中的软弱夹层崩塌形成危岩体。本文分析了危岩体的成因、地形地质特征及变形机理，并探讨了治理方法。

关键词　危岩体　裂缝充水　软弱结构面　削方减载

1　引言

聚集坊危岩体位于西陵峡牛肝马肺峡段对岸，巴秭公路聚集坊大桥头北侧，三峡库区长江右岸，距秭归新县城约 30km。

聚集坊危岩体位处长江岸坡，巴秭盘山公路以上。危岩体每年雨季均有不同程度的变形，小型崩塌与滚石时有发生：1998 年 8 月崩塌 2 000m^3，将一行人致死；2001 年 11 月 10 日再次发生崩塌，体积约 15 000m^3，使巴秭公路中断 10 天。

2　地层及地质构造

2.1　危岩体特征

聚集坊崩塌危岩体分布高程 224～340m，相对高差 116m，沿团堡山展布，呈弧状突向长江，崩塌危岩体积 93 万 m^3。

崩塌危岩体位于长江右岸，岸坡由西向东倾斜，坡向北东 80°，坡度为 65°～80°。地形呈三面临空的孤山，南部为九畹溪，东及北东临长江，秭巴公路、九畹溪及长江将其环抱。

2.2　地层岩性

危岩体为寒武系中统白云质灰岩，夹薄层泥质灰岩。

白云质灰岩：为危岩体的主要岩层，灰色及灰白色，间夹薄层泥灰岩，厚层块状。

泥质灰岩：灰黄色薄层状，夹于白云质灰岩内，层厚 5～20m。

2.3　地质构造

危岩体地层呈单向缓倾逆向坡，岩层倾向 250°～265°，倾角 20°～30°。

---

①第一作者简介：陈少平，男，1962 年生，教授级高级工程师，从事岩土工程、工程地质及地质灾害防治研究工作。

节理裂缝主要发育两组：平行层面方向的缓倾裂隙和垂直层面的陡倾裂隙，其中缓倾裂隙宽 0.1～3cm，一般 3～4 条/ m，部分段 6～7 条/ m；陡倾裂隙宽 0.1～1.5cm，最大宽 15cm，一般 1～2 条/ m，部分段 4 条/ m。陡倾裂隙走向有三组：335°、15°、35°，且以前组较发育。

2.4 岩体物理力学性质

白云质灰岩及泥质灰岩等的抗压强度试验结果见表 1。

表 1 岩石室内试验强度统计表

岩石名称	重度 (kN/ m^3)	风干强度 (MPa)	饱和强度 (MPa)	弹性模量 (10^4 MPa)	软化系数
燧石条带灰岩	27.2	43.7	39.3		0.90
薄层白云质灰岩	26.5	66.4	49.4	3.85	0.74
厚层白云质灰岩	27.3	70.5	44.8	6.33	0.65
泥质灰岩		43.1	21.6	1.80	0.50

泥质灰岩是崩塌危岩体控制性软弱夹层，沿层面方向进行现场原位剪切试验，试验尺寸 50cm×50cm×25cm，其试验结果见表 2。

表 2 泥质灰岩岩体原位剪切试验成果表

地层	室外编号	剪断试验			
		C (MPa)		(°)	
		单值	均值	单值	均值
薄层泥质灰岩	1	0.099 4	0.120 45	34.06	30.69
	2	0.167 9		33.07	
	3	0.100 4		28.41	
	4	0.114 1		26.82	

2.5 裂缝发育特征

聚集坊崩塌危岩体是由近 20 条裂缝形成高 116m 的危岩体，其中沿东西向主坡发育 4 条主要控制性裂缝 (2、3、4、5 号)，主控裂缝走向基本平行，由北北西转向南东东，其中 2 号裂缝最大缝宽达到 0.5m，裂缝沿垂直方向已由崖顶贯通至坡脚；3 号、4 号裂缝宽度 0.2～0.4m，3 号裂缝沿垂直方向已由崖顶贯通至第二弱软层顶部，4 号裂缝沿垂直方向已由崖顶贯通至第一弱软层底部；5 号裂缝最大宽度约 0.2m，裂缝沿垂直方向已由崖顶贯通至近坡脚处；在第二弱软层上部已形成向前突出的抬头石，随时有下坠崩塌的可能。

3 危岩体的形成机理

聚集坊崩塌危岩体成因主要为长江的长期深切及构造作用，形成追踪节理结构面的卸荷裂隙，近期人为切坡活动使崩塌危岩体内部应力进一步释放，卸荷裂隙进一步扩张，特别是 4 条主控卸荷裂隙，已将崩塌危岩体切割成多个块体，危岩体与母体脱开，为危岩体形成提供了条件。

危岩体的地质条件利于崩塌的继续发生：危岩体临空陡崖分布有上下两层泥质灰岩软弱夹层，该夹层极易风化，遇水后易崩解软化，力学强度显著降低，在集中荷载作用下易产生塑性变形；另外，崩塌危岩体的次生结构面较为发育，主要以陡倾节理裂隙为主，密集处可达 6～7 条/ m，裂隙倾向与崩塌危岩体的主崩方向一致。

据 1998 年及 2001 年的两次崩塌分析，崩塌发生后若再次崩塌有一个变形过程，即应力调整与支点缩进，其主要表现在风化及雨水的长期冲刷，掏蚀直立岩体中软弱薄层泥质灰岩使崩塌体发生破坏的转动支点缩进及在重力作用下偏压，在静水压力、动水压力与地震力等的诱发下将可能发生崩塌。

4 危岩体稳定性分析

4.1 计算剖面与参数的确定

根据崩塌危岩体的分布特征，选取主崩 NE80°方向作为稳定性计算剖面（见图 1）。

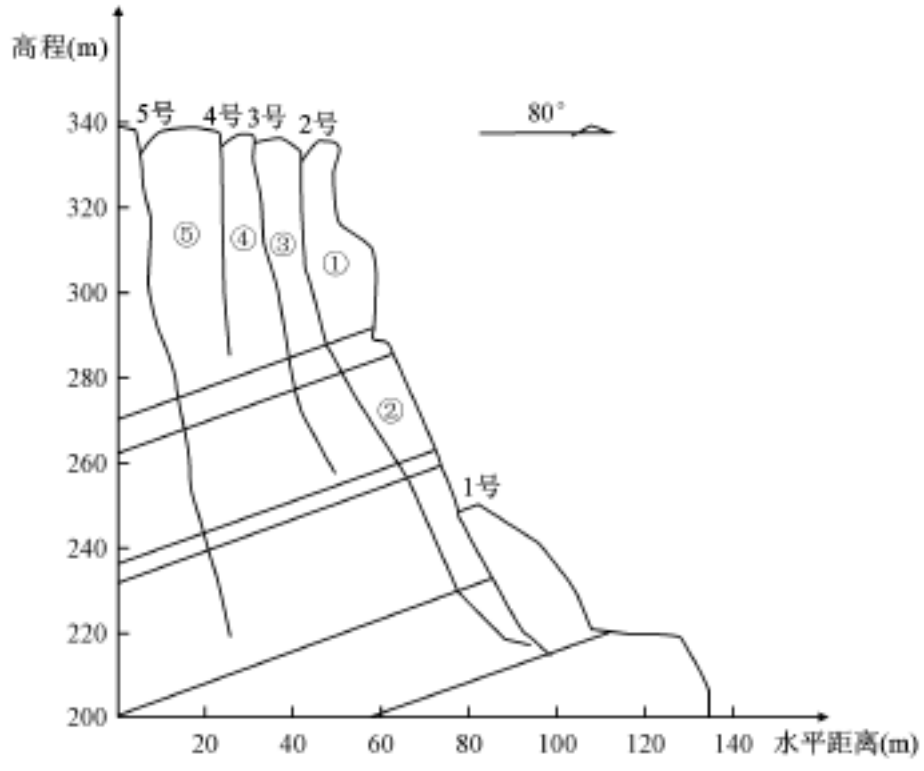


图 1 A—A 计算剖面图

计算参数根据室内试验、原位试验、规范推荐值及经验值，结合危岩体所处地质条件与破坏形式确定。崩塌危岩体稳定性计算参数为：薄层泥质灰岩节理结构面参数，天然状态 C = 0.15MPa， = 30°，饱和状态 C = 0.1MPa， = 26.8°；白云质灰岩中的结构面参数 C = 0.5MPa， = 35°。

裂缝充水参数分析及选取：据当地气象资料，其 50 年一遇最大降雨量为 75.2mm/ h，100 年一遇最大降雨量为 87.7mm/ h，由于崩塌危岩体顶部基本为裸露基岩，且裂隙较为发育，其地表很难形成坡面流，降雨大部分沿裂隙下渗，致使裂隙充水，地下水沿裂隙向临空面排泄。结合崩塌危岩体的汇水面积，区内裂缝充填程度、闭合程度及植被生长情况，根据交通部公路科学研究所有关流量计算，推荐使用的汇流公式为

$$Q_m = 0.278\left(\frac{S_p}{\tau^n} - \mu\right)F$$

式中：Q_m 为最大汇水量（m^3/ h）；S_p 为设计降雨强度（mm/ h）；τ为流域汇水时间（h）；n 为暴雨递减系数；F 为流域面积（km^2）；μ为损失参数（mm/ h）。

经计算崩塌危岩体拉张裂缝瞬间最大充水程度约为裂缝高度的 30%。

4.2 稳定性计算

根据危岩体的地形地质条件及形成机理分析，其破坏主要形式为倾倒式崩塌。崩塌危岩体和稳定岩体之间均有张裂隙发育，可将其视为刚性体，一旦发生倾倒将以不稳定岩体外侧

基底刚性区与塑性区结合处为支点发生转动，计算时还需考虑在雨季张开的裂隙被充水的工况。用力矩平衡公式进行危岩体抗倾覆稳定性系数计算，裂缝充水条件下力矩平衡公式（如图 2）为

$$F_s = \frac{\frac{1}{2} b W \cos\theta}{\frac{1}{2} h W \sin\theta + \frac{h_w^3}{6}\gamma_w + \frac{b^2 h_w}{3}\gamma_w}$$

式中：W 为崩塌体单宽重量（kN）；h_w 为缝隙中的水头高（kPa）；b 为崩塌体长度（m）；θ 为破裂角（°）；γ_w 为容重（kN/cm^3）。

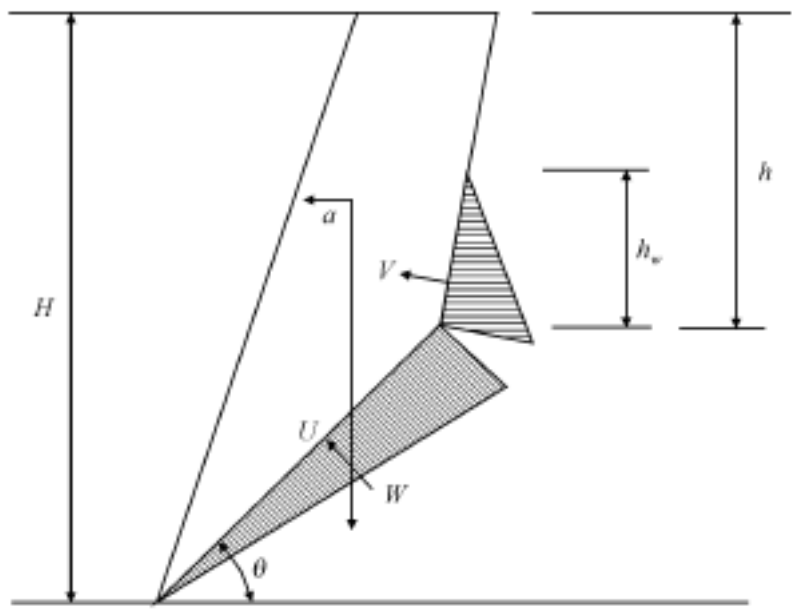


图 2　有水时倾倒破坏计算图式

（图中 V、U 为静水压力）

当块体 1 和块体 2 崩塌后，计算块体 3 的安全系数，其中块体 1、3 是块体 1 和块体 3 的组合体，计算结果见表 3，依此考虑块体 4 与块体 5 的稳定性。另在计算中考虑危岩体支点缩进，即以不稳定岩体外侧基底刚性区与塑性区结合处为支点发生转动进行计算。

表 3　主剖面倾倒式崩塌稳定性系数

计算工况	块体编号					
	1	2	3	1、3	4	5
自重	1.09	1.14	1.04	1.34	1.13	1.25
自重 + 10% 饱水	1.08	1.13	1.04	1.33	1.12	1.23
自重 + 10% 饱水 + 地震	0.93	0.98	0.89	1.15	0.96	1.07
自重 + 20% 饱水	1.06	1.12	1.02	1.33	1.11	1.23
自重 + 20% 饱水 + 地震	0.91	0.96	0.88	1.14	0.95	1.06
自重 + 30% 饱水	1.03	1.07	0.97	1.32	1.06	1.19
自重 + 30% 饱水 + 地震	0.89	0.93	0.84	1.13	0.92	1.03

根据崩塌危岩体稳定性计算结果分析，在非雨季状态其倾倒式崩塌稳定系数大于 1.28，危岩体处于稳定状态；在考虑支点缩进的前提下，自重 + 20% 饱水时，1 号、2 号与 3 号危岩体倾倒式崩塌稳定系数为 1.02～1.17，处于临界倾倒状态；自重 + 30% 饱水时，1 号、2 号与 3 号倾倒式崩塌稳定系数为 0.97～1.12，处于临界倾倒状态或倾倒状态；在自重 + 30% 饱水 + 地震或动荷载工况条件下，其稳定安全系数进一步降低，崩塌危岩体处于失稳状态。

5　危岩体治理

5.1　治理标准与安全系数

本工程按永久性工程的标准进行防治，其安全运营年限不小于 50 年，校核按安全运营

年限不小于 100 年计，其设计安全系数：自重状态危岩体抗倾安全系数为 1.5，校核工况为自重 + 支点缩进 + 持续降雨或暴雨，危岩体校核安全系数为 1.3。

5.2 危岩体治理方案

5.2.1 削方

将 2 号裂缝标高 280～330m 间的危岩体，3 号裂缝至 2 号标高 300～330m 间危岩体，4 号裂缝至 3 号裂缝标高 315～330m 间危岩体，5 号裂缝至 4 号标高 325～337m 间危岩体削方，形成四级台阶边坡，台阶高差分别为 20m、15m、10m、12m，削方约 $6.3\times10^4\ m^3$。经计算，削方减载后稳定系数如表 4。

表 4 削方后倾倒式崩塌稳定系数

计算工况	块体编号		
	3	4	5
自重	1.61	1.43	1.46
自重 + 10% 饱水	1.60	1.42	1.44
自重 + 10% 饱水 + 地震	1.37	1.22	1.25
自重 + 20% 饱水	1.57	1.40	1.44
自重 + 20% 饱水 + 地震	1.35	1.21	1.24
自重 + 30% 饱水	1.49	1.35	1.39
自重 + 30% 饱水 + 地震	1.29	1.17	1.20

5.2.2 锚索加固工程

危岩体经削方减载后，2 号危岩体的稳定系数仍较低，需对 2 号危岩体采取锚固措施，根据 2 号危岩体抗倾计算，使其自重条件下稳定系数达到 1.5，所需抗倾锚固力为 1 250kN/ m。

在 2 号危岩体布设两排锚索，单根锚索的锚固力为 2 000kN，锚索采用 13 束 15.2mm 钢绞线，锚固段长度 7m，锚孔孔径 135mm。

5.2.3 充填裂缝

为了防止地表水下渗，对崩塌危岩体中弱软夹层产生浸泡、软化作用，对崩塌危岩体上的裂缝进行充填，裂缝充填采用粘土并夯实，在裂缝顶部铺设现浇混凝土盖板。

治理工程施工在 2002 年末和 2003 年初，效果监测表明危岩体经治理后稳定状态良好，确保了巴秭公路和长江航道的安全。

6 结论及认识

(1) 长江快速侵蚀深切形成陡峻的岸坡，追踪岩石中的节理裂隙发育顺坡向的陡倾深宽卸荷裂缝，为岩崩体形成提供了条件。

(2) 缓倾白云质灰岩夹数层软弱泥质灰岩，软岩风化剥蚀使其上覆的硬岩支点缩进，发生倾倒式崩塌。

(3) 聚集坊危岩体每年都有不同程度的变形与破坏，特别是 1998 年与 2001 年两次较大

的崩塌，已经造成了较大的经济损失。

(4) 降水入渗裂缝充水形成侧向水压力，连续暴雨条件下裂缝充水可达30%，降水是崩塌的触发因素。

(5) 根据危岩体特点采用削方减载为主，锚索加固为辅的治理方法，并结合长期变形监测，此外应引排地表水和软弱岩层浅层加固。

参考文献

[1] 湖北省三峡库区滑坡防治地质勘察与治理工程技术规定．武汉：中国地质大学出版社，2003

[2] 建筑边坡工程技术规范 (GB50021-2002)．北京：中国建筑工业出版社，2001

[3] 梁炯均等．锚固与注浆技术手册．北京：中国电力出版社，1999

湘中南岩溶石山地区石漠化特征及成因分析

①

毛蓬亭　鲁丽姣

(湖南省地质矿产局水文地质工程地质二队，长沙 410014)

摘要　石漠化是岩溶石山地区的典型生态环境地质问题，石漠化的生成，严重地影响了社会发展与经济建设。本文从湘中南的自然地理、气象、地层岩性、地质构造、岩溶以及人类活动诸方面，分析了该地区岩溶石山石漠化发育特征、成因及防治对策。

关键词　石漠化　发育特征　成因　湘中南

1　石漠化发育特征

湘中南岩溶石山地区生态环境地质条件脆弱，部分峰丛、峰林及丘坡地带存在部分石旮旯地，地里石芽林立，土壤极少，呈“鸡窝状”零星散布在石芽之间的凹地或石缝中，由于土地条件差，石旮旯地中地表土层脊薄疏松，土石间缺乏过渡层，土石间粘结力小，加上人为活动和牲畜破坏，缺乏灌木、草等植被保护，一遇降水，石槽中的“鸡窝土”极易被地表径流冲刷殆尽或通过裂缝、漏斗进入岩溶地下水系而流走，使基岩全裸，造成石漠化。根据裸露基岩占面积的比例、裸露基岩的结构和分布特征、植被结构等，参照已有荒漠化分级的标准，西南岩溶石山地区地下水资源勘查与生态环境地质调查将岩溶石山地区石漠化分为重度石漠化（岩石裸露程度 > 70%）、中度石漠化（岩石裸露程度 50%～70%）、轻度石漠化（岩石裸露程度 30%～50%）、无石漠化（岩石裸露程度 < 30%）。

1.1　石漠化分布状况

湘中南岩溶石山地区石漠化主要分布于新化白溪镇，经吉庆、田坪、温塘、娄底市—湘乡棋梓桥一带、隆回紫阳区—武岗荆竹铺镇、邓家铺镇、周树塘镇等地，东安由大盛镇往石期市镇南北向都有分布，江华桥头铺镇、白芒营镇、涛圩镇、河路口镇、江永回龙圩镇、桃川镇、宁远鲤溪镇、禾亭镇、冷水镇、嘉禾县城以北等地成片发育，宜章迎春镇—六镇、瑶岗仙镇—白石渡、耒阳花桥镇—永兴马田镇—桂阳洋市镇等地呈块状分布。最大重度石漠化单块面积达 40km^2，位于江永县的夏层铺镇；最大中度石漠化单块面积达 61km^2，位于宁远与新田交界处的永安圩。

---

①第一作者简介：毛蓬亭，男，工程师，从事水文地质、工程地质与环境地质工作，现任湖南地矿局水文二队总工办主任，曾获国土资源科学技术二等奖。

1.2 石漠化发育程度

湘中南岩溶石山地区通过2000年卫星数据遥感解译，岩溶石山石漠化总面积为3 763.95km^2，占岩溶石山区面积的8.54%，其中重度石漠化区面积有571.26km^2，占岩溶石山区面积的1.30%，中度石漠化区有1 282.65km^2，占岩溶石山区面积的2.91%，轻度石漠化区有1 910.03km^2，占岩溶石山区面积4.33%。石漠化发育程度大于13%的石漠化县、区（市）有江华瑶族自治县、宁远县、宜章县、汝城县、临武县、江永县、嘉禾县、东安县及武岗市9个，石漠化发育程度分别依次为30.21%、25.52%、23.80%、22.32%、21.07%、18.66%、18.62%、14.99%、14.34%。石漠化分布面积大于100km^{2}的县、区(市)有宁远县、江华瑶族自治县、宜章县、东安县、新化县、江永县、武岗市、桂阳县、临武县、道县、嘉禾县、新田县、涟源市13个，石漠化分布面积分别依次为352.16km^2、343.22km^2、318.44km^2、273.54km^2、232.83km^2、216.82km^2、209.93km^2、209.64km^2、178.29km^2、146.14km^2、117.09km^2、109.81km^2、101.46km^2。

1.3 石漠化发育状况

(1) 湘中南岩溶石山石漠化区多分布在强降雨土壤侵蚀地区，受气候的影响，江华瑶族自治县的祥林铺镇至桥头铺镇、宁远县的禾亭镇、宜章瑶岗仙、嘉禾县—石羊镇之间，临武北西部、新化田家坪、家平镇为强烈土壤侵蚀地区；江华瑶族自治县的大路铺镇—白芒营镇、新田县的骥村镇、东安井头圩、花桥镇、隆回县东部、洞口县石江镇、新化县吉庆等地亦有不同程度的土壤侵蚀。从该区暴雨出现次数及暴雨的地域分布看，湘江上游的潇水流域是暴雨中心位置，每年达5.1～5.8d，该地区石漠化发育程度较高。

(2) 石漠化多分布在泥盆纪中—晚世棋子桥组（Dq）、佘田桥组（Ds）、锡矿山组(Dx)、石炭纪早—晚世马栏边组（Cm）、石磴子组（Cs）和壶天群（Ch）地层中。岩性为中厚层、厚层状中风化灰岩、白云质灰岩及白云岩。如江华瑶族自治县祥霖铺镇—河路口镇一带石漠化区，地层为中上泥盆统棋子桥组Dq和佘田桥组Ds，厚度363～899m，岩性深灰色灰岩、白云岩，属峰林丛洼地谷地类型，岩溶强烈发育，面岩溶率8.778%～38.18%，地貌形态呈峰林、峰丛、波立谷、溶洞、地下河等。

(3) 石漠化多分布在构造发育地段，宁远县禾亭镇至冷水镇一带受禾亭镇与冷水镇断裂控制，石漠化在两断裂之间螺丝岭向斜与马鞍岭背斜翼部强烈发育。宁远县鲤溪镇石漠化发育在胡张家岭短轴背斜北东倾伏端。新田县骥村镇石漠化发育在福音山短轴背斜东翼等。

(4) 石漠化多分布在溶丘洼地和峰丛洼地地段，局部位于溶丘谷地、峰丛谷地地区的丘顶部位，植被极其稀疏，耕地少见，基岩多裸露地表，溶芽、溶丛、落水洞、漏斗发育。

1.4 石漠化变化趋势

湘中南岩溶石山地区20世纪70年代石漠化遥感解译重度石漠化面积为372.89km^2，中度石漠化面积为2 881.33km^2。与2000年石漠化遥感解译对比，重度石漠化面积增加193.34km^2，相对20世纪70年代重度石漠化面积的151.85%，中度石漠化面积减少1 609.77km^2，相对20世纪70年代中度石漠化减少55.87%，其原因除了部分中度石漠化区恶化成了重度石漠化区外，在改革开放时期，当地群众纷纷外出打工，降低了石漠化区对土地的直接压力，减少了人为活动和牲畜破坏，灌木、草等植被得以自然恢复，还有部分地区封山育林、人工造林，使部分中度石漠化区得以改善并逐步消失。

2 石漠化的成因

湘中南岩溶石山区由比较单一的各类碳酸盐岩层所组成的均匀状地层组成，且褶皱、断裂发育，地表岩溶裂隙发育，地表流水侵蚀，地表水及地下水溶蚀，以及沿节理裂隙所进行的机械崩塌等综合作用，使地表存不住水而少土，植被难以生长，且基岩广为裸露，而形成石漠化。此外，人为砍伐植被造田种植、开矿冶炼，加剧了石漠化的扩大，有些地区甚至连可种几株玉米、地瓜的土地也砍伐植被改为耕地，造成水土流失更加严重。

湘中南岩溶石山石漠化形成的因素主要有气候、岩性、构造和人为等因素。

2.1 气候因素

湘中南岩溶石山地区为高温多雨的湿热环境，具有气候温和、四季分明、雨水集中、光热资源丰富的特点。5～7 月降水量占全年的 50%～60%，是降水集中时期，具有典型的暴雨气候特点。降水强度大，暴雨次数多，降水时空分布不均匀，为水土流失提供了动力，石漠化易于发生。

2.2 岩性因素

湘中南岩溶石山地区石漠化多分布在纯碳酸盐岩区，部分分布在次纯碳酸盐岩区，两者之和占岩溶石山地区面积的 90.21%。厚度大、岩性纯的碳酸盐岩，成土条件差，岩溶发育，地表水急速渗入地下，地表干旱缺水。由于强烈岩溶作用形成多种岩溶类型，其地貌、水文、土壤、植被等存在不稳定性、先天不足性和敏感性。主要表现为：①基岩裸露，土体浅薄，山多坡陡的地表结构导致强烈的水土资源流失，地表地下双层空间结构同样不利于水土资源的保存；②成土速率缓慢，土壤允许流失量小；③植被生长缓慢，绝对生长量低，适生树种少，群落结构简单，顺向演替难，逆向演替易，群落的自调控力弱；④土壤随碳酸盐岩的溶蚀保存于溶沟、溶隙里，土被不连续，土壤侵蚀总过程为侵蚀先集中发生于峰丛坡面，然后水土冲积于洼地，以洼地为过渡带，通过消水洞潜蚀作用土壤流失于地下岩溶系统，碳酸盐岩区域物理侵蚀远大于风化作用残留物生成速率，导致区域土层处于负增长状态。这些过程促使岩体裸露、石漠化趋势加剧。

2.3 构造因素

湘中南岩溶石山地区位于山地隆起带边缘，受南岭纬向构造、祁阳“山”字型构造及经向构造影响，褶皱、断裂发育，该区碳酸盐岩除早古生代少量沉积生成外，其他主要沉积形成于晚古生代，经中生代印支期、燕山期地壳运动，全区遭受急剧的挤压抬升，造成大规模隆起、拗陷、褶皱、断裂的造山运动，加上新生代喜马拉雅期地壳运动，湘中南岩溶石山地区仍持续地上升、掀斜、拗褶和强烈的侵蚀作用，其结果形成湘中南的群峰挺拔、各种岩溶形态极为发育的峰林岩溶地貌及湘中南的丘陵洼地、丘丛盆地的丘陵平原岩溶地貌。这些山地山体大，延伸长，山势高，坡度大于 25°的山地面积大，常为居民集中区和重要农业区，森林覆盖稀少，水土流失易于发生，形成石漠化。

2.4 人为因素

人为砍伐植被垦植开矿导致石漠化。湘中南岩溶石山地区耕地资源缺乏，人口贫困，土地压力大，加上砍伐森林植被，大搞人造梯田，导致石漠化扩展，生态环境恶化。主要表现为：①对土地的无限度索取，在山区，经济落后，农民在陡峭的山地上毁林开荒丢荒，致使

目前的旱土耕地有 40%在 25°以上的坡地上；②经济林的不合理垦殖，据统计，全省需要翻耕的经济林地大多位于高坡角度地带，如油桐，湘中南区即有 5.33 万公顷分布在 30°～40°的坡地上；③森林质量低劣，湘中南地区森林的郁闭度较小，一般在 0.3～0.7，郁闭度小于 0.7 的林地面积占总林地面积的 58.71%，据林业部门科研成果，森林的防护能力随着森林成熟发育程度的提高而提高；④森林植被遭受破坏，质量下降，20 世纪 50 年代大办钢铁，60 年代向山地要粮，70 年代大量人造梯田，80 年代大搞经济垦殖，均严重降低了森林植被覆盖度；⑤矿山、交通和基本建设的影响，湘中南区为著名的“有色金属之乡”，开矿、修路、建厂形成了大量的矿渣、尾砂、开挖面、弃土等，大大的加剧了石漠化。

黄土边坡失稳概率分析探讨①

冯德顺　邵中勇

(中国地质大学研究生院，武汉 430074)

摘要　黄土边坡的抗剪强度指标 C、φ 与含水量之间的关系比较复杂，本文考虑黄土边坡土体含水量的变化及其引起的力学强度的变化，对边坡失稳概率与传统的土体边坡稳定性计算方法进行了对比分析，结果显示边坡失稳概率法较为合理、明确。

关键词　黄土边坡失稳　概率分析　中心安全系数　安全系数

1　概述

观察黄土边坡可以发现一个较为奇特的现象，就是“缓坡不稳，陡坡不滑”，其自然边坡坡角一般为 30°～45°和 70°～90°两个区段。黄土边坡因其含水量的不同，其土体中化学胶结物产生的抗剪强度十分复杂，含水量小的陡立边坡土体的抗剪强度比含水量大的平缓边坡的强度往往高得多；另外，黄土的粒度成分具有独特的粉土、粉细砂组成，其渗透系数达 $i\times10^{-3}$ cm/s,属中等透水，松散易于浸透，因此黄土边坡土体的含水量对季节变化及降雨较为敏感。用传统的圆弧条分法计算黄土边坡稳定性时，强度参数采用单一均值具有一定的局限性，黄土边坡失稳概率分析方法可以较好地考虑上述问题。对于同一黄土边坡可以考虑边坡土体含水量的变化幅度，使用相应含水量条件下强度的统计特征值，进行边坡失稳概率分析，对黄土边坡稳定性进行判定，其强度参数的取值较为合理。

2　基本理论

2.1　传统边坡稳定分析方法

传统边坡稳定性分析是假定一个滑面，然后按一组给定的强度指标参数计算滑面上的抗滑力矩与滑动力矩的比值，即为土坡稳定安全系数，因为该安全系数通常反映一种平均能力与平均需求的比值，故称其为中心安全系数。这种方法比较适应于含水量及土体抗剪强度较均一的一般粘性土边坡。对黄土边坡的稳定性判定时，强度的变化较难考虑。因为黄土的渗透性相对较大，其边坡土体的含水量一般表里不一，另外，季节变化和降雨的影响亦会直接改变黄土土体的含水量，从而导致土体的强度变化。

---

① 第一作者简介：冯德顺，男，中国地质大学研究生院（武汉）研究生，高级工程师。

2.2 边坡失稳概率分析法

黄土边坡抗剪强度指标与含水量的变化关系十分密切，它严格来讲，是一个随位置甚至随时间而变化的随机变量。所以，黄土边坡的稳定分析问题是一个失稳概率问题，用破坏概率 P_f 来衡量边坡的稳定性比传统的中心安全系数法更明确。图 1 可用来表示安全度的概念，图中 $\overline{C}$ 表示系统能力（如承载能力）的平均值，$\overline{D}$ 为系统需求（如设计要求承载力）的平均值，$\tilde{C}$、$\tilde{D}$ 分别为概率曲线 $f(C)$、$f(D)$ 的某一值，如用安全系数表示有

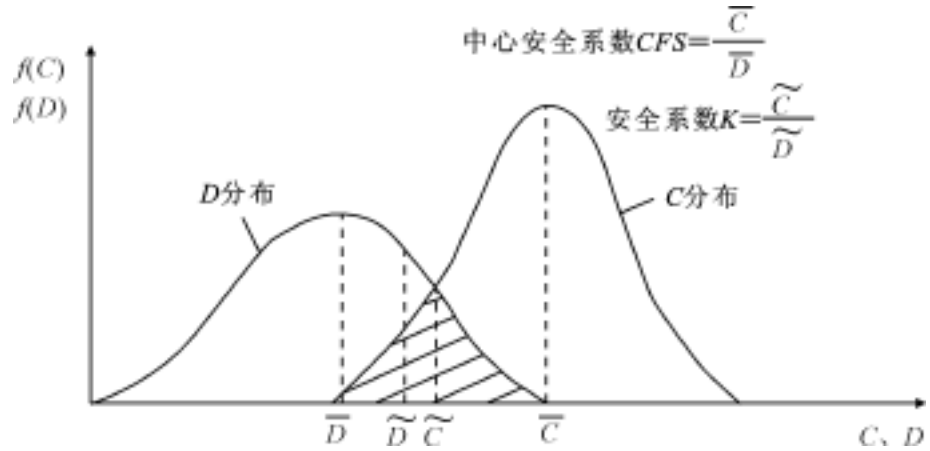


图 1 $f(C)$ 与 $f(D)$ 分布图

$$K = \tilde{C}/\tilde{D}$$

用中心安全 CFS 表示有

$$CFS = \text{平均能力}/\text{平均需求} = \overline{C}/\overline{D}$$

通常 $CFS > K$

C 与 D 之差 $(C - D)$ 为系统安全储备 SM，即

$$SM = C - D$$

当 $SM = C - D \leq 0$，则 $P_f = P(C - D \leq 0)$ 表示系统的破坏概率（或失稳概率）；设 C、D 满足正态分布，则 SM 的概率密度函数表达式为

$$f(SM) = \frac{1}{\sigma_{SM}\sqrt{2\pi}}\exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{SM - \overline{SM}}{\sigma_{SM}}\right)^2\right]$$

式中：$\overline{SM} = \overline{C} - \overline{D}$，$\sigma_{SM} = \sqrt{\sigma_C^2 + \sigma_D^2}$。

当破坏时，$SM = C - D \leq 0$，其破坏概率为

$$P_f = \int_{-\infty}^{0} f(SM)\mathrm{d}(SM) = \frac{1}{2} - \Psi\left(\frac{\overline{C} - \overline{D}}{\sqrt{\sigma_C^2 + \sigma_D^2}}\right)$$

其中，σ_C^2、σ_D^2 分别为能力和需求方差。

令可靠度指标为 β

$$\beta = (\overline{C} - \overline{D})/\sqrt{\sigma_C^2 + \sigma_D^2}$$

$$P_f = \frac{1}{2} - \psi(\beta)$$

土坡失稳概率分析采用常用的圆弧条分法有关系式，即

$$K = \frac{\overline{C}}{\tilde{D}} = \frac{\sum [Cl_i + (W_i\cos\alpha_i - u_i l_i)\mathrm{tg}\,]}{\sum W\sin\alpha_i}$$

式中 R 和 T 分别代表有一定概率的抗滑力矩和滑动力矩，上式分子可以写成

$$R = \sum (a_i c + b_i \tan\varphi)$$

式中：$a_i = l_i$；$b_i = W_i \cos\alpha_i - \mu_i l_i$

$$T = \sum (a_i c + b_i \tan\varphi)$$

且方差为

$$\sigma_F^2 = \sum (a_i^2 \sigma_c^2 + b_i^2 \sigma_\varphi^2)$$

σ_c^2、σ_φ^2 分别为内聚力和摩擦力统计方差。

令中心安全系数 $CFS = R/T$，R、T 分别是抗滑力矩、滑动力矩的平均值，因为 W 为恒值 $\delta_D = 0$，所以有

$$P_f = \frac{1}{2} - \Phi\left(\frac{CFS - 1}{CFS\,\delta_F}\right)$$

3 计算实例

实例如图 2 为某工程场地黄土边坡设计断面，滑面为毕肖普法搜寻的最危险的滑弧，滑弧的半径为 38.9m，条块为 8 块，分块宽 b= 5m。现场勘探平硐不同硐深、不同含水量范围的强度统计如下：

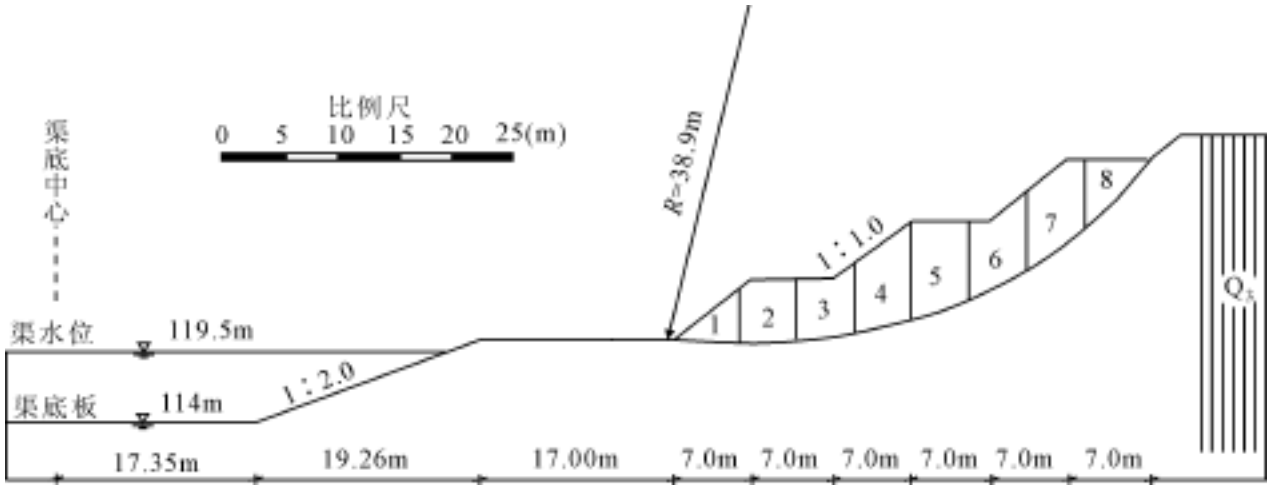


图 2 渠坡稳定性分析剖面

(1) 0～5m，含水量范围 3.5%～7%。c= 26.5kPa，δ = 25.4%，φ= 24°，δ_φ = 12.6%，γ= 18kN/m^3。7 个勘探平硐中，在硐深 5m 处，含水量沿硐深变化曲线均有一小的波谷，为大气影响深度。

(2) 5～25m，含水量范围 5%～10%。c= 19.5kPa，δ = 32.5%，φ= 20.5°，δ_φ = 11.8%，γ= 18kN/m^3。含水量沿硐深均缓慢增加，约 25m 处有一平缓波谷。

(3) 25～45m，含水量范围 8%～13%。c= 15.8kPa，δ = 24.6%，φ= 19.3°，δ_φ = 10.4%，γ= 18kN/m^3。

结合设计边坡开挖轮廓线，削坡厚度均在 3～8m 范围以内，自然边坡表面 0～5m 基本已被挖除。考虑可能的滑弧位置，选定含水量 5%～10%范围的强度统计特征值，进行黄土边坡稳定性分析计算。表 1 为边坡中心安全系数计算统计表。

表 1　土坡中心安全系数计算统计表

条分号	L_i (m)	W_i (K_n)		α_i (°)	cl_i	$W_i\cos\alpha_i$	$W_i\sin\alpha_i$
		υ= 18kN/ m^3	υ= 20kN/ m^3			υ= 18kN/ m^3	υ= 18kN/ m^3
1	5	270	300	- 5	97.5	263.9	- 23.5
2	5	630	700	0	97.5	630	0
3	5	585	650	5	97.5	582.8	51
4	5	900	1 000	15	97.5	869.3	232.9
5	5	900	1 000	20	97.5	845.7	307.8
6	5	720	800	30	97.5	623.5	360
7	5	810	900	55	97.5	464.6	663.5
8	5	450	500	60	97.5	225	389.7
Σ	40				780	4 506.8	1 981.4

中心安全计算如下:

$$\text{抗滑} = 780 + 4\,506.8 \times \operatorname{tg}20.5° = 2\,465.02$$

$$\text{下滑} = 1\,981.4$$

$$CFS = \frac{\text{抗滑}}{\text{下滑}} = 1.24$$

失稳概率计算如下:

$$\sigma_c^2 = (0.325 \times 19.5)^2 = 40.16$$

$$\sigma_g^2 = (0.118 \times 0.374)^2 = 1.95 \times 10^{-3}$$

$$\Sigma a_i = 40^2 \qquad \Sigma b_i = 4\,506.82^2$$

$$\sigma_c^2 = (\delta/100)^2 \times \text{抗滑}$$

$$\delta_c = \frac{100}{2\,465.02}\sqrt{103\,862.28} = 13.1$$

$$P_f = \frac{1}{2} - \psi\left(\frac{1.24 - 1}{1.24 \times 0.131}\right) = 0.5 - \psi(1.48)$$

$$P_f = 0.5 - 0.422 = 7.8 \times 10^{-2}$$

传统的中心安全系数为 1.24。按《建筑边坡工程技术规范》中边坡允许安全系数的规定，对二级边坡基本属于稳定状态，概率分析法表明仍存在 7.8%的失稳概率。

4　结论

黄土的颗粒组成十分均一，但是渗透系数较大，季节变化及降雨过程极易改变其边坡土体的力学强度，黄土自然边坡的特殊形态提示我们：在进行黄土边坡稳定性研究时，应全面了解黄土边坡所处的微地貌形态、地层组合特征、坡向及坡角等。只有准确把握研究边坡土体的含水量分布特征，才能准确判断黄土边坡的失稳状况。本文采用特定含水量范围的强度统计特征值，仅仅是进行了失稳概率分析的尝试探讨，但可以推断，当黄土边坡含水量变异性较大时，用失稳概率分析法比传统的中心安系数法判断边坡的稳定性显然更合理。

四、经验与总结

改变观念　发展恩施水电事业①

涂光美

(湖北省水利水电勘测设计院，武汉 430070)

恩施，有人称它为湖北之西藏，山高谷深，气候温湿多雨，年降雨量 1 300mm 左右，径流深 700～900mm，是我省雨量最丰沛的地区。承雨面积超过 1 000km^2 的河流 8 条，大、小支流不计其数。8 条较大河流的源头皆位于区内，向四方辐射流向长江、乌江、澧水和沅水。水能资源十分丰富，仅 8 条河流的干流（清江、马水河、忠建河、野三河、郁江、唐岩河、酉水和娄水）就可装机约 400 万 kW。老天爷赐给恩施地区人民一笔多么巨大的财富！这使我想起了一位欧洲旅行家讲过的话：上帝是公平的，他将你降生在这块土地上，就会赋予你生存的条件。虽然此话掺杂神学色彩，但颇具哲理。诚然，需几代人的努力，去争取，去奋斗，用汗水才能换得这笔财富。这块土地的人们早就看到了这种优厚条件。他们的祖先最早制作简易的木质水轮机，利用小沟、小溪之流水，加工粮食和造纸，一直延至今日。中华人民共和国成立后，恩施地区人民艰苦奋斗，建设了大批引水式电站，为工农业生产的发展起到了很大作用。但是每到旱季，河水流量小，发电甚微，用电相当紧张，严重制约了区内经济的发展。也曾试行建筑大坝水库，但失败者居多。其原因：恩施地区可溶性碳酸盐岩分布面积约占全区总面积的 70%。岩溶发育，尤其是嘉陵江组碳酸盐岩分布区，属极强岩溶化地层。用当地群众的话：莫看山高。山，都是空的！曾被水利水电部门视为筑坝建库的禁区。谁也怕尝试这似蟹又似蜘蛛的“怪物”。

党的十一届三中全会后，宣恩人民思想解放了，决心改变宣恩贫穷落后的面貌。县领导一班人，大胆地再次将目光投向了几代人梦寐以求的龙洞水库电站工程。当时县领导和水电局一帮人到省内几个权威地勘单位求援，最后找到了水利主管单位省水利厅，找到省水利水电勘测设计院。厅、院领导被宣恩人民的热情所感动，初步确定闯这个禁区。

湖北省水利水电勘测设计院的成长与我省水利水电建设事业的发展紧密相连。由于我省特殊的地形条件：东、西、北三面环山，中部和南面低，长江横贯我省东西，每逢汛期，中部防汛抗洪任务异常繁重。我们的祖先在 2000 年前就开始筑堤防汛，对于填筑土坝积累了丰富经验。我们利用这一优势，20 世纪 70 年代前期在鄂北火成岩、变质岩等地质条件比较简单的山区，建设了大批大、中型土坝大库。可以说，无一失败。20 世纪 70 年代后期，我省也小心地涉足于碳酸盐岩地区筑坝建库。其中 4 个水库列为我省的险库。由于历史的原因，我院几撤几并，当时正是水电分家不久，技术力量薄弱。在这种背景下接受此项任务，可以想象从上至下冒着多大风险，下了多大决心！

1984 年 8 月，我院组织各专业技术骨干踏勘了坝址和库区，库区绝大部分为嘉陵江组

① 作者简介：涂光美，男，1937 年生，教授级高级工程师，长期从事岩溶地区水利电力工程地质勘察工作。

碳酸盐岩，各种岩溶形态随处可见，串珠状落水洞比比皆是，地表水少见。尤其是白果园河湾地段，岩溶如此发育，看后胆寒。在县内座谈时，我们如实地讲了意见。县里领导当场表态：过去上面来的领导，都说龙洞是个好工程，但地质条件太复杂了，一直不敢搞。不管怎样，你们工作后，能成更好。不能成，我们好向上面、下面交待，别人问起时，我们就理直气壮地告诉他：某年某月，通过湖北省水利水电勘测设计院的工作，库区装不住水，此坝不能建！给我们壮胆，消除我们的顾虑。要求我们大胆干，不要怕。

1984 年 10 月，我和我的伙伴进入工地现场。坝区工作安排好后，我又带领着一批年轻地质人员进驻白果园河湾地段。我们以求实的精神，热情地投入工作。工作中坚持了从易到难、由浅入深、由表及里的循序渐进的工作方法，一步一个脚印的工作着。首先从地面地质测绘着手，从宏观上了解岩溶发育程度及其规律性、岩溶泉的分布等。时值深秋时节，每天清晨我们踏着霜露出发，翻山越岭的工作着，晚上顶着山谷的寒风归来。有时甚至晚上九点才返回驻地。中餐是毫无保证的，尤其是偏远深谷无人居住，饿肚皮是常事。在地面测绘的基础上，结合当地群众提供的线索，我们选择了 12 个溶洞进行探测。探测溶洞是一项艰苦的工作，具有探险性质。那时正是隆冬之时，天气寒冷，时常顶风冒雪进入洞中，洞内情况异常复杂：时而狭缝，时而长廊；时而狗洞，时而大厅；时而落水洞，时而深潭。真是千奇百怪，别有洞天！有的溶洞上下分数层，稍有疏忽闯入迷宫，搞得晕头转向，摸索半天才能钻出洞来。因为洞中复杂，我们带有 100 余米的尼龙绳、软梯等，坡度较陡时，手拉尼龙绳上下；悬岩峭壁段只有攀着软梯上下，最长的软梯达 40 余米。我们进入地下，主要任务是了解地下岩溶发育规律，更重要的是找暗河。探测硝洞，上午 9 时进洞工作，出洞才发现天黑，已经是晚上 9 点 30 分了。进洞时每人吃一包方便面，出来已是精疲力竭了，而且还要步行至县城驻地，到驻地已是晚上 12 时了。探测溶洞达半月之久，有的关键溶洞探测数次，地下行程 10 余公里，上下高差一般都在 100m 左右。每次从洞中出来，个个像泥人。我们年轻朋友讲得好：人生能有几回搏！工作艰苦，但精神是愉快的。我们深知：这么复杂的地质条件，这样的工程是我院有史以来的第一次。就连跟着我们的当地几个群众无不感到佩服！他们连称道：你们这个工作太辛苦了。真想不到，你们生活在大城市的人，能吃这么大的苦，能这么耐劳，不简单！

通过岩溶探测，基本上摸清了地下岩溶发育规律，发现河湾上下皆有暗河，分别流向库内和库外，理所当然河湾地段存在地下分水岭。初步分析地下分水岭和地形分水岭基本一致，位于白果园一带。为了证实我们的预测，请长江水利委员会综合勘测局物探队几进现场，并打孔验证。由于钻孔观测时间短（一般需要一个水文年），地下水位较高，至此，绝大多数同志比较乐观，认为地下分水岭高程较高，正常蓄水位可以定为 560m，大功告成，可以收兵回营了。说实话，本人自接受此任务，如步履薄冰，脚步每移一步，小心又小心。在一片乐观声中，我冷静思索，又给自己提出了新的问题：大坝沟的水，流至观音山脚潜入地下，流向何方？几次连通试验毫无结果。不甘心想当然（此地距下游 9km，距库内仅 2km，想当然应流向库内）。经请示设计院，要求用荧光素做连通试验，院里同意了。但跑遍武汉买不到荧光素，最后派人专程去上海购买，飞机运抵恩施。连通试验用荧光素作示踪剂，我们院也是第一次。龙洞电站筹备组对这次试验也非常重视，事前出通知并向全县广播，动员忠建河上下游一带的群众协助搞好这次试验，监视荧光素踪址，并决定：第一个发现荧光素者奖励 100 元。连通试验也是非常辛苦的。前几次试验，我们为了收集资料，严冬

之时在荒无人烟的蛤蟆口河滩上呆了几夜。本次试验更为艰巨，我们规定：除了有泉水的地方需要派人观察外，几个暗河天窗也要派人监视。最后还是当地群众在风洞暗河中发现了荧光素。我们再次下到长 1 000 余 m、高差 120m 的风洞中观察，果然如此。连通试验成功了。告诉我们：大坝沟的水流向库外了。谁也不愿出现的问题终于出现了。曾有人判断：若大坝沟的水流向库外，这个工程就完了，没有什么搞头！我们年轻的伙伴们垂头丧气的说：听名字就不吉利，叫什么“白果”园，这不“白果”了（意思是白干了）！是的，至此我们似乎尝到这个怪物有点蜘蛛味了。有理由判决龙洞工程死刑！我数夜难眠。怎么办！下步如何动作，难道就此止步？我心中自勉：对一件事物下结论时既要稳健可靠，又要大胆心细，既不能轻易肯定，又不要草率否定。要对宣恩人民负责，要经得起历史的检验。哪怕还有一线希望，也不能放弃。出于一个科技工作者的责任感，下定决心搞个水落石出。首先沿漏水一线打了两个钻孔，地下水位很低，只有 529～537m。由此分析地下分水岭可能移至杨家洞和观音山间，在预计的分水岭上打了 3 个钻孔，其中两岸钻孔皆高于 560m，沟中钻孔也在 550m 以上（都是当时测量的水位）。两个月后沟中钻孔水位降至 540m 左右，而且还有下降的趋势。但 3 个钻孔岩体透水性都较弱，属于微透水岩体，分水岭大致位置确定了。但水位如此之低，按正常蓄水位 550m 设计能行吗？我和几个年轻同志又做了详细分析研究工作，发现观音山陡壁为一北东向断裂，大坝沟的漏水点成线状分布于断裂带上，向库内追索此断裂并未切穿库壁。分析水位在 540～550m 之间，水库可能漏水，但漏水量不会太大，不致于影响水库效益。据此，大胆地提出了正常蓄水位 550m 是可行的结论（当时带有风险性），并请院领导来现场验收，经过我们详细地介绍情况，并带领查勘了现场，同意了我们的意见。到此，外业工作基本结束。为慎重起见，在现场召开了龙洞水库电站正常蓄水位的论证会。我院和宣恩县政府非常重视，宣恩县四大家的主要领导和有关科局负责人出席了会议。我院院长、总工以及院各科室负责人参加了会议。经过认真地讨论，一致同意 550m 的正常蓄水位。

1986 年 8 月初步设计审查会在武昌洪山宾馆召开，会议由湖北省水利厅总工主持。会前，专家们详细地查勘了工程现场，审查会上我们将龙洞水库库区和坝区的地质情况做了详细汇报，重点汇报了白果园河湾岩溶渗漏问题，会上会下专家们提了一些意见，中心问题是成库条件，水库能否装水？认为我们的报告太悬乎了。通过大小会议讨论，最后专家们采纳了我院的意见，初设报告通过了，但留下补充部分工作的尾巴。会议结束时，省水利厅总工说：“地下情况这么复杂，艰苦的工作将问题基本查清，多不容易啊！”直至 1991 年，一次偶然的机会，我碰到长沙中南院当时参加审查会的一位专家，谈起龙洞工程，关心地讲：“老涂啊，龙洞白果园岩溶渗漏问题，你讲得太悬乎了，你的责任大啊！”并安慰似的说：“万一出了问题，到时候我可以出面为你辩护的！”还有的知心朋友促膝谈心时告诫我：“涂工呀，龙洞地质上出了问题，你坐牢不要紧，苦了你的老婆和孩子！”听到这些忠告，我曾彷徨过。到了宣恩，宣恩的老百姓和个别领导也向我提出了：大坝做起来后，水库能否装水啊！岩溶地区确实太复杂了，尽管做了很大努力，谁也不能保证不会遗漏重要的地质问题。想到这些心烦意乱。恰巧在这个问题上，新闻界又特别敏锐，记者几次采访，我都讲得很客观，留有充分的余地，并且坦诚地告诉他们：水库未成功前，不宜报道。

龙洞水库电站工程，经过十年的艰苦奋斗，一个穷县终于把梦想变成了现实。1993 年 5 月下旬下闸蓄水发电（限制水位 535m），至 1994 年蓄水位已基本达到 550m，说明龙洞水库

电站基本上成功了！

工程的成败意味着什么，这是每个明白人不讲自明的。在岩溶地区建设高坝大库，从国内情况看是比较谨慎的。按常规岩溶地区无隔水层可以利用的情况下，正常蓄水位只能在地下分水岭高程上下数米内选定。我们提出高于地下分水岭十余米的正常蓄水位，这是需要胆量，需要勇气的。这胆量和勇气来自艰苦的工作，求实的精神，来自科学的分析与判断。

当龙洞大坝耸立宣恩城头，电站大放光明之际，当人们工作之余带着一家老小泛舟荡漾在清澈的人工湖上之时，一切感到平淡，又觉舒坦。殊不知工程之初，仅勘测设计就那么艰难！每前进一步付出了多少脑汁，流了多少汗水！

龙洞工程地质条件复杂，确实具有很大风险性。在某种意义上，正是这种风险性孕育着机遇，可能带来认识上的进步。它给我们提供了一个大舞台，给了我们一次施展才干、发挥聪明智慧的机会。让我们水利水电勘测院在全省最高之地亮相，技术人员登台表演。可以说：龙洞工程的形象是我院整体综合素质的体现，是对我院勘测设计水平的一次检验。

我们夹着尾巴做人十年！今日我们站立龙洞大坝，面向下游俯瞰全城，面向上游看到镶嵌在崇山峻岭中的明镜之时，我沉思，我回想过去十年我们走过的深深脚印，十年来精神上的压力，是局外人无法理解的。看到眼前的事实，我们终于为宣恩人民和他们的子孙后代做了一件好事，为恩施强岩溶化地区建设高坝大库开了先河。我坦然，我无限轻松，无限兴奋！看着高山中的平湖，看着湖中点点泛舟，我的眼眶湿润了。

注：本文 1994 年曾刊登在鄂西报上。恩施州政府领导在刊头批注：“本文旨在提醒人们：在恩施州，除了烟、茶支柱产业外，还有一大切不可忽视的支柱——水电业。”

在石灰岩地区修建水库的探索与实践

——鹤峰桃花山水电站工程建设始末①

田九如

(湖北桃花山水电有限责任公司，湖北 鹤峰 445800)

摘要　碳酸盐岩山区的岩溶地质问题一般比较复杂，不断积累这方面的工作经验，服务工程项目具有非常现实的意义。桃花山上游蛤蟆颈水库地处三叠系嘉陵江组岩溶强烈发育区，在建设过程中，经历了堵洞、库底铺盖和利用围堰加坝的探索和实践，获得了良好的经济效益和社会效益。

关键词　岩溶　探索　实践

1　概况

桃花山水电站地处鄂西南武陵山区腹地鹤峰县燕子乡境内，属　水上游左岸一级支流，流域内年平均降雨量 1 731mm，电站取水口以上承雨面积 128km^2，地处高山地带，地面高程 1 310～2 100m。流域内石灰岩广布，岩溶发育强烈，河流明暗交替。电站系一跨流域引水发电工程，水源工程在　水左支流九峰桥河干流的中游河段蛤蟆颈修建龙头调节水库，通过 4km 的明暗交替河道系统至董家坪拦水坝进入人工开挖的 4.8km 引水隧洞，将水调至九峰桥河相邻的　水左支流南渡江流域，利用该流域独特的地形，取水头 824m，按两级开发，一级电站取水头 694m，引水流量 5.5m^3/ s，分别于 1990 年建成装机两台 6 300kW 和 1998 年建成一台 16 000kW，总装机为 28 000kW 的一级电站。二级电站接一级电站尾水，开挖隧洞 1 800m，取水头 130m，装机两台 3 200kW，于 2001 年建成。目前总共装机规模共计 34 400kW。桃花山电站流域开发完成后，为地方的经济发展、人民生活水平的提高作出了巨大的贡献。自桃花山水电有限责任公司 1998 年成立以来到 2003 年止底，已累计完成发电量 7.6 亿 kW·h，实现售电收入 2.4 亿元，2000 年以来一直是鹤峰县为地方纳税过千万的第一纳税大户。效益成绩的取得，就工程本身而言，主要得益于该电源点有得天独厚的地势优越条件，跨流域调水，取得水头 800 多米，这就形成 1.7 亿 kW·h 的电量，然而更重要的条件，莫过于电站上游在岩溶发育剧烈的石灰岩区成功地兴建了龙头调节水库。这是鹤峰的水电建设者花了近二十年艰苦探索实践的成功结果。

---

①作者简介：田九如，男，1950 年生，高级工程师，毕业于武汉水利电力大学农田水利专业，长期从事水利电力建设的管理工作，为鹤峰的水电建设事业作出了突出贡献 (先后任鹤峰县水电局局长，湖北省芭蕉河水电建设指挥部指挥长，湖北省桃花山水电责任公司总经理)。

电站上游蛤蟆颈水库地处三叠系嘉陵江组岩溶强烈发育区，从20世纪70年代末选点规划并先期实施滞洪水库到2000年完成一级水库，达到中型调节水库的规模，先后经历了一次水库功能的变换，一次工程方案的变更，在实施过程中，历经两代人、二十余年不断的实践探索，取得了今天的结果。认真总结，回顾这一实践探索的经验，对岩溶区成功修建水库将是有所借鉴的。

2 蛤蟆颈水库

2.1 流域概况

九峰桥河是一条发育于鹤峰—清水湄复式向斜核部的以岩溶地下河为主的河流，干流发源于五峰的万子河后进入鹤峰县境内的夹沙，在万家垭附近潜入地下成为暗河，经过大、小五里坪，于高岩河复出地表明流，与东侧楠木河汇合形成明流3km，在蛤蟆颈潜入地下成为约2km暗河后于董家坪出露成为明河，其后明暗交替，分别在燕子乡的中湄、大长湄出露，然后潜入地下长达21km的暗河后，于鹤峰县城以西4km的九峰桥河万人洞以泉出露，经约800m的河谷注入 水干流。整个河流流向自西南而东北，与该地区岩层走向大至平行，因而形成沿河流两岸的溶洼、溶槽、漏斗、落水洞等岩溶地貌景观。

流域内大面积出露三叠系石灰岩，干流位于总体呈西北突出的复式向斜内。同时，流域内植被良好，森林密布，降雨充沛，大气降雨通过流域内广布的落水洞、漏斗、洼地等岩溶洞穴潜入地下，形成了丰富的地下径流。

2.2 滞洪水库的形成

滞洪水库位于燕子乡的清湖（又名清水湄），由于该地特殊的水文地形条件，形成了一个南北长约10km、宽为200～800m不等的槽盆地形，20世纪70年代以前，每至洪汛期，上游来水，汇集在清水湄一带，靠湖坪一带天坑排水至暗河，由于暗河系统过洪受限，常常大量洪水滞留在清湖一带的槽洼地带，形成淹没。1954年洪水最大受淹自然面积高达6 000余亩，民房120余栋，下至湖坪，上至现在的清湖镇上端、董家坪十余公里的冲槽，尽成泽国。一般年份淹没面积在4 000余亩左右，并且几乎是年年受淹，1958—1971年，在消水末端的湖坪黄家山开排洪隧洞998m，将洪水排走一部分，减轻了洪水淹没面积约3 000亩，但仍有3 000多亩位于湖坪的土地处于洪涝的威胁中。自20世纪70年代中期开始，鹤峰水利局的工程人员经过踏勘，选定在蛤蟆颈修建滞洪水库以根除水患，自1978年开始至1984年，在蛤蟆颈进入暗流的入口处堵塞天然溶洞，天然溶洞距入口向内60m处，宽约20m，河床距洞顶高约8m，坝址最大清基深22.5m，采用毛石混凝土拱坝堵塞，坝体厚度12m，堵洞以上承雨面积99.5km^2，形成库容为1 560m^{3}的滞洪水库，滞洪水位1 371m，建成以来，先后有1991年、1997年两次水位高程分别达到1 368.2m和1 368.56m高程，滞洪库容达到1 250万 m^3。滞洪水库的建成，自1984年以来，水库充分发挥作用，保护了下游3 000多亩土地和百余栋民房免遭洪涝之灾。

2.3 实现滞洪与调节双重功能的艰难历程

早在1976年，鹤峰水电战线上的先驱者就在蛤蟆颈至桃花山一带为跨流域调水拟建电站做了大量工作，并且进入了湖北省水电勘测设计院的水资源普查规划之列，1986年兴建的第一期跨流域向桃花山调水发电的项目，尽管蛤蟆颈水库已经形成，但由于已建成的滞洪

水库漏水严重，当库容达到 1 250 万 m^3 时，闸门完全关闭仅 9 天时间全部漏完，平均漏水量达 14m^3/ s 左右，最大漏水量约 50m^3/ s，漏水范围分布在暗流入口前约 11 万 m^3 范围内。由于漏水严重，水库向电站调节用水功能甚微，第一期 1986 年建设装机 1.2 万 kW 电站时只按径流装机规模批准。1990 年电站投运后，在电网中的运行，由于无水库调节，其功能十分脆弱。自 1989 年开始采用在水库漏水带补洞的方法处理，采用的方法：一是局部小洞穴采用浆砌石和毛石混凝土堵塞；二是面积在 10m^3 以上的成片漏水带，采用块石混凝土平面铺盖。经过两个枯水期的小规模补漏，10 余处共约 600m^2，通过蓄水，结果发现当库水位升高 10m 以上时，库底又压出新的洞穴，有的表层原是粘土覆盖的，经水压后冲蚀出成片的破碎溶蚀槽带，漏水面积有增大的趋势，当时仅靠每年 3～5 万元资金补漏，要想在短期见成效是很难的。于是在 1991 年以后便暂时停止了库底补漏。为弄清蛤蟆颈进口的地质问题，达到扩机增容的目的，从 1985 年开始，我们先后聘请了长江勘测技术研究所、宜昌地矿研究所、湖北省水利水电勘测设计院等单位的技术专家对蛤蟆颈库区做了物探、地表地质工作和钻探，前后断断续续工作长达 10 余年，取得了治理这一区域地质上一定的研究成果。但在 1997 年以前的地勘工作，主要是围绕在库首铺盖补漏成库，为桃花山电站扩机增容进行的。

1995 年 8 月湖北省省计委批准了桃花山电站扩机增容项目，库容规模 2 200 万 m^3，其中扩机增容的前提是防渗处理蛤蟆颈水库，并同意采用以水平铺盖防渗为主的方案。为减少投资风险应先完成水库的防渗处理后再扩机。1996 年元月水库的补漏工程开工，防渗铺盖的方法是自下而上铺盖处理，通过了两个冬枯大规模地在库底实施补漏，采用了三种补漏方法：一是对成片的破碎带将库底清基见河床卵石基础后垫铺碎石面层，再浇筑钢筋混凝土底板铺盖，主要分布在放水闸以前 80m 长、20m 宽的左岸一线；二是在靠暗河入口至堵洞坝体一带，由于河床基础深，清基工作难度大，采用将原河床松散覆盖层清除至密实的河床基础后铺垫粘土，上铺土工模铺盖，面积约 900m^2；三是沿岸坡采用清除表层堆积后，用砌石护坡方法处理，处理高程从库底向岸坡不足 10m。共处理面积约 4 000m^2，通过处理后蓄水的初期也略见成效，渗漏量有所减少，但随着蓄水的次数增加，水位的增高，每次蓄水后又新增了新的洞穴，其补漏的效果便不复存在。两次补漏先后共用了 5 个冬春（施工期只能在冬枯和伏旱，平常汛期无法施工），补漏铺盖面积约 4 800m^2，仅是漏水面积的二十分之一，耗资 370 余万元，对已建成电站的调节仅仅是滞洪时间的延长，每次蓄洪后有 3～4 天的调节，其效果甚微。通过几年的铺盖补漏处理后，我们认真总结，发现存在以下几方面的问题：一是风险高，由于地质条件极为复杂，尽管做了大量的地质工作，在库首漏水面积高达 10 多万平方米的范围内要想把每一处地质情况弄清那是不可能的；二是在库首施工困难重重，施工期短，每年仅 4 个月时间能保证施工，先后花了近 5 年，才完成不足 10%的补漏工作量，按此施工进程，工期将拉得很长，电站的扩机前提又必须是水库的成功，按此工程进展，仅水库库底补漏完成将不下十年，电站工期拖不起；三是投资巨大，不确定因素多，已处理的部分不足 10%工作量，照此类推，整个工程完成，光处理水库的投资也得 8 000 万元左右，为此，业主在反复比较思考后采用了现实地摸着石头过河的做法——上移坝址。

2.4 方案变更后上库的成功建成

由于在蛤蟆颈库首补漏历经 5 年，收益甚微，作为单位水量效益很高的电站业主，必须重新考虑方案。早在 1994 年 8 月，业主在距蛤蟆颈暗河入口上游 1.6km 相对较窄的河段上

经过查勘后提出，先在此处建一低坝。当时提出在此建坝，基于三个因素：一是围堰作用保证下游施工，由于暗河入口补漏受季节影响，先期在此修一围堰，库容 60 万 m^3，以利下游施工；二是先期蓄水，近期调节电站用水，此处河床及两岸岩基裸露，坝区主要出露为溶崩角砾岩，并无大的断裂切割，清基工作很小，做低坝容易，在一个冬春即可见成效，如能蓄水，可做近期电站调节之用；三是利用蓄水代替地质勘探，蓄水 20m 回水至楠木河（库尾）洼地验证此处地质上的风险（地质勘察报告分析此处为一塌陷洼地，深 80m），免做楠木河洼地地勘工作。

采用拱坝围堰先期只按 13m 坝高规模设计，底宽仅 3m，投资 50 万元，到 1995 年 10 月，坝高已完成 13m，库内水位提高后，并无漏水，此时库容为 60 万 m^3，水库已对原装机 1.2 万 kW 的电站起到了一定的调节作用。坝高 13m 后见库内及坝下没有明显漏水，决定再行加高。第二次将拱坝底宽加至 5m，坝体高度达 22m，将水位回至楠木河洼地，经过一个冬春，到 1998 年 6 月，坝高已达 22m、库容为 180 万 m^3，水位回水至楠木河洼地后未见漏水，此时的坝高库容规模按初期的三个目的都已完成，效益明显的是当年冬季为原装机 1.2 万 kW 的电站进行水量调节，改善了电站运行工况。

通过低坝围堰的实施，在实践中得到了收益，而补漏工作收效甚微。我们认真总结补漏的失败，而围堰小坝方案已初见成效，两者对比后，我们提出了“规模不变（原审批的库容规模和扩机规模不变），效益不变，分级实施（分为上下两级水库开发），减少风险（已证明上库风险明显小于下库），提早受益（上库建设快，发挥效益早）”的建设方针，这一工作思路得到了有关专家的认可和当地政府的支持。在建设方法上，由于是砌石拱坝，从一开始建设就是采用砌筑两米，蓄水试压，经验证，无漏水，再行加高。第三次设计最终坝高为 50m，经请示州水利局同意，1997 年下半年开始了加高加宽上库工作，同时由于下库经过先后 5 个年头大小规模的补漏，耗资大、风险高，随即停止了补漏的工作。

方案一经确定，建设业主单位精心组织，与设计、施工监理单位一道密切配合，按照既定的施工方法，加高、蓄水、试压、检查，再加高、蓄水、试压，当坝体上升到 1 351m 高程、坝高 31m 时，右岸出现了 3 个渗漏点，漏水量分别是 6L/ s、10L/ s、12L/ s，经查均系集中通道渗漏，湖北省水利水电勘测设计院涂光美高工来工地考察后作出结论，通过灌浆可以处理。于是坝体上升按既定方针实施，经过三年的努力，终于完成了最大坝高 50m 的规模。大坝在基本完成时，对大坝防渗进行了帷幕灌浆和基础固结灌浆处理，并对 3 个渗漏点采用集中灌浆封住了漏水。

工程最终规模达到正常水位 1 380m，总库容 1 404 万 m^3，有效库容 1 260 万 m^3。经过建成后的几年（边建设边受益有 6 年，按正常蓄水位运行 4 年）运行，实践运行良好，每年向下游电站调节用水 2 800 万 m^3，增加电量近 4 600 万 kW·h，从 1998 年开始，几年来已向电站调节水量 1.9 亿 m^3，增加电量 2.1 亿 kW·h，创电力产值 7 350 万元，该水库投资包括移民征地，总共投资 3 100 万元，在短短 6 年中已收回两座水库的投资。

按照分期上下库的建设方针，下库方案采用在蛤蟆颈老虎洞以下 40m 处建一坝高 30m 的重力坝，库容 300 万 m^3，避开原 10 多万平方米的主漏水区，变原来的水平防渗方案为垂直防渗方案。近几年来，已做了大量的地勘工作，尽管如此，下库仍存在一定的风险，在建设施工过程中，仍可借鉴一级上库的施工方法，一次清基完成，分次加高蓄水。下库的实施完成后，配套上库调节，下游电站将达到原设计效益。

通过蛤蟆颈水库的成功建成，我们深刻体会到在岩溶发育区（特别是强烈发育的三叠系嘉陵江组灰岩区），完全弄清岩溶的发育情况是很困难的，只有通过反复的实践、探索，再实践、再探索的过程，同时要本着尊重科学、不唯书、不唯上，只为实的求实精神才能有所收获。