

文章编号 :1001-4810(2002)03-0173-05

万华岩表层岩溶带岩溶动力系统的研究*

姜光辉¹, 郭芳¹, 张美良¹, 何师意¹, 李恩香², 邓艳²

(1. 中国地质科学院岩溶地质研究所 国土资源部岩溶动力学开放研究实验室, 广西 桂林 541004;

2. 广西师范大学, 广西 桂林 541004)

摘要: 万华岩地区碳酸盐岩中普遍发育的非碳酸盐岩夹层, 以及“土层+裂隙层”表层岩溶带双层结构对岩溶动力系统和水循环具有显著影响。非碳酸盐岩地段的地下水因其矿化度较低, CO₂ 含量较高, 而具有较强的侵蚀、溶蚀能力, 导致岩溶动力系统的物质和能量传输非常活跃, 一个岩溶泉年溶蚀量(以 CaCO₃ 计)达 2795.4kg; 由于非碳酸盐岩夹层的普遍存在, 不仅阻碍地下水向深循环, 而且还有利于土壤、植被的发育。土壤、植被与地表岩溶裂隙网络对区内岩溶地下水还具有较好的调蓄作用, 以致使区内有众多的小泉点在地表出露。

关键词: 岩溶动力系统; 表层岩溶带; 碳酸盐岩夹层; 碳-水循环

中图分类号: P642.25 文献标识码: A

0 引言

在我国南方广泛分布的岩溶区湿润多雨, 但因其特殊的双层空间结构和可溶岩造壤能力低而出现地表严重缺水的局面^[1]。岩溶区脆弱的生态系统和沉重的人口压力等原因使这种局面正在日益扩大^[2]。可是, 还应该看到一些地区由于特殊的地质、水文和植被等条件, 而使岩溶环境表现出与上述情况不同的特征。例如, 波多黎各力学强度小、多孔的第三纪碳酸盐岩上的生态要好于古老、坚硬的碳酸盐岩地区的生态^[3]; 贵阳、安顺、水城一带由于岩层产状平缓的非碳酸盐岩的悬托作用, 而使岩溶地下水位埋藏较浅, 利于峰林平原的发育^[4]; 茂兰、弄拉等地由于森林较多而使泉水四季不断, 当地基本没有出现过饮水困难^[5,6]。这说明不同地质、水文、植被背景由于岩溶作用的差异可形成不同的生态环境。研究不同背景下岩溶动力系统的运动机制有助于发现岩溶区特殊环境问题产生的机理, 找到解决问题的办法。笔者在对万华岩地下河流域进行岩溶水资源潜力和生态环境调查时发现, 该流域表层岩溶带水资源比较丰富,

已成为当地主要的饮用和灌溉水源。万华岩地区虽然为裸露型岩溶区, 但裸露型岩溶区常见的旱涝和石漠化问题在这里并不突出, 这与当地碳酸盐岩中含页岩夹层的地质背景和有大面积的森林有关。受这种环境的影响, 万华岩岩溶动力系统也具有鲜明的特征。

1 研究区概况

万华岩地下河流域位于湖南省郴州市西南的安和乡、保和乡境内, 其出口段为一洞穴, 称“万华岩”, 现已经开发为旅游洞穴。本区地处亚热带, 具亚热带季风湿润气候特征。年平均气温 17.7℃, 年平均降雨量 1200mm, 4~6 月降雨量占全年的 40%~50%。流域地势南部较高, 北部较低, 地貌明显分为南北两个单元。南部为花岗岩中山地形, 海拔在 600~1100m 之间, 面积约 10km²; 北部出露石炭系岩关阶第四段灰岩和第三段页岩, 为岩溶峰丛、洼地、盲谷组合地形, 海拔在 250~600m 之间, 面积约 12km²。本区主要构造是新华夏系北东向倒转背斜和压扭性断

* 资助项目: 国土资源部重点项目(批准号: 991004)“西南岩溶石山地区岩溶水资源潜力及生态环境地质综合调查评价”及国土资源部新一轮地质大调查项目(DKD2002008)资助

作者简介: 姜光辉(1977-), 男, 从事水文地质、岩溶学、土壤生态学研究。

收稿日期: 2002-05-28

裂^[7,8]。万华岩洞穴系统分为主洞和支洞两部分,主洞形成时期较早,由于地表水的袭夺作用,现在主洞地下河流量较小,水来自于旁侧铁坑地表水入渗和注入。支洞发源于两个地貌单元接触地带,地下河流量较大,流经岩溶区后与主洞地下河在万华岩汇合排出区外。

表层岩溶带是指发育于岩层表层的,与地表生物作用有密切关系的溶沟、溶蚀裂隙等岩溶形态组合成的岩溶强烈发育带。万华岩表层岩溶带分布在峰丛坡面、洼地和盲谷底部,绝大部分被植被和土壤覆盖。裸露岩石或石牙偶现于地表。据万华岩地区1996年土地利用现状调查结果^[9]显示:有林地和灌木林地各为32%和36%,旱地和水田所占比例分别达12%和15%。可见万华岩表层岩溶带的土地和水资源是很丰富的。万华岩地区裸露石山较少,大部分表层岩溶带有植被和土层覆盖,这就形成了上有土层、下有溶蚀裂隙层的双层结构表层岩溶带(图1)。由于植被层和土层的辅助作用,它对地下水具有很强的调蓄能力。

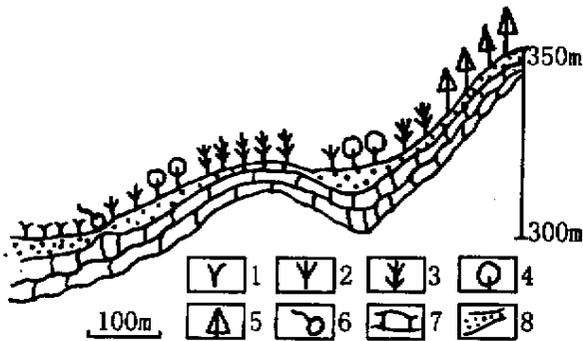


图1 万华岩地区表层岩溶带双层结构示意图

Fig.1 Sketch map for the double layer structure of epi-karst zone in Wanhuayan

- 1.水田 2.旱地 3.灌木 4.果林 5.松、杉;
- 6.泉水 7.表层岩溶带 8.土壤

2 研究方法

岩溶动力系统²⁾(图2)是控制岩溶形成演化,并常受制于已有岩溶形态的,在岩石圈、水圈、大气圈、生物圈界面上的,以碳、水、钙循环为载体的物质、能量传输转换系统。岩溶动力系统最基本的功能是驱动岩溶作用,塑造各种岩溶形态,而岩溶形态是各种资源环境问题发生的基础。岩溶动力系统具有对环境变化敏感的特点,环境的变化将通过岩溶动力系统来反映。因此,岩溶动力系统是认识岩溶作用、寻找资源环境问题发生、发展机理的关键所在。本研究应

用岩溶动力系统的理论和方法来进行。具体做法是对研究区表层岩溶带进行实地普查,运用便携式pH计、HCO₃⁻滴定装置分别在枯季和雨季对各主要表层岩溶水的水化学指标作现场测量;运用日产GASTEC-CO₂测定仪测量土壤CO₂浓度;收集研究区水文地质、地层、土地利用方面的资料。

3 万华岩表层岩溶带岩溶动力系统的特点

3.1 非碳酸盐岩夹层的影响作用

本区出露的碳酸盐岩绝大部分是石炭系岩关阶第四段的灰岩(C₁y⁴),其下伏岩关阶第三段(C₁y³)为厚度42m的页岩。页岩位于本区几个倒转背斜的核部,沿北东向呈条带状展布,将碳酸盐岩分割成小块。万华岩地下河流域页岩出露面积占页岩、灰岩总面积的10%。灰岩中还有几块小型花岗岩侵入体(图3)。此外,非碳酸盐岩常出露在峰顶部位,这有利于其中的土壤孔隙水和基岩裂隙水侵入其下部的表层岩溶带中。

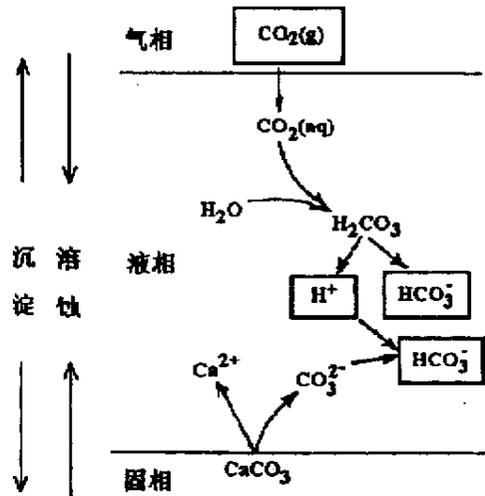


图2 岩溶动力系统概念模型(袁道先 1997)

Fig.2 Conceptual model of karst dynamic system (from Yuan Daoxian, 1997)

非碳酸盐岩的存在对岩溶动力系统有深远的影响。首先,页岩风化土壤能力较强,页岩分布地带往往堆积有较厚的土层。例如,雷保坳东页岩地区的土壤剖面,它的A层厚80cm, B层厚60cm。形成于土壤与页岩中的孔隙水与基岩裂隙水不仅比较丰富,而且碳酸盐岩饱和度低。它具有与外源水类似的作用,本文暂称之为“外部水”。页岩分布区形成的外部水源不断地进入表层岩溶动力系统将加速CaCO₃的溶解,促进表层岩溶带的发育。在这个过程中,外部水自身的性质也被改变,Ca²⁺、HCO₃⁻浓度有大幅度提

高,因此,泉水几乎不具有外部水的性质。但少数泉由于具有管道型的含水介质结构或流经灰岩时间较短等原因,泉水保留外部水的特征,例如,史家寨附近的C06泉出露于洼地边缘,出露地层为 C_1y^4 灰岩,泉补给区在其西北方向的山峰上有页岩出露,2001年4月现场测量其pH值为7.5, HCO_3^- 浓度为2.9mmol/L,水温为16.2℃, HCO_3^- 低于本区同期平均值(见表1),具有外部水的特征。叮当岭南鞍部的W19泉出

露地层为 C_1y^4 灰岩,其北部补给区也有页岩出露。2000年12月测得其pH值为7.49, HCO_3^- 浓度为1.9mol/L,水温为17.3℃, HCO_3^- 浓度也低于本区同时期平均值。挂板山村饮用水(W34)引自其北面山腰泉水,泉水补给区在其北面芒头岭。芒头岭不光有页岩出露,还有一块花岗岩侵入体。2001年5月测其pH值为8.0, HCO_3^- 浓度为1.6mmol/L,水温为21.4℃,与本区同时期的平均值相比,其 HCO_3^- 也较低。

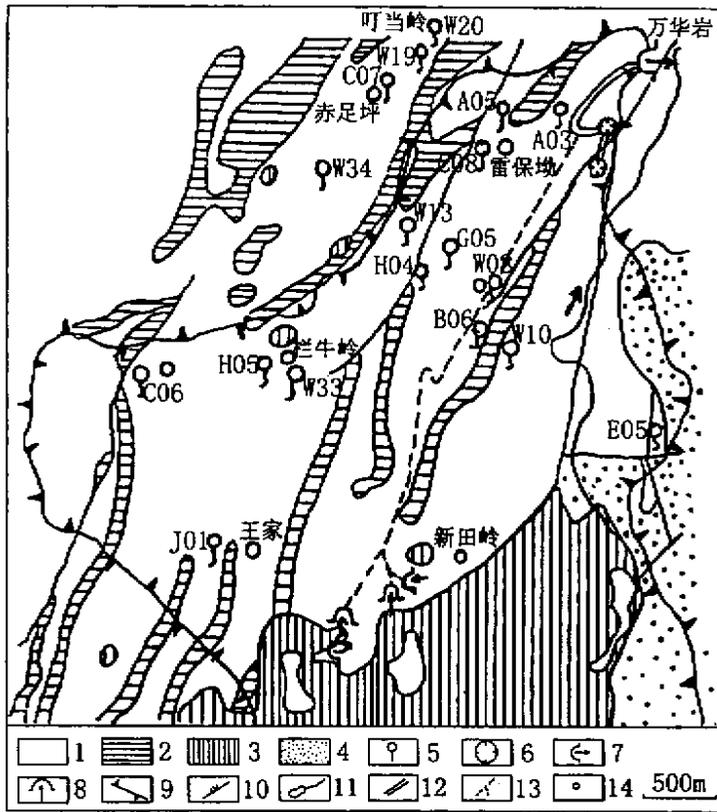


图3 万华岩地区非碳酸盐岩与表层岩溶泉分布图

Fig.3 Distribution of non-soluble rocks and epi-karst springs in Wanhuaan

- 1. 碳酸盐岩 2. 页岩 3. 花岗岩 4. 砂岩 5. 岩溶泉 6. 塌陷天窗 7. 地下河出口 8. 地下河入口;
- 9. 地表分水岭 10. 压扭性断裂 11. 水库与地表水 12. 主洞 13. 支洞 14. 村庄

表1 2000年12月和2001年4-5月万华岩岩溶泉的水温、 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 浓度

Tab.1 Temperature, concentration of Ca^{2+} , HCO_3^- of karst spring in Wanhuaan in Dec 2000 and April to May 2001

泉点		2000年12月			2001年4-5月		
地点	编号	水温(℃)	HCO_3^- (mmol/L)	pH	水温(℃)	HCO_3^- (mmol/L)	pH
塘下山	W08	17.4	3.5	7.33	17.9	3.3	7.30
赤足坪	C07	14.7	4.1	7.22	17.5	3.8	7.16
雷保坳	A05	16.8	3.5	8.28	17.0	3.3	7.06
新田岭八组	W10	17.5	3.9	7.77	-	-	-
叮当岭	W20	17.0	3.7	7.56	-	-	-
谢家	E05	-	-	-	16.2	4.4	7.10
雷保坳	A03	-	-	-	17.0	4.1	6.94
雷保坳	G05	-	-	-	17.6	4.8	6.69
塘下山	B06	-	-	-	17.0	4.0	7.01
栏牛岭	W33	-	-	-	16.5	3.5	7.08
栏牛岭	H05	-	-	-	16.6	3.3	7.36
王家	J01	-	-	-	16.5	4.2	7.46
上芒头岭	H04	-	-	-	17.4	4.5	6.68
平均值	-	16.7	3.7	7.6	17.0	3.9	7.08

万方数据

其次,万华岩地区有林地所占比例为12%,且有林地大部分分布在页岩、花岗岩等非碳酸盐岩地区。树林通过截留雨水、增强入渗率等来调节水循环,从而影响岩溶动力系统。有林地覆盖下的土壤中的CO₂浓度大于灌木覆盖下的土壤和被耕种的土壤。例如,2000年冬季同时测量山顶杉树林下的土壤、山坡灌

表2 不同植被类型下土壤CO₂浓度的变化

Tab.2 Changes of CO₂ concentration in the soil under different vegetations

植被类型	土壤深度(cm)	CO ₂ 浓度(ppm)
山顶有林地	20	6600
	50	10000
山坡灌木林	20	2400
	50	1600
闲置旱地	20	2700
	50	2500

木林下的土壤和旱地土壤CO₂浓度,结果如表2。地下水流经有林地覆盖下的土壤时可溶解较多CO₂,使pH值降低。这样的水进入岩溶动力系统无疑会增进碳酸盐岩的溶解。

再次,页岩下伏于灰岩,在灰岩含水层下形成一个隔水层,表层岩溶带的地下水受隔水层阻挡溢出地表,形成接触溢流泉(图4)。表层岩溶带的水仅限于表层岩溶带,且出露条件与接触溢流泉有本质区别,两者的性质是不同的。泉水为水稻种植提供了条件,但化肥、污水、泥沙等会污染泉水,通过洼地底部的落水洞污染可以扩散到地下河。另外,隔水层的存在使得地下水位埋深较浅,有利于植被生长,从而更进一步地促进了岩溶作用的进行。

最后,页岩土壤中营养元素会随着水循环迁移到岩溶动力系统,促进植被生长。由于本文着重研究岩溶动力系统驱动岩溶作用的功能,因此这部分内容不作详细论述。

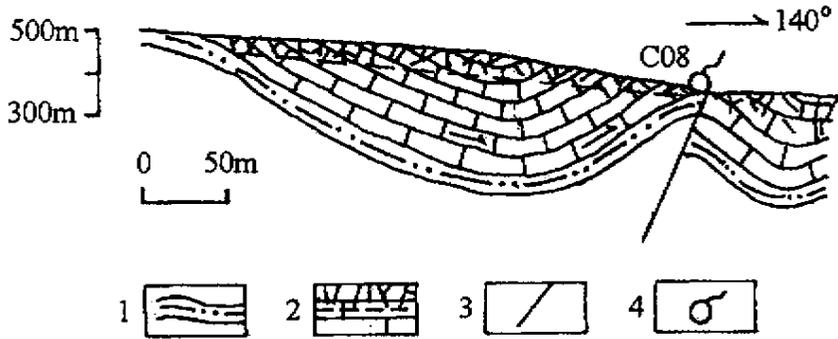


图4 接触溢流泉与表层岩溶带关系剖面示意图

Fig.4 Relationship between contact-overflowing spring and epi-karst

1.页岩 2.灰岩及表层岩溶带 3.断层 4.接触溢流泉

综上所述,碳酸盐岩中的非碳酸盐岩影响了岩溶区的水循环,为岩溶动力系统提供了具有低矿化度和低pH值的外部水,为植被提供了不同于纯碳酸盐岩地区的生长环境。在这种地质背景下,岩溶动力系统溶蚀作用非常活跃。此外,万华岩地区双层结构的表层岩溶带调蓄能力很强,这为岩溶动力系统提供了持久的水动力条件。表层岩溶带上覆的土层为岩溶动力系统提供了CO₂。

3.2 岩溶动力系统能量稳定

在非碳酸盐岩和双层结构的表层岩溶带的影响下,岩溶动力系统具有能量稳定的特性。通常情况下,岩溶动力系统位于大气圈、岩石圈界面,大气温度的季节变化很容易波及整个岩溶动力系统,进而影响CO₂的源汇和碳、水、钙循环速度。万华岩地区岩溶动力系统监测结果如表1。从表里的数据可以看出

冬季水温比当地平均气温仅低1℃,并且春季与冬季水温相差很小,HCO₃⁻浓度相差也很小。这种能量稳定的特性与表层岩溶带具有较强的调蓄能力有关,或者是受上覆土层的影响。从HCO₃⁻浓度不随气温的降低而大幅下降的现象来看,这种特性使岩溶动力系统物质循环一直保持在较活跃的状态。当然岩溶动力系统能量的稳定是相对的,上覆土层只是减弱了能量的波动,当气温升幅较大时,系统的能量可能也会明显升高,这有待进一步调查。

3.3 岩溶动力系统物质循环活跃

岩溶动力系统一般具有夏季运动强烈、冬季运动较弱的特点。在非碳酸盐岩和双层结构的表层岩溶带影响下,万华岩表层岩溶泉为四季常流泉,这意味着表层岩溶动力系统在水循环的驱动下长年不息的运动着,物质循环活跃。将桂林丫吉试验场S25表层岩

溶泉与万华岩 W08 岩溶泉的年溶蚀量作比较(表 3), 可以看出万华岩地区岩溶动力系统的活跃性。

桂林丫吉试验场位于桂林西南郊 8km 的峰丛洼地地区。场区以上泥盆统融县组(D_{3r})上部灰岩为

主, 主要岩石成分为致密质纯中厚层状泥亮晶颗粒灰岩^[11], 土壤稀少且分散, 植被以灌木为主。S25 泉出露于山腰处, 泉水流出 10m 后, 沿裂隙进入地下, 通过场区最大的 S31 包气带泉排出。

表 3 S25、W08 泉溶蚀量比较表

Tab.3 Comparison between erosion quantity of spring No. S25 in Guilin and spring No. W08 in Wanhuayan

表层岩溶泉	流量(1/s)	当地年平均气温(℃)	当地年降雨量(mm)	年溶蚀量(kg/a, 以 CaCO ₃ 计)	补给范围
W08	0.5	17.7	1200	2759.4	泉东南山坡, 泉与峰顶高差 100m
S25	0.1	18.8	1900	566.9	泉北面山坡, 泉与峰顶高差 250m

S25 泉流量动态受降雨影响波动很大, 1-8 月(2001 年)出流, 目估流量一般为 0.1 1/s 左右, HCO₃⁻ 浓度 2001 年各月平均值为 5.4mmol/l, 由此计算, 其 CaCO₃ 的年溶蚀量为:

$$0.5 \times 0.1 \times 5.4 \times 10^{-3} \times 100 \times 86400 \times 243 \times 10^{-3} = 566.9 \text{ (kg/a)}$$

W08 泉枯季流量约 0.5 1/s; HCO₃⁻ 浓度按 2000 年 12 月份现场测量值计算。W08 泉以 CaCO₃ 计的年溶蚀量为:

$$0.5 \times 0.5 \times 3.5 \times 10^{-3} \times 100 \times 86400 \times 365 \times 10^{-3} = 2759.4 \text{ (kg/a)}$$

值得注意的是, 万华岩地区表层岩溶泉的这一溶蚀量是以较小的降雨量和较低的气温的月份计算得到的, 尽管如此, 它仍远远高于桂林 S25 泉, 更何况 S25 泉流域范围比 W08 泉大。可见万华岩表层岩溶动力系统比较活跃。

3.4 岩溶动力系统的行为特征与土壤 CO₂ 浓度密切相关

岩溶动力系统受土壤 CO₂ 驱动的特性在对桂林试验场进行研究的过程中已经得到充分的探索^[12-14], 万华岩地区的岩溶动力系统也有类似的规律(表 4)。由表可以看出, 在土壤 CO₂ 升高时, 泉水 pH 值降低了, HCO₃⁻ 浓度升高了。

表 4 万华岩表层岩溶动力系统 pH 值、HCO₃⁻ 与土壤 CO₂ 动态

Tab.4 Temporal change of CO₂ concentration the soil, pH and HCO₃⁻ in the karst dynamic system in Wanhuayan

时间	2000 年 12 月	2001 年 4-5 月
20cm 深土壤 CO ₂ 浓度(ppm)	1600 ~ 3000	16000
50cm 深土壤 CO ₂ 浓度(ppm)	2400 ~ 10000	15000
泉水 pH 值(平均)	7.6	7.08
泉水 HCO ₃ ⁻ 浓度(mmol/l)(平均)	3.7	3.9

4 结 论

岩溶动力系统是一个与岩石圈、大气圈、水圈和生物圈密切联系的开放系统。万华岩地区的非碳酸盐岩夹层和表层岩溶带双层结构的存在及与两者有密切关联的水循环和植被共同影响着岩溶动力系统的行为特征, 使其具有: ①物质运动活跃, 溶蚀作用较快; ②能量稳定, 造成能量传输、转换积极; ③岩溶泉众多且被广泛利用, 使岩溶动力系统易受到污染; ④岩溶动力系统受土壤 CO₂ 驱动, 岩溶作用有季节性变化等特点。

参考文献

- [1] 袁道先, 蔡桂鸿. 岩溶环境学[M]. 重庆: 重庆出版社, 1988.
- [2] Yuan Daoxian. Rock desertification in the subtropical karst of south China[J]. Z. Geomorph. N. FSUpl-Bd, 1997, 108: 81-90.
- [3] Yuan Daoxian. An introduction to IGCP448 its background, basic ideas, objectives and work schedule. World correlation of karst ecosystem[A]. NEWSLETTER[C]. 2000, 1:1-15.
- [4] 袁道先等. 中国岩溶学[M]. 北京: 地质出版社, 1993.
- [5] 蒋忠诚, 袁道先. 表层岩溶带的岩溶动力学特征及其环境和资源意义[J]. 地球学报, 1999, 20(3): 302-308.
- [6] 谢云鹤, 杨明德. 人类活动与岩溶环境[M]. 北京: 北京科学出版社, 1994.
- [7] 湖南省地质局. 区域水文地质报告(桂阳幅)[R]. 1980.
- [8] 湖南省地质矿产局. 区域地质调查报告(洋市幅, 华塘幅)[R]. 1988.
- [9] 湖南省郴州市国土资源局. 土地利用现状图(新田岭幅)[R]. 1996.
- [10] Yuan Daoxian. Sensitivity of karst process to environmental change along the PEP II transect[J]. Quaternary Zntemational, 1997, vol. 37: 105-113.
- [11] 袁道先等. 中国南方裸露型峰丛山区岩溶水系统及其数学模型的研究——以桂林丫吉村为例[M]. 桂林: 广西师范大学出版社, 1996.
- [12] 刘再华等. 土壤中的 CO₂ 及其对岩溶作用的驱动[J]. 水文地质工程地质, 1998(4): 42-45.
- [13] 何师意, 潘根兴等. 表层岩溶生态系统碳循环特征研究[J]. 第四纪研究, 2000, 20(4): 393-400.
- [14] 刘再华, 袁道先, 何师意. 岩溶动力系统水化学动态变化分析[J]. 中国岩溶, 1999, 18(2): 103-108.

7 结 论

本文所建立的三维模型是合理可行的,它反映了研究区地下水动态的主要影响因素,比较准确的模拟了地下水水流变化状况。它在解决相对隔水层缺失区参数无法调试方面有着重要的作用,再现了缺失区的水位动态。证明了在建立普遍的完整三维模型以求更准确反映水位、水量、地面沉降方面具有一定的可行性。它考虑了研究区的实际情况,是完整地按照区域的水文地质条件建立的,能为地下水水位预测、

水资源管理评价、地面沉降的计算与预防提供科学的依据。

参考文献

- [1] 上海市地质调查研究院. 上海市区域水文地质调查报告[R], 1999. 12.
- [2] 李国敏, 石钦周, 马英杰. 郑州北郊水源地下水三维有限元模拟[J]. 水文工程地质工程, 1996(5).
- [3] 薛禹群主编. 地下水动力学原理[M]. 地质出版社, 北京, 1986.
- [4] 薛禹群, 谢春红. 水文地质学数值法[M]. 煤炭工业出版社, 1980.
- [5] 朱桂娥, 薛禹群, 李勤奋. 上海市多层结构地下水系统三维模型的改进[J]. 中国岩溶, 2000, 19(4).

THREE-DIMENSIONAL NUMERICAL SIMULATION OF GROUNDWATER IN PUXI DISTRICT, SHANGHAI

BIAN Jin-yu¹, XUE Yu-qun¹, CHENG Cheng¹, ZHU Gui-e², HE Fang¹

(1. The Department of Earth-sciences of Nanjing University, Nanjing, Jiangsu 210093, China;

2. Taihu Water Conservancy Planning Department, Suzhou, Jiangsu 215128, China)

Abstract: In this paper, a three-dimensional numerical model of groundwater in complex multi-aquifer system in Puxi, Shanghai is presented. In the model, some difficult problems, such as being not able to adjust the coefficient with the absence of aquitard in the area, are considered. It is significant in controlling groundwater resource and subsidence for the study area, and also settles a basis for the fully three-dimensional model and subsidence model in future Shanghai.

Key words: Quasi-three dimensional model; Fully three-dimensional model; Lacuna of aquitard; Three-dimensional numerical simulation; Isoparametric finite element

(上接第 177 页)

CHARACTER OF KARST DYNAMIC SYSTEM IN WANHUAYAN EPI-KARST ZONE

JIANG Guang-hui¹, GUO Fang¹, ZHANG Mei-liang¹, HE Shi-yi¹, LI En-xiang², DENG yan²

(1. Institute of Karst Geology, CAGS, Karst Dynamics Laboratory, MLR, Guilin, Guangxi 541004, China;

2. Guangxi Normal University, Guilin, Guangxi 541004, China)

Abstract: Clastic rock is commonly intercalated in the carbonate rock group in Wanghuayan area. The epi-karst zone with soil layers and fissures is of obvious impaction to karst dynamic system and water cycle. Because the total dissolved solids in groundwater are low, and CO₂ content is high in clastic rock, the water is of stronger erosive and corrosive abilities. So, in the area of clastic rock, transmission of matter and energy is very active. The yearly corrosive amount of one karst spring can get to 2795.4 kg. Because of the existence of clastic rock, not only is the groundwater being impeded to circulate toward deep part of the earth, but also are the soil and vegetation comparatively developed. Furthermore, the existence of soil and vegetation as well as the karst fissures is of good adjusting affects on the transmission and cycle of the groundwater in epi-karst zone so as to be advantageous to the outflow of numerous small springs.

Key words: Karst dynamic system; Epi-karst zone; Carbonate rock inter-bed; Carbon-water cycle