

全球寒武系第4阶国际层型剖面及点位(GSSP)研究的进展

赵元龙¹,尹磊明²,郭庆军³,袁金良²,杨兴莲¹,伍孟银⁴,王立亭⁵
杨威⁶,兰天¹,陈争鹏¹,刘雄¹,陈圣光¹,罗雪¹

(1. 贵州大学, 贵阳 550025; 2. 中国科学院南京地质古生物研究所, 南京 210008;
3. 中国科学院地理科学与环境研究所, 北京 100001; 4. 贵阳学院, 贵阳 550005;
5. 贵州省地质矿产勘查开发局, 贵阳 550004; 6. 贵州理工学院, 贵阳 550004)

[摘要] 赵元龙研究团队以贵州剑河交榜把榔组剖面为依据, 结合其下变马冲组及其上“清虚洞组”于2010年起进行了长达10多年的寒武系第4阶地层、层序地层、碳硫同位素等学科的研究, 取得了明显的进展, 建立了3个三叶虫带及1个三叶虫层位、2个疑源类组合带, 初步确定首现于把榔组底部的 *Oryctocarella duyunensis* 为第4阶首现三叶虫。疑源类、碳硫同位素等变化曲线与此基本一致。并与北格林兰 Henson Gletscher 地层进行了对比, 将视剑河交榜把榔组剖面为潜在的寒武系第4阶国际层型剖面及点位(GSSP), 将继续进行深入研究。

[关键词] 寒武系第4阶; 国际层型剖面; 交榜把榔组; 首现三叶虫 *Oryctocarella duyunensis*; 贵州剑河
[中图分类号] P52; P53; P534.41 [文献标识码] A [文章编号] 1000-5943(2021)04-0351-08

1 前言

赵元龙研究团队研究的寒武系苗岭统(第3统)及乌溜阶(第5阶)已被联合国地科联全票通过批准落户在我国贵州剑河八郎(彭善池、赵元龙, 2018; Zhao et al., 2019a)成为寒武系第6颗金钉子, 中国第11颗金钉子、贵州第1颗金钉子, 并使中国仍是保持金钉子最多的国家(彭善池、赵元龙, 2018)。从此, 各国地质学家以苗岭统及乌溜阶为标准, 进行寒武系同期地层的划分及对比, 反映了中国地质年代学研究的高水平, 产生了重要的科技及政治意义。年代地层研究较滞后的4统10阶的寒武系, 还有第2、第3、第4及第10阶需研究并建立标准层型剖面及点位(即金钉子)(表1)。在彭善池研究团队高水平研究下, 第10阶的研究已接近建立国际层型剖面及点位, 所提出的

表1 国际寒武系年代地层划分表

Table 1 International chronostratigraphic scale in Cambrian

寒武系	芙蓉统	第十阶	
		江山阶	👉
		排碧阶	👉
	苗岭统	古丈阶	👉
		鼓山阶	👉
		乌溜阶	👉
	第二统	第四阶	
		第三阶	
	纽芬兰统	第二阶	
		幸运阶	👉

[收稿日期] 2021-05-19 [修回日期] 2021-09-15

[基金项目] 国家自然科学基金(编号:41330101, 41772021)、国家重大基础研究项目(2015FY310100)、中国地质调查局调查项目(DD201601206)、黔科合支持[2020]4Y241。

[作者简介] 赵元龙(1937—), 男, 二级教授, 主要从事古生物学及地层学研究工, E-mail: zhaoyuanlong@126.com。

第10阶首现三叶虫球结子 *Lotagnostus americanus* (Billings, 1860) 具有可靠性和实用性 (Peng et al., 2015; 朱茂炎等, 2019)。彭善池还很好的完成了潜在的第10阶金钉子剖面-我国湖南桃源县瓦尔冈剖面的地层划分层序地层、碳硫同位素等学科的研究。研究居于国际领先水平, 优于美国 Miller 等人的方案。

第2、第3、第4阶的研究, 即传统的下寒武统划分一直困扰着学术界 (朱茂炎等, 2019)。一些学者仍认可俄罗斯的4分方案, 但其划分不符合界线地层定义 (Zhu et al., 2008; 朱茂炎等, 2019)。许多学者纷纷研究单一的第2阶 (Zhu et al., 1997; Rogov et al., 2015)、第3阶 (Babcock et al., 2005; Alvaro et al., 2014; Zhang et al., 2017)、第4阶 (Hollingsworth and Babcock, 2011; Yuan et al., 2011, 2014, 2015; Peng et al., 2018; Zhao et al., 2017, 2019b)。其中, 中国、美国、俄罗斯等国的学者进行了第4阶务实的研究。

彭善池等 (1999, 2000, 2010) 曾对中国, 特别是华南地区地层点位提出了很好的建议, 在华南地区建立4统10阶的年代地层系统, 为近代中国地区年代地层构架标准打下基础。中国第4阶与都匀阶有密切的关系, 彭善池于2000年提出的中国可在寒武系斜坡区建都匀阶, 属于黔东统 (彭善池, 2000)。

2 研究历史及现状

2010年前, 张文堂、周志毅、彭善池、林元瑞、项礼文、袁金良、彭进等都曾对与第4阶有密切关系的都匀阶或杷榔组岩石地层进行了广泛的研究, 进行了三叶虫地层划分 (张文堂, 1979, 1980; 周志毅等, 1979, 1980; 袁金良等, 2002; Yuan et al., 2001, 2002; 彭进等, 2009, 2010)。尽管所建立的三叶虫带一直未被公认, 但为研究都匀阶及后来第4阶的研究提供了资料。2005年后, 随着寒武系4统10阶的划分得到公认。第4阶的研究得到更多重视, 特别是彭善池等 (2015, 2018) 对杷榔组节头虫 (类) *Arithricocephalus chauveaui* 进行了清理, 确认 Bergeron 命名的 *Arithricocephalus chauveaui* 的手标本共有3个不同的种, 分别属于3个不同的属。彭善池等认为 *Arithricocephalus chauveaui* 选模是错误的, 而应该是 *Oryctocarella du-*

yunensis。彭善池等还认 *Arithricocephalus* (*Arithricocephalites*) Chien et Lin in Lu et al., (卢衍豪等, 1974), 1974, *Haliplanktes* Blaker et Peel, 1997, *Arithricocephalites* Chien et Lin in Sensu Yuan et al., 2002; 袁金良等, 2002 是 *Arithricocephalus* 的晚出异名。他对 *Arithricocephalus* 的清理不仅更正了 *Arithricocephalus* 的分类系统。而且为研究第4阶铺平了三叶虫的分类基础。

一些三叶虫研究者尽管提出都匀阶三叶虫划, 但因缺乏地层划分依据, 再加上当时节头虫分类错误, 使得整个都匀阶及第4阶的三叶虫带的划分长期处于混乱状态。直到近期, 赵元龙研究团队进行了交榜杷榔组及松山“清虚洞”组详细的研究, 与彭善池、袁金良讨论都匀阶及第4阶三叶虫地层划分取得良好的成果。可分为3个掘头虫三叶虫带组合 (Zhao et al., 2017, 2019b) 及3个莱得利基虫带 (陈争鹏等, 2018)。近期, 朱茂炎等就第4阶的划分提出很好的见解, 首先他认为第4阶的划分要参考古杯类的生物演化及大灭绝事件, 包括第一幕申克事件 (Sink event) 或古杯大灭绝事件及第二幕霍克湾事件 (Hawke Bay event), 具体的第4阶底界划分在可能的3个层位: 第一个层位为 *Redlichia*, *Olenellus* (Babcock et al., 2005) 或俄罗斯的 *Judomain* 和 *Bergeroniellus* 首现, 或盘虫类 (*Triangulaspis annia* 和 *Hebediscus attleborensis*) (Korovnikor, 2012) 首现; 第二个层位为 *Oryctocarella duyunensis* 首现; 第三个层位为 *Arithricocephalus chauveaui* 首现。

3 赵元龙研究团队进行第4阶全球层型剖面及点位 (GSSP) 研究

3.1 新研究团队组成

2010年, 主持寒武系第3统第5阶标准层型剖面及点位研究的赵元龙不仅强化第3统及第5阶的研究, 而且还对于其下寒武系第4阶的标准层型剖面及点位研究也有了兴趣, 引起他兴趣的原因之一是交榜杷榔组剖面是一个良好的杷榔组剖面。彭进、赵元龙、郜通树 2008年沿山脊开辟出来的杷榔组剖面, 岩层连续, 三叶虫丰富, 可以作为第4阶潜在的标准层型剖面。2010年, 赵元龙在彭善池的支持下, 向全国地层委员会申请了

一个研究第4阶的项目,获得了9万元的资助。

2014年起,赵元龙团队连续获得多个国家级及省部级基金资助,研究寒武系第4阶。

2014—2019年,赵元龙以其第5阶研究团队主要成员尹磊明,郭庆军,袁金良, Jorge esteve 等为主组成了第4阶研究新团队,在彭善池研究员关注下进行了寒武系第4阶标准层型剖面及点位的研究,成为中国第一个及唯一的一个研究第4阶的研究团队。

2020年,赵元龙在王世杰副省长的支持下又获贵州省科技基金项目(黔科合支持(2020)4Y241)(贵州苗岭统乌溜阶继续研究及第4阶金钉子落户贵州研究),继续进行第4阶研究。

2021年,赵元龙研究团队重要成员、贵阳学院副教授伍孟银博士受命申请的国家自然科学基金项目“贵州剑河交榜寒武系第4阶全球层型剖面及点位(GSSP)的深入研究获得批准”。

3.2 研究工作

2010以来对第4阶的全球层型剖面及点位的研究进行了大量的工作,取得了明显成果,至今已完成下列工作:

1)测制了剑河八郎松山“清虚洞组”剖面,修测了交榜杷榔组剖面。

2)采集了大量化石标本,共计8000件,其中三叶虫标本达6000件,鉴定标本2000件,照相1000件。采集了疑源类样品90多件,碳硫同位素有机地化标本100多件,进行了疑源类及疑源类地层、碳硫同位素的初步研究。

3)进行了生物地层研究。

4)对交榜变马冲组上部至杷榔组及松山“清虚洞组”进行了层序地层研究。

5)参加了西班牙国际会议。

6)撰写了有关论文。

7)2021年4月30日特别组织了交榜变马冲组的三叶虫采集,取得了突破,采得卵圆形湖南头虫3块。

3.3 取得研究成果

3.3.1 生物地层研究

1. 寒武系第4阶三叶虫地层研究取得重要进展

中国南方寒武纪第4阶进行的三叶虫地层研

究,由于所建的三叶虫带还没有可靠地层依据,经常变更。2016、2017年我们对剑河交榜杷榔组及上部的清虚洞组逐层采集三叶虫,已建立可靠的三个三叶虫带,其中掘头虫带由下而上为:(1)都匀小掘头虫带 *Oryctocarella duyunensis*, 占据杷榔组下部,还包括 *C. elongata*、*D. duyunensis*、*R. (P) chinensis*; (2)乔氏节头虫及都匀小掘头虫组合带 *Arthricocephalus chauveau* - *Oryctocarella duyunensis* Ass, 包括 *O. duyunensis*, *D. duyunensis*, *A. xinzhaiheensis* 等, 占据杷榔组中部及上部至清虚洞组下-中部; (3)北极古掘头虫带 *Protoryctocephalus arcticus*, 该带还包括 *Protoryctocephalus balangensis*. 占据清虚洞组上部。依据莱得利基虫,由杷榔组至清虚洞组顶,其层序如下:(1) *Redlichia (Pteroredlichia) chinensis*, 主要在杷榔组下至中部; (2) *Redlichia (Pteroredlichia) murakamii* 带, 占据杷榔组上部及清虚洞组下部至中部; (3) *Redlichia (Redlichia) nobilis - Redlichia (Redlichia) guizhouensis*, 组合带, 占据清虚洞组上部(陈争鹏等,2018)。2021年4月交榜变马冲组卵形湖南头虫 *Hunanocephalus ovalis* 的采集使得第4阶之下的变马冲组又增加了一个三叶虫层位。

表2 剑河交榜地区寒武系第4阶三叶虫地层划分表
Table 2 Acritarch stratigraphic classification of Cambrian stage 4 in Jiaobang area of Jianhe

寒武系	第2统	苗岭统	乌溜阶	凯里组	<i>Oryctocephalus indicus</i> Zone
		第4阶(都匀阶)	清虚洞组	<i>Bathynotus kueichouensis</i> - <i>Ovatoryctocara sinensis</i> Ass. Zone	
	<i>Protoryctocephalus arcticus</i> Zone				
	<i>Arthricocephalus chauveau</i> - <i>Oryctocarella duyunensis</i> Ass. Zone				
	第3阶(第3阶)		杷榔组	<i>Oryctocarella duyunensis</i> Zone	
		变马冲组	<i>Hunanocephalus ovalis</i>		

还对松桃黄连杷榔组三叶虫地层进行再研究,贵州松桃黄连剖面位于松桃黄连村西,为都匀阶依托剖面,由粉砂质泥岩、钙质泥岩组成,厚417.8 m,除基部38 m未见三叶虫外,其他岩层均含有三叶虫,由下而上可分为2个三叶虫带:38~

83 m 为 *Oryctocarella duyunensis* 带,三叶虫少;83 m 以上为 *Arithricocephalus chauveaui* - *Oryctocarella duyunensis* Ass. Z. 带,包括 *Arithricocephalus xinzhaineensis* ?, *Oryctocarella sibirica*, *Duyunaspis duyunensis*, *Changaspis elongata* 及 *Redlichia (Pteroredlichia) marakamii*,该成果刊于 2020 年古生物学报 59 卷 1 期上。

2. 疑源类地层研究

杷榔组疑源类比较丰富,变马冲组也有一些疑源类,其中杷榔组由下而上有 7 个疑源类组合及层位,他们分别是:1. *Plagasphaera balangensis*;

2. *Adara alea*-*Skiagia ornata* 组合;3. *Acyum radiale* - *Pterospermella velata* 组合;4. *Comasphaeridium molliculum* - *Solisphaeridium baltoscandium* 组合;5. *Corrugasphaera perfecta* - *Pterospermella vin-ctusa* 组合;6. *Acrum novum* - *Heliosphaeridium oligum* 组合;7. *Acrum membranosum* - *Adarve diafanum* 组合。它们可以分为 2 个界线:一是变马虫组疑源类与杷榔组下部疑源类组合;二是第 4 组合与第 5 组合之间,位于杷榔组 82.50 m 左右(图 1),和三叶虫 *Arithricocephalus chauveaui* 首现相近,低于 3.3 m 这个界线,疑源类类型及数量明显衰退。

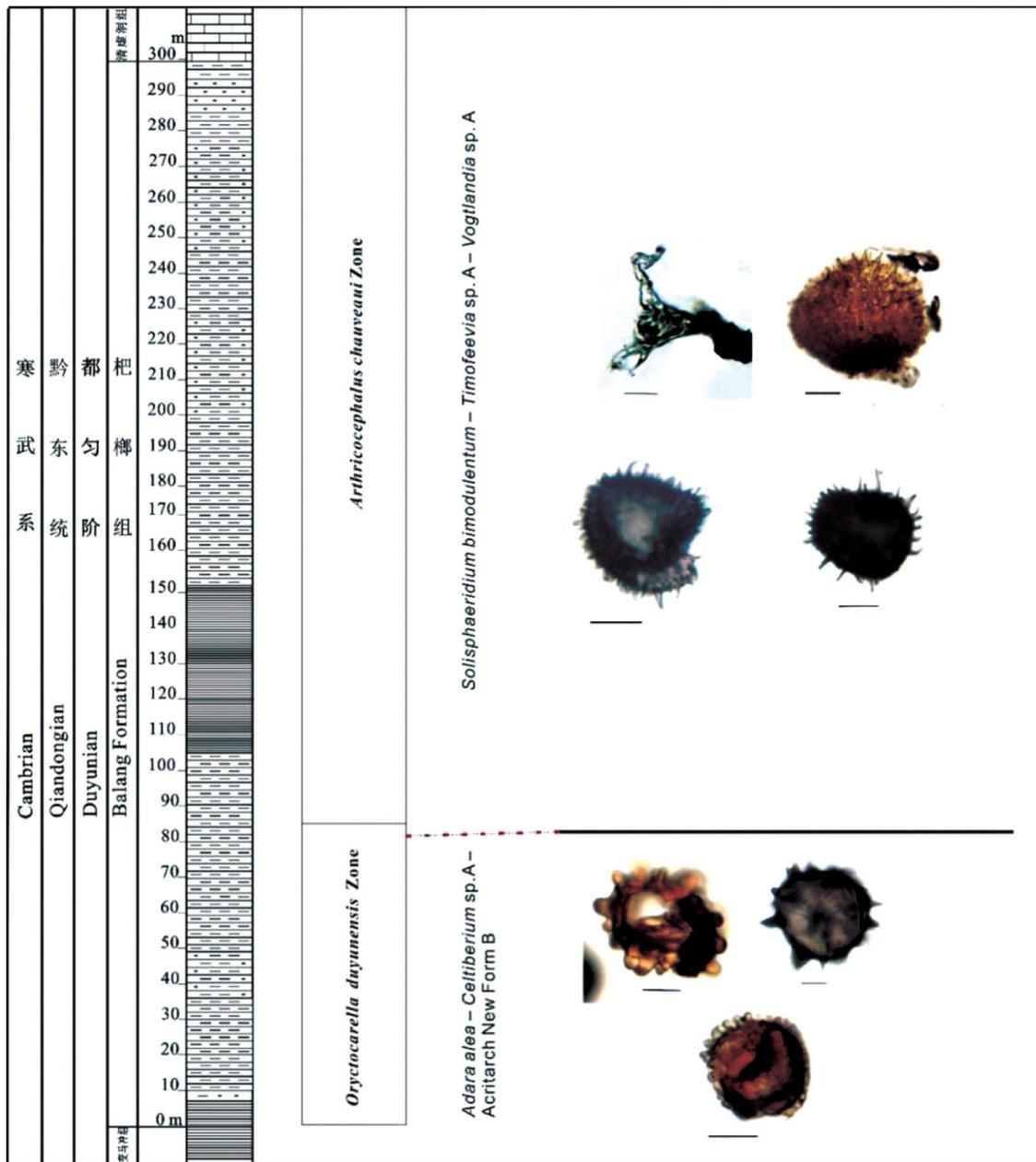


图 1 交榜剖面杷榔组中下部第 2 个疑源类组合划分图

Fig. 1 Division of 2nd Acritarchs composition in upper and lower Balang formation of Jiaobang section

贵州剑河交榜剖面出现的疑源类类型在已知国内外资料中,多报道自东欧地台,北欧,俄罗斯,西班牙,加拿大等地寒武纪早-中期地层,而与记述自西班牙和北欧的组合面貌甚为相近。根据当前对交榜剖面寒武系第4阶有机壁微体化的深入研究,其中临近杷榔组底部地层出现的 *Plagasphaera*,依据其形态特征与现生带壳变形虫的比较,初步确认它是继新元古代‘瓶形化石’之后,在我国、乃至全世界首次在贵州剑河交榜剖面寒武纪早期地层发现带壳变形虫化石。它的保存和出现不仅填补有关带壳变形虫生物演化的珍稀化石证据,且为论述古生态环境变化提供极为重要的生物化石记录。最近在江西宜春地区九岭南缘宜丰岩组发现与贵州剑河寒武系第4阶杷榔组非常相同的疑源类组合和带壳变形虫化石标本,显著表明在该地质时期曾发生较强烈地质运动,导致古生态环境的变化;同时也为‘江南造山带’的形成,以及扬子地块与华夏地块的拼接提供重要生物化石证据。

3.3.2 寒武系第4阶首现三叶虫的初步确定

对交榜杷榔组逐层采集的三叶虫,于杷榔组底采到 *Oryctocarella duyunensis*,又于 85.8 m 采到 *Arithricocephalus chauveaui*,前者一直延伸至清虚洞组中部,后者也延伸到清虚洞组中部,因此在杷榔组到清虚洞组中部建立 2 个三叶虫带。由下而上为 *Oryctocarella duyunensis* 带及 *Arithricocephalus chauveaui - Oryctocarella duyunensis* Ass 带,而首现杷榔组底部及 85.8 m 出现的 2 个三叶虫 *Oryctocarella duyunensis* 及 *Arithricocephalus chauveaui* 均可作为第 4 阶首先三叶虫 (FAD),朱茂炎等 (2019) 有相同看法。

Arithricocephalus chauveaui 作为首现三叶虫,优势是其下有 *Oryctocarella duyunensis*,疑源类 2 个组合之间界线低于 85.8 m (3 m),但不理想的是碳硫同位素在此没有明显的飘移,此外层位也略高一些 (朱茂炎等,2019)。*Oryctocarella duyunensis* 作为第 4 阶 FAD 分子有 3 个优势:1. 层位适中,位于杷榔组底;2. 岩性界线明显;3. 疑源类及碳硫同位素均为变化点。缺点是其下没有三叶虫作为三叶虫序列界线,但高兴的是近期在交榜变马冲组采得 3 块卵圆形湖南头虫。贵州东部变马冲组三叶虫比较少,或仍有 6 属 10 种,对交榜变马冲组深挖三叶虫有可能消除交榜变马冲组没有三叶虫的缺点。

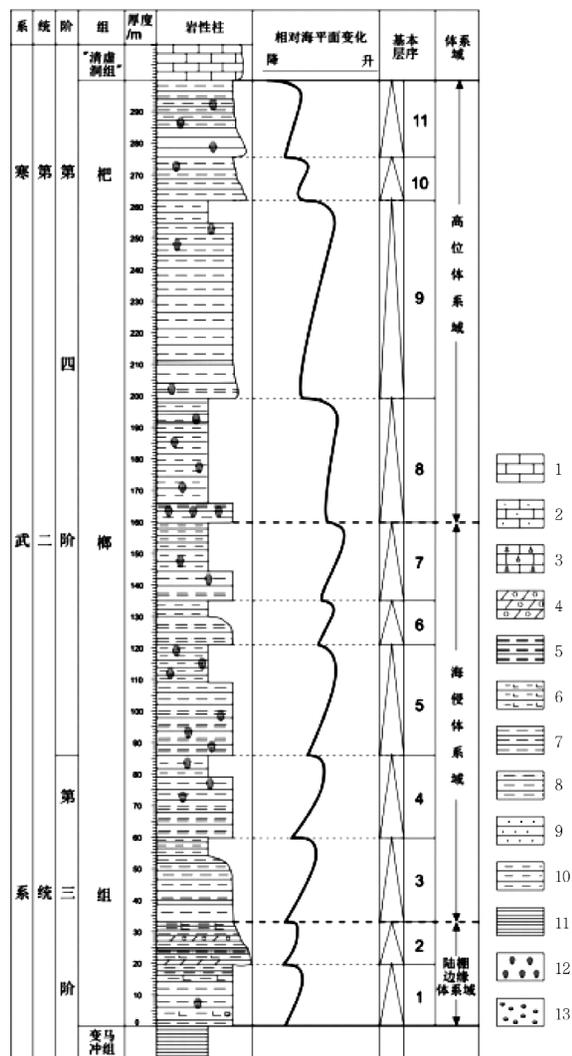
可喜的是于 2020 年 4 月 30 日采集到的 *Hu-nanocephalus ovalis* 卵形湖南头虫大大改变了第 4 阶首现三叶虫的确定。我们认为第 4 阶首现三叶虫为杷榔组底首现的都匀小掘头虫 (*Oryctocarella duyunensis*) 为好,而且认为交榜剖面很有可能成为第 4 阶潜在的标准层型剖面及点位。

3.3.3 层序地层研究

贵州剑河交榜剖面杷榔组层序地层初步分析,由贵州团队王立亭、王雪华、杨威等完成。剑河交榜剖面上的杷榔组厚 300 m,据岩石组合和生物组合可以划分出 11 个基本层序 (表 3)。根据基本层序的结构和上部与下部厚度变化,可以识别

表 3 剑河交榜杷榔组层序地层 (据王立亭等,2020)

Table 3 Sequence stratum of Balang formation in Jiaobang of Jianhe



1—灰岩;2—粉砂质灰岩;3—角砾状灰岩;4—砾状泥灰岩;5—层纹状粉砂质泥岩;6—含钙质泥质粉砂岩;7—粉砂质泥岩;8—泥质粉砂岩;9—砂岩;10—泥岩;11—页岩;12—化石富集层;13—钙质结核

年。在西班牙举行的埃迪卡拉寒武系国际会议上,赵元龙、Jorge、尹磊明、伍孟银做了三叶虫地层、疑源类的学术报告。其中2篇长论文摘要及2篇短摘要刊于西班牙 *Estudios Geologicos* 的期刊上。2018年8月西安国际寒武系会议,有23位代表包括19位国外代表参观苗岭统及乌溜阶金钉子后,又参观了剑河交榜第4阶潜在的标准剖面,反应很好(图2)。



图2 2018年西安国际会议代表参观剑河交榜第4阶潜在的层型剖面

Fig. 2 Potential layer section of stage 4 in Jianhe visited by delegate of Xi'an international conference in 2018

3.3.7 至2019年共发表论文16篇,SCI 4篇,详细论文摘要2篇,寒武系第4阶全球界线层型剖面研究总结报告(2016—2019年)。

3.3.8 培养硕士5位,博士1位。

4.3.9 继续研究2008年发现的剑河生物群,已完成专著的投稿。

4 下一步的工作

(1) 由于交榜变马冲组与4月30日已采到 *Hunanocephalus ovalis* 湖南头虫,交榜杷榔组剖面将成为潜在的第4阶标准层型剖面及点位,成为今后工作的重点。

(2) 进行交榜第4阶碳硫同位素及有机地化研究。

(3) 发表三叶虫及碳硫同位素SCI论文。

(4) 继续深入采集变马冲组的三叶虫。

致谢:在第4阶的研究中,中科院南京地质古生物研究生彭善池研究员给予指导帮助。贵州大学彭进教授测制的交榜杷榔组剖面成为第4阶潜在的标准层型剖面及点位(GSSP),贵州大学古生

物专业研究生,2016届研究生,2020届研究生及八郎村民刘峰、刘泽福等采集化石及碳硫同位素、疑源类标本。给予衷心的感谢。本项目的研究得到下列资金资助:1. 全国地层委员会2010—2013年的资助;2. 彭善池的国家重点自然科学基金项目(全球寒武系第4阶及第10阶高精度界限地层及其金钉子研究)(41330101);3. 科技部重大基金项目(中国标准地层建立中国地层表的完善)(2015FY310100-5);4. 国土部地调局(关键地区区域地层调查与关键生物群演化沉积岩岩石之试点填图的研究)(DD20160120-4);5. 贵州省科技厅(贵州苗岭统乌溜阶后续研究及第4阶金钉子落户贵州(黔科合支持[2020]4Y241号))。

[参考文献]

- 陈争鹏,赵元龙,罗绣春,杨光福,等. 2018. 贵州剑河八郎寒武系“清虚洞组”的 *Redlichia* 及其地层意义[J]. 地层学杂志, 42(3):352-359.
- 卢衍豪,张文堂,钱义元,朱兆玲,林焕令,周志毅,钱逸,章森桂,伍鸿基. 1974. 西南地区地层古生物手册[M]. 北京:科学出版社,82-107.
- 彭进,赵元龙,秦琴,闫旭,马海涛. 贵州东部寒武纪黔东南世杷榔组腕足动物的新材料[J]. 古生物学报, 2010, 49(3):365-379.
- 彭进. 贵州东部寒武纪黔东南世杷榔动物群[D]:[博士学位论文]. 南京:南京大学,2009.
- 彭善池,赵元龙. 2018. 全球寒武系第三统和第五阶“金钉子”正式落户我国[J]. 地层学杂志, 42(3):325-327.
- 彭善池,朱学剑, Babcock L E, Korovnicov, 2015. 论寒武纪三叶虫节头虫属:概念和异名. 贵州地质, 32(2):83-8.
- 彭善池. 2010. 金钉子:地层划分的国际标准[J]. 科学, (4):4.
- 彭善池,周志毅,林天瑞. 1999. 关于建立中国寒武纪年代地层系统的建议[J]. 现代地质, 13(2):1.
- 彭善池,周志毅,林天瑞,袁金良. 2000. 寒武纪年代地层的研究现状和研究方向[J]. 地层学杂志, 24(1):10.
- 王立亭,王雪华,杨巍,赵元龙,陈争鹏. 2020. 贵州剑河交榜剖面杷榔组层序地层的初步划分. 地层学杂志, 44(4):439-447.
- 袁金良,赵元龙,李越,黄友庄. 2002. 黔东南早、中寒武世凯里组三叶虫动物群. 上海:上海科学技术出版社,1-423.
- 张文堂,林焕令,伍鸿基,袁金良. 1980. 山西中条山寒武纪地层及三叶虫动物群. 中国科学院南京地质古生物研究所集刊, 16:39-119.
- 张文堂,朱兆玲. 1979. 华北南部及西南部早寒武世猴家山组的三叶虫[J]. 古生物学报, 18(6):516-528.
- 周志毅,袁金良,张正华,吴孝儒,尹恭正. 1980. 贵州寒武纪地层的分类和对比[J]. 地层学杂志, 4(4):273-281.
- 周志毅,袁金良,张正华,吴孝儒,尹恭正. 1979. 贵州及其邻近地区寒武纪生物地理分区. 地层学杂志(04), 28-41.
- 朱茂炎,杨爱华,袁金良,李国祥,张俊明,赵方臣. Soo-yeun

- AHN, 苗兰云, 2019. 中国寒武纪综合地层和时间框架. 中国科学, 49:26-56.
- Álvaro J J, Ahlberg P, Babcock L E, Bordonaro O L, Choi D K, Cooper R A, Ergaliev G K, Gapp I W, Pour M G, Hughes N C, Jago J B, Korovnikov I, Laurie J R, Lieberman B S, Paterson J R, Pegel T V, Popov L E, Rushton A W A, Sukhov S S, Tortello M F, Zhou Z Y, Zylinska A, 2014. Global Cambrian trilobite palaeobiogeography assessed using parsimony analysis of endemism. In: Harper D A T, Servais T, eds. Early Palaeozoic Palaeobiogeography and Palaeogeography. Geol Soc Lond Memoirs, 38:273-296.
- Babcock, L. E., Peng Shanchi, Geyer G, Shergold J H, 2005. Changing perspectives on Cambrian chronostatigraphy and progress toward subdivision of the Cambrian System [J]. Geoscience Journal, 9: 101-106.
- Billings E, 1860, On some new species of fossils from the limestone near Point Levi, opposite Quebec. Canadian Naturalist and Geologist, 5, 301-324.
- Blaker M. R., Peel J. S. Lower Cambrian trilobites from North Greenland [J]. Meddelelser om Grønland Geoscience, 1997, 35: 1-145.
- Hollingsworth J S, Babcock L E. 2011. Base of Dyeran Stage (Cambrian Stage 4) in the Middle member of the Poleta Formation, Indian Springs Canyon Montezuma Range Nevada. 256-262.
- Korovnikov L G. 2012. Correlation Potential FADs of the *Triangulaspis* annio and *Hebediscus attleboensis* on the Siberian Platform a possible GSSP for the Lower boundary of Cambrian Stage 4. In Zhao Y L, Zhu M Y, Peng J, Gains R R, Parsley R L (Eds). Cryogenian-Ediacaran to Cambrian Stratigraphy and Palontology of Guizhou, China. Journal of Guizhou University (Natural Science), 29 (supplement): 169-170.
- Peng S C, 2018. Cambrian. In: National committee on Stratigraphy of China (Ed). Explanation of the Stratigraphic Chart of China (2014). Geological Press. Beijing. DD. 73-100.
- Peng S C, Babcock L E, Zhu X J, Zuo J X Dai T, Dai T, 2015. Intraspecific variation and taphonomic alternation in the Cambrian (Furogian) agnostoid *Lotagnostus americanus*: New information from China. Bull Geosci, 90:281-306.
- Rogov V I, Karlova G A, Marusin V V, Kochnev B B, Nagovitsin K E, Grazhdankin D V, 2015. Duration of the first biozone in the Siberian hypostratotype of the Vendian. Rus Geol Geophys, 56: 573-583.
- Yuan J L and Esteve J, 2015. The earliest species of *Burlingia* Walcott, 1908 (Trilobita) from South China—biostratigraphical and palaeogeographical significance. Geological Magazine, v. 152 (2): 358-366.
- Yuan J L, and Ng T W, 2014. Tentative correlation of the Duyunian (Cambrian Series 2, Stage 4) and the Taijiangian (Cambrian Series 3, Stage 5) between South China and the Mediterranean region. GFF, 136(1): 314-319.
- Yuan J L, Zhu X J, Lin J P, Zhu M Y. 2011. Tentative correlation of Cambrian Series 2 between South China and other continents. Bulletin of Geoscience, 86(3): 397-404.
- Yuan J L, Zhao Y L, Li Y 2001. Notes on the classification and phylogeny of oryctocephalids (Trilobita; Arthropoda). Acta Palaeontologica Sinica, 40, 214-226.
- Zhang X L, Ahlberg P, Babcock L E, DK Choi, G Geyer, R Gozalo, J Stewart Hollingsworth, G Li, EB Naimark, T Pegel, 2017. Challenges in defining the base of Cambrian Series 2 and Stage 3 [J]. Earth-Science Reviews. 124-139.
- Zhao Y L, Yuan J L, Babcock L E, Guo Q J, Peng J, Yin, L. M., Yang, X. L., Peng, S. C., Wang, C. J., Gaines, R. R., Esteve, J., Tai, T S, Yang R D, Wang Y, Sun H J, Yang Y N, 2019a. Global Standard Stratotype-Section and Point (GSSP) for the conterminous base of the Miaolingian Series and Wuliuan Stage (Cambrian) at Balang, Jianhe, Guizhou, China. Episodes, 42(2): 165-184.
- Zhao Y L, Peng S C, Yuan J L, Esteve J, Yang X L, Wu M Y, Chen Z P, 2019b. The trilobites biostratigraphy for the Balang and “Tsinghsutung” Formation, Cambrian series 2, stage 4 in the Balang area, Jianhe, Guizhou, South China. Estudios Geologicos, 75(2) julio-diciembre, e119, ISSN- L: 0367- 0449.
- Zhao Y L, Yuan J L, Esteve J and Peng J, 2017. The oryctocephalid trilobite zonation across the Cambrian Series 2-Series 3 boundary at Balang, South China: a reappraisal. Lethaia, 50: 400-406.
- Zhu M Y, Yang A H, Lin G X, Yuan J L, 2008. A working model for subdivision of the lower half Cambrian. In: Voronin T A. ed. 13th International Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Group. The Siberian Platform, Western Yakutia. SNI - GGIMS, Novosibirsk. 88-90.
- Zhu M Y, 1997. Precambrian - Cambrian trace fossils from Eastern Yunnan: Implications for Cambrian Explosion. Bull Natl Mus Nat Sci, 10: 275-312.

Progress on the Study of Cambrian Stage 4 Global Stratotype Section and Point (GSSP)

ZHAO Yuan-long¹, YIN Lei-ming², GUO Qing-jun³, YUAN Jin-liang², YANG Xing-lian¹,
WU Meng-yin⁴, WANG Li-ting⁵, YANG Wei⁶, LAN Tian¹, CHEN Zheng-peng¹,
LIU Xiong¹, CHEN Sheng-guang¹; LUO Xue¹

(1. Guizhou University, Guiyang 550025, Guizhou, China; 2. Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, Jiangsu China; 3. Institute of Geographic and Sciences and National Resources Research, Beijing 10001, China; 4. Guiyang University, Guiyang 550005, Guizhou,

China; 5. Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Guiyang 550004, Guizhou, China; 6. Guizhou Institute of Technology, Guiyang 550004, Guizhou, China)

[**Abstract**] Mainly based on Balang formation occurring in Jiaobang section, Jianhe county, Guizhou province, with lower Bianmachong formation and upper Tsinghsutang Formation considered, the research on Cambrian series 4 has been carried out for more than 10 years (since 2010) by the research team led by Zhao Yuan-long, with multidisciplinary knowledge on sequence stratigraphy and Carbon sulfur isotope related. Notable progress has been achieved so far, including the confirmation for 3 trilobites belt and 1 trilobite stratigraphic position and the establishment of 2 acritarch assemblage zones. Additionally, *Oryctocrella duyunensis*, firstly appearing at the bottom of Balang Formation, was identified as the FAD (First appearance datum) for Stage 4. Also, the variation curve of carbon and sulfur isotope is nearly consistent with that of acritarch. And we take other places like North Greenland into comparison. The Balang Formation occurring in Jiaobang section, Jianhe County is taken as the potential Global Stratotype Section and point (GSSP) for Cambrian stage 4. Therefore further research is need to be conducted.

[**Key Words**] Cambrian Stage 4; Global Stratotype Section, Balang Formation in Jiaobang, Trilobite of FAD, Jianhe County in Guizhou

(上接第 367 页)

Microfacies Characteristics and Sedimentary Environment Analysis of Carbonate Rocks in Mid-late Maokou Formation of Permian in Liupanshui Area, Guizhou Province

WANG Wen-ming, PENG Cheng-long, LU Ding-biao, CHEN Jian-shu, XIANG Kun-peng,
GONG Gui-yuan, ZHANG De-ming, AN Ya-yun, CHEN Xing

(Guizhou Geological Survey, Guiyang 550081, Guizhou, China)

[**Abstract**] Liupanshui area is Maokou formation named area, in the study, it's found that Maokou formation facies differentiation is obvious, at the top of the well can exist, based on simple lithology combination of ancient and biological classification marks have been unable to support research on its internal classification and correlation, sedimentary environment, the demand such as geological prospecting work. In order to solve this problem, it used regional geological survey, profile measurement, rock thin-section analysis, carbonate microfacies classification and correlation, identified the Maokou formation in the region: homogeneous micro - no fossils micrite, have rich spicule biological important - micrite, containing abundant foraminiferal or algae particles of limestone chip, cladding biological granular limestone, rich in limestone of spines dander 5 types of carbonate microfacies. The sedimentary facies in the Mid-Late Maokou stage can be divided into four sub-facies: semi-limited platform facies, platform trench facies, open platform facies and sandy shoal at platform edge. It is concluded that the paleogeographic environment of the Mid-Late Maokou stage in the study area is a sedimentary environment changing from the "platform trench" in the southwest to the "platform" in the east of the north. It provides new data for the lithofacies paleogeographic analysis of the Mid-Late Maokou stage and the internal division of Maokou Formation in the study area and its adjacent area, and for further manganese ore prospecting.

[**Key Words**] Carbonate microfacies; Sedimentary environment; Mid-Late Maokou stage; Liupanshui area

贵州六盘水地区二叠纪茅口组中晚期碳酸盐岩微相特征和沉积环境分析

王文明,彭成龙,卢定彪,陈建书,向坤鹏,
龚桂源,张德明,安亚运,陈 兴

(贵州省地质调查院,贵州 贵阳 550081)

[摘 要]贵州省六盘水地区是茅口组的命名地区,研究发现该地区的茅口组岩相分异明显、顶部可能存在缺失,基于简单岩性及生物组合的划分标志已无法支撑对其进行内部划分对比、沉积环境研究、地质找矿等需求。为解决这一问题,笔者综合运用区域地质调查、剖面测量、岩矿薄片分析、碳酸盐岩微相划分对比等手段,识别出该区茅口组存在5种碳酸盐岩微相类型,进而将该区茅口中晚期的沉积相划分为:半局限台地相、台沟相、开阔台地相、台地边缘砂质浅滩相等4种亚相。六盘水地区二叠纪茅口中晚期古地理格局由南西侧“台沟”与北东侧“台地”组成。这一认识为研究六盘水及邻区茅口中晚期茅口组划分、古地理以及锰矿找矿提供基础资料。

[关键词]碳酸盐岩微相;沉积环境;茅口中晚期;六盘水地区

[中图分类号]P534.46;P588.24⁺5;P512.2 [文献标识码]A [文章编号]1000-5943(2021)04-0360-09

1 引言

茅口组创名于贵州郎岱镇西南茅口河岸至打铁关一带,由“茅口希瓦格礁石灰岩”演绎而来,由乐森璋1929年命名。因其直观显著的石灰岩组合、垂向地层序列中清晰的位置、富含新希瓦格礁等特征而在华南地层大区各地层分区广泛引用(中国地层典编委会,1996)。随着研究的不断深入,证实茅口组并非一套纯石灰岩,其岩石组合由灰岩、白云质灰岩、含燧石结核灰岩、白云岩等构成,局部夹硅质岩和锰矿层,整体白云岩化明显。而且不同剖面茅口组岩性组合、岩相特征差异显著,顶部甚至可能存在剥蚀(杨绳武等,1981;龙家荣,1985;肖伟民等,1986;陈文一等,1984,2003;陈洪德,1999;冯曾昭等1994,1996,1997;王立亭等,1983,1994;刘宝珺,1994;施贵军,1999;王尚彦,2005;周喆,2015;刘柯,2017;孙剑,

2018)。对茅口组岩石组合认识的不同,导致各研究者对该组的划分对比存在分歧,致使该组区域对比困难(贵州省区域地质志,1987;贵州省岩石地层,1995;贵州省地质调查院,2017)。

六盘水地区是茅口组层型剖面所在地,岩相类型齐全、分异明显,是研究茅口组沉积期岩相古地理特征的理想区域。作者等在1:5万区域地质填图基础上,通过剖面测制、岩相薄片分析,对茅口组进行系统研究,共识别出5种微相类型,并根据其组合划分为4种亚相。综合研究认为,二叠纪茅口中晚期六盘水地区古地理分布格局由南西侧的“台沟”和北东部“台地”组成,其间呈相变关系。该认识为进行茅口中晚期岩相古地理重建具有重要意义,并可能为该区锰矿找矿提供新的方向。

2 区域地质概况

研究区六盘水一带在大地构造位置上处于扬

[收稿日期]2021-04-08[修回日期]2021-07-03

[基金项目]《贵州乌蒙山区1:5万普立、玉舍、阿嘎、鸡场、杨梅、猴场6幅区域地质矿产调查》(No:基[2013]01-008-010)

[作者简介]王文明,男(1988—),工程师,主要从事区域地质调查工作,Emil:1103761322@qq.com。

[通讯作者]彭成龙,男(1970—),高级工程师,主要从事区域地质调查工作,Emil:522933807@qq.com。

子陆块东南缘,六盘水 NW 向构造变形区与威宁穹盆构造变形区结合部位。区内构造线方向主要有两组,分别呈 NW 走向和近 SN 走向,主要表现为一系列紧闭的褶皱构造(图 1)。出露地层有石炭系、二叠系、三叠系、侏罗系。其中中二叠世茅口组整合于栖霞组之上,其上被峨眉山玄武岩假整合覆盖。该组分为两个岩性段,第一岩性段为灰、深灰色厚层至块状泥晶(含)生物屑灰岩、泥

晶-微晶生物屑灰岩、含砂屑生物屑灰岩,下部局部夹少量豹皮状白云质灰岩及白云岩。以 *Yabeinagubler* 的出现, *Cancellina* sp. 的消失作为划分该段顶界的生物依据。第二岩性段为深灰色薄-中厚层含锰质燧石灰岩与浅灰色厚层块状生物屑灰岩组成,同期岩相分异明显,出现较深水台沟相(硅质岩、硅质灰岩建造)与开阔台地相(浅色厚层块状生物屑灰岩建造)相间的沉积格局。

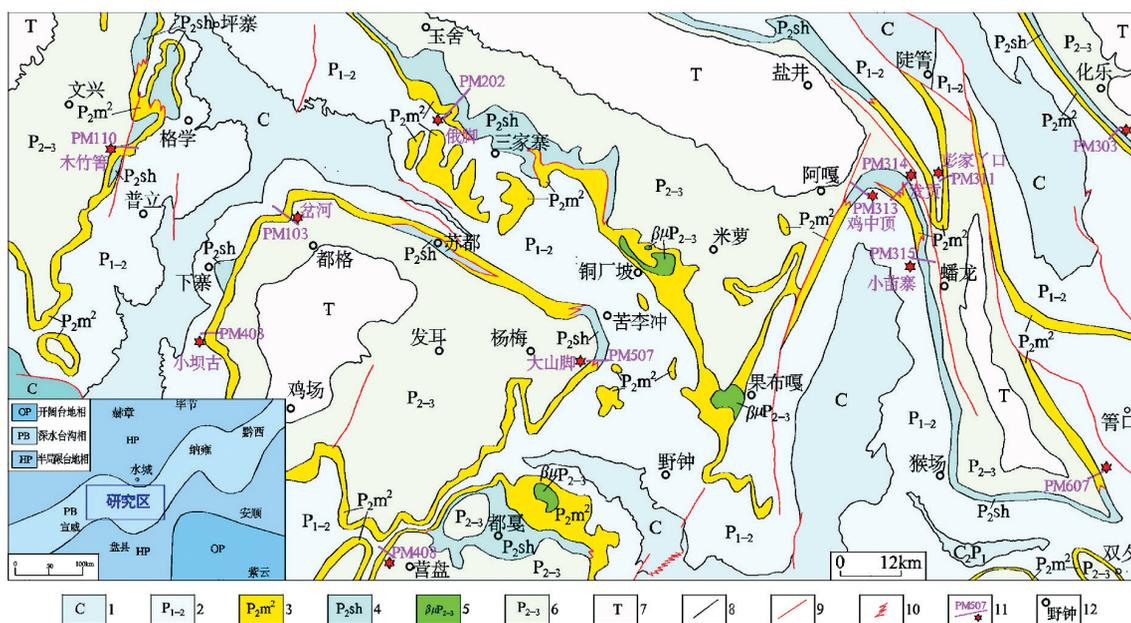


图 1 六盘水地区区域地质简图(据 1:5万普立片区地质图修改)

Fig. 1 Geological sketch of Liupanshui area (Modified according to 1:50000 geological map of Puli area)

1—石炭系;2—中一下二叠统;3—茅口组第二段燧石灰岩;4—茅口组第二段生物屑灰岩;5—辉绿岩;6—中—上二叠统;7—三叠系;8—地层界线;9—断层;10—相变线;11—剖面位置及编号;12—地名

3 岩性组合及微相特征

通过 1:5万地质填图、大比例尺剖面测制以及系统岩相薄片研究,控制了茅口组岩石组合、沉积构造、生物组合及变化规律,为详细研究茅口中晚期岩相古地理奠定了基础。

3.1 岩性组合特征

研究显示六盘水地区茅口中晚期沉积主要存在含锰质燧石灰岩段与生物屑灰岩段两种岩性组合(图 2),特征如下:

含锰质燧石灰岩段(P_2m^2):由灰黑、深灰色薄-中厚层含燧石生物屑微-泥晶灰岩、微-泥晶生物屑灰岩、含生物屑泥晶灰岩、微-泥晶灰岩,夹透镜状、似层状硅质岩,偶夹少量钙质粉砂岩、钙质粉砂质粘土岩,及薄层状含锰质灰岩或锰矿层

组成。基本层序:a 由灰黑色薄-中厚层含燧石微-泥晶生物屑灰岩与深灰色-黑色薄层、似层状、条带硅质岩组成,15~35 cm,接触界面凹凸不平。生物屑主要有棘皮屑、有孔虫屑、藻屑等,产蠕、珊瑚、腕足类化石;b 由深灰色中厚层状生物屑泥晶灰岩与同色薄层状含锰灰岩组成互层,单韵律厚 30~40 cm,个别韵律层中夹中厚层状蠕灰岩,在横向上厚薄不一,接触面凹凸不平。生物屑泥晶灰岩中局部含燧石条带或结核,含锰灰岩发育水平层理(图 3)。富含蠕 *Chusenella* sp., *Yabeinagubleri*, *Neomisellina* sp., *N. shuichengensis*, *Neoschwagerina craticulifera*, *Ne. kueichowensis*, *Verbeekina* sp.;腕足类 *Neoplicatiferahuangi* (杨绳武等, 1981), *Martiniatriquetra*, *Spirigerellagrandis*, *S. subt-riquetra*;珊瑚 *Endamplexus* sp. (杨绳武等, 1981), *Ipciphyllum* sp., *I. subelegans*, *Protomiche-linixinc-hengensis* 等(肖伟民等,1986)。

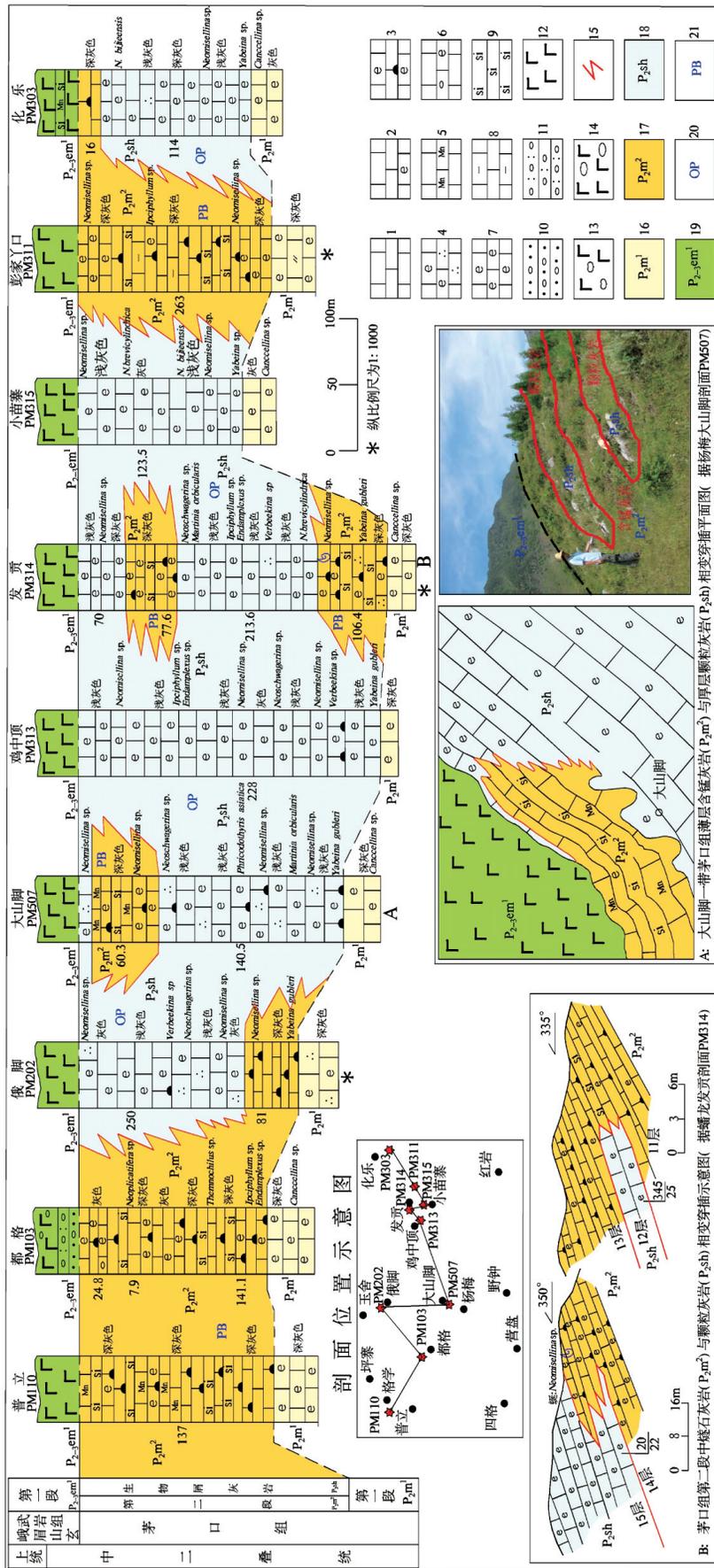


图2 研究区二叠纪茅口中晚期岩相柱状对比图

Fig. 2 Column correlation diagram of the Mid-late Permian Maokou lithofacies in the study area

1—微-泥晶灰岩；2—含生物屑微-泥晶灰岩；3—含燧石生物屑泥晶灰岩；4—泥-亮晶含砂屑生物屑泥晶灰岩；5—含猛灰岩；6—含砾生物屑泥晶灰岩；7—泥-亮晶生物屑灰岩；8—泥质灰岩；9—硅质岩；10—含砾砂岩；11—含凝灰质砾岩；12—玄武岩；13—杏仁状玄武岩；14—含砾玄武岩；15—相变线；16—茅口组第二段燧石灰岩夹硅质岩段；17—茅口组第一段；18—茅口组第二段生物屑灰岩段；19—峨眉山玄武岩组；20—开阔台地相；21—台沟相

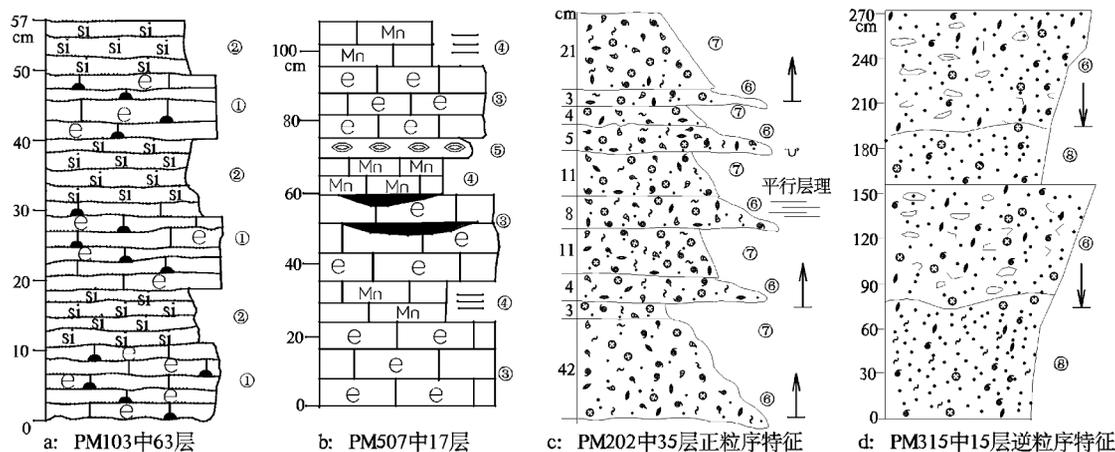


图3 含锰质燧石灰岩段(P₂m²)与生物屑灰岩段(P₂sh)基本层序

Fig. 3 Basic sequence of manganese-bearing flint limestone section(P₂m²)and bioclastic limestone section(P₂sh)

①含燧石微-泥晶生物屑灰岩;②硅质岩;③生物屑泥晶灰岩;④含锰灰岩;⑤蜓灰岩;⑥泥晶生物屑灰岩;⑦泥晶砂屑生物屑灰岩;⑧含生物屑泥晶灰岩

生物屑灰岩段(P₂sh):由灰、浅灰色(少量深灰色)厚层块状泥晶生物屑灰岩、亮-泥晶含藻砂屑生物屑灰岩,夹亮-泥晶生物屑灰岩组成,下部常夹少量燧石结核或透镜体。基本层序:c由灰色、浅灰色厚层状泥晶生物屑灰岩与灰色厚层状泥晶砂屑生物屑灰岩组成,向上粒度变细、生物屑含量减少。单个基本层序厚80~125cm,顶、底界面均为渐变过渡,层面不平整;d由灰色、深灰色厚层块状含生物屑泥晶灰岩与泥晶生物屑灰岩组成互层,单个层序厚120~170cm,两者之间比例1:1~1:3,具逆粒序。整体形成向上碎屑粒度变粗、水体变浅的层序特征(图3)。富含蜓 *Neomisellina* sp., *N. bijeensis*, *N. brevicylindrica*, *Ya-beinagubleri*, *Kahlerina* sp., *Neoschwagerinacratulifera*, *Ne. haydeni*, *Verbeekina* sp., *Reichlina*, *Sumatrinafusiformis*; 珊瑚 *Tachylasmaalternatum*, *Ipciphyllummipc*, *Paracravenia* sp., *Waagenophyllum*; 腕足类 *Phricodothyrisasiatica*, *Martinia orbicularis* 等(杨绳武等,1981;肖伟民等,1986);在杨梅大山脚、蟠龙发贡一带本段中上部产大量蜓化石,局部为蜓灰岩。

茅口中晚期,大致以坪寨-杨梅-野钟一线为界,南西侧含锰质燧石灰岩段均含氧化锰质灰岩,并含泥质、炭质,风化后多呈黑褐色粘土,夹少量浅色生物屑灰岩透镜体。分布少量锰矿点,在格学一带有中型锰矿床产出;北东侧生物屑灰岩段主要为生物屑微-泥晶灰岩、亮-泥晶颗粒灰岩、含燧石生物屑灰岩建造,偶见或无含锰灰岩产出。

含锰质燧石灰岩段与生物屑灰岩段分布不稳

定(图1、图2)。在普立、鸡场、四格、野钟、果布嘎、米萝、陡箐、箐口一带,含锰质燧石灰岩段整合覆于茅口早期沉积之上,在格学、玉舍、俄脚、苏都、都夏、化乐等地,被上覆生物屑灰岩段整合覆盖;在三家寨、苦李冲、猴场、蟠龙、盐井等地,茅口早期沉积之上未见含锰质燧石灰岩段沉积,生物屑灰岩段与茅口早期沉积整合接触。由此可见,含锰质燧石灰岩段与生物屑灰岩段并非绝对上、下叠覆关系,在部分地区接触关系指示二者为同时异相的产物,其上均被峨眉山玄武岩组假整合覆盖。

3.2 微相特征

通过对12条剖面进行岩相薄片系统研究,以颗粒类型、含量以及胶结物类型作为划分微相类型的主要依据。通过与镶边碳酸盐岩台地的标准微相类型对比(马永生译,2016),总结出六盘水一带茅口中晚期碳酸盐岩5种微相类型:

3.2.1 均质无化石微-泥晶灰岩微相(SMF23)

岩性为微-泥晶灰岩(图4a)、硅质不等晶灰岩,主要分布在含锰质燧石灰岩段中,见于格学、岔河、俄脚、化乐一带,具微-泥晶结构,基本不含生物屑,发育水平层理。岩石成分为微-泥晶级方解石,结晶粒度<0.03mm,半自形-它形。见少量粉砂级陆源碎屑零散分布。岩性特征反映出水体较深、生物不发育、水动力能量微弱、滞留还原闭塞的沉积环境,一般缓慢沉积在深水台沟中。

3.2.2 有丰富骨针类泥粒灰岩或粒泥灰岩微相(SMF1)

岩性为硅质生物屑微-泥晶灰岩、含硅质微-

泥晶生物屑灰岩、(含泥质)生物屑微-泥晶灰岩、微-泥晶生物屑灰岩、含钙质微-隐晶生物屑硅质岩(图4b),主要分布在含锰质燧石灰岩段中,见于岔河、彭家丫口、发贡、大山脚、箐口一带,岩石由泥晶灰泥、微晶方解石和生物屑组成,具泥晶-微晶结构、生物屑结构,填隙物含量30%~70%,结晶粒度<0.03 mm,微-泥晶级,半自形-它形,粒状晶体;砂级生物屑含量20%~70%,粒度<2.00 mm~0.06 mm,以骨针屑为主,次为薄壳介屑,其它门类少见,保存不甚完整。见少量粒度<0.06 mm~0.004 mm粉砂级陆源碎屑零散分布。岩性组合与生物特征反映出海水较深、水动力能量微弱、滞留还原闭塞的沉积环境。

3.2.3 含丰富底栖有孔虫或藻类的生屑颗粒灰岩微相(SMF18)

岩性为泥晶生物屑灰岩、生物屑泥晶灰岩、泥晶(重结晶)含藻砂屑生物屑灰岩、含藻砂屑含生物屑泥晶灰岩、泥晶蠕屑灰岩、泥晶生物屑藻迹灰岩(图4c-f),主要分布在生物屑灰岩段中,少量分布在含锰质燧石灰岩段中,见于俄脚、大山脚、鸡中顶、发贡、小苗寨、化乐一带,颗粒类型以生物屑为主,藻屑次见或少见。生物屑以有孔虫屑、绿藻屑为主,含量40%~80%,其中蠕屑大小1~4 mm,呈浑圆状、纺锤状,含量30%~60%,次为腕足屑、红藻屑、苔藓虫屑、介形虫屑、介壳屑、珊瑚屑及棘皮屑,多保存不完整,较破碎,含量20%~30%;藻屑总量10%~20%,不均匀分布,粒度<2.00~0.06 mm;为方解石质灰泥在塑-半塑性条件下在沉积盆内破碎、沉积而成;填隙物含量10%~50%,对颗粒起胶结作用。局部视域见泥晶方解石具重结晶现象。根据上述岩性、生物组合特征:当生物屑总体含量小于30%时,反映出海水循环不畅,水动力能量较弱,相对闭塞的沉积环境;生物屑总体含量30%~80%时,反映出水体较为开阔,循环较为流畅,水动力能量弱至中等,为潮下低能的沉积环境。

3.2.4 含亮晶胶结物的包壳生物屑颗粒灰岩微相(SMF11)

岩性为亮-泥晶(重结晶)生物屑灰岩、亮-泥晶(重结晶)含藻屑生物屑灰岩(图4g),主要分布在生物屑灰岩段中,见于俄脚、大山脚、鸡中顶、发贡、化乐一带,岩石具颗粒结构,由生物屑和填隙物等组成。生物屑含量50%~70%,粒度<12.00~0.06 mm,属砾砂级生物屑,种类有绿藻、

棘皮、有孔虫、蠕、苔藓虫、腕足、介形虫及管壳石屑等;其中蠕屑、有孔虫屑、绿藻屑保存相对完整,其他种类较为破碎,部分生物屑具泥晶外套;藻屑含量5%~20%,粒度<2.00~0.06 mm,属砂屑级藻屑,为蓝绿藻及其分泌物粘结方解石质灰泥在塑-半塑性条件下在沉积盆内破碎、沉积而成;填隙物含量5%~35%,成分为方解石,结晶粒度<0.004 mm,泥晶级,半自形-它形,粒状晶体,泥晶方解石具重结晶现象,对生物屑、藻屑起胶结作用(相当于孔隙式胶结)。岩性特征、生物组合反映水体极浅、较为开阔、循环流畅、氧气充足、水动力能量强,为潮下浅水高能的沉积环境。

3.2.5 富含棘皮屑的灰岩微相(SMF12)

岩性为泥晶(重结晶)生物屑灰岩、不等晶生物屑灰岩、泥晶(重结晶)含藻砂屑生物屑灰岩、亮-泥晶生物屑灰岩、亮-泥晶(重结晶)生物屑灰岩(图4h,i),主要分布在生物屑灰岩段中,见于俄脚、大山脚、发贡一带,岩石具泥晶生物屑、生物屑泥晶结构,由生物屑、藻屑和填隙物组分构成。生物屑含量50%~90%,粒度<10.00~0.06 mm,属砾砂级生物屑,以棘皮屑为主,含量20%~70%;其他门类含量10%~30%,保存不完整,较破碎。藻屑含量3%~10%,不均匀分布,粒度<2.00~0.06 mm,属砂屑级藻屑,为蓝绿藻及其分泌物粘结方解石质灰泥在塑-半塑性条件下在沉积盆内破碎、沉积而成;填隙物含量10%~40%,成分为方解石,结晶粒度<0.004 mm,半自形-它形,粒状晶体,对生物屑起胶结作用。根据上述岩性、生物组合特征反映出水体较为开阔,循环较为流畅,水动力能量较强,为潮下带浅水低-高能的沉积环境。

4 沉积相分析

综合生物组合类型、沉积环境水动力条件、磨蚀程度、颗粒定向性、水体循环及剖面地层特征等因素综合分析,将六盘水地区茅口中晚期沉积相划分为半局限台地相、台沟相、开阔台地相、台地边缘砂质浅滩相等4个亚相。其中微相类型SMF23(均质无化石微-泥晶灰岩相)代表台沟相、半局限台地相;SMF1(有丰富骨针类泥粒灰岩或粒泥灰岩)代表台沟相;SMF18(含丰富底栖有孔虫或藻类的生屑颗粒灰岩)代表开阔台地相、半局限台地相;SMF11(含亮晶胶结物的包壳生物屑颗粒灰岩)代表台地边缘砂质浅滩相;SMF12(富

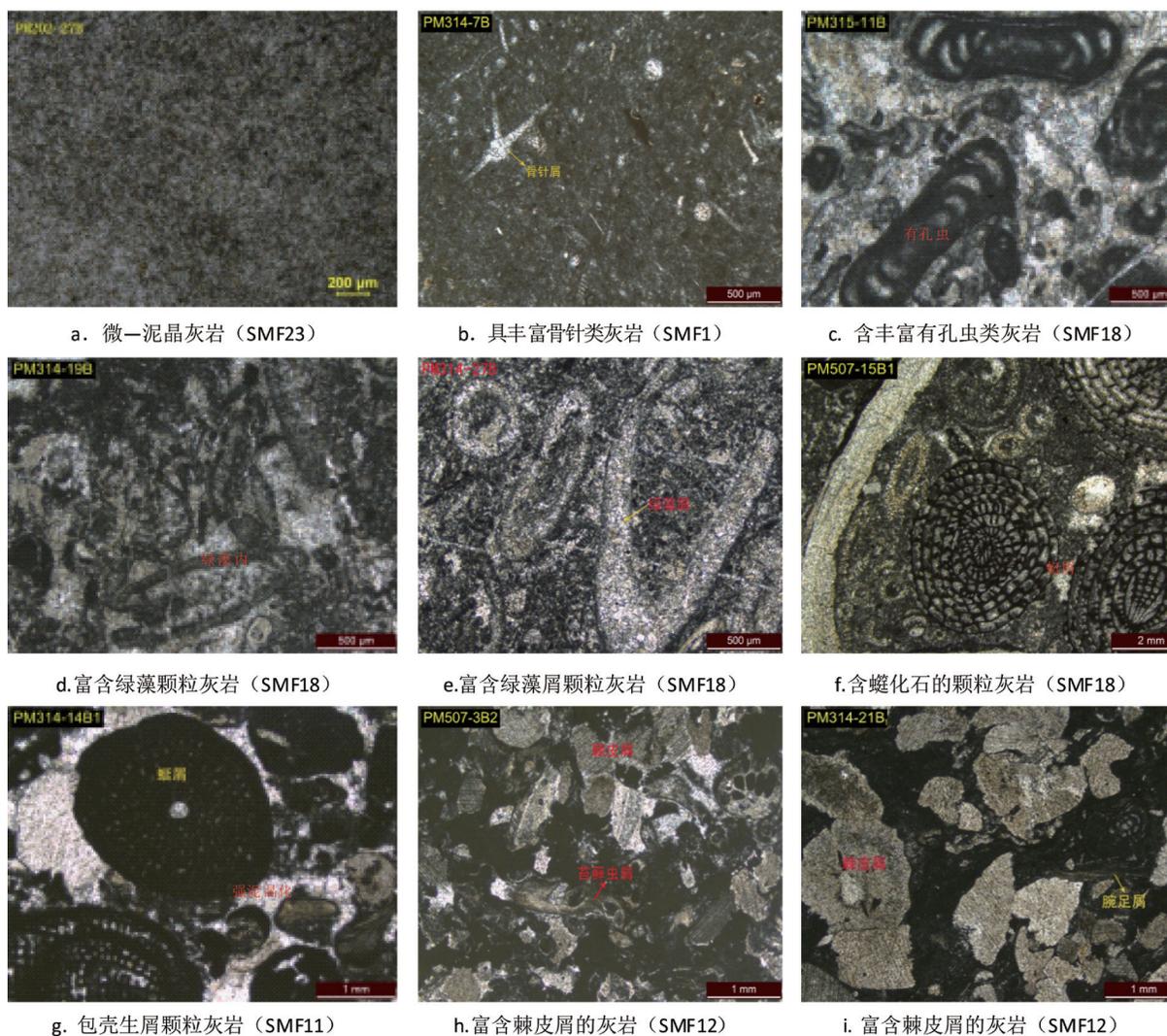


图4 六盘水地区茅口组中上部岩石显微特征

Fig. 4 Microscopic characteristics of rocks in the middle to upper Maokou Formation in Liupanshui area

含棘皮屑的灰岩)代表开阔台地相、台地边缘砂质浅滩相。

4.1 半局限台地相

半局限台地相通常指海水流通局限、循环不畅、水动力较弱、水体能量较低、生物含量较少,相对闭塞的碳酸盐岩台地环境产物,与开阔海之间通常有滩、礁或岛屿形成的障壁(方朝刚,2018)。在研究区内主要分布于大寨—鸡场—四格一带,微相类型主要为 SMF1、SMF18。其代表岩性为含生物屑微-泥晶灰岩、硅质生物屑微-泥晶灰岩、含硅质微-泥晶生物屑灰岩、泥晶瓣屑灰岩、泥晶生物屑藻迹灰岩、泥晶含藻砂屑生物屑灰岩、含藻砂屑含生物屑泥晶灰岩等。其中生物屑含量 20%~70%,种类以骨针屑为主,次为薄壳介屑,其它门类有腕足屑、有孔虫屑、介形虫屑、双壳屑、棘皮

屑等极其少见,保存不甚完整,不均匀杂乱分布,暗示当时的海平面受潮流作用频繁震荡,代表局限台地中较深水的沉积环境。

4.2 台沟相

台沟相为发育于碳酸盐台地内部的较深水,光照微弱,水动力能量低,还原环境的产物。在研究区内主要分布于普立—都格—杨梅—野钟一带,少部分分布于陡箐—马场—化乐—俄脚一带,微相类型为 SMF1、SMF23,岩性为黑、深灰色薄-中厚层硅质不等晶灰岩、微-泥晶灰岩、硅质生物屑微-泥晶灰岩、(含泥质)生物屑微-泥晶灰岩、(含硅质)微-泥晶生物屑灰岩,夹透镜状、似层状硅质岩、含钙质微-隐晶生物屑硅质岩,偶夹少量的钙质粉砂岩、钙质粘土岩,及薄层状微-粉晶含氧化锰质灰岩或锰矿层。岩石发育水平纹层,生物屑

有骨针屑、有孔虫屑、薄壳介屑和棘皮屑等,含量少于30%。岩石中生物含量相对较少,硅质含量较高,表明当时在次深水环境中,海水出现过短暂动荡。

4.3 开阔台地相

开阔台地相为海水流畅、清洁环境条件下的产物。位于潮下浅水低能带浪基面之下,水深几米到几十米不等,盐度和温度同临近海洋相近,水体循环状况良好,有利于各种生物的生长。在研究区内主要分布于平寨-俄脚-阿嘎-蟠龙-猴场一带,少部分分布于格学、都戛、化乐,零星分布于下寨、苏都、苦李冲,微相类型主要为SMF12、SMF18,岩石类型为微-泥晶生物屑灰岩、亮-泥晶含藻砂屑生物屑灰岩、生物屑砂屑微-泥晶灰岩。生物化石种类丰富,有骨针、有孔虫、蠕、绿藻屑、棘皮、苔藓虫、红藻等,含量40%~80%,其中蠕、有孔虫、绿藻保存相对完整,反映了潮下带浪基面以下相对低能的沉积环境。

4.4 台地边缘砂质浅滩相

台地边缘砂质浅滩相是台地边缘相区的一种高能环境产物。处于开阔浅海,没有障壁和广阔潮汐,其沉积作用直接受海洋波浪和潮汐等作用的控制,一般水深5~10 m到高出水面,海水循环良好,盐度正常,氧气充分(陈建强,2004)。在研究区内主要分布于玉舍-盐井-阿嘎-蟠龙-猴场一带,微相类型主要为SMF11、SMF12,岩石类型为泥-亮晶生物屑灰岩、亮-泥晶含藻砂屑生物屑灰岩、生物屑砂屑亮-泥晶灰岩。生物类型丰富,有蠕、有孔虫、绿藻、棘皮、苔藓虫、腕足、介形虫、珊瑚等,含量60%~85%,其中蠕、有孔虫、绿藻保存相对完整,其他种类均较为破碎。

5 古地理格局

岩石微相特征变化直接反映了沉积环境的不同。茅口中晚期碳酸盐岩岩性组合、厚度在横向上、垂向上变化较大,在营盘一带厚度最薄,厚55.6 m,在发贡一带厚度最大,达467 m。普立、都格、大寨、鸡场、营盘、野钟一带,茅口中晚期碳酸盐岩岩性组合主要为硅质不等晶灰岩、(含泥质)微-泥晶灰岩、硅质生物屑微-泥晶灰岩、生物屑

微-泥晶灰岩、(含硅质)微-泥晶生物屑灰岩,夹透镜状、似层状硅质岩、含钙质微-隐晶生物屑硅质岩,偶夹少量的钙质粉砂质粘土岩。普立、下寨、都戛、苦李冲等局部区域夹少量由泥晶生物屑灰岩、亮-泥晶含藻砂屑生物屑灰岩、亮-泥晶生物屑灰岩等岩性组成的透镜体。所含生物屑有骨针、薄壳介屑及少量有孔虫屑(含蠕屑)、绿藻屑,微相类型主要为SMF1、SMF18、SMF23,沉积亚相为半局限台地相、台沟相;平寨、玉舍、盐井、阿嘎、蟠龙、猴场一带,茅口中晚期碳酸盐岩岩性组合主要为(含燧石)泥晶生物屑灰岩、生物屑泥晶灰岩、燧石泥晶含藻砂屑生物屑灰岩、亮-泥晶生物屑硅质灰岩、亮-泥晶生物屑灰岩,夹硅质生物屑微-泥晶灰岩及透镜状、似层状硅质岩、含钙质微-隐晶生物屑硅质岩。岩石中所含生物化石丰富,有绿藻、棘皮、有孔虫、蠕、骨针、苔藓虫、腕足、介形虫、珊瑚等,含量40%~80%。微相类型为SMF11、SMF12、SMF18、SMF23,沉积亚相为台沟相、开阔台地相、台地边缘砂质浅滩相;北东侧陡箐-马场-箐口一带,微相类型为SMF1、SMF23,到化乐一带又出现微相类型SMF12、SMF18组合。对比微相类型特征可知南西侧一带水体较深,往北东侧相对变浅,从南西向北东由深水台沟相逐渐转变为开阔台地相、台地边缘砂质浅滩相交替演化出现的沉积环境(图5)。

6 结论

(1)茅口中晚期碳酸盐岩可划分为5种沉积微相,分别是均质无化石微-泥晶灰岩(SMF23)、有丰富骨针类的生物屑微-泥晶灰岩(SMF1)、含丰富有孔虫或藻类的颗粒灰岩(SMF18)、包壳生物屑颗粒灰岩(SMF11)、富含棘皮屑的灰岩(SMF11)。属于半局限台地相、台沟相、开阔台地相、台地边缘砂质浅滩亚相。

(2)茅口中晚期,在格学、玉舍、俄脚、苏都、都戛、化乐等地,含锰质燧石灰岩段与生物屑灰岩段呈整合接触;在三家寨、苦李冲、猴场、蟠龙、盐井等地,含锰质燧石灰岩段与生物屑灰岩段为同时异相的产物。

(3)通过对贵州省六盘水地区茅口中晚期碳酸盐岩进行地质填图、剖面测制、薄片鉴定、碳酸盐岩微相分析,结合区域地质资料,综合分析认为

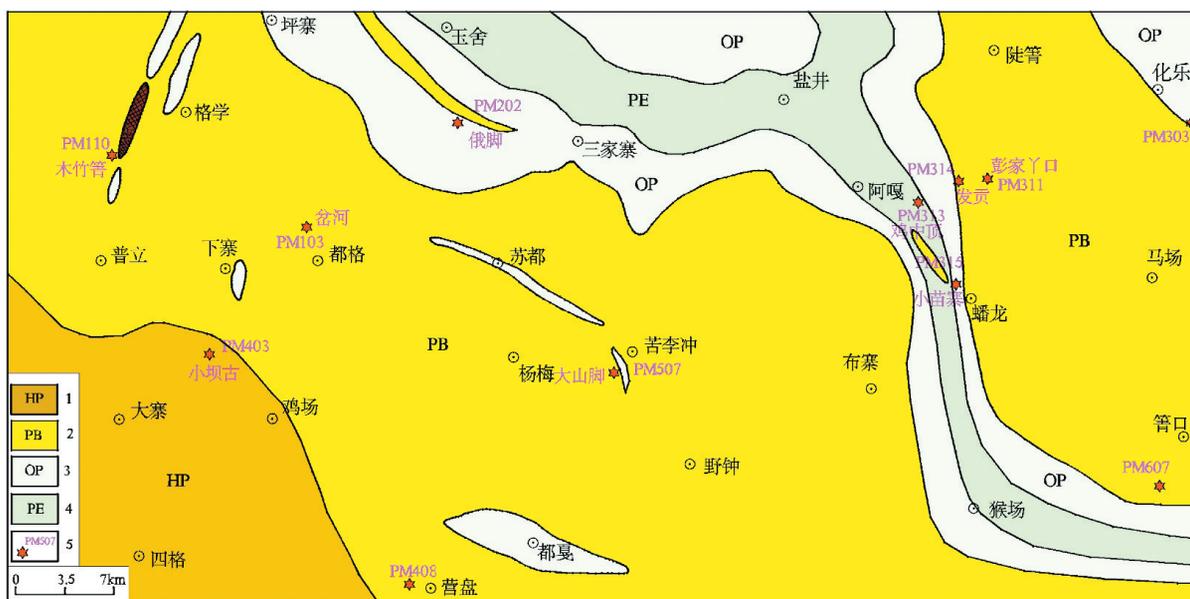


图5 贵州六盘水地区中二叠世茅口组中晚期岩相古地理图

Fig. 5 Lithofacies palaeogeography map of the Mid-Late Middle Permian Maokou formation in Liupanshui area, Guizhou

1—半局限台地相;2—台沟相;3—开阔台地相;4—台地边缘砂质浅滩相;5—剖面位置及编号

茅口中晚期古地理分布格局由南西侧的“台沟”与北东侧“台地”组成。

[参考文献]

陈文一,王立亭,叶念曾,等. 1984. 贵州二早叠世岩相古地理研究[J]. 贵州地质,1(1):9-64.

陈洪德,曾允孚. 1990. 右江沉积盆地的性质及演化讨论[J]. 岩相古地理,1:28-37.

陈洪德,曾允孚. 1999. 中国南方二叠纪层序岩相古地理特征及演化[J]. 沉积学报,17(4):510-521.

陈文一,刘家仁,王中刚. 2003. 贵州峨眉山玄武岩喷发期的岩相古地理研究[J]. 古地理学报,5(1):17-27.

陈建强,周洪瑞,王训练. 2004. 沉积学及古地理教程[M]. 北京:地质出版社.

冯曾昭,金振奎,杨玉卿,等. 1994. 滇黔桂地区二叠纪岩相古地理[M]. 北京:地质出版社.

冯曾昭,杨玉卿,金振奎,等. 1996. 中国南方二叠纪岩相古地理[J]. 沉积学报,14(2):1-11.

冯曾昭. 1997. 中国南方二叠纪岩相古地理[M]. 石油大学出版社.

方朝刚,滕龙,郑红军. 2018. 萍乐拗陷丰城地区茅口晚期“破裂台地”型沉积相与层序地层学特征[J]. 云南大学学报(自然科学版),40(5):935-946.

贵州省108地质队六分队. 1973. 区域地质调查报告. 1:20万水城幅区域地质报告上册.

贵州省地质矿产局. 1987. 中国区域地质志[M]. 北京:地质出版社.

贵州省地矿局. 1995. 贵州省岩石地层[M]. 中国地质大学出版社.

贵州省地质调查院. 2016. 贵州乌蒙山1:5万普立片区区域地质调查报告[R]. 内部资料.

贵州省地质调查院. 2017. 中国区域地质志·贵州志[M]. 北京:地质出版社.

刘宝珺,许效松. 1994. 贵州南方岩相古地理图集[M]. 北京:科学出版社.

刘柯. 2017. 贵州遵义-六盘水地区二叠纪茅口中晚期沉积古地理研究,中国地质大学(北京).

龙家荣. 1985. 贵州茅口河地区的茅口组及其底界[J]. 地质评论,31(5):381-388.

毛健全,张启厚,顾尚义. 1997. 水城断陷的地质特征及构造演化[J]. 贵州工业大学学报,26(2):1-6.

马永生主译. 2016. 碳酸盐岩微相(第二版)[M]. 北京:地质出版社,585-648.

施贵军,杨湘宁,刘家润. 1999. 贵州盘县火铺茅口组微相组合及其沉积环境研究[J]. 高校地质学报,5(4):448-458.

孙剑. 2018. 贵州大方地区中-晚二叠世地层划分对比[J]. 成都理工大学硕士学位论文.

王立亭,叶念曾,秦大康,等. 1983. 贵州省早二叠世岩相古地理概论[J]. 中国区域地质,3(1):23-38.

王立亭,等. 1994. 贵州二叠纪岩相古地理与成矿作用[M]. 北京:地质出版社.

王尚彦,张慧,彭成龙,等. 2005. 贵州西部古-中生代地层及裂陷槽盆的演化[M]. 北京:地质出版社.

肖伟民,王洪第,张遵信,等. 1986. 贵州南部早二叠世地层及生物群[M]. 贵州人民出版社.

杨绳武,肖伟民,王洪第,等. 1981. 贵州栖霞组与茅口组的界线讨论[J]. 地层学杂志,5(2):118-128.

周喆,喻美艺,王波. 2015. 毕节青场二叠系茅口组中上部碳酸盐岩沉积微相研究与环境分析[J]. 贵州大学学报(自然科学版),32(2):33-38.

中国地层典编委会. 1996. 中国地层典[M]. 地质出版社.

里阿斯假砂园虫 *Pseudocylammina liasica* (Hottinger, 1967) 在西藏班公湖—怒江缝合带西段改则的首现及其地层的厘定

白培荣,熊兴国,陈启飞,张厚松,马德胜,
蒋开源,曾禹人,李月森,吴滔,徐瑶,范玉梅

(贵州省地质调查院,贵州 贵阳 550081)

[摘要]通过1:5万区域地质调查,在西藏班公湖—怒江缝合带西段改则物玛北部布孜村地区,新发现里阿斯假砂园虫 *Pseudocylammina liasica* Hottinger,时代为早侏罗世(Lias期)。据岩石组合特征及沉积时代,本次暂且归属该套地层为下侏罗统布孜村组。里阿斯假砂园虫的首现及其地层的厘定不仅丰富了西藏班公湖—怒江缝合带西段古生物学大有孔虫类的研究,而且为区域地层对比和格架建立增添了新资料及新认识;同时本研究为今后进一步探讨班公湖—怒江洋盆的演化提供了地质学证据,具有重要的意义。

[关键词]里阿斯假砂园虫;早侏罗世;班公湖—怒江缝合带;西藏

[中图分类号]Q91 [文献标识码]A [文章编号]1000-5943(2021)04-0368-05

班公湖—怒江缝合带(以下简称“班—怒带”)西起自班公湖、改则,经班戈、丁青,东至八宿、碧土一带,东西向延长2 000 km,南北宽8~50 km,呈近东西向、北西西向转为北西到北北西方向展布。该带向西受右旋走滑喀喇昆仑断裂斜切,延至巴基斯坦北部的帕米尔地区,可能与主喀喇昆仑断裂相连,向东南延入缅甸(王立全等,2013)。班—怒带构成了青藏高原特提斯大洋最终消亡形成的巨型缝合带之一,所代表的班—怒洋在三叠纪打开,白垩纪闭合并开启陆陆碰撞过程,记录了特提斯大洋形成演化的地质信息(白培荣等,2016;曾禹人等,2017;廖铸敏等,2017;白培荣等,2019)。

笔者通过1:5万区域地质调查,在西藏班—怒带西段改则物玛北部布孜村甲不拉一带(贵州省地质调查院,2012),前人划分为中二叠统下拉组(四川省地质调查院,2006),首次发现早侏罗世里

阿斯假砂园虫。本文通过古生物大有孔虫类的研究,并结合岩石组合特征,对比区域资料,进一步对该套地层的厘定,旨在抛砖引玉,共同深入研究。

1 地质背景

研究区位于西藏改则县物玛北部布孜村甲不拉一带。大地构造属班公湖—怒江缝合带西段,呈北西西—南东东方向的狭窄带状展布。北部属泛华夏大陆晚古生代—中生代羌塘—三江构造区之喀喇昆仑—南羌塘—左贡陆块,南部属冈底斯—拉萨陆块(潘桂棠等,2013)。地层区划上属班公湖—双湖—怒江—昌宁构造—地层大区之班公湖—怒江构造—地层区(王立全等,2013)。晚古生代,研究区处于冈瓦纳古陆北缘、劳亚古陆南缘,主要为稳定—次稳定被动大陆边缘环境,以石炭系—二叠

[收稿日期]2021-05-24 [修回日期]2021-09-18

[基金项目]中国地质调查局项目(编号:1212010818033)资助。

[作者简介]白培荣(1979—),男,高级工程师,从事区域地质调查工作。E-mail:81249456@qq.com。

[通讯作者]熊兴国(1970—),男,研究员,主要从事基础地质调查工作。E-mail:2409813951@qq.com。

系各地层组浅海相碎屑岩和台地碳酸盐岩为主的陆表海沉积。由于二叠纪末的华力西构造运动,研究区地壳整体抬升,成为中生代沉积盆地的基底。

2 地层特征

区内出露地层为中二叠统下拉组,上三叠统嘎拉弄组(马德胜等,2011),侏罗系木嘎岗日岩

群(曾禹人等,2016;白培荣等,2020),下侏罗统布孜村组,上侏罗统吐卡日组(李月森等,2015),上侏罗统至下白垩统莎木罗组及第四系。发育有北西向、北东向两组断裂构造。岩系变质程度较低,但侏罗系木嘎岗日岩群变形程度则较为强烈。岩浆岩表现为后期的早白垩世闪长岩侵入侏罗系木嘎岗日岩群中(图1)。研究区内下侏罗统布孜村组与下伏二叠系中统下拉组呈断层接触,上覆被第四系掩盖。

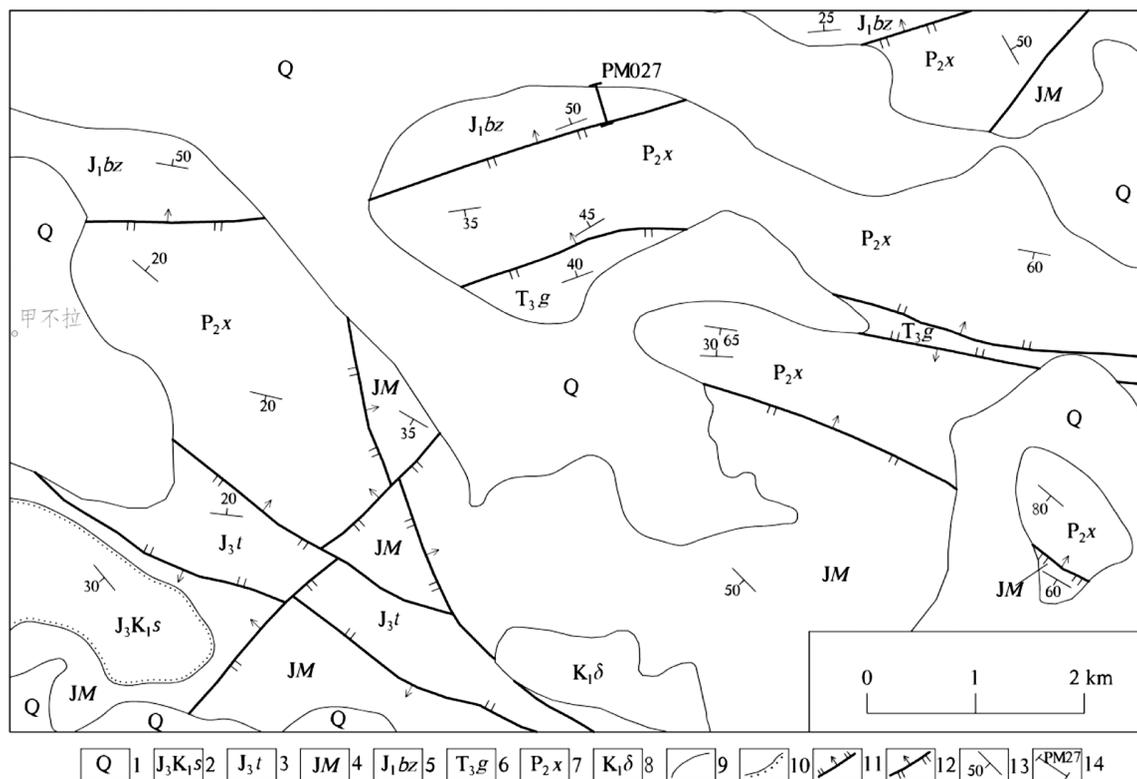


图1 西藏改则物玛北部地质简图

Fig. 1 Geological sketch in the north Wuma of the Gaize, Tibet

1—第四系;2—莎木罗组;3—吐卡日组;4—木嘎岗日岩群;5—布孜村组;6—嘎拉弄组;7—下拉组;8—闪长岩;9—地质界线;10—角度不整合界线;11—正断层;12—逆断层;13—产状;14—剖面位置及编号

该地层单元受后期构造影响,呈构造岩片产出。地貌上由灰岩形成的近东西向之陡坎(图2a),而碎屑岩则为软带子。

2.1 剖面简述

剖面位于改则县物玛北布孜村甲不拉一带(坐标 N32°33'15"; E83°26'42"),剖面顶部被第四系堆积物覆盖,底部与下伏二叠系下拉组呈断层接触(图3)。岩性组合及生物特征简述如下。

未见顶(第四系掩盖)

侏罗系下统布孜村组(J₁bz) >206.81 m
16. 浅灰色(风化显土黄色)中层状生物屑泥质灰岩。产大有孔虫 *Pseudocylammina liasica* Hottinger。 0.87 m

15. 浅灰、灰色中-薄层状泥岩、粉砂质泥岩。 11.26 m
14. 灰、深灰色厚块状含砂生物屑核形石灰岩。产大有孔虫 *Pseudocylammina liasica* Hottinger。 1.73 m
13. 浅灰、灰色中-薄层状泥岩、粉砂质泥岩。 21.65 m
12. 浅灰、灰色中厚层状微-泥晶核形石灰岩。 57.16 m
11. 浅灰、灰色中层状(含)生物屑钙质砂岩。 28.19 m
10. 浅灰、灰色中薄层状含砂生物屑内碎屑灰岩与同色中层状含生物屑砂质灰岩不等厚韵律互层。 2.82 m
9. 浅灰、灰色中厚层状砂质灰岩,顶部夹浅灰、灰色(风化面显褐黄色)中层状钙质砂岩。 2.79 m
8. 灰、深灰色中层状含砂生物屑灰岩→浅灰、灰色中厚层状含生物屑砂质灰岩→浅灰、灰色中层状含钙质砂岩呈不等厚韵律互层。 8.36 m
7. 灰、深灰色中厚层状含砂生物屑内碎屑灰岩。 9.29 m

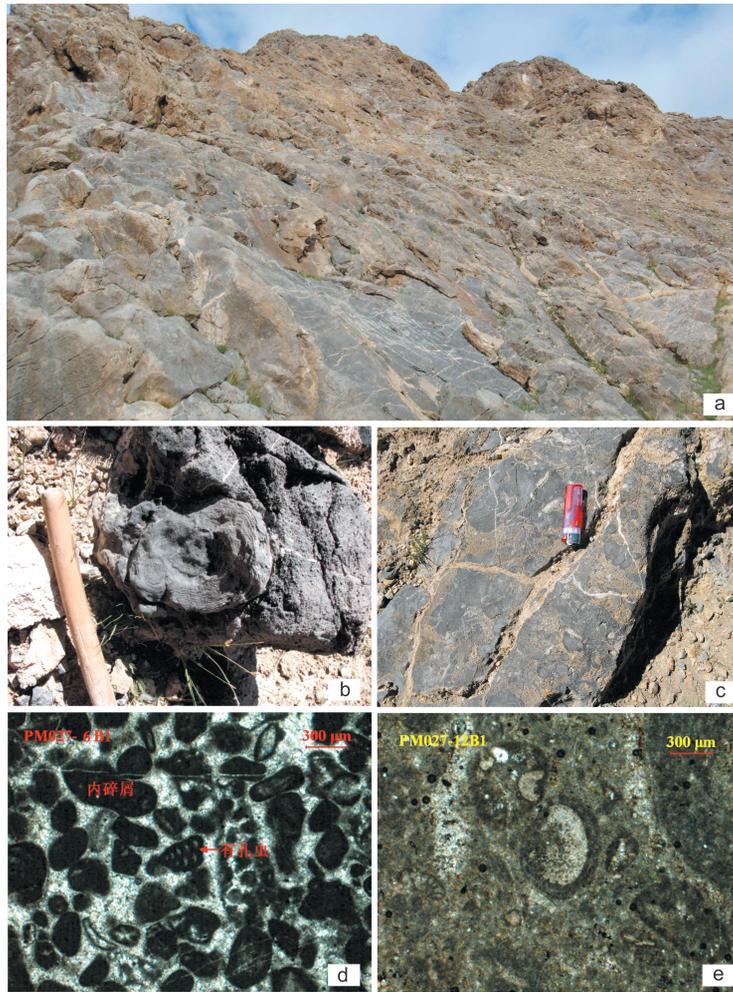


图2 西藏改则物玛北部侏罗系下统布孜村组含有孔虫类灰岩产出面貌及镜下特征

Fig. 2 Output features and microscopic characteristic of forminifer-bearing limestone in Buzicun formation of Lower Jurassic in the north Wuma of the Gaize, Tibet

a—灰岩远观面貌;b—含有孔虫灰岩;c—含有孔虫灰岩;d—亮-泥晶含生物屑砂屑灰岩(单偏光 目镜10×物镜5×);e—微-泥晶核形石灰岩(单偏光 目镜10×物镜5×)

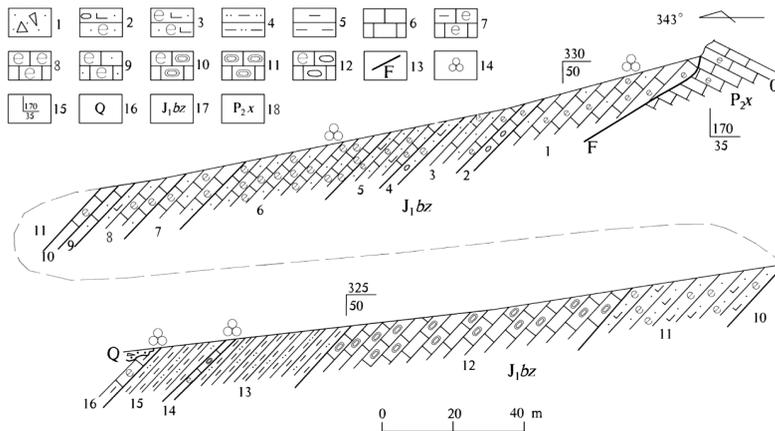


图3 西藏改则物玛北部侏罗系下统布孜村组实测地层剖面

Fig. 3 Measured stratigraphic section in Buzicun formation of Lower Jurassic in the north Wuma of the Gaize, Tibet

1—第四系松散堆积物;2—含砾生物屑钙质砂岩;3—生物屑钙质砂岩;4—粉砂质泥岩;5—泥岩;6—泥晶灰岩;7—含泥质生物屑泥晶灰岩;8—生物屑泥晶灰岩;9—生物屑砂质灰岩;10—含生物屑核形石灰岩;11—核形石灰岩;12—生物屑砾屑灰岩;13—断层;14—有孔虫采样位置;1—5产状;16—第四系;17—侏罗系下统布孜村组;18—二叠系中统下拉组

- 6. 灰、深灰色中层状含砂生物屑内碎屑灰岩与灰色中厚层状含生物屑砂质灰岩不等厚韵律互层。产大有孔虫 *Pseudocyclammina* sp.。 23.22 m
 - 5. 灰色中厚层状(含)生物屑砂质灰岩与浅灰中层状含生物屑钙质砂岩不等厚互层。 8.58 m
 - 4. 浅灰、灰色中层状含砾生物屑钙质砂岩。 2.73 m
 - 3. 灰色中层状含生物屑砂质灰岩与浅灰、灰色中层状含生物屑钙质砂岩不等厚韵律互层。 9.11 m
 - 2. 浅灰白、浅褐红色厚块状含生物屑砾质灰岩。 2.73 m
 - 1. 灰、深灰色(风化后具浅土黄色)中层状生物屑灰岩与同色中厚层状(含)生物屑砂屑灰岩不等厚韵律互层。产大有孔虫 *Pseudocyclammina* sp.。 16.32 m
- 断层接触-----
- 二叠系下拉组(P₂x) >5.00 m
 - 0. 灰、深灰色中厚层状含生物屑泥晶灰岩。 5.00 m

2.2 岩性组合

该套岩系主体为一套局限台地相碳酸盐岩与细碎屑岩组合。下部为浅灰、灰色中层状生物屑泥质灰岩、含砂生物屑核形石灰岩(图2b,e)与同色中-薄层状泥岩、粉砂质泥岩呈不等厚韵律互层;中上部总体为浅灰、灰、深灰色中层状含砂生物屑灰岩→浅灰、灰色中厚层状含生物屑砂屑灰岩(图2d)→浅灰、灰色中层状含钙质砂岩呈不等厚韵律互层,夹浅灰白、浅褐红色厚块状含生物屑砾质灰岩(图2c)。

3 化石时代

剖面中采集4件样品,采样位置见图3。样品经中国科学院南京古生物研究所章炳高鉴定为:*Pseudocyclammina liasica* Hottinger(里阿斯假砂园虫)和 *Pseudocyclammina* sp.(假砂园虫),时代属早侏罗世(Lias期)。里阿斯统(Lias Series)是欧洲下侏罗统的专名,与德国的黑侏罗统相当。里阿斯统自下而上包括赫塘阶、西涅缪尔阶、普林斯巴赫阶、托阿尔阶。

西藏侏罗纪有孔虫至今研究甚少。据何炎等(1976)研究,在聂拉木县聂聂雄拉南的聂聂雄拉群下组(现称普普嘎组)产典型的Lias期大有孔虫 *Pseudocyclammina* aff. *liasica* Hottinger、*P.* sp.等,这些有孔虫是典型的早侏罗世分子。又据何炎(1982)研究双湖地区马尔果茶卡则产另一侏罗纪有孔虫 *Pseudocyclammina simplex* He,时代可能为早侏罗世(?)—中侏罗世。王乃文(1977)曾报

道在藏北比如下秋侏罗纪地层发现有孔虫 *Pseudocyclammina* sp.,这一有孔虫为未定种,而且所属时代跨度很长,不具典型侏罗纪的特征。沙金庚等(2005)研究藏北羌塘盆地安多县达卓玛南地区有孔虫? *Pseudocyclammina* sp.,时代为早侏罗世。

综上所述,据鉴定者意见、前人的研究成果及本次研究,认为该套地层沉积时代为早侏罗世(Lias期),相当于赫塘期—托阿尔期。

4 讨论

晚三叠世时期,特提斯洋盆处于离散拉张的构造背景,在研究区沉积了一套上三叠统嘎拉弄组陆棚相细碎屑岩(马德胜等,2011);而本次新厘定的早侏罗世地层单元为一套浅海台地相碳酸盐岩与碎屑岩沉积,表明特提斯洋盆西段在晚三叠世至早侏罗世时期为连续沉积,无沉积间断。早侏罗世之后,特提斯洋盆不断扩张,沉积了半深—深海相木嘎岗日岩群的碎屑岩,并伴有基性岩浆活动(王立全等,2013)。

该套地层在空间上分布于班—怒带内,岩系组合为一套浅海台地相碳酸盐岩与碎屑岩沉积,代表了特提斯洋盆在早侏罗世时期裂解拉张的充填产物。从岩性组合、古生物地层、沉积环境都具备一个独特的地层单元;对比区域资料,本次研究暂且把该套地层归属为早侏罗世布孜村组,亟待后期取得更多成果再加以修正。

5 结论

(1)班—怒带内新发现典型的早侏罗世分子大有孔虫 *Pseudocyclammina liasica* Hottinger、*P.* sp.,增添了早侏罗世大有孔虫类研究及分布范围,丰富了该时期的古生物学资料,并厘定出前人划分为中二叠统下拉组中未能识别出的早侏罗世地层单元。

(2)对比区域资料,新厘定出早侏罗世布孜村组,其沉积充填物代表了特提斯洋盆在晚三叠世至早侏罗世时期裂解拉张的产物。本次新资料对分析中生代特提斯洋盆的演化史提供了新认识。

(3)大有孔虫时代的界定,为该地层单元沉积时代提供了年代资料约束,进一步完善了班—怒带内地层系统对比及格架建立;为班—怒带内有孔虫

动物群的时代、组成、演化史分析研究提供了丰富资料,对探讨该地层单元的沉积时空演化奠定了基础。

致谢:本文是在《西藏1:5万改则北亭贡地区四幅区域地质矿产调查》项目的集体成果基础上完成;中国科学院南京古生物研究所章炳高老师提供化石鉴定;贵州省地质调查院王敏研究员岩矿鉴定;参加野外工作还有蒋良兵、刘贞才,以及编辑部老师和审稿专家对论文的审阅,在此一并表示感谢!

[参考文献]

白培荣,杨育慎,曾禹人,等. 2016. 西藏恐弄拉地区中侏罗统桑卡拉组厘定的厘定及其地质意义[J]. 贵州地质, 33(4): 289-294.

白培荣,熊兴国,马德胜,等. 2019. 西藏改则多不杂地区中侏罗世介形类化石的发现及其地层归属探讨[J]. 贵州地质, 36(3): 228-231.

白培荣,熊兴国. 2020. 班公湖—怒江缝合带中西段改则地区木嘎岗日岩群的孢粉型化石组合及时代[J]. 中国地质调查, 7(4): 60-66.

贵州省地质调查院. 2012. 西藏1:5万改则北亭贡地区四幅区域地质矿产调查[R].

何炎,章炳高,胡兰英,盛金章. 1976. 珠穆朗玛峰地区中生代及新

生代有孔虫. 珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966—1968年)西藏古生物,第二分册. 北京:科学出版社,1-124.

何炎. 1982. 西藏一些中生代有孔虫. 见:西藏古生物,第四分册. 北京:科学出版社,33-55.

李月森,马德胜,符宏斌,等. 2015. 西藏改则县北亭贡南部地区上侏罗统吐卡日组确定及其地质意义[J]. 贵州地质, 32(4): 267-270.

廖铸敏,曾禹人,白培荣,等. 2017. 西藏班公湖—怒江结合带中段恐弄拉地区辉长岩特征及其地质意义[J]. 贵州地质, 33(4): 289-294.

马德胜,熊兴国,蒋开源,等. 2011. 西藏改则地区班公湖—怒江结合带内上三叠统的发现及其地质意义[J]. 地质通报, 30(11): 1701-1705.

潘桂棠,王立全,张万平,等. 2013. 青藏高原及邻区大地构造图及说明书[M]. 北京:地质出版社, 82-92.

四川省地质调查院. 2006. 西藏1:25万物玛幅(I44C004004)区域地质调查[R].

王立全,潘桂棠,丁俊,等. 2013. 青藏高原及邻区地质图及说明书[M]. 北京:地质出版社, 70-75.

曾禹人,黄建国,马德胜,等. 2016. 西藏班公湖—怒江结合带木嘎岗日岩群时代上限的新证据—来自恐弄拉地区早白垩世早期孢粉化石的报道[J]. 地质通报, 35(12): 2027-2032.

曾禹人,白培荣,黄建国,等. 2017. 西藏班公湖—怒江结合带中段恐弄拉地区卡来花岗岩闪长斑岩岩石地球化学特征、锆石 U-Pb 年代学及其构造背景[J]. 贵州地质, 33(4): 289-294.

中国科学院青藏高原综合科学考察队. 1984. 西藏地层. 北京:科学出版社, 1-405.

Firstly Discovery and Its Stratigraphic Determination of *Pseudocylammina liasica* (Hottinger, 1967) in the Western Part of Bangong Lake—Nujiang Suture Zone of Gaize County, Tibet

BAI Pei-rong, XIONG Xing-guo, CHEN Qi-fei, ZHANG Hou-song, MA De-sheng, JIANG Kai-yuan, ZENG Yu-ren, LI Yue-sen, WU Tao, XU Yao, FAN Yu-mei

(Guizhou geological survey, Guiyang 550081, Guizhou, China)

[Abstract] *Pseudocylammina liasica* Hottinger was newly discovered in the Early Jurassic (Lias) in Buzicun, north Wumaof Gaize, western section of Bangong Lake -- Nujiang suture zone, Tibet, according to 1:50000 regional geological survey. According to the characteristics of rock assemblage and sedimentary age, this set of strata is tentatively assigned to the Buzicun Formation of the Lower Jurassic. Firstly discovery of *Pseudocylammina liasica* Hottinger and stratigraphic determination not only enriches the paleontological study of the macroforaminifera in the western section of the Bangonghu—Nujiang suture zone in Tibet, but also provides new information and new understanding for the regional stratigraphic correlation and the establishment of the framework. Meanwhile, this study provides the geological evidence for further study on the evolution of the Bangong Lake - Nujiang ocean basin, which is of great significance.

[Key Words] *Pseudocylammina liasica* Hottinger; Early Jurassic; Bangong Lake—Nujiang Suture Zone; Tibet

贵州省中三叠世盘县生物群乌蒙龙属(*Wumengosaurus*)的新种

秦燕娇¹, 贺箫¹, 罗永明¹, 胡歆睿², 蒋良兵², 邓小杰², 史振华², 冉维宇²

(1. 贵州省地质博物馆, 贵州 贵阳 550081; 2. 贵州省地质调查院, 贵州 贵阳 550081)

[摘要] 本文记述了一类新发现于贵州省盘州地区的中三叠世 Anisian 期乌蒙龙属新种。通过对一具鳍龙类标本进行描述, 并与现已知盘县生物群鳍龙类对比后发现, 这一新标本的骨骼形态整体特征与乌蒙龙属 *Wumengosaurus* 特征基本相似, 具有狭长的吻部, 显著多于其他鳍龙类的牙齿数量。但标本在细部特征上与乌蒙龙属模式种的纤颌乌蒙龙 *Wumengosaurus delicatmandibularis* Jiang et al., 2008 有着显著的差异: 其间腕骨 *intermedium* 呈扁平的圆形, 牙齿呈细长的尖锥状, 无冠部膨大。且标本与纤颌乌蒙龙 *Wumengosaurus delicatmandibularis* Jiang et al., 2008 在掌骨、跖骨形态等方面也有着不同的特征。现依据该标本特征建立乌蒙龙属新种圆腕乌蒙龙 *Wumengosaurus rotundicarpus*, sp. nov.。

[关键词] 盘县生物群; 乌蒙龙属; 鳍龙超目; 贵州

[中图分类号] Q91; P534.51 [文献标识码] A [文章编号] 1000-5943(2021)04-0373-09

1 引言

盘县生物群赋存于贵州盘州(原盘县)三叠系中统关岭组地层(郝维城等, 2006), 时代属于中三叠世安尼期(Anisian)的 Pelsonian 亚期(约 2.35 亿年)。自 1999 年在贵州省西南部盘州新民乡羊圈村发现盘县生物群至今, 已经报道的海生爬行动物主要包括鳍龙类、鱼龙类、原龙类、初龙类及龙龟类。鳍龙类包括小吻幻龙(*Nothosaurus rostellatus* Shang et al., 2006)、羊圈幻龙(*Nothosaurus yangjuanensis* Jiang et al., 2006)、红果欧龙(*Lariosaurus hongguoensis* Jiang et al., 2006)、意外楯齿龙(*Placodus inexpectatus* Jiang et al., 2008)、纤颌乌蒙龙(*Wumengosaurus delicatmandibularis* Jiang et al., 2008)、奇异滤齿龙(*Atopodentatus unicus* Cheng et al., 2014); 鱼龙类包括盘县混鱼龙(*Mixosaurus panxianensis* Jiang et

al., 2006)、卡塔克新民龙(*Xinminosaurus catactes* Jiang et al., 2008)、新店混鱼龙(*Mixosaurus xindianensis* Cheng et al., 2010)、弗拉斯异齿鱼龙相似种(*Phalarodon* cf. *P. frassi*); 原龙类有东方恐头龙(*Dinocephalosaurus orientalis* Li, 2003); 主龙类有混形黔鳄(*Qiansuchus mixtus* Li et al., 2006); 龙龟类有黔大头龙(*Largocephalosaurus qianensis* Li et al., 2013)。目前尚无海龙类发现。与上述这些海生爬行动物和鱼类共生的还有大量的棘皮动物、节肢动物、双壳类和腹足类等无脊椎动物。

Jiang 等(2008)在最初的研究结论里对乌蒙龙属特征的定义主要包括狭长突出的吻部, 密布细小的牙齿(超过 45~50 颗); 牙齿具有基部膨大的牙冠及突出的牙尖; 额骨成对, 具有向上颞孔接近的后外侧凸起; 顶骨不成对, 愈合为一个顶骨平台; 肩胛骨具明显的远端扩张; 轮廓近似矩形的盘状耻骨。具两颗腕骨(间腕骨 *intermedium* 和尺腕骨 *ulnare*)和跗骨(距骨 *astragalus* 和跟骨 *calcane-*

[收稿日期] 2021-06-21 [修回日期] 2021-10-17

[基金项目] 贵州省科技计划项目(黔科合支撑[2020]4Y003号)资助。

[作者简介] 秦燕娇(1987—), 女, 硕士, 主要从事古生物学研究与地质遗迹保护等工作。E-mail: 379581917@163.com。

[通讯作者] 罗永明(1970—), 男, 本科, 高级工程师, 主要从事古生物学研究与地质遗迹保护等工作。

um)骨化等与其他已知鳍龙类具有显著差异的特征。Wu等(2011)在此基础上,对更多标本进行研究后将纤颌乌蒙龙(*Wumengosaurus delicatoman-dibularis* Jiang et al., 2008)特征进行了进一步修订,补充的细节信息包括其功能齿舌面底部具有替换齿;具有狭长椭圆的外鼻孔;具三至五枚尾肋;掌骨 I 和 II 的长度分别与掌骨 V 和 IV 近似,跖骨 I 和 III 的长度分别与 V 和 IV 近似等。

2 系统分类

爬行纲 Class Reptilia(Linnaeus, 1758)

鳍龙超目 Superorder Sauropterygia (Owen, 1860)

始鳍龙目 Order Eosauropterygia (Rieppel, 1994)

乌蒙龙属 Genus *Wumengosaurus*(Jiang et al., 2008)

圆腕乌蒙龙 *Wumengosaurus rotundicarpus*, sp. nov. (新种)

种名词源:”rotundi”拉丁词意为“圆形的”,”carpus”为拉丁词意为“腕骨”,根据拉丁词意及化石特征,将该化石定名为“圆腕乌蒙龙”。

材料:一具背视保存较为完整的骨骼标本。

正型标本:基本完整的骨架,保存于浅土黄色夹铁质浸染条带的灰岩中。头骨保存较破碎,下颌吻部缺失。贵州省地质博物馆编号:GB0711-6(图1)。

特征:化石为体长近 70 cm 的乌蒙龙类。头骨狭长,顶视近三角形。头骨最宽处在上颞孔后部。眼眶最大,上颞孔较小。松果孔狭长,位于顶骨平台中部靠前。间腕骨呈扁平的圆形。牙齿呈细长的尖锥状,无冠部膨大。尾椎数目多。

产地与层位:贵州省盘州市,关岭组(中三叠世安尼期)。



图1 圆腕乌蒙龙 *Wumengosaurus rotundicarpus*, sp. nov. 正型标本骨骼(GB0711-6)

Fig. 1 Skeleton of the holotype of *Wumengosaurus rotundicarpus*, sp. nov.(GB0711-6)

3 描述

3.1 骨骼名称缩写

an:angular 隅骨;at:atlas 寰椎;ax:axis 枢椎;bo:basioccipital 基枕骨;c:cervical vertebrae 颈椎;ca:calcaneum 跟骨;cau:caudal vertebrae 尾椎;car:caudal rib 尾肋;cl:clavicle 锁骨;co:coracoid 乌喙骨;cr:cervical rib 颈肋;d:dorsal vertebrae 背椎;dc:distal carpal 远端腕骨;de:dentary 齿骨;dr:dorsal rib 背肋;en:external naris 外鼻孔;eo:exoccipital 外枕骨;f:frontal 额骨;fe:femur 股骨;fi:fibula 腓骨;hu:humerus 肱骨;il:ilium 髌骨;int:intermedium 间腕骨;is:ischium 坐骨;j:jugal 颧骨;l:lacrimal 泪骨;m:maxilla 上颌骨;mc:metacarpal 掌

骨;n:nasal 鼻骨;na:neural arch 神经弓;p:parietal 顶骨;pm:premaxilla 前颌骨;pof:postfrontal 后额骨;po:postorbital 后眶骨;prf:prefrontal 前额骨;pu:pubis 耻骨;pv:presacral vertebra 荐前椎;q:quadrate 方骨;ra:radius 桡骨;ral:radiale 桡腕骨;sa:surangular 上隅骨;s:sacral vertebrae 荐椎;sc:scapula 肩胛骨;sr:sacral rib 荐肋;sq:squamosal 鳞状骨;so:supraoccipital 上枕骨;ti:tibia 胫骨;u:ulna 尺骨;ul:ulnare 尺腕骨。

3.2 头骨

头骨保存程度较高,受左背侧挤压,导致眼眶前的鼻骨、上颌骨、前颌骨均有不同程度的破损,两眼眶外侧缘骨骼呈破损状保存,右侧部分缺失明显(图2AB)。枕区骨骼向后平翻保存于顶骨、颈椎及两侧下颌末端之间。额骨成对保存,整体较为扁

平,形成了一个前端小后端大的近似“X”形结构,两侧额骨分别构成两眼眶内侧缘最高处边缘,后端外缘延伸形成上颞孔少部分前内侧缘,外缘中部向头骨中线收缩变窄,最窄处位于眼眶内缘约前1/3处,仅在构成眼眶边缘处存在狭长的隆起。两侧上颌骨因挤压碎裂成若干小骨片,骨骼前部区域在鼻骨外侧变形最为剧烈,外鼻孔前部左侧受到向右挤压的影响,导致左侧鼻骨向右弯曲,部分叠压在右鼻骨之上,鼻骨后缘与额骨前缘在两眼眶前方相接,使其原始外轮廓形态难以准确辨认。前颌骨内缘与鼻骨间的缝合未保存,左右前颌骨未愈合,中线因挤压形成一条明显的沟槽。眼眶内侧边缘大部分由前额骨向后延伸构成,内侧缘由后额骨构成,后缘由眶后骨构成。前额骨沿眼眶向鼻骨方向延伸与额骨前支或鼻骨间的缝合结构因挤压破碎形成部分空缺。右侧中部可见突起的纵脊从眼眶内侧缘前端向后逐渐变尖,其接近眼眶最前部的位置为骨骼最高点。两眼眶外侧缘因挤压破碎缺失,无法辨认泪骨颞骨的确切保存形态及缝合关系,左

侧眼眶外缘处可见保存程度较好的破碎骨片,具此可大致推测出颞骨的原始位置。上颞孔横轴约为纵轴的2/3,整体近似椭圆形。部分后额骨构成了上颞孔前缘。顶骨前端夹在两侧额骨“V”字形后支内侧缘之间,两侧缘构成上颞孔内边缘。眶后骨前端构成眼眶的后缘。后额骨眼眶一侧向背侧突起形成一道脊,其前端与额骨后外侧缘相接,后缘与枕部相接,在上颞孔后缘形成背侧向的隆起。眶后骨后端外侧可见颞骨的末端保存。松果孔位于颅骨平台中部靠后,上颞孔中心连线之前,呈狭长形浅孔。鳞状骨呈不规则近五角形形态,其中最前端且最细长的尖端向前延伸至眼眶后缘,其骨骼高度从尖端向基部逐渐升高,基部为颅骨最高点,鳞状骨向内延伸构成上颞孔后缘,沿上颞孔边缘形成一条隆起,后部延着隆起向枕部凹陷形成一个内陷的平台,平台外侧向头骨后侧方伸出两个短小的突起。方骨位于鳞状骨外缘,仅见背侧出露部分,方骨原始向下颌延伸部分受挤压向两外侧展布,由上向下逐渐变细。

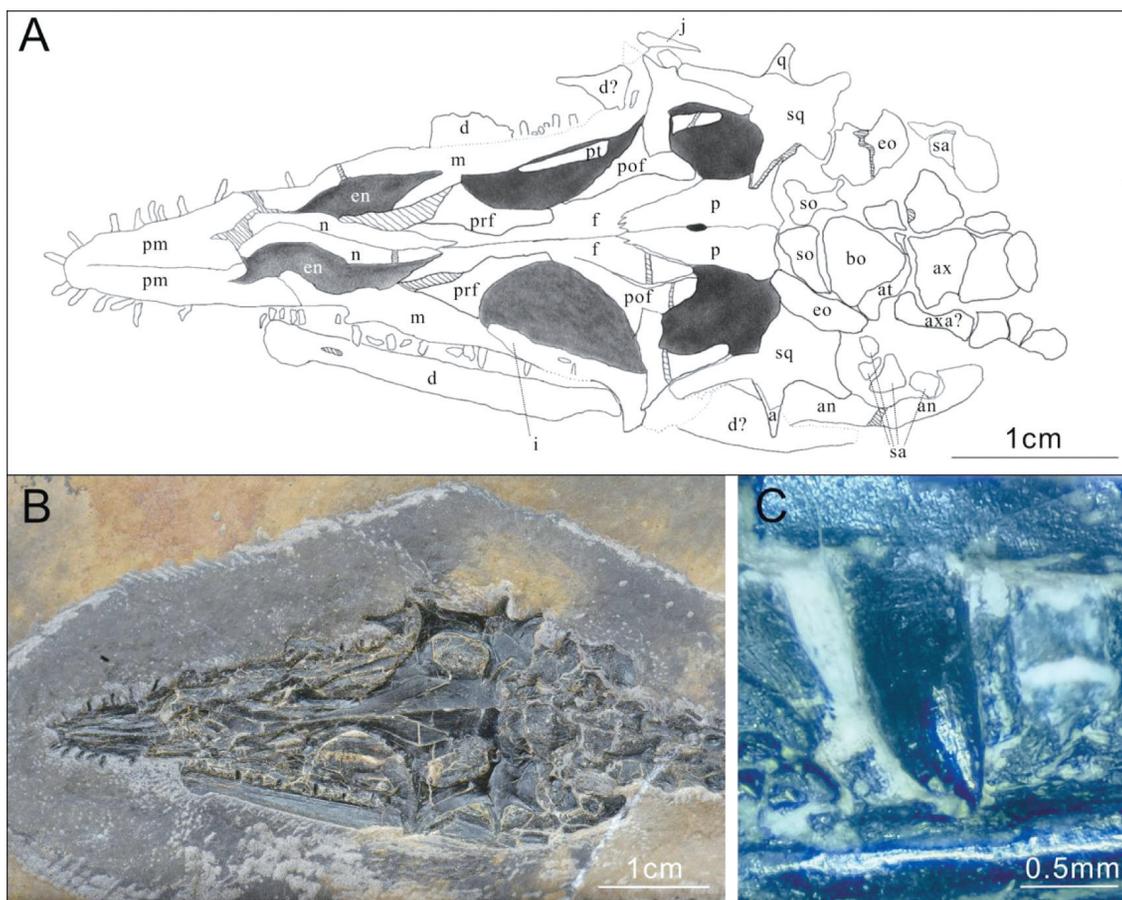


图2 圆腕乌蒙龙 *Wumengosaurus rotundicarpus*, sp. nov. 正型标本头骨及牙齿 (GB0711-6)

A-B—头骨背视;C—左侧上颌牙齿细节

Fig. 2 Skull and tooth of the holotype of *Wumengosaurus rotundicarpus*, sp. nov. A-B, skull in dorsal view. C, tooth detail of left upper jaw

标本枕区骨骼受挤压变形破损,骨骼由原始的后侧位置向上翻起保存于顶骨、颈椎及两侧下颌末端之间。骨骼破损右侧更为剧烈,各骨块间缝合线不清晰,仅初步判断出寰椎前方的基枕骨,基枕骨上方的上枕骨及两侧外枕骨的大体位置。

标本颞部骨块仅在眼眶及上颞孔内出露,可初步判断为翼骨局部。出露部分包含左下颌的齿骨、隅骨、上隅骨及两侧隅骨末端上方的关节骨局部。两侧隅骨的末端保存于颈椎基部两外侧,其上可见疑似上隅骨的部分残片。左侧齿骨仅从眼眶后外侧向前延伸至鼻骨远端外侧处保存,出露为左侧视。齿骨与隅骨间的缝合线不清晰,疑似被颞骨覆盖。右侧齿骨因挤压翻转保存于上颌下方,大部未出露,仅在眼眶右外侧可见翻转后内侧向上保存的局部骨片。前颌骨下方对应位置的两侧齿骨远端部分均未见。

3.3 牙齿

由于化石保存过程中,受到挤压,标本牙齿未

能全部保存。有 55 枚可见的完整保存或部分保存的牙齿(图 2B)。标本前颌下方对应的两侧齿骨前部的牙齿未见。前颌部分牙齿由于受到挤压,呈不规则状展布于前颌骨外缘,可观察到牙齿呈细锥状表面较为光滑;两侧上颌骨部分牙齿保留了完整的形态,牙齿整体呈细锥状,牙齿尖端前缘向后弯曲,后缘较为笔直(图 2C)。牙齿总体长约 1mm,个别牙齿尖端表面可见有少量纵向的机械磨损痕迹。

3.4 脊椎和肋骨

标本脊椎保存完整,共有 117 节脊椎骨。其中,荐前椎有 48 节,长为 263 mm;荐椎 4 节,长为 21 mm;尾椎 65 节,长为 356 mm。其中在锁骨-间锁骨组合之前有 18 节椎体(包含寰椎与枢椎),第 19 节荐前椎重叠于间锁骨正上方,其肋骨长度近乎椎体纵向长度的两倍,且明显区别于前 3-18 荐前椎对应的肋骨长度,因此该标本有 18 节颈椎(图 3C)。

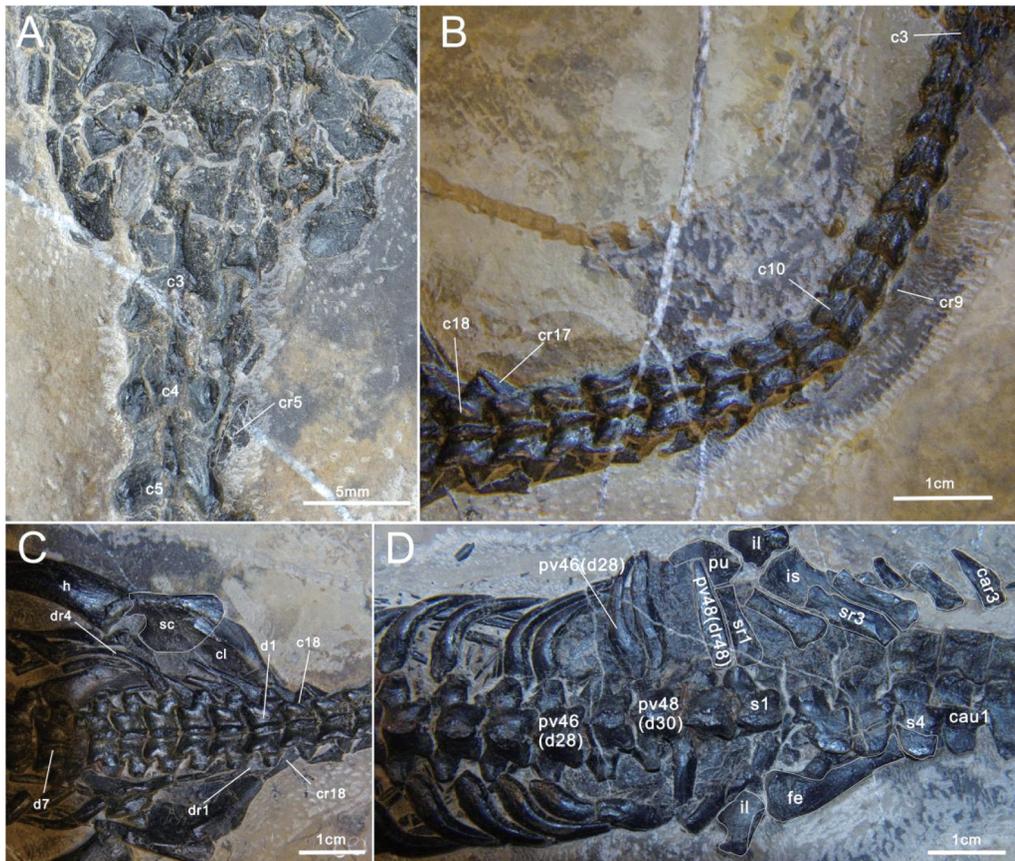


图 3 圆腕乌蒙龙 *Wumengosaurus rotundicarpus*, sp. nov. 正型标本局部区域

A—头后区域(背视);B—颈部区域(背视);C—肩带区域(背视);D—腰带区域(背视)

Fig. 3 Selected regions of the holotype of *Wumengosaurus rotundicarpus*, sp. nov. A, Posterior skull region in dorsal view. B, Cervical region in dorsal view. C, Shoulder region in dorsal view. D, Pelvic region in dorsal view

寰椎椎体因挤压重叠与枕髁之下,仅见右侧椎弓局部破损骨片保存于椎体右侧偏后方。神经棘微突,呈倒梯形,向后收敛。枢椎椎体呈倒梯形,椎弓较为发育,纵向长度略大于椎体,神经棘顶端不发育棘突,表面光滑(图3A)。

颈椎第3-18节,前部向左弯曲保存,背视保存,长约82 mm。从前往后椎体个体逐渐变长,高度略微增加。颈椎对应的颈肋多在右侧出露,左侧仅见两枚(第17、18节),右侧出露有14枚颈肋,从第4节颈椎开始,右侧颈肋骨骼保存较为完整,可见颈肋呈“V”字型。颈肋与颈椎横突相连,连接处位于前关节突下方,肋骨向前的突起较短,向后延伸的肋骨后端从前至后逐渐变长变宽。神经棘呈细条状,向后逐渐增高增宽,背缘微凹(图3B)。

第46-48节荐前椎两侧肋骨向后弯曲程度,明显较前第19-45荐前椎对应肋骨弯曲程度减弱,三者之间的弯曲程度亦从前先向后递减(图3D),但其肋骨末端未发育与髂骨相对应的关节面,因此第19-48节荐前椎为背椎,总数为30。背椎呈背视保存,长约181 mm,第20、21节背椎

之间发育一宽约3~5 mm方解石脉,且标本后部骨骼整体从此处向右偏移约8 mm。背椎上前关节突凹陷向上,后关节突向下、向外保存,从前至后椎骨具逐渐增长趋势,至第20节长度趋于稳定,约11~12 mm。前23节背椎的神经棘呈细条状,向背侧加高不明显,前、后缘向中间弯曲的背缘形成一个弧形,致使神经棘最高点落在背缘的中部。自第24节背椎起,可见明显的神经棘断面,断面沿椎体纵轴两端呈细尖状中间呈圆弧向两侧扩展形成纺锤形轮廓,弧度且从24节向后逐渐变宽,即说明背椎神经棘基部从此节开始变宽,据此推测背椎神经棘从此节开始逐渐加高。背椎横突及椎弓宽度从前至后逐渐加宽。

背肋自第1节背椎至第30节背椎均有保存,肋骨近端直径约2.0~2.8 mm,因肋骨远端均保存于上一节肋骨下方,无法测量,长度未知。第1-27节背椎连接的肋骨保存呈向后弯曲,第28-30节背椎两侧肋骨向后弯曲趋势较小。背肋从第4节背椎处可见有明显的近端“肩部”区域弯曲,且表现出明显的“肿肋”特征。其中与第6-27节背椎相连的肋骨近端膨大从前向后逐渐变强(图4)。



图4 圆腕乌蒙龙 *Wumengosaurus rotundicarpus*, sp. nov. 正型标本躯干部(背视)

Fig. 4 Trunk region of the holotype of *Wumengosaurus rotundicarpus*, sp. nov. in dorsal view

荐椎包括4节,第1节荐椎为背视保存,之后3节荐椎为近右侧视保存。椎骨大小均一,前关节突凹陷向上,后关节突向下、向外保存。它们与背椎最不同之处主要在于其神经棘显著变高,但没有向前后纵向扩展,致使神经棘之间的间隙更宽。荐椎对应的荐肋仅在右侧出露,且汇聚于髂骨的后端。前两节荐肋的前缘稍显平直,后缘具明显地凹陷,且近端扩展较远端更明显。后两枚荐肋的前、后缘仅有轻微凹陷,近端比远端轻微扩张(图3D)。

尾椎为右侧视保存,整体保存完整度极高,骨骼间连接紧密,共有65节。前7节尾椎因受错位

保存的左后肢影响,有少量的骨节分散,但各节尾椎排列仍较清晰。其中第3、4节椎骨部分脱位,被下方保存的左肢胫腓骨向上顶起,可从椎体背侧间隙观察到腓骨远端局部出露。尾椎仅有前3节出露有右侧尾肋,其中第1枚尾肋后段与主体断开向前翻折,保存于尾肋主体前方,第2枚尾肋整体脱落保存与尾椎腹侧外,第3枚尾肋仅有尖端局部出露(图3D)。尾椎神经棘高度及宽度从前至后逐渐减小,宽度减小程度较高度减小程度更为明显。此外,自第17节尾椎起神经棘均向后倒伏至后方神经棘,导致部分椎弓前部结构可见。

人字骨特征仅见于个别尾椎椎体腹侧,多以分叉向后尖端向前形式游离保存,且大小从前向后逐渐减小。人字骨在第9节尾椎处首见,最后一节保存于第39节尾椎处。

3.5 肩带

因标本背部保存,中轴骨覆盖了下方面锁骨,无法辨认(图3C)。两侧锁骨侧翼与肩胛骨相接位置重叠覆盖于肩胛骨腹叶外缘的背侧,锁骨后缘向外凸出形成一个扩展的背向弧形面,与较厚的前侧面间形成一条嵴,嵴线在锁骨最外末端明显,至锁骨背侧面中部消失,肩胛骨在化石化过程中略向两外侧摊开,指向背侧的长茎状背叶在末端有少量缺损,扇形的腹侧部分保存完整。乌喙骨可见外侧局部出露与背椎(第5-7节)外侧,无法辨认其整体形状。

3.6 前肢

标本两前肢均保存较完整,肱骨向后外弯曲,

前缘向外凸起,后缘内凹,肱骨远端扩展明显,肱骨中部轻微收缩。三角肌脊轻微发育,上髁沟明显,存在内上髁孔(图5A)。桡骨轻微扩展的近端有点向后弯曲,导致它的近端形成一定弧度。桡骨远端为扩展,它的前后缘相对直且平行。尺骨体积更大,比桡骨略短,近端比远端扩展更显著。尺骨的两端扩展较桡骨更明显,轴前缘比轴后缘的凹度更明显,它与桡骨近端头的角度一起形成桡尺骨间隙。标本的两前肢均存在两个腕骨骨化,尺腕骨具有圆形轮廓并且位于尺骨的远端。间腕骨为一个近圆形的骨化结构,比尺腕骨大。与纤颌乌蒙龙 *Wumengosaurus delicatmandibularis* 的矩形狭窄细长的中间腕骨有明显的区别。在五个掌骨中,第一个最短,第三个最长。掌骨通常为一笔直的结构,其前边缘和后边缘内凹,近端和远端相对扩展。指骨保存不完整,右前肢的第三指的第4节位移至第四指的第一节上重叠。左前肢第三指的第4节位移至第四指的第3、4节上重叠,第五指仅见1节。

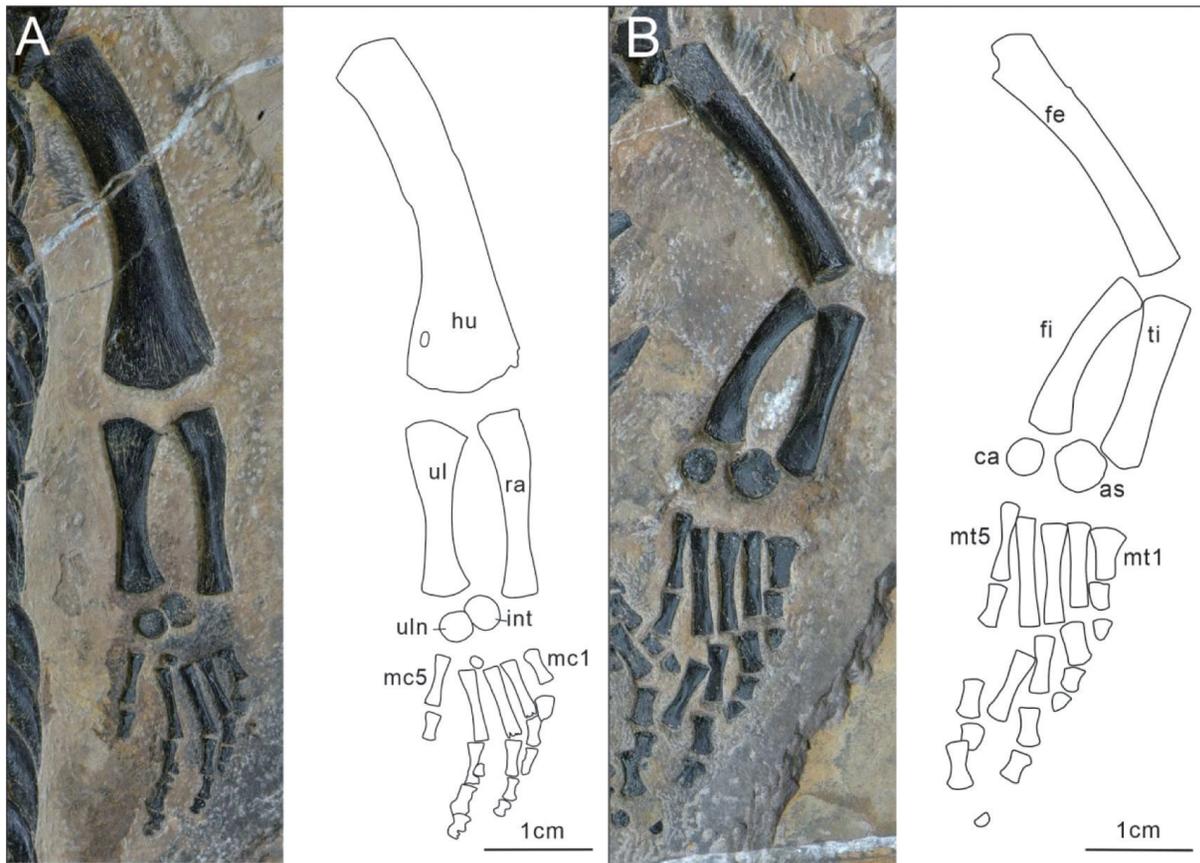


图5 圆腕乌蒙龙 *Wumengosaurus rotundicarpus*, sp. nov. 正型标本前后肢。

A—右前肢(背视); B—右后肢(背视)

Fig. 5 Limbs of the holotype of *Wumengosaurus rotundicarpus*, sp. nov. A, Right fore limb in dorsal view. B, Right hind limb in dorsal view

3.7 腰带

耻骨左侧仅在肋间局部出露,右侧可见外边缘(图3D)。外边缘后部向背侧弯曲形成关节面。左侧髂骨向外侧倒伏,出露内侧面。可见髂骨呈斜锥状的腹侧部分侧面,右侧髂骨腹侧部分与背侧部分经由一个收缩的颈部相连,背侧部分向后有明显的扩张。坐骨仅见右外侧局部出露,详细结构不可辨。

3.8 腹膜肋

因标本背视保存,仅在体躯中部及后部有腹膜肋两侧细刺状部分出露于肋骨之间,详细结构不可辨。

3.9 后肢

标本仅右后肢股骨笔直保存于体侧,骨骼笔直,两端扩展。股骨比肱骨略长(图5B)。标本的股骨保存为背视,无法确定内转子的分化程度。股骨与胫骨和腓骨的关节结合融合于股骨远端。股骨近端的前1/4处骨表面高度低于后部骨体表面高度约1.5 mm,在股骨内侧面可观察到距股骨近端约1 cm处有一处向下的错位,骨腹面底缘距后部骨体腹面底缘约向下1.5 mm。推测股骨后约3/4部分可能有向近端上方错动的可能。上下错动的骨体接触面,从内侧观察无法辨认出清晰的分界。腓骨略弯,远端比近端扩展明显,比较为粗壮的胫骨稍长。胫骨基本为笔直结构,近端比远端扩展更显著。腓骨弯曲的形态源于其弯曲的轴前缘,轴后缘凸出。腓骨轴前缘弯曲形成了腓骨与胫骨间的骨间隙。

两个跗骨骨化,均呈圆形。距骨位于中间位置。它的近端边缘显示出非常轻微的凹痕,标志着穿孔动脉的通过。跟骨位于腓骨远端,比距骨明显小,在五个跗骨中,第四个是最长的,第一个是最短的。跗骨为笔直的结构,前边缘和后边缘凹入,并且近端和远端扩展。第一跗骨与其他跗骨的不同之处在于,其近端头比其远端明显扩大。第五跗骨的中部相对收缩。

跗骨中第四趾仅见1节,其余与左后肢位移保存于尾椎下方及右后肢左侧的部分趾节相重叠,无法区分;第五趾仅见第1节,其余与左后肢部分趾节叠压无法区分。

4 对比与讨论

GB0711-6与乌蒙龙属的模式种纤颌乌蒙龙 *Wumengosaurus delicatmandibularis* Jiang et al., 2008 拥有部分相同的特征(Jiang et al., 2008; Wu et al., 2011),据此可将GB0711-6归到乌蒙龙属 *Wumengosaurus*(Jiang et al., 2008),但其骨骼仍有一些特征与纤颌乌蒙龙 *Wumengosaurus delicatmandibularis* Jiang et al., 2008(Jiang et al., 2008)有着显著差异。这些特征包括:(1)纤颌乌蒙龙 *Wumengosaurus delicatmandibularis* Jiang et al., 2008 根据 Jiang 等(2008)的模式标本(正型 GMPKU-P-1210、副型 GMPKU-P-1209)描述,标本的颈椎和背椎数分别为18-19和31-30节,荐椎为3节,尾椎超过45节。Wu等(2011)对纤颌乌蒙龙特征的修订中显示,标本的颈椎和背椎数分别为21和28节,荐椎为3节,尾椎数未描述。GB0711-6的颈椎和背椎数分别为18节和30节,荐椎数为4节,因GB0711-6的尾椎到末端都已完整骨化并保存,故可清楚的计数尾椎为65节。Jiang等(2008),Wu等(2011)描述的标本均无背视保存标本,脊柱及相应肋骨的保存完整度均不如GB0711-6高,从而在清晰分辨颈、背分界,背、荐分界及荐、尾分界的方面,GB0711-6可提供更为清晰的信息。(2)Jiang等(2008)在对纤颌乌蒙龙模式标本的描述中提到,标本具有两枚完整骨化的腕骨,Wu等(2011)经过对另三具标本(NMNS-KIKO-F071129-Z、IVPP V15314、ZMNH M8758)的描述中提到,除了模式标本中可见的两枚腕骨,还可在其他两枚腕骨远端和第四掌骨近端之间观察到第三枚腕骨,即第四远端腕骨。虽然两者的描述对腕骨数量有差异,但对纤颌乌蒙龙 *Wumengosaurus delicatmandibularis* Jiang et al., 2008(Jiang et al., 2008)的间腕骨形态特征描写保持一致:间腕骨为一块狭长的似矩形骨块。从标本照片可看出,该细长骨块中间收缩两端扩展,且一端的扩展程度明显比另一端更大,形态特征显著。而GB0711-6的间腕骨形态清晰显示为扁平的近圆形结构,且直径比尺侧腕骨略大。这一差异在标本的两侧前肢都有体现,故排除人为修理或保存造成的差异情况。(3)牙齿方面,Jiang等(2008)在定义乌蒙龙属 *Wumengosaurus* 时,专门

对其特殊的牙齿形态进行了描述,其基部膨大的牙冠在末端急剧变尖,其特征显著,且牙齿的数量较其他鳍龙类明显增多。GB0711-6的牙齿,仅在数量方面与该特征接近,而牙齿形态方面则与上述特征不相似,牙冠部分并无明显的膨大,牙齿尖端部分的纵向纹并不普遍存在。(4) Wu等(2011)在对纤颌乌蒙龙 *Wumengosaurus delicatmandibularis* Jiang et al., 2008 背肋的形态描述中提到,其中 IVPP V15314 的背肋有轻微的“肿肋”特征,且后部肋骨较前部更为显著。而 ZMNH M8758 则完全没有观测到“肿肋”特征。GB0711-6 可清晰观察到肋骨近端的“肿肋”现象,同样的,前部肋骨没有后部特征显著。其“肿肋”程度与其他肿肋龙亚目的种属 (*Keichousaurus*, *Neusticosaurus*, *Serpianosaurus*, *Anarosaurus*) (Young C. C., 1958; Sepkoski Jr. Joseph John, 2002; Rieppel Olivier, 1989) 的程度相仿。(5) Wu等(2011)对纤颌乌蒙龙 *Wumengosaurus delicatmandibularis* Jiang et al., 2008 的修订鉴定特征中提到,其第一第二掌骨的长度分别与第五第四掌骨近似,第一第三跖骨的长度分别与第五第四近。但 GB0711-6 中,这两组骨骼的长度均有较为明显的差异,且第一掌骨、跖骨长度明显短于第五掌骨、跖骨。总体来说 GB0711-6 的掌骨中,第一最短,第三最长的特征与 Jiang 等(2008)描述相同,第三第四掌骨长度接近;跖骨中,第一最短,第四最长,第三第四跖骨长度接近。(6) 纤颌乌蒙龙 *Wumengosaurus delicatmandibularis* Jiang et al., 2008 的指/趾式在模式标本中均未给出, Wu 等(2011)在补充特征中描述了两具标本的指/趾式。依据 IVPP V15314 计数得出的指式为 2-3-4-3-2, 趾式为 3-4-4-4-?, 而依据 ZMNH M8758 计数得出的趾式为 2-3-5-5-?。GB0711-6 的指式根据两前肢综合计数得出为 2-3-4-4-2, 与 Wu 等(2011)的计数接近,仅在第四指有细微差距,经观察其文献中给出的前肢照片推测,其指骨的保存完整程度不高,第四指第三节指骨本身的保存疑似有缺失,致使其形态近似指骨末端指节,而末端指节实际缺失。趾式方面,因 GB0711-6 仅有右后肢保存较好,仅能观察计数一侧的趾式,且第四第五趾的趾节因与移位的左后肢趾骨相重叠,不能准确计数,最终的计数结果为 2-3-4-?-?。该结果与 Wu 等(2011)的计数结果相仿,与两具不

同标本的不同趾计数均有少量差异,但差异均不显著。

综上所述,圆腕乌蒙龙具有乌蒙龙属的大部分区别于其他鳍龙类的形态特征,但在牙齿细节形态,间腕骨数量,掌骨、跖骨形态等方面与模式种纤颌乌蒙龙 *Wumengosaurus delicatmandibularis* Jiang et al., 2008 有着显著差异。故将其划分为另一新种。但在乌蒙龙属最终是否能以其形态特征被归到肿肋龙亚目,还有待进一步对更多标本在更多特征信息方面进行详细比对。

致谢: 本文材料系统研究过程中,贵州大学王约教授、杨宇宁副教授给予了支持和帮助,以及贵州省地质博物馆张银峰与李周强协助对本文照片进行拍摄,在此一并表示诚挚感谢!

[参考文献]

- 郝维城,孙元林,江大勇,孙作玉. 2006. 盘县动物群研究进展 [J]. 北京大学学报(自然科学版), 42(6): 817-823.
- Carolus Linnæus. 1758. Systema naturae per regna tria naturae, secundum classes, ordines, genera, species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis. [M] Laurentii Salvii, Holmiae. Vol. Tomus I, Editio decima, reformata I - II: 1-824.
- Chen Xiaohong, Cheng Long. 2010. A new species of *Mixosaurus* (Reptilia: Ichthyosauria) from the Middle Triassic of Pu'an, Guizhou, China [J]. Acta Palaeontologica Sinica (2): 251-260.
- Cheng Long, Chen Xiaohong, Shang Qinghua, et al. 2014. A new marine reptile from the Triassic of China, with a highly specialized feeding adaptation [J]. Die Naturwissenschaften, 101(3): 251.
- Jiang Dayong, Maisch Michael W, Hao Weicheng, et al. 2006. *Nothosaurus yangjuanensis* n. sp. (Reptilia, Sauropterygia, Nothosauridae) from the middle Anisian (Middle Triassic) of Guizhou, southwestern China [J]. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Monatshefte, 2006(5): 257-276.
- Jiang Dayong, Maisch Michael W, Sun Zuoyu, et al. 2006. A new species of *Lariosaurus* (Reptilia, Sauropterygia) from the Middle Anisian (Middle Triassic) of southwestern China [J]. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen, 242(1): 19-42.
- Jiang Dayong, Motani Ryosuke, Hao Weicheng, et al. 2008. New primitive ichthyosaurian (Reptilia, Diapsida) from the Middle Triassic of Panxian, Guizhou, southwestern China and its position in the Triassic biotic recovery [J]. Progress in Natural Science 18: 1315-1319.
- Jiang Dayong, Motani Ryosuke, Hao Weicheng, et al. 2008. First Record of Placodontoidea (Reptilia, Sauropterygia, Placodontia) from the Eastern Tethys [J]. Journal of Vertebrate Paleontology, 28(3): 904-908.

- Jiang Dayong, Rieppel Olivier, Motani Ryosuke, et al. 2008. A New Middle Triassic Eosauroptrygian (Reptilia, Sauroptrygia) from Southwestern China [J]. Journal of Vertebrate Paleontology, 28 (4): 1055-1062.
- Jiang Dayong, Schmitz Lars, Hao Weicheng, et al. 2006. A new mixosaurid ichthyosaur from the Middle Triassic of China [J]. Journal of Vertebrate Paleontology 26 (1): 60-69.
- Jiang Dayong, Schmitz Lars, Motani Ryosuke, et al. 2007. The mixosaurid ichthyosaur Phalarodon cf. *P. fraasi* from the Middle Triassic of Guizhou Province, China [J]. Journal of Paleontology, 81 (3), 602-605.
- Li Chun. 2003. First record of protosaurid reptile (Order Protosauria) from the Middle Triassic of China [J]. Acta Geologica Sinica 77: 419-423.
- Li Chun, Jiang Dayong, Cheng Long, et al. 2013. A new species of Largocephalosaurus (Diapsida: Saurosphargidae), with implications for the morphological diversity and phylogeny of the group [J]. Geological Magazine, 151 (01): 100-120.
- Li Chun, Wu Xiaochun, Cheng Yennien, et al. 2006. An unusual archosaurian from the marine Triassic of China [J]. Naturwissenschaften 93 (4): 200-206.
- Owen Richard. 1860. Palaeontology; or, a systematic summary of extinct animals and their geologic remains [M]. Adam and Charles Black, Edinburgh: 1-435.
- Rieppel Olivier. 1989. A New Pachypleurosauroidea (Reptilia; Sauroptrygia) from the Middle Triassic of Monte San Giorgio, Switzerland [J]. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B, Biological Sciences 323 (1212): 1-73.
- Rieppel Olivier. 1994. Osteology of Simosaurus gaillardoti, and the phylogenetic interrelationships of stem-group Sauroptrygia [J]. Fieldiana (Geology) n. s. 28: 1-85.
- Shang QingHua. 2006. A new species of Nothosaurus from the early Middle Triassic of Guizhou, China [J]. Vertebrata Palasiatica 44 (3): 237-249.
- Shang QingHua. 2007. New information on the dentition and tooth replacement of Nothosaurus (Reptilia; Sauroptrygia) [J]. Palaeo-world, 16 (1): 254-263.
- Sepkoski Jr. Joseph John. 2002. A compendium of fossil marine animal genera [M]. Bulletins of American Paleontology 363: 1-560.
- Wu Xiaochun, Cheng Yennien, Li Chun, et al. 2008. New information on *Wumengosaurus delicatmandibularis* Jiang et al. 2008 (Diapsida; Sauroptrygia), with a revision of the osteology and phylogeny of the taxon [J]. Journal of Vertebrate Paleontology, 31 (1): 70-83.
- Young C. C. 1958. On the new Pachypleurosauroidea from Keichow, south-west China [J]. Vertebrata Palasiatica 2 (2-3): 72-81.

A New Species of *Wumengosaurus* from Panxian Fauna in Middle Triassic of Guizhou Province

QIN Yan-jiao¹, HE Xiao¹, LUO Yong ming¹, HU Xin-rui², DENG Xiao-jie²,
JIANG Liang-bin², SHI Zhen-hua², RAN Wei-yu²

(1. Guizhou geological museum, Guiyang 550018, Guizhou, China;
2. Guizhou Geological Survey, Guiyang 550081, Guizhou, China)

[**Abstract**] A new species of *Wumengosaurus* is described from the Anisian (middle Triassic) of Panxian in Guizhou Province. After compare one new specimen with the known sauroptrygian from Panxian Biota, it has been found that the new specimen has the familiar characters with the *Wumengosaurus*, it has a slender snout, and significantly more teeth than other Sauroptrygian. But there is obvious differences between the new specimen and *Wumengosaurus delicatmandibularis* Jiang et al., 2008; the new specimen has a flat and round-like intermedium, its teeth are conical and slender, but with out a basally expanded crown. It also has different characteristics in the morphology of metatarsals and metatarsals. Based on the characteristics of this specimen, a new species *Wumengosaurus rotundicarpus*, sp. nov is established.

[**Key Words**] Panxian Fauna; *Wumengosaurus*; Sauroptrygia; Guizhou

贵州雷公坪山地沼泽泥炭年代学和沉积速率研究

张辉^{1,2,3}, 李松^{1,3}, 司云云¹, 刘蕊^{1,3}, 罗璇^{1,3}, 何严华¹

(1. 贵州师范学院, 贵州 贵阳 550018; 2. 贵州大学, 贵州 贵阳 550025;
3. 贵州省流域地理国情监测重点实验室, 贵州 贵阳 550018)

[摘要]通过对贵州东南部雷公坪泥炭进行年代学和有机碳同位素测定,雷公坪泥炭剖面底部150 cm处年龄为13 360±40 a B. P.,在中部70 cm处年龄为4 570±30 a B. P.,顶部10 cm处年龄为420±30 a B. P.,建立了雷公坪泥炭沉积的年代学序列,计算出泥炭层堆积速率由上至下分别为23.81 cm·ka⁻¹、14.46 cm·ka⁻¹、9.10 cm·ka⁻¹。获得泥炭层泥炭有机碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 分别为-27.5‰、-28.8‰、-28.5‰,结合其他区域气候记录推断,说明研究区泥炭发育于相对温暖湿润的气候环境。

[关键词]雷公坪;泥炭;AMS¹⁴C;沉积速率;贵州

[中图分类号]P512.2;P512.32 [文献标识码]A [文章编号]1000-5943(2021)04-0382-05

1 绪论

泥炭沼泽是湿地生态系统中的比较特殊的种类,与其它湿地生态类型最终要的区别是有大量的有机物质积累,沉积形成具有一定厚度的黑色泥炭层。人们对泥炭沼泽的关注和研究有着较为悠久的历史,早在两千年前的古罗马时代就有关于开采泥炭用于燃料的记录(陈槐等,2021)。上世纪70年代,由于全球能源危机的产生,人们对泥炭的开发利用研究重点在于泥炭资源化的利用,但随着近代科学的发展,尤其是人们对可持续发展理念的不断深入理解,越来越认识到泥炭沼泽湿地对于地球生态环境的重要意义,于是人们对泥炭沼泽开发利用转为保护和建设(陶发祥,1996;王华等,2003)。随着全球气候变化加剧,带来了人们对未来气候变化的担忧,而探求未来气候变化的趋势必须要更好的对过去地球气候变

化有着清晰的认识,因此,当今气候变化研究的一个热点是通过多种研究手段力求探明地球过去千万年的气候变化情况。而在众多的古气候环境演变研究载体中,泥炭无疑是一种良好的古气候地质信息载体。

以泥炭为载体进行古气候环境研究具有较为悠久的历史,早在1876年人们就通过对泥炭地层的发育情况和泥炭层中的生物遗存状况来推断过去的气候状况。相比于其他的古气候环境演变研究载体而言,泥炭具有经济易得、沉积连续性好、时间尺度较长和古气候环境代用指标较为广泛等优势,是一种优良的古气候环境演变研究载体。尤其是山地泥炭沼泽中的泥炭由于海拔较高,受人为影响较小,其形成和发育完全是受到当地气候环境变化影响,能够更为准确的记录下当地气候环境变化信息,因此备受第四纪研究学者的重视。(张愈等,2015)通过对浙江千亩田山地泥炭沼泽的研究表明该区泥炭沉积始于4 ka左右,

[收稿日期]2021-07-06 [修回日期]2021-09-19

[基金项目]国家自然科学基金(41861035)、贵州省科技厅科技支撑项目(黔科合支撑[2018]2776)、贵州省教育厅青年科技人才成长项目(黔教合KY[2016]224)共同资助。

[作者简介]张辉(1986—),男,博士研究生,古生物学与地层学专业,主要从事环境演变和古生物研究。Email:724291335@qq.com。

期间经历多个气候变化周期;李远平等(2017)通过大九湖泥炭植硅体研究,对大九湖泥炭沼泽地13 ka以来的古水位变化进行了还原,反演出该区域的全新世以来的气候变化过程。全明英(2019年)通过对贵州东部梵净山地区山地泥炭研究表明该地泥炭形成于11 ka,以孢粉为环境代用指标进行研究发现,该区域气候11 ka以来经过了五个冷暖干湿周期变化。

贵州地处我国西南地区,独特的地理位置使其处于冬季风和夏季西南季风、东南季风的共同影响,是气候变化的敏感地区。因此,在贵州地区寻找山地泥炭沼泽地、通过对其进行年代学和沉积学的研究,能够对在该区域进行以山地泥炭为载体的古气研究有着重要的意义。近期对贵州山地泥炭沼泽调查过程中,在贵州东南地区雷公山国家自然保护区雷公坪发现近面积约20公顷的山地泥炭沼泽。经实地探勘表明,该地泥炭沉积厚度大、沉积连续,受人为扰动小,是难得的泥炭古气候环境演变研究载体。本研究旨在探明雷公坪泥炭沉积年代学问题,通过沉积速率初步探究其形成过程并尝试推断该区古气候演变情况。

2 研究区域概况及采样

雷公坪位于贵州省东南部雷山县东北部,处在贵州著名旅游景点西江千户苗寨和方祥乡的中间位置,是雷公山国家国家级自然保护区的重要组成部分,处于保护区核心区域(周琦等,2018)。雷公坪是一个山地环绕的高山盆地,处于雷公山苗岭主峰北部,海拔约在1800 m左右,有文献记载:“雷公坪,高山盆地,险峰环列,悬崖峭壁”(欧阳克俭,1997)。该区处于长江水系和珠江水系的分水岭,气候属于中亚热带山地湿润气候,年均温在9.2℃左右,湿度常年保持在85%~91%,年降水量在1300 mm左右(王文杰等,2017)。植被为常绿落叶阔叶林混交林为主,土壤为黄棕壤(马义波等,2020),雷公坪泥炭地主要为泥炭沼泽土,其上多生长草本植物和泥炭藓,其内部北侧发育自西向东小溪一条。

经过对雷公坪泥炭沼泽地实地踏勘,选取六个点位采用土壤钻进行初步岩性取样,以查看剖面泥炭发育状态和深度。最后选取泥炭深度最大和发育最好的中东部进行人工开挖剖面,采样点坐标

为:26.4664°N,108.2441°E,海拔高度1802 m,剖面深度为1.7 m。从上至下,表层0~25 cm为棕色泥炭,里面有植物根系;25~90 cm为黑色泥炭,还有少量植物根系;90~140 cm为致密黑色泥炭;140~150 cm为黑褐色淤泥层,其间夹杂砂砾;150~170 cm为黄褐色基岩风化层。以2.5 cm为采样间距从上至下共采集样品75个,采样剖面深度范围为0~150 cm,样品采集后放入自封袋密封,送回实验室冷冻保存。在剖面10 cm、70 cm和150 cm处采集样品进行年代学测试。

3 实验方法及结果

^{14}C 测年方法是美国物理学家Libby于1949年创造出来的(Libby WF et al,1949)。其原理是有机体内的碳元素会随着物体死亡而停止与外界进行物质交换,于是体内所含的 ^{14}C 就会随着时间的变化按照指数规律进行衰减,通过测试有机体中的现存 ^{14}C 含量,经过计算便可以推算出有机体停止碳元素交换的那一时刻,即为该有机体死亡的时刻。 ^{14}C 测年技术的出现,改变了根据观察和经验判断有机物形成年代的方法,在考古学中,尤其是在没有文字记载的古物年龄断代上,得到广泛应用。随着科技的发展, ^{14}C 测年手段也不断进行优化,历经了固体法、气体计数法、液体计数法,尤其是在上世界八十年代出现的加速器质谱(AMS) ^{14}C 测年方法,更是达到了前所未有的定年精度和广度(Bard E,1988)。相较于传统的 ^{14}C 测年方法,AMS ^{14}C 测年所需样品少,测试样品材料可以为木炭、贝壳、泥炭、淤泥、植物炭纤维素等等,极大的拓展了 ^{14}C 测年的应用范围。

由于科学研究发现,在地球地质不同历史时期,由于受到太阳活动、宇宙环境、地球气候变化及海平面升降等因素的影响,大气中含有的 ^{14}C 的浓度也会发生相应的改变,因此会导致在 ^{14}C 测年过程中出现年龄计算结果偏差。如果要消除这种偏差,就必须得到不同时期大气中 ^{14}C 的浓度,在计算年龄的过程中加以校正。由于树木、珊瑚等动植物在生长过程中具有年轮生长特性,因此就可以根据测量此类现生动植物体内在不同生长时期年轮上的 ^{14}C 浓度,经过数学统计方法计算后可以得到相应的 ^{14}C 年代校正曲线。目前国际上 ^{14}C 测年采用的最新北半球 ^{14}C 年代校正曲线为IN-

TCAL13(Reimer PJ et al,2013)。

雷公坪泥炭年代学测试由美国 BETA 实验室完成,年代校正曲线采用的是 INTCAL13,测试结果见表 1。

表 1 雷公坪泥炭年代学测试结果

编号	深度/cm	年龄/a B. P.	$\delta^{13}C/‰$
LGP-10	10	420±30	-28.5
LGP-70	70	4570±30	-28.8
LGP-150	150	13360±40	-27.5

4 讨论

4.1 年代学

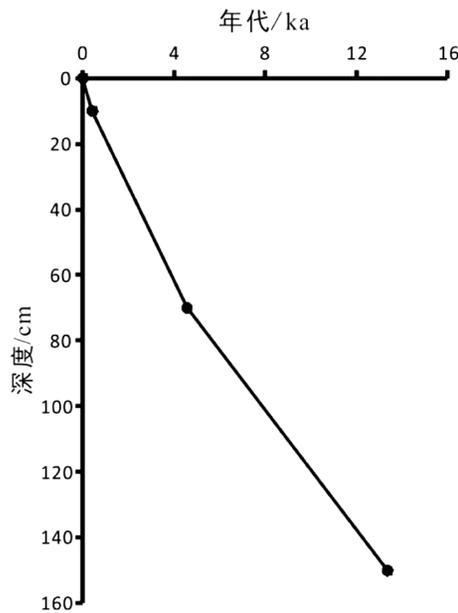


图 1 雷公坪泥炭年代-深度模式图

Fig. 1 Age-depth model of Leigongping peat

根据表 1 和图 1 可以看出,雷公坪泥炭测年结果显示泥炭年龄没有出现倒置,说明此处剖面泥炭沉积较好,未受到外部因素扰动,基本上呈现出自然沉积状态,在年龄上呈现出下老上新的正常沉积序列。底部样品 LGP-150 的年龄为 13 360±40 a B. P.,其时代为晚更新世晚期,因此可以基本上可以确定,雷公坪泥炭主要是全新世这一时间段的产物。现有研究表明我国泥炭发育主要分为四个发育期:新近纪、早更新世、晚更新世和全新世(文雪峰等,2012)。其中,全新世泥炭发育最为广泛,通常认为这一时期气候更加适宜泥炭发育,是我国浅表性泥炭的主要成炭期(陈槐

等,2021)。在我国泥炭研究较为深入的四川若尔盖地区(Hong YT et al,2005;刘利娟等,2018)、湖北大九湖(李远平等,2017)、福建仙山(雷国良等,2014)等地区的浅表泥炭,虽然开始沉积时间和年代跨度上有所差别,但基本上全新世时期发育的泥炭都占到主导地位。贵州地区泥炭研究较为全面的是草海地区,虽然其泥炭发育由多个层次,但沉积厚度最大、发育程度最好的仍是全新世时期泥炭。近些年通过贵州龙里地区、梵净山地区山地泥炭研究表明,贵州山地泥炭在全新世早期开始发育,其发育过程涵盖整个全新世(林树基等,1984;乔玉楼,1994;全明英,2019)。其中在贵州中部龙里地区,山地泥炭开始发育于 8 820 a B. P. 左右,贵州东部梵净山九龙池沉积剖面上有机质开始明显积累始于 10 472 a B. P. 左右,而根据雷公坪泥炭剖面年代深度-模式换算结果表明,在剖面深度 140 cm 处泥炭开始丰富积累时的年代应为 12 261 a B. P.,其时代明显要早于九龙池。通过对比可以发现,雷公坪和九龙池均为高山盆地沼泽沉积,但由于雷公坪海拔高度相较于九龙池 2 200 m 的海拔高度低近 400 m,且雷公坪纬度相较于九龙池低近 1.5°左右,因此可以初略估算雷公坪同时期平均温度相较于九龙池高 3℃左右,因此泥炭发育时间雷公坪早于九龙池是不同海拔和纬度在同种气候条件下影响的必然结果。

4.2 沉积速率

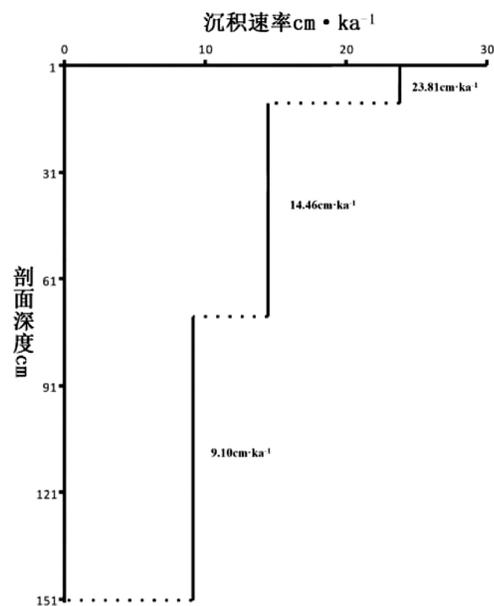


图 2 雷公坪泥炭沉积速率图

Fig. 2 Sedimentary rate of Leigongping peat

本文雷公坪泥炭沉积速率计算公式为

$$r=h/t$$

式中: r 为沉积速率, cm/ka ; h 泥炭沉积厚度, cm ; t 为沉积时间, ka 。

通过计算表明(图2),雷公坪泥炭在上部沉积速率最大,为 $23.81 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$;中部沉积速率为 $14.46 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$;下部沉积速率最小,为 $9.10 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$;其平均沉积速率为 $11.23 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$ 。相较于贵州草海泥炭和梵净山九龙池沉积速率均在 $30 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$ 以上来说,雷公坪泥炭沉积速率相对较慢,但与贵州中部龙里草原泥炭($12.47 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$)和湖北大九湖泥炭($14.16 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$)沉积速率较为相似。虽然在不同地区泥炭沉积速率不一致,但总体上仍处在一个数量级上,说明不同区域泥炭沉积都是一个较为缓慢稳定的过程。通过图1可以看出,雷公坪泥炭沉积年代与剖面深度呈现出较好的线性关系,说明雷公坪泥炭沉积过程较为稳定,未出现较大沉积过程突变。雷公坪泥炭沉积速率由下往上逐渐增大,一方面可能是由于泥炭沉积物质效率呈现出随年代变化越来越快的趋势,另一种原因可能是随着泥炭剖面深度的增加,泥炭受到的压实作用越来越强导致的。通过对整个泥炭剖面的观察可以发现,下部泥炭呈现出密度大,由下向上剖面泥炭密度越来越逐渐变小,也可以说明这个情况。整个泥炭剖面从 140 cm 向上,沉积均为泥炭,未出现砂、砾层,结合年代学数据可以说明雷公坪泥炭是晚更新世晚期一直延续整个全新世的连续沉积的泥炭。

4.3 古气候

相关研究表明,湖泊、沼泽中沉积物中的有机碳同位素是一个很好的气候环境代用指标,可以很好的反映沉积物中有机质的来源、沉积区域的植被变化等情况(陶发祥等,1996;张辉等,2012;雷国良等,2014)。根据表1可知,雷公坪泥炭在底部、中部和上部的三个泥炭有机碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 分别为 -27.5‰ 、 -28.8‰ 、 -28.5‰ ,说明在该泥炭区域植被以 C_3 植被为主,与现阶段雷公坪植被多为苔藓较为类似,说明整个泥炭沉积过程中气候较为暖湿。三个阶段同位素值对比可以发现,在雷公坪泥炭沉积的早期,气候环境应该比后来更加暖湿,而后气候变化逐渐趋于稳定。这也与草海泥炭和梵净山九龙池所反映的贵州地区

全新世气候总体趋势较为一致。

5 结论

通过研究表明,贵州东南部雷公坪泥炭沉积开始于 13 ka 左右,沉积速率为 $11.23 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$,整个泥炭沉积过程虽然较为缓慢,但沉积连续且沉积过程贯穿整个全新世,是研究该区域全新世古气候环境演变的良好载体。通过泥炭剖面底部、中部和上部三个测年点位的有机碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 测试结果表明,该区域泥炭沉积是暖湿气候环境条件下的产物。

由于剖面年代学控制点位少,整个泥炭形成过程的年代学研究还有待深入。泥炭是古气候环境记录的良好载体,含有大量的古气候环境演变信息,通过多种气候环境代用指标对雷公坪泥炭剖面进行细致研究,可以较为准确且详细的恢复该区域古气候环境变化特征,这也是下一步相关研究工作的重点。

致谢:感谢雷山县方祥乡村民李建洲为本研究做野外向导和开挖剖面工作。

[参考文献]

- 陈槐,吴宁,王艳芬,等. 2021. 泥炭沼泽湿地研究的若干基本问题与研究简史[J]. 中国科学:地球科学,51(1):15-26.
- 雷国良,朱芸,姜修洋,等. 2014. 福建仙山泥炭距今1400a以来的 α -纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 记录及其气候意义[J]. 地理科学,34(8):1018-1024.
- 李远平,马春梅,朱诚,等. 2017. 大九湖泥炭地距今16000a以来Hg沉积记录及影响因子[J]. 中国环境科学,37(3):1103-1110.
- 林树基,周启永. 1984. 贵州省泥炭资源远景初探[J]. 贵州地质,1(1):97-104.
- 刘利娟,刘欣蔚,鞠佩君,等. 2018. 15000年以来若尔盖高原泥炭地发育及其碳动态[J]. 生态学报,38(18):6493-6501.
- 马义波,李龙波,张美雪,等. 2020. 贵州成土母岩类型及其与耕地土壤关系探讨[J]. 贵州地质,37(4):425-429.
- 欧阳克俭. 1997. 风景这边独好——雷公山揽胜[J]. 国土绿化,(1):36-37.
- 乔玉楼. 1994. 贵州浅表泥炭地层 ^{14}C 年代测定[J]. 贵州地质,11(1):38-43.
- 全明英. 2019. 基于梵净山孢粉记录的古生态演变研究[D]. 贵阳:贵州师范大学:1-44.
- 陶发祥,洪业汤,姜洪波. 1996. 贵州草海地区最近8ka的气候变化[J]. 科学通报,41(16):1489-1492.

王华,洪业汤,朱咏焯,等. 2003. 红原泥炭腐殖化度记录的全新世气候变化[J]. 地质地球化学,31(2):51-56.

王文杰,杨光忠. 2017. 雷山大塘九十九水库罕见水文地理位置及其旅游资源价值[J]. 贵州地质,34(3):218-222.

文雪峰,魏晓,杨瑞东,等. 2012. 贵州龙里高山草原泥炭沉积年代、速率及其有机碳同位素记录[J]. 现代地质,26(4):712-715.

张辉,李志忠,姜修洋,等. 2012. 福建北部天湖山全新世泥炭古气候记录的初步研究[J]. 宁夏大学学报(自然科学版),33(1):120-124.

张愈,马春梅,赵宁,等. 2015. 浙江天目山千亩田泥炭晚全新世以来 Rb/Sr 记录的干湿变化[J]. 地层学杂志,39(1):97-107.

周琦,张世俊,杨兵,等. 2018. 贵州省旅游资源大普查实施背景、技术要求与主要成果及意义[J]. 贵州地质,35(2):145-152.

Bard E. 1988. Correction of Accelerator Mass Spectrometry ¹⁴C Ages Measured in Planktonic Foraminifera;Paleoceanographic Implications[J]. Paleoceanography,3(6):635-645.

Hong YT,Hong B,Lin QH,et al. 2005. Inverse Phase Oscillations Between the East Asian and Indian Ocean Summer Monsoons During the Last 12000 Years and Paleo-el Nio[J]. Earth & Planetary Science Letters,231(3):337-346.

Libby WF,Anderson EC,Arnold JR. 1949. Age Determination By Radiocarbon Content; World - wide Assay of Natural Radiocarbon [J]. Science,109(2827):227-228.

Reimer PJ,Baillie M,Bard E,et al. 2013. Intcal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0 - 50,000 Years Cal Bp [J]. Radiocarbon,55(4):1869-1887.

Study on Chronology and Sedimentary Rate of Peat in the Leigongping Mountain Marsh of Guizhou

ZHANG Hui^{1,2,3}, LI Song^{1,3}, SI Yun-yun¹, LIU Rui^{1,3}, LUO Xuan^{1,3}, HE Yan-hua¹

(1. Guizhou Education University, Guiyang 550018, Guizhou, China; 2. Guizhou University, Guiyang 550025, Guizhou, China; 3. Guizhou Provincial Key Laboratory of Geography State Monitoring of Watershed, Guiyang 550018, Guizhou, China)

[**Abstract**] By isotope test radio carbon isotope and stable carbon on samples from the Leigongping peatland in Guizhou, it is figured out that ages of the samples in 150cm、70cm and 10cm of the peat are 13360±40a B. P.、4570±30a B.P. and 420±30a B.P.. Respectively the rates of peat layer accumulation are 0.027cm/a、0.008cm/a and 0.023cm/a。 The δ¹³C of the peat from bottom to top are -27.5‰、-28.8‰ and -28.5‰。 Compared with the peat climatic data of other areas, it inferred that the peat in this area grew in relatively warm moist climatic environment.

[**Key Words**] Leigongping; Peat; AMS¹⁴C; Accumulation rate; Guizhou

贵州望谟县包树地区萤石矿地质特征及其成矿远景

徐安全,李朝晋,卢定彪,黄欣欣

(贵州省地质调查院,贵州 贵阳 550081)

[摘要]望谟县包树地区成矿地质条件优越,已有资料显示,存在寻找萤石等重要矿产的潜力。为了推进区内萤石矿的找矿工作,为下一步找矿提供找矿靶区,本文通过大比例尺地质填图、剖面测量、槽探、物探、钻探等手段,在区内发现了两套构造蚀变体(SBT),圈定了13个萤石矿体。初步查明了这些矿体的分布范围、赋存状态、规模、数量及其变化规律,估算了潜在资源。结合对区内萤石矿成矿地质条件和成矿规律的分析,圈定了望谟打岩萤石矿找矿远景区、望谟新屯萤石矿找矿远景区及望谟石屯萤石矿找矿远景区三处成矿远景区。应用固体矿产预测方法,建立预测模型对这些远景区的萤石矿资源进行预测,得出:望谟打岩萤石矿找矿远景区存在潜在萤石矿资源,具有较大的资源潜力;望谟新屯萤石矿找矿远景区存在潜在萤石矿资源,具有较大的资源潜力;望谟石屯萤石矿找矿远景区,成矿概率为 ≤ 0.1 ,具有成矿的基本条件,资源潜力较小。

[关键词]萤石矿;地质特征;成矿远景;包树-打岩地区;望谟县;贵州

[中图分类号]P619.21+5 **[文献标识码]**A **[文章编号]**1000-5943(2021)04-0387-010

1 引言

萤石又称氟石,成分 CaF_2 ,加热时或在紫外线照射下显荧光(地球科学大辞典编委会,2006)。20世纪70年代以前萤石主要以原矿的形式作为助熔剂用于钢铁和铝的冶炼,价格低廉,经济意义不大;20世纪70年代以后则主要应用于与航天、制冷、医药、防腐、灭火、电子、机械和原子能等领域有关的氟化学工业,特别是近几年来广泛应用于芯片刻蚀、新能源车锂电池电解液、新材料等精细化工领域(王自国,2020),可以说氟资源已成为现代化学工业的血液(马建明等,2014)。目前已发现的矿产中,与氟有关的矿种只有萤石一种,萤石是氟化工行业中氟元素的最主要来源(马建明等,2014)。2016年我国发布的《全国矿产资源规划(2016—2020年)》中,萤石已被列为战略性矿产;2010年欧

委会发布的《对欧盟生死攸关的原料》中,萤石被列入“紧缺”名单,2018年5月,萤石也位列入美国35种“关键矿产”名单中(王自国,2020)。显现出重要的战略意义和巨大的经济价值。

望谟县包树地区位于贵州西南部,地处重要的水城-紫云-南丹北西向成矿带内,成矿地质条件优越,已发现有金、铅、锌、铁、锑、萤石、大理石、玉石等10多种矿产赋存。存在寻找萤石等重要矿产的潜力(陈毓川等,2010;陈毓川,1999;贵州省地矿局,1988;冯学士等,2004;甘朝勋,1996)。但由于先前萤石矿的经济价值没有显现出来,区内除复兴-新屯等地进行过萤石普查以及金矿详查时对萤石进行过综合评价和少量的科研工作外(牛云飞,2009;代德荣等,2018;向洪,2017;蒋良兵,2017),未进行过专门而系统的萤石矿资源调查评价工作,无系统资料积累。贵州省国土资源厅于2014年布置了贵州省望谟地区包树背斜萤

[收稿日期]2021-06-01 **[修回日期]**2021-10-05

[基金项目]贵州省国土资源勘测规划研究院项目(黔国土规划院发[2014]4号)资助。

[作者简介]徐安全(1966—),男,高级工程师,从事地质矿产调查工作。E-mail:197168586@qq.com。

石矿找矿战略选区项目, 本文以该项工作所获资料为依据, 对区内萤石矿的地质特征进行总结, 对区内萤石矿的成矿远景进行初步预测, 期能为进一步的萤石矿找矿工作提供参考。

2 区域地质背景及成控矿地质条件

2.1 区域地质背景

研究区位于扬子陆块与右江造山带的接合部

位。主要出露二叠系茅口组、吴家坪组、三叠系罗楼组等碳酸盐岩和三叠系新苑组、边阳组、乐康组、许满组等浊流沉积碎屑岩, 零星出露印支期偏碱性超基性岩; 重力、磁测等地球物理资料显示, 区内可能隐伏基性岩体及酸性岩体(贵州省地矿局, 1987); 区内构造变形强烈, 褶皱和断层以北北西、北西向为主, 次为北东向和叠加改造形成的“S”型, 其中的包树背斜、打岩背斜、新屯背斜等褶皱形态较好, 卷入地层叠置有序(图1)。

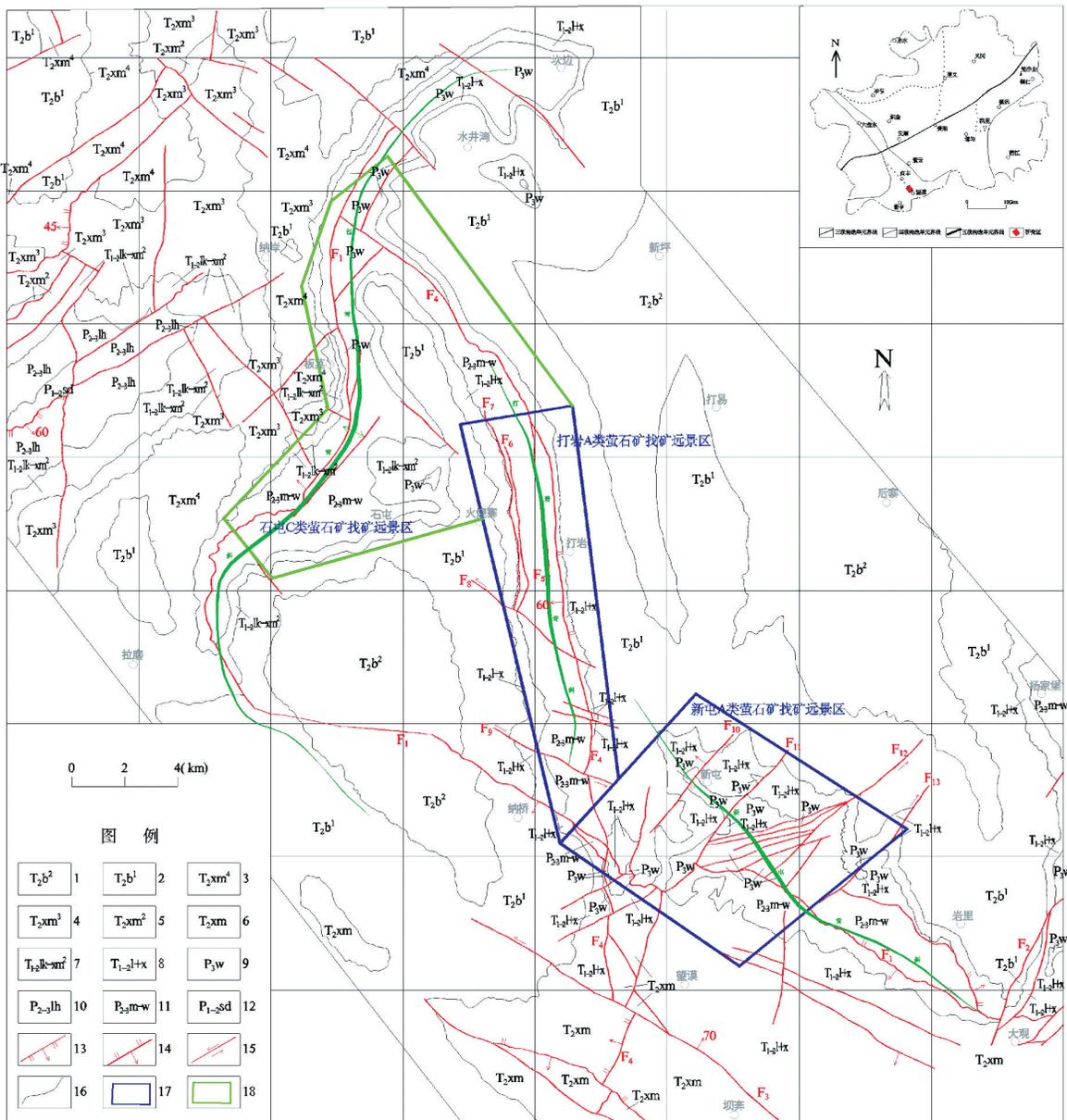


图1 研究区地质略图及萤石矿找矿远景区分布图(据1:25安龙幅地质图修编)

Fig. 1 Geological sketch of the study area and distribution of fluorite exploration prospective area

1—边阳组第二段; 2—边阳组第一段; 3—许满组第四段; 4—许满组第三段; 5—许满组第二段; 6—许满组; 7—乐康组—许满组第二段; 8—罗楼组—新苑组; 9—吴家坪组; 10—领薨组; 11—茅口组—吴家坪组; 12—四大寨组; 13—正断层; 14—逆断层; 15—平移断层; 16—地质界线; 17—A类萤石矿找矿远景区; 18—C类萤石矿找矿远景区

2.2 成控矿地质条件

研究区所处的国家级“南盘江-右江”重点成矿区,据2013年不完全统计,共发现有865个金、铝土、铅锌、铋-萤石、汞(铊)、锰矿、钨锡、重晶石、煤等床(点),具有优越的成矿地质条件(任淑珍,2013)。据研究(刘建中等,2008;刘建中等,2009;刘建中等,2010;刘建中等,2014;刘建中等,2016;刘建中等,2017;刘建中等,2020),区内金、铋、萤石、重晶石等矿产为同一个热液成矿体系,武陵运动以来的多期次构造运动和峨眉地幔柱活动形成了特殊富矿地壳,燕山期太平洋板块向西俯冲导致扬子陆块与华夏陆块间古拼贴带复活,深部热活动加剧,地壳重熔、岩石圈减薄,花岗岩浆上侵,与花岗岩浆有关的富矿热液,沿深大断裂上涌,一部分在背斜近核部位沿D/E、C/D、T/P₁₊₃、P₃/P₂等区域构造滑脱面(不整合面)、P₁/C、T₂/T₁、P₃内部等岩石能干性差异大的界面(滑脱构造面)侧向运移,因温度-压力-酸碱度-氧逸度改变及流体不混溶交代围岩形成顺层发育的构造蚀变体(SBT),在背斜近核部位富集形成赋存于构造蚀变体中的层控型矿体;另一部分沿与背斜同期形成的逆断层上升并交代两盘岩石形成断裂型矿体。这些区域性的多层次层控型矿体和断裂型矿体,构成了我国南方独具特色的多层次构造滑脱成矿系统。研究区内同样发育构造蚀变体(SBT),主要见于三叠系底部和上二叠统吴家坪组内部。三叠系底部构造蚀变体(SBT)发育于二叠三叠假整合界面(T/P)附近,原岩为下三叠统罗楼组底部灰岩夹粘土岩和粉砂岩,厚度0~60 m,沿走向和倾向均有较大变化。岩石层间裂隙、孔隙发育,局部发生强烈褶曲;吴家坪组内部的构造蚀变体(SBT),主要发育于新屯背斜核部、打岩背斜、石屯背斜等背斜的近核部位吴家坪组灰岩近顶部,为一套程度不一且不连续的硅化蚀变。此外,新屯背斜近核部位的纵张断层也普遍矿化蚀变。区内萤石矿体亦有层控型和断裂型两种类型,层控型主要见于打岩背斜西翼近轴部位,受构造蚀变体(SBT)控制,断裂型主要见于新屯背斜核部相对隆起部位,受纵张断层控制。显然研究区内萤石矿床亦属区域多层次构造滑脱成矿系统,具有与区域已知铋、金等矿床相同的成矿地质条件。

3 矿体特征

3.1 矿石特征

区内萤石矿的矿石矿物为萤石和冰洲石,脉石矿物为石英、方解石。萤石,呈紫色、绿色、蓝色-浅蓝色,少量乳白色及无色,常见中-粗粒变晶,不规则柱粒状变晶,具两组解理,结晶粒度以<18.00~3.00 mm粗粒状变晶常见,<3.00~0.10 mm中-细粒状变晶次见,颗粒小于3 mm者多呈致密块状产于脉石中,局部呈多颗粒星点状产于围岩中;冰洲石,无色,透明-半透明,菱形结晶,呈脉状分布于吴家坪组一段灰岩裂隙中;方解石,乳白色半透明,菱形结晶,解理发育;石英,乳白色半透明,多为变晶结构,结晶差,呈致密块状,常和方解石混杂伴生,成团块状或细脉状。矿石主要具半自形-他形粒状变晶结构、粗粒状变晶结构、显微粒状变晶结构、交代溶蚀及交代残余结构,团块状构造、浸点状构造、条带状构造、层状构造等。

3.2 矿体特征

区内发现打岩背斜西翼和新屯背斜两条萤石矿化带。打岩背斜西翼矿化带见3条含矿带,初步圈定6个萤石矿体,新屯背斜矿化带可见7条含矿带,初步圈定7个萤石矿体(图2,图3,图4)。

打岩背斜西翼萤石矿体主要发育于打岩背斜西翼近轴部位的构造蚀变体(SBT)或其旁侧的走向断层中,断续延伸近8 km,产状与构造蚀变体(SBT)或断层产状一致;新屯背斜萤石矿体主要发育于新屯背斜核部、呈近似穹窿隆起部位的纵张断层破碎带中,产状与断层产状一致,断续分部于长约4 km、宽约2 km的区域。各矿体特征描述如下:

D I 1 矿体:分布于安乐以北,交外以南,倾向240°~260°、倾角52°,受发育于吴家坪组中的构造蚀变体(SBT)控制,矿体产状与SBT产状一致,长2 670 m,平均厚1.4 m,CaF₂平均品位63.22%。

D I 2 矿体:分布于安乐以南,马坎以北,倾向260°~280°、倾角52°,受构造蚀变体(SBT)旁侧的F7断裂控制,产状与断层产状近于一致,长950 m,平均厚0.9 m,CaF₂平均品位39.01%。

D I 3 矿体:分布于弄乱以北,受构造蚀变体(SBT)控制,产状与SBT产状一致,倾向310°、倾

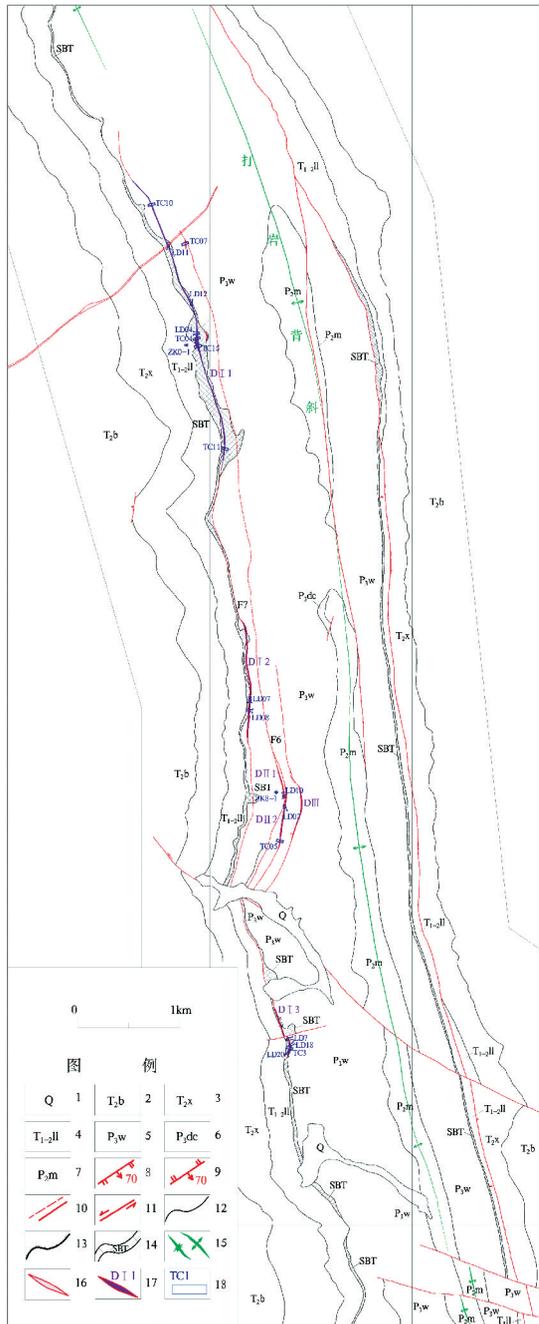


图2 打岩背斜萤石矿分布图(据1:25安龙幅地质图修编)

Fig. 2 Distributiob of fluorite in Dayan anticline

1—第四系;2—边阳组第一段;3—新苑组;4—罗楼组;5—吴家坪组;6—大厂层;7—茅口组;8—正断层及产状;9—逆断层及产状;10—实测及推测性质不明断层;11—剪切断层;12—整合地质界线;13—不整合地质界线;14—硅化蚀变带;15—向斜、背斜;16—方解石化破碎带;17—萤石矿体及其编号;18—探矿工程及其编号

角67°,长400 m左右,平均厚2 m, CaF₂ 平均品位40.1%。

D II 1 矿体:位于奶奶寨以南,马坎以北,受F6断裂控制,长420 m,矿体平均厚0.9 m,矿体倾向

260°、平均倾角48°, CaF₂ 平均品位52.62%。

D II 2 矿体:位于巴毛冲以南,马坎以北,受F6断裂控制,长500 m,平均厚6.55 m,矿体倾向275°、平均倾角48°, CaF₂ 平均品位58.19%。

D III 矿体:分布于马坎以北,奶奶寨以南,受小规模走向断层控制,沿断层裂隙充填,总体产状西倾,倾角45°~65°,长300 m,厚5.7 m, CaF₂ 平均品位45.71%。

X I 1 矿体:分布于弄林以南,湾角沟以北,北东向展布,含矿岩石为硅化蚀变灰岩,受发育于三叠系底部的构造蚀变体(SBT)控制,倾向350°、倾角25°、长475 m、平均厚1.0 m、CaF₂ 品位97.03%。

X II 1 矿体:分布于湾角沟以北,弄林以南,受F14断裂控制,倾向160°左右,平均倾角70°、局部直立。长1200 m,厚1~4.73 m,平均厚度3.39 m, CaF₂ 平均品位53.27%。

X II 2 矿体:分布于上鸳鸯寨,受F14断裂控制,倾向320°,倾角70°左右,长475 m,平均厚1.0 m, CaF₂ 品位34.32%。

X III 1 矿体:分布于弄林以南,湾角沟以北,受F15断裂控制,长910 m,厚1.1~3.15 m,平均1.35 m, CaF₂ 平均品位51.48%。

X III 2 矿体:分布于上鸳鸯寨以南,受F15断裂控制,产状近于直立,长1050 m,平均厚1.3 m, CaF₂ 平均品位73.03%。

X V 1 矿体:分布于湾角沟以南,牛角寨以北,受F17断裂控制,倾向170°,倾角80°,长1150 m,厚0.3~1.1 m,平均厚1.67 m, CaF₂ 平均品位60.94%。

X VI 1 矿体:分布于牛角寨北,湾角沟以南,受F18断裂控制,长320 m,平均厚2.6 m, CaF₂ 平均品位49.87%。

4 成矿远景

本研究根据找矿远景区圈定原则(赵鹏大等,1999;叶天竺,2004),在大比例尺地质填图的基础上,依据构造蚀变体(SBT)的平面展布范围,结合蚀变带厚度、矿体厚度及其沿倾向埋深3个条件进行圈定。共圈出望谟打岩萤石矿找矿远景区(D)、望谟新屯萤石矿找矿远景区(X)及望谟石屯萤石矿找矿远景区(S)(图1)。

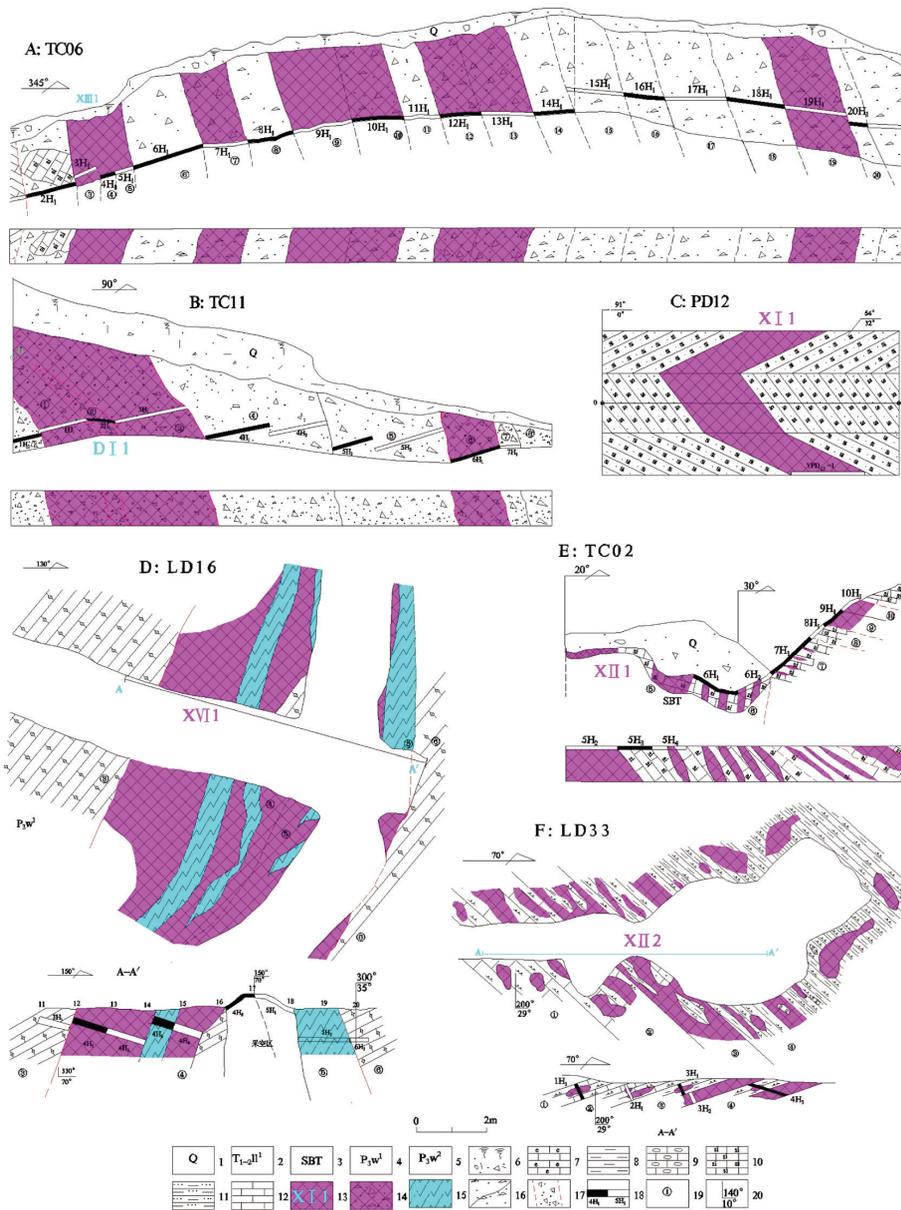


图4 包树地区萤石矿部分探矿工程素描图

Fig. 4 Some engineering sketch of fluorite in Baoshu area

1—第四系;2—罗楼组第一段;3—蚀变体;4—吴家坪组一段;5—吴家坪组二段;6—腐殖土;7—生物屑灰岩;8—粘土岩;9—砾屑灰岩;10—硅化灰岩;11—粉砂质粘土岩;12—灰岩;13—萤石矿体及其编号;14—含矿破碎带;15—方解石脉;16—分层线;17—破碎带;18—取样位置及编号;19—分层号;20—产状

4.2 预测模型

本次工作对打岩背斜西翼矿化带、新屯背斜矿化带均实施地表探矿工程和深部钻探控制,工作程度相对较高,因此,选择该二条矿化带中的两个矿点建立资源量估算模型,从而预测其它远景区的潜在资源。

(1)参照《重晶石、毒重石、萤石、硼矿地质勘查规范》(DZ/T 0211-2002)中萤石矿的一般工业指标,矿石类型主要为方解石-萤石型矿石与石英

-萤石型矿石,地质研究程度相对较低得出:边界品位: $\omega(\text{CaF}_2) \geq 20\%$;最低可采厚度0.7 m,夹石剔除厚度0.7 m。

(2)厚度:单件样品矿体真厚度、水平厚度和铅直厚度依据样品长度、样槽倾角或钻孔揭穿矿体倾角、矿体倾角、样槽倾向或钻孔方位与矿体倾向的夹角等通过几何换算求得。单工程的真厚度为各样品真厚度之和,块段、矿体真厚度为块段、矿体内的各单工程真厚度的平均值。

单矿体厚度:为矿体各样品真厚度之和或垂

直岩层顶底板用小钢卷尺直接量取。

工程平均厚度:将工程内达到萤石矿品级要求的单矿体平均真厚度相加求得。

矿体平均厚度:在所圈定的块段内,将各工程矿体厚度用算术平均法求得。

(3) 品位

A、工程矿体矿石品位;由工程中 $\text{CaF}_2 \geq 20\%$ 的连续样品品位与样品真厚度加权平均求得。

B、块段矿体矿石品位:由块段内参与计算的各工程矿体矿石品位与工程矿体厚度加权平均求得。介于最低工业品位与边界品位之间的个别工程,参与计算后,不影响块段矿体矿石品位达到最低工业品位的一并参与计算。

C、矿体矿石品位:由矿体内各块段矿体矿石品位与块段矿体矿石资源量加权平均求得。

(4) 矿体倾角:在野外多次分段量取矿脉倾角,用算术平均法求其倾角。

(5) 块段矿体面积计算:用计算机 MAPGIS 软件在资源量计算平面图上量取图面块段矿体水平投影面积,结合块段矿体平均倾角、经过几何换算获得该块段的真面积。

(6) 块段矿体体积=块段矿体真面积×块段矿体平均厚度。

(7) 矿石体重的确定:区内萤石矿体普遍为共生方解石矿体。

其块段矿石体重 = CaF_2 品位 × 萤石平均体重 + CaCO_3 品位 × 方解石平均体重。本次估算的矿石体重取值: $2.8 \text{ t/m}^3 \sim 3.16 \text{ t/m}^3$ 。

(8) 块段矿石资源量:为块段矿体体积与块段

矿石平均体重之乘积。

(9) 含矿系数的确定:根据区内萤石矿的分布特点,以工作程度最高的打岩背斜西翼矿化带、新屯背斜矿化带中含矿体长度与构造蚀变体 (SBT) 长度之比厘定为各矿床点统一使用的含矿系数。在该二矿化带一共实施的 15 个地表工程,将各工程揭露的矿体累厚除以该工程处的矿化带厚度即得该工程处的含矿率,将 15 个工程处的含矿率进行算术平均作为该地区的平均含矿率,以此作为计算资源量的含矿系数。经计算含矿系数为: $K = 0.45$ 。

4.3 资源储量估算方法及其范围

(1) 区内萤石矿体有断层控制和构造蚀变体 (SBT) 控制两种类型。断层控制矿体呈陡倾斜脉状、透镜状产出,倾角均大于 45° ,构造简单。构造蚀变体 (SBT) 控制矿体呈似层状、透镜状产出,倾角多小于 40° 。所以萤石矿资源量估算分别采用纵投影法 (地质块段法) 和水平投影法进行估算。即按 $Q = S \text{ 斜} \times M \times D \times K$ 估算 (式中: Q — CaF_2 资源量, S 斜—块段斜面积 (m), M —块段矿体平均厚度 (m), D —矿石体重 (t/m^3), K —含矿系数)。

(2) 本次工作在研究区共圈定:打岩背斜西翼成矿带 3 条控矿断层控制的 4 个矿体 (D I 1、D I 2、D II 1、D II 2);新屯背斜成矿带 4 条控矿断层控制的 6 个矿体 (X II 1、X II 2、X III 1、X III 2、X V 1、X VI 1) 和构造蚀变体 (SBT) 控制的 1 个矿体 (X I 1)。全部纳入资源储量估算范围。

表 1 预测要素实测数据统计表

Table 1 Tested data statistics of predicting factors

远景区名称	吴家坪组含矿断层发育程度	见矿工程数/远景区面积	平均矿体层数	平均矿体厚度 (m)	平均矿化带厚度 (m)	平均含矿率 (%)	矿点数	蚀变体 (SBT) 出露面积 (km^2)	远景区面积 (km^2)	蚀变体 (SBT) 面积/远景区面积
望谟打岩萤石矿找矿远景区	4	0.27	2.8	1.28	12.58	42.2	18	0.52	52.44	0.009
望谟新屯萤石矿找矿远景区	7	0.09	5.25	1.12	22.46	46.6	25	0.28	67.58	0.004
望谟石屯萤石矿找矿远景区	0	0	1.2	0.52	5.2	15.6	1	0.18	99.07	0.002
平均值	3.67	0.12	3.08	0.97	13.41	34.8	14.67	0.33	73.03	0.005
2倍平均值	7.34	0.24	6.16	1.94	26.82	69.6	29.34	0.66	146.06	0.01

表2 预测要素赋值表

Table 2 Assignment table of prediction factors of predicting factors

远景区	吴家坪组含矿断层发育程度赋值	见矿工程数/远景区面积赋值	平均矿体层数赋值	平均矿体厚度赋值	平均矿化带厚度赋值	平均含矿率赋值	矿点数赋值	蚀变体(SBT)出露面积赋值	远景区面积赋值	蚀变体(SBT)面积/远景区面积赋值	合计	远景区评序
望谟打岩萤石矿找矿远景区	0.5	1	0	0.5	0	0.5	0.5	0.5	0	0.5	4	A
望谟新屯萤石矿找矿远景区	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	1	0	0	0	4	A
望谟石屯萤石矿找矿远景区	0	0	0	0	0	0	0	0	0.5	0	0.5	C

4.4 控制矿体资源量估算

对纳入估算范围的矿体进行资源量估算见表(表3)。

表3 萤石矿资源量估算结果表

Table 3 Estimating result of fluorite resource

矿体	矿体编号	资源量类别	纵投影面积(m ²)	倾角(°)	斜面积(m ²)	平均厚度(m)	体积(m ³)	体重(t/m ³)	矿石量(千吨)	品位(CaF ₂ %)	含矿系数(K)	潜在CaF ₂ 资源(千吨)
D I	D I 1	潜在资源	41 484	52	52 643	1.40	73 700	2.96	218.15	63.22	0.45	98.17
	D I 2	潜在资源	13 503	52	17 135	0.90	15 421	2.92	45.03	39.01	0.45	20.26
D II	D II 1	潜在资源	6 776	48	9 118	0.90	8 206	2.91	23.88	52.62	0.45	10.75
	D II 2	潜在资源	6 513	48	8 764	6.55	57 404	2.94	168.77	58.19	0.45	75.95
X I	X I 1	潜在资源	2 934	25	237.78	1.00	237.78	3.16	10.23	97.03	0.45	4.6
X II	X II 1	潜在资源	21 153	70	22 510	3.39	76 308	2.91	222.06	53.27	0.45	99.91
	X II 2	潜在资源	7 393	70	7 867	1.00	7 867	2.8	22.03	34.32	0.45	9.91
X III	X III 1	潜在资源	16 324	70	17 371	1.35	23 450	2.9	68.01	51.48	0.45	30.6
	X III 2	潜在资源	18 986	80	19 278	1.30	25 061	3.02	75.68	73.03	0.45	34.06
X V	X V 1	潜在资源	20 534	80	20 850	1.67	34 819	2.95	102.72	60.94	0.45	46.22
X VI	X VI 1	潜在资源	4 526	70	4 816	2.60	12 521	2.89	36.19	49.87	0.45	16.29
总计	总计						总计矿石潜在资源		1 004.46	总计萤石矿潜在资源		446.72

4.5 远景区资源量预测

(1) 预测方法及其依据

望谟县包树地区萤石矿矿体呈透镜状或似层状产于构造蚀变体(SBT)和吴家坪组灰岩中张性控矿断层,矿体厚度及延伸均不稳定,作为定位预测变量的蚀变体对萤石矿的成矿贡献最大,一方面提供了主要的成矿元素,另一方面提供了成矿的温压条件、容矿空间,与成矿规模成正相关关系。从深部钻探控制的矿体延深来看,远景区与模型区的矿体延深相差不大,所以,预测区资源量计算公式分别采用:

A、产于吴家坪组控矿断层中萤石矿预测区资源量(Z1)=预测区吴家坪组灰岩出露面积(S)×模型区吴家坪组灰岩面积含矿率×预测区与模型

区的相似系数

B、产于构造蚀变体(SBT)萤石矿预测区资源量(Z2)=预测区蚀变体(SBT)面积(S)×模型区蚀变体(SBT)面积含矿率×预测区与模型区的相似系数

打岩萤石矿找矿远景区中的D I 1、D II 1、D II 2号矿体和新屯萤石矿找矿远景区的(X III 1、X V 1)矿体有地表工程和深部工程控制。从矿点有条件外推一定范围分别圈出两个找矿靶区作为模型区,用以预测各远景区的资源量。打岩萤石矿找矿远景区4个矿体(D I 1、D I 2、D II 1、D II 2)、新屯萤石矿找矿远景区6个断控矿体(X II 1、X II 2、X III 1、X III 2、X V 1、X VI 1)及1个构造蚀变体(SBT)控制矿体(X I 1)萤石(CaF₂)资源量分别估算得205.13千吨和241.59千吨,由此分别计

算相应靶区的蚀变体(SBT)面积含矿率,取其算术平均值作为模型区蚀变体(SBT)面积含矿率。相似系数则是各预测区的成矿概率(见表1)与模型区成矿概率之比。由于打岩萤石矿找矿远景区的控矿因素比较单一,模型区的成矿概率可以近似等于打岩萤石矿找矿远景区的成矿概率,为0.5(见表2)。模型区岩体面积含矿率计算如下:

打岩萤石矿找矿靶区的含矿断层带面积 = 0.073 6 km²

打岩萤石矿找矿面积含矿率 = 0.163 9 ÷ 0.073 6 = 2.23

新屯萤石矿找矿靶区的含矿断层带面积 = 0.072 7 km²

新屯萤石矿找矿面积含矿率 = 0.195 9 ÷ 0.072 7 = 2.69

模型区萤石矿找矿面积含矿率 = (2.23 + 2.69) ÷ 2 = 2.46

(2) 区域性远景预测

A、打岩萤石矿找矿远景区资源预测

预测区资源量(Z) = 预测区吴家坪灰岩出露面积(S) × 模型区吴家坪灰岩出露面积含矿率 × 预测区与模型区的相似系数 = (52.44 - 0.163 9) × 2.46 × 1 = 1 285.99 千吨。

B、新屯萤石矿找矿远景区资源预测

预测区资源量(Z) = 预测区吴家坪灰岩出露面积(S) × 模型区吴家坪灰岩出露面积含矿率 × 预测区与模型区的相似系数 = (67.58 - 0.195 9) × 2.46 × 1 = 1 657.65 千吨。

C、石屯萤石矿找矿远景区资源预测

由于该远景区与模型区的相似系数为0,因此不能预测其资源量。但因蚀变体的存在,仍有可能成矿,值得探索。

研究区共圈出各类成矿远景区3个,预测各类资源量总计约2 943.64千吨,找矿潜力大。

4.6 找矿远景区潜力分述

4.6.1 打岩萤石矿找矿远景区

位于研究区中部打岩背斜西翼,面积52.44 km²。广泛分布赋矿地层,构造线北西西向展布,导矿、容矿构造发育,背斜次级张性断裂、节理裂隙发育。主要断裂构造产状倾向260°~290°,倾角35°~75°,单条破碎带宽一般1~10 m,整个矿化带长11~1.5 km,宽0~100 m;张性裂隙倾向为

80°左右,倾角倾向45°,常密集成带,带宽一般0~7 m。初步查明3条含矿带。导矿构造为断裂构造,容矿构造为破碎带孔隙、层间裂隙、溶孔溶隙,容矿岩石为硅化蚀变体、吴家坪组灰岩。矿石类型为萤石型、石英-萤石型、方解石-萤石型;矿石结构主要为半自形-他形粒状变晶结构、显微粒状变晶结构,团块状构造、浸点状构造、条带-薄层状构造、层状构造、脉状构造。矿体有构造型和层间裂隙型两种类型,前者产状与构造产状近于一致,以透镜状为主,次为脉状、囊状,萤石矿品位25%~80%;后者产状与岩层产状一致,主要为似层状,透镜状。萤石矿品位30%~90%。对4个矿体(D I 1、D I 2、D II 1、D II 2)分别估算潜在萤石矿资源为205.13千吨;预测远景区潜在萤石矿资源1 285.99千吨(包含区内已估算潜在资源),具有较大的资源潜力。

4.6.2 新屯萤石矿找矿远景区

位于新屯背斜北西翼,面积67.58 km²。广泛分布赋矿地层,背斜轴向北西向,导矿构造北东-南西向,矿化带呈北东东向与导矿断裂斜交,矿化带总体长5.4 km,宽1.2 km,矿化带产状总体倾向160°左右,倾角60°~80°。初步查明7条含矿带,单条含矿带长5.4~1.4 km,宽5~30 m,大致平等排列。导矿构造为北东向断裂、容矿构造为北北东向次级张性断裂破碎带裂隙、孔隙,容矿岩石为硅化蚀变体、吴家坪组灰岩。矿石类型为萤石型、石英-萤石型、方解石-萤石型;矿石结构主要为半自形-他形粒状变晶结构、粗粒粒状变晶结构、半自形-他形粒状结构,团块状构造、条带状构造、层状构造、脉状构造。对7个矿体(X II 1、X II 2、X III 1、X III 2、X V 1、X VI 1、X I 1)进行资源量估算得潜在萤石矿资源241.59千吨;预测远景区潜在萤石矿资源1 657.65千吨(包含区内已估算潜在资源),具有较大的资源潜力。

4.6.3 石屯萤石矿找矿远景区

位于工作区北西部,面积99.07 km²。具有成矿地质条件(具容矿岩石、容矿构造、导矿构造),成矿概率为≤0.1,属C类远景区,具有成矿的基本条件,资源潜力较小。

5 结论

(1)在区内圈定了13个萤石矿体,初步查明

了这些矿体的分布范围、赋存状态、规模、数量及其变化规律,估算了潜在资源。

(2)根据已发现萤石矿体和特征、结合对区内萤石矿成矿地质条件和成矿规律的分析,圈定了望谟打岩萤石矿找矿远景区、望谟新屯萤石矿找矿远景区及望谟石屯萤石矿找矿远景区三处成矿远景区。

(3)应用固体矿产预测方法,根据区内萤石矿赋存特点,优选了吴家坪组灰岩中裂隙发育程度、蚀变体厚度、矿化带厚度、矿体层数、矿体厚度、见矿工程数量、远景区面积、含矿率、矿(化)点数量、岩体面积与远景区面积的比值等作为预测要素变量并对其进行赋值,建立预测模型对远景区的萤石矿资源进行预测。

(4)通过预测得出:望谟打岩萤石矿找矿远景区潜在萤石矿资源为1 285.99千吨,成矿概率为>0.5,具有较大的资源潜力;望谟新屯萤石矿找矿远景区潜在萤石矿资源为1 657.65千吨,成矿概率为>0.5,具有较大的资源潜力;望谟石屯萤石矿找矿远景区,成矿概率为≤0.1,具有成矿的基本条件,资源潜力较小。

[参考文献]

陈毓川,王登红,付小方,等. 2010. 中国西部重要成矿区带矿产资源潜力评估[M]. 北京:地质出版社:11-75,450.

陈毓川主编. 1999. 中国主要成矿区带矿产资源远景评价[M]. 北京:地质出版社:1-536.

地球科学大辞典编委会. 2006. 地球科学大辞典基础科学卷[M]. 北京:地质出版社,416.

代德荣,何小虎,金少荣,等. 2018. 黔西南萤石矿床流体包裹体地球化学特征[J]. 矿物学报,38(6):693-700.

冯学士,王尚彦,等. 2004. 贵州省区域矿床成矿系列与成矿规律[M]. 北京:地质出版社.

甘朝勋. 1996. 贵州的萤石资源及其远景评述[J]. 贵州地质,13(1):76-85.

贵州省地矿局. 1988. 贵州省区域矿产志[M]. 北京:地质出版社.

贵州省地矿局. 1987. 贵州省区域地质志[M]. 北京:地质出版社.

蒋良兵. 2017. 贵州望谟打岩背斜萤石矿床地质特征及成因浅析[J]. 企业技术与开发,36(10):45-46.

刘建中,夏勇,张兴春,等. 2008. 层控卡林型金矿床矿床模型——贵州水银洞超大型金矿[J]. 黄金科学技术,16(3):1-5.

刘建中,夏勇,邓一明,等. 2009. 贵州水银洞 Sbt 研究及区域找矿意义探讨[J]. 黄金科学技术,17(3):1-5.

刘建中,杨成富,夏勇,等. 2010. 贵州西南部台地相区 Sbt 研究及有关问题的思考[J]. 贵州地质,27(3):178-184.

刘建中,夏勇,陶琰,等. 2014. 贵州西南部 SBT 与金锑矿成矿找矿[J]. 贵州地质,31(4):267-272.

刘建中,王泽鹏,李俊海,等. 2016. 贵州西南部 SBT 与金矿成矿动力学及找矿预测地质模型[J]. 地质论评,62(增刊):117-118.

刘建中,李建威,周宗桂,等. 2017. 贵州贞丰-普安金矿整装勘查区找矿与研究新进展[J]. 贵州地质,34(4):244-254.

刘建中,王泽鹏,杨成富,等. 2020. 中国南方卡林型金矿多层次构造滑脱成矿系统[J]. 中国科技成果,14:49-51.

马建明,王威,崔荣国,等. 2014. 伴生氟资源急需新矿种户口[J]. 资源导刊,11:14-15.

牛云飞. 2009. 贵州望谟萤石资源保护与利用述评[J]. 矿产保护与利用,6:20-23.

任淑珍,刘增铁. “南盘江-右江”成矿区升级为国家级重点成矿区[ED]. (2013)[2013]. https://www.cgs.gov.cn/xwl/cgkx/201603/t20160309_282100.html.

王自国,朱培元. 2020. 中央企业萤石矿战略布局思考[J]. 中国矿业,29(6):8-11,20.

向洪,支太云. 2017. 贵州望谟牛角寨萤石矿地质特征及成因初探[J]. 内蒙古煤炭经济,11:159-160.

杨成富,刘建中. 2017. 贵州灰家堡背斜构造蚀变体岩石地球化学特征[J]. 贵州地质,34(1):18-25.

叶天竺主编. 2004. 固体矿产预测评价方法技术[M]. 北京:中国大地出版社:1-196.

赵鹏大,陈永清,刘吉平,等. 1999. 地质异常成矿预测理论与实践[M]. 武汉:中国地质大学出版社:1-138.

Geological Characteristics and Metallogenic Prospects of Fluorite Deposits in Baoshu Area, Wangmo County, Guizhou

XU An-guan, LI Chao-jin, LU Ding-biao, HUANG Xin-xin

(Guizhou Geological Survey, Guiyang 550081, Guizhou, China)

[Abstract] The existing data shows that there is a potential to find important minerals such as fluorite in the Baoshu area, Wangmo County, which has superior mineralization geological conditions. In this article, it aims to promote the prospecting work of fluorite deposits in this area by providing prospecting target areas for future prospecting. Through large-scale geological mapping, profile measurement, trench, geophysical prospecting,

drilling, and the other means, 13 fluorite minerals (or mineralized) were delineated in the area. We initially ascertain the distribution range occurrence state, scale, quantity, change rules of these minerals, and estimate the prospective resources. Combined with the analysis of the mineralization geological conditions and ore formation laws, we deposit fellow three mineralization prospecting quarry areas of fluorite deposit: Wangmo Dayan, Wangmo Xinchun, and Wangmo Shichun. Applying the method of solid mineral resources prediction, a prediction model is established to predict the quantity of fluorite resources in these prospective areas. It is concluded that there are large potential to find fluorite resources in the prospecting area of Wangmo Dayan fluorite mine, Similarly, in Wangmo Xinchun prospecting area, there are also potential fluorite mineral resources and have great resource potential. However, in the Wangmo Shichun prospecting area, the mineralization probability is equal to or below 0.1, which means only has the basic conditions for the mineralization with a low chance.

[**Key Words**] Fluorite Mine; Geological Features; Mineralization prospects; Baoshu - Dayan area; Wangmo County; Guizhou

(上接第 429 页)

Anomaly Features Distinctions of Rock Slide in Different Material (Soil and Rock) by High Density Electrical Method

**LV Tian-jiang, CHEN Xian-tong, HUANG Qi-lin, SONG Qi-wen, YANG Hai-long,
SONG Shun-chang, CHEN De-jing, YANG Wu**

(Institute of Geophysical and Geochemical Exploration, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Resources, Guiyang 550018, Guizhou, China)

[**Abstract**] Geophysical exploration methods are used in exploration has become a economic, fast and effective method. In this paper, from the understanding two kinds of typical landslide (I classes - earthiness landslides, II - rocky landslide) landslide structure, are analyzed from the points of view of property differences of sliding body, the electrical characteristics of slip surface and slip bed, illustrates the effectiveness of geophysical prospecting methods in landslide exploration; The general law of electrical response characteristics in landslide exploration is obtained by using high-density electrical method with different devices and different pole distances on a known landslide geological body, and the technical key points of high-density electrical method in landslide exploration and the principle of "sliding surface" interpretation are summarized. Finally, the case study of two typical landslides (soil and rock landslides) in Guizhou province shows that: The electrical response characteristics of rock landslide geological bodies of the two kinds of materials (soil and rock) have the same law, and there are obvious three layers of electrical structure layer (high-low-high resistance) corresponding to the sliding body, sliding surface and sliding bed respectively, but the "volume effect" reflected in the electrical profile characteristics of the soft interlayer of soil landslide geological bodies is more significant.

[**Key Words**] Electrical characteristics of landslide geological body; High density electrical method; Device; Volume effect; Principle of slippery surface interpretation

铁组分对早期海洋化学演化的指示

柳晓丹^{1,2}, 赵正鹏¹, 张子虎³

- (1. 烟台海岸带地质调查中心, 中国地质调查局, 山东 烟台 264010;
2. 自然资源要素耦合过程与效应重点实验室, 北京 100055;
3. 生物地质与环境地质国家重点实验室, 中国地质大学(武汉), 湖北 武汉 430074)

[摘要] 地球表生环境在地质历史时期经历了剧烈的波动, 为当前建设宜居地球提供了重要参照。铁组分是重建古海洋氧化还原状态演化的重要指标, 但现有的研究集中于 Fe_{HR}/Fe_T 和 Fe_{py}/Fe_{HR} 两个比值的应用, 而对其中不同组分所携带的信息缺少深入的挖掘。本研究统计了已发表的、泥盆纪之前的、采用程序萃取方法获得的铁组分数据, 对其中不同的组分所可能指示的海洋化学信息进行了研究。我们发现氧化环境中氧化铁的含量有可能用于追踪长周期上大气-海洋系统的氧含量波动、总铁含量与海洋中铁的含量密切相关、铁化环境中黄铁矿铁的含量对海洋硫酸盐库大小的演化有很好的响应。我们的工作表明, 铁组分指标是指示海洋局部氧化还原状态的强大指标, 其不同的组分与海洋中氧气、碳和硫酸盐等存在极强的交互过程, 可以被用来重建海洋的化学演化。

[关键词] 铁组分; 氧气; BIF; 硫酸盐; 分层海洋化学结构

[中图分类号] P734; Q614. 81⁺1 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 1000-5943(2021)04-0398-07

1 引言

全球变化正在深刻的改变地球环境、重塑生物演化进程, 全球生物灭绝速率已经达到甚至超过地质历史时期的重大生物灭绝事件, 有学者称之为显生宙的第六次生物灭绝事件 (Ceballos et al., 2017)。地球 46 亿年的漫长演化历史中, 表生环境经历了无数次的动荡调整过程, 这为更好的建设“宜居地球”提供了重要的参考。其中, 氧气是诸多环境因子中关键的一个, 重建地球表生的氧化还原进程一直以来都是地球科学研究的热点和难点。由于大气的演化难以被直接记录, 海洋沉积物及其指示的海洋的氧化还原状态成为推测大气氧含量演化的关键 (Li et al., 2018)。现在

我们已经描绘出大气氧含量演化的阶段模式和早期海洋特殊的氧化还原分层结构, 但对于其中大量的细节仍然不清楚。

铁组分指标已经被大量的应用于地质历史时期古海洋底水(靠近水-岩界面)氧化还原状态的重建 (Poulton, 2011; Jin et al., 2016; Cheng et al., 2020; Wang et al., 2020; Li et al., 2021)。该指标通过分别提取沉积物中不同赋存形式的活性铁 [Fe_{HR} : 能够有效的参与海洋生物和化学过程的铁, 包括碳酸盐铁 (Fe_{carb})、氧化铁 (Fe_{oxic})、磁铁矿铁 (Fe_{mag}) 和黄铁矿铁 (Fe_{py})] 和沉积物总铁 (Fe_T) 构建出两个基本参数, 即 Fe_{HR}/Fe_T 和 Fe_{py}/Fe_{HR} 。对现代不同沉积环境下铁组分组成的统计表明: 氧化环境中 Fe_{HR}/Fe_T 小于 0.38, 缺氧环境该比值则大于 0.38; 缺氧环境中, 铁化水体(水体

[收稿日期] 2021-06-05 **[修回日期]** 2021-08-08

[基金项目] 国家自然科学基金项目(编号: 42002027), 莱州-莱西一带矿集区生态修复支撑调查(编号: DD20208080)资助。

[作者简介] 柳晓丹(1987—), 女, 工程师, 主要从事地层古生物、海洋化学相关研究工作。Email: 727579830@qq.com。

[通讯作者] 张子虎(1989—), 男, 讲师, 主要从事地球生物学研究。Email: zhzhang@cug.edu.cn。

中无 O_2 和游离的 H_2S) 沉积物的 Fe_{py}/Fe_{HR} 常小于 0.7, 而硫化水体则大于 0.8。缺氧但非硫化的孔隙水环境中, 粘土矿物的形成可能导致活性铁的丢失, 造成 Fe_{HR}/Fe_T 的下降 (Poulton, 2021), 因此对于古老样品, 通常用更低的 $Fe_{HR}/Fe_T < 0.22$ 指示氧化的环境。此外, 需要指出的是: 铁组分所指示的氧化不能区分氧气的浓度高低, 因而不能区分诸如次氧化的状态 (Poulton, 2021)。

理论上, 铁组分通常只能指示局部水体的状态, 而无法对全球海洋的氧化程度及展布给予约束。通过近 20 年的持续研究已积累了大量铁组分数据, 而大数据研究的兴起为更加深度的挖掘这些数据提供了新的渠道。大数据研究直接给出的是数据之间的关系, 而自然科学的研究更注重关系背后的因果关系。本文收集了目前报道的关于早期地球的铁组分数据, 分析了不同数据间的相互关系并尝试回答了背后的因果机制, 以期突破铁组分只能指示局部水体状态的桎梏, 对海洋整体的化学演化给出约束。

2 数据统计和处理

在 2005 年, Poulton 和 Canfield (2005) 提出了铁组分分析的程序萃取方法。该方法通过醋酸钠提取沉积物中的 Fe_{carb} 、连二亚硫酸钠和柠檬酸钠混合溶液提取 Fe_{oxi} 、草酸和草酸铵混合溶液提取 Fe_{mag} , 与通过 Cr 还原法获得的 Fe_{py} 含量一起构建起现在广泛使用的铁组分指标 (Canfield et al., 1986)。相对之前使用“热盐酸法”, 程序萃取的方法至少存在两个方面的优势: (1) 程序萃取的方法可以给出不同成分 Fe 的含量, 而不同组分的铁有可能提供额外的信息。(2) 程序萃取的方法可以避免非活性铁的混入。使用“热盐酸法”会导致硅酸盐中赋存的铁的释放, 而这部分实际上很少参与海洋中铁的循环过程, 因而对水体化学状态无法提供有效的信息。需要指出的是由于程序萃取的方法一直缺乏公认的标准物质, 各个实验室之间报道的数据之间是否存在差异还比较难以评估。然而, 尽管铁组分数据报道的很多, 但方法大多源自 Donald Canfield 和 Timothy Lyons 的实验室, 可以减弱标准物质的缺失带来的问题。近来, Alcott et al. (2020) 提出了一套铁组分分析的可能的标准物质, 我们呼吁今后新开展的铁组分分析

尽量采用该标准物质用于质量监控。

我们统计了采用程序萃取的方法所获得的 5767 个数据。主要聚焦于早期缺氧为主的海洋, 我们的数据仅包括泥盆纪之前的数据, 因为有证据认为海洋的完全氧化发生在泥盆纪 (Dahl et al., 2010; Stolper, 2018)。我们对数据进行了初步的筛选。根据统计数据 Fe_T 含量的频率分布和累加 (图 1), 我们去除了其中 $Fe_T > 10\%$ 的数据。这些数据可能来自铁建造或者其它富铁沉积, 其形成过程可能较为特殊, 不能很好的用于古海洋环境的重建。我们也去除了 TIC 含量较高 ($>4\%$) 的数据, 碳酸盐的沉积对 Fe_T 具有明显的稀释作用, 会导致关于 Fe_T 的讨论存在偏差。经过筛选后, 剩余数据 4834 个。所有的数据的年龄根据文献报道的顶底年龄以稳定的沉积速率进行估算。我们将所有的数据分成 >1600 Ma、 $1600 \sim 1000$ Ma、 $1000 \sim 720$ Ma、 $720 \sim 635$ Ma、 $635 \sim 541$ Ma、 $541 \sim 485$ Ma、 $485 \sim 400$ Ma 共 7 个时间段进行平均值或者中位数的计算。

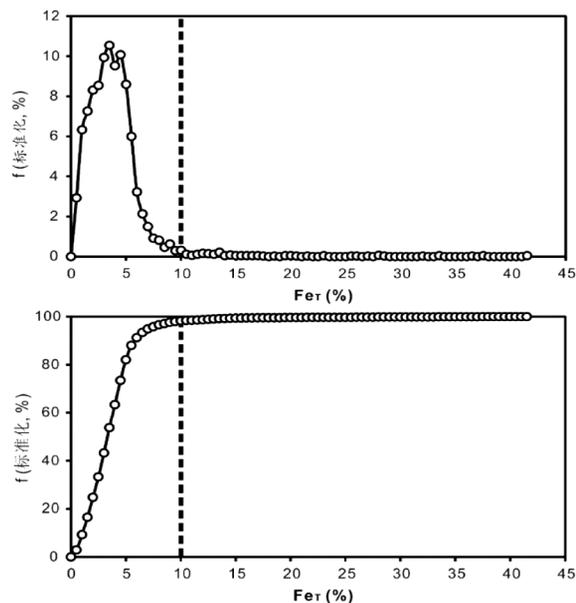


图 1 统计样品中 Fe_T 含量的频数分布和累加

Fig. 1 Frequency distribution and accumulation of Fe_T of the statistic samples

3 结果和讨论

3.1 海洋氧化还原状态的空间差异性

铁组分数据显示氧化、缺氧铁化和缺氧硫化的海洋水体环境贯穿整个研究时段 ($2800 \sim 400$ Ma)

(图2)。由于这三种环境间彼此排斥的关系,理解不同氧化还原状态水体的空间展布成为重建海洋氧化进程的关键环节。海洋中的氧气可能来自通过水气交换进入海洋的大气中已经存在的氧气,也可能来自产氧光合作用过程新产生的氧气,两者在地球大气演化的不同阶段可能发挥了不同的作用。Reinhard et al. (2016)利用 GENIE 模型和现代的海陆分布模拟结果表明:当大气氧含量低于某一阈值时,海水表层氧含量主要受到生产力水平的控制;相反当大气氧含量较高时则主要受到纬度影响的溶解度的控制。而生产力在海洋中不同区域存在很大的差异,比如上升流控制的高生产力区域多发育在低纬度地区(Kämpf, 2016)。这样,在大气氧含量较低时,海洋中氧的分布将会在横向上存在显著的空间差异性。

氧气在海洋纵向上的分布同样存在显著的差异。在现代海洋中,海洋表层中的氧含量比较均匀,主要受控于水气交换过程。在真光层的次表层,通常会观察到溶解氧的极大值,这与初级生产力的最高值对应。在真光层以下,由于有机质的分解消耗,氧含量逐渐降低,形成氧最小带(OMZ)(Breitburg et al., 2018)。OMZ之下更深水,氧含量重新增加,这与深海热盐环流对氧气的输送有关。在OMZ中,随着氧气的不断消耗,可以观察到显著的铁还原和硝酸盐还原过程(Canfield et al., 2010)。但硫酸盐还原通常发生在绝对厌氧环境,硫化通常不在OMZ中发育,而主要分布在相对局限的盆地中(Algeo, 2006)。与现代海洋不同的是硫化在本研究时段内是始终存在的(图2),这可能与地球早期低的氧含量有关。而硫化的发育对于海洋元素循环具有重要的控制作用,如Canfield(1998)指出海洋硫化的广泛发育可能是导致海洋条带状铁建造(BIF)消失的原因。在 H_2S 的作用下,Mo的移除效率要比氧化氧化环境高两个数量级(程猛等, 2015),因此海洋约10%的面积硫化就会导致海洋中Mo的完全移除(Reinhard et al., 2013)。而Mo是构成固氮酶的关键元素,Mo的显著匮乏将限制海洋固氮过程,进而限制海洋生产力水平,而有机质供给的降低又会限制硫酸盐还原过程,形成对硫化发育的负反馈(Anbar, 2002)。因此,理论上,海洋中大规模的硫化发育是不现实的。意识到该问题后,Poulton et al. (2010)和Li et al. (2010)分别发现

在中元古代和新元古代,硫化在海洋中仅发育在中等水深,而深部水体仍然表现为铁化的状态。至此,早期海洋整体的氧化还原状态就被建立起来了,即:氧化水体分布在海洋表层,硫化水体分布在中等水深,而深部海洋则表现为铁化状态。

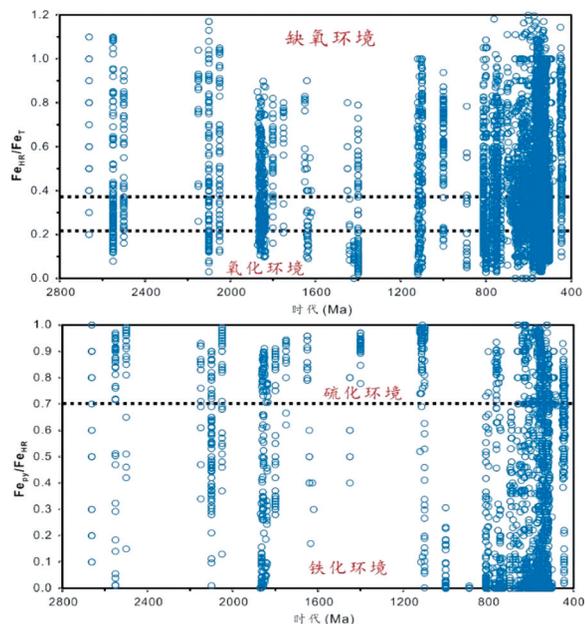


图2 2800~400 Ma期间铁组分指示的海洋氧化还原状态界限值参考自Poulton和Canfield(2011)

Fig. 2 Oceanic redox conditions indicated by iron speciation during 2800–400 Ma

The threshold values are from Poulton and Canfield (2011)

硫化水体的发育是氧气、硫酸盐、生产力和铁含量综合作用的结果。现代海洋中,硫化在广海难以发育是因为高的氧含量,而地球早期硫化难以发育可能源于高的铁含量和低的硫酸盐含量。而对于BIF消失之后、氧气显著积累之前硫化发育的控制机制还存在争议。如上文所述,Mo在硫化环境的移除对硫化发育的负反馈正是基于有机质对硫化发育的控制(Lyons et al., 2009)。然而,早期海洋同样表现出低的硫酸盐含量(Canfield, 2004),意味着硫化的发育和在深水的消失也可能受到了硫酸盐含量的控制(Li et al., 2020)。硫化的发育取决于某个区域有机质和硫酸盐含量的相对高低,而有机质在海洋中的分布存在明显的差异,因此,理论上,在海洋不同区域控制硫化发育的因素可能完全不同。

相对于硫化和氧化水体在海洋中的分布,铁化水体的发育受到了较少的关注。在现有的分层海洋化学结构模型中,深部海洋的铁化水体与现代海洋常见的铁还原带并不相同。在现代海洋的

大陆架区域,通常会在孔隙水中观察到已形成的氧化铁的还原和迁出(Scholz et al., 2013),铁的还原源于氧气的降低和高的有机质供给。与现代海洋陆架的铁主要来源河流输入不同,在早期缺氧的海洋中,通过热液活动释放到海洋深部的铁将以还原态的形式存在(Stolper, 2018)。同时,深部海洋缺乏有机质和硫酸盐,导致这些还原态的铁不容易被移除,使得海水呈现出铁化的状态。而深部铁化水体随上升流进入浅水,可能成为陆架地区重要的铁的来源(Poulton, 2021)。

3.2 Fe_T 与 BIF 形成

条带状铁建造是当前铁矿石开采的主要来源,在地质记录中,BIF 的分布存在明显的规律性:大部分 BIF 分布在约 18 亿年前的地层中,之后仅在成冰纪的间冰期阶段短暂出现(图 3)。这种分布规律可能反映了海洋中铁含量的变化,即在 BIF 出现时海洋是富铁的,BIF 的消失则反映了海洋中铁含量的降低(沈红钱等, 2021; Bekker et al., 2010; Konhauser et al., 2017)。结合实验室模拟数据, Song et al. (2017) 推测 BIF 形成时海洋中的铁含量超过 $50 \mu M$, 远高于现代海洋中铁的含量($\sim 0.1-1 \text{ nM}$); 而在早期海洋无 BIF 形成时期,海洋的铁含量可能 $>4 \text{ nM}$ 。相比与 BIF 形成需要高的铁含量的共识, BIF 的形成机制还存在很大的争议(Konhauser et al., 2017)。

沉积物中总铁含量的变化受到了多个因素的影响,其中的关键是铁在海洋中的迁移和沉积(Lyons et al., 2003)。在进行数据讨论时,我们已经对碳酸盐含量较高的样品进行了筛选,从而排除了碳酸盐的沉积对 Fe_T 影响。本文所搜集的铁组分数据基本来自泥、页岩等细碎屑岩的沉积,仅有极少量数据来自如硅质岩等沉积,但这些数据对 Fe_T 的长周期演化影响有限。我们的数据表明,在 18 亿年前和成冰纪的沉积记录表现出了最高的 Fe_T 含量(图 3)。这与 BIF 在地质历史中的记录完全一致,暗示两者共同受到了海洋中铁含量演化的控制。已有研究表明, Fe_T/Al 在盆地范围内的变化可以用来指示铁的源、汇关系(Lyons et al., 2003), 深海铁的价态的转变则被用来指示深海大洋的氧化(Stolper, 2018)。通过与 BIF 发育的简单对比表明,沉积物 Fe_T 含量的长周期演化仍然值得进一步细化和更深入的信息挖掘。

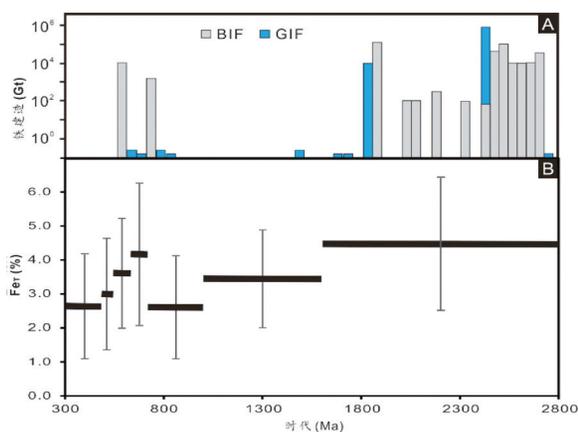


图 3 BIF、GIF 的地史分布 (A) 和沉积物 Fe_T (B) 演化
BIF/GIF 沉积数据来自 Konhauser 等(2017)

Fig. 3 Development of BIF and GIF in the geological times and the evolution of sedimentary Fe_T concentrations
Data of BIF and GIF are from Konhauser et al., (2017)

3.3 Fe_{oxiC} 对海洋氧化的指示

氧气对于地球上绝大部分生命活动都至关重要,大气氧含量在地球 46 亿年的漫长历史中经历了剧烈的波动。在地球形成之初,强烈的岩浆活动释放了大量的还原性物质,导致氧气难以在大气中积累,微量的氧气可能源于水的光分解后氢向宇宙的逃逸作用(Catling et al., 2001)。蓝细菌及其产氧光合作用功能的出现显著加快了氧气积累的过程,导致在约 24 亿年时大气氧含量增加到了现代水平(PAL)的 10^{-5} 以上,该过程被硫同位素的非质量分馏记录了下来,被称为“大氧化事件(GOE)”(Farquhar et al., 2000)。此后,在 20 亿至 10 亿年期间,尽管可能存在多次波动,大气氧含量基本维持在较低的水平($< 1\% \text{ PAL}$)(Planavsky et al., 2014)。随后的新元古代至寒武纪,大气氧含量可能迅速增加到超过 $10\% \text{ PAL}$ 的水平,被称为“新元古代成氧事件(NOE)”(Och and Graham, 2012)。

我们对氧化环境中 Fe_{oxiC} 含量的统计识别到了地球大气-海洋系统氧增加的过程。在早期缺氧为主的海洋里,还原剂(如 Fe^{2+})数量要远大于氧气,理论上氧化水体中 Fe_{oxiC} 的积累与氧气的供给密切相关而不受 Fe^{2+} 供给的约束。这样氧化环境中 Fe_{oxiC} 的变化就有可能记录大气-海洋氧增加的过程。在 GOE 之前, Fe_{oxiC} 含量普遍较低(图 4),反映了当时海洋中有限的氧含量,氧化水体很可能仅以“氧化绿洲”形式存在(Anbar et al., 2007),意味着这样的氧化水体可能很不稳定,很

容易转化为缺氧环境。GOE 之后到 18 亿年左右, 大气氧含量可能经历剧烈的波动, 在 2.3-2.1 Ga 的 Lomagundi 事件中, 大气氧含量甚至可能达到现今水平 (Planavsky et al., 2012)。相比 GOE 之前, Fe_{oxic} 增加明显 (图 4), 表明 GOE 中的氧增加是不可逆过程。从约 18 亿年开始, 之前广泛出现的条带状铁建造在沉积记录中消失了 (Bekker et al., 2010)。对此, Canfield (1998) 认为是海洋中广泛发育的硫化与海洋中的铁结合形成黄铁矿移除海洋, 从而显著降低了海洋中的铁含量。尽管在某些时间点, 氧含量可能存在显著增加 (Zhang et al., 2016; Canfield et al., 2018; Zhang et al., 2018), Cr 同位素的证据表明该时期总体上具有较低的氧含量 (Planavsky et al., 2014)。在该阶段, Fe_{oxic} 也表明出低的水平, 与 GOE 之前相当 (图 4), 这可能反映了当时海洋中氧气和铁含量的双双下降。进入新元古代后, Cr 同位素指示氧含量迅速增加 (图 4), 同时 Fe_{oxic} 也增加到很高的水平, 再次表明 Fe_{oxic} 含量的大数据长周期演化有可能追踪大气-海洋系统的氧含量波动。

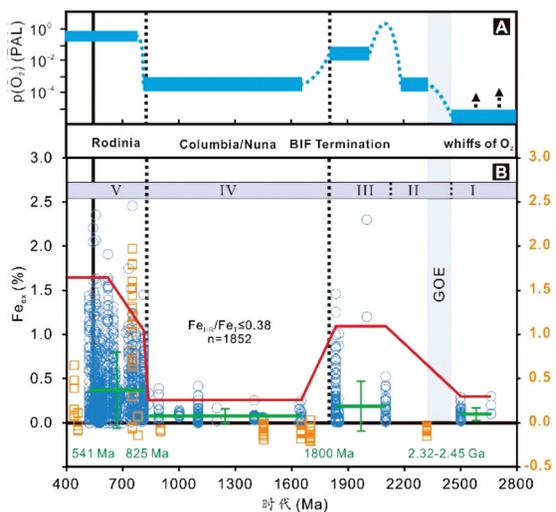


图 4 地球大气氧含量演化 (A) 和氧化环境 Fe_{oxic} 、沉积岩 $\delta^{53}Cr$ 的地史演化 (B)

大气氧含量数据来自 Lyons et al. (2014), Cr 同位素数据来自 Planavsky et al. (2014)

Fig. 4 Evolution of atmospheric oxygen, Fe_{oxic} of oxie water condition, and sedimentary $\delta^{53}Cr$ in geological times

Data of atmospheric oxygen are from Lyons et al., (2014), and data of $\delta^{53}Cr$ are from Planavsky et al., (2014)

3.4 铁化环境 Fe_{py} 对海洋硫酸盐的指示

硫酸盐的还原和沉淀与有机质的埋藏构成大

气氧净积累的最主要方式, 硫化发育对生物的毒化作用也常用来解释地质记录的生物灭绝事件 (Hammarlund et al., 2012; Canfield, 2013)。通常, 碳酸盐晶格硫和蒸发岩硫同位素可以用来重建地质历史时期的硫酸盐含量 (Kah et al., 2004; Algeo et al., 2015; Shi et al., 2018), 但蒸发岩的地史分布十分有限, 而碳酸盐晶格硫同位素重建硫酸盐含量需要精细的时间框架, 导致在地球历史的大部分阶段, 硫酸盐的含量难以准确估计。理论上, 铁化环境中, 周围的铁相对硫酸盐还原生成的 H_2S 是过量的。因此, 所有硫酸盐还原过程形成的 H_2S 将被迅速移除进入沉积物, 铁化环境中 Fe_{py} 的含量有可能记录了海洋硫酸盐演化的信息。我们对比了铁化环境 Fe_{py} 和已知的硫酸盐含量, 发现各时间段内 Fe_{py} 的高值与硫酸盐含量的演化存在较好的对应 (图 5)。总体上, 硫酸盐含量在中元古代的海洋中表现出较低的含量, 在进入新元古代后迅速增加 (图 5)。应该指出的是, 铁化环境 Fe_{py} 与海洋硫酸盐含量的相关关系将在硫酸盐积累到一定程度时脱耦, 这是因为: 在较低的硫酸盐时, 限制 H_2S 产生和黄铁矿形成的是硫酸盐的含量; 但当硫酸盐含量增加到一定程度时, 该过程主要受到了有机质的供给的限制 (Li et al., 2020)。我们所获得的对比关系暗示铁化环境中 Fe_{py} 的形成对海洋硫酸盐演化的指示。

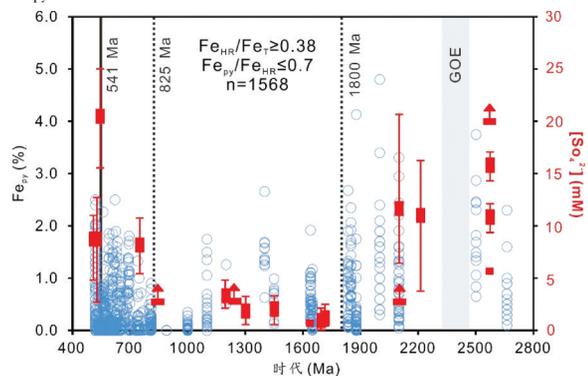


图 5 海洋硫酸盐和铁化环境 Fe_{py} 的地史演化

Fig. 5 Evolution of oceanic sulfate and Fe_{py} of ferruginous water condition in geological times

4 结论与展望

我们统计了地球早期 (泥盆纪之前) 海洋沉积物铁组分数据, 并与已知的大气氧含量、BIF 沉积和硫酸盐含量的演化进行了对比。我们铁组分的数据表明早期海洋氧化还原状态的空间差异性

是普遍存在的,沉积物中 Fe_T 的长周期演化可能主要受控于海洋中铁含量的高低。沉积物铁组分的具体组分结合其沉积环境可以对海洋化学演化给出更多的信息:氧化环境中, Fe_{oxi} 的含量与大气-海洋系统的氧含量密切相关,而铁化环境中 Fe_{py} 可以反映海洋硫酸盐含量的演化。我们的研究表明,在应用铁组分指标进行海洋的氧化还原状态的重建时,铁的不同组分可以给出关于海洋化学的更多信息,值得后续研究者的关注。

【参考文献】

- 程猛,李超,周炼,等. 2015. 钼海洋地球化学与古海洋化学重建[J]. 中国科学:地球科学,45(11):1649-1660.
- 沈红钱,张遂,谢小峰,等. 2021. 黔渝毗邻区杨家湾-老木湾南华纪含锰地堑特征与找矿预测[J]. 贵州地质,38(1):1-7.
- Alcott L J, Krause A J, Hammarlund E U, et al. 2020. Development of Iron Speciation Reference Materials for Palaeoredox Analysis. *Geostand [J]. Geostandards and Geoanalytical Research*, 44 (3):581-591.
- Algeo T J, Luo, G M, Song, H Y, et al. 2015. Reconstruction of secular variation in seawater sulfate concentrations[J]. *Biogeosciences*, 12 (7):2131-2151.
- Algeo T J, Lyons T W. 2006. Mo-total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: Implications for analysis of paleoredox and paleohydrographic conditions [J]. *Paleoceanography*, 21, DOI:10.1029/2004pa001112.
- Anbar A D, Duan Y, Lyons T W, et al. 2007. A whiff of oxygen before the great oxidation event? [J] *Science*, 317 (5846):1903-1906.
- Anbar A D, Knoll A H. 2002. Proterozoic ocean chemistry and evolution: A bioinorganic bridge? [J] *Science*, 297 (5584):1137-1142.
- Bekker A, Slack J F, Planavsky N, et al. 2010. Iron Formation: The Sedimentary Product of a Complex Interplay among Mantle, Tectonic, Oceanic, and Biospheric Processes [J]. *Economic Geology*, 105(3):467-508.
- Breitburg D, Levin L A, Oschlies A, et al. 2018. Declining oxygen in the global ocean and coastal waters [J]. *Science*, 359 (6371):7240-7250.
- Canfield D E. 1998. A new model for Proterozoic ocean chemistry [J]. *Nature*, 396 (6710):450-453.
- Canfield D E. 2004. The evolution of the earth surface sulfur reservoir [J]. *American Journal of Science*, 304(10):839-861.
- Canfield D E. 2013. Sulfur isotopes in coal constrain the evolution of the Phanerozoic sulfur cycle [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110(42):8443-8446.
- Canfield D E, Glazer A N, Falkowski P G. 2010. The evolution and future of Earth's nitrogen cycle [J]. *Science*, 330 (6001):192-196.
- Canfield D E, Raiswell R, Westrich J T, et al. 1986. The use of chromium reduction in the analysis of reduced inorganic sulfur in sediments and shales [J]. *Chemical Geology*, 54(1):149-155.
- Canfield D E, Zhang S, Frank A B, et al. 2018. Highly fractionated chromium isotopes in Mesoproterozoic - aged shales and atmospheric oxygen [J]. *Nature Communication*, 9 (1):2871-2882.
- Catling D C, Zahnle K J, McKay C. 2001. Biogenic methane, hydrogen escape, and the irreversible oxidation of early Earth [J]. *Science*, 293(5531):839-843.
- Ceballos G, Ehrlich P R, Dirzo R. 2017. Biological annihilation via the ongoing sixth mass extinction signaled by vertebrate population losses and declines [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 114(30):6089-6096.
- Cheng M, Li C, Jin C, et al. 2020. Evidence for high organic carbon export to the early Cambrian seafloor [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 287:125-140.
- Dahl T W, Hammarlund E U, Anbar A D, et al. 2010. Devonian rise in atmospheric oxygen correlated to the radiations of terrestrial plants and large predatory fish [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 107 (42):17911-17915.
- Farquhar J, Bao H, Mark H T. 2000. Atmospheric Influence of Earth's Earliest Sulfur Cycle [J]. *Science*, 289(5480):756-758.
- Hammarlund E U, Dahl T W, Harper D A T, et al. 2012. A sulfidic driver for the end-Ordovician mass extinction [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 331-332:128-139.
- Jin C, Li C, Algeo T J, et al. 2016. A highly redox-heterogeneous ocean in South China during the early Cambrian (~529 - 514? Ma. : Implications for biota-environment co-evolution [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 441:38-51.
- Kah L C, Lyons T W, Frank T D. 2004. Low marine sulphate and protracted oxygenation of the Proterozoic biosphere [J]. *Nature*, 431:834-838.
- Kämpf J, Chapman P. 2016. *Upwelling Systems of the World [M]. Springer International Publishing, Switzerland.*
- Konhauser K O, Planavsky N J, Hardisty D S, et al. 2017. Iron formations: A global record of Neoproterozoic to Palaeoproterozoic environmental history [J]. *Earth-Science Reviews*, 172:140-177.
- Li C, Cheng M, Zhu M. 2018. Heterogeneous and dynamic marine shelf oxygenation and coupled early animal evolution [J]. *Emerging Topics in Life Sciences*, 2(2):279-288.
- Li C, Love G D, Lyons T W, et al. 2010. A stratified redox model for the Ediacaran ocean [J]. *Science*, 328(5974):80-83.
- Li C, Shi W, Cheng M, et al. 2020. The redox structure of ediacaran and early cambrian oceans and its controls [J]. *Science Bulletin* 65(24):2141-2149.
- Li N, Li C, Algeo T J, et al. 2021. Redox changes in the outer Yangtze Sea (South China) through the Hirnantian Glaciation and their implications for the end-Ordovician biocrisis [J]. *Earth-Science Reviews*, 103443.
- Lyons T W, Anbar A D, Severmann S, et al. 2009. Tracking Euxinia in the Ancient Ocean: A Multiproxy Perspective and Proterozoic Case Study [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 37 (1):507-534.
- Lyons T W, Reinhard C T, Planavsky N J. 2014. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere [J]. *Nature*, 506(7488):307-315.
- Lyons T W, Werne J P, Hollander D J, et al. 2003. Contrasting sulfur

- geochemistry and Fe/Al and Mo/Al ratios across the last oxic-to-anoxic transition in the Cariaco Basin, Venezuela [J]. *Chemical Geology*, 195(1-4): 131-157.
- Och L M, Shields-Zhou G A. 2012. The Neoproterozoic oxygenation event: Environmental perturbations and biogeochemical cycling [J]. *Earth-Science Reviews*, 110(1-4): 26-57.
- Planavsky N J, Bekker A, Hofmann A, et al. 2012. Sulfur record of rising and falling marine oxygen and sulfate levels during the Lomagundi event [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 109(45): 18300-18305.
- Planavsky N J, Reinhard C T, Wang X, et al. 2014. Low mid-Proterozoic atmospheric oxygen levels and the delayed rise of animals [J]. *Science*, 346(6209): 635-638.
- Poulton S, Canfield D. 2005. Development of a sequential extraction procedure for iron; implications for iron partitioning in continentally derived particulates [J]. *Chemical Geology*, 214(3-4): 209-221.
- Poulton S W. 2021. The iron speciation paleoredox proxy [M]. Cambridge University Press, Cambridge.
- Poulton S W, Canfield D E. 2011. Ferruginous conditions: A dominant feature of the ocean through Earth's history [J]. *Elements*, 7(2): 107-112.
- Poulton S W, Fralick P W, Canfield D E. 2010. Spatial variability in oceanic redox structure 1.8? billion years ago [J]. *Nature Geosciences* 3(7): 486-490.
- Reinhard C T, Planavsky N J, Olson S L, et al. 2016. Earth's oxygen cycle and the evolution of animal life [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 113(32): 8933-8938.
- Reinhard C T, Planavsky N J, Robbins L J, et al. 2013. Proterozoic ocean redox and biogeochemical stasis [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110(14): 5357-5362.
- Scholz F, McManus J, Sommer S. 2013. The manganese and iron shuttle in a modern euxinic basin and implications for molybdenum cycling at euxinic ocean margins [J]. *Chemical Geology*, 355: 56-68.
- Shi W, Li C, Luo G, et al. 2018. Sulfur isotope evidence for transient marine-shelf oxidation during the Ediacaran Shuram Excursion [J]. *Geology*, 46(3): 267-270.
- Song H, Jiang G, Poulton S W, et al. 2017. The onset of widespread marine red beds and the evolution of ferruginous oceans [J]. *Nature Communication*, 8(1): 399-406.
- Stolper D A, Keller C B. 2018. A record of deep-ocean dissolved O₂ from the oxidation state of iron in submarine basalts [J]. *Nature*, 553(7688): 323-327.
- Wang H, Zhang Z, Li C, et al. 2020. Spatiotemporal redox heterogeneity and transient marine shelf oxygenation in the Mesoproterozoic ocean [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 270: 201-217.
- Zhang K, Zhu X, Wood R A, et al. 2018. Oxygenation of the Mesoproterozoic ocean and the evolution of complex eukaryotes [J]. *Nature Geosciences*, 11(5): 345-352.
- Zhang S, Wang X, Wang H, et al. 2016. Sufficient oxygen for animal respiration 1,400 million years ago [J]. *Proc. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 113(7): 1731-1736.

Indicator of Iron Speciation for the Chemical Evolution of Ancient Oceans

LIU Xiao-dan^{1,2}, ZHAO Zheng-peng¹, ZHANG Zi-hu³

(1. *Yantai Geological Survey Center of Coastal Zone, China Geological Survey, Yantai 264000, Shandong, China*; 2. *Key Laboratory of Coupled Processes and Effects of Natural Resource Elements, Beijing 100055, China* 3. *State Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, Hubei, China*)

[Abstract] The environment of the Earth's surface experienced dramatic fluctuations in geological times, providing an important reference for the construction of a habitable Earth. The iron speciation has been widely used as a proxy for the reconstruction of redox conditions in ancient oceans. However, most studies focus on the use of the ratios of Fe_{HR}/Fe_T and Fe_{py}/Fe_{HR} , but neglect the possible informations carried by different iron species in the sediments. In this study, we compiled published data analyzed using the sequential extraction method before the Devonian, and explored the possible implication of special iron specie for the chemical state in ancient oceans. We found Fe_{oxic} in oxic water conditon could be used to track the oxygen level in the atmosphere-ocean system, Fe_T in the sediment was closely related to the iron reservoir size in the seawater, and Fe_{py} in ferruginous environment might reflect the secular change of sulfate in the ocean. Our study indicates that while the iron speciation proxy can provide important informations of local water redox conditions, its different species are closely related to oxygen, carbon and sulfate cycling in the ocean, and can be used to track the secular evolution of the seawater chemistry.

[Key Words] Iron speciation; Oxygen; BIF; Sulfate; Redox stratification

东莞市地热流体的地球化学成因模式研究

邱向荣

(广东省地质技术工程咨询公司,广东 广州 510080)

[摘 要]水文地球化学成因模式是地热系统成因机制研究的重要内容之一,但系统的水文地球化学成因模式研究目前仍处于探索阶段。为分析地热流体的水文地球化学成因模式,本文作者根据东莞塘厦大钟岭地热田的水文地质条件,采集了地热流体和其他主要水体(泉水、水库水、鱼塘水、机井和民井水)的化学样品,在试验结果基础上,通过对比分析并利用 PHREEQC 进行反向模拟,得出地热流体沿控热断裂循环过程中,发生了溶滤、氧化还原和阳离子交替吸附作用,从而将入渗区低矿化度重碳酸钙、钙镁型水逐渐演变为矿化度较高的重碳酸钙钠、钠钙型水,循环过程有较充足的二氧化碳参与,反映地热流体循环深度不太大、且处于偏氧化的环境。地热流体在循环过程中受大地热流持续供热,最终形成具有开发利用价值的地热资源。研究结果对其他地热流体的水文地球化学成因研究有借鉴作用,有利于指导地热资源的勘探和开发。

[关键词]地热流体;水文地球化学;成因模式;东莞市

[中图分类号]P3314.1;P641.3 **[文献标识码]**A **[文章编号]**1000-5943(2021)04-0405-07

地热系统的成因机制研究包括地质成因模式和水文地球化学成因模式两方面,其中地质成因模式的研究已比较深入(汪集旻等,1993;叶建,2018;杨荣康等,2014;张红红等,2019;张磊,2020;曾一芳等,2021),但系统的水文地球化学成因模式研究目前仍处于探索阶段(季国松,2014;罗来钊,2019;杨元丽等,2014)。本文试图以东莞塘厦大钟岭地热田为研究对象,对地热田开展地球化学研究,以研究清楚地热田的地球化学成因模式。在分析地质条件的基础上,通过对比分析地热流体和不同水体(地表水、泉水和井水等)的水化学特征,查明水化学主要组分来源,并进一步确定水—岩反应中的反应相,之后利用反向模拟来获得地热流体形成过程所发生的地球化学作用和反应相的摩尔转移。

广东地处我国东南沿海地热带中,地热资源丰富,已发现的地热田有三百多处(程文汉,2013;王钧,1985;王双,2013;广东省地质局第四地质大队,2015;吴玉婷等,2019)。全省21个地级市

(计划单列市)唯独东莞没有温泉出露,而东莞市民却非常喜欢温泉休闲养生,因此自改革开放以来,在东莞辖区内投入不少经费开展隐地热勘查,希望能够找到可供开发利用的地热资源,但结果均不理想。直至2020年底,东莞塘厦大钟岭地热田的发现,才结束了东莞没有温泉的历史。东莞酒店业非常发达,地热资源开发利用对酒店业的转型升级以及旅游产业发展具有重要促进作用,因此深入研究大钟岭地热田的形成机制,对东莞乃至华南地区寻找隐伏地热资源有重要借鉴意义。

1 地热田概况

东莞塘厦大钟岭地热田位于塘厦镇三正半山酒店南侧,热田区地表没有热显示,是2017年3月至2020年12月期间经地热勘查发现的(广东省地质技术工程咨询公司,2020),为东莞市首处具有开发利用意义的地热资源。该地热田属隐伏

[收稿日期]2021-03-01 **[修回日期]**2021-06-09

[作者简介]邱向荣(1973—),男,高级工程师,从事地热与矿泉水资源勘查与应用研究。E-mail:qxr020@sina.com。

对流型地热资源,大钟岭断裂(编号“F1”,图1)是地热系统的控热、控水断裂。热储呈带状,沿F1断裂走向展布,总体上分布于F1上盘构造岩带中的碎裂岩系,热储主体位置埋深300~950 m。热储围岩主要为早侏罗世碎屑岩,底部为震旦纪混合岩(钻孔揭露其埋深573.10~735.40 m),盖层

为早侏罗世碎屑岩。该地热田是在略偏低的大地热流(背景地温梯度约2.15 °C/hm)供热条件下,大气降水通过F1断裂的新构造裂隙系统进行深循环而获得增温,并在构造强化作用比较集中的地段成储,因储层之上有较厚的盖层,故成隐伏型地热资源。

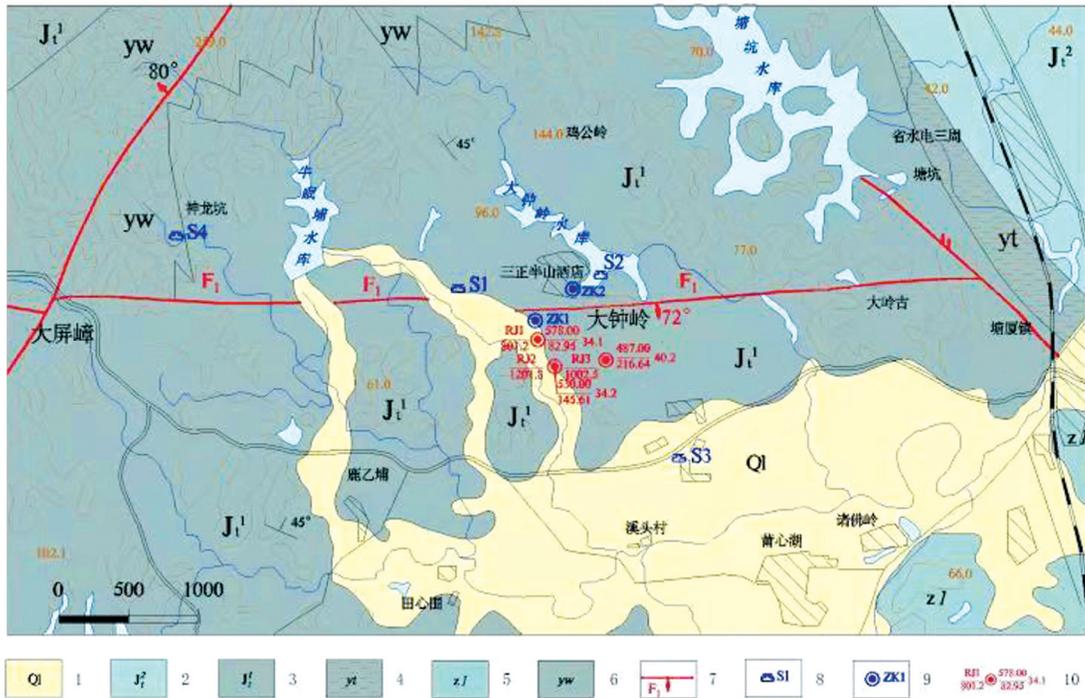


图1 地热田地质图

Fig.1 Geological map of geothermal field

1—第四系陆丰组;2—中侏罗世塘厦组第二段;3—早侏罗世塘厦组第一段;4—早侏罗世塘厦组崖山岩舌;5—早侏罗世塘厦组诸佛岭透镜体;6—早侏罗世塘厦组亚公山岩楔;7—实测断层编号及倾向;8—水样位置及编号;9—探孔及编号;10—开采井,左上为编号,左下为井深(m),右上为涌水量(m³/d),右下为降深(m),后为井口水温(°C)

该地热田共建成3个开采井,深度分别为801.2 m、1 002.5 m和1 201.5 m,经群井降压试验和一个水文年动态观测,单井地热流体可开采量为487~578 m³/d,地热田探明的可开采量为1 565 m³/d,井口流体最高温度为40.2 °C(图1),3个开采井的流体加权平均温度为36.0 °C。地热流体特征组分为氟、偏硅酸和氨,且含多种对人体有益微量组分,水质呈弱碱性反应。

2 地热流体水文地球化学过程分析

2.1 主要水化学组分的来源分析

同一地区不同水体化学成分的形成往往具有某些内在联系,故可将地热流体和其他水体的化学特征进行对比分析,从而评估水化学组分的来

源,为进一步研究地热流体形成过程提供宏观判断依据。本项研究选择4组地热流体(3个开采井和1个勘探孔,图1)枯水期全分析样品,另代表性选择研究区内主要水体(泉水、水库水、鱼塘水、机井和民井水)的化学样品作为对比样品。

由图2(a)可见,地热流体的样品在Na-Cl坐标中明显偏离了1:1比例线并集中在Na轴,提示地热流体中的钠除了来自岩盐外还有其他来源。通常地下水中非岩盐来源的Na⁺主要是来自硅酸盐矿物(如长石类)或离子交换的结果。除了地热流体以外的其他水体,样品点均落在1:1比例线上,表示这些水体中的Cl⁻和Na⁺主要是来自岩盐的溶解。

图2(b)显示了地热流体的[Ca²⁺+Mg²⁺]/[HCO₃⁻+SO₄²⁻]偏离1:1比例线并趋近于(HCO₃⁻+SO₄²⁻)轴,提示地热流体中除了存在碳酸盐、硫酸盐

矿物溶解外,阴离子还有其他来源。地热流体以外的水体样品点均落在1:1比例线上,表示这些水体的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 基本上都是来自碳酸盐和硫酸盐的溶解。

图2(c)显示了地热流体偏离1:1比例线并趋向于 HCO_3^- 轴,提示 HCO_3^- 除了来自碳酸盐的溶解外还有其他来源。其他水体的样品基本落在1:1比例线附近,表示方解石、文石是水中 HCO_3^- 和 Ca^{2+} 的重要来源。

当水中的硫酸钙主要是来自石膏、硬石膏溶解时, SO_4^{2-} 和 Ca^{2+} 的当量浓度比也是1:1。图2(d)中主要水样点全部偏离1:1比例线并集中于Ca轴,说明石膏、硬石膏溶解的占比小,钙有更多来源。

图2(e)、(f)可用于进一步判断水中的 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 是否与白云石溶解密切相关,如果这些组分主要来自白云石溶解,则水中 HCO_3^- 和 Mg^{2+} 的当量浓度比接近2:1,而 HCO_3^- 和($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$)的当量浓度比接近1:1。由图示可见,地热流体偏离了比例线并趋向于 HCO_3^- 轴,表示 HCO_3^- 有更多来源(和图2(c)具同样提示意义)。地热流体以外的水样则基本落在比例线上,即白云石的溶解是相关组分的重要来源。

综上,地热流体的主要组分有来自碳酸盐矿物(方解石或文石和白云石)的溶解,也有少部分来自岩盐和石膏(或硬石膏)的溶解。但是,岩盐的溶解不能平衡氯钠比,因此钠还来自其他矿物(如长石)的水解或离子交换;硫酸盐的溶解也不

能平衡钙和硫酸根之比,因此部分钙可能是前述碳酸盐矿物溶解形成。地热流体中的 $[\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}]/[\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}]$ 明显偏离比例线(图2(b))说明了主要组分并非全部来自碳酸盐和硫酸盐矿物的溶解,阴离子有更多来源。通过对比图2(c)~(f)可以看出, ($\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$)组合是富 HCO_3^- 而贫 SO_4^{2-} ,即地热流体中阴离子 HCO_3^- 除了来自碳酸盐矿物的溶解外,还有其他来源。由于地下水中的 HCO_3^- 通常来自碳酸盐矿物和二氧化碳气体,因此可以判定地热流体化学演化过程中有不少二氧化碳气体参与。至此,便基本厘定了地热流体宏量组分的化学来源。

2.2 水文地球化学过程的反向模拟

反向模拟中下游水样选择开采区的地热流体样(RJ3井枯水期样品)。上游水样的选取具有一些不确定性,因为客观上要获得与开采区完全同属一个循环路径的水样有困难。考虑到沿F1断层走向向西地形高处的泉点(图1中的S4水样点)出露基岩是早侏罗世塘厦组亚公山岩楔,其岩性并非F1断层经过的主体地层,代表性有所欠缺,故选取开采区北边的ZK2孔水样。虽然该孔地理位置并不适宜,但这个孔的岩性与F1断层通过地段岩性相同,同时该孔地下水来自于浅部基岩裂隙,可以代表沿断裂带走向广大地区浅部基岩裂隙水的化学特征,故从水化学角度考虑则符合上游水的要求。有关反向模拟所采用的上、下游水质见表1。

表1 反向模拟所采用的上下游水质特征

Table 1 Characteristics of upstream and downstream water quality used in reverse simulation 单位:mg/L

水样编号	水温(°C)	pH	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Cl	SO_4^{2-}	F^-	H_2SiO_3	Sr^{2+}	Al^{3+}
ZK2	25.2	6.41	0.4	6.42	7.8	2.95	0.17	40.7	0.0	2.09	1.32	0.29	24.98	0.01	0.13
RJ3	40.2	7.9	1.6	42.7	29.8	3.97	0.00	184.0	0.0	2.44	7.04	3.93	24.50	1.92	0.00

根据前文有关水中主要组分来源的分析可知,地热流体在循环过程中溶解了碳酸盐、硫酸盐和岩盐等矿物,参与反应的矿物可能包括岩盐、硬石膏、方解石和白云石,这些矿物在本区碎屑岩中广泛存在。分析结果也表明地热流体化学组分形成过程有二氧化碳和氧气积极参与,因此反应相可能包括二氧化碳和氧气。另外,分析认为钠的来源既可能是长石类矿物的水解、也可能是离子交换的结果,考虑到3个开采井下部均揭露到震

旦纪混合岩,斜长石和石英是其主要矿物成分,因此将斜长石、石英和阳离子吸附综合体也列为可能的反应相。

由于碎屑岩地区或多或少存在铁质胶结物,因此基岩裂隙水往往含铁(如ZK2孔的水样),但铁元素是以什么形态出现并不清楚。为了进一步确定水中未知的矿物成分,以便更合理确定反应相,故对ZK2水样进行矿物相分析,有关该水样的主要矿物的饱和指数见图3。图示表明铁元素呈

针铁矿的形式出现,同时也可以看出前文所列的反应矿物基本都处于不饱和状态,这种水具备溶解相关矿物的可能。根据以上相关信息,通过比

选最终确定反应相为:岩盐、硬石膏、方解石、萤石、天青石、针铁矿、白云石、 $\text{CO}_2(\text{g})$ 、 $\text{O}_2(\text{g})$ 、水铝矿、斜长石、石英和离子吸附综合体。

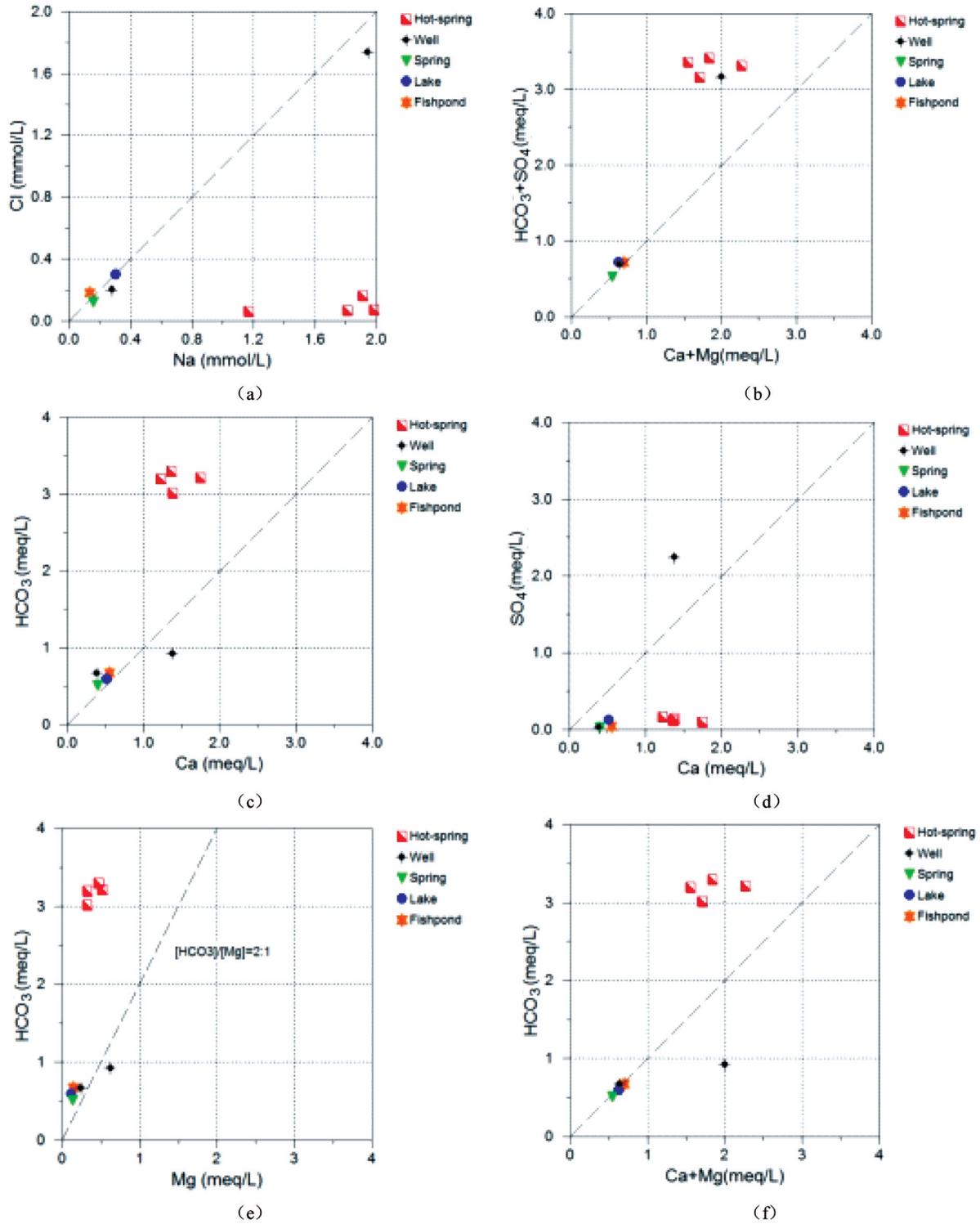


图 2 主要水体化学组分关系图

Fig. 2 Relation of chemical constituents in major water bodies

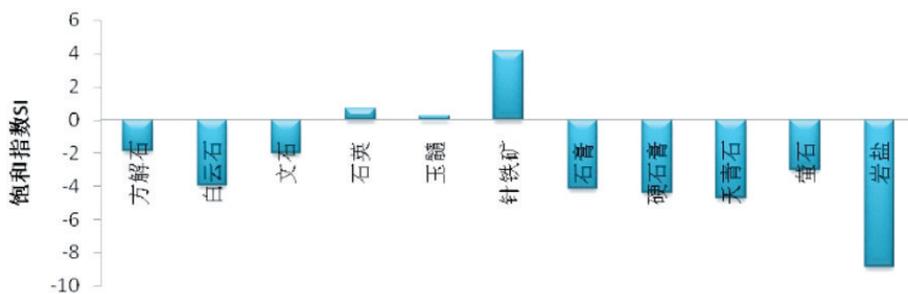


图 3 ZK2 水中部分矿物的饱和指数图

Fig. 3 Saturation index of some mineral in ZK2 water

模拟采用 PHREEQC 软件,计算过程中两种溶液及相关组分的不确定度均取 0.05 (pH 取 0.1),并设置斜长石、石英为溶解,水铝矿为沉淀,其他反应相不做限制。通过求解获得唯一符合的反应模型,有关反应相及其摩尔转移见表 2。根据模拟结果可见,地热流体的化学演化主要包括以下水文地球化学作用:

(1)溶滤作用:发生溶滤(溶解)矿物有岩盐、硬石膏、方解石、萤石、天青石和白云石,这个过程中有多量的 CO₂(g)参与,溶滤的结果出现了水铝石等粘土矿物的沉淀。值得注意的是斜长石和石英并没有参加反应。

(2)阳离子交替吸附作用:这个作用主要是钾、钠和钙离子的交换。被围岩所吸附的钾、钠离子与水中的钙离子发生了交换,钾、钠离子出现解吸进入水中,水中的钙离子被围岩所吸附。从摩尔转移量来看,阳离子交替吸附作用发生得比较强烈。

(3)氧化还原作用:入渗水所携带的 O₂(g)氧化了水中的亚铁离子,并形成针铁矿沉淀。

以上述水文地球化学作用为基础可以做出进一步的推断:由于碳酸盐、硫酸盐等盐类的溶解是地热流体化学组分的重要来源,而这些反应需要 CO₂(g)的参与,表明地热流体的循环环境是相对开放的,否则难以维持反应所需的 CO₂(g)分压,即流体是循环在深度偏浅、偏氧化的环境中。阳离子交替吸附作用往往出现在含有粘土的吸附综合体中,地热流体在渗流过程中出现比较强烈的交替吸附作用,提示导水的基岩裂隙系统中存在粘土矿物,这种情况比较符合碎屑岩的裂隙特征,这提示了地热流体主要是在碎屑岩盖层中循环。另外,见于开采井深部的混合岩富含斜长石和石英,但这些矿物并没有参与水-岩反应(或水-岩作用很弱),这同样提示地热流体主要是在沉积盖层中循环。

表 2 反向模拟计算结果

Table 2 Calculated results of reverse simulation

单位:mmol/L

反应类型	溶滤										阳离子交替吸附			氧化还原			
反应物	岩盐	硬石膏	方解石	萤石	天青石	针铁矿	白云石	CO ₂ (g)	O ₂ (g)	水铝石	斜长石	石英	KX	NaX	CaX2	Fe ³⁺	O ₂ (g)
摩尔转移	9.89E-3	3.78E-2	1.25	9.58E-2	2.18E-2	-3.04E-3	4.20E-2	7.08E-1	7.50E-4	-4.82E-3	0.00	0.00	3.07E-2	1.66	-8.46E-1	-3.00E-3	1.50E-3

注:摩尔转移为正的表示溶解(或释放进水中),负为沉淀(或从水中被吸附),零为不反应。

3 地热流体的水文地球化学成因模式

根据水文地球化学分析的结果,结合地热田的地质条件,可建立地热流体的地球化学成因模式如图 4。

在控热断裂 F₁ 所经过的丘陵地区,大气降水进入浅部岩土层并形成低温、低矿化度的重碳酸钙、重碳酸钙镁型水,在重力势的作用下向低水头区渗流,其中部分水进入 F₁ 断裂所形成的裂隙系统。在沿断裂裂隙带逐渐向下渗流的过程中,因

水中携带有大量的二氧化碳气体和氧气,故逐渐溶解围岩中的碳酸盐、硫酸盐和岩盐等矿物,并引起水铝石的沉淀,这些溶滤作用使水中的钠、钙、镁、重碳酸根和硫酸根离子浓度逐渐增加,铝离子则减少;水中的氧气则将亚铁离子氧化为针铁矿沉淀。同时,被岩石裂隙面吸附综合体所吸附的钾、钠离子与水中的钙离子发生了交替吸附作用,将钾、钠离子释放于水中并吸附水中的钙离子,从而引起水中钾、钠离子浓度升高并抑制钙离子的增长。在这些地球化学作用的共同影响下,地下水的矿化度逐渐提高,氧化电位则有所减弱,水化学类型演变为重碳酸钙型。随着地下水继续向低

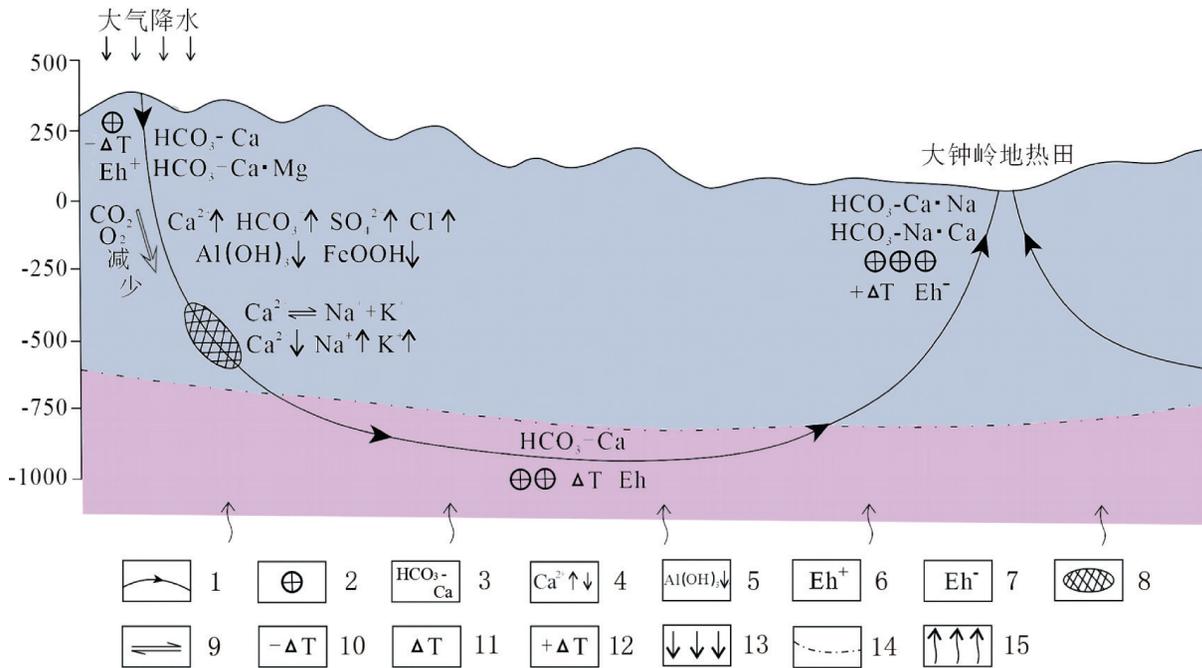


图4 地热流体地球化学成因模式图

Fig. 4 Geochemical genetic model of geothermal fluid

1—水流系统;2—数量表示 TDS 高低;3—水化学类型;4—离子浓度的增减;5—物质沉淀;6—氧化电位高;7—氧化电位低;8—离子吸附综合体;9—阳离子交替吸附;10—降温区;11—常温区;12—升温区;13—大气降水;14—地层界线(上为沉积岩,下为混合岩);15—大地热流

水头区渗流,上述溶滤、离子交替吸附和氧化还原等地球化学作用仍持续发生,因此地下水的矿化度不断升高,水化学类型演变为重碳酸钠钙或重碳酸钙钠型,氧化电位进一步降低,但仍处于相对偏氧化的环境中。由于渗流过程中受到大地热流的持续供热,因此地下水的温度也逐步升高,在经过最大循环深度近千米的缓慢渗流后,来自丘陵山区的大气降水最终形成了低温地热资源。

4 结论与讨论

东莞市大钟岭地热田的地热流体沿控热断裂渗流的过程中,出现了碳酸盐、硫酸盐等盐类的溶解,围岩所吸附的钾、钠离子与水中的钙离子出现交替吸附,同时水中的亚铁离子被氧化成为针铁矿沉淀,在这些地球化学作用共同控制下,入渗区低矿化度重碳酸钙、钙镁型水便逐渐演变为矿化度较高的重碳酸钙钠、钠钙型水。地热流体在演化过程中有较充足的二氧化碳和氧气参与,反映地热流体循环深度不太大、且处于偏氧化的环境。由于地热流体在循环过程中一直接受大地热流的持续供热,故最终形成具有开发利用价值的地热资源。

地球化学演化模式研究在地热勘查实践中应用得比较少,原因可能是认为这种研究主要用于后期分析,对勘查过程的指导作用较小。实际上地球化学演化模式研究除了可以掌握地热流体化学特征形成的内在机制外,对超前指导生产也有意义。比如本文在分析的过程中出现多个证据表明水循环的深度主要是发生在早侏罗世碎屑岩盖层,进入结晶基底的深度有限,这就可以超前指导勘查深度问题,对解决勘探深度这个勘查难点显然有良好指导意义。深部地热勘查并非越深越好,如果明显超过流体的循环深度,实际上就是无效工作。

[参考文献]

程文汉. 2013. 广东英德市碳酸盐岩地热田地温场特征和成因[J]. 热带地理, 33(05): 617-620.

季国松. 2014. 贵州册亨县百地金矿地球化学特征及成因探讨[J]. 贵州地质, 31(01): 21-26.

广东省地质局第四地质大队. 2015. 广东省地热资源现状调查评价与区划报告[R]. 271.

广东省地质技术工程咨询公司. 2020. 广东省东莞市塘厦大钟岭地热田地热资源勘查评价报告[R]. 20-73.

罗来钊. 2019. 广东新丰地热资源特征及成因[J]. 地质学刊, 43(02): 322-328.

- 王钧. 1985. 东南沿海地区地温场的形成及其分布规律[J]. 地震地质, 1:49-58.
- 王双. 2013. 广东阳江新洲地热田地热资源特征及其开发利用建议[J]. 地下水, 1:42-43.
- 汪集昉, 熊亮萍, 庞忠和, 等, 编著. 1993. 中低温对流型地热系统[M]. 北京: 科学出版社, 201-206.
- 吴玉婷, 叶洪恩, 郭志. 2019. 浅析广东地热资源分布特征及成因[J]. 地球, 4:99-101.
- 杨元丽, 孟凡涛, 杨荣康. 2014. 贵州省开阳县马岔河温泉水化学特征及成因[J]. 贵州地质, 31(03):229-233.
- 杨荣康, 杨丽君, 王乾. 2014. 贵州石阡地热田地热资源量计算[J]. 贵州地质, 31(02):154-157.
- 叶建. 2018. 基于地热井的洛阳万安山地区地热成因分析[J]. 山西科技, 33(02):95-97.
- 曾一芳, 谭夏南. 2021. 龙门县某地热田地质特征及成因模式分析[J]. 西部资源, 1:126-128.
- 张红红, 高焕毅, 李苹. 2019. 东营凹陷地热田特征及成因机理研究[J]. 地质学报, 93(S1):184-191.
- 张磊. 2020. 西藏自治区错那浅层低温热田成因分析[J]. 内蒙古煤炭经济, (14):5-7.

Geochemical Genetic Model of Geothermal Fluid in Dongguan City

QIU Xiang-rong

(Guangdong Geology Engineering Consulting Company, Guangzhou 510080, Guangdong, China)

[Abstract] The genetic model of hydrological geochemistry is important for understanding convection-type geothermal system, but it still need more work to do for deep understand the geochemical genetic model of geothermal system. In this paper, in order to understanding the hydrological geochemical genetic model of geothermal field clearly, based on the geological condition of geothermal field of Dazhongling in Tongsha of Dongguan, the chemical samples of 4 groups of geothermal fluid in dry season and the samples of the main water bodies (spring water, reservoir water, fish pond water, machine well and civilian well water) in the study area were collected for contrasting analysis. It's known that the chemical composition and environmental isotopes of geological fluid and other water. We present the geological fluid originates from the air infiltration water of Dapingzhang Forest Park, the west side of geothermal field, by utilizing the reverse-simulating of PHREEQC program. When underground water circulates along heat-control fracture, it suffers from the dissolve filter, redox and cationic alternating adsorption, to result in the low salinity calcium carbonates--calcium magnesium type water of infiltration area changing into high salinity calcium-sodium carbonates--sodium calcium type water. Because the participation of abundant carbon dioxide in circulate process, it means the circulating depth of geothermal field is not very deep, and locating in deoxidation environment. The circulating length of geothermal field is about 5~6km, depth about 1000m. Lasted ten thousand years seepage, heating constantly by geothermal currents, the geothermal resource with exploitation value forms eventually. The results are helpful for studying on the geochemical origin of geothermal systems in other similar areas, which is beneficial to the exploration and development of geothermal resources.

[Key Words] Geothermal fluid; Hydrological geochemistry; Genetic model; Dongguan City

音频大地电磁法在贵州遵义隐伏锰矿找矿勘查中的应用

肖林¹,陈云明¹,刘志臣^{1,2,4},杨炳南^{2,3,4},
陈登^{1,2,4},肖亮¹,王家俊³,代迪¹,杨佳鑫¹,苟熠¹

(1. 贵州省地矿局 102 地质大队, 贵州 遵义 563003; 2. 中国地质大学(武汉),
湖北 武汉 430074; 3. 贵州省地矿局 103 地质大队, 贵州 铜仁 554300;
4. 自然资源部基岩区矿产资源勘查工程技术创新中心, 贵州 贵阳 550081)

[摘要] 贵州遵义锰矿是我国二叠纪重要的锰矿床类型之一。近年来,遵义锰矿浅部资源日趋枯竭,找矿工作从浅部转向了深部,对隐伏锰矿的找矿迫在眉睫。在找寻隐伏锰矿中,原有的找矿勘查方法遇到了瓶颈,本文在结合大量地质研究的基础上,基于深部地层、构造、含矿岩系的电性差异,在研究区首次应用音频大地电磁法对隐伏锰矿体开展探索研究。研究发现,通过精细化的数据反演,该方法能够较好地反映研究区深部地层、构造及含矿岩系的展布特征,并部署钻探验证,所揭露的岩矿层位、构造特征和音频大地电磁法解译吻合程度较高。该方法可推广到研究区及其同类型区域的锰矿找矿勘查中,是锰矿找矿预测的有效方法之一。

[关键词] 音频大地电磁法;找矿勘查;隐伏锰矿;贵州遵义

[中图分类号] P618.32;P631.3⁺25 [文献标识码] A [文章编号] 1000-5943(2021)04-0412-07

1 引言

贵州遵义锰矿自上世纪 40 年代发现以来,一直是研究的热点,先后许多学者专家对遵义锰矿的矿床地质特征(刘巽锋等,1989;陶平等,2005;林贵生等,2006;陈登等,2019)、矿床成因(韩忠华等,2007;刘平等,2008;杨瑞东等,2009,2018;刘志臣等,2013,2015,2016;Xu et al,2021)、成矿环境(杨瑞东等,1993;刘巽锋等,2001;崔忠强等,2014;Deng et al,2016)、成矿模式(陈文一等,2003;魏泽权等,2011)、成矿时代(程玛莉等,2011;刘志臣等,2018)、岩相古地理

和构造古地理(刘志臣等,2019;汪洋等,2020;Liu et al,2021)等方面开展了不同程度的研究,并取得了丰富的成果。最近研究认为,贵州遵义二叠纪锰矿属气液喷溢沉积型锰矿床(刘志臣等,2019;汪洋等,2018),遵义次级裂谷盆地结构控制了遵义锰矿带的分布,锰矿在地堑盆地中沉积成矿,在地垒区无锰矿分布(刘志臣等,2019)。

研究区以往的找矿勘查方法主要应用钻探工程控制浅部(集中在 200~300 m)的锰矿资源,几乎没有应用其他的技术方法,然而,随着近年来浅部锰矿资源的日趋枯竭,找矿工作向深部转移,单靠钻探工程控制的模式已很难满足寻找深部隐伏锰矿体的需求,不仅钻探工程量投入较大,而且施

[收稿日期] 2021-07-12 [修回日期] 2021-09-29

[基金项目] 贵州省锰矿资源预测评价科技创新人才团队(黔科合平台人才[2018]5618)、贵州省优秀科技青年培养计划(黔科合平台人才[2019]5654)、贵州遵义锰矿整装勘查区矿产地质调查与找矿预测(尚嵇幅)(DD20190159-2020-11)、整装勘查区矿产地质调查与找矿预测(WKZB1911BJM300369)、贵州省科技计划项目(黔科合支撑[2017]2951)、贵州省科技计划项目(黔科合支撑[2019]2868)、黔地矿科合[2019]2号、黔地矿科合[2020]2号、贵州省地矿矿产勘查开发局重大研究课题(黔地矿科合[2021]3号)联合资助。

[作者简介] 肖林(1991—),男,工程师,学士,从事区域地质调查、矿产地质勘查工作。E-mail:546778361@qq.com。

[通讯作者] 陈云明(1982—),男,高级工程师,硕士,长期从事矿产地质勘查工作。E-mail:89059841@qq.com。

工周期长、风险高。为了降低找矿风险,除了开展锰矿找矿的理论创新,对找矿新方法的研究也迫在眉睫,(刘志臣等,2016)率先在研究区开展了地球物理找矿方法的应用研究,运用可控源音频大地电磁测深探寻500~800 m深度范围的锰矿找矿,取得了较好的效果。目前,研究区锰矿找矿勘查已突破1 500 m的深度,且深部的盆地结构特征判断也十分重要。国内外研究认为,音频大地电磁法在深部1 000~1 500 m的探测中可达到较好的效果,另外,该方法对识别深部盆地结构格局和同沉积断裂有较好的精度(Attwa M et al, 2018;杨炳南等,2018)。

在研究黔东大塘坡锰矿时,(杜远生等,2015)、(周琦等,2017)和(杨炳南等,2018)应用音频大地电磁法探寻深部地层、构造、含锰岩系及其盆地特征等,取得了较好进展。

经过对比研究贵州遵义锰矿区地层、构造和含锰盆地等特征,该区具备应用音频大地电磁法的条件,因此,首次应用了该方法,进行数据精细

反演,指导找矿预测和找矿勘查工作,取得了较好效果。

2 区域地质概况

按照中国成矿区带的划分(陈毓川等,2010),贵州遵义锰矿属于滨太平洋成矿域扬子成矿省,III级成矿单元中属上扬子中东部(台褶带)铅、锌、铜、银、铁、锰、汞、锑、磷、铝土矿、硫铁矿成矿带。区内矿产极为丰富,矿产有煤、硫铁矿、锰矿、铝土矿、石灰岩等,主要矿产为锰矿,仅产于二叠系地层中。大地构造位置位于羌塘-扬子-华南板块-扬子陆块,上扬子地块-黔北隆起区的毕节弧形褶皱代与凤冈南北向隔槽式褶皱变形区交接部位,区域内构造发育,以褶皱为主,呈北东、北北东向分布;断层走向与褶皱轴线基本一致,以高角度断层为主。区域出露地层为寒武系、奥陶系、二叠系、三叠系、侏罗系、白垩系地层,缺失志留系地层,均为沉积岩地层(图1)。

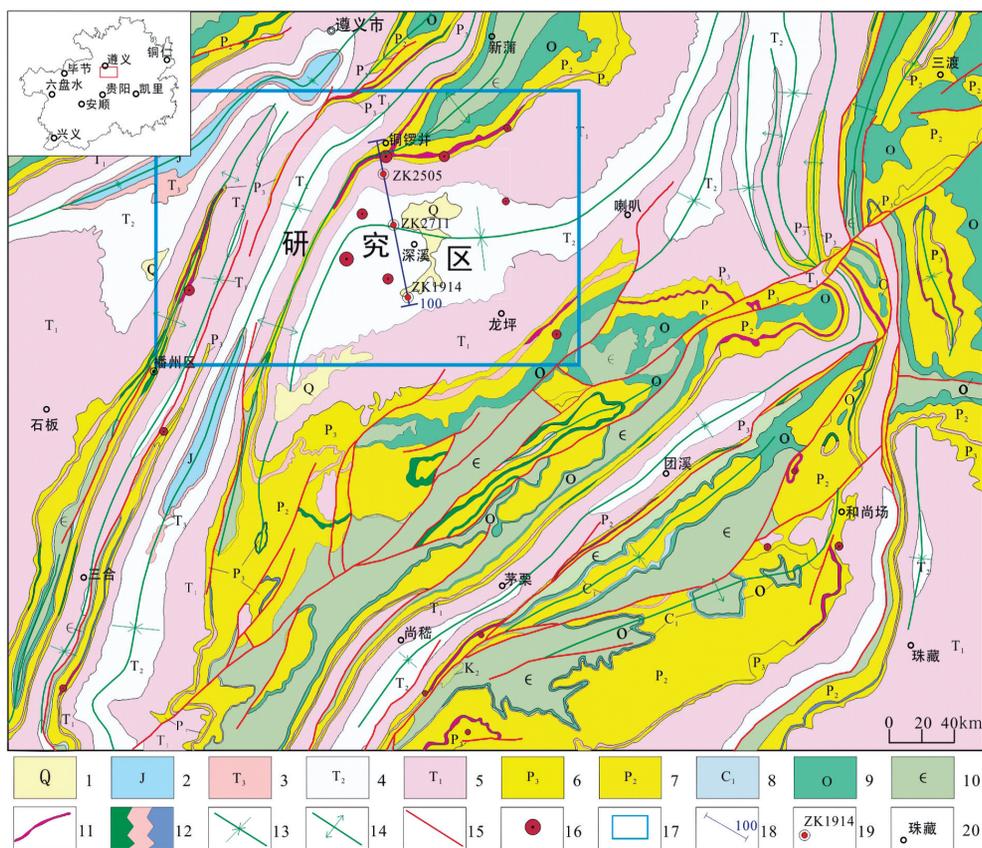


图1 遵义锰矿区区域地质简图(据贵州省地矿局102地质大队2019,2021改编)

Fig. 1 Regional geological sketch of Zunyi Manganese mining area

1—第四系;2—侏罗系;3—三叠系上统;4—三叠系中统;5—三叠系下统;6—二叠系乐平统;7—二叠系阳新统;8—石炭系下统;9—奥陶系;10—寒武系;11—锰矿层;12—硅质岩/粘土岩/硅质灰岩;13—向斜;14—背斜;15—断层;16—锰矿(床)点;17—研究区;18—物探剖面位置及编号;19—钻孔位置及编号;20—地名

研究区地层属羌塘-扬子-华南地层大区之扬子地层区,黔北地层分区,毕节-瓮安地层小区(贵州省地质矿产勘查开发局,2017)。出露地层均为沉积岩地层,自老至新为:二叠系阳新统茅口组(P_2m),二叠系乐平统龙潭组(P_3l)、长兴组(P_3ch),三叠系下统夜郎组(T_{1y})、三叠系下-中统嘉陵江组(T_{1-2j})、三叠系中统关岭组(T_2g)。

研究区含锰岩系为茅口组第三段,被上覆二叠系龙潭组平行不整合覆盖,整合于下伏的二叠系茅口组第二段(P_2m^2)硅质灰岩之上,含锰岩系一般厚0.99~9.61 m,由一套灰色、深灰色及浅肉红色的菱锰矿、粘土岩、含锰粘土岩及浅灰绿色凝灰岩组成。锰矿体产于含锰岩系底部,走向为北东东-南西西,走向长约2.5 km,倾向延伸约1.8 km,呈层状、似层状产出,矿体厚度为0.50~4.16 m,平均厚2.50 m,锰品位一般为15.26%~42.27%,平均为23.68%。矿石矿物主要为菱锰矿,次为钙菱锰矿、锰方解石、水褐锰矿、软锰矿等,脉石矿物主要为粘

土,次为硫化物、绿泥石等,矿石结构以角砾状结构为主,次为碎屑状结构、鲕粒结构,主要为无定向构造、纹层状构造、斑杂状构造等。 $\omega(\text{Mn})/\omega(\text{Fe})$ 的比值为1.78~5.91,平均值为3.95、 $\omega(\text{CaO} + \text{MgO})/\omega(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ 比值为0.38~2.27,平均为0.90。矿石自然类型为碳酸锰矿石,工业类型为中硫、高铁、造渣组分也较高的低磷、低硅的酸性富锰矿石,矿床成因为气液喷溢沉积型锰矿床。

3 地球物理特征

采用小四极法在研究区内谢家坝地区二叠系茅口组、龙潭组、长兴组,三叠系夜郎组、嘉陵江组及第四系中采集了包括灰岩、白云岩、粘土岩、泥岩、块状锰矿石、粘土等不同岩矿石,实测了155个物性点,归纳总结了研究区的视电阻率参数物性特征(表1)。测量仪器为重庆地质仪器厂生产的DZD-6A电法仪。

表1 遵义锰矿整装勘查区岩矿石电性参数测定结果统计表

Table 1 Statistics of measurement results of rock and ore electrical parameters in Zunyi Manganese fully equipped exploration area

岩性名称	地层代号	电阻率($\Omega \cdot m$)	
		变化范围	平均值
粘土	Q	234.68~425.93	265.42
白云岩	T_{1-2j}	1 285.08~1 712.22	1 498.65
灰岩	T_{1y}^2 、 P_3ch 、 P_2m	2 118.39~6 768.30	4 443.35
泥岩	P_3l	274.11~544.1	330.73
块状锰矿石	P_3l 与 P_2m 之间	77.6~478.8	205.60

第四系粘土、夜郎组三段、龙潭组泥岩及块状锰矿石电阻率值较低,其平均值低于 $400 \Omega \cdot m$;嘉陵江组(T_{1-2j})白云岩电阻率平均值为 $1 498.65 \Omega \cdot m$;夜郎组第二段(T_{1y}^2)、长兴组(P_3ch)、茅口组(P_2m)灰岩电阻率较高,其电阻率平均值大于 $4 000 \Omega \cdot m$ 。

研究区含锰岩系位于龙潭组与茅口组之间,主要由茅口组三段的含锰粘土岩及碳酸锰矿层等组成,含锰岩系综合电性特征为低电阻率,其上覆的长兴组灰岩和下伏茅口组灰岩同为高电阻率特征,是判断含锰岩系存在的间接标志,含锰岩系与其它岩性差异明显,具备电法物探勘查条件。

4 工作原理及数据处理

4.1 方法原理

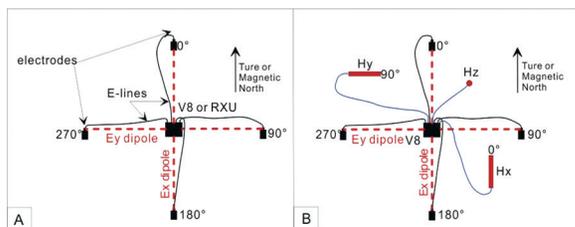
音频大地电磁法基本原理是以天然大地电磁

场为场源,观测互相垂直的两个方向上若干频率的电场水平分量和磁场水平分量,然后利用电场振幅和磁场振幅计算阻抗电阻率;观测电场相位和磁场,用以计算阻抗相位;用阻抗电阻率和阻抗相位联合反演计算电阻率参数,最后利用反演的电阻率进行地质推断解释。通过研究地电断面的变化,来解决找矿、找水、研究地质等问题。该方法适用于中浅层深入调查,探测深度一般在 $2 000 m$ 之内,频率范围是 $10 000 \text{ Hz} \sim 1 \text{ Hz}$,因为其高频部分 $10 000 \text{ Hz} \sim 1 000 \text{ Hz}$ 所在频段的声波人耳能听到,所以称为“音频”,单点采集时间约60 min。

AMT可以提供TE和TM两个模式的视电阻率和阻抗相位用于视电阻率反演。根据趋肤效应,把波在地下介质传播中振幅衰减到地面振幅值 $1/e$ 的深度定义为趋肤深度 $\delta = \sqrt{2/\omega\mu\sigma} \approx 503 \sqrt{\rho/f}$ (Niblett et al., 1996), Jones (2006)认为趋

肤深度与地下介质的电阻率和采集周期有关,地下介质电阻率越高,穿透深度越大,采集周期越长,穿透深度越大,可以通过测量从高频到低频的电磁响应来获取地下介质由浅到深的电性结构。

野外观测时(如图2所示),所有的仪器盒子使用两个电极来测量一个电道的数据,电道的终端为埋置于25 cm深的盐水泥浆坑的不极化电极罐,电极线组成一个直角十字架,采集盒子位于正中。



A—辅助站;B—主测站

图2 V8-AMT 测量装置布置图(据杨炳南等,2018)

Fig. 2 Layout of V8-AMT measuring device

野外施工时,用高精度 eTrex 手持 GPS 卫星定位仪找到测点位置,并在此位置用罗盘指挥工作人员在测网坐标系“北”“南”“东”“西”(这里的方向有测网坐标系而定,此处说的北不一定是正北)四个方向距测站 20 m±(每个电道电极距 40 m)埋设四个不极化电极,方位角的误差 $\pm 1^\circ$;然后按对应电极方向,将四条电极线连接到对应的终端上。用万用表测量 E_x 和 E_y 两个电道的接地电阻(尽可能保证小于 $2\ 000\ \Omega \cdot m$)、DC 电位及 AC 电位,并记录到班报表上;同时,分别垂直于 E_x 、 E_y 方向水平放置两根磁棒 H_x 、 H_y 。

4.2 数据处理及反演

研究区内音频大地电磁法工作采用凤凰地球物理有限公司的第八代地球物理数据采集系统-V8 System 200.net 采集野外数据,采集频率范围 $10\ 400 \sim 0.35\ Hz$,采集参数为磁道数据和电道数据。共完成 1 条剖面,测线总长 19.4 km,点距 $100 \sim 200\ m$,完成了 128 个测点的数据采集工作。剖面布设时避免了遵义城区人文干扰,剖面方位为 170° ,大致垂直于锰矿体展布方向布设。野外采集电极距长约 40 m,单点采集时间约 60 min。

对 AMT 数据处理和反演,是采用凤凰地球物理有限公司提供的 SSMT-2000 和成都理工大学开发的 MTsoft2D 数据处理反演软件。数据处理过程为:导入 SSMT2000 软件,输入时间序列文件、标定文件、测点参数文件,生成傅立叶变换因

子,所有同时选择的采集数据必须有同样的傅立叶变换频率参数,这些参数是以二进制保存在 Fourier Transform Parameters(PFT)文件中,然后从参考点的数据中用 robust 程序进行再处理,输出 MTPlot 软件可读的数据处理文件,输出文件中包含每个频点的 crosspower(一个单频的叠加因子),SSMT2000 数据处理的最终过程是将离散傅立叶变换(DFT)的结果进行再处理生成 crosspower 数据。crosspower 会保存在输出结果中,它即可图形显示,也能被用 MT2D-soft 这个软件进行反演。数据处理包括“编辑平滑”、“测点处理”、“曲线拟合”、“静态校正”、“空间滤波”等(Jiracek,1990)。

完成各种地形校正(韩骑等,2015)、数据平滑(即对干扰信息的压制和有用信号识别等)、二维空间滤波等方法后,可进行起伏地形下的二维反演和成像解释。

本次物探工作数据反演参考已知地质资料,将各种反演方法逐一反演,与已知地质资料进行详细对比后,选择带地形非线性共轭梯度反演(Fletcher R et al.,1964;Siripunvaraporn W et al.,2000;Rodi W et al.,2001;韩波等,2012;康敏等,2017),以一维 Bostick 反演结果为初始模型,反演深度为 2.0 km,最大迭代次数为 20 次,最小拟合精度设置为 0.05,平滑系数为 0.05。

5 成果解释及钻探验证

5.1 异常的判别

研究区断层异常特征总体是二维板状体形态特征,向下延伸较深。相对于围岩介质的电阻率,断层可表现为低阻断层和高阻断层,决定于断层的物质成分、胶结程度、破碎带宽度、含水性等特性和围岩电阻率特性。一般来说,活动断层电阻率值较低,断层越老,胶结程度越强,电阻率值越高;断层破碎带越宽,越破碎,电阻率相对较小;地下和地表水越丰富,电阻率越小;压性断层少水,则为高阻,张性断层富水,则为低阻。因此,判断断层最直接的依据是视电阻率断面图的横向电性是否连续。也就是说,横向电性即横向的视电阻率曲线发生了较明显的下陷或上凸,使其两侧的电性差异明显,表现为一个很明显的非连续性。

在地层分层效果上表现为:位于龙潭组下伏

地层茅口组第三段的含锰岩系和龙潭组以泥岩、粉砂质泥岩为主的地层呈低电阻率电性特征,其上覆的长兴组、三叠系地层和下伏的茅口组地层以灰岩为主,呈高阻电性特征。

5.2 异常解释推断

研究区内共实测了1条剖面,为100剖面。经过对AMT数据处理和反演,生成了AMT反演成果图,研究区锰矿层位于茅口组第三段含锰岩系,被上覆二叠系乐平统龙潭组平行不整合覆盖,整合覆盖于下伏二叠系阳新统茅口组第二段

(P_2m^2)硅质灰岩之上,其分布范围严格受硅质灰岩分布范围控制(刘巽锋等,1989)。含锰岩系底板为较厚的茅口组第二段硅质灰岩,顶板为厚度巨大的龙潭组泥岩、粉砂质泥岩及灰岩,二者间出现了较为明显的低阻区。根据含锰岩系顶底板电性差异,可圈定出含锰岩系的空间分布位置、形态和深部的延伸情况,以及深部构造分布特征,为钻探施工和找矿预测提供一定的依据。

通过对研究区地质特征和物性特征进行综合分析研究,对100剖面反演结果进行解释(图3)。

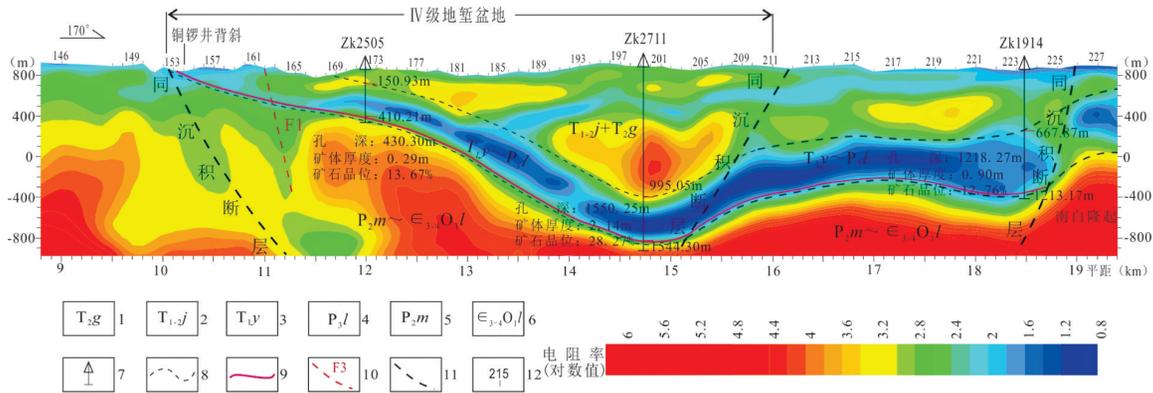


图3 100剖面地球物理综合成果解释图(据贵州省地矿局102地质大队,2019;汪洋等,2020改编)

Fig. 3 Interpretation map of comprehensive geophysical results of section 100

1—三叠系关岭组;2—三叠系嘉陵江组;3—三叠系夜郎组;4—二叠系龙潭组;5—二叠系茅口组;6—寒武—奥陶系娄山关组;7—钻孔位置;8—推测地层界线;9—含锰岩系;10—推测断层;11—推测同沉积断层;12—AMT测量点

(1) 图面电阻率垂向上及横向上变化明显。垂向上对探测区域各倾斜岩层分层效果较好,剖面北段101-160号点大体表现为两层电性结构特征,由地表往下总体表现为“低—高”的变化模式;剖面南段160-228号点大体表现为四层电性结构特征,由地表往下总体表现为“低—高—低—高”的变化模式。关岭组泥岩、泥质白云岩显示相对低阻电性,嘉陵江组灰岩、白云岩显示高阻电性,夜郎组和龙潭组泥岩、砂岩、粘土岩显示低阻电性,茅口组—奥陶系灰岩显示高阻电性。

(2) 横向上根据电阻率的不连续性,推测在110、130、152、211、226号点附近存在同沉积断层,其中110、226号点处的断层为控制Ⅲ级深溪—八里地堑盆地的同沉积断层;130、152、211处的断层为控制Ⅳ地堑盆地的同沉积断层。铜锣井背斜核部位于155号点附近。162号点附近推测有1条次级断裂异常,编号为F1,推测为后期构造。

5.3 钻探验证

采用音频大地电磁法在遵义锰矿整装勘查区

开展了工作,对间接控制锰矿成矿的地堑盆地、同沉积断层以及成矿后构造进行了解,为了验证成果解释的可靠性和该方法间接控制与锰矿成矿有关的地堑盆地、同沉积断层的有效性,在100剖面线170、200、223点附近分别施工了钻孔ZK2505、ZK2711、ZK1914进行揭露验证。其中,钻孔ZK2505孔深为430.30m,施工至孔深150.93m揭穿嘉陵江组灰岩,在孔深410.21m揭穿龙潭组粘土岩,孔深410.21~410.79m揭露含锰岩系,锰矿体真厚0.29m,Mn品位13.67%,见矿良好;钻孔ZK2711孔深为1550.25m,揭露至孔深995.05m揭穿嘉陵江组灰岩,在孔深1544.30m揭穿龙潭组粘土岩,孔深1544.30~1548.55m揭露含锰岩系,锰矿体真厚2.14m,Mn品位28.27%,见矿极好;钻孔ZK1914孔深为1218.27m,施工至孔深667.87m揭穿嘉陵江组灰岩,在孔深1213.17m揭穿龙潭组粘土岩,孔深1213.17~1216.12m揭露含锰岩系,锰矿体真厚0.90m,Mn品位12.76%,见矿良好。施工完成的各个钻孔揭露的相应层位、含锰岩系位置与音频大地电磁法

解释的断面吻合较好,解释的同沉积断层及地堑盆地形态和位置通过专项填图工作验证也吻合,该方法应用在贵州遵义锰矿整装勘查中寻找和预测深部与锰矿成矿有关的地堑盆地和同沉积断层是有效的,对锰矿勘查工作指导效果极佳。在今后的锰矿勘查中,在找矿重点区域采用大比例尺音频大地电磁法,将该方法取得的成果与地质、钻孔等资料结合,进行综合分析和深入研究,为下一步锰矿找矿突破提供更为详实的资料,以进一步指导锰矿整装勘查工作。

6 结论

(1) 遵义锰矿整装勘查区不同岩矿石的电性特征差异明显,含锰岩系底板的茅口组灰岩显示高阻电性,以泥岩为主的龙潭组以及龙潭组下伏茅口组第三段的含锰岩系显示低阻电性,其上覆盖的长兴组灰岩显示高阻电性。

(2) 在遵义锰矿整装勘查区采用音频大地电磁法开展工作,通过电性特征的差异,音频大地电磁法物探成果总体上能够反映该区地层、构造及含矿岩系的展布特征,效果明显,具有较好的指导意义。

(3) 经施工的钻探验证,揭露的岩矿石层位和音频大地电磁法解释的吻合程度较高,找矿效果较为显著,该方法有望为后续研究区内锰矿勘查工作和区域同类型的锰矿找矿预测提供详实有效的依据。

[参考文献]

- 陈登,汪洋,刘志臣,等. 2019. 贵州遵义播州区和尚场锰矿床地质特征[J]. 矿产与地质,33(3):427-433.
- 陈毓川,王登红,等. 2010. 中国成矿区带划分方案[M]. 北京:地质出版社.
- 陈文一,王中刚,刘家仁. 2003. 贵州二叠纪岩相古地理与沉积矿产关系[J]. 古地理学报,5(1):17-20.
- 程玛莉,魏怀端,刘坤,等. 2011. 贵州二叠系锰矿成矿特征及成矿时代探讨[J]. 贵州大学学报,28(1):53-58.
- 崔忠强,刘志臣,张远国,等. 2014. 贵州遵义锰矿成矿环境分析[J]. 矿业工程研究,29(2):60-65.
- 杜远生,周琦,余文超,等. 2015. Rodinia 超大陆裂解、Sturtian 冰期事件和扬子地块东南缘大规模锰成矿作用[J]. 地质科技情报,34(6):1-7.
- 贵州省地矿局 102 地质大队. 2019. 贵州省遵义市锰矿整装勘查区矿产调查与找矿预测子项目成果总报告[R].
- 贵州省地矿局 102 地质大队. 2021. 贵州遵义锰矿整装勘查区矿产地质调查与找矿预测成果总报告[R].
- 贵州省地质矿产勘查开发局. 2017. 贵州省区域地质志[M]. 北京:地质出版社.
- 韩波,胡祥云,何展祥,等. 2012. 大地电磁反演方法的数学分类[J]. 石油地球物理勘探,47(1):177-187.
- 韩琦,胡祥云,程正璞,等. 2015. 自适应非结构有限元 MT 二维起伏地形正反演研究[J]. 地球物理学报,58(12):4675-4684.
- 韩忠华,潘家州. 2007. 浅析贵州二叠系锰矿与峨眉山玄武岩之关系[J]. 贵州地质,4(3):197-201.
- 康敏,胡祥云,康健,等. 2017. 大地电磁二维反演方法分析对比[J]. 地球物理学进展,2(2):476-486.
- 林贵生,李赞. 2006. 遵义锰矿地质特征及找矿潜力分析[J]. 中国锰业,24(3):26-29.
- 刘平,廖友常,殷科华,等. 2008. 与火山活动有关的热液沉积锰矿—以贵州二叠纪锰矿为例[J]. 中国地质,35(5):992-1006.
- 刘巽锋,王庆生,高兴基. 1989. 贵州锰矿地质[M]. 贵阳:贵州人民出版社.
- 刘巽锋,王庆生,高兴基. 2001. 贵州锰矿地质[M]. 贵阳:贵州人民出版社.
- 刘志臣,张远国,陈登,等. 2013. 贵州遵义锰矿区“白泥塘层”硅质岩地球化学特征及其地质意义[J]. 矿物学报,33(4):265-270.
- 刘志臣,王聪,张远国,等. 2015. 贵州遵义锰矿床地球化学特征及成因分析[J]. 矿物学报,35(4):481-488.
- 刘志臣,颜佳新,陈登,等. 2016. 贵州遵义深溪大型隐伏锰矿床的发现及成因探讨[J]. 地质论评,62(s):217-218.
- 刘志臣,吴发刚,骆红星,等. 2016. CSAMT 法在贵州遵义锰矿整装勘查中的运用[J]. 物探与化探,40(2):342-348.
- 刘志臣,颜佳新,周琦,等. 2018. 贵州遵义二叠纪成矿时代及锰矿成因探讨[C]. 第十四届全国矿床学会会议论文集,943-944.
- 刘志臣,周琦,颜佳新,等. 2019. 二叠纪贵州遵义次级裂谷盆地结构及其对锰矿的控制作用[J]. 古地理学报,21(3):517-526.
- 陶平,杜昌乾,马荣,等. 2005. 贵州及邻区二叠系锰矿地质特征及成矿作用探讨[J]. 贵州地质,22(2):103-108.
- 陶平,袁良军,向文勤,等. 2012. 贵州省锰矿资源潜力评价报告[R]. 贵州省地质调查院.
- 汪洋,刘志臣,陈登,等. 2018. 贵州遵义二叠纪锰矿古天然气喷口群的发现及地质意义[J]. 贵州地质,35(2):81-87.
- 汪洋,刘志臣,陈登,等. 2020. 贵州遵义二叠系茅口组锰矿成矿建造、盆地原型及锰矿相带特征[R]. 古地理学报,22(5):989-1000.
- 魏泽权,熊敏. 2011. 遵义地区锰矿成矿模式及找矿前景分析[J]. 贵州地质,28(2):104-107.
- 杨炳南,胡祥云,周琦,等. 华南南华纪古天然气渗漏沉积型锰矿 AMT 勘查技术方法研究[J]. 贵州地质,2018,35(4):105-111.
- 杨瑞东,颜承锡. 1993. 贵州早二叠世茅口晚期成矿环境及锰矿远景预测[J]. 贵州科学,11(2):65-71.
- 杨瑞东,程玛莉,魏怀端. 2009. 贵州水城二叠系茅口组含锰岩系地质地球化学特征与锰矿成因分析[J]. 大地构造与成矿学,32(4):613-619.

- 杨瑞东,程玛莉,高军波,等. 2018. 贵州二叠系茅口组顶部锰矿沉积特征及矿床成因研究[J]. 地质学报,92(4):804-816.
- 周琦,杜远生,袁良军,等. 2017. 古天然气渗漏沉积型锰矿床找矿模型-以黔湘渝毗邻区南华纪“大塘坡式”锰矿为例[J]. 地质学报,91(10):2285-2298.
- Attwa M, Henaish A. 2018. Regional structural mapping using a combined geological and geophysical approach: A preliminary study at Cairo-Suez district, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 144 (aug.): 104-121.
- Deng X D, Li J W, Vasconcelos P M. 2016. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of supergene Mn-oxides from the Zunyi Mn deposit, Guizhou Plateau, SW China: Implications for chemical weathering and paleoclimatic evolution since the late [J]. *Miocene*, 445: 185-198.
- Fletcher R, Reeves C M. 1964. Function minimization by conjugate gradients[J]. *Computer J*, 7(2): 149-154.
- JIRACEK G R, 1990. Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction [J]. *Surveys in Geophysics*, 11(2): 163-203.
- Ledo J. 2005. 2-D versus 3-D magnetotelluric data interpretation [J]. *Surveys in Geophysics*, 26: 511-543.
- Li G, Xiao X, Tang J T, et al. 2017. Near-source noise suppression of AMT by compressive sensing and mathematical morphology filtering[J]. *Applied Geophysics*, 14(4): 581-589.
- Liu Zhi-chen, Zhou Qi *, Liu Ke, et al. 2021. Sedimentary features and paleogeographic evolution of the middle Permian trough basin in Zunyi, Guizhou, South China [J]. *Journal of Earth Science*. doi:https://doi.org/10.1007/s12583-021-1406-2.
- Ren Z Y, Kalscheuer T, Greenhalgh S, et al. 2014. A finite-element-based domain-decomposition approach for plane wave 3D electromagnetic modeling[J]. *Geophysics*, 79(6): 255-268.
- Rodi W, Mackie R L. 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion [J]. *Geophysics*, 66(1): 174-187.
- Xu H, Gao J B, Yang R D, et al. 2021. Metallogenic mechanism of large manganese deposits from Permian manganese ore belt in western South China Block: New mineralogical and geochemical evidence [J]. *Ore Geology Reviews*, 132(5): 103993.
- Siripunvaraporn W, Egbert G. 2000. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data [J]. *Geophysics*, 65(3): 791-803.

Application of Audio Frequency Magnetotelluric Method in Prospecting and Exploration of Concealed Manganese deposit in Zunyi, Guizhou

XIAO Lin¹, CHEN Yun-ming¹, LIU Zhi-chen^{1,2,4}, YANG Bing-nan^{2,3,4},
CHEN Deng^{1,2,4}, XIAO Liang¹, WANG Jia-jun³, DAI Di¹, YANG Jia-xin¹, GOU Yi¹

(1. 103 Geological Party, Guizhou Bureau of Geology & Mineral Exploration and Development, Zunyi 563003, Guizhou, China; 2. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China; 3. 103 Geological Party, Guizhou Bureau of Geology & Mineral Exploration and Development, Tongren 554300, Guizhou, China; 4. Innovatin Center of Ore Resources Exploration Technology in the Region Bedrock, Ministry of Natural Resources of China, Guiyang 550081, Guizhou, China)

[Abstract] Zunyi manganese deposit in Guizhou is one of the important manganese deposits in Permian in China. In recent years, the shallow resources of Zunyi Manganese deposit are becoming increasingly exhausted, and the prospecting work has shifted from shallow to deep. The prospecting for concealed manganese deposit is imminent. In the search for concealed manganese ore, the original prospecting and exploration methods have encountered a bottleneck. Based on a large number of geological studies, due to the electrical differences of deep strata, structures and ore bearing rock series, audio magnetotelluric method is used to explore and study the concealed manganese ore body for the first time in the study area. It is found that through refined data inversion, this method can better reflect the distribution characteristics of deep strata, structures and ore bearing rock series in the study area, and deploy drilling verification. The revealed rock and ore horizons, structural characteristics and audio magnetotelluric interpretation are in good agreement. This method can be extended to the manganese ore prospecting and exploration in the study area and its similar areas. It is one of the effective methods for manganese ore prospecting and prediction.

[Key Words] Audio-frequency magnetotellurics; Prospecting and exploration; Concealed manganese deposit; Zunyi Guizhou

不同物质(土质、岩质)的岩石滑坡体高密度电法异常特征区别

吕天江,陈先童,黄启霖,宋启文,杨海龙,宋顺昌,陈德靖,杨 武

(贵州省地矿局地球物理地球化学勘查院,贵州 贵阳 550018)

[摘 要]应用物探方法对滑坡进行勘查,已成为一种经济、快捷、有效的手段,文章首先从认识两类典型滑坡(I类—土质滑坡、II类—岩质滑坡)的滑坡结构开始,从物性差异角度分析了滑体、滑面和滑床的电性特征,说明了物探方法在滑坡勘查中的有效性;通过在某已知滑坡地质体上采用高密度电法不同装置、不同极距进行测试,得出滑坡勘查中电性响应特征的一般规律,总结了高密度电法在滑坡勘查中的技术要点和“滑面”解释原则;最后对贵州地区典型的2处滑坡(土质、岩质滑坡)勘查成果进行实例分析,结果显示:两类物质(土质、岩质)的岩石滑坡地质体电性响应特征具有相同规律,均有明显的三层电性结构层(高-低-高阻)分别对应滑体、滑面、滑床,但土质滑坡地质体的软弱夹层反映在电性剖面特征上的“体积效应”更显著。

[关键词]滑坡地质体;电性特征;高密度电法;装置;体积效应;滑面解释原则

[中图分类号]P694;P642.22;P613.3 [文献标识码]A [文章编号]1000-5943(2021)04-0419-011

1 引言

滑坡作为地质灾害的主要类型之一,长期以来对人们的生命和财产造成严重威胁,对环境和资源造成破坏;我国70%为山区,大多处于中西部,贵州省是一个山地省份,地质灾害发生尤其突出(贵州省地质环境监测院,2009),贵州在全国属于云贵高原滑坡、崩塌、泥石流和地面塌陷高发区(国土资源部,2012),与此同时,贵州省地质灾害研究及治理工作也很突出,近年来,开展了全省重点地区重大地质灾害隐患详细调查,全省高位隐蔽性地质灾害隐患专业排查,全省20处(以县为单位)重点区域1:1万地质灾害详查及风险评估,贵州省地质灾害综合治理三年行动等一系列调查及治理工作。

贵州重大地质灾害规模等级以小型和中型为主;灾害类型以滑坡为主,崩塌次之,地面塌陷相

对较少,泥石流和地裂缝数量少;贵州省滑坡以土质型滑坡为主,岩质滑坡占比少(吕刚,2016),物探方法应用于滑坡勘查可以为滑坡研究和治理提供有力支撑,对确定潜在滑体、了解滑面深度、掌握滑坡稳定状态等都有十分重要的作用;高密度电法被广泛地应用于地质灾害(滑坡)、水文、工程与环境地质勘查工作中(周杰等,2018),具有观测精度高、数据采集量大、地质信息丰富、解释方便、生产效率高等优点,研究高密度电法在滑坡勘查中的异常特征具有重要价值。

2 滑坡地质体结构及“三滑”的物性变化

2.1 土质、岩质物质组成的滑坡体

滑坡是指斜坡上的岩(土)体由于暴雨、地下水、地震或人为因素在重力作用下沿滑动面向下滑

[收稿日期]2021-07-08 [修回日期]2021-10-14

[基金项目]贵州省地矿局青年地质科研项目(黔地矿科合(2018)38号)。

[作者简介]吕天江(1986—),男,工程师,主要从事应用地球物理勘查工作,E-mail:645697595@qq.com。

[通讯作者]陈先童(1988—),男,工程师,长期从事应用地球物理勘查工作,E-mail:790799650@qq.com。

动的现象,滑坡主要诱因是不断降雨引起大量地表水下渗,导致滑坡面(软弱夹层或软弱面)内物质软化,物理力学性质降低,当其不能提供足够的摩擦阻力阻挡滑坡体的下滑力时,将导致滑坡的形成。在不同岩性地区滑坡的诱发因素、形成机理各不相同,均有其特殊性;沉积岩地区的滑坡大多与软弱夹层有关,滑动面基本由软弱夹层演变而来(廖全涛等,2006)。滑坡结构体主要由滑体、滑面、滑床构成,滑坡的分类方法较多,从物探勘查角度分析,按滑坡体物质组成分类与地球物理特征最为相关(李富等,2019)。按物质组成分类,滑坡可以分为两类(I类—土质滑坡,II类—岩质滑坡)。

土质滑坡:滑坡物质多由碎屑岩构成,滑坡体一般为第四系残坡积层、堆积土、粘土夹碎石、角砾土、砂泥岩、页岩等,多含碎石或块石,抗剪强度低、易风化,地表水容易下渗,沿裂隙或表土渗入土体后导致土体自重增加,土体粘聚力和内摩擦角降低,从而导致下滑(熊炜等,2014),见图1。

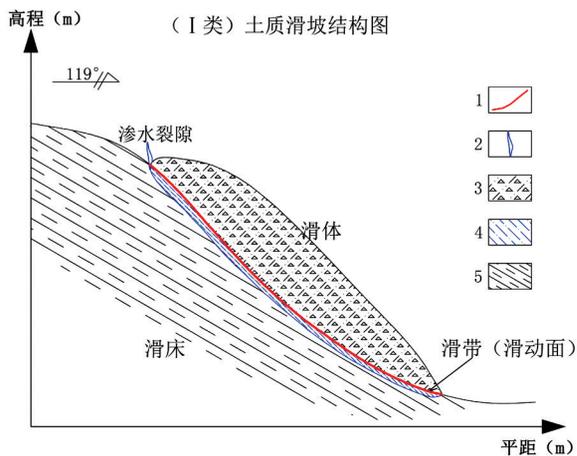


图1 I类—土质滑坡结构图

Fig.1 Structure of class I soil landslide

1—滑面;2—渗水裂隙;3—潜在滑坡堆积体;4—软弱夹层;5—碎屑岩

岩质滑坡:滑坡物质多由硬质岩组、碳酸盐岩构成,滑面多由软质岩构成(如软弱夹层、软弱结构面、泥岩、泥灰岩等),由于软、硬岩组的差异风化,竖向张裂缝的导水,雨水通过裂缝进入坡体内部和滑动面,软化软弱夹层从而影响滑坡稳定性(元星等,2015),见图2,该类滑坡往往溶蚀、岩石节理裂隙发育程度高。认识两类滑坡结构体需要注意几点:

①两类滑坡的外界诱因均与裂缝(渗水裂隙)和软弱夹层关系密切,雨水为最重要的外界诱因。

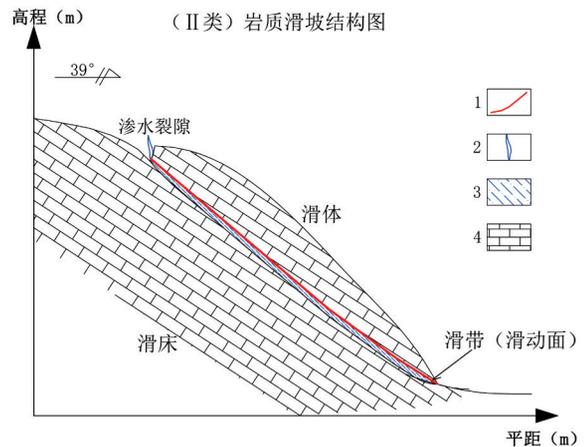


图2 II类—岩质滑坡结构图

Fig.2 Structure of class II rock landslide

1—滑面;2—渗水裂隙;3—泥化软弱夹层;4—灰岩

②滑坡前沿具有一定临空面,坡度角 $10^{\circ} \sim 45^{\circ}$,岩层倾向与坡度角方向一致最容易形成滑坡。

③自然状态下土质滑坡较多发,但大型滑坡少,岩质滑坡占比少,但大型滑坡占比高,破坏力大。

2.2 “三滑”的物性特征

“三滑”是指一个完整的滑坡地质体由“滑体、滑面、滑床”三部分组成,滑坡结构体在电性上有明显的差异特征,一般表现为滑坡体的视电阻率大,滑动带(又称滑面,一般为软弱带演变而来)的视电阻率相对较低,下部的滑床视电阻率更高;土质滑坡滑体大多结构松散,含碎石、孔隙度大,多表现为高阻,滑面物质多为粘土、泥岩、软质岩组,由于雨水沿表层的滑体或裂隙向下渗至滑动带,使滑动带表现为明显低阻特征,滑床则由于风化程度低,岩石相对较致密为高阻;岩质滑坡则由于本身有软硬岩组相间构成,滑面(软弱夹层或软弱面)也为相对低阻反映(雨水的下渗作用会使低阻差异更明显),这为电法勘探滑坡结构体提供了有益的物质前提;应用高密度电法可以清晰地划分出潜在滑体、滑面、滑床,电性特征上表现为明显的三层结构:高-低-高阻,见表1。

2.3 “滑面”的解释原则

根据上述分析,滑坡勘查中滑面确定应从滑坡电性结构层出发,重点关注潜在滑体和软弱夹层电性特征,滑面通常由软弱夹层演变而来,为低电阻率,可以作为滑面标志层;由于电法勘探的

表1 按滑坡地质体不同结构层分类的电性特征

Table 1 Electrical characteristics of landslide geological body according to different structural layers

滑坡地质体及结构		岩性	电阻率范围/($\Omega \cdot m$)	平均值/($\Omega \cdot m$)	电性特征
土质 滑坡	滑体	第四系、堆积土、粘土夹碎石、角砾土、砂泥岩、页岩等碎屑岩	25 ~ 3 500	541	中-高阻
	滑面	软质岩组、泥岩、粘土	20 ~ 552	118	低阻
	滑床	硬质岩组、粉砂岩、粘土岩、板岩	207 ~ 3 543	663	高阻
岩质 滑坡	滑体	硬质岩组、碳酸盐岩、破碎岩体	1 205 ~ 7 000	3 500	中-高阻
	滑面	软质岩组(软弱夹层、软弱结构面)、泥岩、泥灰岩	203 ~ 1 520	651	低阻
	滑床	硬质岩组、碳酸盐岩	1 501 ~ 8 557	3 681	高阻

“体积效应”影响,软弱夹层厚度在电性剖面上往往被放大,应以软弱夹层上界面(即与潜在滑体接触面)来确定潜在滑面位置。在灰岩区采用高密度电法工作时,雨水渗入到滑坡堆积体中,会使电阻率色谱失真(陈龙等,2019),多表现为局部低阻异常圈闭区,影响滑面深度判断,故在灰岩地区滑坡勘查中,滑面判断要认准滑坡地质体电性反映的三层结构,关注电性层反映的整体性,排除局部低阻圈闭异常区对电性剖面层厚造成的影响。

3 高密度电法简介及相关试验效果

3.1 高密度电阻率法

高密度电阻率法原理与传统电阻率方法原理完全相同,它以地下介质的电阻率差异为地球物理前提(傅良魁,1990),通过分析研究人工场源的分布及变化规律来寻找目标异常体,它是用直流电阻率法的阵列形式;集电阻率测深法和电阻率剖面法于一体,一次布极即可以完成纵、横向二维勘探过程,既能反映地下某一深度沿水平方向岩土体的电性变化,又能提供地层沿纵向的电性变化情况(周杨等,2012)。

高密度电法不同装置,其探测效果和分辨能力会有一定差异,实际应用中常用的高密度电法装置主要有:温纳(α)、施伦贝谢尔($\alpha 2$)、偶极-偶极(β)、微分(γ),图3为温纳(α)装置电极排列。

测量时,AM = MN = NB 为一个电极间距,A、B、M、N 逐点同时向右移动,得到第一条剖面线;接着 AM、MN、NB 增大一个电极间距,A、B、M、N 逐点同时向右移动,得到另一条剖面线;这样不断扫描测量下去,得到倒梯形断面。

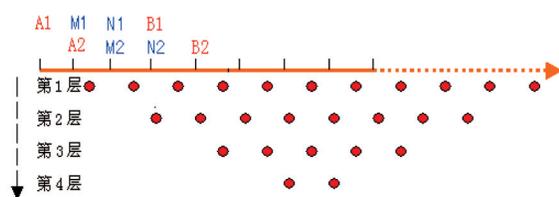


图3 温纳(α)装置电极排列图

Fig. 3 Electrode arrangement diagram of wenner(α) device

3.2 已知滑坡地质体上不同装置的响应特征

为试验高密度电法不同装置对滑坡结构体的响应特征,选取贵州省锦屏县平略镇讲略村中培脑滑坡为测试对象,该滑坡后缘见土体开裂,滑坡呈“U”状,潜在滑动方向 80° ,横宽平均80 m,纵长108 m,为一小型规模牵引式土质滑坡(吉海等,2021)。出露地层为第四系残坡积层(Q_4^{el+dl})、青白口系平略组(Pt_3^{ldp});“三滑”物质岩性情况为:滑体一主要由含碎石粘土和碎石土组成,褐黄色、砖红色,经钻探揭露(图4),厚度7.0 ~ 8.5 m。其结构松散,孔隙度大,透水性强;滑面一碎石夹粘土、砂质板岩与第四系残坡积碎石土接触带;滑

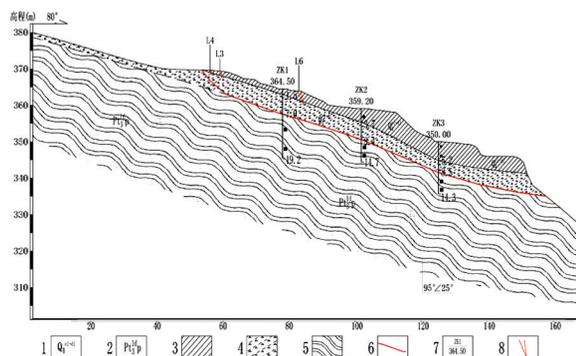


图4 锦屏县中培脑滑坡勘查剖面

Fig. 4 Exploration section of Zhongpei Nao Landslide in Jinping county 1—第四系残坡积层;2—青白口系平略组;3—粘土;4—碎石;5—砂质板岩;6—潜在滑面;7—钻孔;8—裂缝

床—中厚层状砂质板岩,岩体节理裂隙较发育,节理裂隙紧闭,岩体较破碎。在该滑坡地质体上布置两条高密度电法测线(WT02和WT04),见图5,WT02线沿主滑方向(88°),使用仪器为重庆奔腾数控技术研究所生产的WDA-1超级数字直流电法仪。

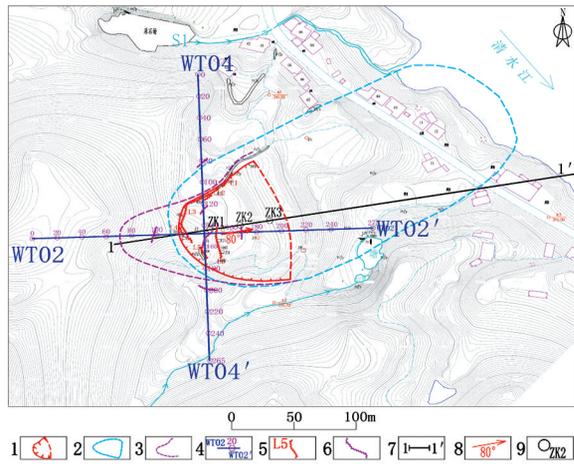


图5 锦屏县中培脑滑坡勘查工作布置图

Fig. 5 Prospecting layout of Zhongpeinao Landslide in Jinping county
1—地质圈定滑坡范围;2—威胁范围;3—推测滑坡范围;4—物探线;5—裂缝;6—推测渗水裂隙;7—勘探线;8—主滑方向;9—钻孔

在 WT02 测线上分别使用温纳(α)、施伦贝谢尔($\alpha 2$)、偶极-偶极(β)、微分(γ)装置采集了四组数据,极距均为 5 米,图 6 为探测效果图。结果显示,4 类装置对滑坡结构体均有反映,只是在部分细节处略有差异,与钻探结果吻合度高;观察发现,温纳装置电性层横向连续性最好,层位更清晰,偶极次之,施伦贝谢尔一般,微分最差,这主要是由于温纳装置垂向分辨率高,根据前述对滑坡结构体电性特征的分析,其主要为典型的三层电性结构层(由浅至深为高-低-高三层结构),能否区分出滑体、滑面、滑床三层物质结构主要由物探方法的纵向分辨率决定,电性层横向连续性好则更有利于分析“三滑”结构;因此,滑坡探测中应以温纳装置为主。结合表 2 统计结果,四类装置对滑面深度的界定误差都较小。

据郑冰等人的研究成果:当探测剖面层数一致时,数据覆盖范围从温纳、复合对称四极、偶极、三极到二极装置依次增大;在信号强度方面,温纳装置信号强度最大,抗干扰能力强,能在高噪声背景下探测(郑冰等,2015)。Dr. M. H. Loke 认为:温纳(α)装置对于电性的垂向变化反映灵敏,适

表 2 锦屏县中培脑土质滑坡体 WT02 线高密度电法不同装置观测反演结果对比表

Table 2 Comparison of inversion results of different devices observed by high-density electrical method on WT02 line of zhongpeinao earth landslide in Jinping county

装置名称	地质背景			物探背景			滑面深度(m)		最大误差(m)	备注
	滑体	滑面	滑床	滑体	滑面	滑床	推测	实际		
温纳							5.8~8.5		2.5	与 ZK1、Zk2 结果无差异,与 ZK3 结果差异较大
施伦贝谢尔	第四系残坡积层含碎石粘土和碎石土	碎石夹粘土、砂质板岩与第四系残坡积碎石土接触带	中厚层状砂质板岩	中-高阻	低阻层上界面(高、低阻层交界面)	中-高阻	6.5~7.8	7.0~8.5	1.0	与 ZK1、Zk3 结果无差异,与 ZK2 结果差异稍大
偶极							5.9~9.0		1.0	与 3 个钻孔结果均有一定误差,均为 1.0 m 左右
微分							8.6~9.3		2.0	与 ZK1、Zk3 结果误差为 1.5 m

合解决垂向变化(例如层状结构)地质问题(M. H. Loke, 1999)。由于滑坡勘查的特殊性(地形起伏大,表层潜在滑体多为松散堆积的砾石、块石居多,接地条件差),综上,滑坡勘查中宜采用信噪比高的温纳装置。

3.3 已知滑坡地质体上不同极距(点距)的响应特征

图 7 为 WT02 试验测线上不同点距高密度反

演剖面图,装置均为温纳装置,通过分析,结合表 3 可以看出,2.5 m 极距和 5 m 极距探测效果一致,电性层横向连续性均较好,能很好的划分出滑体、滑面、滑床结构,10 m 极距效果则较差,不能很好的区分出三层电性结构层(高-低-高阻),界定滑面有困难,推测滑面深度整体误差最大。

分析原因,主要是探测极距过大造成分辨能力不足,因此,滑坡勘查中高密度测量极距建议首选 5 米,能兼具勘查效果和施工效率;10 米极距要慎用。

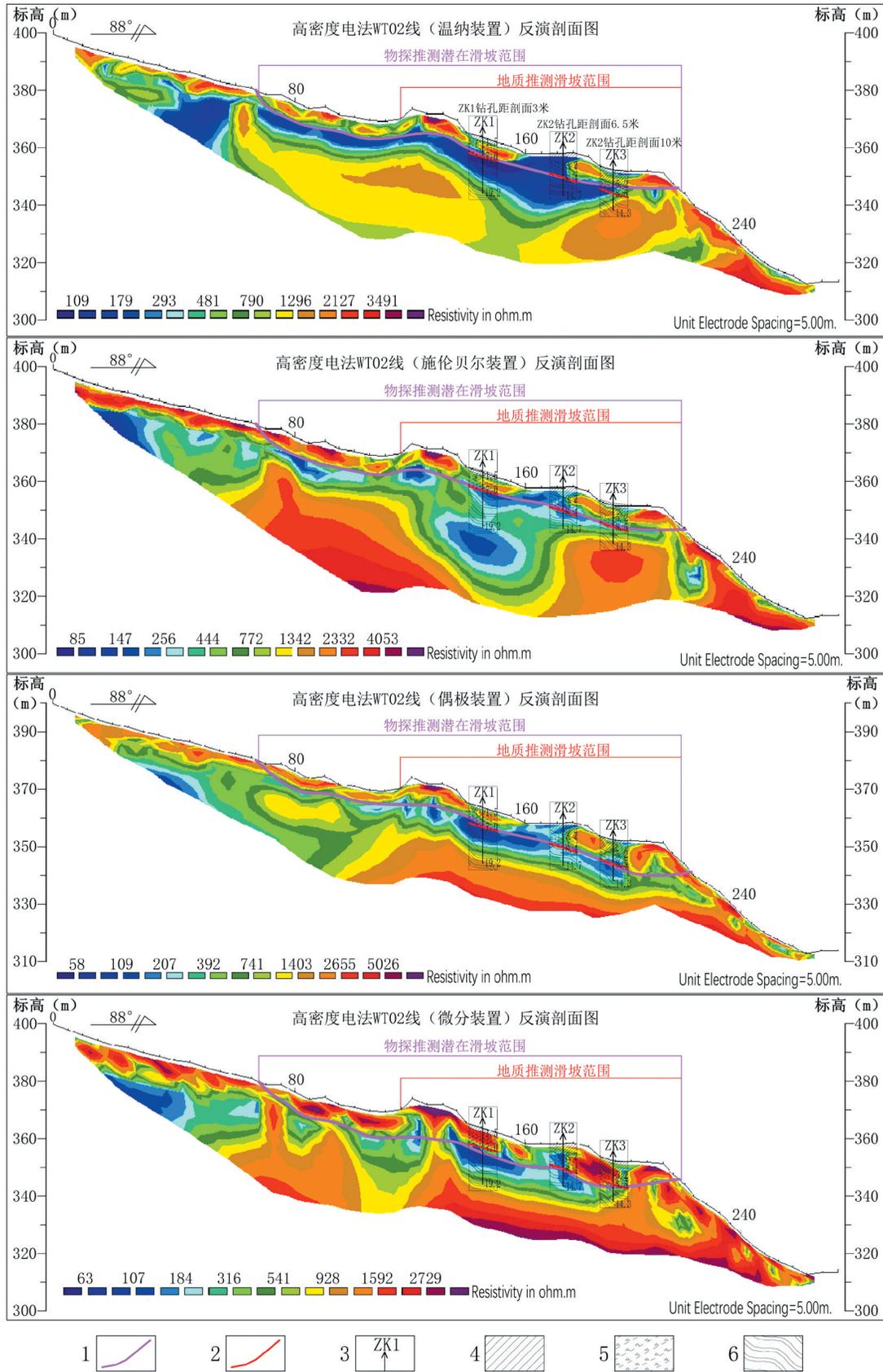


图6 锦屏县中培脑土质滑坡体 WT02 线高密度电法不同装置观测反演剖面图

Fig. 6 Inversion profiles of soil landslide in Zhongpeinao of Jinping County by high-density electrical method at WT02 line with different devices

1—物探推测潜在在滑面;2—钻探揭露潜在在滑面;3—工程钻孔;4—粘土;5—碎石土;6—砂质板岩

表3 锦屏县中培脑土质滑坡体 WT02 线高密度电法不同极距观测反演结果对比表

Table 3 Comparison of inversion results of different pole distances observed by high-density electrical method on WT02 line of zhongpeinao earth landslide in Jinping county

工作极距	地质背景			物探背景			滑面深度(m)		最大误差(m)	备注
	滑体	滑面	滑床	滑体	滑面	滑床	推测	实际		
2.5 m	第四系残坡积层、碎石粘土和碎石土	碎石夹粘土、砂质板岩与第四系残坡积碎石土接触带	中厚层状砂质板岩	中-高阻	低阻层上界面(高、阻层界面)	中-高阻	5.2~9.2		3.2	与 ZK2 结果无差异,与 ZK1、Zk3 结果误差较大
5 m							5.8~8.5	7.0~8.5	2.5	与 ZK1、Zk2 结果无差异,与 ZK3 结果误差较大
10 m							7.8~12.5		4.3	误差较大,电性层连续性差,界定滑面有困难

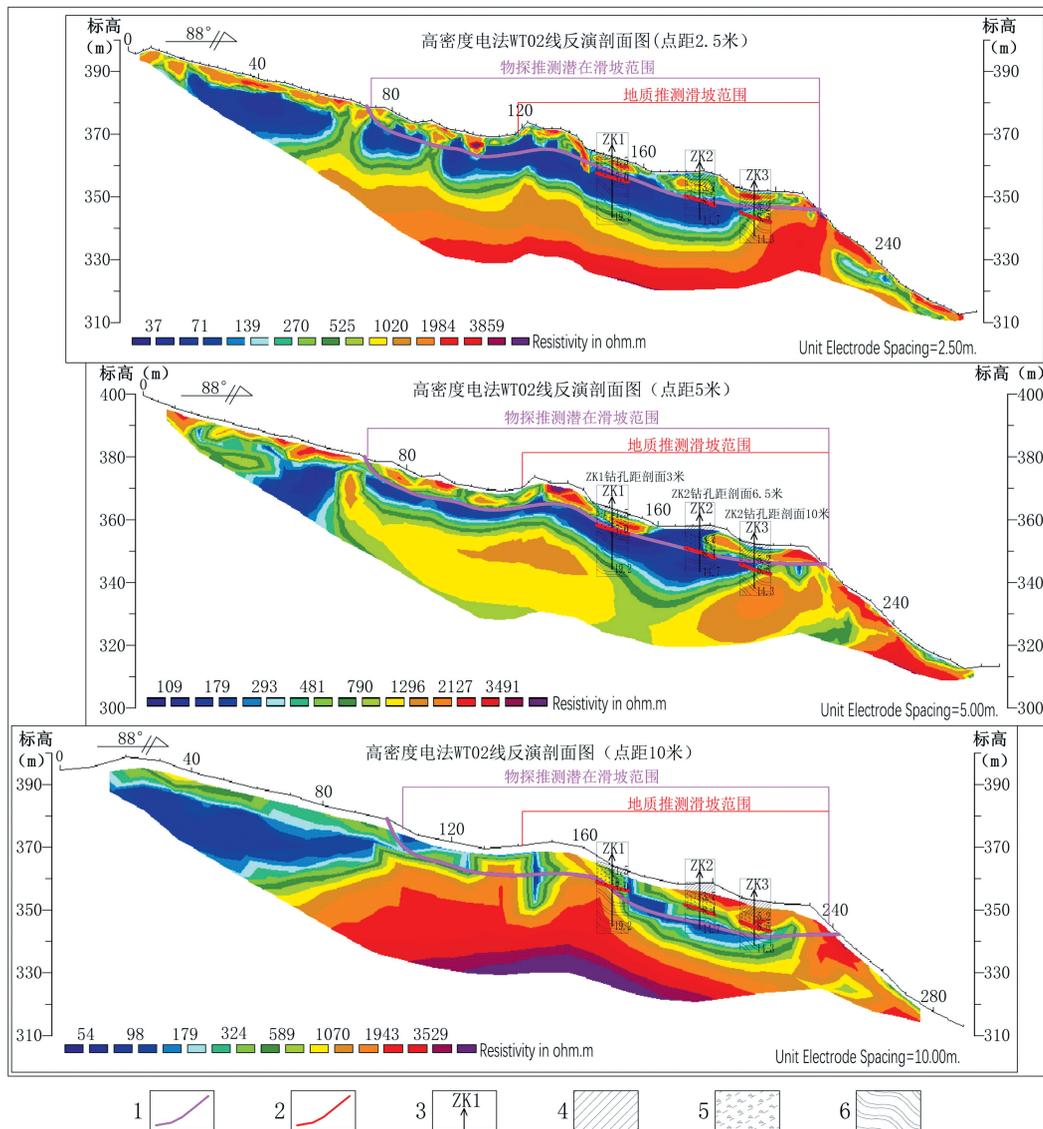


图7 锦屏县中培脑土质滑坡体 WT02 线高密度电法不同极距观测反演剖面图

Fig. 7 Inversion profiles of different pole distances observed by high-density electrical method on WT02 line of zhongpeinao earth landslide in Jinping county

1—物探推测潜在滑面;2—钻探揭露潜在滑面;3—工程钻孔;4—粘土;5—碎石土;6—砂质板岩

4 应用实例分析

4.1 铜仁市某土质滑坡地质体的物探勘查成果

4.1.1 滑坡勘查区概况及地质特征

铜仁市境内滑坡的分布受地层岩性控制明显,滑坡主要发生在第四系松散堆积层中,次为寒武系下统九门冲组、变马冲组、杷榔组以及震旦系、前震旦系等以软质岩为主的地层中,少量分布于碳酸盐岩强风化粘土层中(麻秋景 等,2009)。

该滑坡区出露地层为第四系、寒武系杷榔组($\epsilon 2p$),“三滑”的物质、岩性情况为:滑体—由第四系残坡积层和强风化层构成,主要为残坡积土,由灰色、黄褐色粘土、碎石组成,碎石成分为炭质页岩,粒径一般为0.2~5 cm;滑面—由碎石夹粘

土构成、粘土含量高、湿润;滑床—灰绿色薄层状粘土岩、粉砂质粘土岩,节理裂隙发育易风化。滑坡潜在滑动方向 175° ,坡向: 170° ,坡度 45° ,根据现场调查,滑坡后缘见土体明显下错约10~20 cm,为牵引式土质滑坡(吕东 等,2021)。

4.1.2 物探成果分析

在滑坡勘查区共布置3条高密度电法剖面(图8),沿主滑方向(布置2条:WT2和WT3)和近垂直于主滑方向(WT1),点距5 m,测量装置采用温纳装置,物探定点采用RTK,有2条物探剖面(WT1和WT3)过地质钻孔附近;由图9可见,滑坡覆盖范围内,3条剖面均能区分出3层电性结构层(由浅至深为高-低-高阻),符合前述滑坡地质体电性结构层“模型”结果,可以通过电性结构层解译滑坡结构层(滑体、滑面、滑床),WT1线经过了3个钻孔,以下选取WT1线作重点分析。

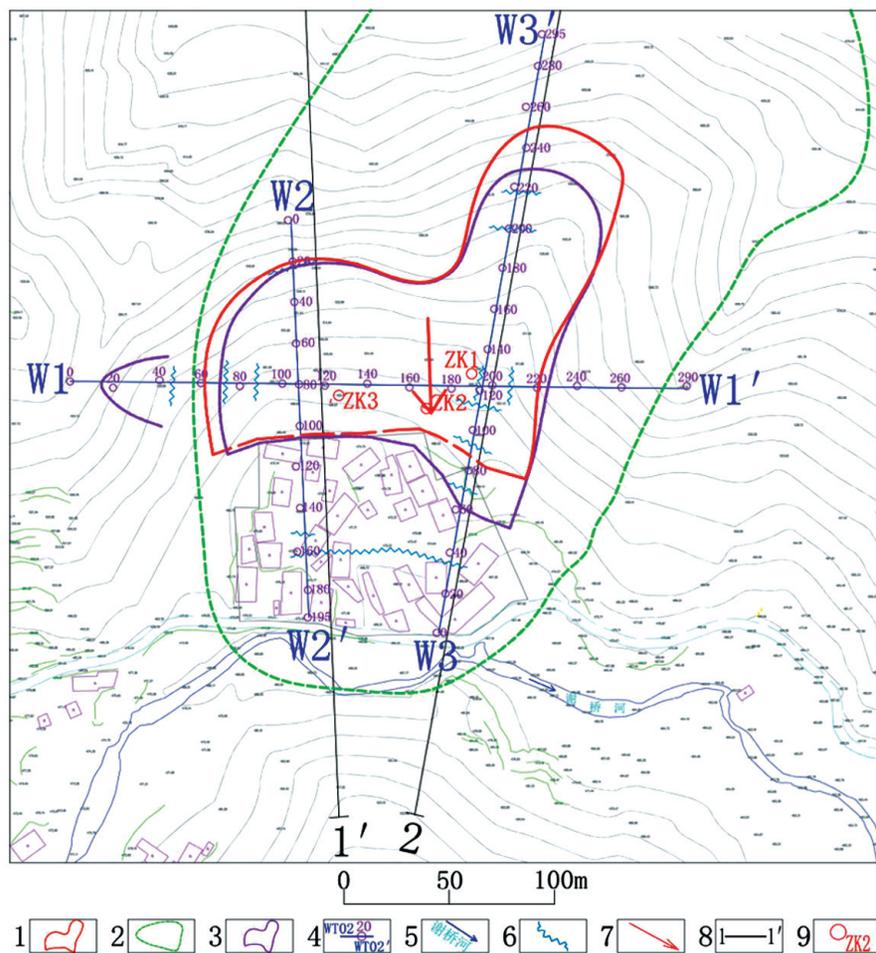


图8 铜仁市某土质滑坡勘查工作布置图

Fig. 8 Prospecting arrangement of a soil landslide in Tongren city

1—地质圈定滑坡范围;2—威胁范围;3—物探推测潜在滑坡范围;4—物探测线/测点及点位距离;5—河流;6—物探推测渗水裂隙;7—主滑方向;8—期探线;9—工程钻孔

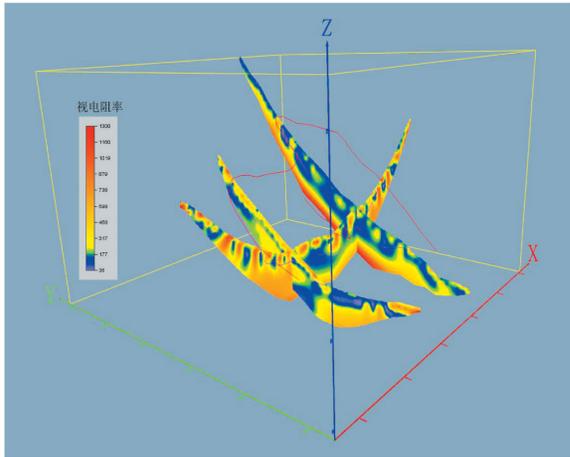


图9 铜仁市某土质滑坡勘查高密度电法反演剖面三维显示图

Fig. 9 3D display diagram of high-density electrical inversion profile for exploration of a soil landslide in Tongren city

从WT1线剖面图分析,剖面电性结构层总体可分为3层:第一层:剖面15~45 m、70~225 m,厚度7~20 m(平均厚度15 m)电性特征为:表现为

一似层状高阻异常带,电阻率在200~1000 Ω·m,推测为潜在滑坡堆积体(由第四系残坡积层和强风化粉砂质粘土岩组成)。

第二层:剖面13~40 m、72~223 m,厚度在2~10 m,局部厚至13 m,为一似层状低阻异常带,电阻率在40~200 Ω·m,推测为软弱夹层(潜在滑坡堆积体底部物质破碎、含水导致)。

第三层:剖面0~290 m,物探推测软弱夹层以下(中深部电性层),电阻率普遍为高值特征,电性层较完整,电阻率在200~1000 Ω·m,推测为寒武系杷榔组粉砂质粘土岩。

物探推测潜在滑面深度为7~20 m(平均埋深约15 m);此外,剖面47 m、73 m、87 m、192 m和207 m出现低阻窄条状异常,部分异常与地表连通,推测为渗水裂隙;剖面122 m至147 m中深部出现局部低阻异常,推测为岩石破碎含水区,结合钻孔ZK1-ZK3分析,物探推测潜在滑坡堆积体、滑面深度与实际钻探结果吻合(表4)。

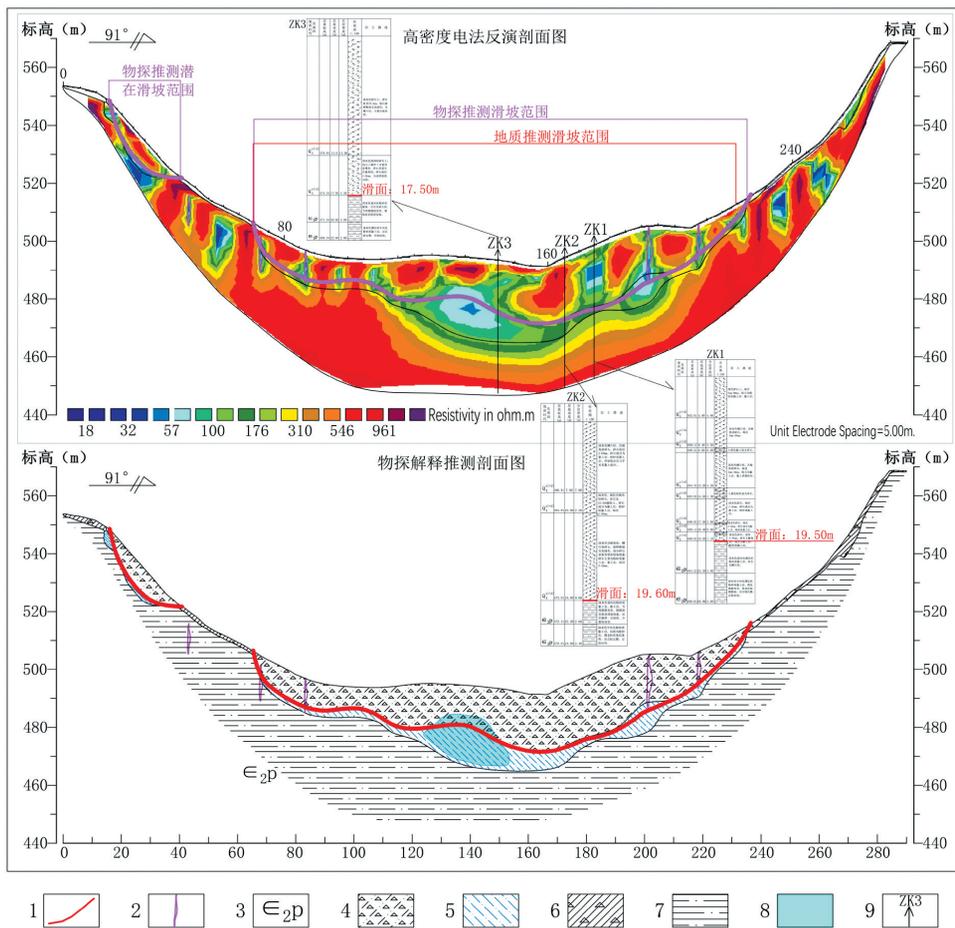


图10 铜仁市某土质滑坡勘查 WT1线高密度电法反演剖面图

Fig. 10 High density electrical inversion section of WT1 line for exploration of a soil landslide in Tongren city

1—物探推测潜在滑面;2—物探推测渗水裂隙;3—寒武系杷榔组;4—物探推测潜在滑坡堆积体;5—物探推测软弱夹层;6—第四系覆土;7—粉砂质粘土岩;8—物探推测岩石破碎含水区;9—工程钻孔

表4 铜仁市某土质滑坡勘查 WT1 线高密度电法温纳装置观测反演结果钻孔验证情况表

Table 4 Borehole verification of inversion results observed by high-density electrical wanner device on WT1 line in the exploration of a soil landslide in Tongren city

验证 钻孔	地质背景			物探背景			滑面深度(m)		误差 (m)	备注
	滑体	滑面	滑床	滑体	滑面	滑床	推测	实际		
ZK1	第四系残坡积层、粘土岩、粉砂质粘土岩、碎石	碎石夹粘土、粘土含量高、湿润	粉砂质粘土岩	低-中阻	低阻层上界面(高、低阻层界面)	高阻	21.4	19.5	1.9	钻探揭露滑体含多层粘性泥夹碎石,与电性剖面局部低阻反映吻合
ZK2				高阻		高阻	21.2	19.6	1.6	
ZK3				中-高阻		中-高阻	18.1	17.5	0.6	

4.2 兴义市某岩质滑坡地质体的物探勘查成果

4.2.1 滑坡勘查区概况及地质特征

该滑坡(图 11)位于贵州省黔西南州兴义市西南侧,为一顺层岩质滑坡。历史遥感影像分析显示,从 2014 年至 2019 年 2 月 18 日,该滑坡经历了三次滑动破坏,具有渐进后退式破坏的趋势。最后一次大规模滑动时间为:2019 年 2 月 17 日 5 时 53 分,滑动主要以后缘拉裂缝,前缘临空陡崖及右侧张拉剪切裂缝为界(冯泽涛 等,2019)。

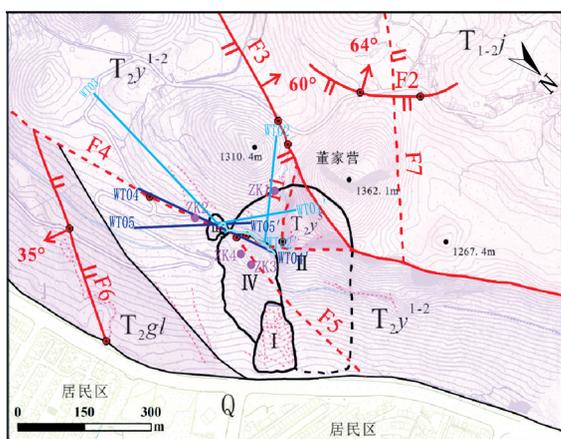


图 11 兴义市某岩质滑坡勘查工作布置图

Fig. 11 Prospecting layout of a rock landslide in Xingyi city

1—第四系;2—三叠系中统杨柳井组五段;3—三叠系中统杨柳井组一、二段;4—三叠系中统关岭组;5—三叠系中下统嘉陵江组;6—地层界线;7—裂缝;8—滑坡边界;9—推测滑坡边界;10—推测断层;11—变化裂缝;12—断层;13—应急勘查物探测线;14—物探测线;15—工程钻孔;16—滑坡分区编号

地质时代及成因	层序	层底标高(m)	层底深度(m)	分层厚度(m)	柱状图 1:200	岩土描述
T _{2y}	①	1189.50	1.50	1.50	[柱状图]	中风化白云岩:灰白色,泥晶结构,中厚层状构造,节理裂隙发育,岩体较破碎,岩心呈柱状、碎块状,岩溶发育。
T _{2y}	②	1187.90	3.10	1.60	[柱状图]	
	③	1185.90	5.10	2.00	[柱状图]	
	④	1184.10	6.90	1.80	[柱状图]	
T _{2y}	⑤	1180.60	10.40	3.50	[柱状图]	泥灰岩:灰黑色,泥晶构,节理发育,岩心呈碎块状。
T _{2y}	⑥	1178.50	12.50	2.10	[柱状图]	
	⑦	1176.70	14.30	1.80	[柱状图]	灰色泥质白云岩,岩体多呈碎裂结构,薄层状,节理裂隙发育,岩块性脆,力学强度低。(其中20.4~20.6m段为棕黄色泥化夹层,轻微渗水)
T _{2y}	⑧	1172.93	18.07	3.77	[柱状图]	
T _{2gl}	⑨	1172.02	18.98	0.91	[柱状图]	
T _{2gl}	⑩	1170.52	21.48	2.50	[柱状图]	中风化白云岩:灰白色,泥晶结构,中厚层状构造,节理裂隙发育,岩体较破碎,岩心呈柱状、碎块状。

图 12 兴义市某岩质滑坡勘查 ZK2 钻孔柱状图

Fig. 12 ZK2 borehole bar chart of a rock landslide exploration in Xingyi city

该滑坡区出露地层为第四系(Q)、三叠系中统杨柳井组(T_{2y})、关岭组(T_{2gl})、嘉陵江组(T_{1-2j}),“三滑”的物质、岩性情况为:滑体—主要为三叠系中统杨柳井组(T_{2y})、三叠系中统关岭组(T_{2gl})白云岩、泥质白云岩、灰岩、泥灰岩和局部第四系(Q)残坡积层构成,第四系(Q)残坡积层由红粘土、碎石土组成,碎石含量在30%左

右,颗粒大小5~10 cm;滑面—主要由泥晶、泥灰岩、粘土岩构成,由岩层层界面存在的泥质薄膜充填层形成泥化软弱夹层;滑床—由细晶白云岩、白云质灰岩、灰岩、泥灰岩构成。

4.2.2 物探成果分析

在滑坡勘查区分两次共布置5条高密度电法剖面(图11),测线编号WT01-WT05,其中WT04和

WT05为2018年12月应急勘查测线(最后一次大规模滑动前测量),工作极距10 m,采用温纳装置采集数据,由于地形陡、当时滑坡正处于变形加剧期,出于安全考虑,物探测线未严格按规则布置(沿主滑方向和近垂直主滑方向),沿地形相对较理想的地段布置测线,从WT04线剖面图分析(图13),同样表现为典型的三层电性结构(高-低-高阻):

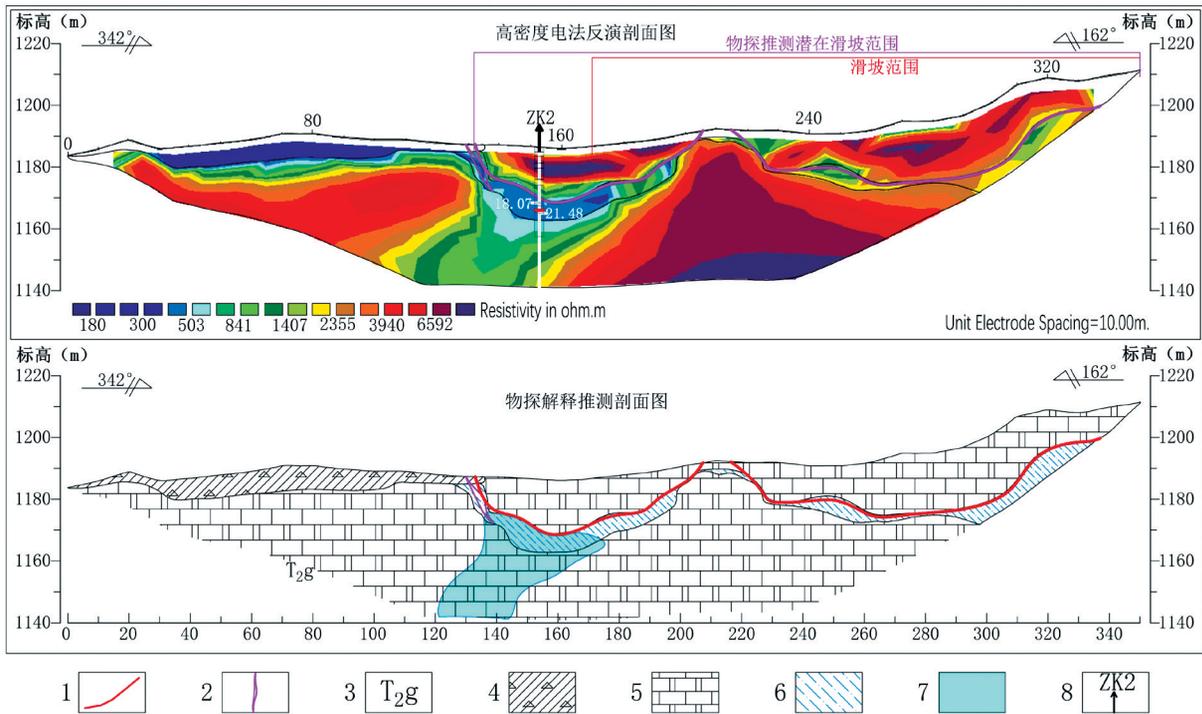


图13 兴义市某岩质滑坡勘查WT04线高密度电法反演剖面图

Fig. 13 High density electrical inversion profile of WT04 line of a rock landslide exploration in Xingyi city

1—物探推测潜在滑面;2—物探推测渗水裂隙;3—三叠系中统关岭组;4—第四系浮土;5—白云岩;6—物探推测软弱夹层;7—物探推测节理裂隙发育或岩石破碎含水区;8—工程钻孔

第一层:剖面125~205 m,220~350 m,厚度10~20 m 电性特征为:表现为一似层状高阻异常带,电阻率在1 400~7 000 Ω·m,推测为潜在滑体。

第二层:剖面130~350 m,厚度在1~5 m,为一似层状低阻异常带,电阻率在300~1 400 Ω·m,推测为软弱夹层(潜在滑面,由泥化软弱夹层演变)。

第三层:剖面0~350 m,物探推测软弱夹层以下(中深部电性层),电阻率普遍为高值特征,电性层较完整,电阻率在1 400~7 000 Ω·m,推测为关岭组白云岩。

物探推测潜在滑面深度为10~20 m;此外,剖面0~130 m 浅部低阻层推测为第四系浮土,剖面130 m 出现低阻窄条状异常,异常与地表连通,推测为渗水裂隙;剖面120~170 m 中深部

出现局部低阻异常,推测为节理裂隙发育或岩石破碎含水区,结合钻孔分析,物探推测潜在滑体、滑面深度与实际情况基本吻合(见图12和表5),误差稍大,分析原因可能是由于勘查极距过大(10 m),物探定点采用手持GPS,局部区域定点误差过大,影响物探测量效果。钻探显示孔深0~13 m 岩溶间断发育,实际电性剖面并无反映,分析原因同样是由于高密度电法工作极距(10 m)过大,分辨率不够(岩溶高度多为2 m以下);孔深18.07~21.48 m 为泥灰岩、泥质白云岩,为低阻夹层,电性差异足够大(孔深20.4~20.6 m 泥化夹层轻微渗水),深度也较浅,故物探反映效果较明显,物探显示低阻电性层上界面与钻探结果误差仅0.9 m,电性剖面低阻反映与实际情况吻合。

表 5 兴义市某岩质滑坡勘查 WT04 线高密度电法温纳装置观测反演结果钻孔验证情况表

Table 5 Borehole verification of inversion results observed by high-density electrical wanner device on line WT04 of a rock landslide exploration in Xingyi city

验证 钻孔	地质背景			物探背景			滑面深度(m)		误差 (m)	备注
	滑体	滑面	滑床	滑体	滑面	滑床	推测	实际		
ZK2	白云岩、 泥质白云 岩、灰岩、 泥灰岩	由泥晶、 泥灰岩、 粘土岩、 成岩层、 理化软 化夹层	细晶、 白云岩、 白云质 灰岩、 白云质 灰岩、 白云质 灰岩、 白云质 灰岩	高阻	低阻层上 界面(高、 低阻层交 界面)	中-高阻	17.2	20.4 (18.07 ~ 21.48 为 泥灰岩、 泥质白云 岩)	3.2	18.07 ~ 21.48 米 为泥灰岩、泥质白 云岩,为低阻夹层, 与剖面显示低阻电 性层上界面误差仅 0.9 m

5 结论及建议

(1) 两类滑坡(土质、岩质)的滑体、滑面、滑床结构具有明显电性差异,应用高密度电法可以有效区分,电性特征上表现为明显的三层结构:高-低-高阻。

(2) 滑面与软弱夹层或软弱面关系密切,由于电法勘探的“体积效应”影响,软弱夹层厚度在电性剖面上往往被放大,由电性结构层来确定滑面时应以软弱夹层上界面(即与潜在滑体接触面)来确定潜在滑面深度;两类物质(土质、岩质)的岩石滑坡地质体电性特征对比来看,土质滑坡地质体的软弱夹层反映在电性剖面特征上的“体积效应”更显著。

(3) 有效区分滑体、滑面、滑床三层物质结构主要由物探方法的纵向分辨率决定,高密度电法几类常规装置中,温纳装置垂向分辨率较好,且相同极距情况下,信号强,抗干扰能力佳,比较适合在地电条件较差的滑坡勘查中使用,建议首选温纳装置测量。

(4) 野外施工,建议严格采用 RTK 定点位,点距首选 5 米,能兼具勘查效果和施工效率;10 m 点距分辨能力有限,物性差异不是足够大时将难以有效区分出滑体、滑面、滑床结构。

[参考文献]

陈龙,甘建军,王忠林. 2019. 高密度电法在灰岩区滑坡勘查中的

应用[J]. 四川地质学报,39(3):503-507.

傅良魁. 1990. 电法勘探教程[M]. 北京:地质出版社,1-256.

冯泽涛,郎元强,周礼,等. 2019. 贵州省兴义市龙井村 9 组滑坡治理工程勘查报告[R]. 成都,兴义:成都理工学院东方岩土工程勘察公司、贵州省地矿局 109 地质大队.

贵州省地质环境监测院. 贵州地质灾害及其防治[M]. 贵阳:贵州科技出版社,2009.

国土资源部. 全国地质灾害防治“十二五”规划[M]. 北京:国土资源部,2012.

吉海,杨森,等. 2021. 锦屏县平略镇讲略村中培脑滑坡地质灾害勘查报告[R]. 遵义,贵州省地矿局 102 地质大队.

廖全涛,王建军,李成香,等. 2006. 高密度电法在滑坡调查中的应用[J]. 资源环境与工程,20(4):430-431.

吕刚. 2016. 贵州重大地质灾害及影响因素分析[J]. 贵州地质,33(2):108-112.

李富,周洪福,葛华. 2019. 不同类型滑坡体的高密度电阻率法勘察电性特征[J]. 物探与化探,43(1):215-221.

吕东,邹凤钗,冷洋洋,等. 2021. 贵州省万山区地质灾害详细调查及风险评价设计书[R]. 贵阳:贵州省地质环境监测院.

麻秋景,黄会. 2009. 贵州省铜仁市地质灾害发育分布特征及形成条件浅析[J]. 贵州地质,26(2):154-159.

元星,许强,郑光,等. 2015. 降雨诱发顺层岩质及土质滑坡动态预警力学模型[J]. 灾害学,30(3):38-42.

熊炜,范文. 2014. 秦巴山区浅表层滑坡成灾规律研究[J]. 灾害学,29(1):228-233.

周杨,陈服军,陈桂珠. 2012. 高密度电法测深原理及应用实例[M]. 郑州:黄河水利出版社.

郑冰,李柳德,等. 2015. 高密度电法不同装置的探测效果对比[J]. 工程地球物理学报,1(12):33-39.

周杰,李坤鹏,张琦,等. 2018. 天然场源面波与高密度电法在地面塌陷勘察中的应用[J]. 工程地球物理学报,15(4):530-537.

M. H. Loke, Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies, Earth Sciences, 1999, 8.

信息量模型在区域地质灾害危险性评价中的应用

常亚婷,刘征宇,向 刚,付明宏

(贵州省地质矿产勘查开发局一〇四地质大队,贵州 都匀 558000)

[摘 要]为了能够在地质灾害发生前对其进行预测,从而有预见性地采取相应的防治措施,以减少人员财产损失。以福泉市为例,采用 ArcGis 软件结合信息量模型的方法对通过分析地质灾害影响因素进行地质灾害危险性评价,利用地形条件、地层岩性、地质构造、气象水文以及人类工程活动等因素,建立区域地质灾害危险性评价指标体系。评价结果表明:极高危险区、高危险区、中危险区、低危险分别占比 10.8%、28.4%、25.8%、35.0%。此外,利用 ROC 曲线对本次评价精度进行验证,结果表明评价精度较高为 75.5%,评价结果可为福泉市地质灾害防治提供参考和依据。

[关键词] ArcGIS;信息量模型;危险性评价;指标体系;ROC 曲线

[中图分类号] P694 [文献标识码] A [文章编号] 1000-5943(2021)04-0430-07

1 引言

地质灾害是一种人与自然环境之间的相互作用,指在自然或者人为因素影响下,对人类生命财产造成损失、对环境造成破坏的地质作用或者地质现象(殷跃平,2008)、(章诗芳等,2017)。分析诱发因素和孕灾条件是研究地质灾害的基础,地质灾害危险性评价是以地质灾害孕灾条件与诱发因素为基础开展的一项重要工作。

地质灾害危险性评价方法通常有三种,分别是定性方法、定量方法以及介于两者之间的半定量方法(范强等,2015b)。定性方法主要表现为专家和地质学家的主观判定,对人的要求极高,通常需要经验丰富的专家意见;定量评价方法主要有信息量法(高治群,2010)、逻辑回归法(陈朝亮等,2019)、证据权模型法(范强等,2015a)、多元回归分析(兰恒星,2002)等方法;半定量方法主要在定性方法的基础上考虑了影响因子的权重。近些年来,GIS 技术以其独有的空间分析、数据处理

以及结合多种数学模型等强大功能被广大学者所接受并广泛应用于地质灾害危险性评价中,在众多模型中,信息量以其操作简单、实用、客观性强等优点使得其在地质灾害危险性评价中能够取得比较好的评价效果(张晓东,2018)。尤其适用于中小比例尺区域中。

地质灾害危险性评价前人早有研究,杨荣康等采用两级模糊数学综合评判法对安顺规划区岩溶塌陷进行了危险性评价(杨荣康等,2017);党杰等人基于 GIS 技术,通过对影响崩塌灾害发生的各因素进行叠加综合,来分析出灾害的易发性、危险性和易损性,为鱼洞河地质灾害预防提供参考(党杰等,2013);金帅采用信息量模型和 Logistics 模型进行耦合的方法来对宜宾市地质灾害进行危险性评价等(金帅,2021)。尽管前人利用多种方法对地质灾害危险性进行了评价,但是均没有把 GIS 和信息量模型完美结合起来,本次评价采用 GIS 与信息量模型相结合的方法来对福泉市地质灾害进行危险性评价,为地质灾害防治提供参考和依据。

[收稿日期] 2021-03-30 [修回日期] 2021-08-12

[作者简介] 常亚婷(1993—),女,硕士,助理工程师,主要从事水工环地质工作。E-mail:1713701826@qq.com。

福泉市地质灾害频发,规模以中小型为主,近20年来,各类地质灾害已造成超过30人死亡,直接经济损失达5 000万元以上,现存地质灾害隐患点威胁人口1 200多人,威胁财产达23亿元,因此,本文基于福泉市基础调查数据,采用信息量模型,结合GIS技术对福泉市进行地质灾害危险性评价。

2 研究区概况

福泉市位于扬子准地台黔北台隆遵义断拱贵阳复杂构造变形区与黔南台陷贵定南北向构造变形区交接部(曾牡丹等,2017),地势北西高,南东低,岩溶地貌发育,区内出露地层除白垩系、侏罗系与石炭系缺失外,其余地层均有出露,寒武系地层分布最广。整个区域岩性呈以碳酸岩为主,碎屑岩

为辅的特征,部分地区分布有少数变质岩。研究区地质灾害类型主要有崩塌、滑坡、泥石流、地面塌陷、不稳定边坡5种类型,为了使得评价结果更加合理,本次危险性评价选取滑坡、崩塌以及不稳定斜坡三种类型共107处灾害点作为评价样本。

研究区降雨主要集中在5-10月份,根据调查结果显示,降雨时间与地质灾害集中发生时间基本吻合,地质灾害在空间上表现为各个乡镇均有分布,但分布密度差异性较大,主要集中在北部的道坪镇以及南部的马场坪街道办事处和凤山镇,研究区地质灾害分布图如图1,地质灾害点分布范围遍及整个区域,整体呈现南部多于北部,中部少的特点;从地层上来看,地质灾害主要分布于软硬相间类工程地质岩组,从人类活动范围来看,地质灾害点主要位于人类工程活动强烈区域。

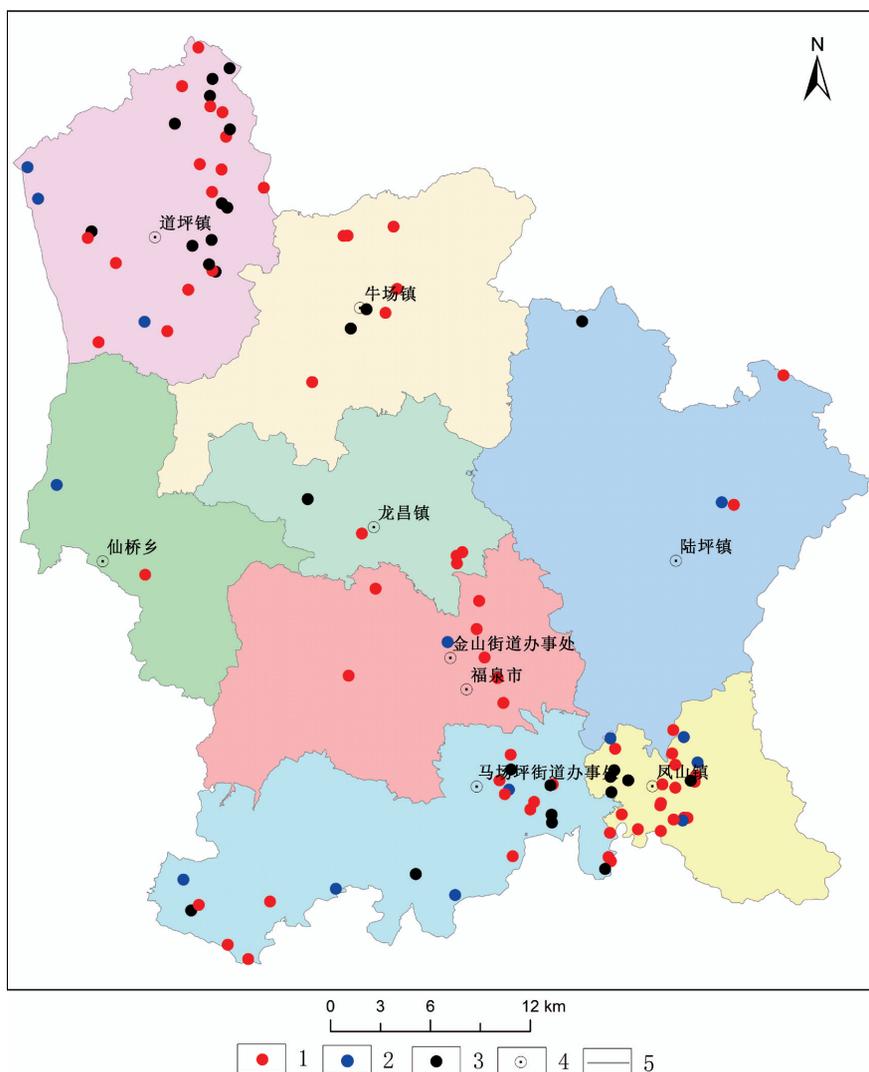


图1 研究区地质灾害分布图

Fig. 1 Distribution of geological disaster in the study area

1—滑坡;2—崩塌;3—不稳定斜坡;4—乡(镇)政府驻地;5—乡(镇)界限

3 信息量模型原理

信息量法模型是从信息理论中引出的一种统计预测方法,主要是通过把各影响因子量化、叠加、分析的一个过程,地质灾害的影响因子较多,不同因子影响性质及大小程度均不一样,信息量模型根据已有的灾害信息,将不同因子影响信息转化为信息量值,即信息量值的大小反映了评价因子与地质灾害发生的相关性。信息量越大,地质灾害发生的可能性就越高。信息量计算公式如下(许强 等,2010)

$$I_{A_j-B} = \ln \frac{N_j/N}{S_j/S} \quad (\text{公式 1})$$

$$I = \sum_{i=1}^n \ln \frac{S_j/N}{S_j/S} \quad (\text{公式 2})$$

公式中 I_{A_j-B} 是对应因素 A、j 状态(或区间)下地质灾害 B 发生的信息量, N_j 是对应因素 A、j 状态(或区间)下地质灾害分布的单元数, N 是调查区已知有地质灾害分布的单元数, S_j 是因素 A、j 状态(或区间)分布的单元数; S 为调查区单元总数。

4 地质灾害危险性评价

4.1 评价因子选取

环境因素(内因)和诱发因素(外因)是影响地质灾害发生的主要因素,其中环境因素是指形成地质灾害的地质条件,包括地形地貌、地层岩性、地质构造等;诱发因素指的是诱发和加剧地质灾害的外在因素,包括降雨、人类工程活动等条件。本次研究在前人大量研究成果基础上选取高差、坡度、坡向、植被类型、斜坡结构、地层、河流、构造、降雨、灾害密度、人类工程活动、人口密度、财产密度等 13 个评价因子进行地质灾害危险性评价。本次地质灾害危险性评价数字高程模型 DEM 来源于地理空间数据云网站,精度为 30 m × 30 m 栅格数据,评价单元为栅格单元,地质灾害点类型来源于实地调查,共划分评价单元 1856396 个,评价因子等级划分指标依据来源于对福泉市的地质灾害孕灾条件及威胁对象的详细调查。

4.2 信息量值计算

利用 ArcGIS 结合信息量法对福泉市地质灾

害进行风险评价,得到各个评价因子分级图(图 2),需要说明的是分级评价因子对应的地质灾害点数并不能作为衡量信息量值大小的依据,其还与评价因子所占面积的大小也有关系。利用公式 2 进行信息量值计算,信息量计算结果表见表 1。

5 地质灾害危险性评价

5.1 评价结果

对研究区进行地质灾害危险性评价,将表 1 中得到的信息量值赋予各评价因子各评价单元,然后利用 ArcGIS 中栅格计算器对其进行叠加,最后对叠加结果采用自然断点法将其分为四个区间,分别是极高危险区、高危险区、中危险区、低危险区(图 3),各区间占比 10.8%、28.4%、25.8%、35%,极高危险区和高危险区总共占全市面积的 39.2%,主要分布在研究区北部和南部,呈带状分布,与福泉市的地质灾害分布情况相符,表明评价结果真实可靠。

5.2 精度评价

ROC 曲线能简单、直观地反应所用分析方法特异性和敏感性的关系,准确性较高,因而被广泛应用于区域地质灾害危险性评价的精度验证(向喜琼 等,2000)。ROC 曲线下的面积 AUC(0-1)能很好的指示危险性分区结果的精确程度,以 0.5 为界限,小于 0.5 则说明结果不理想,随机拟合的成分多,大于 0.5 则说明该分区结果是有效可靠的。图 4 为研究区 ROC 曲线图,横坐标表示地质灾害危险性由极高到低的分区面积累计占比,纵坐标表示灾害数量累计占比,本次评价结果 ROC 曲线面积 AUC = 0.755,即评价精度为 75.5%,说明本次危险性评价分区合理。

6 结论

(1)福泉市地质灾害发育,本次研究经过筛选后选取 107 个地质灾害点作为评价样本,并选取高差、坡度、坡向、植被类型、斜坡结构、地层、河流、构造、降雨、灾害密度、人类工程活动、人口密度、财产密度 13 个评价因子,采用信息量模型对其进行地质灾害危险性评价。

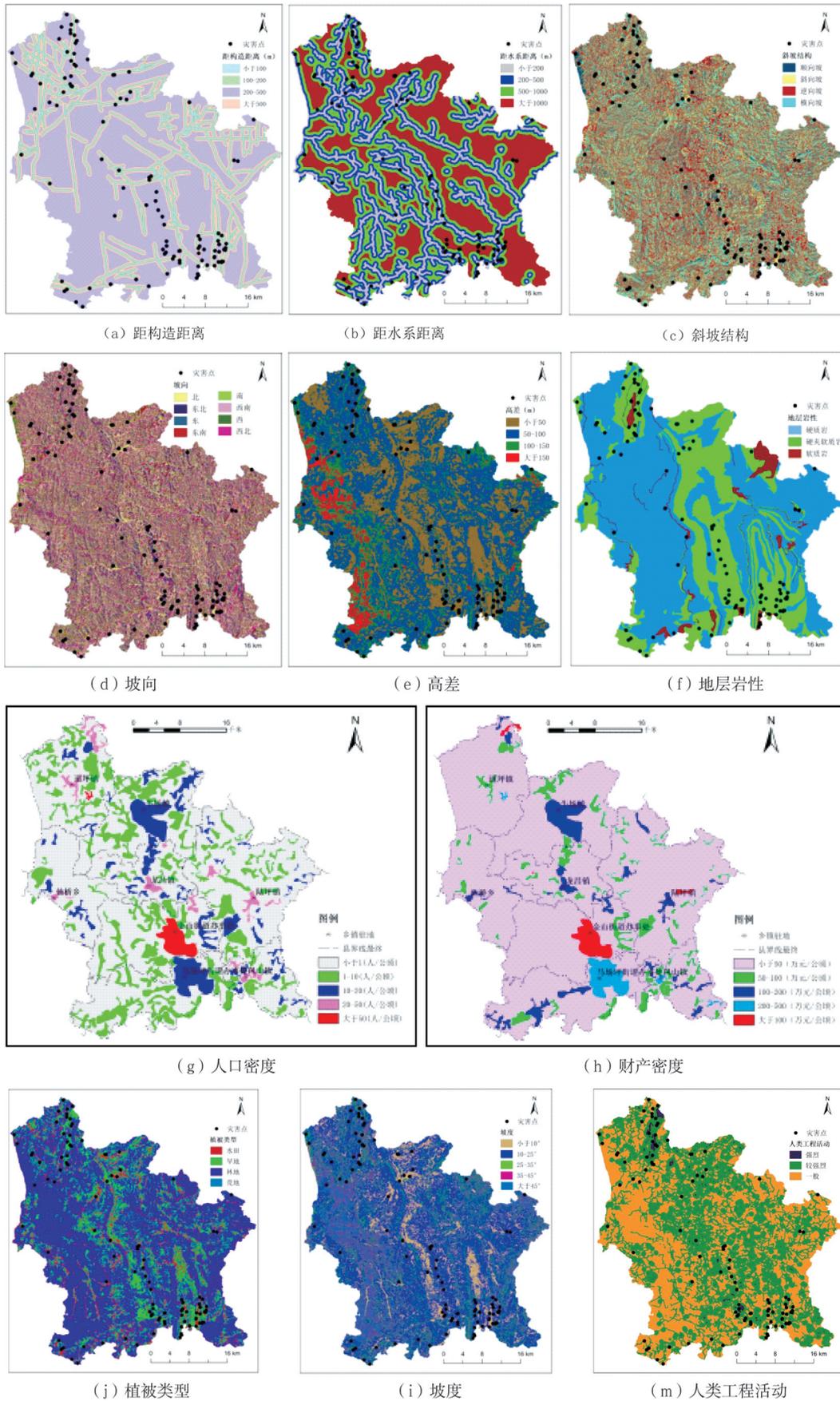


图2 评价因子分级结果(a-m)

Fig.2 Classification results of evaluation factors (a-m)

表1 评价因子信息量值

Table 1 Information value of evaluation factors

评价因子	因子分级	灾害个数	栅格数量	信息量值	评价因子	因子分级	灾害个数	栅格数量	信息量值
高差	小于 50	32	608 692	-0.092 0	人类工程活动	强烈	8	356 11	1.360 3
	50~100	56	911 900	0.063 3		较强烈	89	101 538 0	0.419 1
	100~150	16	256 231	0.080 0		一般	10	805 404	-1.535 1
	大于 150	3	795 73	-0.424 5	距河流距离	小于 200 m	39	321 726	-1.254 7
坡度	小于 10°	18	421 874	-0.300 7		200~500 m	34	400 775	0.228 8
	10°~25°	53	759 159	0.191 6		500~1 000 m	17	520 640	1.976 0
	25°~35°	19	343 246	-0.040 4		大于 1 000 m	17	613 254	0.743 4
	35°~45°	10	214 149	-0.210 5	距构造距离	小于 100 m	11	183 545	0.386 5
	大于 45°	7	117 967	0.029 1		100~200 m	10	168 852	-0.568 2
降雨	小于 105.0	9	256 981	1.492 3		200~500 m	33	415 607	1.489 7
	105.0~115.0	6	313 307	0.556 6	大于 500 m	53	108 839 2	1.047 9	
	115.0~125.0	31	458 662	-0.091 8	灾害密度	小于 0.02	4	804 797	-2.450
	125.0~135.0	31	589 562	0.159 2		0.02~0.1	37	765 196	-0.175 6
	135.0~145.0	20	198 874	-1.101 8		0.1~0.15	12	120 521	0.546 6
	大于 145.0	10	390 09	-0.498 2		0.15~0.20	21	867 37	1.435 2
地层	硬质岩	18	116 008 9	-1.312 3		0.20~0.25	11	287 79	1.891 8
	硬夹软	79	622 611	0.789 0		0.25~0.30	6	229 61	1.511 5
	软质岩	10	736 96	0.856 1	大于 0.30	16	274 05	2.315 4	
植被类型	水田	0.01	149 859	-1.233 2	坡向	北	18	296 308	-0.198 8
	旱地	74	513 614	0.916 2		东北	11	226 708	-0.172 2
	林地	33	118 760 7	-0.729 6		东	14	209 734	0.215 8
	荒地	0.01	531 5	-1.156 9		东南	11	227 255	-0.174 6
斜坡结构	顺向坡	21	331 516	0.094 4		南	15	264 420	0.109 3
	斜向坡	36	613 921	0.017 2		西南	11	226 042	0.140 9
	逆向坡	35	624 714	-0.028 4		西	17	200 927	0.189 7
	横向破	15	286 245	-0.095 2		西北	15	205 003	-0.166 9
人口密度	小于 1	27	180 385 9	-0.500 5	财产密度	小于 50	48	182 485 9	-0.699 7
	1~10	49	342 76	-0.256 7		50~100	25	141 76	-0.348 5
	10~20	10	999 5	1.478 5		100~200	16	699 5	1.078 5
	20~50	16	328 7	1.678 9		200~500	13	524 2	1.174 5
	大于 50	5	497 9	2.432 5		大于 100	5	512 4	2.218 9

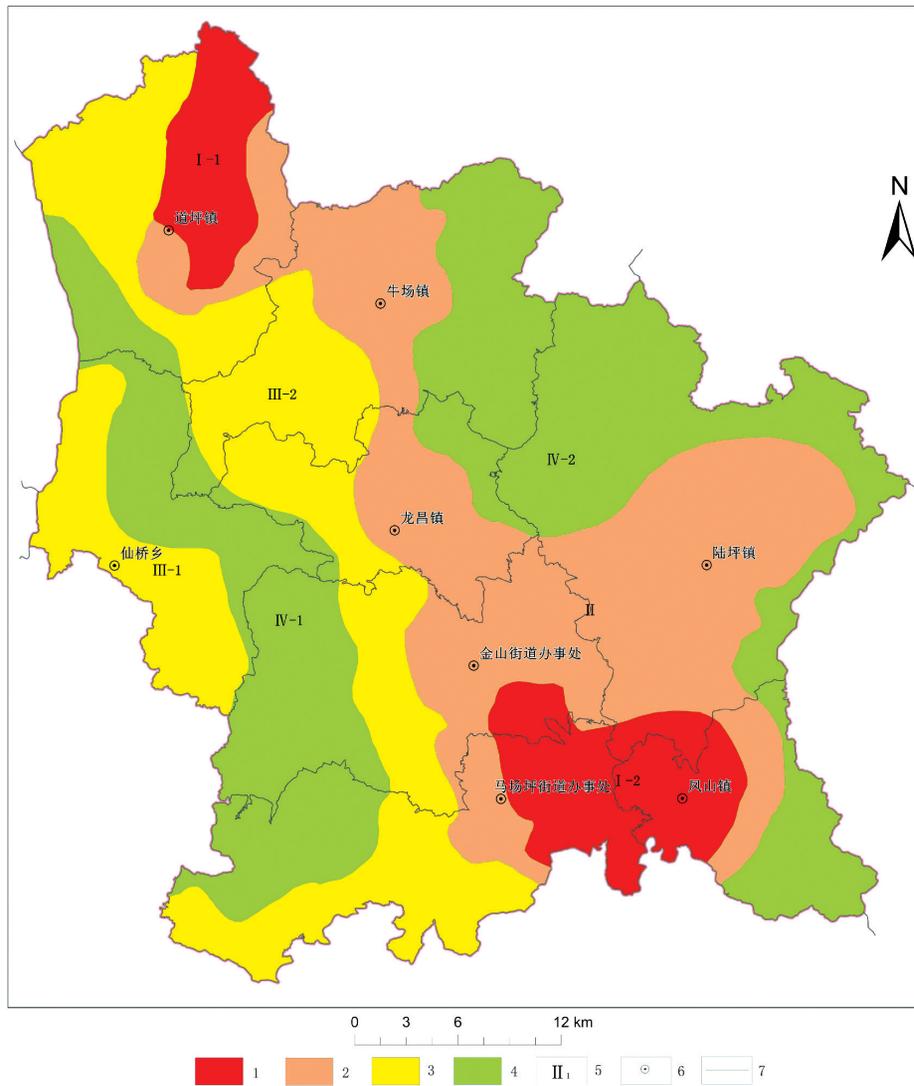


图3 地质灾害危险评价图

Fig. 3 Evaluation of geological disaster hazard

1—极高危险区;2—高危险区;3—中危险区;4—低危险区;5—危险区编号;6—乡(镇)政府驻地;7—乡(镇)界限

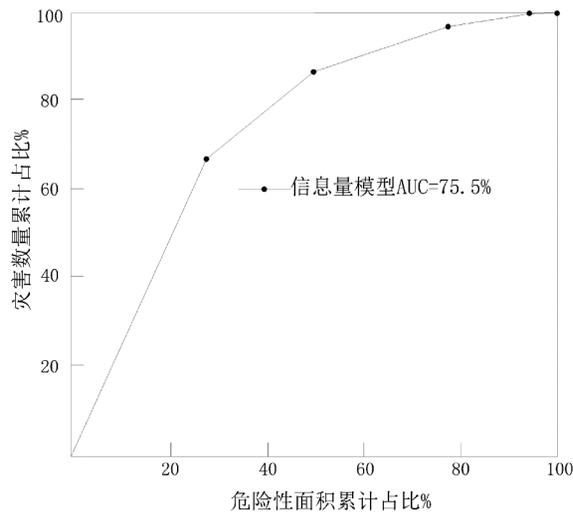


图4 研究区 ROC 曲线图

Fig. 4 ROC curve of the study area

(2)采用自然断点法将评级结果划分为四个危险区,分别是极高危险区、高危险区、中危险区以及低危险区。其中极高危险区占比 10.8%、高危险区占比 28.4%、中危险区占比 25.8%、低危险区占比 35%。

(3)经过本次评价发现地质灾害在空间分布上具有一定规律。从地形地貌来看,地质灾害主要发生在高差 100 m 以下,坡度 0°~25°;从地层岩性来看,主要集中在软硬相间岩组中;从构造、水系来看,主要集中在距离构造大于 500 m,距离河流小于 500 m 范围内;从斜坡结构来看,主要分布在顺向坡、逆向坡以及斜向破分布地区,从诱发因素来分析发现地质灾害主要集中在降雨强烈区以及人类工程活动较强烈区(人类工程活动强烈区已治理)。

(4)利用 ROC 曲线对研究区地质灾害危险性分区结果精度进行评价,评价精度 AUC = 75.5%,说明本次危险性分区合理,能够很好的为福泉市防灾减灾提供依据和参考。

[参考文献]

陈朝亮,张文君,钱静,等. 2019. 基于改进 Logistic 回归模型在地质灾害评价中的应用[J]. 环境科学与技术,42(04):194-199.
 党杰,杨麒麟. 2013. 基于 GIS 技术的贵州省凯里市鱼洞崩塌灾害风险评估[J]. 贵州地质,30(04):315-319.

范强,巨能攀,向喜琼,等. 2015a. 证据权法在滑坡易发性分区中的应用[J]. 灾害学,30(1):124-129.
 范强,巨能攀,向喜琼,等. 2015b. 基于结果验证的信息量法地质灾害易发性评价—以贵州省开阳县为例[J]. 人民长江,46(15):65-68.
 高治群,薛传东,尹飞,等. 2010. 基于 GIS 的信息量法及其地质灾害易发性评价应用:以滇中晋宁县为例[J]. 地质与勘探,46(6):1112-1118.
 金帅. 2021. 基于耦合模型的地质灾害易发性分区——以宜宾市为例[J]. 科技创新与应用,2021(10):1-6.
 兰恒星,伍法权,王思敬. 2002. 基于 GIS 的滑坡 CF 多元回归模型及其应用[J]. 山地学报,20(6):732-737.
 向喜琼,黄润秋. 2000. 基于 GIS 的神经网络模型在地质灾害危险性区划中的应用[J]. 中国地质灾害与防治学报,2000(3):26-30.
 许强,张一凡,陈伟. 2010. 西南山区城镇地质灾害易损性评价方法:以四川省丹巴县城为例[J]. 地质通报,29(5):729-738.
 殷跃平. 2008. 汶川八级地震地质灾害研究[C]//中国科学技术协会 2008 防灾减灾论坛特邀报告.
 杨荣康,杨元丽,蒋镇涛,等. 2017. 基于两级模糊数学综合评判法的岩溶塌陷危险性评价——以安顺市中心城市规划区为例[J]. 贵州地质,34(02):109-115.
 章诗芳,王玉芬,贾蓓,等. 2017. 中国 2005-2016 年地质灾害的时空变化及影响因素分析[J]. 地球信息科学学报,19(12):1567-1574.
 曾牡丹,向刚. 2017. 贵州福泉市大湾磷矿区水文地质特征[J]. 四川地质学报,37(3):478-479.
 张晓东. 2018. 基于遥感和 GIS 的宁夏盐池县地质灾害风险评价研究[D]. 北京:中国地质大学.

The Application of Information Value Model in Regional Geological Hazard Risk Assessment

CHANG Ya-ting, LIU Zheng-yu, XIANG Gang, FU Ming-hong

(104 Geological Party, Guizhou Bureau of Geology & Mineral Exploration and Development, Duyun 558000, Guizhou, China)

[Abstract] In order to predict geological disasters in advance, so as to take the corresponding preventive measures to reduce the loss of human property. Taking Fuquan City as an example the paper used ArcGIS combined with the Information Value model to evaluate the risk of geological disasters by analyzed the factors affected by geological disasters, and established a regional geological hazard risk evaluation index system by using factors such as topography conditions, stratigraphy, geological structure, meteorological and hydrological and human engineering activities. The evaluation results showed that the proportion of very high danger zone, high danger zone, medium danger zone and low danger, they are 10.8%, 28.4%, 25.8% and 35.0%, respectively. In addition, used the ROC curve to verify the accuracy of this evaluation, and the results show that evaluation accuracy is 75.5%, and the evaluation results can provide reference and basis for the prevention and control of geological disasters in Fuquan city.

[Key Words] ArcGIS; Information Value model; Risk assessment; index system; ROC curve

岩溶塌陷危险性评价——以独山县交摆村为例

董鹏,蔡云,杨建华,李燕

(中国电建集团贵州电力设计研究院有限公司,贵州 贵阳 550081)

[摘要]岩溶塌陷是多因素相互影响,成因机制较为复杂的地质灾害类型,在空间上具有隐蔽性,时间上具有突发性的特征。为有效预测、评价岩溶塌陷危险性,本文采用GRA-FAHP,从岩溶条件、覆盖层条件、地下水条件、工程活动条件等因素出发,选取14个主要影响指标构建定性与定量相结合的岩溶塌陷危险性评价模型,以贵州省独山县交摆村岩溶塌陷区为例对模型进行验证。结果表明,该模型对岩溶塌陷危险性评价与实际情况相符。可为今后岩溶塌陷危险性的预测、评价提供一些借鉴。

[关键词]岩溶塌陷;GRA;FAHP;危险性评价;贵州独山县

[中图分类号]P642.21;P642.25 **[文献标识码]**A **[文章编号]**1000-5943(2021)04-0437-06

岩溶塌陷是碳酸盐岩地区,岩溶洞隙上方的岩土体在自然或人为因素的作用下引起突发性变形破坏的一种塌陷现象,是我国主要地质灾害之一(康彦仁等,1990),主要分布在桂、黔、湘、赣、川、滇、鄂、冀、鲁、辽等地区(段先前等,2016)。其发育过程十分复杂,是多种因素长期相互作用和影响的结果,并且具有时间上的突发性和空间上的隐蔽性,在现实工作中很难全面对其进行预测和防治(雷明堂,1998;王滨等,2011)。它的发生会给社会带来严重的影响,甚至还会恶化生态环境,造成严重的经济损失。因此,对岩溶塌陷进行准确的预测和危险性评价具有理论指导意义和现实意义。

目前,在岩溶塌陷危险性评价的研究领域,许多工作者做出了大量的研究,提出了岩溶塌陷多因素影响和多种评价方法。赵博超,褚学伟等人介绍了岩溶塌陷的三个基本条件,分析了岩溶发育、地形地貌、岩土性状、地下水条件、地质构造、人类活动等多重因素对岩溶塌陷的影响(赵博超等,2015;褚学伟等,2015)。在评价方法中,主要

有支持向量机预测模型(赖永标,2008),突变级数法(赵超等,2016),Fisher判别分析法(姜春露,2012),模糊数学法(张虎彪等,2007),灰色理论预测模型(蒙彦等,2009),以及GIS和ANN法(胡成等,2003),BP神经网络模型(朱庆杰等,2003)等方法。这些评价方法对岩溶塌陷危险性评价准确、合理,一定程度上起到积极的推动作用。但是,岩溶塌陷是受多因素影响,空间上的隐蔽性、时间上的突发性和致塌复杂性等特点,给岩溶塌陷危险性评价工作带来较大的困难。加之,其发育过程十分复杂,是一个具有非线性动力特征的决策系统,当中各因子对岩溶塌陷作用不是相互独立的,各因子之间的关系虽不明确,但实际上是存在的,从本质来讲就是一种灰色关系(李博,2015)。本文基于岩溶塌的以上特征,运用灰色关联度和模糊层次分析法相耦合,建立了定性和定量指标为一体的岩溶塌陷评价模型。该方法能够有效反映影响因素与岩溶塌陷之间非线性评判模型,得出不同层次的危险性评价结果,从而综合评价岩溶塌陷的危险性等级。

[收稿日期]2021-08-03 **[修回日期]**2021-10-14

[作者简介]董鹏(1982—),男,高级工程师,长期主要从事岩土工程勘察设计工作。

1 模糊层次分析法

模糊层次分析法 (FAHP) 是将定性和定量相结合的系统分析方法。是一些学者为了改进 T. L. Saat 的层次分析法中诸如判断一致与矩阵一致性的差异, 一致性检验的困难和缺乏科学性等问题提出来的, 是模糊数学与层次分析相结合的方法, 并运用到指标权重的确定。主要构造模糊互补判断矩阵、模糊一致性判断矩阵, 通过模糊一致性判断矩阵计算权重 (张吉军, 2000; 徐泽水,

2002; 李海华 等, 2013)。

1.1 构造模糊互补判断矩阵

在选取评价指标上下层次之间的隶属关系后, 作评价因子间的两两比较, 采用一个因子比另一个因子的重要程度来定量表示, 得到模糊判断矩阵 $A = (a_{ij})_{n \times n}$, 若模糊判断矩阵有 $a_{ij} + a_{ji} = 1$, 且 $a_{ii} = 0.5, i, j = 1, 2, \dots, n$ 。则称 A 为模糊互补判断矩阵。关于某准则的相对重要程度得到定量描述, 通常采用如表 1 中的 0.1 ~ 0.9 标度法来给予数量标度。

表 1 0.1 ~ 0.9 标度说明表

Table 1 Explanation of scale 0.1 ~ 0.9

标度	含义
0.5	两个因素相比较, 同等重要
0.6	两个因素相比较, 一个因素比另一个因稍微重要
0.7	两个因素相比较, 一个因素比另一个因素明显重要
0.8	两个因素相比较, 一个因素比另一个因素强烈重要
0.9	两个因素相比较, 一个因素比另一个因素极端重要
0.1	
0.2	反比较, 若因素 a_i 与元素 a_j 相比较得到判断 r_{ij} , 则 a_j 因素与元素 a_i 相比较得到判断为 $r_{ji} = 1 - r_{ij}$
0.3	
0.4	

1.2 构造模糊一致性判断矩阵

本文引用文献 (徐泽水, 2002) 将模糊互补矩阵转换为模糊一致性判断矩阵的公式:

$$r_{ij} = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (a_{ij} - a_{ji} + 0.5) \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (1)$$

1.3 模糊一致性判断矩阵权重计算

根据公式 (1) 构造模糊一致性判断矩阵 $R = [r_{ij}]_{n \times n}$, 对其进行归一化处理得:

$$w_i = \frac{1}{n} - \frac{1}{2a} + \frac{1}{na} \sum_{j=1}^n r_{ij} \quad (2)$$

其中, n 为模糊一致性判断矩阵 R 的阶数, 且 $a \geq \frac{n-1}{2}$, 令 $a = \frac{n-1}{2}$ 。可得到各因素的权重向量, 即 $W = (w_1, w_2, \dots, w_n)$ 。

密, 通过对因素之间的关联曲线进行比较, 并认为关联曲线几何形状越接近, 对应序列之间的关联度就越大, 反之就越小。本文通过求出因素间的关联系数与模糊层次分析法得到的权重相结合, 可以求得岩溶塌陷相对于标准序列的关联度, 关联度最大值所对应的标准序列等级即为整个岩溶塌陷的安全等级。基于以上思路, 建立灰色关联度和模糊层次分析法岩溶塌陷危险性评价的耦合模型 (王琪 等, 2014; 李博, 2015)。

2.1 确定评价对象和评价标准

参考数列 (评价标准) 记为: $X_i = \{x_i(k), k = 1, 2, 3, \dots, n\}$, 比较数列 (对价对象) 记为: $X_j = \{x_j(k), k = 1, 2, 3, \dots, n\}$, 为了消除量纲和量纲单位不同所带来的不可公度性, 必须对指标进行无量纲化处理。本文按均值化法对各指标数据进行无量纲化处理。具体公式如下:

$$x(k) = x_j(k) / \bar{X}, \bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^m; \quad i = 1, 2, \dots, n; j = 1,$$

$$2, \dots, n, k = 1, 2, \dots, m \quad (3)$$

按上述公式对指标初值进行无量纲化处理得

2 岩溶塌陷的 GRA-FAHP 评价模型

灰色关联度分析法的基本思想是根据序列曲线的几何形状的相似程度来判断其联系是否紧

到如下矩阵:

$$\begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & \cdots & x_{1n} \\ x_{21} & x_{22} & \cdots & x_{2n} \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ x_{n1} & x_{n2} & \cdots & x_{nn} \end{bmatrix}$$

2.2 计算关联度系数计算公式如下:

$$\xi_i(k) = \frac{\mu + \rho\eta}{\Delta X_i(k) + \rho\eta} \quad (4)$$

式中: $\xi_i(k)$ 为第 i 个评价对象中第 k 个指标与第 k 个最优指标的关联度系数, $\Delta X(k) = |x_i(k) - x_j(k)|$, $\mu = \min_i \min_k \Delta X_i(k)$, $\eta = \max_i \max_k \Delta X_i(k)$, ρ 为分辨系数 $\rho \in (0, 1)$ 一般取 0.5, $i = 1, 2, \dots, n$, $k = 1, 2, \dots, m$ 。

由此可以得到关联度系数矩阵 R

$$R = \begin{bmatrix} \xi_{11} & \xi_{[12]} & \cdots & \xi_{1n} \\ \xi_{21} & \xi_{[22]} & \cdots & \xi_{2n} \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ \xi_{n1} & \xi_{[n2]} & \cdots & \xi_{nn} \end{bmatrix}$$

2.3 计算灰色加权关联度

根据各个指标的关联度系数矩阵和模糊层次分析(FAHP)法确定的各指标的权重相结合,计算影响因子间权重差异的灰色加权关系度。

$$l_i = \sum_{k=1}^n w_k \xi_i(k) \quad (5)$$

2.4 危险性综合评价分析

根据灰色加权关联度的大小,对各评价对象进行关联排序,然后进行关联度的比较和分析。关联度越大,与等级集合程度的关联程度越好。由此,可判定出评价区岩溶塌陷的危险性等级,可对潜在岩溶塌陷区进行一个定量和定性综合性评价。

3 岩溶塌陷危险性评价等级划分

进行岩溶塌陷危险性评价,先要确定相应的评价因素指标,岩溶塌陷的发生必须满足以下三个条件:岩溶发育、具有一定的覆盖层以及地下水动力条件。根据贵州省岩溶塌陷调查研究及已有的研究成果表明(武运泊等,2015),工程活动对岩溶塌陷发生的影响作用越来越严重。因此,从评价指标

选取的可行性、代表性、准确性出发,本文主要选取了岩溶条件、覆盖层条件、地下水条件、工程活动为4个主控因素,将岩溶塌陷危险等级划分为5个等级。关于定量指标的确定,主要考虑国家标准以及已有研究成果。定性指标的确定则引用模糊数学方法,采用5级划分法进行综合评定,获得各个评价指标隶属度(蒋茹,2004),即优(0.1)、良(0.3)、中(0.5)、差(0.7)、劣(0.9),分值越大代表危险性越大。最后,根据研究区的实际情况,对评价指标进行量化处理,消除有不同的值、缺乏一致性、不便于比较的指标。评价指标及等级划分标准见表2(周国清等,2013;李公岩等,2008)。

4 工程实例

贵州省独山县交摆村地处亚热带季风性湿润气候区,年均降雨量 1 150 ~ 1 198 mm。研究区为岩溶洼地地貌类型,地形较为平坦,且区内地下岩溶管道较为发育,地下水位埋深较浅,枯水季最高处 2 m 左右。区内地质构造较复杂且相互切割,主要沿近似南北向与东西向各发育两条。区域节理裂隙较为发育,其走向与两组断层走向基本一致。出露地层为第四系(Q_4)盖层为双层结构,上部为耕植土,厚 0 ~ 0.3 m;下部为粉砂质亚粘土,厚 0.5 ~ 2 m;其下为黄色亚粘土,厚度为 1 ~ 4 m。下伏基岩为石炭系下统大塘组上司段(C_1d^2)中厚层灰岩。该地区地下水类型为裂隙-管道水,洼地的北部发现暗河入口,北东向发现泉点,流量约为 0.2 L/s,主要接受大气降水补给,地下水位埋深 1.5 ~ 3 m。水位变幅位 0.5 ~ 3 m,地下水总体流向为由南至北排泄于北侧下江河。2011 年 8-9 月份独山县正值干旱期间,当地居民通过在洼地北侧地下溶洞内抽取地下水,用来灌溉耕地和满足生活用水需要,抽水量为 60 ~ 80 m^3/h ,连续抽水 24 h,水位下降约 1.2 m。造成 29 余处塌陷点和潜在塌陷点,总面积为 0.77 km^2 。

4.1 研究区指标权重的计算

根据表 2 的影响因子评价指标层次。首先,我们以准则层为例,针对岩溶条件、覆盖层条件、地下水条件、工程活动 4 个评价指标,由多个领域专家打分法分别对各个因子作两两比较判断,构造出准则层相对于目标层的模糊判断矩阵 A 如下。

表2 评价指标及分级标准
Table 2 Evaluation index and grading standard

评价指标	岩溶塌陷危险等级						
	准则层	指标层	稳定(I)	基本稳定(II)	难塌(III)	易塌(IV)	极易塌(V)
岩溶条件		地形地貌	山头	坡地	平坦地	低洼地	河谷地
		岩性	非碳酸盐岩	泥质碳酸盐岩	碳酸盐岩夹碎屑盐	白云岩	灰岩
		岩溶发育程度	不发育	较差发育	较发育	发育	及其发育
		地质构造	无	单条	两组平行	两组交叉切割	多组交叉切割
		土层厚度	50	50-30	30-10	10-5	<5 但不等于0
覆盖层条件		土层性质	砂砾石	黏性土	红黏土	粉土	砂土
		土层结构	无	一元	二元	多元	混杂
		地下水面与基岩面距离	>5	5~3	3~2	2~1	<1
水动力条件		地下水变幅	<0.5	0.5~1	1~1.5	1.5~2	>2
		地下水径流强度	微弱	弱	中等	强	极强
		地表水入渗	无	偶尔少量入渗	少量入渗	经常大量入渗	持续大量入渗
		距抽水距离	>500	500~200	200~100	100~50	<50
工程活动		抽水强度	<300	300~500	500~1000	1000~1500	>1500
		其他工程活动	无	较弱	一般	较强	强

$$A = \begin{pmatrix} 0.5 & 0.5 & 0.6 & 0.6 \\ 0.5 & 0.5 & 0.3 & 0.5 \\ 0.4 & 0.7 & 0.5 & 0.8 \\ 0.4 & 0.5 & 0.2 & 0.8 \end{pmatrix}$$

根据公式(1)构造模糊一致性判断矩阵

$$\phi = \begin{pmatrix} 0.5 & 0.325 & 0.138 & 0.439 \\ 0.675 & 0.5 & 0.328 & 0.561 \\ 0.862 & 0.675 & 0.5 & 0.675 \\ 0.561 & 0.439 & 0.328 & 0.5 \end{pmatrix}$$

再根据公式(2)计算权重

$$W_1 = (0.2833, 0.2167, 0.3167, 0.1833)$$

该权重是由模糊一致性判断矩阵计算得到,不需要进行一致性检验,与计算准则层权重的方法相同,按照模糊层次分析法计算出各个指标的权重见表3。

4.2 GRA-FAHP 的评价模型确定危险性等级

将研究区地下水条件的实测数值作为比较序列,同时将表2中的等级标准作为参考序列见表4。

表3 指标权重计算结果

Table 3 Results of index weight calculation

目标层	准则层	权重	指标层	权重	总权重	排序
岩溶塌陷危险性评价	岩溶条件	0.2833	地形地貌	0.1501	0.0425	12
			岩性	0.2604	0.0738	6
			岩溶发育程度	0.3684	0.1044	3
			地质构造	0.2211	0.0626	9
			土层厚度	0.5123	0.1110	1
	覆盖层条件	0.2167	土层性质	0.2953	0.0640	8
			土层结构	0.1923	0.0417	13
			地下水面与基岩面距离	0.2792	0.0884	4
	地下水条件	0.3167	地下水变幅	0.3497	0.1107	2
			地下水径流强度	0.2208	0.0699	7
			地表水入渗	0.1503	0.0476	11
			距抽水距离	0.3333	0.0611	10
			抽水强度	0.4743	0.0870	5
			其他工程活动	0.1923	0.0353	14

表4 评价指标的比较序列和参考序

Table 4 Comparative sequence and reference sequence of evaluation index

准则层	指标层	比较序列	I	II	III	IV	V
地下水条件	地下水与基岩面距离	4.05	5	3	2	1	0.5
	地下水变幅	3.45	0.5	1	1.5	2	2.5
	地下水径流强度	0.3	0.1	0.3	0.5	0.7	0.9
	地表水入渗	0.5	0.1	0.3	0.5	0.7	0.9

4.2.1 无量纲化处理

由公式(3)对表4数据进行无量纲化处理得:

$$\begin{bmatrix}
 1 & 1.2345 & 0.7407 & 0.4938 & 0.2469 & 0.1235 \\
 1 & 0.1449 & 0.2899 & 0.4348 & 0.5797 & 0.7246 \\
 1 & 0.3333 & 1 & 1.6667 & 2.3333 & 3 \\
 1 & 0.2 & 0.6 & 1 & 1.4 & 1.8
 \end{bmatrix}$$

4.2.2 差序列计算

由公式(4)差序列计算方法得:

$$\begin{bmatrix}
 0.2346 & 0.2593 & 0.5062 & 0.7531 & 0.8765 \\
 0.8551 & 0.7101 & 0.5652 & 0.4203 & 0.2754 \\
 0.6667 & 0 & 0.6667 & 1.3333 & 2.0000 \\
 0.8000 & 0.4000 & 0 & 0.4000 & 0.8000
 \end{bmatrix}$$

其中 $\eta=2, \mu=0, \rho=0.5$

4.2.3 灰色关联度系数

由公式(4)计算灰色关联度系数如下:

$$X = \begin{bmatrix}
 0.8100 & 0.6639 & 0.5704 & 0.5704 & 0.5329 \\
 0.5391 & 0.5847 & 0.6389 & 0.7041 & 0.7841 \\
 0.6000 & 1.0000 & 0.6000 & 0.4286 & 0.3333 \\
 0.5556 & 0.7143 & 1.0000 & 0.7143 & 0.5556
 \end{bmatrix}$$

4.2.4 灰色加权关联度的计算

结合模糊层次分析法确定地下水条件的权重,按照公式(5)灰色加权关系度计算

$$\gamma_1 = [0.2792 \quad 0.3497 \quad 0.2208 \quad 0.1503] \times$$

$$\begin{bmatrix}
 0.8100 & 0.6639 & 0.5704 & 0.5704 & 0.5329 \\
 0.5391 & 0.5847 & 0.6389 & 0.7041 & 0.7841 \\
 0.6000 & 1.0000 & 0.6000 & 0.4286 & 0.3333 \\
 0.5556 & 0.7143 & 1.0000 & 0.7143 & 0.5556
 \end{bmatrix}$$

$$= [0.6306 \quad 0.7108 \quad 0.6655 \quad 0.6075$$

0.5801],最大灰色加权关联度 $\gamma_1 = 0.7108$,说明研究区地下水条件危险等级为II级。

同理,按照以上步骤计算其他灰色加权关联度如下:

$$\gamma_2 = [0.3393 \quad 0.4534 \quad 0.6391 \quad 0.9132$$

0.7106],最大灰色加权关联度 $\gamma_4 = 0.9132$,说明研究区岩溶条件危险等级为IV级。

$$\gamma_3 = [0.5981 \quad 0.8546 \quad 0.9630 \quad 0.9645$$

0.8909],最大灰色加权关联度 $\gamma_4 = 0.9645$,说明研究区覆盖层条件危险等级为IV级。

$$\gamma_4 = [0.6660 \quad 0.8763 \quad 0.9057 \quad 0.9167$$

0.8092],最大灰色加权关联度 $\gamma_4 = 0.9167$,说明研究区工程活动条件危险等级为IV级。

4.2.5 研究区岩溶塌陷危险性等级计算

由上述计算出指标层灰色加权关联度与准则层权重如表5所示。

表5 研究区指标准则层权重及关联度

Table 5 index criterion weight and relevancy degree of the study area

准则层	权重	I	II	III	IV	V
岩溶条件	0.2833	0.3393	0.4646	0.6644	0.9119	0.7123
覆盖层条件	0.2167	0.6743	0.8740	0.9677	0.9644	0.8968
地下水条件	0.3167	0.6293	0.7354	0.6892	0.6035	0.5580
工程活动条件	0.1833	0.6700	0.8873	0.8906	0.8819	0.7749

由公式(5)对研究区进行岩溶塌陷危险性综合加权关联度得:

$$\gamma = [0.2833 \quad 0.2167 \quad 0.3167 \quad 0.1833] \times$$

$$\begin{bmatrix}
 0.3393 & 0.4646 & 0.6644 & 0.9119 & 0.7123 \\
 0.6743 & 0.8740 & 0.9677 & 0.9644 & 0.8968 \\
 0.6293 & 0.7354 & 0.6892 & 0.6035 & 0.5580 \\
 0.6700 & 0.8873 & 0.8906 & 0.8819 & 0.7749
 \end{bmatrix}$$

$$= [0.5475 \quad 0.7017 \quad 0.7665 \quad 0.8281$$

0.7264],由此可知综合分析最大灰色加权关联度 $\gamma = 0.8281$,说明该区岩溶塌陷危险等级为IV级,属于易塌陷区,该区发生岩溶塌陷可能性较大。

5 结论

(1)根据贵州省岩溶塌陷发育的基本条件和影响因素等特点,从岩溶条件、覆盖层条件、地下

水条件、工程活动条件从发,选取 14 个评价指标来建立定性和定量相结合的岩溶塌陷危险性评价模型体系。

(2)岩溶塌陷是成因机制较为复杂,受多因素相互影响的地质灾害。由此,本文在建立定量与定性指标为一体指标体系的基础上,引入灰色关联度分析法与模糊层次分析法相耦合,建立了多因素影响岩溶塌陷危险性评价模型,并运用到贵州省独山县交摆村岩溶塌陷区域,评价结果表明该模型在岩溶塌陷危险性评价中是可行的,为岩溶塌陷的危险性预测提供借鉴。

(3)本文存在不足之处,此方法得出综合性岩溶塌陷危险性评价,提供不同层次危险性评价结果及危险性排序。但运用其他区域时,评价因子及权重应该适当调整。

[参考文献]

褚学伟,党爽,丁坚平. 2015. 贵州岩溶塌陷分布及其影响因素分析[J]. 人民长江,46(12):42-43.

段先前,褚学伟,李博. 2016. 基于集对分析的岩溶塌陷危险性顶测评价[J]. 安全与环境学报,16(4):72-75.

胡成,陈植华,陈学军. 2003. 基于 ANN 与 GIS 技术的区域岩溶塌陷稳定性预测—以桂林西城区为例[J]. 地球科学—中国地质大学学报,28(5):557-562.

姜春露,姜振泉. 2012. 基于 Fisher 判别分析法的岩溶塌陷预测[J]. 地球科学与环境学报,34(1):91-94.

蒋茹,曾光明. 2004. 城市污水处理厂工艺方案选择的辅助决策模型[J]. 环境科学与技术,27(1):55-58.

康彦仁,项式钧,陈健,等. 1990. 中国南方岩溶塌陷[M]. 广西科学技术出版社,2-38.

赖永标,乔春生. 2008. 基于支持向量机岩溶塌陷的智能预测模型[J]. 北京交通大学学报,32(1):36-43.

雷明堂,蒋小珍. 1998. 岩溶塌陷研究现状、发展趋势及其支撑技术方法[J]. 中国地质灾害与防治学报,9(3):1-6.

李博. 2015. GRA-FAHP 模型的煤层底板突水危险性评价[J]. 地质论评,61(5):1129-1134.

李博. 2015. 灰色关联—层次分析法的煤层顶板突水危险性评价指标[J]. 河南理工大学学报,34(3):333-338.

李公岩,李元仲,杨蕊英,等. 2008. 山东省枣庄市岩溶塌陷的层次模糊预测评判[J]. 中国地质灾害与防治学报,19(2):87-90.

李海华,赵红泽,李海强. 2013. 基于模糊层次分析法的煤矿工程评标指标权重确定[J]. 煤炭技术,32(2):54-55.

蒙彦,黄健民,雷明堂,等. 2009. 基于灰色 Verhulst 模型的岩溶塌陷定量预报预测方法[J]. 中国岩溶,28(1):17-22.

王滨,李治广,董昕,等. 2011. 岩溶塌陷的致塌力学模型研究—以泰安市东羊娄岩溶塌陷为例[J]. 自然灾害学报,20(4):119-125.

王琪,张建华,刘珺,等. 2014. 基于 AHP 和灰色关联分析法的开拓方案优选[J]. 现代矿业,4:15-19.

武运泊,王运生,曹文正. 2015. 基于 AHP 一模糊综合评判的岩溶塌陷危险性评价[J]. 中国地质灾害与防治学报,26(1):43-48.

徐泽水. 2002. 模糊互补判断矩阵的相容性及一致性研究[J]. 解放军理工大学学报,3(2):94-96.

张虎彪,陆栋,石建. 2007. 基于模糊数学和综合指标模型的岩溶塌陷评价[J]. 中国水运,5(12):60-61.

张吉军. 2000. 模糊层次分析法(FAHP)[J]. 模糊系统与数学,14(2):80-88.

赵博超,朱蓓,王弘元,等. 2015. 浅谈岩溶塌陷的影响因素与模型研究[J]. 中国岩溶,34(5):515-521.

赵超,余宏明,孔莹,等. 2016. 基于突变级数法的岩溶塌陷预测[J]. 低温建筑技术,6:90-101.

周国清,何素楠,陈昆华,等. 2013. 模糊层次分析法对岩溶塌陷易发程度的评价—以广西来宾市吉利村为例[J]. 城市勘测,(5):155-159.

朱庆杰,刘挺权,张秀彦. 2003. 唐山市岩溶塌陷的神经网络预测模型[J]. 辽宁工程技术大学学报,22(6):754-755.

Risk Assessment of Karst Collapse

—Taking Jiaoshang Village, Dushan County As an Example

DONG Peng, CAI Yun, YANG Jian-hua, LI Yan

(Power China Guizhou Electric Power Engineering Corporation Limited, Guiyang 550081, Guizhou, China)

[Abstract] Karst collapse is a geologic hazard caused by many factors and of complex genetic mechanism, it present concealment in space and burstiness in time respectively. In order to predict and assess the risk of karst collapse effectively, in this paper, according to the conditions such as karst, covering, groundwater and engineering activities, 14 main influence indexes has been chose to construct the quantitative and qualitative the karst collapse risk assessment model by the means of Grey Relational Analysis (GRA)-Fuzzy Analytic Hierarchy Process(FAHP). And the case of karst collapse area at Jiaobai village in Dushan county has been taken to validate the model. The results showed that the assessment on karst collapse was consistent with the actual situation. It provide some reference for the future risk prediction and assessment on karst collapse.

[Key Words] karst collapse; FAHP;GRA; Risk assessment; Guizhou; Dushan county

降雨诱发浅层滑坡渐进破坏分析研究

王正宇¹, 樊辉²

(1. 贵州省地质矿产勘查开发局 105 地质大队, 贵州 贵阳 550018; 2. 贵州省减灾中心, 贵州 贵阳 550001)

[摘要]为分析降雨诱发浅层滑坡的演变过程。本文以湖南湘西古丈滑坡为例, 基于 Green-Ampt 入渗模型, 进行了降雨诱发浅层滑坡渐进破坏分析。研究表明: 在强降雨作用下, 滑坡的失稳破坏主要是由于前缘土体以及中前部土体的局部破坏, 而逐渐发展为整体破坏。并且, 受滑坡地形影响, 地形平缓的区域虽然湿润锋下渗较快, 土体抗剪强度较低, 但由于土体饱和带的渗流作用较小, 而重力提供垂直于滑面的分力较大, 该部分稳定性较为良好, 故湿润锋对于滑坡稳定性的影响还应该根据不同地形条件加以分析。渐进式滑坡破坏分析方法对滑坡的监测和防治具有重要的指导意义。

[关键词]浅层滑坡; 降雨入渗; 稳定性; 渐进破坏

[中图分类号]P642.22 **[文献标识码]**A **[文章编号]**1000-5943(2021)04-0433-06

1 引言

众多事实表明, 降雨是影响边坡稳定性的最主要的环境因素之一, 也是引发浅层滑坡触发的关键因素(郭璇, 2005; 李宁, 2012)。我国南方以及中南、西南地区山地或人工边坡在雨季常发生滑坡, 这些滑坡灾害中尤以浅层滑坡最为多见且备受关注(刘新喜, 2007)。在分析降雨诱发浅层滑坡中, 由于滑体的深长比较小, 常用无限斜坡模型来进行分析。Pradel 等(Pradel D, 1993)研究了均质边坡在长历时、高强度降雨条件下发生的浅层滑坡现象, 并提出了无限平面滑动型边坡模型。李秀珍等(李秀珍, 2015)利用 Mein-Larson 降雨入渗模型结合无限斜坡模型, 分析了短时强降雨和长时小降雨两种情况下的滑坡稳定性变化情况。Muntohar 等(Muntohar A S, 2010)利用改进的 Green-Ampt 模型结合无限边坡提出一个计算模型来进行浅层滑坡的分析。但无限斜坡模型假定局部安全情况和整体安全情况相同, 每一个条块

的稳定性系数都相等(王宇, 2013), 这显然与实际情况不符, 且没有反映出滑坡的实际演化规律。

渐进破坏分析方法以极限平衡方法为基础, 分条块进行滑坡稳定性评价, 可以反映滑坡变形破坏的实际情况。Anderson 等(Anderson S A, 1995)以加利福尼亚为研究区, 提出了应力传递方法来分析降雨诱发泥石流灾害的渐进破坏。Liu (Liu C N, 2009)提出了一种考虑应变软化作用的降雨诱发浅层滑坡渐进破坏评价方法。Khan 等(Khan Y A, 2011)利用非垂直的条块划分方法, 以马来西亚槟城岛为研究区, 进行了降雨诱发浅层滑坡的渐进破坏评价。但上述方法都没有考虑湿润锋对于浅层滑坡稳定性的影响, 而降雨诱发浅层滑坡的评价准确与否, 取决于对降雨入渗过程的刻画能力(刘新喜, 2007)。

本文基于 Green-Ampt 入渗模型, 同时, 考虑了湿润锋以上饱和带的渗流作用以及湿润锋对土体抗剪强度的影响, 结合滑坡渐进破坏分析方法, 提出了一种降雨诱发浅层滑坡渐进破坏的评价方法。以湖南湘西古丈滑坡为例, 分析其在强降雨

[收稿日期]2021-06-03 **[修回日期]**2021-09-08

[作者简介]王正宇(1984—), 男, 贵州兴仁人, 工程师, 长期从事矿产资源勘查、水工环相关技术服务工作。E-mail: 75104996@qq.com。

作用下,滑坡破坏的动态演化规律。

2 滑坡破坏力学模型

2.1 滑坡降雨入渗模型

斜坡降雨入渗过程的分析是准确把握降雨诱发滑坡的关键,据有关研究表明,降雨过程当中,斜坡其上处于饱和状态,且饱和带范围随着降雨的持续进行逐渐向下部扩展。在分析降雨入渗过程中,无限斜坡模型忽略了上坡单元对下坡单元的水量补给作用。事实上,针对每一个条块而言,降雨入渗的过程可以概化为两方面(图1),首先,随着降雨的持续进行,条块内部形成湿润锋,并逐渐向下扩展。饱和带的水分会平行坡体表面向下补给另一个条块,同时产生渗透力的作用(汪丁建,2016)。

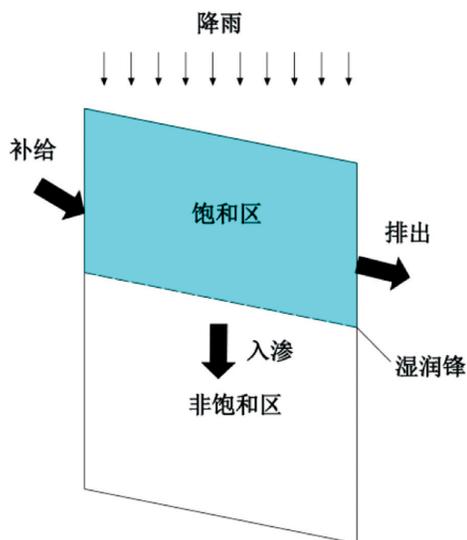


图1 滑坡降雨入渗示意图

Fig.1 Diagram of rainfall infiltration of landslide

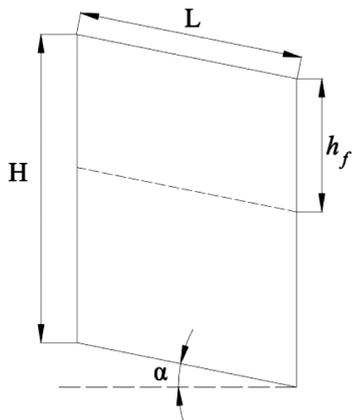


图2 模型简图

Fig.2 Model sketch

基于 Green-Ampt 模型(许建聪,2005)对降雨入渗过程的假定(图2),根据水量平衡原理和达西定律,强降雨作用下,入渗率可以由下式表达:

$$i = K_s \frac{Z_f^* \cos a + S_f}{Z_f^*} \quad (1)$$

式中: Z_f^* 为湿润锋到坡面的垂直距离(m); i 为入渗率(m/s); K_s 为饱和渗透系数(m/s); S_f 为湿润锋处的吸力水头(m);

降雨初期,地表土体尚未达到饱和,土体内的湿润锋还未形成,此时,降雨强度小于土体入渗能力,入渗边界由降雨控制;随着降雨的持续进行,土体入渗能力开始逐渐下降,在某一时刻 t_p ,降雨强度开始大于土体入渗能力,即湿润锋形成,此时入渗率等于降雨强度,则 t_p 时刻的湿润锋深度以及累积入渗量可以由式(2)、(3)表达:

$$Z_p = \frac{S_f}{(q/K_s - 1) \cos a} \quad (2)$$

$$I_p = \frac{(\theta_s - \theta_i) S_f}{(q/K_s - 1) \cos a} \quad (3)$$

相应的,湿润锋形成的时间 t_p 可以用式(4)表达:

$$t_p = \frac{(\theta_s - \theta_i) S_f}{q(q/K_s - 1) \cos^2 a} \quad (4)$$

根据累积入渗量与入渗率的相互关系,可以得到:

$$i = \frac{dI}{dt} = (\theta_s - \theta_i) \frac{dz_f^*}{dt} \quad (5)$$

将(1)代入(5)我们可以得到湿润锋向下扩展的速率为:

$$\left(\frac{dz_f^*}{dt} \right)_1 = K_s \frac{Z_f^* \cos a + S_f}{(\theta_s - \theta_i) z_f^*} \quad (6)$$

另一方面,饱和带的水分会平行坡体表面向下补给另一个条块,使得湿润锋入渗深度相对减小,同时,被补给的条块湿润锋深度相对增加。根据达西定律,我们可以得到:

$$K_s \sin \beta z_f^* dt = (\theta_s - \theta_i) L dz_f^* \quad (7)$$

因此,湿润锋深度随时间的相对减少量为:

$$\left(\frac{dz_f^*}{dt} \right)_2 = K_s \frac{Z_f^* \sin a}{(\theta_s - \theta_i) L} \quad (8)$$

故在不考虑上坡条块补给量的情况下,湿润锋实际的扩展深度为:

$$\frac{dz_f^*}{dt} = \frac{K_s - (Z_f^*)^2 \sin a + Z_f^* L \cos a + L S_f}{(\theta_s - \theta_i) L Z_f^*} \quad (9)$$

对式(9)进行积分并代入初始条件 $t=t_p, Z_f^*=z_p$, 我们可以得到:

$$\begin{cases} t-t_p = \frac{(\theta_s-\theta_i)L}{K_s \sin a} \left[\frac{B}{A-B} \ln \left(\frac{Z_f^*+B}{Z_p+B} \right) - \frac{A}{A-B} \ln \left(\frac{Z_f^*+A}{Z_p+A} \right) \right] \\ A = -\frac{L \cos a}{2 \sin a} + \frac{\sqrt{L^2 \cos^2 a + 4LS_f \sin a}}{2 \sin a} \\ B = -\frac{L \sin a}{2 \sin a} + \frac{\sqrt{L^2 \cos^2 a + 4LS_f \sin a}}{2 \sin a} \end{cases} \quad (10)$$

式(10)反映了在不考虑上坡条块补给量的情况下,湿润锋的扩展深度。但想要最终求得单个条块的实际扩展深度,还需要考虑上坡条块的补给量。故对式(8)单独进行积分并带入初始条件 $t=t_p, z_f^*=z_p$, 我们可以得到:

$$t-t_p = \frac{(\theta_s-\theta_i)L}{K_s \sin a} \ln \left(\frac{z_f^*}{z_p} \right) \quad (11)$$

某一时刻,假定第 i 条块式(10)的数值解为 $(Z_f^*)_i^1$, 式(11)的数值解为 $(z_f^*)_i^2$, 则第 i 条块实际的湿润锋扩展深度为:

$$(z_f^*)_i = (z_f^*)_i^1 + (z_f^*)_i^2 \quad (12)$$

2.2 滑坡渐进式破坏模型

滑坡渐进破坏计算时,条块的受力情况如图3所示:

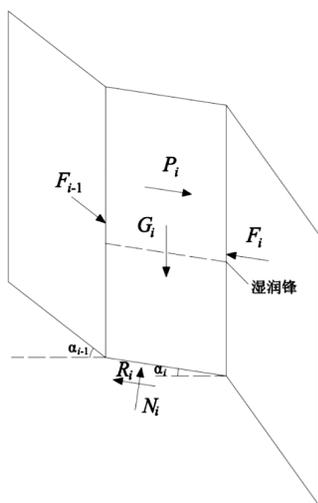


图3 滑坡条块受力简图

Fig. 3 Block force diagram of landslide

土体抗剪强度准则的选择是进行极限平衡法分析滑坡稳定性的基础。目前,针对非饱和土体的抗剪强度计算,最为常用的就是 Fredlund 提出的扩展的 Mohr-Coulomb 准则,采用相互独立的双应力状态变量(Fredlund D G, 1993), 即:

$$\tau = c' + (\sigma - u_a) \tan \phi' + (u_a - u_w) \tan \phi^b \quad (13)$$

由于基质吸力和正应力是相互独立的状态变

量,因此可以将基质吸力作为对粘聚力的贡献^[16]:

$$\tau = c' + (\sigma - u_a) \tan \phi' + c_\psi \quad (14)$$

式中: c_ψ 为表观粘聚力。

降雨入渗过程中,土体内的含水率处于非均匀状态,湿润锋以下处于非饱和状态,以上处于饱和状态。滑坡土体所处的物理状态较为复杂,为了便于分析, Montrasio (Montrasio L, 2008) 通过大量的室内实验,提出了一种简化的抗剪强度计算模型。该模型将土条块简化为新的含水率均匀土条块进行计算,有效内摩擦角不变,表观粘聚力满足如下关系:

$$c_\psi = AS_r (1 - S_r)^\lambda (1 - \eta)^x \quad (15)$$

式中: A, λ 一般为试验获取的参数值; S_r 为土体饱和度; η 为饱和层的厚度比, 即 $\eta = h_f/H$; 为饱和层的竖向高度, x 为试验参数, 根据文献一般取 3.4。由于表观粘聚力与湿润锋的深度有关, 故每一个条块的表观粘聚力会不同。

滑坡渐进破坏的计算主要以条块的安全余度为基础, 即条块所受的下滑力与抗滑力之差。将各条块的受力分解为该条块平行滑面方向上和垂直滑面方向上的两个分力, 则第 i 条块的下滑力为:

$$S_i = G_i \sin a_i + P_i + F_{i-1} \cos(a_{i-1} - a_i) - F_i \quad (16)$$

第 i 条块的抗滑力为:

$$R_i = N_i \tan \phi' + (c' + c_\psi)_i l_i \quad (17)$$

第 i 条块滑体在滑面法线上的分力为:

$$N_i = G_i \cos a_i + F_{i-1} \sin(a_{i-1} - a_i) \quad (18)$$

其中, G 为竖直向下的重力:

$$G = \gamma_s h_f l \cos a + \gamma (H - h_f) l \cos a \quad (19)$$

式中: γ_s, γ 分别为土体饱和重度和自然条件下的重度。

P 为由于饱和带渗流作用产生的渗透力:

$$P = \gamma_w h_f l \sin a \cos a \quad (20)$$

式中: γ_w 为水的重度。

合力 F_i, F_{i-1} 分别代表第 i 条块两侧相邻条块的作用, F_i 反映了第 $i+1$ 至第 n 条块对 i 条块的挤压作用, F_{i-1} 为第 1 至第 $i-1$ 条块的剩余推力, 是第 1 至第 $i-1$ 条块主动施加于 i 条块的。故:

$$F_{i-1} = \sum_{j=1}^{i-1} [G_j \sin a_j + p_j - (c' + c_\psi)_j l_j - N'_j \tan \phi_j] \quad (21)$$

$$F_i = \sum_{j=i+1}^n [(c' + c_\psi)_j l_j + N'_j \tan \phi_j - G_j \sin a_j - P_j] \quad (22)$$

$$N'_j = G_j \cos a_j \quad (23)$$

由于条块不能主动向上部条块挤压, 因此条

块间力 F_i, F_{i-1} 若小于零则取零。

由公式(16)至(22),任意一个条块的安全余度和稳定性系数可以表示为:

$$Z_i = (c' + c_\psi)_i l_i + N_i \tan \phi_i - S_i \quad (24)$$

$$F_{si} = \frac{(c' + c_\psi)_i l_i + N_i \tan \phi_i}{S_i} \quad (25)$$

3 滑坡实例

2016年7月17日12时零5分,受持续性强降雨影响,湖南省湘西土家族苗族自治州古丈县墨戎镇龙鼻村九组附近山体发生滑坡,损毁房屋5栋14间(图4)。由于预警及时、处置果断,在灾害发生前15分钟成功转移群众500余人,无一人伤亡。



图4 滑坡全貌

Fig. 4 Landslide panorama

滑坡宽约40 m,坡面坡度约45°,滑体厚度约3 m,方量约1万立方米,主要由松散堆积体组成。根据剖面形态(图5),将滑体概化成如图6所示的形状,假定滑动面与坡面平行,滑体厚度为3 m,且将滑体划分为63个条块,同时,将条块由上之下依次编号1-63,各个条块的长度大致相同。

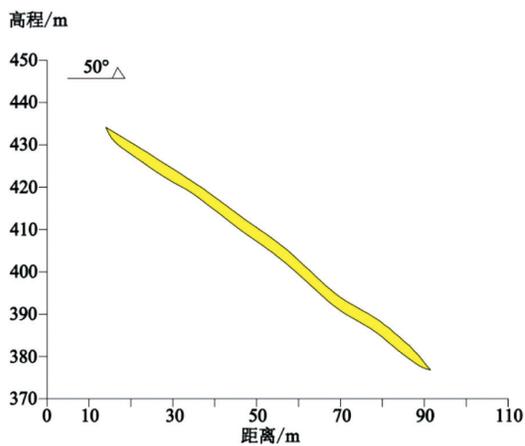


图5 滑坡剖面图

Fig. 5 Landslide profile

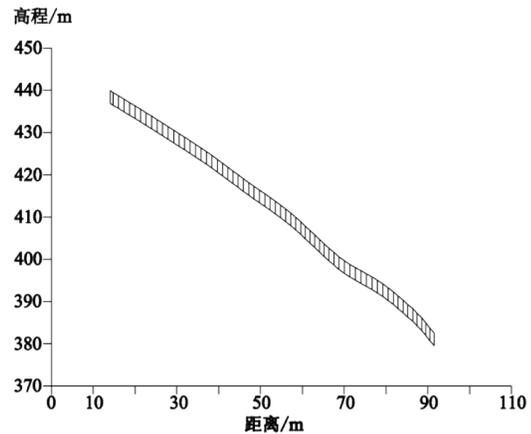


图6 概化模型简图

Fig. 6 Generalized model diagram

计算过程中,每一个条块的几何参数可以从剖面图中获取,包括:条块的坡长和坡角。土体的水文学参数见表1所示,土体的物理力学参数见表2所示。由于条块不能主动向上部条块挤压,因此条块间力 F_i, F_{i-1} 若小于零则取零。降雨强度根据当天5小时的累计降雨量203.5 mm,即降雨强度为40.7 mm/h。

表1 水文学参数

Table 1 Hydrological mechanics parameters

初始含水率/%	饱和含水率/%	饱和渗透系数/ $m \cdot s^{-1}$	湿润锋处的 基质吸力/m
0.3	0.43	5.78×10^{-6}	0.06

表2 物理力学参数

Table 2 Physical mechanics parameters

自然重度/ $kN \cdot m^{-3}$	饱和重度/ $kN \cdot m^{-3}$	有效粘聚力/ kPa	有效内摩擦角/ °	孔隙度
16.2	19	7.5	22.4	0.48

4 结果分析

在持续降雨作用下,湿润锋逐渐向下部扩展,由于每一个条块的几何尺寸不同,相同时间里,每一个条块中的湿润锋扩展深度各不相同(图7),扩展深度较大的位置主要集中在地形平缓的区域,扩展深度较小的位置主要集中在地形陡峭的区域。这主要由于地形平缓的位置容易形成汇水区,降雨条件下容易形成向下的渗流作用,同时,上坡单元向下坡单元的补给作用也相对较弱。

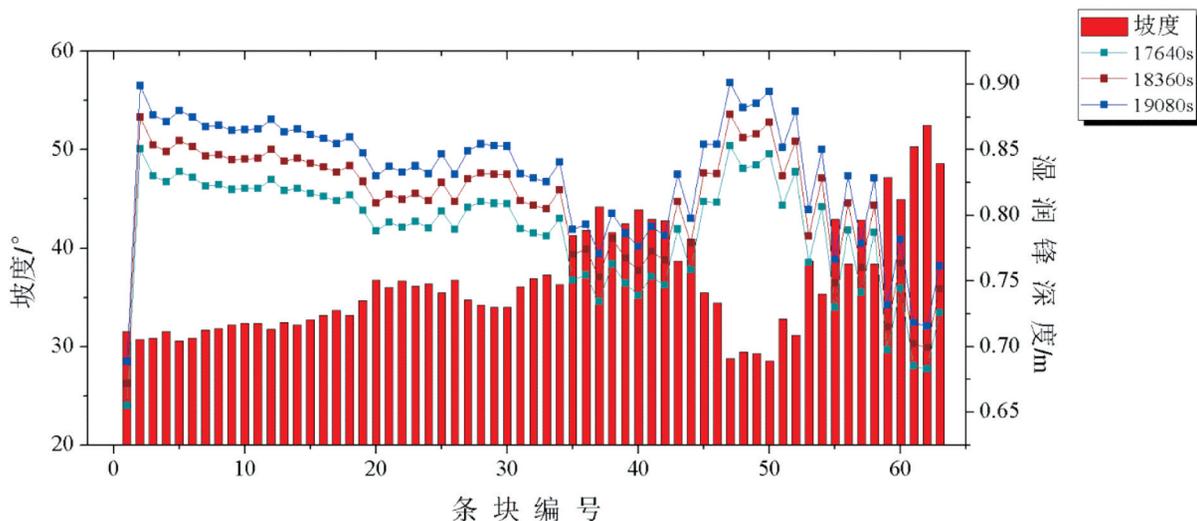


图7 不同时刻各条块湿润锋下渗深度与坡度的关系

Fig. 7 Relation of slope and each block wetting front infiltration depth in different time

下图反映了,不同时刻各个条块安全余度的变化情况(图8)。条块安全余度越大,滑坡越偏稳定。从图中可以看出,随着降雨的不断进行,各个条块的安全余度逐渐减小,可见受降雨影响,滑坡稳定性逐渐变差。

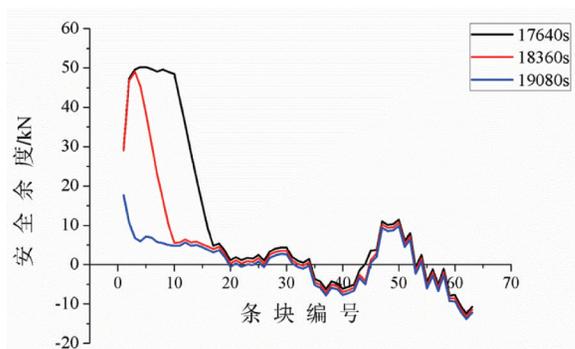


图8 不同时刻各条块的安全余度变化情况

Fig. 8 The change of the safety redundancy of each block in different time

根据滑坡各个条块稳定性的大小,将滑坡稳定性状态分为4个级别:

表3 滑坡稳定性分级表

Table 3 Classification of landslide stability

滑坡稳定性系数	$F_s < 1.00$	$1.00 \leq F_s < 1.05$	$1.05 \leq F_s < 1.15$	$F_s \geq 1.15$
滑坡稳定性状态	不稳定	欠稳定	基本稳定	稳定

根据条块稳定性级别,画出滑坡随着降雨持续进行下的渐进破坏发展图(图9)。从图中可以看出,滑坡首先发生破坏的条块为前缘和中前部,其他条块稳定性良好,随着降雨的持续进行,滑坡

中后部分的条块稳定性逐渐减小,直至破坏。由此可见,该滑坡的破坏是由局部开始,逐渐向整体破坏发展。其破坏过程与文献(张玉恩,2020)中分析和描述的结果相一致。

值得注意的是,滑坡体中前部平缓的区域,是降雨过程当中汇水区,湿润锋下渗最快的部分,由于该部分地形平缓,土体饱和带的渗流作用较小,渗透力较小,而重力提供垂直于滑面的分力较大,故在降雨期间,该部分的土体一直处于稳定状态,但前缘条块一旦失稳,该部分由于缺少支挡,有较好的临空面,破坏逐步向后缘扩展,形成牵引式滑坡。

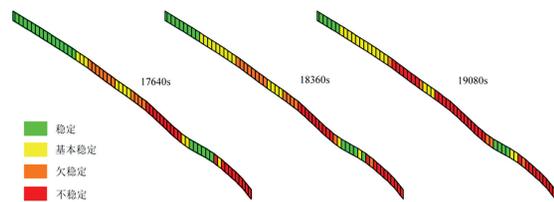


图9 不同时刻下滑坡稳定性状态图

Fig. 9 Landslide stability state diagram in different time

5 结论

(1)通过计算分析,在降雨作用下,滑坡的失稳破坏主要是由于前缘土体以及中前部土体的局部破坏,而逐渐发展为整体破坏。

(2)受滑坡地形影响,地形平缓的区域虽然湿润锋下渗较快,土体抗剪强度较低,但由于土体饱和带的渗流作用较小,渗透力较小,而重力提供垂

直于滑面的分力较大,在降雨期间,该部分的土体一直处于稳定状态,故湿润锋对于滑坡稳定性的影响还应该根据不同地形条件加以分析。

(3)通过比较条块的稳定性和整体的稳定性可知,虽然滑坡的整体稳定性良好,但局部的条块可能已经达到了不稳定的级别,也会引起滑坡由局部到整体的失稳。

(4)基于降雨诱发浅层滑坡渐进破坏的分析方法可以更全面地了解在降雨条件下滑坡最易出现初始破坏的部位,即滑坡稳定性最小的位置,在进行降雨诱发浅层滑坡变形阶段的监测预警中,通过了解潜在的初始破坏位置及变形方式,可以指导关键性监测点的布设,有助于监测和防治工作的进行。

[参考文献]

- 郭璇,赵成刚,于威威. 2005. 非饱和土边坡稳定的安全分析及进展[J]. 中国安全科学学报, 15(1): 14-18.
- 李宁,许建聪,钦亚洲. 2012. 降雨诱发浅层滑坡稳定性的计算模型研究[J]. 岩土力学, 33(5): 209-214.
- 李秀珍,何思明. 2015. 基于 Mein-Larson 入渗模型的浅层降雨滑坡稳定性研究[J]. 灾害学, 30(2): 16-20.
- 刘新喜,夏元友,蔡俊杰,等. 2007. 降雨入渗下强风化软岩高填方路堤边坡稳定性研究[J]. 岩土力学, 28(8): 1705-1709.
- 王宇,李晓,张搏,等. 2013. 降雨作用下滑坡渐进破坏动态演化研究[J]. 水利学报, 44(4): 416-425.

- 汪丁建,唐辉明,李长冬,等. 2016. 强降雨作用下堆积层滑坡稳定性分析[J]. 岩土力学, 37(2): 439-445.
- 许建聪,尚岳全,陈侃福,等. 2005. 强降雨作用下的浅层滑坡稳定性分析[J]. 岩石力学与工程学报, 24(18): 3246-3251.
- 张玉恩. 2020. 古丈县龙鼻村泥石流启动机制与运动特征研究[D]. 中国地质大学.
- Anderson S A, Sitar N. 1995. Analysis of Rainfall - Induced Debris Flows[J]. Journal of Geotechnical Engineering, 121(7): 544-552.
- Fredlund D G, Rahardjo H. 1993. Soil Mechanics for Unsaturated Soils[M]. New York: John Wiley and Sons.
- Green W H, Ampt G A. 1911. Studies on soil physics: Flow of air and water through soil[J]. Journal of Agricultural Science, 4: 1-24.
- Khan Y A, Lateh H. 2011. Failure Mechanism of a Shallow Landslide at Tun-Sardon Road Cut Section of Penang Island, Malaysia[J]. Geotechnical and Geological Engineering, 29(6): 1063.
- Liu C N. 2009. Progressive failure mechanism in one-dimensional stability analysis of shallow slope failures[J]. Landslides, 6(2): 129-137.
- Montrasio L, Valentino R. 2008. A model for triggering mechanisms of shallow landslides[J]. Natural Hazards & Earth System Sciences, 8(5): 1149-1159.
- Muntohar A S, Liao H J. 2010. Rainfall infiltration; infinite slope model for landslides triggering by rainstorm[J]. Natural Hazards, 54(3): 967-984.
- Pradel D, Raad G. 1993. Effect of Permeability on Surficial Stability of Homogeneous Slopes[J]. Journal of Geotechnical Engineering, 119(2): 315-332.
- Rahardjo H, Lee T T, Leong E C, et al. 2005. Response of a residual soil slope to rainfall[J]. Canadian Geotechnical Journal, 42(2): 340-351.

Research on the progressive failure of rainfall-induced shallow landslide

WANG Zheng-Yu¹, FAN Hui²

(1. 105 Geological Party, Guizhou Bureau of Geological and Mineral Exploration and Development, Guiyang 550018, Guizhou, China; 2. Guizhou Disaster Reduction Center, Guiyang 550018, Guizhou, China)

[Abstract] In this paper, based on the Green-Ampt infiltration model, considering the seepage effect of the saturated zone above the wet front and the influence of the wet front on the shear strength of the soil, combined with the landslide progressive failure analysis method, a rainfall-induced shallow landslide progressive failure analysis method is proposed. Taking Guzhang landslide in Xiangxi, Hunan Province as an example, the deformation and failure development of the landslide under heavy rainfall is analyzed. The results show that the instability and damage of the Guzhang landslide is mainly due to the partial damage of the front soil and the middle and front soil, which gradually develops into an overall damage under the heavy rain. Affected by the landslide terrain, terrain flat areas while wetting front infiltration faster, the shear strength of soil is low, but due to the effect of seepage of the soil saturated with smaller, gravity to provide component perpendicular to the sliding surface is larger, the partial stability is relatively good, so the influence of wetting front for landslide stability should also be analyzed according to different terrain conditions. The method of progressive landslide damage analysis has important guiding significance for landslide monitoring and prevention.

[Key Words] Shallow landslide; Rainfall infiltration; Stability; Progressive failure

基于因子分析的岩溶地下水水质影响因素研究

——以毕节市大方县南部为例

李雪莲,朱昱桦,华兴,邬晓芳,姜福

(贵州省地质调查院,贵州 贵阳 550081)

[摘要]为了解研究区岩溶地下水水质形成及离子质量浓度空间变异影响因素,以毕节市大方县南部为研究区,采用因子分析方法对56组水样进行分析,得到基于研究区岩溶地下水水质形成及其影响的4组因子(F1、F2、F3、F4):F1以TH、TDS、COD、Ca²⁺、SO₄²⁻、F⁻为主,代表了碳酸盐岩及膏盐矿物的充分溶解对水质的影响;F2以游离CO₂、Mg²⁺、HCO₃⁻为主,反映了碳酸盐岩中白云石矿物的溶解对水质的影响;F3以Na⁺、K⁺、Cl⁻为主,代表了盐岩溶解、大气降水对水质的影响;F4以pH、NO₃⁻为主,揭示了人类生活污水和农业灌溉污水对岩溶地下水水质的影响。以上4种因子可以解释研究区岩溶地下水水质影响因素的80%以上。

[关键词]岩溶地下水;空间差异;因子分析;毕节市

[中图分类号]P641.134;P641.12 **[文献标识码]**A **[文章编号]**1000-5943(2021)04-0449-07

贵州省是全国岩溶发育最为广泛、岩溶地下水资源最为丰富的地区之一(罗维等,2014;杨荣康等,2017;江峰等,2019)。由于岩溶区特殊的地质条件制约,导致水资源时空分布不均、地域性及季节性缺水严重、岩溶生态环境脆弱,从而制约了地区社会经济的发展(张彦林等,2006;袁道先等,2007;杨平恒等,2013)。岩溶区特有的地表-地下双层结构,落水洞、竖井和天窗等岩溶地貌发育,使地表污染物极易直接进入岩溶含水层,严重威胁当地的饮水安全(卢丽等,2015)。为合理地开发利用及保护岩溶水资源,掌握岩溶地下水水质及影响因素非常必要。岩溶地下水水质研究涉及到变量多,变量间关系错综复杂,采用常规方法识别变量间的相互关系难度较大。因子分析法是一种降维处理的多元统计分析方法,其基本思想是通过变量的相关系数矩阵的内部结构进行分

析,从中找出少数几个能够控制原始变量的公共因子,从而达到简化变量、降低变量维数和对原始变量再解释及命名的目的(卢丽等,2015;袁建飞等,2016;张路遥,2018)。

近年来,国内外学者利用因子分析法进行岩溶地下水水文地球化学研究(Helstrup, 2007; Cloutier et al., 2008; 蒋勇军等, 2009; 杨平恒等, 2010; 张东等, 2011; 鲁守刚等, 2014; 袁建飞等, 2016),在水化学演化规律、水化学组分来源及水质影响因素的研究方面取得了较好的成果。本研究以贵州省毕节市大方县南部岩溶地下水为研究对象,对研究区水样的水化学组分进行因子分析,旨在揭露研究区岩溶地下水水质的影响因素及影响程度,为岩溶区的岩溶地下水合理开发利用管理、污染防治和岩溶生态环境保护等提供科学依据。

[收稿日期]2021-05-03 **[修回日期]**2021-09-02

[基金项目]中国地质调查局地质调查项目乌蒙山区水文地质环境地质调查、1:5万水文地质环境地质调查(牛场坡幅)(编号12120113052500、水[2013]01-008-013)资助。

[作者简介]李雪莲(1983—),女,工程师,主要从事水工环地质工作,E-mail:48503479@qq.com。

[通讯作者]朱昱桦(1989—),男,工程师,主要从事水工环地质、地球化学、岩浆与成矿作用等相关方面的工作,E-mail:zhuyuhau23@163.com。

1 研究区概况

研究区位于贵州省毕节市大方县南部[图1(a)],地理坐标范围为东经105°30'00"~105°45'00",北纬26°50'00"~27°00'00"之间,行政隶属于大方县、织金县、纳雍县,涉及的乡镇主要包括大方县牛场乡、织金县金龙乡和纳雍县老凹坝镇。

区内为高海拔低纬度区,属于亚热带湿润季风气候。多年平均气温约13.2℃,年平均降雨量1120.8~1188.9mm,年平均蒸发量1189mm。乌江上游支流六冲河流经研究区,为当地最低排泄基准面。

研究区处于贵州一级高原面(威宁、赫章一带)向中部二级高原面(遵义、贵阳一带)过渡的斜坡地带,地势北西、南东高,平均海拔约1450m,最高点位于研究区北西侧,海拔1820m,最低位于东部建于六冲河上的洪家渡水库,海拔1100m。峰丛洼地、峰丛谷地为区内主要的地貌组合类型,南东部局部为溶丘洼地、溶蚀-侵蚀地貌。

区内出露地层由老到新为:古生界二叠系,中生界三叠系、侏罗系和新生界第四系。碳酸盐岩地层出露面积约占研究区总面积的84%,主要岩性为灰岩、泥灰岩、白云质灰岩、白云岩和泥质白云岩。根据地层岩性、地下水赋存条件和径流特征(图1b),研究区地下水分为碳酸盐岩类岩溶水、基岩裂隙水和第四系孔隙水三类:碳酸盐岩类岩溶水分布广泛,其含水岩组以三叠系灰岩、白云岩和白云质

灰岩为主,含水介质以溶洞、裂隙和管道为主,出露泉水及地下河流量为0.02~287.00L/s;基岩裂隙水分布面积小,主要集中出露于石板寨、包营一带,老凹镇北西有零散分布,含水岩组主要为三叠系砂岩、粘土岩,含水介质以层间裂隙、风化裂隙和构造裂隙为主,出露泉水的流量为0.01~3.55L/s。第四系孔隙水零星分布,基本无供水意义。

研究区矿产资源匮乏,以农业生产为主导产业。粮食作物主要有玉米、小麦、水稻、大豆、马铃薯和高粱,经济作物主要有烤烟、油菜和辣椒。区内人口密度大,垦殖率较高,但大部份地段土层薄,土壤层次缺失,土体结构破坏严重,土壤养分流失,肥力降低。

2 数据来源

为研究岩溶地下水水质影响因素,近年对研究区共采集岩溶地下水水样56组,采样点位见图1(b)。采样原则为:选取流量较大、可能成为农村饮水安全供水水源点的地下河出口、岩溶泉、地下河天窗等进行取样。取样方法为:选用350mL的聚乙烯塑料瓶,预先用蒸馏水清洗干净,采样时用水样润洗取样瓶3遍,再将取样瓶放入泉水中装满,水下盖紧瓶盖。所有水样当日用0.45μm的微孔滤膜进行抽虑,以便于阴、阳离子的测试,具体操作过程可参考袁建飞等(2016)。所有样品测试在贵州黔北建筑实验测试有限公司进行,阴阳离子测试精度±5%。

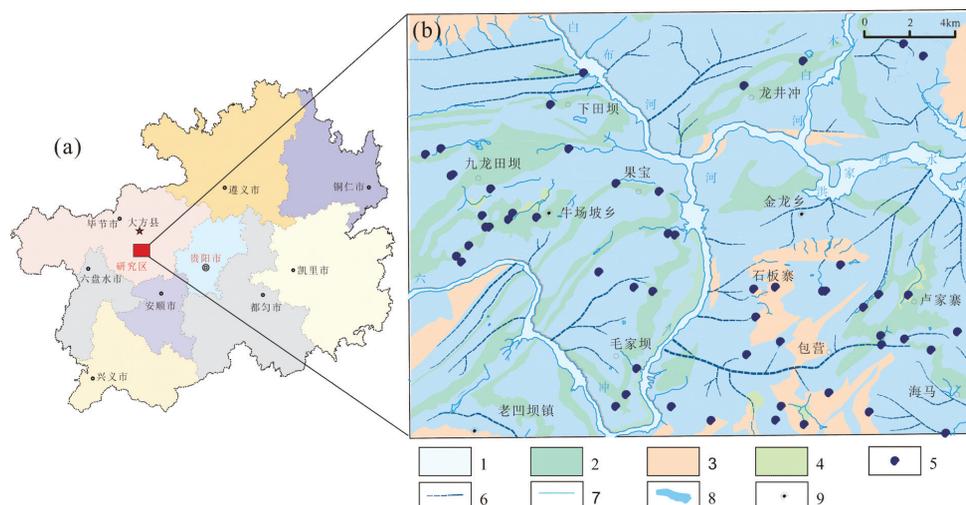


图1 研究区地理位置图(a)和采样点位图(b)

Fig. 1 Location Map of the study area (a) and sampling points (b)

1—碳酸盐岩含水岩组;2—碳酸盐岩夹碎屑岩含水岩组;3—碎屑岩含水岩组;4—松散岩含水岩组;5—取样点;6—地下河管道;7—河流;8—水库;9—居民地

3 结果与分析

3.1 水化学特征

为了突出因子分析在岩溶地下水水质影响因素研究中的作用,表征地下水离子的空间差异性,本文在不区分含水岩组的情况下统计了研究区样品的水化学特征,结果显示:研究区地下水主要离

子组成依次有 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 、 SO_4^{2-} 、 Mg^{2+} 、 NO_3^- 、 Cl^- 、 Na^+ 、 K^+ 等(表1)。其中,阳离子以 Ca^{2+} (81.13 mg/L) 为主,次为 Mg^{2+} (26.32 mg/L), 而 Na^+ 、 K^+ 质量浓度较低,分别为 2.03 mg/L、1.96 mg/L; 阴离子以 HCO_3^- (270.92 mg/L) 为主,其次为 SO_4^{2-} (61.98 mg/L), NO_3^- 、 Cl^- 质量浓度较低,分别为 25.71 mg/L、7.50 mg/L。研究区地下水化学类型主要为 HCO_3-Ca 、 $\text{HCO}_3-\text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型,两者占样品总数的 80%,其次为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4-\text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型。

表1 地下水水质统计结果

Table 1 Statistical results of groundwater quality

项目	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	NO_3^-	TDS	pH
平均值	81.13	26.32	2.03	1.96	7.5	61.98	270.92	25.71	349.76	7.39
最小值	29.31	4.18	0	0	0.95	11	94.45	1	106.95	6.9
最大值	223.29	67.44	13.9	18	34.05	530	507.05	68	981.15	8.1
标准差	27.92	15.63	2.8	3.18	7.78	75	88.76	15.69	138.09	0.25
CV (%)	34.41	59.39	138.06	162.06	103.81	121.01	32.76	61.03	39.48	3.41

注:pH 值为无量纲,其它项目单位为 mg/L;TDS 为固体总溶解度;CV 为变异系数,表征空间差异性。下同。

3.2 水化学组分空间变异性

研究区地下水水质统计结果(表1)表明,除 pH、 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 、TDS 空间差异性较小外,其余组分质量浓度的空间差异大,特别是 K^+ 、 Na^+ 、 SO_4^{2-} 的质量浓度体现出明显的空间变异特征。

pH 值变动范围为 6.9 ~ 8.1,变异系数为 3.41%;TDS 变动范围为 106.95 ~ 981.15 mg/L,变异系数为 39.48%。pH 值与 TDS 空间差异性小,符合岩溶地下水弱碱性淡水的性质。

HCO_3^- 、 Ca^{2+} 质量浓度变异系数分别为 32.76%、34.41%,空间差异性较小。地下水中 HCO_3^- 的主要来源是 CO_2 参与的各种碳酸盐岩(灰岩、白云岩等)的溶解, Ca^{2+} 的来源主要是碳酸盐岩的溶解,可受农业污染的影响(Aiuppa et al., 2003; Negrel, 2003; Negrel, 2005; Brenot et al., 2008)。

Mg^{2+} 质量浓度变异系数为 59.39%。 Mg^{2+} 的主要来源是碳酸盐岩的溶解,同时受农业污染以及大气的输入的影响(Aiuppa et al., 2003; Negrel, 2005; Brenot et al., 2008)。

NO_3^- 质量浓度变异系数为 61.03%。地下水中的 NO_3^- 主要来源于人为活动的输入,特别是农业中化肥的使用、生活废水、动物和人类排泄物的排放等是其影响主要因素(Aiuppa et al., 2003; Edmunds et al., 2003; Valdes et al., 2007)。

Cl^- 质量浓度变异系数大(103.81%),表现出强烈的空间变异性。 Cl^- 来源可分为三方面,一是大气降水,主要为雨水中海盐、含 HCl 工业废气的溶解;二为水岩作用,即盐岩矿床和其他氯化物沉积物的溶解;三为人类活动的影响,包括农业活动中化肥的使用、生产、生活废水排放,如动物和人类排泄物排放等(Negrel et al., 2003; Valdes et al., 2007; 蒋勇军等, 2009)。

SO_4^{2-} 质量浓度变异系数为 121.01%,空间变异性强烈。 SO_4^{2-} 一方面来源于水岩作用(含硫酸盐矿物的溶解),另一方面受人为活动的影响,包括含硫酸盐化肥的使用、工业废气的排放等(Negrel, 2005; Valdes et al., 2007)。

地下水中 Na^+ 、 K^+ 质量浓度变异系数分别为 138.06%、162.06%,空间差异性最大。 Na^+ 、 K^+ 的来源主要为水岩作用(含 Na^+ 、 K^+ 矿物的溶解),同时还受离子置换、人类活动(生活废水排放及化肥使用)以及大气降水的影响(Aiuppa et al., 2003; Valdes et al., 2007; Brenot et al., 2008)。

3.3 数据分析

3.3.1 分析原理及方法

基本原理为:通过相关分析,根据相关性大小对各参数进行分组,同组内参数之间的相关性高,不同组的相关性低,从而达到对参数的降维处理。每组变量代表一个基本结构(即因子 F1、F2、F3、

F4……Fn),从而达到剔除水化学组分中独立和重复的成分的目的。因此每一个因子(F1、F2、F3、F4……Fn)代表着各种水化学组分之间的一种基本组合方式,可以用来揭示水化学特征的某种成因,进而分析水化学组分之间的错综复杂的关系(王喆等,2014)。

具体方法为:选择主成分分析方法提取公因子(F1、F2、F3、F4……Fn),最大方差法对成分矩阵进行旋转,从而使每个因子(F1、F2、F3、F4……Fn)所包含的高荷载变量的个数最少,且每个变量在因子上的荷载较大,而在其他因子的荷载较小,从而克服了因子荷载矩阵不唯一造成解释困难,

达到利用公因子(F1、F2、F3、F4……Fn)对岩溶地下水水质的影响因素及影响程度进行定量分析的目的(王喆等,2014;卢丽等,2015)。

3.3.2 因子分析

为更全面地分析研究区岩溶地下水水质的影响因素,结合研究区的地质岩性、矿物组成等,将研究区总硬度(TH)、游离CO₂、F⁻等结合到前述地下水化学组分中进行综合分析。通过相关系数矩阵(表2)可知,大部分组份之间存在相关关系,其中Ca²⁺-SO₄²⁻、Mg²⁺-HCO₃⁻、Na⁺-K⁺相关关系尤为显著。因此变量之间存在信息重叠,为分析水质受影响的主要因素,需进行数据的降维处理。

表2 水化学组分相关系数矩阵

Table 2 Correlation coefficient matrix of water chemical components

	PH	TH	COD	CO ₂	TDS	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	F ⁻
PH	1													
TH	-0.038	1												
COD	.227*	.494**	1											
CO ₂	-.496**	.633**	0.09	1										
TDS	-0.026	.986**	.558**	.582**	1									
Ca ²⁺	0.012	.894**	.499**	.478**	.935**	1								
Mg ²⁺	-0.083	.875**	.371**	.648**	.804**	.565**	1							
Na ⁺	-0.136	.236*	0.22	.363**	.300*	0.215	0.203	1						
K ⁺	-0.189	.270*	.285*	.421**	.332**	.232*	.245*	.711**	1					
Cl ⁻	-0.143	.405**	0.16	.455**	.398**	.344**	.373**	.495**	.380**	1				
SO ₄ ²⁻	0.079	.754**	.626**	0.217	.825**	.866**	.451**	0.105	0.145	0.044	1			
HCO ₃ ⁻	-0.148	.760**	0.119	.767**	.664**	.472**	.888**	.281*	.299*	.451**	0.171	1		
NO ₃ ⁻	0.017	0.166	0.153	0.049	0.202	0.163	0.128	0.193	0.216	.372**	-0.05	0.124	1	
F ⁻	.224*	.611**	.464**	.232*	.589**	.483**	.603**	0.014	0.023	-0.046	.493**	.468**	0.053	1

通过KMO和球形Bartlett可进行因子分析的适用性检验。KMO统计量为0.564,大于0.5,说明各变量间信息重叠程度比较高;球形检验拒绝各变量独立的假设,故因子分析的适用性检验通过。选取特征根大于1的4个公因子(F1、F2、F3、F4)代替原来所有变量,4个公因子的累计贡献率达到80.153%(表3),原始数据的基本信息损失较小。

利用旋转后因子载荷矩阵(表4)结合各水样点因子得分空间分布图(图2),对研究区水质影响因素进行分析:

F1贡献率达27.819%,其中TH、COD、TDS、Ca²⁺、SO₄²⁻、F⁻因子载荷最大,TH、TDS、Ca²⁺、SO₄²⁻之间相关性极为显著,与表2反映的结果相一致。F₁得分高值区位于研究区西北部(图2a),水样中Ca²⁺、SO₄²⁻、F⁻浓度值高,是由于这些区域为三叠

系嘉陵江组地层,岩性主要为灰岩、白云岩和膏盐角砾白云岩等碳酸盐岩(图1b)且岩溶发育,为碳酸盐岩及膏盐矿物的充分溶解提供了条件。此外,F1中COD的因子载荷大,说明地下水受污染影响较严重。因此F1代表碳酸盐岩及膏盐矿物的充分溶解对水质的影响。

F2贡献率为26.308%,其中游离CO₂、Mg²⁺、HCO₃⁻因子载荷最大,三者相关性好,说明CO₂促进了碳酸盐岩中白云石矿物的溶解。土壤是一个巨大的碳库,全球土壤碳容量是森林的2~3倍,土壤中CO₂含量超过大气的10倍(王喆等,2014),其溶于水,参与白云石矿物的溶解,形成HCO₃⁻,成为地下水中HCO₃⁻和Mg²⁺的主要来源。F2得分高值中心为W55、W90、W89、W86(图2b),这些取样点大多位于三叠系关岭组白云岩中,地貌上多位于峰丛洼地或峰丛谷地底部,补给

表 3 总方差解释

Table 3 Total variance interpretation

成分	总计	初始特征值 方差百分比	累计%	总计	提取载荷平方 和方差百分比	累积 %	总计	旋转载荷平方 和方差百分比	累积 %
F1	6.288	44.912	44.912	6.288	44.912	44.912	3.895	27.819	27.819
F2	2.311	16.509	61.421	2.311	16.509	61.421	3.683	26.308	54.127
F3	1.529	10.923	72.344	1.529	10.923	72.344	2.408	17.201	71.328
F4	1.093	7.81	80.153	1.093	7.81	80.153	1.236	8.826	80.153
F5	0.871	6.223	86.376						
F6	0.639	4.567	90.943						
F7	0.444	3.173	94.116						
F8	0.328	2.345	96.461						
F9	0.224	1.602	98.063						
F10	0.196	1.398	99.46						
F11	0.075	0.538	99.998						
F12	0	0.001	99.999						
F13	0.000	0.001	100						
F14	0.000	0.000	100						

提取方法:主成分分析法。

表 4 主成分矩阵

Table 4 Principal component matrix

成分矩阵	成分				旋转后的成分矩阵	成分			
	F1	F2	F3	F4		F1	F2	F3	F4
PH	-0.089	-0.569	0.39	0.442	PH	0.268	-0.291	-0.321	0.648*
TH	0.972	-0.146	-0.12	0.026	TH	0.694*	0.693	0.131	0.029
COD	0.559	-0.372	0.495	-0.1	COD	0.776*	-0.054	0.209	0.238
CO ₂	0.699	0.467	-0.383	-0.131	CO ₂	0.108	0.778*	0.376	-0.335
TDS	0.971	-0.164	0.017	-0.05	TDS	0.768*	0.58	0.211	0.035
Ca ²⁺	0.858	-0.252	0.082	-0.155	Ca ²⁺	0.798*	0.406	0.171	-0.016
Mg ²⁺	0.861	0.004	-0.309	0.215	Mg ²⁺	0.415	0.839*	0.056	0.072
Na ⁺	0.411	0.563	0.481	-0.178	Na ⁺	0.124	0.081	0.852*	0.024
K ⁺	0.443	0.533	0.447	-0.247	K ⁺	0.175	0.091	0.837*	-0.046
Cl ⁻	0.496	0.545	0.215	0.258	Cl ⁻	-0.02	0.444	0.620*	0.272
SO ₄ ²⁻	0.701	-0.517	0.165	-0.385	SO ₄ ²⁻	0.951*	0.098	0.025	-0.142
HCO ₃ ⁻	0.77	0.264	-0.412	0.286	HCO ₃ ⁻	0.142	0.934*	0.143	0.04
NO ₃ ⁻	0.223	0.242	0.425	0.605	NO ₃ ⁻	-0.061	0.175	0.354	0.703*
F ⁻	0.607	-0.474	-0.12	0.209	F ⁻	0.595*	0.424	-0.265	0.216

提取方法:主成分分析法。

提取了 4 个成分。

区土壤层较厚,甚至地下水出口处被残积物掩盖严重(W89、W90),为白云石矿物的溶解提供了条件。因此 F2 代表碳酸盐岩中白云石矿物的溶解对地下水水质的影响。

F3 贡献率为 17.201%,Na⁺、K⁺、Cl⁻ 因子载荷最大,与 F3 呈正相关。一方面,研究区内南东 W93 至 W110 一带出露有三叠系夜郎组粘土岩、

提取方法:主成分分析法。

旋转方法:凯撒正态化最大方差法。

粉砂岩(图 1b),这些岩石中多含有岩盐矿物,这些岩盐矿物在溶滤的过程中形成 Na⁺、K⁺、Cl⁻;另一方面,F3 得分值的高值中心(W55、W80)(图 2c)范围内多有基岩出露,受断层影响,岩石节理裂隙发育,为降雨的入渗、岩盐矿物的溶滤提供了良好的场所。因此 F3 代表岩盐矿物的溶解、大气降水对地下水水质的影响。

F4 贡献率较低(8.826%)。NO₃⁻、pH 因子载荷最大。从研究区所采集的水样检测结果来看,其中不到一半水样 N 含量在《地下水质量标准》(GB/T 14848-2017) III 类水范围内。因 NO₃⁻ 主要来源于人类活动的输入,且从图 2d 可知 F4 得分高值区主要为各水样点(W74、W68、W84、W61、W81 和 W85 等)单点控制为主,符合人类活动对

地下水水化学组分影响局部性的特点,与调查结果一致。研究区内农田、耕地零星分布,化肥和农药广泛使用,为硝酸盐污染的重要原因。同时,生活废水的不规范排放,也影响地下水中硝酸盐浓度,从而影响地下水的 pH 值。因此 F4 代表人类活动(包括生活污水和农业灌溉污水)对地下水水质的影响。

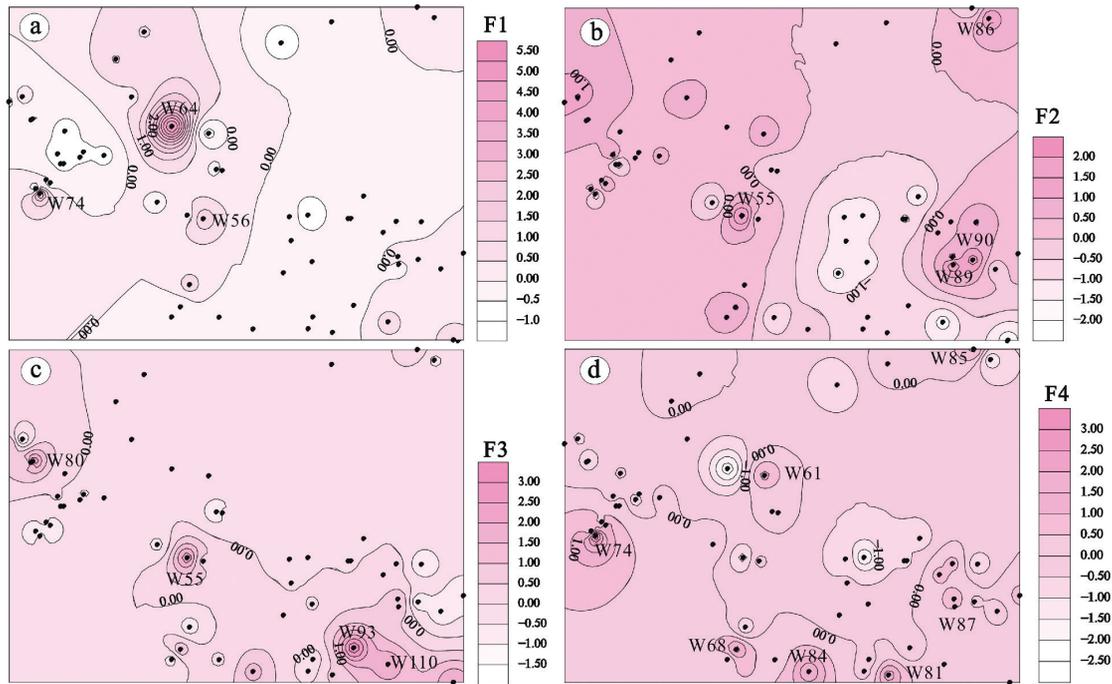


图 2 研究区水样因子得分空间分布图

Fig. 2 Spatial distribution of water sample factor scores in the study area

4 结论

选取贵州省毕节市大方县南部岩溶地下水为研究对象,采用因子分析对研究区地下水水质影响因素进行识别,获得如下结论:

(1) 研究区阳离子以 Ca²⁺、Mg²⁺ 为主、阴离子以 HCO₃⁻、SO₄²⁻ 为主,地下水化学类型主要为 HCO₃-Ca、HCO₃-Ca·Mg 型,其次为 HCO₃·SO₄-Ca·Mg 型。水样水化学组分除 pH、HCO₃⁻、Ca²⁺、TDS 空间差异性较小外,其余组分质量浓度的空间差异大。

(2) 因子分析法提取的 4 个主因子(F1、F2、F3、F4)对研究区水化学数据的贡献率达 80% 以上,识别出研究区水质一方面为自然因素控制,包括大气降水、水岩作用和土壤分布等,另一方面为人为因素所影响,主要包括生活污水及农业活动。

(3) 本研究定量分析了岩石矿物溶解、大气降

水及人类活动等对研究区岩溶地下水水质的影响程度。因子分析结果与地质背景相吻合,充分表明了此分析方法在岩溶区地下水水质分析中具有一定的可行性和科学性,研究结果可为岩溶地下水资源的合理开发利用和保护、岩溶地区生态环境保护提供科学依据。

[参考文献]

蒋勇军,吴月霞,Chris Groves,等. 2009. 利用因子分析确定岩溶地下河系统水质的影响因素[J]. 水文地质工程地质,36(4):1-7.

江峰,李强,吉勤克补子,等. 2019. 贵州省岩溶地区饮用天然矿泉水化学特征及其宏量组分来源分析[J]. 贵州地质,36(2):173-179.

鲁守刚,邓娅敏,张美雁,等. 2014. 基于多元统计分析的高神地下水水化学特征研究—以内蒙古杭锦旗为例[J]. 中国农村水利水电,(12):40-44+48.

罗维,杨秀丽,犹俊,等. 2014. 浅谈岩溶地区区域地下水质量评价——以贵州鸭池河—构皮滩流域为例[J]. 贵州地质,31

- (2):150-153+135.
- 卢丽,王喆,裴建国,等. 2015. 红水河中上游流域岩溶地下水水质影响因素的R型因子分析[J]. 中国岩溶,34(4):415-419.
- 王喆,夏日元,Chris Groves,等. 2014. 西南岩溶地区地下水水质影响因素的R型因子分析—以桂林寨底地下水河为例[J]. 桂林理工大学学报,34(1):45-50.
- 袁道先,薛禹群,傅家谟. 2007. 防止我国西南岩溶地区地下河变成“下水道”的对策与建议[J]. 中国科学院院士建议,4:1-14.
- 杨平恒,袁道先,袁文昊,等. 2010. 以PCA揭示降雨期间岩溶地下水水文地球化学的形成[J]. 科学通报,55(9):788-797.
- 杨平恒,袁道先,叶许春,等. 2013. 降雨期间岩溶地下水化学组分的来源及运移路径[J]. 科学通报,58(18):1755-1763.
- 袁建飞,邓国仕,徐芬,等. 2016. 毕节市北部岩溶地下水水化学特征及影响因素的多元统计分析[J]. 中国地质,43(4):1446-1456.
- 杨荣康,罗维,王诗扬等. 2017. 玉屏县朱家场地下水集中开采区地下水数值模型建立及相关问题探讨[J]. 贵州地质,34(4):306-312.
- 张彦林,李生永,付东林,等. 2006. 陇东盆地西部岩溶地下水形成机制研究[J]. 中国地质,33(6):1393-1399.
- 张东,李成杰,刘运涛,等. 2011. 基于多元统计的淮河中上游农业区地下水水质控制因素分析[J]. 安全与环境学报,11(6):135-140.
- 张路遥,马祖陆,覃星铭. 2018. 岩溶水水化学特征的主成分分析和因子分析[J]. 广西科学院学报,34(4):309-316.
- Aiuppa A, Bellomo S, Brusca L, et al. 2003. Natural and anthropogenic factors affecting groundwater quality of an active volcano (Mt. Etna, Italy) [J]. Applied Geochemistry, 18(6):863-882.
- Brenot A, Baran N, Petelet-Giraud E, et al. 2008. Interaction between different water bodies in a small catchment in the Paris basin (Brevilles, France): Tracing of multiple Sr sources through Sr isotopes coupled with Mg/Sr and Ca/Sr ratios [J]. Applied Geochemistry, 23(1):58-75.
- Cloutier V, Lefebvre R, Therrien R, et al. 2008. Multivariate statistical analysis of geochemical data as indicative of the hydrogeochemical evolution of groundwater in a sedimentary rock aquifer system [J]. Journal of Hydrology, 353(3-4):294-313.
- Edmunds W M, Shand P, Hart P, et al. 2003. The natural (baseline) quality of groundwater: a UK pilot study [J]. Science of the Total Environment, 310(1-3):25-35.
- Helstrup T, Jørgensen N, Bruce B-Y. 2007. Investigation of hydrochemical characteristics of groundwater from the Cretaceous-Eocene limestone aquifer in southern Ghana and southern Togo using hierarchical cluster analysis [J]. Hydrogeology Journal, 15(5):977-989.
- Negrel P, Pauwels H. 2003. Interaction between the different water bodies in catchments in Brittany (France): Characterizing multiple sources in waters through isotopic tracing [J]. Water Air & Soil Pollution, 151(1/4):261-285.
- Negrel P, Petelet-Giraud E. 2005. Strontium isotopes as tracers of groundwater-induced floods: the Somme case study (France) [J]. Journal of Hydrology, 305(1-4):99-119.
- Valdes D, Dupont J P, Laignel B, et al. 2007. A spatial analysis of structural controls on Karst groundwater geochemistry at a regional scale [J]. Journal of Hydrology, 340(1-4):244-255.

Study on Influencing Factors of Karst Groundwater Quality Based on Factor Analysis

—Take the Southern Part of Dafang County, Bijie City as an Example

LI Xue-lian, ZHU Yu-hua, HUA Xing, WU Xiao-fang, JIANG Fu

(Guizhou Geological Survey, Guiyang 550081, Guizhou, China)

[Abstract] In order to understand the influencing factors of karst groundwater quality formation and spatial variation of ion mass concentration in the study area, the southern part of Dafang County in Bijie city is taken as the research area, 56 groups of water samples were analyzed by factor analysis method, and four groups of factors (F1, F2, F3 and F4) were obtained based on karst groundwater quality formation and its influence in the study area: F1 is dominated by TH, TDS, COD, Ca^{2+} , SO_4^{2-} and F^- , representing the influence of co-dissolution of carbonate rock and gypsolite on water quality. F2 is dominated by free CO_2 , Mg^{2+} and HCO_3^- , reflecting the influence of dolomite dissolution on water quality in carbonate rocks. F3 is dominated by Na^+ , K^+ and Cl^- , representing the influence of salt rock dissolution and atmospheric precipitation on water quality. F4 is dominated by pH and NO_3^- , revealing the impact of human domestic sewage and agricultural irrigation sewage on karst groundwater quality. The above four factors can explain more than 80% of the influencing factors of karst groundwater quality in the study area.

[Key Words] Karst groundwater; Spatial difference; Factor analysis; Bijie city

德州市中心城区地下空间资源潜力研究

颜翠翠^{1,2}, 康凤新³, 谭志容¹, 杨询昌¹, 冯克印⁴, 桑可¹, 王世浩¹, 孙晓晓¹

(1. 山东省地勘局第二水文地质工程地质大队(山东省鲁北地质工程勘察院), 山东 德州 253072;
2. 中国海洋大学环境科学与工程学院, 青岛 266100; 3. 山东省地质矿产勘查开发局 济南 250013;
4. 山东省国土空间生态修复中心, 济南 250014)

[摘 要]为合理评价德州市中心城区地下空间资源潜力,研究工作从水文及水文地质、工程地质、环境地质、生态环境保护以及人类工程活动5个方面建立了由16个评价单因子组成的地下空间开发利用潜力评价指标体系,根据层次分析法评估结果将德州市中心城区地表以下不同深度内的地下空间划分为“可充分开发”、“不可充分开发”、“慎重与限制开发”三个等级区,并结合城市建设及环境条件,基于GIS平台开展了中心城区地下空间开发利用潜力评价。研究结果能够较为准确地反映地下空间开发利用潜力状况,具有实际的应用价值,可以为政府部门的管理和决策提供信息支持。

[关键词]德州;地下空间;层次分析法;开发利用潜力;评价

[中图分类号]P642 **[文献标识码]**A **[文章编号]**1000-5943(2021)04-0456-010

1 引言

在二十一世纪,随着社会经济和人口的快速增长,城市建筑群逐年增加,市区范围不断向外扩展(Mao-sheng Zhang, 2020; 李晓昭等, 2019; 黄强兵等, 2019; 蒋旭等, 2018; Zhi-Long Chen, 2018)。城市生存环境日益恶化,同时地上可利用空间越来越匮乏,综合各方面的因素,地下空间的开发利用成为城市拓展的一个发展方向。地下空间是指在地球表面以下的土层或岩层中天然形成或经人工开发而成的空间,是人类宝贵的自然资源之一(Li Xiaozhao, 2016)。开发利用地下空间可以扩展新的使用空间,满足多功能要求,缓解地面上住宅、交通、生产及生活设施的用地紧张能够节约能源,提供安静和无大气污染的环境可以与地面防灾功能配合,实现防灾功能互补(任念等, 2020; Zhou Dankun, 2019; 孙利萍等, 2018; Zhu

Hehua, 2016; 柳昆等, 2011)。在建筑发展史上,19世纪是桥的世纪,20世纪是地上空间的世纪,21世纪将是地下空间的世纪。但是,受地质环境的控制,地下空间资源开发利用潜力,首先要清楚地掌握研究区域地下空间资源开发利用潜力过程中所涉及到的影响因素及所存在的问题,对未开发区域进行科学的评价并制定开发利用规划,保障城市地下水空间资源潜力合理有序开发利用,保障城市健康发展。

文章在系统地分析德州市水文及水文地质、工程地质、环境地质、生态环境保护以及人类工程活动等因素的基础上,建立德州市城市地下空间资源开发利用评价模型,开展了德州市城市地下空间开发利用地质环境适宜性评价(江思义等, 2019; 周琦等, 2019; 彭俊婷, 2015; 李恺, 2009; 郭建民等, 2005),估算了地下空间开发利用资源潜力。为德州市城市地下空间开发利用提供地学依据,对指导德州市城市地下空间开发利用规划具有重要意义。

[收稿日期]2021-06-03 [修回日期]2021-09-10

[基金项目]山东省地质矿产勘查开发局项目,山东省地下空间资源潜力调查,鲁地字(2020)4号。

[作者简介]颜翠翠(1989—),女,博士研究生,工程师,主要从事水工环地质等工作。E-mail:1422364257@qq.com。

2 研究方法

2.1 研究区环境条件

该次研究以德州市城市总体规划(2021—2025年)划定的德州市中心城区范围作为研究区范围,总面积261.3 km²,包括城区的建成区和规划区,行政区划上自西向东包括商贸开发区、德城区、河东新区和高铁新区,西以德州市行政界线为界、南以南外环、东以京沪高铁东待建的快速路36号线、北以北外环为界。极值坐标为东经116°13'04"~116°28'49",北纬37°22'09"~37°30'51",根据地下空间与地表的距离关系以及地下空间开发利用性质和功能,对地下空间资源竖向分层按地面下0~30 m、30~100 m、100~200 m进行评价(图1)。

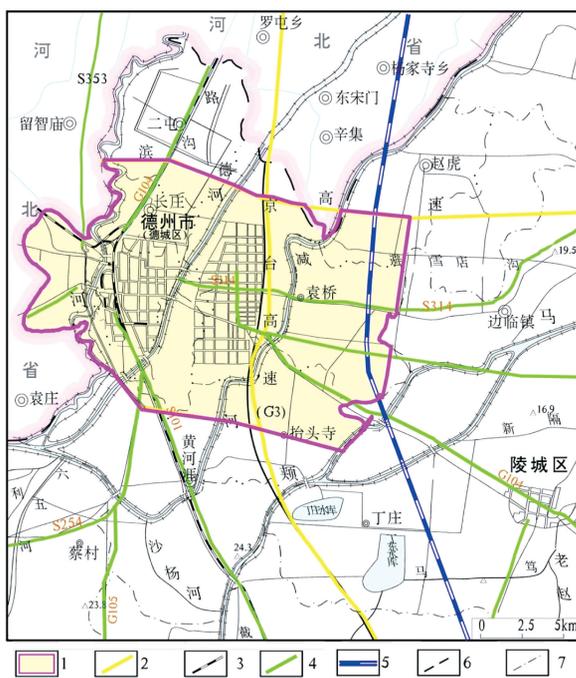


图1 研究区范围交通位置图

Fig. 1 Traffic location map of the study area

1—研究区范围;2—已建高速公路;3—已建铁路;4—公路;5—已建高铁;6—省界;7—县市区边界

2.2 评价方法

由于涉及地下空间资源开发利用的影响因素较多,各个评价因素具有不同属性、不同定性或定量标准、不同度量标准,而且评价因素之间具有多层次性及多复杂性等特点,采用精确的确定性模型来求评价因素的权重是不现实的。因此,可以

对各评价因素进行规范化和统一化,并对整体问题进行层次分解和重新构造,建立多目标的综合评价指标体系和模型来解决这一问题(彭建等,2010)。因此,本文运用层次分析法对德州市中心城区开发潜力进行评价,建立评估指标体系,构建评价模型,确定评价标准。利用AHP法确定各因子的权重,利用GIS的空间计算功能进行运算和分级,最终得到德州市中心城区地下空间开发潜力评价。

3 评价模型

3.1 评价指标体系

城市地下空间开发的地质环境质量评价系统是一个多层次、多因素的复杂系统,影响和控制地质环境质量优劣的因素很多,在选取中,结合德州市城市本身的特点,按分级、分序、抓主、淡次的原则,采用穷举-剔除法(郑桂森等,2017; Sebastian B, 2016; Nikolai B, 2010; 康钦容等, 2010; Sterling R. L., 2006; 钱七虎, 1998),我们构建的德州市城市地下空间资源多层次评价体系(表1)。

该体系中,以城市地下空间资源开发利用地质环境适宜性评价为目标层,选取城市地下空间资源评价的主要影响因素为第一级(主题层),将各因素中的若干影响因子作为第二级(指标层),基于层次分析法(AHP)构建了城市地下空间资源开发利用地质环境适宜性评价的层次结构模型,并研究确定了各层次影响因素的重要性,形成因素论域U。

3.2 指标的量化

在进行城市地下空间开发利用适宜性评价时,需要对各项评价指标进行量化,而对于不同地形、地质、水文条件的城市,即使相同指标,有时差别还很大。由于定性指标量化没有统一、公认的计算公式,一般是以同一因素在不同方案中的作用进行相对比较来确定的。这就要掺入人的主观意识,因此可以说定性指标量化工作任意性较大,不同决策者和不同领域专家,甚至相同领域专家对同一指标所赋的值都不一定相同。

为解决定性指标量化过程中出现的差异问题,最重要的是重视领域专家的经验 and 意见,同时

还应中和考虑不同专家、决策人和统称使用者的意见。目前定性指标量化的方法主要有专家评判法、特尔斐(Delphi)方法、二元对比法、层次分析法、改进层次分析法等多种方法,这些方法的一

个共同特点就是在确定标度时,都必须依靠领域专家的知识经验(刘运来等,2017;吴立新等,2007;徐军祥等,2012)。现以德州市为例,对其各项指标量化情况如表2所示。

表1 地质环境质量影响因素分级

Table 1 The influencing factors classification of the geological environment quality

A-目标层	B-主题层	C-指标层	指标层对主题层的影响
德州市城市地下空间 资源开发地质环境 适宜性评价	水文地质条件(B ₁)	地下水位最小埋深(C ₁)	B ₁ = g(C ₁ , C ₂ , C ₃)
		地下水富水性(C ₂)	
		地下水腐蚀性(C ₃)	
	工程地质条件(B ₂)	地下水位最小埋深(C ₁)	B ₂ = g(C ₄ , C ₅ , C ₆ , C ₇ , C ₈)
		地形地貌(C ₄)	
		断裂构造(C ₅)	
		岩土层综合分区(C ₆)	
		软土(C ₇)	
	环境地质条件(B ₃)	粉土、砂土液化程度(C ₈)	B ₃ = g(C ₉ , C ₁₀)
		地面累计沉降量(C ₉)	
		沉降速率(C ₁₀)	
	生态资源保护(B ₄)	地下矿产资源(C ₁₁)	B ₄ = g(C ₁₁ , C ₁₂ , C ₁₃ , C ₁₄)
		地下水资源(C ₁₂)	
		地表水体(C ₁₃)	
		历史文化遗产(C ₁₄)	
	人类工程活动(B ₅)	地面空间地物类型(C ₁₅)	B ₅ = g(C ₁₅ , C ₁₆)
已开发地下工程(C ₁₆)			
第一级对地质环境质量的影响		A = f(B ₁ , B ₂ , B ₃ , B ₄ , B ₅)	

表2 地质评价指标量化

Table 2 Quantification of geological evaluation index

评价指标	地质环境适宜性评价分级及量化			
	优秀	良好	中等	差
地下水富水性	<100 m ³ /d	500 ~ 1 000 m ³ /d	1 000 ~ 3 000 m ³ /d	>3 000 m ³ /d
地下水腐蚀性	腐蚀性微	腐蚀性弱	腐蚀性中	腐蚀性强
地下水位最小埋深	>15 m	10 ~ 15 m	5 ~ 10 m	<5 m
地形地貌	平原	平原	平原	平原
断裂构造	一般性断裂 > 100 m 或活动性断裂 > 500 m	一般性断裂 50 ~ 100 m 或活动性断裂 250 ~ 500 m	一般性断裂 10 ~ 50 m 或活动性断裂 50 ~ 250 m	一般性断裂 < 10 m 或活动性断裂 < 50 m
岩土层综合分区	地层综合得分 0.8 ~ 1.0	地层综合得分 0.6 ~ 0.8	地层综合得分 0.4 ~ 0.6	地层综合得分 0.2 ~ 0.4
软土	无软土分布	—	有软土分布	—
砂土液化	未液化	—	轻微至中等液化	—
沉降量	600 ~ 800 mm	800 ~ 1 000 mm	1 000 ~ 1 300 mm	>1 300 mm
沉降速率	<10 mm/a	10 ~ 30 mm/a	>30 mm/a	—
地下矿产资源	符合矿产资源规划地热矿山	拟新设地热矿区	拟规范地热矿区	持证地热矿山
地下水源地	无水源地	自备水源地(分散式水源地)	小型水源地(<1万 m ³ /d)	中型水源地(1 ~ 5万 m ³ /d)
地表水体	>100 m	50 ~ 100 m	30 ~ 50 m	0 ~ 30 m
历史文化遗产	县级	市级	省级	国家级
地面空间地物类型	无特殊用地类型	低层、多层建筑物	主干路, 历史文物保护单位、地质遗迹	高层、超高层建筑、立交桥
已开发地下工程	未开发	开发较小	地下管线	地铁、隧道、人防

3.3 各指标权重参数的确定

针对研究区具体地质环境特点,通过调查咨询,选取水文及水文地质、工程地质、环境地质、生态环境保护以及人类工程活动5个方面作为一级评价因子,在此基础上,选取地下水位最小埋深、地下水富水性、地下水腐蚀性、地形地貌、断裂构造、岩土层综合分区、软土、粉土、砂土液化程度、地面累计沉降量、沉降速率、地下矿产资源、地下水资源、地表水体、历史文化遗产、地面空间地物类型、已开发地下工程作为二级评价因子。

运用层次分析法建立表征各个影响因素之间层次关系的指标权重评价体系,咨询相关专家,获取评价指标的判断矩阵,通过yaahp软件计算出各指标的权重。

运用层次分析法求评价模型中指标权重的步骤:

(1)首先形成阶梯层次结构。

(2)构造判断矩阵,并求最大特征、特征向量,并进行一致性检验。

本次层次分析法各因子权重的确定,是利用中国科学评价研究中心张建华教授的Yaahp软件进行验证与计算。由于0~30 m、30~100 m和100~200 m评价深度不同,各因子对其影响程度有所不同,所以分别进行权重的确定。

(3)指标权重总排序,根据前述AHP理论依据,需要计算同一层次所有元素相对于上一层次的相对重要性的权值,即层次总排序,为模糊综合评判模型的进一步运算做准备。

指标综合权重的计算方法: $W_i = W_{BK} \times W_{Ci}$

根据下表将地下空间开发地质环境适宜性评价指标体系的指标因素总权重向量记为: $W = (W_1, W_2, W_3, \dots, W_i)$, i 为二级评价因子的个数。指标因素权重的大小,表明因素对目标评判的重要程度(汪侠等,2010)。见表3(0~200 m)。

表3 德州市中心城区地下空间开发的地质环境适宜性评价体系权重取值

Table 3 Wight value of geological environment suitability evaluation system of underground spatial development in downtown Dezhou

主题层	主题层权重			指标层	指标层权重			权重总序		
	0~30 m	30~100 m	100~200 m		0~30 m	30~100 m	100~200 m	0~30 m	30~100 m	100~200 m
水文地质条件(B ₁)	0.311 8	0.283 8	0.283 8	地下水位最小埋深(C ₁)	0.370 7	0.081 1	0.065	0.115 6	0.023	0.018 4
				地下水富水性(C ₂)	0.070 2	0.342	0.573 6	0.021 9	0.097 1	0.162 8
				地下水腐蚀性(C ₃)	0.559 1	0.576 9	0.361 4	0.174 3	0.163 7	0.102 6
工程地质条件(B ₂)	0.487 7	0.521 7	0.521 7	地形地貌(C ₄)	0.053 4	0.046 4	0.047 7	0.026	0.024 2	0.024 9
				断裂构造(C ₅)	0.034 7	0.038 2	0.036 9	0.016 9	0.019 9	0.019 3
				岩土层综合分区(C ₆)	0.104 3	0.115 3	0.103 1	0.050 9	0.060 2	0.053 8
				软土(C ₇)	0.505	0.456 3	0.509	0.246 3	0.238 1	0.265 5
				粉土、砂土液化程度(C ₈)	0.302 6	0.343 8	0.303 3	0.147 6	0.179 4	0.158 2
环境地质条件(B ₃)	0.108 3	0.104 5	0.104 5	地面累计沉降量(C ₉)	0.2	0.2	0.2	0.021 7	0.020 9	0.020 9
				沉降速率(C ₁₀)	0.8	0.8	0.8	0.086 6	0.083 6	0.083 6
				地下矿产资源(C ₁₁)	0.070 6	0.227 2	0.227 2	0.004 1	0.012 7	0.012 7
生态资源保护(B ₄)	0.057 5	0.056	0.056	地下水资源(C ₁₂)	0.308	0.612 8	0.612 8	0.017 7	0.034 3	0.034 3
				地表水体(C ₁₃)	0.577 5	0.102 4	0.102 4	0.033 2	0.005 7	0.005 7
				历史文化遗产(C ₁₄)	0.043 9	0.057 6	0.057 6	0.002 5	0.003 2	0.003 2
人类工程活动(B ₅)	0.034 7	0.034	0.034	地面空间地物类型(C ₁₅)	0.142 9	0.142 9	0.142 9	0.005	0.004 9	0.004 9
				已开发地下工程(C ₁₆)	0.857 1	0.857 1	0.857 1	0.029 7	0.029 1	0.029 1

3.4 评价模型的建立

依据上述中心城区地下空间资源潜力多层次评价指标体系,构建德州市中心城区地下空间资源潜力模糊综合评价的因素集U为:

$U_1 = \{U_{11}, U_{12}, U_{13}, U_{14}, U_{15}\}$ {水文及水文地质条件,工程地质条件,环境地质条件,生态资源保护,人类工程活动}

而 U_{11} 又包括以下因素, $U_{11} = \{U_{111}, U_{112}, U_{113}, U_{114}\}$ 其它各主题因素集依

次类推,实际上是对影响因素先分大类,然后在一类中的再分小类,这样就反映了影响因素的层次性。

根据德州市中心城区地下空间资源各影响因素对地下空间开发潜力的影响,建立评语集合V如下:

$V = \{V_1, V_2, V_3, V_4\} = \{\text{优, 良, 中, 差}\} = \{I, II, III, IV\}$

分别表示德州市中心城区地下空间资源潜力等级。

4 评价结果分析

4.1 地质环境适宜性评价

按照突显性、系统科学性、定性和定量指标相结合及可操作性原则,进行研究区地下空间资源

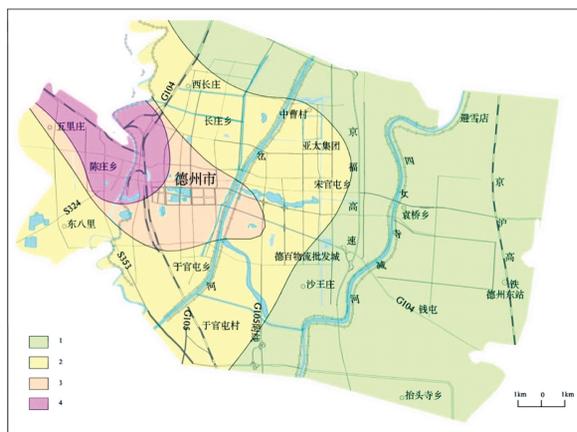


图3 德州市中心城区地下空间资源开发适宜性分区图(0~30m)

Fig. 3 Zoning Map of suitability for Development of Underground Space Resources in the downtown Dezhou city (0~30 m)

1—适宜性优区;2—适宜性良区;3—适宜性中区;4—适宜性差区

开发地质环境适宜性评价的指标体系选择,然后根据 AHP 层次分析法确定各指标体系的权重(焦玉国,2014;Aviad S,2009);将各个因子按照科学系与可操作性的原则进行单因子图的编制,并根据模糊评价模型的要求建立相应的属性结构,确保各因子图的科学实用性;然后利用 GIS 强大的空间分析运算功能,分别对 0~30 m、30~100 m、100~200 m 因子图进行叠加运算,得到整体综合评价图。将研究区划分为四个质量区:地下空间开发利用适宜性优区(I区)、良区(II区)、中等区(III区)、差区(IV区)(图2-5、表4)。

4.2 地下空间潜力评价

德州市中心城区地下空间资源开发潜力评价是根据影响德州市中心城区地下空间资源的自然条件,城市空间类型,规划条件等,将地下空间资源的可开发程度分别划分为充分开发区、不可充分开发区、难以(慎重)开发区,在此基础上分析各

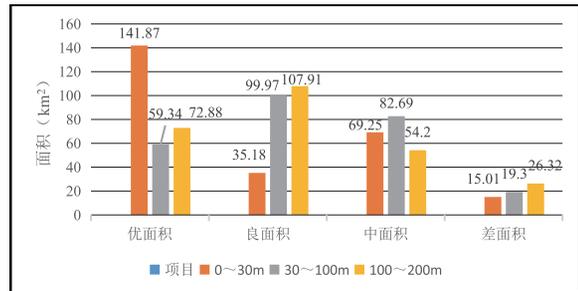


图2 地质环境适宜性分区统计柱状图

Fig. 2 Statistical histogram of geologic environmental suitability zoning

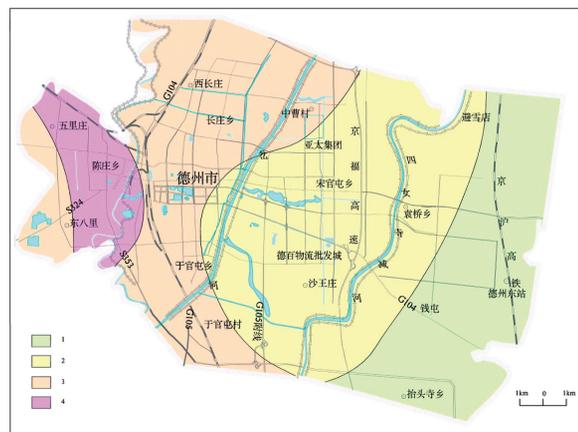


图4 德州市中心城区地下空间资源开发适宜性分区图(30~100m)

Fig. 4 Zoning Map of suitability for Development of Underground Space Resources in the downtown Dezhou city (30~100 m)

1—适宜性优区;2—适宜性良区;3—适宜性中区;4—适宜性差区

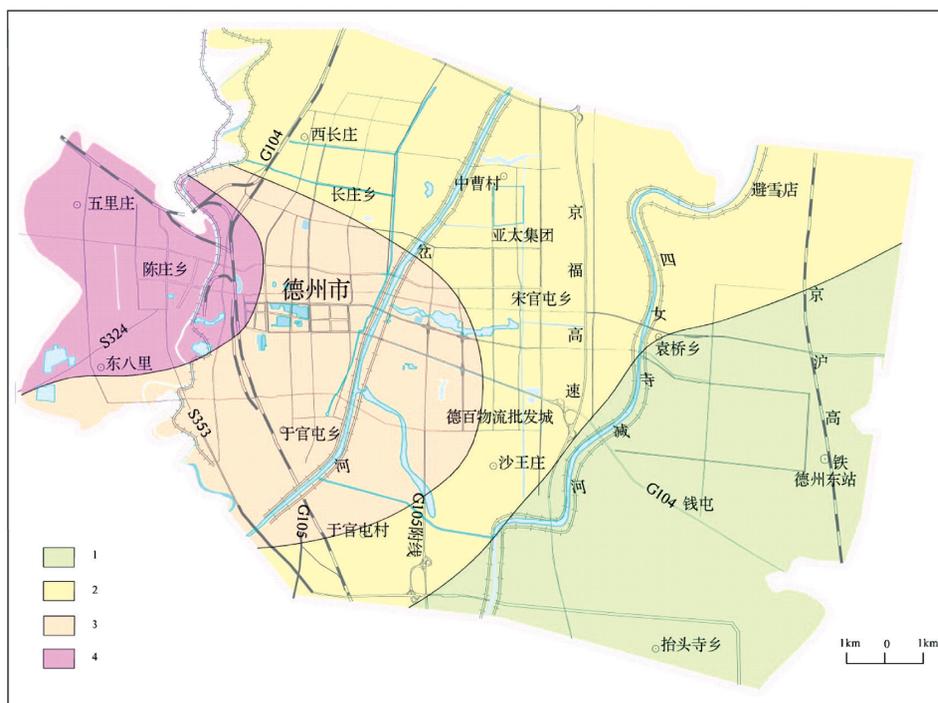


图5 德州市中心城区地下空间资源开发适宜性分区图(100~200 m)

Fig. 5 Zoning Map of suitability for Development of Underground Space Resources in the downtown Dezhou city (100~200m)

1—适宜性优区;2—适宜性良区;3—适宜性中区;4—适宜性差区

表4 德州市中心城区地下空间地质环境适宜性分区特征一览表

Table 4 List of characteristics of underground space geological environment suitability zoning in downtown Dezhou city

适宜性分区	分布特征		
	0~30 m	30~100 m	100~200 m
适宜性优区 (I)	面积约 141.87 km ² , 占 54.3%, 分布在经济开发区-高铁新区一带。上层粉土, 下层粉土和粘性土互层, 无软土分布。地面累计沉降量 500~700 mm, 平均沉降速率 10~40 mm/a, 危险性中等	分布在经济开发区的席辛庄-宋官屯-沙王庄村一带, 面积 59.34 km ² 。处于经济开发区东缘, 砂层不发育, 地下水赋存在粉土中, 地下水富水性弱, 水位埋藏深度 3~8 m, 地下水腐蚀性微-弱。	主要分布在减河以东地段, 面积 72.88 km ² , 占总面积的 28%。水文地质条件较好, 深层地下水水资源丰富, 水质较好, 地面累计沉降量小于 500 mm, 年沉降速率小于 30 mm, 地面稳定; 土地资源丰富, 所以属于工程地质建设条件优区。
适宜性良区 (II)	分布在东长庄-宋官屯-于官屯一带, 面积 35.18 km ² 。主要发育断裂为芦家河-曹村断裂, 属非活动性断裂; 地层结构为粉土, 局部有软土分布, 地面累计沉降量 600~700 mm, 平均沉降速率 30~40 mm/a, 危险性中等。	主要分布在东长庄-小刘庄和新湖-东七里铺两个地段, 面积 99.97 km ² 。地层结构为粘性土、粉土互层结构, 有软土分布。地下水主要赋存在粉土中, 地下水富水性弱, 水位埋藏深度 2~5 m 左右, 地下水腐蚀性弱。	主要分布在长庄-宋官屯-避雪店一带, 面积 107.91 km ² , 占总面积的 41%。水质较好, 有一定的开采潜力; 属于高层工程建设适宜区, 地面累计沉降量 500~800 mm, 年沉降速率 30~50 mm, 地面较稳定; 而且地下空间开发利用条件优良。
适宜性差中区 (III)	分布在老城区一带, 面积 69.25 km ² 。地层岩性以粉土为主, 中部地段有软土分布。地面累计沉降量 700~800 mm, 平均沉降速率 30~50 mm/a, 危险性中等, 人类工程建设密集, 地下空间开发深度内地下水富水性弱, 水位埋藏深度 2~5 m, 地下水腐蚀性弱-中。	分布在长庄乡-萧何庄-于官屯乡一带, 面积 82.69 km ² 。地下空间开发深度内砂层不发育, 地下水主要赋存在粉土中, 地下水富水性弱, 水位埋藏深度 2~5 m, 地下水腐蚀性除岔河南部两侧为腐蚀性中等外, 其它地段腐蚀性为弱。	分布在老城区一带, 面积 54.20 km ² , 占总面积的 21%。水文地质条件一般, 深层地下水开采潜力小, 浅层地下水矿化度一般大于 2 g/l, 水质极差; 属于高层工程建设适宜区; 普通工程建设一般适宜区; 靠近沉降中心区, 局部地面累计沉降量大于 800 mm, 年沉降速率大于 50 mm, 地面较不稳定; 地下空间开发利用条件优中-良。

续表

适宜性分区	分布特征		
	0~30 m	30~100 m	100~200 m
适宜性差区 (IV)	分布在陈庄乡五里庄-杨家圈后院一带,面积 15.01 km ² 。主要发育断裂沧东断裂,属活动性断裂;30 m 深度内地层岩性以粉土为主,局部有砂层,地面累计沉降量大于 800 mm,平均沉降速率大于 50 mm/a,危险性大,人类工程建筑相对较多,地下水富水性中-弱,水位埋藏深度 2~3 m,地下水腐蚀性中-弱。	分布在陈庄乡五里庄-杨家圈-长庄乡后院一带,面积 19.30 km ² 。基本无软土分布;地面累计沉降量大于 800 mm,平均沉降速率大于 50 mm/a,危险性大,周边部分已建工程有发现因地面沉降而引起的开裂现象;人类工程建筑相对较多,水位埋藏深度 2~3 m,地下水腐蚀性弱。	分布在陈庄乡一带,面积 26.3 km ² ,占总面积的 10%。水文地质条件较好,属于高层工程建设适宜区、普通工程建设一般适宜区;属于地面沉降中心区与深层地下水漏斗中心区,地面累计沉降量大于 800 mm,年沉降速率大于 50 mm,地面较不稳定;地下空间开发利用条件较差。

用地类型下可供开发的地下空间资源蕴藏量(李鹏岳,2020)。地下空间资源可开发程度受多种因素影响,具体可包括:岩溶分布区、采空区、不稳定江岸区、地裂缝、文物保护单位、生态保护区、水资源与泉脉保护区,道路、绿地、山体、水体、地面建设区,农田、新增规划建设区等因素。

根据完成各项评价之后,设计地下空间资源量计算模型,每一种地物类型扣除一定的深度。一部分是借鉴《城市地下空间资源评估与开发利用规划》(宋敏聪,2012)这本书,一部分是根据德州市情况确定的,一部分是综合情况分析的出来的(表5-6)。

表 5 各用地类型下地下空间资源量计算模型

Table 5 The calculation model of underground space resources under various land use types

用地类型	容量计算方式
城市建筑物	根据建筑类型低层、中层、高层分别扣除 10 米、30 米、50 米(或到基岩为止)的深度
城市绿地	扣除植被保护层 3 米
城市水体	扣除 10 米
城市道路与广场	扣除 5 米的覆盖层
文物、自然保护区、重要地质遗迹	当前层位深度
已开发地下空间(人防、轨道交通等)	扣除 30 米的影响深度

表 6 各用地类型下地下空间资源量计算

Table 6 Calculation of underground space resources under various land use types

序号	地物类型	面积(m ²)	扣除深度(m)	0~30 m	30~100 m	100~200 m
				扣除体积(m ³)	扣除体积(m ³)	扣除体积(m ³)
1	高层建筑物	12428554	50	372856620	248571080	0
2	多层建筑物	93680724	15	1405210860	0	0
3	低层建筑物	119136532.8	6	714819196.8	0	0
4	水体	1941810	10	19418100	0	0
5	绿地	2011461	3	6034383	0	0
6	道路用地及广场	141995	5	709975	0	0
7	地面沉降	1375238	30	41257140		
8	地质遗迹历史	1246282	30	37388460	0	0
9	已开发地下空间	29337403.2	30	880122096	0	0
合计扣除			3477816831	248571080	0	

根据上述计算模型,对德州市中心城区 0~30 m、30~100 m、100~200 m 的地下空间资源量进行评估。地下空间资源潜力的可开发程度分级见图 6。

据 MAPGIS 统计,德州市中心城区范围内地表 200 米以浅范围内地下空间的天然总蕴藏量保守估计约为 522.6 亿立方米。其中 0~30 m 为

78.39 亿立方米,其中 30~100 m 为 182.91 亿立方米,其中 100~200 m 为 261.3 亿立方米。

经计算(详见表 6)0~30 m 地下空间资源量扣除为 34.78 亿立方米,30~100 m 地下空间资源量扣除为 2.49 亿立方米,100~200 m 地下空间资源量扣除为 0 亿立方米。

德州市中心城区范围内,0~30 m 可供开发的

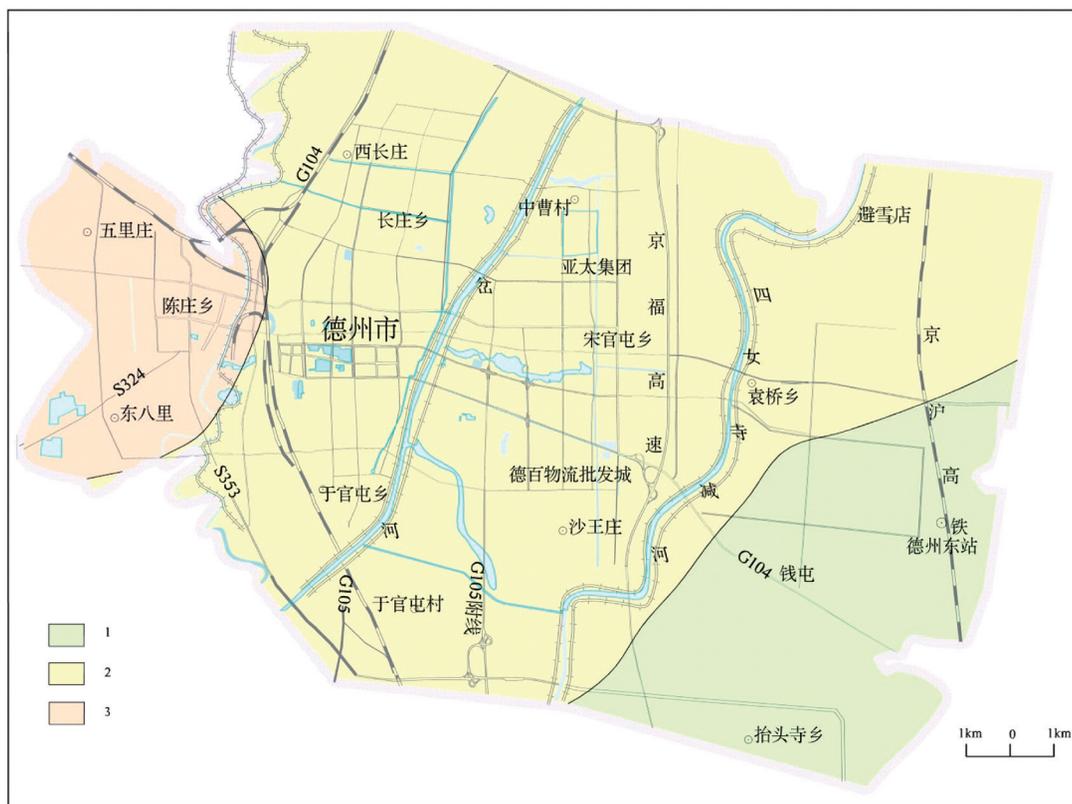


图6 德州市中心城区地下空间资源潜力可开发利用评价图(0~200 m)

Fig. 6 Evaluation chart of Underground Space Resource Potential development and Utilization in downtown Dezhou (0~200m)

1—适宜性优区;2—适宜性良区;3—适宜性中区

地下空间资源估算为43.61亿立方米,30~100 m可供开发的地下空间资源估算为180.42亿立方米,100~200 m可供开发的地下空间资源估算为261.3亿立方米,总计485.33亿立方米。

在计算容量过程中可能会遇到用地类型重合的区域,此时计算容量时采用限制性大的因素。需要注意的是,本次针对地下空间资源可供开发容量采取保守估算,所计算出数据较实际值偏小,但仍可看出地下空间资源可供开发的潜力巨大。总体而言,随着地下空间资源开发深度的增加,资源所受人类活动的扰动减少,地下空间资源的可开发程度增加。

5 结论与讨论

(1)研究区为德州市中心城区范围,面积为261.3 km²。德州市中心城区地下空间开发功能类型比较单一,开发利用仍以地下停车场为主,占德州市中心城区目前地下空间开发比例的85%。地下商业设施及市政设施分别占10%和5%。综合考虑,德州市中心城区对地下空间资源需求较

大,目前开发仅限于0~60 m,仍处于地下空间开发的一级阶段。本次研究为山东省内地下空间评价深度首次到达200米。考虑到地下空间开发利用的分层性,按不同开发层次完成分层评价,评价结果对总体规划阶段地下空间的平面布局及垂向分布具有指导意义。

(2)研究方法首先确定好地下空间评价指标体系,以地下空间资源开发地质环境适宜性评价为目标层,选取主要影响因素为一级指标(主题层),将各因素中的若干影响因子作为二级指标(指标层),基于层次分析法构建了地下空间资源开发利用地质环境适宜性评价的层次结构模型,并研究确定了各层次影响因素的重要性,最后采用模糊数学的评价方法,确定各因子的隶属度,将复杂多维的各种因素转化为相互联系的有序层次,对地下空间开发利用适宜性进行综合评价。

(3)提升完善原有的地下空间评价体系增加生态环境保护专项:本次地下空间评价体系不仅考虑了原有的水、工、环、人类工程活动条件,还对矿产、地下水资源、地质遗迹、历史文化遗产、地表河流水系等生态环境保护方面的因素进行评价。

(4)首次进行地下空间资源潜力评价,根据影响德州市中心城区地下空间资源的自然条件,城市空间类型,规划条件等。将地下空间资源潜力的可开发程度分别划分为充分开发区、不可充分开发区、难以(慎重)开发区,在此基础上分析各用地类型下可供开发的地下空间资源蕴藏量。

(5)首次系统量化了地下空间资源。通过对影响咸阳市地下空间开发利用的环境地质因素及评价结果的综合分析,对各评价区提出相应的开发建议。由于城市地下空间开发具有不可恢复性,因此在开发利用时因地制宜、可持续性发展至关重要。

[参考文献]

- 郭建民,祝文君. 2005. 基于层次分析法的地下空间资源潜在价值评估[J]. 地下空间与工程学报, (05):655-659+664.
- 黄强兵,彭建兵,王飞永,等. 2019. 特殊地质城市地下空间开发利用面临的问题与挑战[J]. 地学前缘,26(03):85-94.
- 江思义,王启耀,李春玲,等. 2019. 基于专家-层次分析法的地下空间适宜性评价[J]. 地下空间与工程学报,15(05):1290-1299.
- 蒋旭,王婷婷,穆静. 2018. 地下空间开发利用适宜性与资源量的应用研究[J]. 地下空间与工程学报,14(05):1145-1153.
- 焦玉国. 2014. 泰安市城区地下空间开发与环境地质影响关系分析[J]. 山东国土资源,30(12):59-62.
- 康钦容. 唐建新,张卫中. 2010. 改进模糊层次分析法在滑坡治理方案优化中的应用[J]. 重庆大学学报,33(09):98-103.
- 李恺. 2009. 层次分析法在生态环境综合评价中的应用[J]. 环境科学与技术,32(02):183-185.
- 李鹏岳,韩浩东,王东辉,等. 2020. 城市地下空间资源开发利用适宜性评价现状及发展趋势[J]. 沉积与特提斯地质,1-12.
- 李晓昭,王睿,顾倩,等. 2019. 城市地下空间开发的战略需求[J]. 地学前缘,26(03):32-38.
- 刘运来,吴江鹏,彭培宇,等. 2017. 基于地质环境要素的地下空间利用适宜性评价[J]. 长江科学院院报,34(05):58-62+67.
- 柳昆,彭建,彭芳乐. 2011. 地下空间资源开发利用适宜性评价模型[J]. 地下空间与工程学报,7(02):219-231.
- 彭建,柳昆,郑付涛,等. 2010. 基于 AHP 的地下空间开发利用适宜性评价[J]. 地下空间与工程学报,6(4):688-694.
- 彭俊婷,洪涛,解智强,等. 2015. 基于模糊综合评价的城市地下空间开发适宜性评估[J]. 测绘通报, (12):66-69+113.
- 钱七虎. 1998. 迎接我国城市地下空间开发高潮[J]. 岩土工程学报, (01):3-5.
- 任念,肖江,周光余,等. 2020. Evaluation of Suitability for Underground Space Development and Utilization in Changsha City[J]. 土木工程,09(06).
- 宋敏聪. 2012. 基于社会经济因素的城市地下空间开发潜力评估[D]. 天津商业大学.
- 孙利萍,李晓昭,周丹坤,等. 2018. 地下空间开发与社会经济指标的相关性研究[J]. 地下空间与工程学报,14(04):859-868+880.
- 汪侠,黄贤金,汤晋. 2010. 城市地下空间资源开发潜力的模糊综合评价[J]. 北京工业大学学报,36(02):213-218.
- 吴立新,姜云,车德福,等. 2007. 城市地下空间资源质量模糊综合评价与3D可视化[J]. 中国矿业大学学报, (01):97-102.
- 徐军祥,秦品瑞,徐秋晓,等. 2012. 济南市地下空间资源开发地质环境适宜性评价[J]. 山东国土资源,28(08):14-17.
- 郑桂森,王继明,何静,等. 2017. 地下空间资源的属性特征[J]. 城市地质,12(04):1-5.
- 周琦,杜远生,袁良军,等. 2016. 贵州铜仁松桃锰矿国家整装勘查区地质找矿主要进展及潜力预测[J]. 贵州地质,33(04):237-244.
- Bobylev Nikolai. 2010. Underground Space in the Alexanderplatz Area, Berlin; Research into the Quantification of Urban Underground Space Use[J]. Water and Energy International,67(5).
- Chen Zhilong, Chen Jiayun; Liu Hong, et al. 2018. Present status and development trends of underground space in Chinese cities: Evaluation and analysis[J]. Tunnelling and Underground Space Technology,71:253-270.
- Li Xiaozhao, Li Congcong, Aurèle Parriaux, et al. 2016. Multiple resources and their sustainable development in Urban Underground Space[J]. Tunnelling and Underground Space Technology incorporating Trenchless Technology Research,55.
- Shapira A, Simcha M. 2009. AHP - Based Weighting of Factors Affecting Safety on Construction Sites with Tower Cranes [J]. Journal of Construction Engineering and Management, 135(4):307-318.
- Sebastian Bartel, Gerold Janssen. 2016. Underground spatial planning- Perspectives and current research in Germany[J]. Tunnelling and Underground Space Technology incorporating Trenchless Technology Research,55.
- Sterling R. L. 2006. Urban Underground Space Use Planning: A Growing Dilemma[A]. 中国岩石力学与工程学会. 国际地下空间学术大会会议论文集(一)[C]. 中国岩石力学与工程学会:中国岩石力学与工程学会,27.
- Zhou Dankun, Li Xiaozhao, Wang Qi, et al. 2019. GIS-based urban underground space resources evaluation toward three-dimensional land planning: A case study in Nantong, China [J]. Tunnelling and Underground Space Technology incorporating Trenchless Technology Research,84.
- Zhu Hehua, Huang Xianbin, Li Xiaojun, et al. 2016. Evaluation of urban underground space resources using digitalization technologies[J]. Underground Space,1(2).
- Zhang Maosheng, Wang Hua-qi, Dong Ying, et al. 2020. Evaluation of urban underground space resources using a negative list method: Taking Xi'an City as an example in China[J]. China Geology,3(1).

Study on Underground Space Resource Potential in Downtown Dezhou City

YAN Cui-cui^{1,2}, KANG Feng-xin³, TAN Zhi-rong¹, YANG Xun-chang¹,
FENG Ke-yin⁴, SANG Ke¹, WANG Shi-hao¹, SUN Xiao-xiao¹

(1. *The Second Hydrogeology and Engineering Geology Brigade of Shandong Provincial Bureau of Geology and Mineral Resources (Shandong Lubei Geological Engineering Investigation Institute)*, Dezhou 253072, Shandong, China; 2. *College of Environmental Science and Engineering, Ocean University of China*, Qingdao 266100, Shandong, China; 3. *Shandong Provincial Bureau of Geology and Mineral Resources*, Jinan 250013, Shandong, China; 4. *Shandong Provincial Territorial Space Ecological Restoration Center*, Jinan, 250014

[**Abstract**] In order to evaluate the resource potential of underground space in the downtown Dezhou reasonably, an evaluation index system of underground space development and utilization potential composed of 16 single factors was established from five aspects of hydrology and hydrogeology, engineering geology, environmental geology, ecological environmental protection and human engineering activities. Based on analytic hierarchy process (ahp) to evaluate the results to De Zhou city center in different depth below the surface of the underground space is divided into “can make full development”, “full development”, “careful and limit the development of” three levels, and according to the urban construction and environmental conditions, based on the GIS platform to carry out the center of the city underground space development and utilization potential evaluation. The research results can accurately reflect the development and utilization potential of underground space, and have practical application value, which can provide information support for the management and decision-making of government departments.

[**Key Words**] Dezhou; Underground space; Analytic hierarchy process; exploitation potential; evaluation

pH 值对土壤重金属污染的影响及其准确测定

杨希,岳晓岚,李靖,朱丹,陈菊

(贵州省地质矿产中心实验室,贵州 贵阳 550018)

[摘要]近年来土壤污染问题日益严峻,特别是土壤中重金属污染对土壤肥力、植物生长都有着极大的威胁,为了了解 pH 值对土壤重金属污染的影响及提高测定的准确性,本文系统地分析了土壤 pH 值与重金属污染物之间的关系,分别讨论了土壤 pH 值对重金属污染物存在形态、转化迁移及污染治理三方面的影响,并针对土壤 pH 值测定过程中的影响因素,提出了相应的测定条件及操作方法以保证土壤 pH 值的准确测定。结果表明,土壤 pH 值对重金属存在形态、转化迁移及污染治理都有着极大的影响,是土壤重金属污染的重要影响因素,为重金属污染土壤的筛选、判断及后期治理提供参考。

[关键词]重金属污染;土壤 pH 值;存在形态;转化迁移;污染治理

[中图分类号]X131;X131.3 [文献标识码]A [文章编号]1000-5943(2021)04-0466-06

土壤污染成因复杂,危害严重,特别是近年来随着社会经济的快速发展,土壤污染的影响范围、危害程度呈急速加剧状态。由于土壤中重金属难以随水淋滤、不易被土壤微生物分解,易累积并转化为毒性更高的物质($pH = 4.0 \sim 5.0$),吸附于土壤胶体而被有机体吸收,有的重金属甚至通过食物链以有害浓度在人体内富集,严重危害人体健康,所以土壤重金属含量是评价耕地质量及污染状况的重点。土壤重金属污染风险不仅与重金属全量有关,更大程度上由其存在形态决定,土壤重金属有效态的定义至今没有统一的结论,从而衍生出重金属环境有效态、重金属环境生物有效态、重金属毒性生物有效态等概念,但其核心上都遵循一个原则,即能被环境或有机体吸收的、对有机体产生毒害效应的重金属形态(Kim R Y et al, 2015; Kazlauskaitė-Jadzevičė et al, 2014; 周红卫等,2017)(图 1)。

重金属有效态含量受很多因素影响,其中土壤 pH 值是最直观反映重金属有效态变化且最易测得的参数,土壤 pH 值是土壤化学性质的综合反映,其动态变化不仅控制着植物养分供应从而影响

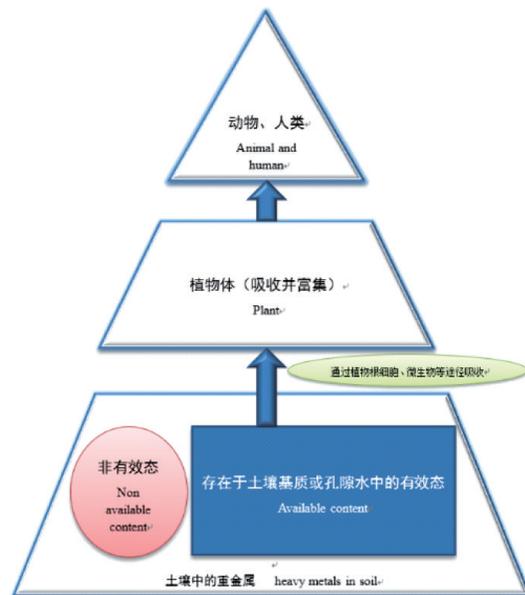


图 1 土壤中重金属在土壤-有机体中的转移

Fig. 1 The transformation of heavy-metal from soil to organism
土壤质量,更决定了土壤中重金属的存在形态和转化迁移过程,是重金属存在形态与转化迁移的重要限制因子(EUROPEAN COMMISSION, 2013)。土壤 pH 值对重金属形态、转化和污染的治理有着重要

意义:当土壤 pH 值小于 5.5 时,带正电荷的重金属离子在酸性土壤中最易富集和迁移,如毒性高的铝和锰溶解度在该 pH 条件下增大,且通常在极强酸性土壤(pH = 4.0 ~ 5.0)中以高浓度富集,这是由于酸化使土壤固相中的重金属溶出,富集的重金属离子被植物根系吸收从而对植物体产生毒害;当 pH 值大于 7 时,微量金属阳离子锌、铜等的溶解性降低,可能导致植物和微生物中此类元素的缺乏;极端的 pH 值则预示土壤中出现了特殊的金属离子或金属化合物,如 pH 值大于 8.5 时,通常有大量可溶性钠离子或交换性钠离子存在,而 pH 值小于 3 则会有较高浓度的金属硫化物存在;针对不同 pH 值的重金属污染土壤采用不同的治理方法是目前农业生产中最常见的手段。

土壤 pH 值发生细微变化就意味着土壤的化学环境和生态环境发生了巨大变化,不同的氢离子活度直接影响重金属离子的存在形态和迁移转化,也对重金属污染的治理造成困扰,特别是重金属污染严重的土壤通常失去其缓冲力,呈现极酸或极碱的状态,对这些土壤的筛选、判断及后期治理都要依赖于准确测定的 pH 值。因此,土壤 pH 值的准确测定对于土壤重金属污染物存在形态的预测、重金属污染物转化迁移的监测、重金属污染

物的针对性治理都有着重要的意义。

1 土壤 pH 值对重金属污染物存在形态的影响

土壤 pH 值对土壤重金属存在形态有很大影响,土壤中处于惰性结合的重金属,如束缚于载体矿物晶格或特殊吸附形成的内球络合物等,此类重金属较为稳定,不易被有机体吸收,即使这些元素含量很高,它们对土壤污染的影响也较小;土壤中处于络合形态的重金属,由于分子量大、不易穿过植物根细胞壁被植物体吸收,可保持存在于土壤中,但其稳定系数与土壤 pH 值有直接关系,对土壤污染有一定威胁;而土壤中以简单离子(游离态)、有机或无机化合物存在的重金属离子,通常存在于土壤溶液中,理化性质最为活泼且最易被有机体吸收,对土壤质量威胁最大,此类金属离子的存在形态受土壤 pH 值影响最大(I. O. Plekhanova et al, 2019)。

重金属元素有效态大多存在于酸性到中性的土壤中,并表现出可变的金属价态,这使得重金属的环境行为与环境效应错综复杂。表 1 列举了不同酸度土壤中几个典型重金属的存在形态,可以看

表 1 不同酸度土壤中重金属的存在形态(Blume H P, 1991; Campbell D J, 1988)

Table 1 The existence of heavy metals in soil with different acidity

重金属	强酸性到弱酸性土壤	弱酸性到碱性土壤
Cd	Cd^{2+} , $CdSO_4$, $CdCl^+$	Cd^{2+} , $CdSO_4$, $CdCl^+$
Cr	Cr^{3+} , $CrSO_4^+$, Cr-DOC	Cr- DOC, $CrCO_3^+$, $Cr(CO_3)_2^-$, $Cr(CO_3)_3^{3-}$
Ni	Ni^{2+} , $NiSO_4$, Ni-DOC	$NiCO_3$, $NiHCO_3^+$, $NiB(OH)_4^+$
Cu	Cu-DOC, Cu^{2+} , $CuSO_4$	Cu-DOC, $CuCO_3$, $CuB(OH)_4^+$
Pb	Pb^{2+} , Pb- DOC, $PbSO_4$	$PbCO_3$, $PbHCO_3^+$, $Pb(CO_3)_2^{2-}$
Zn	Zn^{2+} , $ZnSO_4$	$ZnHCO_3^+$, Zn^{2+} , $ZnSO_4$, $ZnCO_3$

出,在强酸性到弱酸性土壤中,重金属元素多以游离态存在,易被植物根系吸收、富集,而在弱酸性到碱性土壤中常以化合物形式存在而吸持于土壤,如与土壤中的有机质络合而固定在土壤中。

Tessier(Tessier A, 1979)将土壤中重金属元素存在形态分为可交换态、碳酸盐结合态、铁-锰氧化物结合态、有机物结合态和残渣态五种形态,提出了五步连续提取法,根据不同种类重金属离子在不同 pH 值提取剂中的溶解情况,将重金属离子分步提取,用以推断其生物毒性。可交换态、碳酸盐结合态、铁-锰氧化物结合态、有机物结合态的

重金属元素容易被有机体吸收,它们是有机体可利用重金属的直接提供者,属于重金属有效态。土壤 pH 值与重金属存在形态密切相关,研究表明:土壤中交换态重金属随土壤 pH 值升高而减少,呈极显著负相关;碳酸盐结合态重金属也对土壤 pH 值极为敏感,当 pH 值降低时碳酸盐结合态重金属易释放金属离子进入环境中,而 pH 值升高则有利于碳酸盐生成;铁-锰氧化态重金属含量随 pH 值升高而增加,当 pH 值大于 6 时,其含量随 pH 值的升高迅速增加,这可能与氧化铁-锰为两性胶体有关;有机结合态重金属随土壤 pH 值升高而升高。此外,pH 值还通过影响其它因素(如土

壤有机质和氧化物胶体)从而影响重金属存在形态(韩春梅等,2005;杨秀敏等,2017)。

孙卫玲(孙卫玲等,2001;李娜,2011)等发现随着土壤 pH 值升高,两种吸持剂(黄土和石英砂)对土壤中铜离子的吸持曲线都分为三区:低 pH 微吸持区、中 pH 吸持增长区和高 pH 强吸持区,在中 pH 范围内土壤对重金属的吸持量迅速增加,这主要是由于 pH 值的升高有利于金属离子的水解反应或羟基络合物的形成,降低了离子平均电荷,导致二级溶剂化能大大下降,降低了能障有利于离子借库仑力和短程引力吸附于吸持剂表面。因此,土壤中铜离子的有效态含量随土壤 pH 值升高而减少,呈极显著负相关,吸持量随土壤 pH 值升高而增大,呈正相关,值得注意的是,当过量的铜导致土壤 pH 值下降时,土壤中固定相的铜会溶解出来,对植物的危害也随之增强,成为低 pH 值导致植物受害的原因之一。

刘慎坦(刘慎坦,2009)通过实验测试了土壤中重金属元素 Cu、Zn、Fe、Mn 在不同 pH 值下的可提取态含量,结果表明,土壤中绝大多数以难溶态存在的重金属元素,它的可溶性受土壤 pH 值控制,pH 值降低可导致碳酸盐和氢氧化物结合态的重金属溶解、释放同时也趋于增加吸附态重金属的释放,提取率随 pH 值的增加而急剧减小。

表 2 不同 pH 值土壤中重金属元素的迁移率顺序

Table 2 The mobility order of heavy metals in soil with different pH

土壤类型	重金属元素的迁移率	参考文献
污染的花园/稻田土壤(pH= 4.8~5.5)	Cd(II) > Cu(II) > Zn(II) > Pb(II)	(Lei M et al,2010)
污染的农田土壤(pH= 4.8~6.3)	Cd(II) >> Pb(II) > Cu(II) = Zn(II)	(Liu G et al,2014)
肥沃的沙质土(pH= 5.5~7.0)	Zn(II) > Cd(II) > Pb(II) > Cu(II) > Cr(III)	(Fonseca B et al,2011)
锌污染的农田土壤(pH= 6.6)	Zn(II) > Cd(II) > Cu(II) > Pb(II)	(Labanowski J et al,2007)
污水沉淀物(pH= 7.5)	Zn(II) > Ni(II) > Cu(II) > Pb(II) = Cr(III)	(Aryal R K et al,2007)
污染的农田土壤(pH=7.0~8.2)	Cr(VI) > Cd(II) > Pb(II)	(Dong D et al,2009)

房存金(房存金,2010)发现重金属铅在土壤中多以 $Pb(OH)_2$ 、 $PbCO_3$ 或 $Pb_3(PO_4)_2$ 等二价的难溶化合物形式存在,金属铅的移动性和植物可吸收率都极低,但随着 pH 值的降低,酸性土壤中的氢离子可将铅从难溶的化合物中释放出来,被植物根系所吸收而在植物体富集;汞的转化迁移也受土壤 pH 值的影响,当土壤 pH 值在 1-8 范围内,汞在土壤胶体中的吸附量随 pH 值的增大而逐渐增大,富集于土壤胶体表面;当 pH > 8 后,吸附的汞量基本不变;镉在土壤中有多种存在形态,如 Cd^{2+} 、 $CdCl^+$ 、 CdS 、 $CdCO_3$ 等,在 pH 值 > 7 的石灰性

2 土壤 pH 值对重金属污染物转化迁移的影响

重金属在土壤中的存在是一个动态过程,迁移转化受金属的化学特性、土壤的物理特性、生物特性和环境条件等因素影响,这些反应通常具有可逆性从而使整个土壤体系处于不断变化的动态平衡中,而土壤 pH 值的改变会直接导致重金属价态、存在形态的改变,增大重金属转化和迁移的可能性。总的来说,可交换态和碳酸盐结合态重金属对土壤 pH 值的改变最敏感,在一定范围内其迁移性和植物可吸收率随 pH 值降低而增大,有机结合态重金属在氧化环境下最易分解,而铁-锰氧化态重金属在还原条件下最易溶解释放(杨元根等,2001;吴新民等,2003;马丽等,2019)。

具体来看,对每一种类的重金属,其在土壤中的溶解度、迁移率及在植物体内转化率的差异,主要受特异性、非特异性吸附和无机、有机配体的配位能力影响,而这些在很大程度上取决于土壤的 pH 值,在常见的土壤 pH 值范围内,重金属可以大体分为两类:迁移率较高的 Cd、Ni、Zn 和迁移率较低的 Cu、Cr、Pb,表 2 展示了不同 pH 值土壤中重金属元素的迁移率顺序。

土壤中 Cd 大多转化为 $CdCO_3$ 的形态存在,随着土壤 pH 值的下降,土壤胶体吸附的镉溶出率增加,多转化为离子形态。Teng Xu(Teng Xu et al,2020)等通过傅里叶变换红外光谱(FTIR)和 X 射线光电子技术进行了间歇吸附光谱分析发现在不同 pH 值的土壤中重金属铬的存在形态和含量有所不同,研究表明,三价铬的可移动性在 pH = 4.0 的酸性土壤中主要取决于配位效应而在 pH = 8.0 的碱性土壤中主要取决于水解效应,此外,土壤酸碱性改变对三价铬向有毒的六价铬转化有直接影响。

3 土壤 pH 值对重金属污染治理的影响

近年来土壤酸化程度不断加剧,土壤中的重金属离子活化度不断提高,致使大量重金属离子通过土壤进入有机体的食物链而富集,甚至随土壤水下渗而污染地下水源。土壤 pH 值对重金属污染的治理有基础性的指导作用,通过测定土壤的 pH 值,可对重金属污染物的种类和存在形态进行判断,从而采取不同的治理手段,有针对性地修复土壤,调节土壤 pH 值是农业上治理重金属污染最常用最便捷的方法之一(周建军等,2014;贾伟涛等,2020)。

通过土壤 pH 值治理重金属污染的传统途径主要有两种(陈程等,2010;陈丽君,2020;谢天保,2020):一是调节土壤 pH 值来改变重金属存在形态,由于土壤重金属的活性一般取决于其存在形态,将被植物体吸收的重金属离子转化为络合、沉淀或吸附于土壤胶体等状态,使其固定从而降低其在环境中的迁移性和生物可利用性。例如农业生产上常用的治理手段:对金属汞污染的土壤通常施用石灰-硫磺合剂,降低土壤酸度,减少植物根系对汞的吸收;对金属铅污染的土壤通常提高土壤 pH 值,施用钙、镁等改良剂,降低土壤中铅的活性;对金属铬污染的土壤通常施用石灰、硅酸钙等调节土壤 pH 值呈弱碱性,使铬生成沉淀而固定在土壤中。常见的固定剂主要分为无机(如磷酸盐类、粘土矿物类、无机硅肥等)、有机(如农家肥、绿肥、草炭和作物稻秆等)、无机-有机混合固定剂(如在介孔氧化硅表面构建有机基团的功能性材料),无机-有机混合固定剂能克服其他钝化剂单一性的问题,对于复合污染型土壤有较好的效果,是目前研究的热点。第二种途径是通过测定被重金属污染土壤的 pH 值,选择并种植适合生长的植物将重金属从土壤中逐渐去除。常用的植物修复法就是利用超富集植物的提取作用对土壤中重金属污染物进行植物吸收和富集,一般选种非食用型且酸碱耐受型植物,通过重复种植将重金属浓度降低,此法应注意对植物残体的处理。例如对镉污染的土壤常种植苋科植物,而对铅污染的土壤常种植苔藓类植物。植物修复法有成本低、修复同时可提高土壤有机质含量和

土壤肥力等优点,但修复周期长、见效慢,且同一种植物对重金属污染物耐受有限、对复合污染型土壤修复效果不佳,难以满足快速修复高浓度、复合型重金属污染土壤的要求。

近年来,越来越多的新方法已展开研究并投入应用,如针对酸化退化、重金属本底高的土壤使用生物炭技术(丁华毅,2014;Zeng Mufan et al, 2017;陈乐等,2020),研究表明,弱碱性的生物炭可有效改良此类土壤,特别是对降低土壤重金属 Pb、Cu、Cd、Zn 的有效性有显著作用,生物炭对不同酸化水平土壤的改良以及重金属修复效果有极大差异,土壤 pH 值不仅是生物炭调控的关键因素,也是判断生物炭有效性的关键因素,通过对添加生物炭土壤的 pH 值连续监测,可判断修复过程中土壤重金属参数的变化情况,更好的指导修复技术的改进。此外,pH 值较低的木醋液用于土壤重金属修复也是近期兴起的治理手段之一(孙爽,2020),木醋液中含有大量有机物,如有机酸类、酚类、酮类、醛类等,其 pH 值通常在 2.7~5.0 之间,可直接用于盐碱地改良,研究表明,木醋液不仅对重金属吸附材料的吸附效果有重要影响,而且对重金属吸附材料的吸附能力有显著提高,如经一定浓度木醋液处理改性后的磷矿粉表面形貌发生了改变,其对重金属吸附能力明显增强。

4 土壤 pH 值的准确测定

实验室通常采用玻璃电极法测定土壤 pH 值,土壤从采样、制样到溶解、浸提再到测量 pH 值,每个步骤都影响测定结果的准确度。林丽仙(林丽仙等,2013)等通过正交试验得出结论,土壤样品应尽量保证颗粒度均匀。蒋实(蒋实等,2009)等研究了干湿性土壤 pH 值变化程度,研究表明对同一件样品,干性土样较湿性土样 pH 值高,主要是由于新鲜土壤中存在着部分二氧化碳,制样的烘干过程使土壤中大部分二氧化碳挥发。刘芬(刘芬,1998)通过实验证明二氧化碳分压变化对土壤 pH 值有一定影响,随着分压的增加 pH 值下降,当分压不变时,随着时间的增加 pH 值也有下降趋势。浸提液种类和浸提液液土比也是影响土壤 pH 值准确测定的重要因素(许彦等,2011):实验室通常使用蒸馏水或 1 mol/L 氯化钾溶液作浸提液,实验证明,对相同的土壤样品,用氯化钾作浸

提液测得的 pH 值要小于用蒸馏水作浸提液测得的 pH 值,这是由于氯化钾浸提液中的钾离子与土壤胶体表面吸附的氢离子起交换作用,将其大部分交换到溶液中,导致测得的 pH 值较低,测出的 pH 值更接近田间状态。选择合适液土比对准确测定土壤 pH 值也十分重要,常见的液土比有 1:1、2.5:1、5:1,通常随着液土比增大土壤 pH 值逐渐升高,这是稀释效应造成的,液土比增大使溶液中氢离子浓度因稀释而降低,测得的 pH 值随之增大,稀释效应具有普适性,在碱性土壤上尤其显著,针对碱性土壤(土壤 pH 值 = 7.5 ~ 8.5)推荐的液土比是 0.5:1,原因是碱性土壤的 pH 值与液土比有显著的正相关,液土比 0.5:1 使碱性土壤呈现饱和泥浆态,能更真实地反映出此类土壤酸度,但针对钠盐含量较高的碳酸盐型盐碱性土壤,其土壤碱性强弱主要受碳酸盐与中性钠盐反应生成的碳酸钠水解,高液土比 5:1 更适用于此类土壤的准确测定(张芳等,2016)。此外,土壤 pH 值测定过程中的搅拌时间、浸提时间(平衡时间)、电极放置位置、测量方式等都对测定结果有影响,但影响程度不大,只需保证样品搅拌均匀、浸提完全、电极完全淹没于悬浊液且不碰触底部土壤固体颗粒等,且针对不同类型的土壤选择合适的前处理方式,造成的误差极小。

总之,要准确测定土壤 pH 值需要保证制样过程中样品干燥性、颗粒度均匀,测样过程中控制环境温度,选择合适浸提液种类和液土比,用 1 mol/L 的氯化钾做浸提液测得的 pH 值更接近原值,对未知样品液土比通常选择 2.5:1(杨希等,2019),粗测后再针对不同类型土壤重新选择相应前处理方法,有条件的情况下尽量选择原位测定。对于需要准确测定的碱性土壤,由于受二氧化碳分压影响较大,建议在田间原位测定,并选择液土比例为 1:1 或者饱和泥浆的浸出液,测定完毕及时对电极进行处理,以免损伤电极。

综上所述,土壤 pH 值对土壤中重金属的存在形态、转化迁移及污染治理都有着极大的影响,是对重金属污染土壤筛选、判断及后期治理最基础的指标,但就目前来讲,这方面的研究还存在着以下不足,首先,土壤 pH 值对重金属污染物的影响还需要进一步研究,细分到每一种重金属元素及每一个反应的机理,从而准确研究其存在形态和迁移过程,为土壤中重金属污染的治理提供依据;

其次,亟待开发更简便、快速、准确的土壤 pH 值测定技术,如新研究的便携式 X 射线荧光光谱法(Anita F S T et al, 2020)可通过不同算法和模型对土壤 pH 值、吸附情况进行一定程度的预测,具有高效率、低成本、无化学残留等特点,但实际应用尚不足,对不同类型土壤的测试数据不够,还需进一步研究,快速原位测定及长时间的野外在线测定将会是未来土壤 pH 值测定的发展方向。

[参考文献]

- 陈程,陈明,等. 2010. 环境重金属污染的危害与修复[J]. 环境保护,3:35-36.
- 陈乐,詹思维,等. 2020. 生物炭对不同酸化水平稻田土壤性质和重金属 Cu、Cd 有效性影响[J]. 水土保持学报,34(01):358-364.
- 陈丽君. 2020. 土壤重金属污染防治技术研究进展[J]. 资源节约与环保,4:88.
- 丁华毅. 2014. 生物炭的环境吸附行为及在土壤重金属镉污染治理中的应用[D]. 厦门大学.
- 房存金. 2010. 土壤中主要重金属污染物的迁移转化及治理[J]. 当代化工,39(4):458-460.
- 韩春梅,王林山,等. 2005. 土壤中重金属形态分析及其环境学意义[J]. 生态学杂志,24(12):1499-1502.
- 贾伟涛,吕素莲,等. 2020. 高生物量经济植物修复重金属污染土壤研究进展[J]. 生物工程学报,36(03):416-425.
- 蒋实,徐争启,等. 2009. 四川省万源市土壤 pH 值测定及土壤酸碱度分析[J]. 安徽农业科学,37(25):12105-12108.
- 李娜. 2011. 土壤 pH 对铜形态和生物有效性的影响及土壤污染修复研究[D]. 河北农业大学.
- 刘慎坦. 2009. 土壤中重金属可交换态分析方法的研究[D]. 山东大学.
- 林丽仙,张庆美,等. 2013. 土壤 pH 测定影响因素探讨及蓝莓种植园土壤 pH 值的测定[J]. 福建热作科技,38(4):22-26.
- 刘芬. 1998. 株洲地区土壤 pH 值测定方法研究[J]. 农业环境保护,17(2):84-85,88.
- 马丽,宋雁辉,徐政雄. 2019. 浅析土壤重金属形态转化与土壤污染治理[J]. 环境影响评价,41(5):18-21.
- 孙卫玲,赵蓉,等. 2001. pH 对铜在黄土中吸持及其形态的影响[J]. 环境科学,22(3):78-83.
- 孙爽. 2020. 木醋液对重金属污染土壤治理的影响研究[D]. 吉林大学.
- 吴新民,潘根兴. 2003. 影响城市土壤重金属污染因子的关联度分析[J]. 土壤学报,40(6):921-929.
- 许彦,罗丰,等. 2011. 三亚地区农业土壤 pH 值测定方法初探[J]. 长江蔬菜,(24):50-51.
- 谢天保. 2020. 土壤重金属污染的现状及其治理[J]. 资源节约与环保,6:18.
- 杨秀敏,任广萌,等. 2017. 土壤 pH 值对重金属形态的影响及其相关性研究[J]. 中国矿业,26(6):79-83.
- 杨元根,Paterson E, Campbell C 等. 2001. 城市土壤中重金属元素

- 的积累及微生物效应[J]. 环境科学,22(3):44-48.
- 杨希,毛珂,等. 2019. 土壤 pH 值实验室测定过程中影响因素的探讨[J]. 贵州地质,36(3):286-290.
- 周建军,周桔冯,冯仁国. 2014. 我国土壤重金属污染现状及治理战略[J]. 中国科学院院刊,29(3):315-350.
- 周红卫,张静静,等. 2017. 土壤重金属有效态含量检测与监测现状、问题及展望[J]. 中国生态农业学报,25(4):605-615.
- 张芳,塔西甫拉提,等. 2016. 天山北麓苏打盐碱化土壤 pH 值测定中的影响因素分析[J]. 新疆农业科学,53(12):2328-2337.
- Anita F S T, Marcelo H P P, et al. 2020. Tropical soil pH and sorption complex prediction via portable X-ray fluorescence spectrometry [J]. Geoderma, 114132.
- Aryal R K, Furumai H, et al. 2007. Vertical distribution and speciation of heavy metals in stormwater infiltration facilities; Possible heavy metals release to groundwater [J]. Water Practice and Technology, 2(2):1-8.
- Blume H P, Bruemmer G. 1991. Prediction of heavy metal behavior in soil by means of simple field tests[J]. Ecotox Environ Safe, 22:164-174.
- Campbell D J, Beckett P H. 1988. The soil solution in soil treated with digested sewage sludge[J]. J Soil Sci, 39:283-298.
- Dong D, Zhao X, et al. 2009. Investigation of the potential mobility of Pb, Cd and Cr(VI) from moderately contaminated farmland soil to groundwater in Northeast, China[J]. J Hazard Mater, 162:1261-1268.
- Fonseca B, Figueiredo H, et al. 2011. Mobility of Cr, Pb, Cd, Cu and Zn in a loamy sand soil: A comparative study[J]. Geoderma, 164:232-237.
- I. O. Plekhanova, O. A. Zolotareva, I. D. Tarasenko, et al. 2019. Assessment of Ecotoxicity of Soils Contaminated by Heavy Metals [J]. Eurasian Soil Science, 52(10):1274-1288.
- Kim R Y, Yoon J K, et al. 2015. Bioavailability of heavy metals in soils; Definitions and practical implementation - a critical review [J]. Environ Geochem Hlth, 37(6):1041-1061.
- Kazlauskaitė - Jadzevi, Volungevius, et al. 2014. The role of pH in heavy metal contamination of urban soil[J]. J Environ Eng Landsc, 22(04):311 - 318.
- Lei M., Zhang Y, et al. 2010. Pollution, fractionation, and mobility of Pb, Cd, Cu, and Zn in garden and paddy soils from a Pb/Zn mining area[J]. Environ Monit Assess, 168:215-222.
- Liu G, Xue W, et al. 2014. Vertical distribution and mobility of heavy metals in agricultural soils along Jishui river affected by mining in Jiangxi Province, China [J]. Clean: soil, Air, Water, 42:1450-1456.
- Labanowski J, Sebastia J, et al. 2007. Fate of metal-associated POM in a soil under arable land use contaminated by metallurgical fallout in northern France[J]. Environ Pollut, 149:59-69.
- Soil Contamination; September 2013. Impacts on Human Health, Science for Environment Policy IN-DEPTH REPORT [C], EUROPEAN COMMISSION, Issue 5.
- Tessier A. 1979. Sequential extraction procedure for the speciation of particulate, trace metals[J]. Anal Chem, 51(7):844-851.
- Teng Xu, Feng Nan, et al. 2020. Effect of soil pH on the transport, fractionation, and oxidation of chromium(III) [J]. Ecotoxicology and Environmental Safety, 195, 110459.
- Zeng Mufan, de Vries Wim, et al. 2017. Model-Based Analysis of the Long-Term Effects of Fertilization Management on Cropland Soil Acidification. [J]. Environmental science & technology, 51(7):3843-3851.

The Influence of pH on Soil Heavy-metal Contamination and Its Accurate Determination

YANG Xi, YUE Xiao-lan, LI Jing, ZHU Dan, CHEN Ju

(Guizhou Central Laboratory of Geology and Mineral Resources, Guiyang 550018, Guizhou, China)

[Abstract] The problem of the soil pollution, especially the heavy-metal contamination, is increasingly becoming more serious in recent years. The heavy-metal contamination not only poses a great threat on soil fertility and plant growth, but also endangers human health. In order to figure out the influence of soil pH on heavy-metal contamination and improve the accuracy of measurement, this paper systematically analyzed the relationship between soil pH and soil heavy-metal contamination. The existing form, transformation and pollution treatment of heavy-metal contamination were discussed, respectively. Furthermore, the corresponding determination conditions and operation methods to ensure the accurate determination of soil pH were put forward. The results showed that soil pH had a great impact on the existing form, transformation and pollution treatment of the heavy-metal, which was an influential factor of heavy-metal contamination by providing references for the screening, judgment and subsequent treatment of heavy-metal contaminated soil.

[Key Words] Heavy-metal contamination; Soil pH, Existing form; Transformation; Pollution treatment

贵州省毕节市耕地土壤元素含量特征与质量评价

张德明, 骆 珊, 彭成龙, 安亚运, 秦兴志

(贵州省地质调查院, 贵州 贵阳 550081)

[摘 要]为详细了解毕节市耕地土壤的元素含量特征及质量状况,本文通过1:50000耕地质量地球化学调查,获得了全市耕地土壤中元素的高精度分析数据。统计结果表明毕节市耕地土壤中硒、镉、铜、锰、钴、钒处于较高含量水平;元素的高含量及分布与成土母质、土壤酸碱度、土壤类型及土地利用方式的影响关系密切,其中成土母质为主要影响因素。选取养分指标氮、磷、钾及环境指标酸碱度、砷、镉、铬、铜、汞、镍、铅、锌等对毕节市耕地土壤进行量化评价,结果显示全市中-酸性耕地占比85.31%,三等及以上耕地占比82.18%,耕地土壤质量状况总体良好。土壤养分和土壤环境质量是耕地土壤质量评价的主要内容,其中土壤养分质量中等-较丰富等级占比92.04%,磷、钾较缺乏-缺乏等级占比较高是制约土壤养分质量的重要因素;土壤环境质量优先保护类-安全利用类占比82.37%,镉高含量区的分布是影响土壤环境质量的关键因素。本研究系统分析毕节市耕地土壤元素含量特征及其影响因素,对耕地土壤质量进行量化评价,为该地区农业生产中选择适宜的利用方式开发耕地资源和发展山地特色农业产业提供了地球化学支撑。

[关键词]耕地;元素含量;土壤质量;评价与分析;毕节市;贵州省

[中图分类号]S159;P632 [文献标识码]A [文章编号]1000-5943(2021)04-0472-08

1 引言

耕地是农作物生长的摇篮,是农业生产和人类赖以生存的物质基础,耕地土壤的质量直接决定着—个地区的粮食生产能力,进而关系到该区域的粮食安全、农产品质量安全及生态安全(张晋科等,2006;沈仁芳等,2012;高雪等,2013),因此耕地土壤的元素含量特征研究及其质量评价一直是耕地保护利用和农业生产所关注的焦点,而耕地土壤质量评价的内容主要包括土壤养分和土壤环境两个方面(GUO L B and GIFFORD R M,

2002;刘凤枝等,2006;陈印军等,2011;严玉梅等,2019;任明强等,2020)。自全国第二次土壤普查以来,关于乌蒙山集中连片贫困地区毕节市耕地土壤质量的地球化学研究工作稀少或缺乏,无法满足该地区扶贫攻坚、合理开发利用耕地资源和发展特色农业产业对耕地土壤质量地球化学数据的需求。本文依托2017—2019年贵州省1:50000耕地质量地球化学调查评价项目之“毕节市8县(区)耕地质量地球化学调查评价”及“贵州省毕节市耕地质量地球化学调查评价报告汇总编制”,系统分析毕节市耕地土壤元素含量特征及其影响因素,对耕地土壤质量进行量化评价,以便

[收稿日期]2020-12-09 [修回日期]2021-06-03

[基金项目]贵州省自然资源厅项目“贵州省毕节市耕地质量地球化学调查评价报告汇总编制”(黔地矿耕调2017-34),贵州省地矿局科研项目(黔地矿科合[2020]27号)。

[作者简介]张德明(1989—),男,硕士研究生,工程师,主要从事区域地质矿产调查与农业地质调查研究。E-mail:601327282@qq.com。

[通讯作者]骆珊(1989—),女,硕士研究生,工程师,从事区域地质矿产调查及农业地质调查研究。E-mail:821597329@qq.com。

农业生产中选择适宜的利用方式开发耕地资源,调整和优化农业种植结构发展山地特色农业产业,为毕节市进一步开展扶贫攻坚提供新的地球化学支撑。

2 材料与方法

2.1 研究区概况

毕节市位于贵州省西北部,地处乌蒙山集中连片贫困区腹地,辖大方县、赫章县、金沙县、纳雍县、黔西县、威宁县、织金县及七星关区,地理坐标:103°36'~106°44'(E), 26°21'~27°47'(N),土地总面积4 027.95万亩。地处滇东高原向黔中低山丘陵过渡的斜坡地带,地势西高东低;气候属亚热带季风湿润气候,年平均气温在10℃~15℃、平均降雨量在849~1 399 mm;河流分属长江流域和珠江流域两大水系,是乌江、赤水河、北盘江的重要发源地。区内出露地层有震旦系至第四系,其中以二叠系和三叠系分布最广,矿产以震旦系-寒武系碳酸盐岩中磷矿、石炭系-二叠系碳酸盐岩中铅锌矿以及碎屑岩中煤矿、硫铁矿等较发育(中国区域地质志·贵州志,2017)。区内土壤类型主要有黄壤、黄棕壤、石灰土、紫色土、棕壤、水稻土、粗骨土、沼泽土、山地草甸土等;农作物种类丰富多样,有马铃薯之乡、核桃之乡、皱椒之乡和天然药园等美誉。

2.2 采样与测试

本研究土壤采样对象主要为耕地,面积1 499.12万亩,占全市土地总面积的37.22%。土壤样品采集以1:5万土地利用现状图为底图,以网格化4-16件/km²密度共布设采样耕地土壤样96067件,采集半径50 m范围内耕作层0~20 cm的5点以上组合样品,重量≥1 kg。样品采集过程避开主要交通干线、人为污染源、近期堆积土和施肥的影响,并注重样品的代表性、均匀性、控制性、合理性。

样品测试由具备地质实验测试甲级资质的贵州省地质矿产中心实验室按照《多目标区域地球化学调查规范(1:250000)》(DZ/T0258-2014)、《生态地球化学评价样品分析技术要求》(DD2005-03)等执行,以ICP-OES法、ICP-MS法、X荧光

光谱法为主,辅以原子荧光法、容量法和分光光度法等组成分析配套方案,准确度和精密度采用国家一级标准物质进行控制,每种元素的分析准确度和精密度合格率均为100%、报出率均高于97%,能满足本研究样品分析要求。

2.3 数据统计

数据的地球化学参数统计与分析采用中国地质调查局发展研究中心编制的地球化学找矿一体化处理子系统(GeoChem studio2.5.7)、Statistica及SPASS 21等软件来共同完成。

2.4 评价方法

依据《土地质量地球化学调查评价规范》(DZ/T 0295-2016),运用土地质量地球化学评价管理与维护(应用)子系统及Arcgis 10.2、Mapgis6.7软件联合处理和图件绘制。

2.4.1 评价指标、评价单元及赋值

选取耕地土壤质量评价的主要内容,即土壤养分和土壤环境指标,前者包括氮、磷、钾,后者包括酸碱度、砷、镉、铬、铜、汞、镍、铅、锌。评价单元为毕节市2015年土地变更调查的1:5万耕地图斑,采用距离加权反比插值法,每个耕地图斑均得到赋值。

2.4.2 土壤酸碱性评价

土壤中酸碱度(pH)是土壤环境的重要指标,是评估土壤质量较基础和关键的理化指标(邵文静等,2016;王亚男等,2018),本研究将耕地土壤酸碱度划分为5个等级(表1)。

表1 土壤酸碱度分级标准

pH	<5.0	5.0~<6.5	6.5~<7.5	7.5~<8.5	≥8.5
含义 Meaning	强酸性	酸性	中性	碱性	强碱性

2.4.3 土壤养分综合质量评价

选取氮、磷、钾单指标养分等级,按照下列公式计算土壤养分地球化学综合得分 $f_{\text{养综}}$,进行土壤养分综合质量等级划分:丰富、较丰富、中等、较缺乏和缺乏(表2)。

$$f_{\text{养综}} = \sum_{i=1}^n k_i f_i$$
 式中, $f_{\text{养综}}$ 为总得分 $1 \leq f_{\text{养综}} \leq 5$; k_i 为氮、磷、钾权重系数,分别为0.4、0.3和0.3; f_i 为N、P、K的单指标等级得分,分别为1、2、3、4、5分。

表2 土壤养分综合质量等级划分表

Table 2 Table of soil nutrient comprehensive quality grade division

$f_{\text{养综}}$	≥ 4.5	$4.5 \sim 3.5$	$3.5 \sim 2.5$	$2.5 \sim 1.5$	< 1.5
含义	丰富	较丰富	中等	较缺乏	缺乏

2.4.4 土壤环境综合质量评价

土壤环境综合质量评价在单指标环境等级划分基础上,每个评价单元的土壤环境综合质量等级等同于单指标划分出的环境等级最差的等级。土壤中环境指标含量(Ci)对照《土壤环境质量 农用地土壤污染风险管控标准(试行)》(GB15618-2018)中的筛选值(Si)和管制值(Gi)将土壤环境质量等级分为3类:优先保护类: $Ci \leq Si$,土壤环境风险很低或可忽略;安全利用类: $Si < Ci \leq Gi$,土壤环境风险可控;严格管控类: $Ci > Gi$,土壤环境风险较大。

2.4.5 土壤质量评价

土壤质量等级划分为:一等、二等、三等、四等和五等,由评价单元的土壤养分综合质量与土壤环境综合质量叠加产生(表3)。

表3 土壤质量等级划分表

Table 3 Division table of soil quality grade

等级	环境风险低	环境风险可控	环境风险较大
养分丰富	一等	三等	五等
养分较丰富	一等	三等	五等
养分中等	二等	三等	五等
养分较缺乏	三等	三等	五等
养分缺乏	四等	四等	五等

3 结果与分析

3.1 土壤元素含量特征

毕节市耕地土壤中镉、锰、铜、硒、钴、钒、碘含量背景值明显高于贵州耕地土壤,氮、锰、铜、硒、钴、钒、镉、铬、镍含量背景值与全国A层土壤比值均在2倍以上(表4);对比全国第二次土壤普查养分分级标准,氮、磷、硼、铜、锌、钼处于含量丰富级别,钾、有机质处于中等水平。总体显示耕地土壤中硒、镉、铜、锰、钴、钒处于较高含量水平。

表4 土壤元素含量特征统计表

Table 4 Statistical table of elements content characteristics in soil

元素	最小值	最大值	平均值	标准差	剔除特异值后		贵州耕地土壤 ^①		全国A层土壤 ^②	
					样本量	背景值	背景值	K1	背景值	K2
N	0.02	12.00	1.97	1.00	94 055	2.00	1.83	1.09	0.64	3.13
P	0.01	47.00	1.01	1.00	94 653	1.00	0.74	1.35	0.52	1.92
K	0.11	50.88	15.41	7.45	95 769	15.33	16.59	0.92	18.60	0.82
SOM	0.11	387.70	37.20	18.03	91 178	34.30	30.69	1.12	31.00	1.11
B	0.66	797.00	67.10	39.70	94 462	64.60	67.32	0.96	47.80	1.35
Mn	7.68	30 596.00	1215.00	620.00	94 883	1185.00	727.00	1.63	583.00	2.03
Zn	1.11	9 967.10	143.90	154.20	89 386	122.60	104.21	1.18	82.40	1.49
Cu	0.36	1 641.00	79.20	61.50	88 287	65.20	34.50	1.89	22.60	2.88
Mo	0.02	117.00	2.14	1.69	90 995	1.88	1.53	1.23	2.00	0.94
Se	0.01	24.90	0.69	0.40	94 007	0.66	0.48	1.38	0.29	2.28
I	0.01	59.50	5.84	3.54	94 051	5.60	3.05	1.84	3.76	1.49
F	20.00	27 086.00	1009.00	669.00	91 577	910.00	818.00	1.11	478.00	1.90
Ge	0.05	28.69	1.62	0.31	94 434	1.61	1.53	1.05	1.70	0.95
Co	0.17	182.00	30.40	13.60	95 022	29.90	19.89	1.50	12.70	2.35
V	1.37	1 437.00	215.00	101.00	94 433	210.00	141.85	1.48	82.40	2.55
Cd	0.00	231.22	1.17	1.84	80 322	0.66	0.40	1.65	0.10	6.60
Hg	0.01	37.50	0.16	0.35	90 763	0.13	0.13	1.00	0.07	1.86
As	0.31	2 890.00	20.43	28.07	92 868	17.92	13.48	1.33	11.20	1.60
Pb	0.06	35 736.00	52.00	211.90	87 559	35.40	33.57	1.05	26.00	1.36
Cr	1.06	1 215.00	132.70	58.90	92 375	125.00	98.98	1.26	61.00	2.05
Ni	0.35	494.00	58.10	1.00	95 217	57.30	39.30	1.46	26.90	2.13

注:N、P、K、SOM含量单位为g/kg,其余均为mg/kg;SOM为有机质;样本量单位为件;背景值为剔除特异值后的平均值;K1为毕节市与贵州耕地土壤背景值之比, K2为毕节市与全国A层土壤背景值之比,①据(蔡大伟等,2020),②据(魏复盛等,1991)。

将毕节市耕地土壤全量元素原始数据分别用平均值 ± 3 倍方差替换离群数据后进行R型聚类分析,得到4个相关性较强的元素自然组合:(1) B、F、K聚为一类,其中B与F、K相关系数分别为0.61和0.55;(2) Cu、V、Co、Cr、Ni、Mn聚为一类,其中Cu与V相关系数为0.87, Ni与Cr相关系数为0.7;(3) N、有机质、Se聚为一类,其中N与有机质相关系数为0.86, N与Se相关系数为0.51, 有机质与Se相关系数为0.55;(4) Pb、Zn聚为一类,其中Pb与Zn相关系数为0.68,共同反映了耕地土壤中元素因化学性质不同以及自然营力和人类活动的影响下,发生了迁移、富集等作用,表现出较好的相关性(图1)。

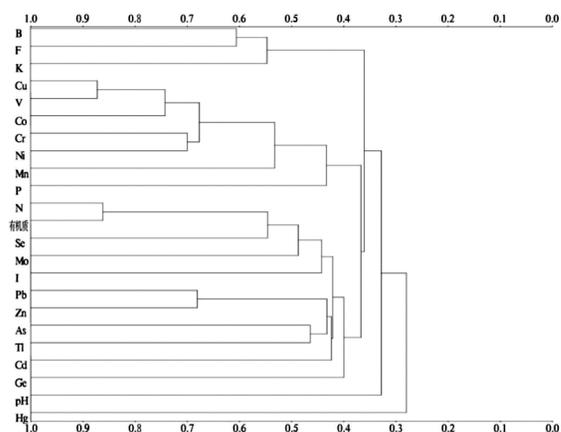


图1 毕节市耕地土壤元素R型聚类图

Fig. 1 R-type cluster diagram of cultivated soil elements in Bijie city

3.2 土壤元素自然分布特征

3.2.1 成土母质

根据土壤下伏基岩时代的不同,从震旦纪至第四纪按主要岩石组合类型和含矿性划分出16个成土母质单元,分别为震旦系碳酸盐岩(占比0.37%)、寒武系碎屑岩(占比0.56%)、寒武系碳酸盐岩(占比1.95%)、奥陶系碎屑岩(占比0.33%)、志留系碎屑岩(1.15%)、泥盆系碳酸盐岩(占比0.95%)、石炭系碎屑岩(占比1.91%)、石炭系碳酸盐岩(占比12.88%)、二叠系下统碎屑岩(占比0.91%)、峨眉山玄武岩(占比7.89%)、二叠系碳酸盐岩(占比15.54%)、二叠系含煤碎屑岩(占比8.40%)、三叠系碎屑岩(17.32%)、三叠系碳酸盐岩(24.20%)、侏罗系碎屑岩(5.30%)及白垩系-第四系碎屑岩(占比0.32%),其中碳酸盐岩类共占比55.91%、碎屑岩类共占比36.20%、峨眉山玄武岩共占比7.89%。

通过对不同成土母质单元分布区耕地土壤中元素含量的统计,结果表明土壤中硼、氟、钾在寒武系及三叠系碳酸盐岩中平均含量较高;铜、钒、钴、铬、镍、锰在二叠系中上统碳酸盐岩、峨眉山玄武岩和三叠系下统碎屑岩中平均含量较高;氮、有机质、硒、钼、碘在二叠系中上统含煤碎屑岩、碳酸盐岩和峨眉山玄武岩中平均含量较高;铅、锌、砷、镉、锆在二叠系-三叠系碳酸盐岩中平均含量较高;磷、汞在震旦系碳酸盐岩中平均含量较高。

3.2.2 土壤类型

受地形、气候等因素影响,毕节市土壤类型丰富多样,主要有黄壤(占比30.37%)、黄棕壤(占比24.33%)、石灰土(占比15.24%)、紫色土(占比14.40%)、粗骨土(占比7.01%)、水稻土(占比4.38%)、棕壤(占比2.05%)、沼泽土(占比0.44%)、山地草甸土(占比0.39%)。通过对不同土壤类型分布区耕地土壤中元素含量的统计,结果表明棕壤分布区耕地土壤中氮、有机质、锌、碘、镉、汞、砷、铅、铊平均含量较高;水稻土分布区耕地土壤中硒平均含量较高;紫色土分布区耕地土壤中锆平均含量较高;石灰土分布区耕地土壤中钾平均含量较高;沼泽土分布区耕地土壤中硼、钼、氟平均含量较高;山地草甸土分布区耕地土壤中磷、锰、铜、钴、钒、铬、镍平均含量较高。

3.2.3 土壤酸碱度

土壤pH值的高低很大程度上影响土壤元素的有效性和肥力(李佳等,2019),不同酸碱度值域范围内耕地土壤元素平均含量均存在不同程度的差异。酸性、强酸性($\text{pH} < 6.5$)耕地土壤中,氮、磷、有机质、钼、硒、碘、锆、钒、镉、铜、镍、铬显示相对富集特征;中性($6.5 \leq \text{pH} < 7.5$)耕地土壤中,锰、锌、钴、砷、铅、汞显示相对富集特征;碱性、强碱性($\text{pH} \geq 7.5$)耕地土壤中,钾、硼、氟、铊显示相对富集特征。氮、磷、有机质、硒、碘、锆、镉等显示土壤酸性增强,其平均含量呈逐渐增加的特征,并在酸性土壤中平均含量均达到最高;耕地土壤硼、氟、钾显示土壤碱性增强,其平均含量呈逐渐增加的特征,并在碱性土壤中平均含量均达到最高;耕地土壤锌、锰、钴、砷、铅等显示在中性土壤环境中平均含量最高,在偏酸或偏碱性环境中元素平均含量逐渐降低,且降低程度偏碱性环境中较偏酸性环境中大。

3.2.4 土地利用方式

毕节市土地利用方式主要以耕地(占比36.94%)、林地(43.27%)和牧草地(占比5.97%)为主,耕地中则以旱地为主,面积1412.21万亩。与本次研究相关的土地利用方式主要为旱地、水田、水浇地、果园、茶园、采矿用地及裸地。通过对不同土地利用方式分布区耕地土壤中元素含量的统计,结果表明水田分布区耕地土壤中氮、钾、有机质、硼平均含量较高;水浇地分布区耕地土壤中磷、铜、钴、钒、铬、镍平均含量较高;茶园分布区耕

地土壤中碘平均含量较高;采矿用地分布区耕地土壤中锌、钼、硒、锆、镉、砷、铅、铊、氟平均含量较高;裸地分布区耕地土壤中汞、锰平均含量较高。

3.3 耕地土壤质量状况

3.3.1 酸碱性环境

毕节市耕地土壤pH值域范围为3.02~8.72,中位值5.88,评价结果显示全市中-酸性耕地($5.0 \leq \text{pH} < 7.5$)面积1278.80万亩,占比85.31%,酸碱性环境总体良好(图2)。

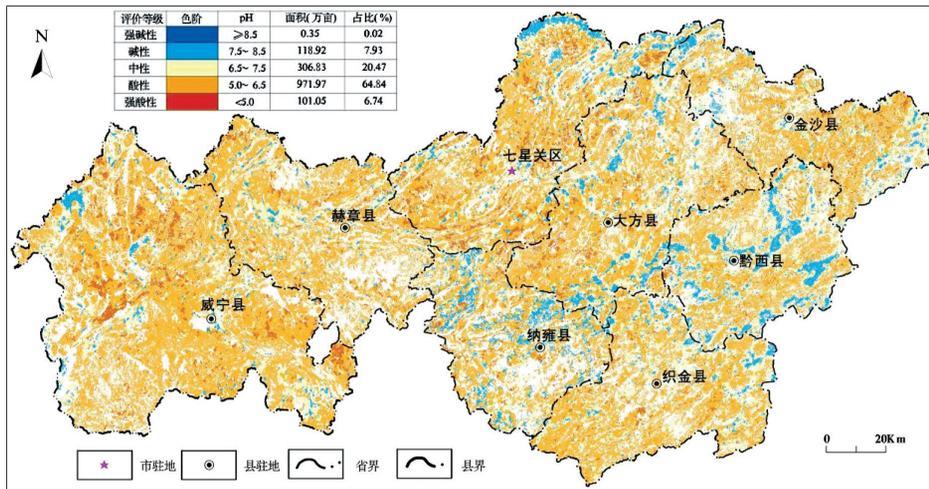


图2 毕节市耕地土壤酸碱度等级分布图

Fig. 2 Distribution map of cultivated soil pH in Bijie city

3.3.2 土壤养分丰缺状况

毕节市耕地土壤养分质量评价结果为:丰富47.97万亩,占比3.20%;较丰富964.92万亩,占比64.37%;中等414.75万亩,占比27.67%;较缺乏68.71万亩,占比4.58%;缺乏2.77万亩,占比0.18%。显示全市耕地土壤养分以中等-较丰富等级为主,占比92.04%。

于东部大方县、黔西县及金沙县,而四等-五等耕地占比17.82%,集中于西部赫章县与威宁县(图3)。

3.3.3 土壤环境质量状况

毕节市耕地土壤环境质量评价结果为:优先保护类113.10万亩,占比7.54%;安全利用类1121.83万亩,占比74.83%;严格管控类264.19万亩,占比17.62%。全市耕地土壤环境优先保护类-安全利用类耕地占比82.37%,总体良好。

4 讨论

3.3.4 土壤质量状况

毕节市耕地土壤质量评价结果为:一等39.37万亩,占比2.63%;二等47.43万亩,占比3.16%;三等1145.11万亩,占比76.39%;四等2.83万亩,占比0.19%;五等264.38万亩,占比17.63%。全市耕地土壤三等及以上耕地面积1231.91万亩,占比82.18%,总体良好,其中一等-二等耕地占比5.79%,多集中

4.1 成土母质是影响耕地土壤元素高含量与分布的主要因素

如前所述,耕地土壤元素的高含量及分布与成土母质、土壤酸碱度、土壤类型及土地利用方式的影响关系密切,对比不同影响因子单元分布区耕地土壤中元素高含量分布特征与元素聚类相关性的关系,显示成土母质与其一致性较高,具体为B、F、K高含量区集中于寒武系-奥陶系碳酸盐岩、碎屑岩以及三叠系中上统碳酸盐岩分布区,表现出一套与沉积环境关系密切的元素组合特征;Cu、V、Co、Cr、Ni、Mn高含量区集中于二叠系中上统碳酸盐岩、玄武岩、辉绿岩,三叠系下统碎屑岩分布区,最高含量区为峨眉山玄武岩分布区,可能与峨眉山玄武岩成岩及风化作用后富集关系密切;

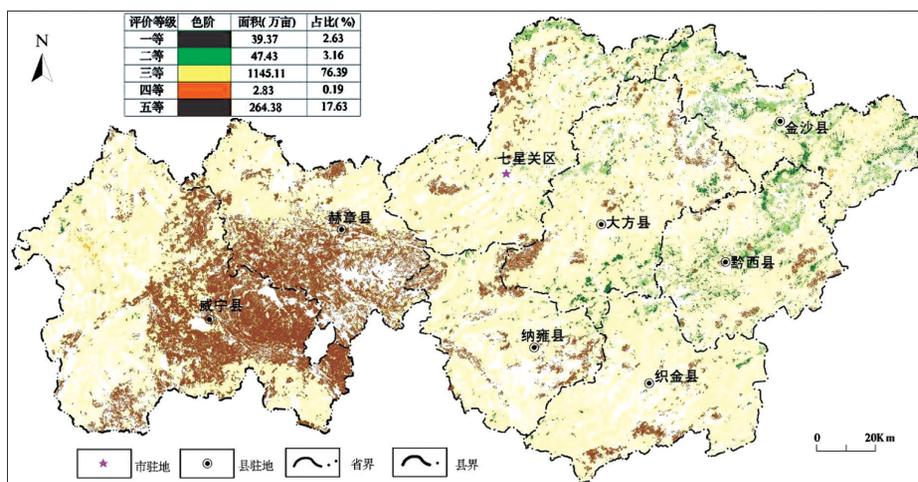


图3 毕节市耕地土壤质量等级分布图

Fig. 3 Distribution map of cultivated soil quality grade in Bijie city

N、有机质、Se 高含量区集中于二叠系中上统梁山组含煤层碎屑岩、栖霞组-茅口组碳酸盐岩、峨眉山玄武岩及龙潭组/宣威组含煤系碎屑岩分布区; Pb、Zn 高含量区集中于石炭-二叠系碳酸盐岩分布区,可能与区内垭都-蟒硐铅锌矿带分布有关。由此表明成土母质是影响毕节市耕地土壤元素高含量与分布的主要因素。

4.2 磷、钾较缺乏-缺乏是制约养分质量的重要因素

毕节市耕地土壤养分质量总体较好,统计养

分有机质、氮、磷及钾单指标的评价等级情况(表5),显示有机质和氮较丰富-丰富等级占比分别为72.04%和83.75%,而磷、钾较缺乏-缺乏占比分别为20.91%、53.38%。另外,对比20世纪80年代土壤普查资料,显示毕节市耕地土壤有机质、全氮丰富-较丰富水平显著提高,而全磷、全钾及其有效量中等-较缺乏面积增加较多的变化趋势(贵州土壤,1994;骆珊等,2020)。表明磷、钾丰缺是制约全市耕地土壤养分质量的重要因素,而土壤养分大量元素丰缺变化与人类从事农业种植、施肥活动关系密切(高雪等,2013)。

表5 养分有机质及 N、P、K 全量指标评价等级结果

Table 5 Results of nutrient Organic matter and N, P, K index evaluation grade

养分指标	项目	丰富	较丰富	中等	较缺乏	缺乏
有机质	含量范围(g/Kg)	>40	30~40	20~30	10~20	≤10
	面积(万亩)	499.59	580.34	355.92	60.93	2.34
	百分比(%)	33.33	38.71	23.74	4.06	0.16
全 N	含量范围(g/Kg)	>2	1.5~2	1~1.5	0.75~1	≤0.75
	面积(万亩)	623.53	632.08	216.82	21.64	5.05
	百分比(%)	41.59	42.16	14.46	1.44	0.34
全 P	含量范围(g/Kg)	>1	0.8~1	0.6~0.8	0.4~0.6	≤0.4
	面积(万亩)	711.28	321.70	292.47	145.23	28.44
	百分比(%)	47.45	21.46	19.51	9.69	1.90
全 K	含量范围(g/Kg)	>25	20~25	15~20	10~15	≤10
	面积(万亩)	155.28	220.99	322.68	449.13	351.05
	百分比(%)	10.36	14.74	21.52	29.96	23.42

4.3 镉高含量分布是影响环境质量的 关键因素

毕节市耕地土壤中镉含量背景值为0.66 mg/kg,相较于贵州省0.40 mg/kg、全国0.10 mg/kg

分别达1.65和6.60倍。全市耕地土壤环境质量总体良好,统计耕地土壤主要环境指标的评价等级情况(表6),显示环境镉单指标评价为严格管控类的耕地土壤面积占比达17.08%,其次砷、铅、汞分别为0.54%、0.43%和0.26,而镍、铅、锌则无严格管

控类耕地分布,表明镉高含量分布是影响环境质量的 关键因素。前述成土母质背景分析以分布广泛的 石炭系-二叠系碳酸盐岩为成土母岩的耕地土壤 中镉含量较高,另外当地矿产冶炼如土法炼锌时产

生大量堆渣的淋滤、土法炼锌时含镉气体的沉降等 进一步增加耕地土壤中镉含量(杨元根等,2003), 二者的叠加作用使得毕节市耕地土壤镉高含量分 布在贵州西部地区较为突出。

表 6 环境指标评价等级结果统计表

Table 6 Statistical table of environmental index evaluation grade results

环境类别	各类型耕地土壤面积占比(%)							
	Cd	As	Pb	Hg	Cr	Ni	Cu	Zn
优先保护类	12.36	85.98	90.64	99.50	73.83	72.53	46.91	87.07
安全利用类	70.56	13.48	8.93	0.24	26.17	27.47	46.91	12.93
严格管控类	17.08	0.54	0.43	0.26	0	0	0	0

4.4 特色耕地分布与开发

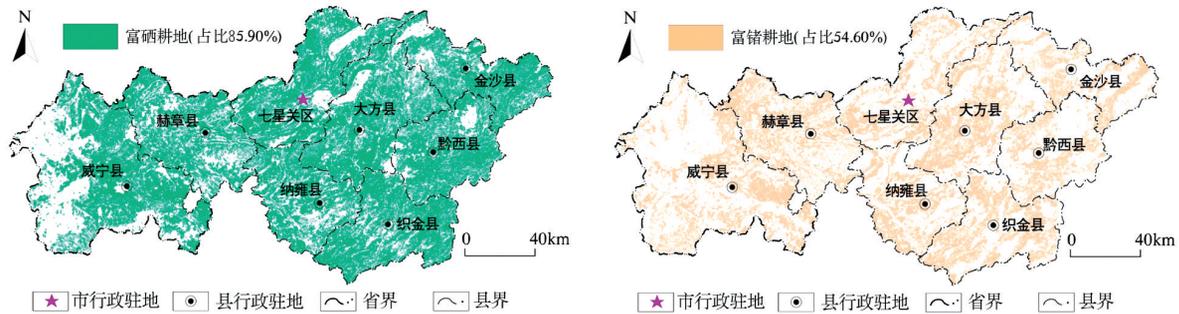


图 4 毕节市特色耕地分布图(a-富硒耕地;b-富锗耕地)

Fig. 4 Distribution map of characteristic cultivated land soil in Bijie city

硒、锗是动植物所必须的有益微量元素,毕节市 耕地土壤中硒、锗含量背景值分别为 0.66 mg/kg、 1.61 mg/kg,将耕地土壤中 Se 含量 0.40 ~ 3.00 mg/kg 及 Ge 含量 > 1.60 mg/kg 评价为富硒、富锗 特色耕地,结果显示全市富硒耕地面积 1 287.77 万亩,占比 85.90%,除威宁县富硒耕地资源占比 小于 70.00%外,其余县区富硒耕地面积占比大于 87.00%,织金县富硒耕地资源占比高达 98.63%; 富锗耕地面积 818.56 万亩,占比 54.60%,集中于 纳雍县中部和西南部、大方县中部、威宁县东部、 七星关区西南部、赫章县大部分地区等,其中赫章 县富锗耕地面积最多,全县 75.76%耕地富锗,其 次为织金县、纳雍县与大方县,七星关区、金沙县、 黔西县、威宁县富锗耕地占比小于 50.00%(图 4)。总体上,毕节市富硒富锗特色耕地资源丰富, 加之耕地土壤质量等级分布不均衡,开发富硒、富 锗特色耕地,应具体结合耕地土壤养分中等-较丰 富以及环境质量优先保护-安全利用区,因地制宜、 趋利避害,按照不同地域特色板块农业的种植 结构特点,大力发展乌蒙山区山地特色农业,不断

提升农产品品质。

5 结论

(1)毕节市耕地土壤中硒、镉、铜、锰、钴、钒等 元素含量处于较高水平,元素的高含量及分布与 成土母质、土壤酸碱度、土壤类型及土地利用方式 的影响关系密切,其中成土母质是主要影响因素。

(2)毕节市中-酸性耕地占比 85.31%,三等 及以上耕地占比 82.18%,耕地质量状况总体良 好。耕地土壤中磷、钾较缺乏-缺乏等级占比较高 是制约耕地土壤养分质量的重要因素,而镉高含 量区的分布则是影响耕地土壤环境质量的 关键因素。

(3)毕节市耕地土壤中有益微量元素硒、锗等 含量较高、分布广,且土壤养分中等-较丰富等级 占比 92.04%、土壤环境优先保护类-安全利用类 耕地占比 82.37%,共同表明全市拥有开发特色耕 地的优越基础和条件。因此,本研究成果将为该 市农业生产中选择适宜的利用方式开发耕地资源

和发展山地特色农业产业提供有效的地球化学支撑。

[参考文献]

蔡大为,李龙波,蒋国才,等. 2020. 贵州耕地主要元素地球化学背景值统计与分析[J]. 贵州地质,37(3):233-239.

陈印军,肖碧林,方琳娜,等. 2011. 中国耕地质量状况分析[J]. 中国农业科学,44(17):3557-3564.

高雪,陈海燕,童倩倩. 2013. 贵州耕地耕层土壤养分状况评价[J]. 贵州农业科学,41(12):87-91+96.

贵州省地质调查院. 2017. 中国区域地质志·贵州志[M]. 北京:地质出版社.

贵州省土壤普查办公室. 1994. 贵州省土壤[M]. 贵阳:贵州科技出版社.

刘凤枝,师荣光,徐亚平,等. 2007. 农产品产地土壤环境质量适宜性评价研究[J]. 农业环境科学学报,(01):6-14.

骆珊,张德明,彭成龙,等. 2020. 乌蒙山区毕节市耕地土壤养分丰缺评价及其变化趋势[J]. 贵州地质,37(3):258.

李佳,方园,李政龙,等. 2019. 浙江吴兴区耕地土壤养分地球化学特征[J]. 矿产勘查,10(10):2711-2718.

任明强,冷洋洋,周尔春,等. 2020. 贵州1:5万耕地质量地球化学调查评价方法技术[J]. 贵州地质,37(3):227-232.

邵文静,宋根先,王成,等. 2016. 近30年来苏南耕地土壤pH时空变化特征及影响因素分析[J]. 高校地质学报,22(02):264-273.

沈仁芳,陈美军,孔祥斌,等. 2012. 耕地质量的概念和评价与管理对策[J]. 土壤学报,49(06):1210-1217.

王亚男,徐梦洁,代圆凤,等. 2018. 毕节市耕地土壤pH的空间变异特征与影响因素[J]. 土壤,50(02):385-390.

魏复盛,杨国治,蒋德珍,等. 1991. 中国土壤元素背景值基本统计量及其特征[J]. 中国环境监测,(01):1-6.

杨元根,刘丛强,吴攀,等. 2003. 贵州赫章土法炼锌导致的土壤重金属污染特征及微生物生态效应[J]. 地球化学,(02):131-138.

严玉梅,李水利,李茹,等. 2019. 陕西省耕地土壤养分现状与分布特征[J]. 土壤通报,50(06):1298-1305.

张晋科,张凤荣,张琳,等. 2006. 中国耕地的粮食生产能力与粮食产量对比研究[J]. 中国农业科学,(11):2278-2285.

GUO L B, GIFFORD R M. 2002. Soil carbon stocks and land use change: a meta analysis[J]. Global Change Biology, 8(4):345-360.

Elements Content Characteristics and Quality Evaluation of Cultivated Land Soil in Bijie City, Guizhou Province

ZHANG De-ming, LUO Shan, PENG Cheng-long, An Ya-yun, QIN Xing-zhi

(Guizhou Geological Survey, Guiyang 550081, Guizhou, China)

[Abstract] In order to detailed invest the elements content characteristics and quality evaluation of cultivated land soil in Bijie city, the high precision analysis data of elements in cultivated land soil in the whole city were obtained through 1:50000 geochemical survey of cultivated land soil quality. The statistical results showing that Se, Cd, Cu, Mn, Co and V in the cultivated soil of Bijie city were at a high level. The high content and distribution of elements are closely related to parent material, soil pH, soil type and land use mode, among which the parent material is the main influencing factor. Nutrient index N, P, K and environmental index pH, As, Cd, Cr, Cu, Hg, Ni, Pb, Zn were selected to carry out quantitative evaluation on cultivated land soil in Biji city. The evaluation results showing that the proportion of Medium-Acid cultivated land soil in the whole city is 85.31%, and the proportion of Third-Grade and above cultivated land soil is 82.18%. The cultivated land soil quality is generally good. Soil nutrient and soil environmental quality are the main contents of soil quality evaluation of cultivated land soil. Among them, the soil nutrient quality is mainly in the medium-rich grade, accounting for 92.04%, and the Phosphorus and Potassium are in the high-deficient grade, which are the important factors restricting the soil nutrient quality. Soil environmental quality priority protection - safe use of arable land accounted for 82.37%. The distribution of Cadmium high content area is the key factor affecting soil environmental quality. This study systematically analyze the characteristics of soil elements content and its influencing factors of cultivated land soil in Bijie city, and quantitatively evaluate the soil quality of cultivated land soil, which providing geochemical support for the selection of appropriate utilization methods for the development of cultivated land soil resources and the development of mountainous characteristic agricultural industry in this region.

[Key Words] Cultivated land Soil; Elements content; Soil quality; Evaluation and analysis; Bijie city; Guizhou Province

贵州铜仁碧江区耕地土壤硒富集分布特征及影响因素研究

沈小庆,洪万华,涂飞飞,杨炳南,张德实,韩姚飞,余万泽

(贵州省地矿局103地质大队,贵州 铜仁 554300)

[摘要] 硒是重要的人体必需微量元素,对特色农业发展起着重要的助力作用。碧江区土壤硒元素含量平均值超过贵州省及全国硒含量均值。富硒耕地面积达29.4268万亩,具有较大的富硒资源开发潜力。成土母岩为炭质页岩所形成的土壤中硒元素含量高于其他类型成土母岩所形成的土壤,强酸性土壤中硒元素含量平均值高于其他酸碱度等级土壤,水田中硒元素含量平均值显著高于旱地、果园、水浇地等其他类型土地。成土母质是土壤中硒元素的主要来源及影响因素,pH值、有机质、土壤质地等理化条件对土壤硒元素有一定影响。

[关键词] 硒元素;富硒耕地;分布特征;影响因素;碧江区

[中图分类号] S159;P632;O613.52 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 1000-5943(2021)04-0480-07

硒广泛分布于自然环境中,是人体必需的微量元素(Jing W et al. 2013)。硒缺乏可引发多种病症,如克山病、大骨节病等,而硒过剩则会导致硒中毒,适量的硒可以改善人体的免疫能力,提高人体抗癌抗衰老等能力(薛瑞玲等,2011;Schomburg L,2010)。人体内硒主要通过食物获取,土壤是食物中硒的主要来源(张晓荆,1991)。土壤中硒的丰缺和空间分布状况与人体健康密切相关,因此研究土壤硒对人体健康安全及区域特色农业的规划具有重要意义。影响土壤硒含量和分布的主要因素有成土母质、土地利用类型、pH值、有机质等(章海波等,2005)。由于不同区域环境条件的差异,影响土壤硒富集分布的主控因素有所不同(蔡立梅等,2019)。

碧江区是典型的山地特色城市,立足于山地特色资源,大力发展现代山地特色高效农业。区内拥有省级高效农业示范园区、优质蔬菜基地、高效水果基地、水稻示范基地等,土壤硒分布特征及理化性质状况对区内发展现代山地特色农业至关

重要。本文借助于碧江区耕地质量地球化学调查评价成果,对区内耕地土壤硒元素分布特征、富硒耕地分布状况、土壤硒影响因素等内容进行分析探讨,以期为碧江区特色农业发展提供理论参考。

1 研究区概况

碧江区位于贵州省东北部,隶属贵州省铜仁市,地理坐标为东经108°56'13"~109°28'20",北纬27°32'18"~27°52'40",占地面积约1010 km²,是铜仁市政治、经济、文化、信息中心、交通枢纽。境内属中亚热带湿润季风气候,一年四季气候分明,日照充足,雨量充沛,年均气温为17.0℃,年均降水量为1265.4 mm。碧江区地处贵州高原向湘西丘陵过渡的斜坡地带,属低山丘陵地貌,地形切割较破碎,地面坡度较大,一般为25°~30°,地形起伏大,海拔205~1149 m。区内成土母质主要为灰岩、白云岩、页岩,局部分布硅质岩、板岩、炭质页岩、冰碛砾岩、第四纪沉积物等。土壤类型

[收稿日期] 2020-06-09 **[修回日期]** 2021-04-24

[基金项目] 贵州省碧江区耕地质量地球化学调查评价项目(黔地矿耕调2017-29)。

[作者简介] 沈小庆(1987—),男,研究生,工程师,主要从事地球物理勘查、农业地质、旅游地质工作。E-mail:125796350@qq.com。

[通讯作者] 洪万华(1980—),男,研究生,高级工程师,长期从事地球化学勘查、区域地质调查、农业地质、旅游地质等工作。E-mail:842946875@qq.com。

主要由红壤、水稻土、石灰土、黄壤组成。土地利用类型主要有耕地、林地、果园、牧草地、建设用

地、水域、其他土地等。农业耕种主要以水稻、玉米、油菜、花生、蔬菜等作物为主。

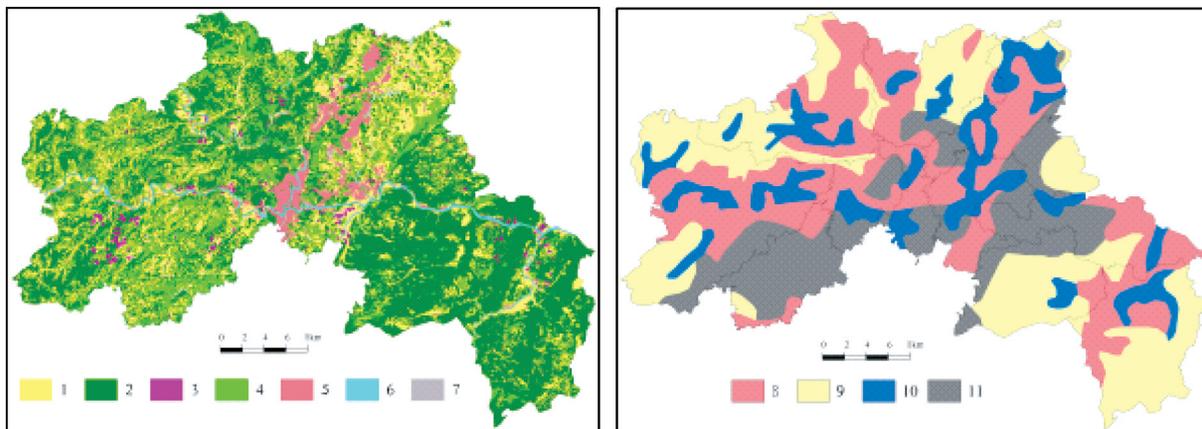


图1 碧江区土地利用现状及土壤类型图
(左为土地利用现状图,右为土壤类型图)

Fig. 1 Land use status and soil type map of Bijiang district

1—耕地;2—林地;3—园地;4—牧草地;5—建设用地;6—水域;7—其他土地;8—红壤;9—黄壤;10—水稻土;11—石灰土

2 样品采集与分析测试

2.1 样品采集与处理

本次调查评价工作系统的采集了碧江区2228件表层土壤(0~20 cm)基本样。以1 km² 网格(正方形大格)为编号单元,按大格方里网内分成333.3 m×333.3 m的9个正方形布设采样小格。采样小格内耕地、园地图斑面积≥1/2小格或相邻小格图斑面积之和≥1/2小格时进行取样。以图斑中部为中心,根据采样地块形状,采用“S”形、“X”形或“棋盘”形采集4~6件子样,各子样等份组合成一件表层土壤样品。样品经充分风干后过2 mm(10目)孔径筛,过筛后样品称重混匀,取大于200 g送实验室测试分析。

2.2 样品分析与测定

表层土壤样品共分析测试N、P、K、Hg、Se、Mn、pH值、有机质等23项元素或指标。土壤样品中硒含量采用原子荧光光谱法(AFS)进行测定;有机质含量采用容量法(VOL)进行测定;pH值采用电位法(ISE)进行测定。为保证精度和准确性,按照相关规范要求插入一级标准物质和精密度控制样品,分系统统计各元素合格率均为100%。采用具有较低检出限的分析方法用于测试各元素或指标报出率均为100%。试样的重复性检验总体合

格率为99.07%,异常点的重复性检验总体合格率为99.05%。

3 土壤硒含量分布特征

碧江区土壤硒含量变幅为0.12~16.9 mg/kg,平均值为0.50 mg/kg。采用累积频率法分15级绘制碧江区耕地土壤硒元素地球化学图(图2),高值区主要分布于坝黄镇北西部、云场坪镇东部、瓦屋乡西部等区域。通过碧江区和其他地区表层土壤硒含量对比(表1)可见,碧江区土壤硒含量平均值为0.50 mg/kg,高于贵州及全国硒平均含量。

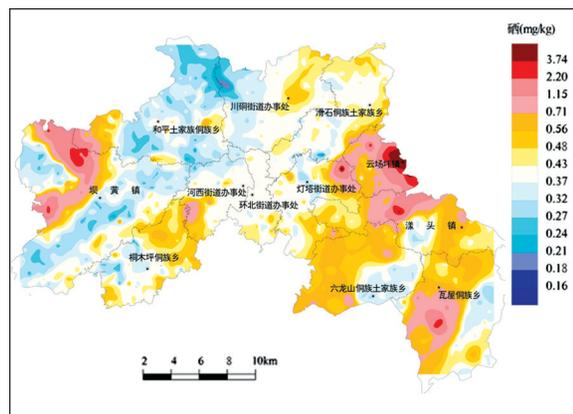


图2 碧江区耕地土壤硒元素地球化学图

Fig. 2 Geochemical map of soil selenium in Bijiang district

表1 碧江区与其他地区表层土壤硒含量对比表

Table 1 Comparison of surface soil selenium content between Bijiang district and other areas

地区	Se 含量均值(mg/kg)	资料来源
碧江区	0.50	
贵州省	0.39	(王甘露,2003)
湖北恩施	4.06	(王甘露,2003)
全国	0.29	(王甘露,2003)
世界	0.40	(王甘露,2003)

3.1 不同成土母岩土壤硒含量特征

土壤中硒含量与成土母岩类型关系密切(杨忠芳等,2012),表2为碧江区不同成土母岩及其形成的不同土壤类型表层土壤硒含量特征,图3为不同成土母岩土壤硒含量箱线图。由表2可见,不同成土母岩形成的土壤硒含量平均值变化顺序为:炭质页岩>碳酸盐岩>碎屑岩>变质岩。图3可见,变质岩、碎屑岩和碳酸盐岩上四分位数至下四分位数之间的宽度(“箱子”宽度)明显小于炭质页岩“箱子”宽度,表明成土母岩为炭质页岩所形成的土壤中硒元素离散程度较大。不同成土母岩土壤硒含量中位数的变化顺序表现为炭质页岩>碳酸盐岩>碎屑岩、变质岩,与平均值变化顺序

表2 不同成土母岩形成的土壤硒含量对比(mg/kg)

Table 2 Comparison of soil selenium content formed by different parent rocks (mg/kg)

成土母岩	土壤类型	最小值	最大值	平均值	样品数
变质岩		0.18	1.55	0.39	70
	红壤	0.18	0.48	0.35	24
	黄壤	0.31	0.86	0.52	12
	水稻土	0.21	1.55	0.38	34
碎屑岩		0.117	4.96	0.44	944
	红壤	0.14	3.74	0.41	461
	黄壤	0.117	4.37	0.49	272
	水稻土	0.133	4.96	0.43	211
碳酸盐岩		0.12	16.9	0.53	1 098
	红壤	0.16	7.16	0.50	379
	黄壤	0.12	5.56	0.47	427
	石灰土	0.18	0.92	0.45	107
	水稻土	0.22	16.9	0.75	185
炭质页岩		0.17	7.17	0.79	116
	红壤	0.18	7.17	0.95	53
	黄壤	0.28	2.1	1.30	3
	石灰土	0.26	1.78	0.59	22
	水稻土	0.17	3.7	0.65	38

序较为相似。土壤中的硒元素来源主要为成土母岩,在原生环境中硒的主要来源为富硒的沉积岩,如寒武系牛蹄塘组黑色炭质页岩。区内富硒成土母质长期受风化剥蚀,硒元素被搬运至地势低洼的沟谷和平坝沉淀富集。

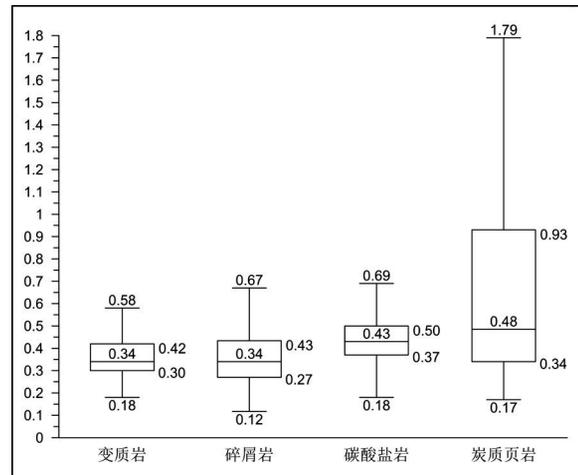


图3 不同成土母岩土壤硒含量箱线图(mg/kg)

Fig. 3 Boxplot of soil selenium content in different parent rocks (mg/kg)

3.2 不同pH值土壤硒含量特征

根据《土地质量地球化学评价规范》(DZ/T 0295—2016),土壤酸碱度(pH值)分级从强酸性到强碱性共分五级,详见表3。

表3 土壤酸碱度分级标准

Table 3 Soil pH grading standard

pH 值	<5.0	5.0~6.5	6.6~7.5	7.6~8.5	≥8.5
等级	强酸性	酸性	中性	碱性	强碱性

经统计,区内强酸性土壤硒含量平均值最高,达到0.63 mg/kg(表4),强碱性土壤样品仅有1件,不具统计意义。不同pH值土壤硒含量变异系数较大,表明土壤硒含量数据分布较为离散。不同pH值土壤硒含量平均值变化顺序为:强酸性>碱性>中性>酸性。由此可见,随着pH值增大或减小土壤硒含量平均值波动变化。一般而言,硒在土壤中的赋存形式主要有硒酸盐、亚硒酸盐、元素硒及硒化合物等,土壤pH值对硒的赋存形式起着重要作用。在pH值为4-8的土壤环境中,硒的主要赋存形式为亚硒酸盐,由于迁移淋溶作用较弱,容易造成硒的富集(蔡立梅等,2019)。由此可见,pH值对区内土壤硒的富集有一定影响,但不是主控因素。绝大多数的研究都表明,土壤pH值可以在一定程度上影响其硒含量(周骏,2016)。

表4 不同酸碱度等级土壤硒含量对比 (mg/kg)

Table 4 Comparison of soil selenium content at different ph levels (mg/kg)

等级	最小值	最大值	平均值	标准差	变异系数	样品数
强酸性	0.19	7.17	0.63	0.74	1.18	273
酸性	0.126	5.56	0.46	0.39	0.86	1100
中性	0.117	16.9	0.49	0.94	1.92	333
碱性	0.12	9.72	0.52	0.75	1.44	521
强碱性	-	-	-	-	-	1

3.3 不同土地利用类型土壤硒含量特征

研究区不同土地利用类型土壤硒平均含量差异不大,水田中硒含量平均值最高,为 0.56 mg/kg,水浇地中硒含量平均值最低,为 0.42 mg/kg。

水田硒含量变异系数高,硒含量数据分布离散,不同点位硒含量差异大。碧江区云场坪地区富硒土壤主要受到汞矿分布影响,对母岩具有很强的继承性。该地区土地利用类型大部分为水田,采用水旱轮作的耕种方式,成土母质和人为耕作模式是导致水田中硒含量平均值高的主要因素。

表5 不同土地利用类型土壤硒含量对比 (mg/kg)

Table 5 Comparison of soil selenium content in different land use types (mg/kg)

土地利用类型	最小值	最大值	平均值	标准差	变异系数	样品数
茶园	0.126	1.46	0.49	0.37	0.748 024	13
果园	0.15	3.22	0.44	0.32	0.719 303	158
旱地	0.117	7.17	0.49	0.45	0.928 074	1500
水浇地	0.209	0.9	0.42	0.13	0.303 43	42
水田	0.133	16.9	0.56	1.07	1.907 274	515

3.4 富硒耕地分布特征

按照贵州省耕地质量调查评价办公室统一制定的全省硒元素地球化学分级划分标准(表6),碧江区全区耕地土壤养分硒元素以三级为主,面积为 19.296 3 万亩,占区内耕地面积的 56.09%,广泛分布于各乡镇;过剩面积 0.149 6 万亩,占比 0.43%,主要分布于坝黄镇、漾头镇和云场坪镇;特等面积 0.386 9 万亩,占比 1.12%,主要分布于

坝黄镇、云场坪镇、漾头镇;一级面积 0.305 0 万亩,占比 0.89%,主要分布于坝黄镇、瓦屋乡、云场坪镇;二级面积 9.288 5 万亩,占比 27%,主要分布于坝黄镇和瓦屋乡,其它乡镇分布相对较少;含硒面积 4.854 5 万亩,占比 14.11%,各乡镇均有分布;低硒面积 0.120 9 万亩,占比 0.35%,主要分布于和平乡、坝黄镇、川硐街道。研究区富硒耕地面积合计 29.426 8 万亩,占比 85.54%,富硒耕地资源丰富。

表6 硒元素地球化学分级划分标准 (mg/kg)

Table 6 Geochemical classification standard for selenium (mg/kg)

指标	低硒	含硒	三级	二级	一级	特级	过剩
标准值	≤0.2	>0.2~0.4	>0.4~0.5	>0.5~0.8	>0.8~1.2	>1.2~3.0	>3.0

4 土壤硒影响因素探讨

土壤中硒主要来源于成土母质及人为因素,其中成土母质是最重要的来源(王锐等,2017)。由于岩石的岩性和形成时代差异,硒元素在不同类型岩石中含量也大不相同。研究表明,硒循环的物质来源主要为火成岩,硅质岩、中深变质岩中的硒含量也较高(Girling C A,1984)。在原生地质环境中,硒的主要来源为富硒的沉积岩(Wang Z, Gao Y,

2001),如寒武系黑色岩系。土壤中硒含量除了受成土母质决定外,其他如成土过程、风化淋失、地形地貌、有机质含量等因素也会带来一定的影响,人为因素也是耕地土壤硒的重要影响因素。

4.1 硒元素相关性分析

按照相关系数值分为极强相关($r \geq 0.8$)、强相关($r = 0.6-0.8$)、中等程度相关($r = 0.4-0.6$)、弱相关($r = 0.2-0.4$)、不相关($r = 0-0.2$)以及负相关($r \leq -0.2$)。硒元素与其他元素相关性统计见表7。

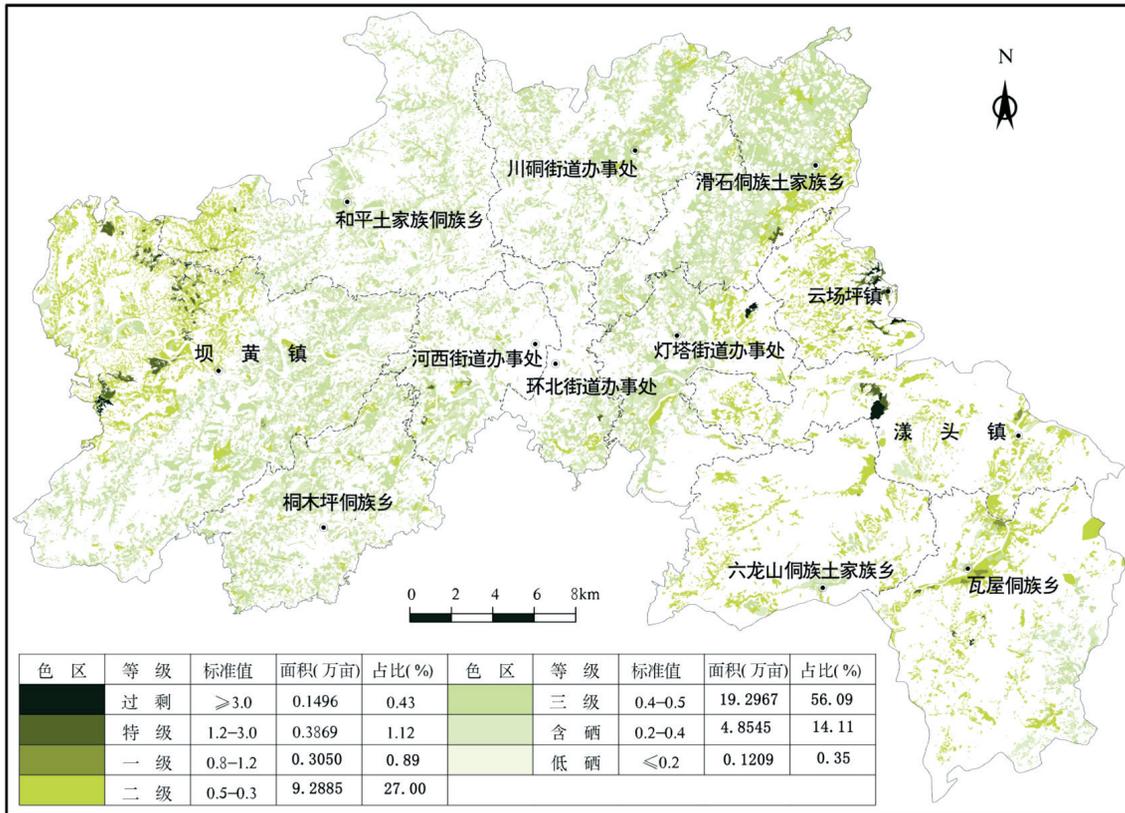


图4 碧江区耕地土壤养分硒元素评价等级图

Fig. 4 Soil nutrient selenium evaluation grade in Bijiang Area

表7 土壤硒相关系数及回归方程一览表

Table 7 List of correlation coefficient and regression equation of soil selenium

对象	回归方程	相关系数	样品数	对象	回归方程	相关系数	样品数
Se-As	$y = 0.0079x + 0.3815$	0.17	2228	Se-Mo	$y = 0.0397x + 0.3796$	0.48	2228
Se-B	$y = 0.0038x + 0.2013$	0.12	2228	Se-N	$y = 0.0003x - 0.0438$	0.27	2228
Se-Cd	$y = 0.2321x + 0.3862$	0.28	2228	Se-Ni	$y = 0.0002x + 0.4913$	0.01	2228
Se-Co	$y = -0.013x + 0.7413$	-0.13	2228	Se-P	$y = 0.0002x + 0.3424$	0.12	2228
Se-Cr	$y = 0.0028x + 0.2491$	0.09	2228	Se-Pb	$y = 0.0002x + 0.486$	0.05	2228
Se-Cu	$y = 0.0044x + 0.3539$	0.17	2228	Se-Tl	$y = 1.1156x - 0.451$	0.40	2228
Se-F	$y = 0.0001x + 0.3772$	0.06	2228	Se-V	$y = 0.0033x + 0.1064$	0.39	2228
Se-Ge	$y = -0.1087x + 0.6749$	-0.05	2228	Se-Zn	$y = 0.0015x + 0.3211$	0.18	2228
Se-Hg	$y = 0.0721x + 0.4269$	0.59	2228	Se-K	$y = 0.0009x + 0.4738$	0.01	2228
Se-I	$y = 0.0141x + 0.4675$	0.04	2228	Se-Som	$y = 0.1361x + 0.142$	0.22	2228
Se-Mn	$y = -7E-05x + 0.5455$	-0.05	2228				

按照拟合程度比较,硒元素与汞、钼、铊元素成中等程度相关;与有机质、镉、氮、钒元素成弱相关;与其余分析元素不相关。硒与有机质、氮元素具正相关,表明了硒在表层土壤环境中具有生物学富集的因素,在土壤有机质丰富的情况下也促使硒的富集。硒与汞的显著相关性反映了两者有着较强的伴生关系。硒与钼、铊、钒、镉的正相关性在一定程度上反映了黑色岩系的特征(余涛等,2018)。黑色岩系是含有机碳及硫化物较多的深灰-黑色的硅

质岩、碳酸盐岩、泥质岩及其变质岩石的组合体系,已有学者对高硒黑色岩系中层状硅质岩地球化学特征进行了研究(温汉捷等,2003)。

4.2 土壤硒与成土母质的关系

碧江区云场坪镇东北部硒元素高值异常区分布有多处汞矿点,硒元素高值异常区与汞元素高值异常区叠合较好。坝黄镇西北部高硒异常区与寒武系牛蹄塘组黑色岩系分布范围较吻合。硒属

于一种非金属亲硫元素,其化学性质与硫相似,在岩石中通常取代硫元素与重金属元素(如汞、钼)相结合形成化合物。而在岩石风化形成土壤过程中,硒与重金属一同被释放。无论是聚类分析还

是相关性分析上都确定了重金属与硒的关系(图5、图6),在汞含量小于 20 mg/kg 时,硒与汞的相关系数数值 R 为 2.4。因此可以从一定程度上分析认为研究区表层土壤硒来源于成土母质。

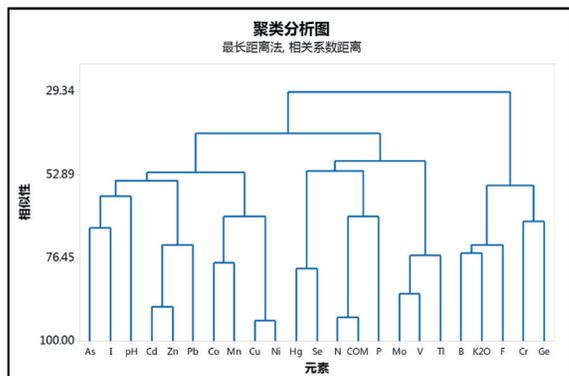


图5 元素聚类分析图

Fig. 5 Cluster analysis diagram of elements

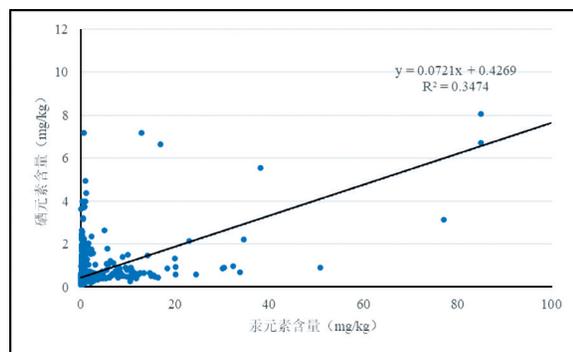


图6 硒元素与汞元素相关性图

Fig. 6 Correlation between selenium and mercury

4.3 土壤硒与土壤理化性质的关系

笔者主要以 pH 值和有机质两方面探索土壤硒含量与其理化性质的关系,通过在不同酸碱度等级条件下,寻求有机质含量与硒元素含量变化关系。图7可见,在强酸性条件下,土壤中有有机质含量与硒元素含量成弱相关,相关系数为 0.31;在酸性条件下,土壤有机质含量与硒元素含量成弱相关,相关系数为 0.26,相对于强酸性条件相关性

减弱;在中性条件下,土壤有机质含量与硒元素含量成弱相关,相关系数为 0.27,与酸性条件相关性变化不大;当土壤酸碱度等级变为强碱性时,土壤有机质含量与硒元素含量仍成弱相关,但相关系数显著增大至 0.35。因此认为,有机质与土壤硒为弱相关性关系,在不同酸碱度条件下相关系数波动变化,在强碱性条件下,有机质含量对土壤硒含量影响最大。pH 值对土壤硒含量有一定程度较弱的影

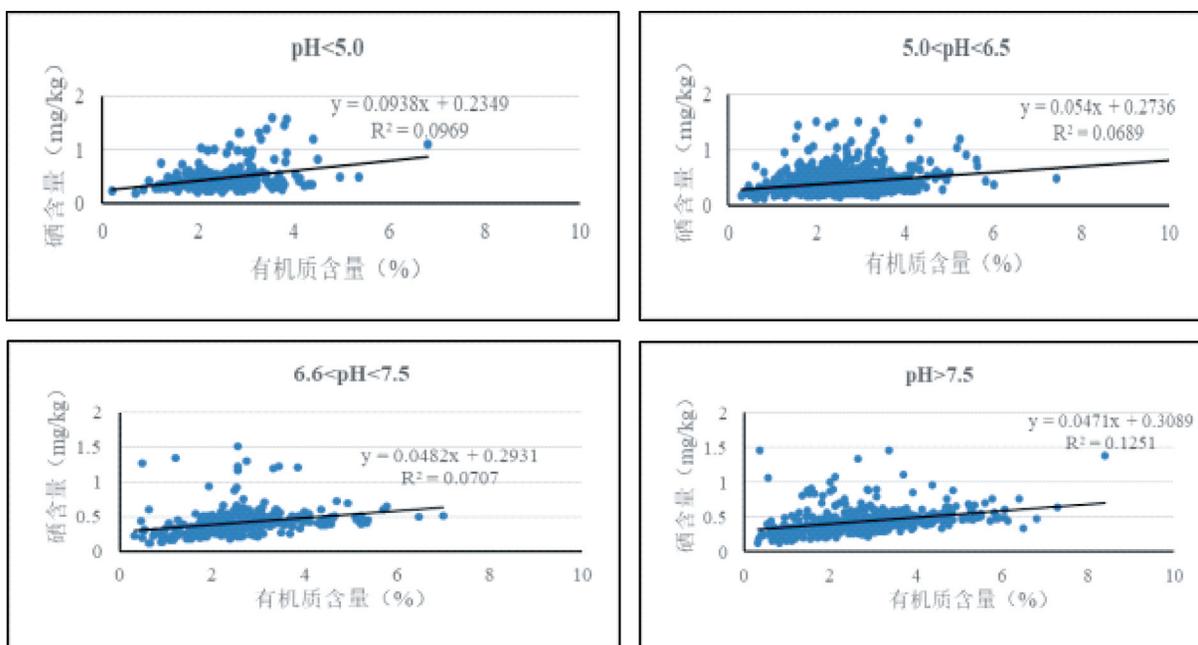


图7 不同酸碱度等级有机质含量与硒元素含量相关性图

Fig. 7 Correlation between organic matter content and selenium content at different pH levels

5 结论

(1) 研究区土壤硒含量平均值为 0.50 mg/kg, 高于贵州和全国含量水平。区内超过 85% 的耕地富硒, 丰富的富硒耕地资源为发展山地特色农业提供了基础条件。

(2) 耕地土壤硒含量富集分布特征与成土母岩、pH 值、土地利用类型等因素密切相关, 特别是不同成土母岩对土壤硒含量影响最大, 其含量平均值变化顺序为: 炭质页岩 > 碳酸盐岩 > 碎屑岩 > 变质岩。

(3) 成土母质是土壤中硒元素的主要来源及影响因素。土壤中硒元素的含量还受到土壤 pH 值、有机质、土壤质地等理化条件的影响因素。同时, 人为因素也是耕地土壤硒元素的重要影响因素。

[参考文献]

- 蔡立梅, 王硕, 温汉辉, 等. 2019. 土壤硒富集空间分布特征及影响因素研究[J]. 农业工程学报, 362(10): 91-98.
- 王甘露, 朱笑青. 2003. 贵州省土壤硒的背景值研究[J]. 环境科学研究, 16(1): 23-26.
- 王锐, 余涛, 曾庆良, 等. 2017. 我国主要农耕地土壤硒含量分布特征、来源及影响因素[J]. 生物技术进展, 7(5): 359-366.

- 温汉捷, 裘愉卓, 凌宏文, 等. 2003. 中国早古生代若干高硒黑色岩系中层状硅质岩的地球化学特征及其成因意义[J]. 沉积学报, 21(4): 619-626.
- 薛瑞玲, 梁东丽, 王松山, 等. 2011. 外源亚硒酸盐和硒酸盐在土壤中的价态转化及其生物有效性[J]. 环境科学, 32(6): 1726-1733.
- 杨忠芳, 余涛侯, 青叶, 等. 2012. 海南岛农田土壤 Se 的地球化学特征[J]. 现代地质, 026(005): 837-849.
- 余涛, 杨忠芳, 王锐, 等. 2018. 恩施典型富硒区土壤硒与其他元素组合特征及来源分析[J]. 土壤, 50(06): 63-69.
- 周骏. 2016. 浙江省土壤中硒、碘的环境与生物地球化学特征研究[D]. 杭州: 浙江大学.
- 张晓荆. 1991. 荧光法测定土壤中的可溶性硒[J]. 环境科学与技术, (3): 21-22.
- 章海波, 骆永明, 吴龙华, 等. 2005. 香港土壤研究 II. 土壤硒的含量、分布及其影响因素[J]. 土壤学报, 42(3): 404-410.
- Girling C A. 1984. Selenium in agriculture and the environment [J]. Agric. Ecosyst. Environ, 11(1): 37-65.
- Jing W, Li H, Li Y, et al. 2013. Speciation, distribution, and bioavailability of soil selenium in the Tibetan Plateau Kashin - Beck disease area; A case study in Songpan County, Sichuan Province, China[J]. Biological Trace Element Research, 156(1/2/3): 367-375.
- Schomburg L, Köhrle J. 2010. On the importance of selenium and iodine metabolism for thyroid hormone biosynthesis and human health[J]. Molecular Nutrition and Food Research, 52(11): 1235-1246.
- Wang Z, Gao Y. 2001. Biogeochemical cycling of selenium in Chinese environments[J]. Appl. Geochem, 16(11-12): 1345-1351.

Study on the characteristics and influencing factors of soil selenium enrichment and distribution in Bijiang District, Tongren City, Guizhou Province

SHEN Xiao-qing, HONG Wan-hua, TU Fei-fei, YANG Bing-nan,
ZHANG De-shi, HAN Yao-fei, YU Wan-ze

(103 Geological Party, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and
Development, Tongren 554300, Guizhou, China)

[Abstract] Selenium is an important essential trace element for human body and plays an important role in the development of characteristic agriculture. The average selenium content in the soil of Bijiang is higher than the average selenium content in Guizhou province and the whole country. The cultivated land area rich in selenium has 294,268 mu, which has a great potential for developing selenium-rich resources. Carbon shale soils contain more selenium than other types of rock soils. The average content of selenium in the strongly acidic soil was higher than that in the soil with other pH grades. The average content of selenium in paddy field was significantly higher than that of other land types such as dry land, orchard and irrigated land. Soil parent material is the main source and influencing factor of selenium in soil, and physical and chemical conditions such as pH value, organic matter and soil texture have definite influence on soil selenium.

[Key Words] Selenium element; Selenium-rich cultivated land; Distribution characteristics; Influencing factors; Bijiang district

贵州省万山区耕地土壤硒元素分布特征与相关性分析

涂飞飞,洪万华,余万泽,潘昌红,蒋天锐,陈浩星,杨秀超

(贵州省地质矿产勘查开发局 103 地质大队,贵州 铜仁 554300)

[摘要] 硒是环境中重要的生命元素,缺硒和硒过剩都将引起生物及人体的不良反应。本文以贵州省万山区耕地土壤为研究对象,通过系统采样及化验分析耕地土壤硒含量,结果发现万山区耕地土壤硒含量在 0.05~8.01 mg/kg,平均值为 0.50 mg/kg,总体上达到富硒区标准,富硒土壤面积 22.78 万亩,占万山区耕地总面积的 77.43%,硒元素高值区分布在万山区东部的熬寨乡。同时,对影响万山区耕地土壤硒元素含量的相关性进行研究,得知影响土壤硒含量的主要因素是成土母岩、土壤类型,土地利用方式,土壤硒含量只与 Hg、Cd、Mo、SOM 呈弱相关性,与其余元素均无相关性。本研究成果对万山区土地合理规划利用,富硒产业的科学发展具有重要价值。

[关键词] 万山区;硒元素;土壤;分布特征;相关性分析

[中图分类号] S159;P632;O613.52 [文献标识码] A [文章编号] 1000-5943(2021)04-0487-05

1 引言

硒为硫族非金属元素,化学性质活泼,是环境中重要的生命元素,多年研究证实,硒有抗癌、抗衰老、抗氧化、增强人体免疫力、调节维生素的吸收与利用、调节蛋白质的合成、增强生育功能等多种功能,同时也是肌肉功能的重要成分,硒在人体不能合成,必须靠外界摄入,饮食是人体获取硒的主要途径,如果膳食中缺少硒摄入会严重影响人体的身体健康,同时硒过剩也会引起人体的不良反应(张庆华等,2019;赵成义,2004)。硒主要来源于土壤,并稀少的分布于地壳之中,在地壳中平均丰度为 0.13 mg/kg(李杰等,2012),据统计,我国有 72% 的地区处于缺硒和低硒状态(张宁飞等,2017)。耕地质量地球化学调查评价是一项系统性、综合性、技术性很强的工作,开展耕地质量地球化学调查评价是实现耕地社会价值、经济价

值和生态价值的先决条件(侯现慧等,2015)。贵州省万山区于 2017 年开展 1:50000 耕地质量地球化学调查评价发现,万山区表层土壤硒含量较高,面积较大,具有较大的富硒耕地开发潜力。本文以《贵州省万山区耕地质量地球化学调查评价》项目为支撑,从耕地土壤成土母岩、土壤类型、土地利用方式及等方面对土壤硒元素分布规律及相关性进行深入研究,研究成果为万山区农业产业规划和农产品种植结构调整提供了理论支持。

2 研究区概况

万山区位于贵州省铜仁市城区南东部,行政面积 842 km²,包括谢桥街道、茶店街道、鱼塘乡、大坪镇、万山镇、高楼坪镇、熬寨乡、下溪乡、黄道乡 9 个乡镇。万山区属于亚热带湿润季风气候,冬无严寒,夏无酷暑,年均气温 13.7℃。万山区以喀斯特岩溶地貌为主,全境地势东低西高,中部隆

[收稿日期] 2020-06-09 [修回日期] 2021-05-08

[基金项目] 贵州省万山区耕地质量地球化学调查评价项目(黔地矿耕调 2017-09)。

[作者简介] 涂飞飞(1989—),男,工程师,研究生,从事地球化学勘查工作。E-mail:527459788@qq.com。

[通讯作者] 洪万华(1980—)男,高级工程师,长期从事地球化学勘查、农业地质、区域地质调查等工作。

起。境内的地层从东到西,依次出露有板溪群、震旦系、寒武系、奥陶系地层,局部地方覆盖有第四系,岩性以白云岩、灰岩为主,其次为碎屑岩、变质岩,海拔高度在 270~1 149.2 m。

研究区土壤主要分为黄壤、红壤、粗骨土 3 个地带性土壤和石灰土、水稻土 2 个非地带性土壤,土壤面积 196.12 km²,占土地总面积的 23.30%。

3 样品采集及分析方法

由于万山区多山地,地形较为复杂,耕地较少、散,研究组依据耕地分布、地形以及相关布点原则,共布设表层土壤样 1507 件,采样密度为 7.79 件/km²,并于 2017 年 10 月—2018 年 1 月完成所有样品的采集。样品采集时以野外实际确定的采样点为中心,根据采样地块确定子样的分布形状,本次表层土壤样品子样多以“S”形和“X”形为主,连续采集 0~20 cm 表层土壤样品,采用多点均匀组合,充分混匀后,组合成一件样。样品经阴干或风干后,全部过 10 目尼龙筛,后按四分法留取土样 500 g,200 g 送测试中心进行检测,剩余 300 g 装入副样瓶送副样库留底。

本次土壤全量分析工作由湖北省地质实验测试中心完成,为确保表层土壤样品分析质量,根据不同分析方法的质量水平,本项目土壤中 Co、Cu、Zn、Mo、Cd、Pb、Ge 元素采用电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS);Mn、Ni、V 元素采用电感耦合等离子体原子发射光谱法(ICP-OES);K₂O、Cr、P 采用 X 射线荧光光谱法(XRF);As、Hg、Se 采用原子荧光光谱法(AFS),土壤有机质采用重铬酸钾容量法(VOL),土壤 pH 值采用电位法测定,本配套方案兼顾了多种大型仪器方法的准确度、灵敏度

和精密度各自优势,特殊元素选用有针对性的专用分析方法,以满足项目成图要求和圈找土壤地球化学异常的目的。

4 数据处理及制图方法

本次调查研究,数据处理均采用样点实测数据,按照调查区范围、成土母质、乡镇行政区划及土壤类型分别统计了土壤样品中 23 种元素或指标的算术平均值、几何平均值、算术标准偏差、变异系数、最大值、最小值等参数,以±3S 剔除原始数据中的离群值后,计算各元素的平均值作为背景值。

本次调查以全国第二次土地调查图斑为差值对象,对有实际采样点的图斑,以实测数据的平均值直接赋值该图斑。多年的勘查地球化学实践已经证实,元素自然背景的空间分布是一个连续变化的曲面,为此利用已有调查数据构建元素含量连续变化的数学表达模型进行插值,本次采用中国地质调查局发展研究中心研发的《土地质量地球化学评价管理与维护(应用)子系统》软件进行插值,对所有未采样的二调图斑进行赋值,作为其评价数据。

5 研究区土壤硒元素分布特征

依据《贵州省耕地质量地球化学调查评价总体设计》,将万山区表层土壤划分为 7 个区,细化富硒土壤等级分别为特级、一级、二级、三级富硒土壤,同时将<0.4 mg/kg 以下分为“低硒、含硒”两个段,将>3.0 mg/kg 分为“过剩”,划分标准见表 1。

表 1 土壤硒等级划分及图示

Table 1 Classification and diagram of soil selenium grade

指标	低硒	含硒	三级	二级	一级	特级	过剩
标准值	≤0.2	0.2-0.4	0.4-0.5	0.5-0.8	0.8-1.2	1.2-3.0	>3.0
颜色							

对研究区 1507 个耕地土壤样品中硒含量进行统计表 2。

表 2 万山区土壤硒元素含量参数表

Table 2 Soil selenium content parameters in Wanshan district

样品数	最小值(mg/kg)	最大值(mg/kg)	平均值(mg/kg)	标准离差	变异系数
1507	0.05	8.01	0.50	0.36	0.31

从表2中看出,万山区耕地表层土壤硒含量范围在0.05~8.01 mg/kg,平均值为0.50 mg/kg,是中国A层土壤背景值(0.29 mg/kg)(魏复盛等,1991;李洪奎等,1990)的1.72倍,总体上达到富硒区标准,说明在一定区域,土壤中硒含量有着明显的累计效应。整个万山区富硒区耕地面积22.78万亩,占万山区耕地总面积的77.43%,主

要分布在鱼塘乡、大坪乡、茶店街道办事处,含硒区及低硒区面积仅6.64万亩,占万山区耕地总面积的22.57%。万山区各乡镇的平均硒含量如图2所示,各乡镇的硒元素平均含量均高于富硒标准值,其中硒元素高值区分布在万山区东部的熬寨乡,而在西部的大坪乡、鱼塘乡,东南部的黄道乡土壤硒元素含量相对较少。



图1 万山区耕地土壤硒元素分布图

Fig. 1 Soil selenium distribution of the cultivated land in Wanshan district

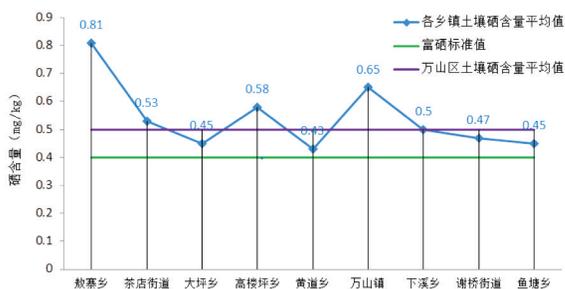


图2 万山区各乡镇耕地土壤硒元素平均含量

Fig. 2 The average content of selenium in cultivated soil of towns in Wanshan district

5.1 不同成土母岩区土壤硒含量

土壤是成土母岩经风化形成,万山区基本以中高山地为主,母岩风化搬运距离较近,坡积及残坡积土壤分布,更多的继承了母岩的元素地球化学特征,成土母岩直接制约着硒含量及其分布(邓军等,2019),万山区的成土母岩主要为白云岩、灰岩、白云质灰岩、碎屑岩、变质岩,其风化形成的土壤中硒含量情况见表3。从表3中可以看出,总体上不同成土母岩形成的土壤中硒含量均达到富硒标准,不同岩性形成的土壤硒含量存在差异,表现为白云岩>碎屑岩>白云质灰岩>灰岩>变质岩。

表3 万山区不同成土母岩区土壤中硒元素含量

Table 3 Selenium content in different soil forming rock in Wanshan district

成土母岩	样品数	最小值	最大值	平均值	Se 含量 ≥ 0.4		
					样品个数	平均值	占比
白云岩	644	0.06	7.94	0.53	516	0.57	80.12
灰岩	443	0.05	3.10	0.47	305	0.53	68.85
白云质灰岩	47	0.25	1.01	0.48	36	0.52	76.60
碎屑岩	253	0.16	8.01	0.51	139	0.71	54.94
变质岩	120	0.20	1.56	0.44	53	0.60	44.17

注:1. 含量单位为 mg/kg;2. 样品个数为件;3. 占比单位为%。

5.2 不同土壤类型硒含量

表层土壤中的硒含量除与成土母质有关外,还与气候、风化淋失、土壤质地、地力耗竭等有关

(王梅珠等,1996),根据全国第二次土地调查资料,本次万山区采集的土壤样主要集中在黄壤、红壤、石灰土、粗骨土、水稻土,按土壤类型分别统计了不同土壤类型的硒含量(表4)。

表4 万山区不同土壤类型中硒元素含量

Table 4 Selenium content in different soil types in Wanshan district

土壤类型	样品数	最小值	最大值	平均值	Se 含量 ≥ 0.4		
					样品个数	平均值	占比
黄壤	818	0.05	7.94	0.49	560	0.56	68.46
红壤	15	0.28	0.69	0.43	9	0.49	60.00
石灰土	6	0.29	0.68	0.55	5	0.60	83.33
粗骨土	18	0.22	0.73	0.38	6	0.54	33.33
水稻土	650	0.16	8.01	0.51	460	0.59	70.77

注:1. 含量单位为 mg/kg;2. 样品个数为件;3. 占比单位为%。

从表4中可以看出,不同类型土壤的硒含量大小顺序为:石灰土>水稻土>黄壤>红壤>粗骨土。石灰土、水稻土、黄壤、红壤总体上均达到了土壤富硒标准,其中石灰土、水稻土土壤硒含量较高,均高于万山区耕地土壤硒含量平均值,含量分别为0.55

mg/kg、0.51 mg/kg。粗骨土硒含量最低,总体未达到土壤富硒标准,平均含量仅为0.38 mg/kg。

5.3 不同土地利用类型土壤硒含量

表5 万山区不同土地利用类型中硒元素含量

Table 5 Selenium content in different land utilization type in Wanshan district

土地利用类型	样品数	最小值	最大值	平均值	Se 含量 ≥ 0.4		
					样品个数	平均值	占比
旱地	717	0.06	7.94	0.49	475	0.57	66.25
水田	657	0.16	8.01	0.51	462	0.59	70.32
果园	41	0.25	0.85	0.47	32	0.52	78.05
茶园	7	0.41	0.97	0.70	7	0.70	100
其他园地	25	0.29	0.71	0.46	18	0.51	72.00
林地	48	0.05	0.82	0.49	38	0.55	79.17
裸地	12	0.22	0.86	0.49	7	0.61	58.33

注:1. 含量单位为 mg/kg;2. 样品个数为件;3. 占比单位为%。

万山区不同地类土壤中硒含量参数见表5,总体来看,万山区表层土壤硒元素平均含量茶园>水田>旱地=林地=裸地>果园>其他园地。硒元素在各土地利用类型土壤中总体上均达到了富硒标准,其中在旱地、水田中的变幅较大,极差分别达到了7.88 mg/kg、7.85 mg/kg,在其余地类极差均在1 mg/kg以内。

6 土壤全量 Se 相关性统计

按照相关系数值分为强相关、中强相关、中等相关、弱相关、不相关、负相关6个级别,各元素在万山区显示出的基本相关性见表6。

表6 土壤 Se 回归方程一览表
Table 6 List of soil Se regression equation

对象	样品数	相关系数	回归方程
Se-As	1 507	0.035 4	$y = 0.001x + 0.474 8$
Se-B	1 507	0.103 3	$y = 0.001 4x + 0.384 4$
Se-Cd	1 507	0.231 0	$y = 0.225 5x + 0.394 1$
Se-Co	1 507	-0.020 2	$y = -0.001 2x + 0.522 5$
Se-Cr	1 507	0.005 9	$y = 0.000 1x + 0.489 3$
Se-Cu	1 507	0.152 6	$y = 0.005x + 0.318 4$
Se-F	1 507	0.070 5	$y = 9E-05x + 0.426 3$
Se-Ge	1 507	-0.057 0	$y = -0.070 8x + 0.607 4$
Se-Hg	1 507	0.351 7	$y = 0.020 8x + 0.469 1$
Se-I	1 507	-0.008 0	$y = -0.001 2x + 0.502$
Se-Mn	1 507	-0.106 2	$y = -8E-05x + 0.559 8$
Se-Mo	1 507	0.219 8	$y = 0.033 6x + 0.403 4$
Se-N	1 507	-0.004 5	$y = -5E-05x + 0.498 8$
Se-Ni	1 507	0.041 2	$y = 0.001 1x + 0.454 3$
Se-P	1 507	-0.005 2	$y = -0.000 2x + 0.498 8$
Se-Pb	1 507	0.065 6	$y = 0.000 6x + 0.461 3$
Se-Tl	1 507	0.191 3	$y = 0.255 5x + 0.283 5$
Se-V	1 507	0.105 1	$y = 0.001 2x + 0.352 5$
Se-Zn	1 507	0.103 0	$y = 0.000 7x + 0.403 7$
Se-K	1 507	0.105 7	$y = 0.004 4x + 0.411$
Se-SOM	1 507	0.200 2	$y = 0.006 3x + 0.332 2$
Se-pH	1 507	0.040 6	$y = 0.013x + 0.416 8$

强相关性的元素($R \geq 0.8$):无。

中强相关性的元素($R = 0.6 \sim 0.8$):无。

中等相关性的元素($R = 0.4 \sim 0.6$):无。

弱相关性的元素($R = 0.2 \sim 0.4$):Hg、Cd、Mo、SOM。

不相关元素($R = -0.2 \sim 0.2$):As、B、Co、Cr、Cu、F、Ge、I、Mn、N、Ni、P、Pb、Tl、V、Zn、K。

负相关元素($R < -0.2$):无。

上述统计结果,反映万山区土壤中硒元素与各元素之间的关系,按照拟合程度比较,硒与大部分元素之间不具有相关性,硒与SOM呈弱正相关性,表明有机质丰富的情况会促使硒的富集。硒与Hg、Cd、Mo呈弱正相关性,这种元素相关组合属于黑色岩系标志性组合,反映了冲积带硒的来源,由于地层长期受到构造抬升风化剥蚀,地表水及地下水结合将富硒母质(特别是寒武系黑色岩

系)向下游搬运,并不断富集,最终形成硒富集区。

7 结论

(1)通过万山区耕地质量地球化学调查评价项目研究,万山区耕地表层土壤硒含量平均值为0.50 mg/kg,总体上达到富硒区标准。

(2)对全国第二次土地调查图斑通过《土地质量地球化学评价管理与维护(应用)子系统》软件进行插值估算,发现万山区富硒耕地土壤资源丰富,万山区富硒耕地面积22.78万亩,占万山区耕地总面积的77.43%,主要分布在鱼塘乡、大坪乡、茶店街道办事处。

(3)不同成土母岩、土壤类型、土地利用类型土壤中硒含量存在一定的差异,在成土母质为白云岩的土壤中硒含量最高,变质岩形成的土壤硒

含量最低;土壤类型为石灰土中硒含量最高,粗骨土中硒含量最低;土地利用方式为茶园的土壤中硒含量最高,其他园地土壤中硒含量最低。

(4)万山区土壤中硒元素与大部分全量其他元素之间不具有相关性,与Hg、Cd、Mo、SOM呈弱相关性,表明有机质丰富的情况会促使硒的富集,富硒岩层尤其寒武系黑色岩系的风化沉积是影响土壤硒含量的重要因素。

[参考文献]

- 邓军,师华定,赵健,等. 2019. 遵义市土壤硒元素分布及其影响因素[J]. 中国土壤与肥料,19(3):15-23.
- 侯现慧,王占岐,杨俊. 2015. 富硒区耕地质量评价及利用分区研究—以福建省三元区为例[J]. 资源科学,37(7):1367-1375.
- 李洪奎等,著. 1990. 中国土壤元素背景值[M]. 北京:中国环境科学出版社.
- 李杰,杨志强,刘枝刚,等. 2012. 南宁市土壤硒元素分布特征及其影响因素探讨[J]. 土壤学报,49(5):101-106.
- 魏复盛,杨国治,蒋德珍,等. 1991. 中国土壤元素背景值基本统计量及其特征[J]. 中国环境监测,(第一期)3-8.
- 王梅珠,长明奎. 1996. 我国部分高硒低硒土壤的成因初探[J]. 浙江农业大学学报,22(1):86-93.
- 赵成义. 2004. 土壤硒的生物有效性研究[J]. 中国环境科学,24(2):184-187.
- 张宁飞,许涛,张自于,等. 2017. 凤山县耕地土壤资源调查与分析[J]. 现代农业科技,(第二十二期)159-161.
- 张庆华,李丙霞. 2019. 贵州发展富硒农产品的潜力分析及展望[J]. 天津农业科学,25(6):61-67.

Distribution characteristics and correlation analysis of selenium element of cultivated land soil in Wanshan District, Guizhou Province

TU Fei-fei, HONG Wan-hua, YU Wan-ze, PAN Chang-hong ,
JIANG Tian-rui, CHEN Hao-xing, YANG Xiu-chao

(103 Geological Party, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration &
Development of, Tongren, 554300, Guizhou, China)

[Abstract] Selenium is an important element of life in the environment. Both the lack of selenium and the excess of selenium will cause adverse reactions in biology and human body. In this paper, it takes the cultivated land soil in Wanshan district of Guizhou province as the research object. Through systematic sampling and laboratory analysis of the selenium content in cultivated land, it was found that the selenium content in cultivated land in Wanshan ranged from 0.05 to 8.01 mg/kg, with an average of 0.50 mg/kg. In general, it meets the standard of selenium-rich area. The selenium-rich soil area is 227 800 mu, accounting for 77.43% of the total cultivated land area in Wanshan district. The high value area of selenium is distributed in Aozhai township in the east of Wanshan district. At the same time, the correlation of soil selenium content in cultivated land in Wanshan was studied, and it was found that the main factors affecting soil selenium content were soil forming rock, soil type and land utilization type. Soil selenium content was only weakly correlated with Hg, Cd, Mo and SOM, but not with other elements. The research results have important value for the rational planning and utilization in Wanshan district and the scientific development of selenium-enriched industry.

[Key Words] Wanshan; Selenium content; Soil; Distribution characteristics; Correlation analysis

2021年 第38卷 总目录(1-4期)

2021年第1期

【矿产地质】

- 黔渝毗邻区杨家湾-老木湾南华纪含锰地堑特征与找矿预测..... 沈红钱,张 遂,谢小峰,等 / 1 (第1期)
黔西南簸箕田1金矿段断控型矿体控矿作用..... 杜王庆,祁连素,林珊珊 / 8 (第1期)
贵州金佳矿区煤储层孔隙结构及等温吸附特征 唐代学,刘 文,姜 毅,等 / 15 (第1期)

【基础地质】

- 黔西南泥堡金矿床容矿火山岩系中“粉砂岩”夹层的岩石类型归属研究 祁连素 / 22 (第1期)
汉中天坑群发现的东方剑齿象化石及其地质时代 李兴文,胡 义,唐 力,等 / 29 (第1期)
西藏改则县鱼鳞山地区新近系鱼鳞山组火山岩特征 岳 龙,王 敏,曾昌兴,等 / 35 (第1期)
右江盆地西北缘中三叠世深水沉积岩相特征及盆地充填样式 彭成龙,周 鸿,王文明,等 / 43 (第1期)

【地球化学】

- 贵州省施秉大坪钾镁煌斑岩地球化学特征及源区指示 杨毓红,黄 艺,刘 桑,等 / 51 (第1期)
黔北桑木背斜铅锌成矿带S、Pb同位素特征及成矿物质来源探讨 朱华利,王 波,谯 常,等 / 59 (第1期)
贵州西部玄武岩地球化学特征及有关成矿作用分析 冉文瑞,容大娟,叶 春,等 / 65 (第1期)

【测试 测绘 制图】

- 蒙脱石、高岭石和伊利石X射线衍射定量分析 王 琦,马 龙,黄康俊,等 / 71 (第1期)
土壤中重金属有效态分析技术研究进展 贾双琳,李长安 / 79 (第1期)
基于ArcMap实现1:5万DLG数据库到传统地形图的转换 魏泽权,钟启稳,范耀宏 / 85 (第1期)
基于空三模型实现非接触式实测地质剖面解决方案研究 王康年,吴文刚,王 云,等 / 92 (第1期)
贵州省年代地层RGB配色方案及其应用 张 凯,黄隆辉,鲁裕民 / 99 (第1期)

【地质与扶贫】

- 乡镇地质资源调查评价的方法与实践——以贵州20个脱贫攻坚重点乡镇为例
..... 龚和强,鲜绍军,曾道国,等 / 103 (第1期)

2021年第2期

(贵州省重点矿产资源大精查成果专辑)

- 沉积学研究在沉积和层控矿床勘查中的作用(代序) 周 琦,吴冲龙,杜远生,等 / 109 (第2期)
数字勘查与地矿勘查行业数字化转型 吴冲龙,张夏林,周 琦,等 / 119 (第2期)

【锰 矿】

- 华南南华纪武陵锰矿成矿带松桃李家湾-高地-道坨地堑盆地研究新进展和潜力预测 沈红钱,张 遂,曾 飞,等 / 129 (第2期)
关于贵州松桃高地超大型锰矿床冷水犁式断层(F₃)特征再认识 张 遂,沈红钱,冯开友,等 / 139 (第2期)
贵州松桃高地超大型锰矿床绿色勘查探索与实践 蔡国荣,张 遂,沈红钱,等 / 146 (第2期)
音频大地电磁法对黔东南高地锰矿床电性结构及犁式正断层的识别 沈小庆,杨炳南,周 琦,等 / 152 (第2期)

【铝土矿】

- 黔北马鬃岭铝土矿床含矿岩系地质特征及形成环境分析 杨晓松,赵远由,石再平,等 / 161 (第2期)
贵州正安铝土矿基地地貌控矿作用及找矿意义——以正安旦坪铝土矿床I号矿体为例
..... 李源洪,杜红毅,李信念,等 / 169 (第2期)
瞬变电磁法确定隐伏岩溶在贵州正安旦坪铝土矿勘探孔中的应用 蒙应华,张西君,刘 俊,等 / 177 (第2期)

【金 矿】

- 黔西南者相二金矿龙潭组沉积特征与金富集规律研究 邓亚梅,何金坪,李应辉,等 / 184 (第2期)
充电法和高密度电法在贵州贞丰者相二金矿岩溶勘查中的应用 羊 文,张西君,冯 娟,等 / 192 (第2期)

【磷 矿】

- 黔中大湾磷矿区早震旦世“盖帽”白云岩对a矿层的影响及其地质意义 宋普洪,陆跃荣,魏世鹏,等 / 201 (第2期)
钻孔简易水文地质编录与测井结合对岩溶含水层含水性划分探讨——以福泉市大湾磷矿为例
..... 向 刚,曾牡丹,王嘉铭,等 / 208 (第2期)

【萤石·重晶石】

- 贵州六枝平桥萤石矿床与晴隆大厂锑矿床含矿层特征的对比研究 陈 星,陈昌阁,黄 庆,等 / 213 (第2期)

贵州天柱寨脚重晶石成矿地质特征及成矿模式 罗邦良,刘 灵,石庆鹏,等 / 220 (第2期)

2021年第3期

【基础地质】

- 贵州第一枚标准层型剖面及点位(GSSP)金钉子——寒武系苗岭统及乌溜阶研究与意义 赵元龙,袁金良,郭庆军,等 / 229 (第3期)
- 贵州深部构造单元界线及基底构造变形特征探讨 王 亮,张嘉玮,向坤鹏,等 / 238 (第3期)
- 北羌塘盆地托纳木地区雪山组的孢粉型化石及其指示的古植被和古气候特征 白培荣,熊兴国,马德胜,等 / 249 (第3期)
- 贵州望谟纳夜领蕨组上部遗迹化石特征及地质意义 向坤鹏,陈明华,邓小杰,等 / 256 (第3期)
- 黔北习水地区丹霞地貌成景地层粒度分析与沉积环境讨论 譙 常,王 波,朱华利,等 / 263 (第3期)

【矿产地质】

- 贵州铝土矿含矿岩系特征、形成时代、古地理环境及成因探讨——纪念黔中发现铝土矿80周年 刘 平,韩忠华,聂 坤 / 269 (第3期)
- 贵州安龙戈塘地区含金隐爆角砾岩筒地质特征及意义 刘 文,张钟华,陆建宝,等 / 283 (第3期)
- 贵州天柱云洞铅锌矿地质特征及成矿作用分析 罗邦良,杨宗文,刘 灵,等 / 292 (第3期)
- 黔北煤田吴家寨地区晚二叠世煤层地球化学特征及聚煤环境分析 杨 旭,刘志臣,秦先进,等 / 299 (第3期)
- 贵州修文某铝土矿开采方式探讨 韦鹏洲,虞思德 / 309 (第3期)

【水文地质 地质灾害】

- 基岩山区矿坑涌水量预测中“富水系数法”可行性讨论 陈艺迪,陈 萍 / 315 (第3期)
- 一种新的滑坡稳定性计算软件的结构设计 王康年,王 云,黄 烨,等 / 320 (第3期)
- 贵州山区地质灾害危险源识别方法——以盘州市盘关镇重点区为例 冷洋洋,魏伦武,赖琪毅 / 326 (第3期)
- 贵州水城尖山营不稳定斜坡地质灾害风险评价 党 杰,董 吉,张 旭,等 / 334 (第3期)
- 利用 Excel 实现 AutoCAD 自动批量绘制地质灾害点分布图的方法尝试 欧阳刚 / 340 (第3期)

【物探与化探 遥感地质】

- 遥感技术在广西矿山开发占损土地中的应用 李思发,李 亮,赵伟立 / 344 (第3期)

2021年第4期

【基础地质】

- 全球寒武系第4阶国际层型剖面及点位(GSSP)研究的进展 赵元龙,尹磊明,郭庆军,等 / 351 (第4期)
- 贵州六盘水地区二叠纪茅口组中晚期碳酸盐岩微相特征和沉积环境分析 王文明,彭成龙,卢定彪,等 / 360 (第4期)
- 里阿斯假砂虫 *Pseudocylammina liasica* (Hottinger, 1967) 在西藏班公湖—怒江缝合带西段改则的首现及其地层的厘定 白培荣,熊兴国,陈启飞,等 / 368 (第4期)
- 贵州省中三叠世盘县生物群乌蒙龙属(*Wumengosaurus*)的新种 秦燕娇,贺 箫,罗永明,等 / 373 (第4期)
- 贵州雷公坪山地沼泽泥炭年代学和沉积速率研究 张 辉,李 松,司云云,等 / 382 (第4期)

【矿产地质】

- 贵州望谟县包树地区萤石矿地质特征及其成矿远景 徐安全,李朝晋,卢定彪,等 / 387 (第4期)

【地球化学】

- 铁组分对早期海洋化学演化的指示 柳晓丹,赵正鹏,张子虎 / 398 (第4期)
- 东莞市地热流体的地球化学成因模式研究 邱向荣 / 405 (第4期)

【物探与遥感】

- 音频大地电磁法在贵州遵义隐伏锰矿找矿勘查中的应用 肖 林,陈云明,刘志臣,等 / 412 (第4期)
- 不同物质(土质、岩质)的岩石滑坡体高密度电法异常特征区别 吕天江,陈先童,黄启霖,等 / 419 (第4期)

【地质灾害 水文地质 工程地质】

- 信息量模型在区域地质灾害危险性评价中的应用 常亚婷,刘征宇,向 刚,等 / 430 (第4期)
- 岩溶塌陷危险性评价——以独山县交摆村为例 董 鹏,蔡 云,杨建华,等 / 437 (第4期)
- 降雨诱发浅层滑坡渐进破坏分析研究 王正宇,樊 辉 / 443 (第4期)
- 基于因子分析的岩溶地下水水质影响因素研究——以毕节市大方县南部为例 李雪莲,朱昱桦,华 兴,等 / 449 (第4期)
- 德州市中心城区地下空间资源潜力研究 颜翠翠,康凤新,谭志容,等 / 456 (第4期)

【土壤地球化学调查】

- pH 值对土壤重金属污染的影响及其准确测定 杨 希,岳晓岚,李 靖,等 / 466 (第4期)
- 贵州省毕节市耕地土壤元素含量特征与质量评价 张德明,骆 珊,彭成龙,等 / 472 (第4期)
- 贵州铜仁市碧江区耕地土壤硒富集分布特征及影响因素研究 沈小庆,洪万华,涂飞飞,等 / 480 (第4期)
- 贵州省万山区耕地土壤硒元素分布特征与相关性分析 涂飞飞,洪万华,余万泽,等 / 487 (第4期)
- 2021年第38卷总目录(1-4) 本刊编辑部 / 493 (第4期)