

扬子板块西缘稀散金属超常富集的地球化学背景^{*}

杜胜江¹ 温汉捷^{2, 3**} 朱传威² 罗重光² 周正兵¹ 杨志明⁴ 陈建书⁵ 朱勋⁵

DU ShengJiang¹, WEN HanJie^{2, 3**}, ZHU ChuanWei², LUO ChongGuang², ZHOU ZhengBing¹, YANG ZhiMing⁴, CHEN JianShu⁵ and ZHU Xun⁵

1. 东华理工大学,核资源与环境国家重点实验室,南昌 330013

2. 中国科学院地球化学研究所,贵阳 550081

3. 中国科学院大学,北京 100049

4. 中国地质科学院,北京 100037

5. 贵州省地质调查院,贵阳 550018

1. State Key Laboratory of Nuclear Resources and Environment, East China University of Technology, Nanchang 330013, China

2. Institute of Geochemistry, Chinese Academy Sciences, Guiyang 550081, China

3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

4. Chinese Academy of Geological Science, Beijing 100037, China

5. Guizhou Geological Survey, Guiyang 550018, China

2018-08-15 收稿, 2019-04-09 改回.

Du SJ, Wen HJ, Zhu CW, Luo CG, Zhou ZB, Yang ZM, Chen JS and Zhu X. 2019. Geochemical background on the super-richening of disperse metal elements on the western margin of the Yangtze plate. *Acta Petrologica Sinica*, 35(11): 3355–3369, doi: 10.18654/1000-0569/2019.11.06

Abstract Disperse metal mineral resources is an important part of the disperse, rare metal, and rare earth mineral resources. It is strategic significant to the national economy, national security and technology progress. In addition, disperse metal not only is the functional and structural materials in next generation information technology, biotechnology, high-end equipment manufacturing, new materials and new energy vehicles, but also is essential support material in modern industry, national defense and advanced technology fields. Disperse metal was too diffuse to mineralize relative to other bulk metal and disperse elements were concentrated to mineralization through more complicated geologic process under a special geochemical background. Preliminary research indicates that disperse elements (In, Ge, Ga) were super-richen on the western margin of the Yangtze plate and a rare ore-concentrated area of disperse metal was form in the world. Geologists use the ore-concentrated area as natural laboratories to study disperse metal deposit. So, what is the special geochemical background that motivates all kinds of disperse metal deposits to gather on the western margin of the Yangtze plate? To solve this problem, a Proterozoic-Mesozoic section measured in Guizhou area, as a typical area of the western margin of the Yangtze plate, was investigated systematically in this paper. The test results of Proterozoic strata show that the average value of Ga, Ge, Se, Cd, In, Te, Re and Tl was 9.71×10^{-6} , 0.30×10^{-6} , 1.71×10^{-6} , 0.48×10^{-6} , 0.07×10^{-6} , 0.10×10^{-6} , 0.015×10^{-6} and 0.29×10^{-6} , respectively; The test results of Paleozoic strata show that the average value of Ga, Ge, Se, Cd, In, Te, Re and Tl was 14.70×10^{-6} , 0.35×10^{-6} , 2.36×10^{-6} , 0.23×10^{-6} , 0.06×10^{-6} , 0.08×10^{-6} , 0.014×10^{-6} , 0.69×10^{-6} , respectively; The test results of Mesozoic strata show that the average value of Ga, Ge, Se, Cd, In, Te, Re and Tl was 9.063×10^{-6} , 0.216×10^{-6} , 2.475×10^{-6} , 0.065×10^{-6} , 0.042×10^{-6} , 0.068×10^{-6} , 0.003×10^{-6} , 0.112×10^{-6} , respectively. Based on the distribution characteristics of disperse metal deposits in the research area, the data indicate that the Precambrian basement in the western margin of the Yangtze block (except Ge) has a low background value of dispersed elements content. The Early Cambrian is an

* 本文受国家重点研发计划项目(2017YFC0602500)、国家自然科学基金项目(41903038、41962005)、贵州省科技计划项目(黔科合[2016]支撑2807)和贵州省地质矿产勘查开发局地质科研项目(黔地矿科合(2016)31号)联合资助。

第一作者简介: 杜胜江,男,1986年生,博士,高级工程师,主要从事矿床学和地球化学研究,E-mail: shengjiangdu@163.com

** 通讯作者: 温汉捷,男,1971年生,博士,研究员,主要从事分散元素成矿作用及非传统同位素研究,E-mail: wenhanjie@vip.gyig.ac.cn

important period of enrichment of dispersed elements, possibly related with the black shale system this time. The widely distributed Emeishan basalt generally has a high background value of dispersed elements contents, which might be an important source of some dispersed metals deposit. The Se-, Cd-, Ga-bearing stratum has a good relationship with the high background contents stratum. The relationship is not obvious for other dispersed elements, but the lower part of the ore-bearing stratum is generally has a high background content, reflecting the shallow or near-source characteristics of metallogenic material. Geochemical background values tested from the most of the different strata was only reported in this paper. In addition, coupling relationship between disperse metal geochemical background and the deposits was preliminary study. With the development of disperse metal deposit, more geological information and regularity of ore formation would be revealed in the future. Nevertheless this paper helps lay the groundwork for further study and it has great meaning both in theory and reality.

Key words Disperse metal; Western margin of the Yangtze plate; Geochemical background; Super-richening; Stratum

摘要 稀散矿产资源作为“三稀”矿产(稀散、稀有、稀土)的重要组成部分,对国民经济、国家安全和科技发展具有“四两拨千斤”的重要战略意义,是新一代信息技术、新能源生物、高端装备制造、新材料、新能源汽车等重点培育发展战略性新兴产业的功能材料和结构材料,也是现代工业、国防和尖端科技领域不可缺少的支撑材料。相对其它大宗金属,稀散金属往往分散难以成矿,需在特殊的地球化学背景下,经过更复杂地质过程才能富集成矿。初步研究表明,扬子板块西缘铟、锗、镓等稀散金属均发生了超常富集,构成了全球罕见的稀散金属聚集区,是研究稀散金属矿床的天然实验室和理想基地,扬子板块西缘具有什么样的特殊地球化学背景才能导致众多稀散矿床聚集。为了解决这一科学问题,本文以扬子西缘为研究区,实测了扬子西缘典型代表区(贵州)的元古界-中生界剖面,系统地对不同时代的地层样品进行了测试。结果表明,元古界地层的 Ga、Ge、Se、Cd、In、Te、Re、Tl 均值分别为 9.71×10^{-6} 、 0.30×10^{-6} 、 1.71×10^{-6} 、 0.48×10^{-6} 、 0.07×10^{-6} 、 0.10×10^{-6} 、 0.015×10^{-6} 、 0.29×10^{-6} ; 古生界地层的 Ga、Ge、Se、Cd、In、Te、Re、Tl 均值分别为 14.70×10^{-6} 、 0.35×10^{-6} 、 2.36×10^{-6} 、 0.23×10^{-6} 、 0.06×10^{-6} 、 0.08×10^{-6} 、 0.014×10^{-6} 、 0.69×10^{-6} ; 中生界地层的 Ga、Ge、Se、Cd、In、Te、Re、Tl 均值分别为 9.06×10^{-6} 、 0.22×10^{-6} 、 2.48×10^{-6} 、 0.07×10^{-6} 、 0.04×10^{-6} 、 0.07×10^{-6} 、 0.003×10^{-6} 、 0.11×10^{-6} 。结合稀散元素矿床分布特征,发现扬子板块西缘基底地层(除 Ge),稀散元素背景总体不高,早寒武世是重要的稀散元素富集阶段,可能与这一时期发育的黑色岩系成矿系统有关,广泛分布的峨眉山玄武岩层一般具有较高的稀散元素背景,可能是重要的矿源,Se 或 Cd 或 Ga 的赋矿层位与高地球化学背景层位对应关系较好,其它元素虽然对应关系不明显,但赋矿层位下部一般为高背景层,反映了成矿物质浅源或就近的特点。本文只是报道了扬子板块西缘的绝大部分不同时代地层的地球化学背景值,初步探讨了稀散元素地球化学背景与稀散矿床的耦合关系。随着稀散矿床的研究不断深入,更多的地质信息和成矿规律会逐渐被揭示,本研究可为后续以上工作的开展奠定背景基础。

关键词 稀散金属; 扬子板块西缘; 地球化学背景; 超常富集; 地层

中图法分类号 P595; P618.7

稀散元素(又称分散元素)一般指在地壳中丰度很低(多为 10^{-9} 级),而且在岩石中以极为分散为特征的元素,主要包括镓(Ga)、锗(Ge)、硒(Se)、镉(Cd)、铟(In)、碲(Te)、铼(Re)、铊(Tl)等8个元素(涂光炽等,2004;张乾等,2005)。稀散金属因优异和特殊的物理、化学性能而被广泛应用,既为新一代信息技术、新能源生物、新材料、新能源汽车等所需要的功能材料和结构材料,也是现代工业、国防和尖端科技领域不可缺少的支撑材料(Chen, 2011; Linnen *et al.*, 2012)。虽然前人曾开展过稀散元素成矿的相关研究,获得了一些认识,但总体研究起步较晚,接近客观事实的成矿规律和成矿理论还尚未完善,尤其是地球化学背景还未得到系统梳理。因此,加强稀散元素地球化学背景研究可为稀散元素矿床的深入研究和勘查工作提供重要的地质依据。将区域地球化学背景的特殊性和稀散金属超常富集的必然性作为一个整体进行研究,强调在特殊地球化学背景框架下,研究稀散金属选择性超常富集的机制和过程,是发展稀散金属成矿理论的重要途径。

初步研究表明,扬子板块西缘铟、锗、镓等稀散金属均有

超常富集现象,构成了全球罕见的稀散金属聚集区(Hu and Zhou, 2012; Hu *et al.*, 2017)(图1),故成为研究稀散金属成矿地球化学背景理想的天然实验基地。扬子西缘稀散金属聚集区具有鲜明的特色:(1)资源储量大,种类多,构成了全球最重要的稀散矿产资源聚集区之一,除铟、锗、镓超常富集外,硒、镉、碲、铊等稀散金属也超常富集;(2)稀散金属矿床广泛发育,形成众多大型-超大型的独立矿床或共生稀散金属矿床,如广西大厂锡多金属矿床、云南都龙锡锌铟矿床、云南会泽铅锌锗矿床、贵州务正道富铊铝土矿床、四川石棉大水沟碲矿等(银剑钊等,1994;张佩华等,2000;李晓峰等,2007,2010; Shimizu and Aoki, 2011; 李进文等,2013; 皮桥辉等,2015; 叶霖等,2018; 徐净和李晓峰,2018);(3)矿床类型多样,成矿作用迥异,涵盖了稀散金属主要的矿床类型,如岩浆热液型、低温热液型、古表生风化-沉积型、有机吸附型等(Orris and Grauch, 2002; Li and Schoonmaker, 2003; Kanazawa and Kamitani, 2006; Sanematsu *et al.*, 2009; Dai *et al.*, 2010)。

然而,目前对这些稀散金属超常富集的地球化学背景认

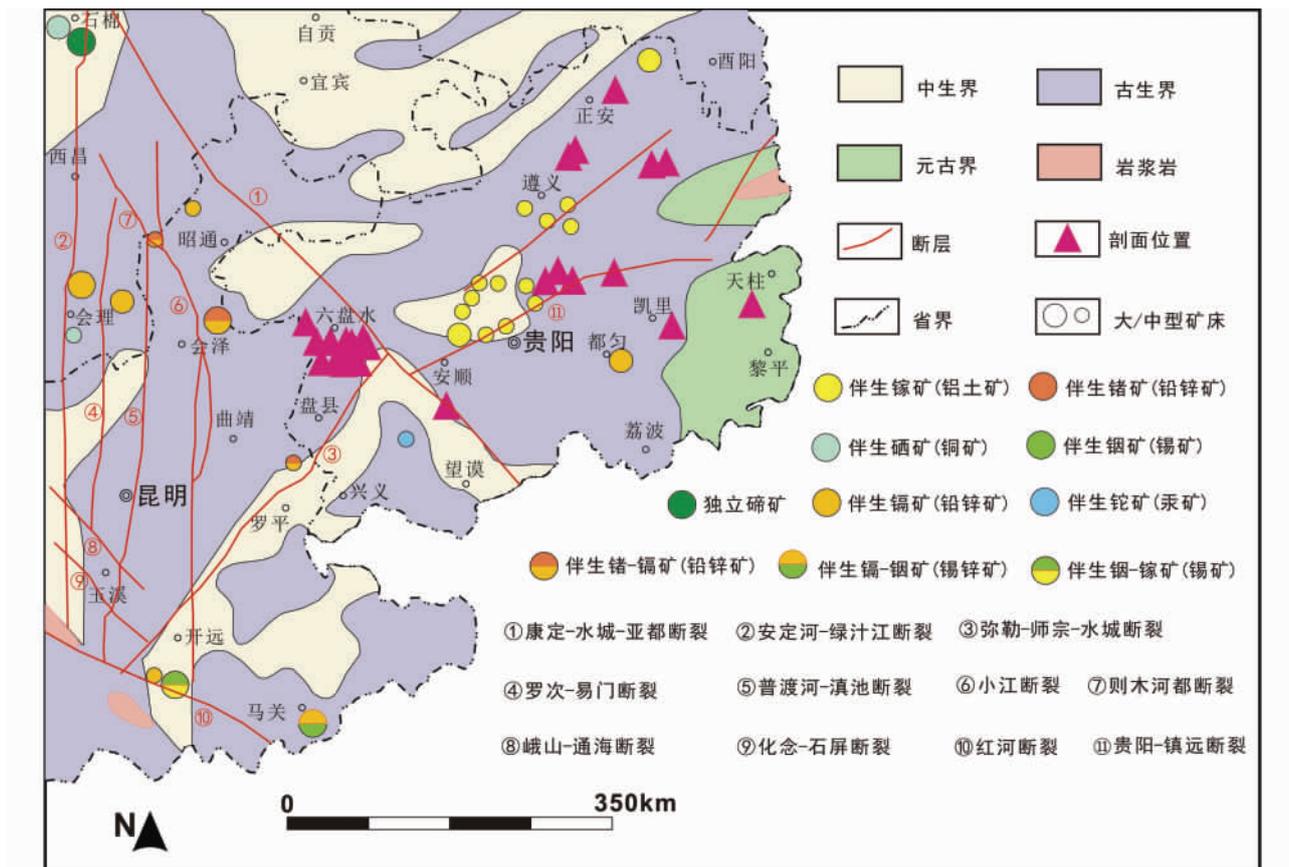


图1 扬子板块西缘稀散金属矿床分布及剖面位置(据戚华文等, 2002; 涂光炽等, 2004; 张乾等, 2005; 张长青, 2008; 金中国等, 2011; 叶霖等, 2018 修改)

Fig.1 The distribution of disperse metal deposits in the western margin of the Yangtze plate (modified after Qi *et al.*, 2002; Tu *et al.*, 2004; Zhang *et al.*, 2005; Zhang *et al.*, 2008; Jin *et al.*, 2011; Ye *et al.*, 2018)

识还比较薄弱,稀散元素地球化学超常富集与稀散金属矿床的耦合关系还未厘清,极大地制约了稀散矿产资源的找矿突破。因此,本文以实测的元古界-中生界剖面为突破口,系统剖析了扬子板块西缘的稀散元素地球化学背景。

1 区域地质背景

扬子板块泛指华南大陆中江绍-软防构造带以西的华南区域,主要包括扬子古微板块和华夏古微板块的西部(张国伟等, 2013)。扬子板块西缘经历长期的地质构造演化,形成了基底加盖层的特殊“双层结构”,基底与盖层呈角度不整合接触。盖层在研究区分布广泛,沉积地层的时代跨度大,由老到新依次发育有元古界、古生界、中生界、新生界地层,关于基底构成,不同学者认识略有差别,朱维光(2004)认为扬子西缘基底主要为前震旦纪基底,该基底主要由康定群及其之上的中元古代峨边群、会理群、盐边群、登相营群等组成;刘成(2015)认为基底主要由古元古代结晶基底(由康定群、大红山群、河口群等组成)及其之上的中元古代褶皱基底(由昆阳群、会理群、东川群、大营盘群等组成)构成。尽管不

同地方构成基底的地质组名称不太一样,但时代都属于元古代。在前人研究成果基础上,本文结合研究区地层出露情况,收集梳理后的扬子板块基底地层主要包括元古代的双溪坞群、张八岭群、肥东群、阅集群,主要岩性为变质岩系和少部分过渡岩石。

扬子板块西缘处于冈瓦纳古陆与劳亚古陆的过渡地带,西面与三江褶皱带相邻,南临华南褶皱带(张长青, 2008)。由于该区在不同地质历史时期发生过多次大陆解体、离移及拼接,经历了多期次的构造、岩浆活动及变质作用,造就了区内断裂构造复杂的格局,主要发育三个方向的断裂(刘成, 2015),即近南北向的安宁河-绿汁江断裂、罗次-易门断裂、普渡河-滇池断裂、小江断裂等;北西向发育康定-水城-亚都断裂、则木河断裂、峨山-通海断裂、化念-石屏断裂、红河断裂;北东向的主要发育贵阳-镇远断裂(图1)。较多地质学家认为扬子板块西缘是在印支期以来,在古特提斯关闭、板块碰撞及陆内会聚的驱动下,产生于松潘-甘孜造山带和扬子稳定陆块西缘的逆冲体系和前陆盆地。许志琴等(1992)提出它可能是松潘-甘孜造山带主体向扬子克拉通逆冲推覆的前缘过渡带,逆冲前沿为前陆磨拉石盆地构造。也有学者认为

它是C型或L型俯冲带,可能作为一个独立造山带与松潘-甘孜造山带分开(罗志立, 1984),而骆耀南等(1998)通过研究,认为它属于新生的陆内造山带,称为龙门山-锦屏造山带,属于经历多次构造作用的复合造山带。在以上研究成果基础上,认为扬子板块西缘的地质演化过程,大致经历基底的形成(元古代)、盖层形成(早震旦系-晚古生代)、陆内裂谷形成(晚二叠世-三叠纪)、前陆盆地造山(侏罗纪-古近纪)等几个阶段(张长青, 2008)。

除了扬子板块西缘具有特殊“双层结构”和复杂构造演化特征外,更为引人注目的是研究发现钒、锆、镓等稀散金属在扬子板块西缘具有超常富集现象(Hu and Zhou, 2012; Hu *et al.*, 2017),并形成了一系列的伴生(独立)稀散多金属矿床(图1),比如产于黔中一带的铝土矿床常伴生有镓资源(程鹏林等, 2004; 翁申富和赵爽, 2010; 金中国等, 2011; 翁申富等, 2013; 申小梦等, 2016),贵州滥木厂独立铌矿床(张忠等, 2000; 张杰等, 2007),云南、四川等地的铅锌矿床伴生有锆-镉多金属(王安建等, 2009; 唐永永等, 2011; 寇林林等, 2015),滇东南成矿带上的超大型锡-锌矿床常伴生丰富的钒资源(张宝林等, 2015; 叶霖等, 2018),川甘交界拉尔玛金矿中伴生的硒矿(温汉捷和裘愉卓, 1999),在石棉地区还报道有独立碲矿存在(银剑钊等, 1994; 张佩华等, 2000),以上这一系列的稀散金属矿床多赋存于扬子板块西缘的沉积盖层中,少部分产于下部的基底地层。

2 样品采集及测试方法

2.1 样品采集

为什么大量的稀散多金属集中分布于扬子板块西缘是长期以来存在较大争议的科学问题,而这可能主要是由于对扬子板块西缘的稀散金属的地球化学背景认识非常薄弱。根据稀散多金属矿床的空间展布特征,多数矿床多产于沉积盖层中,赋矿岩性以沉积岩为主,少部分产于基底地层,为了探索性的揭示扬子板块西缘的稀散金属地球化学背景特征,故本研究重点系统采集了盖层中不同时代的沉积岩样品,收集了基底地层数据。采集每个层系样品时,系统自下而上采集,保证能反应下部、中部、上部的地层特征,重点从垂向上阐述不同时代地层的稀散元素背景、变化规律及与稀散矿床的内在联系。同时,野外采样也借鉴参考了《1:250000多目标区域地球化学调查规范,中国地质调查局地质调查技术标准 DD2005-01》中的土壤地球化学样品采集工作方法部分原则,采样时尽可能的考虑每个地层单元的代表性,综合考虑其下部、中部和上部的变化特征,根据采样层的厚度布置适量的样品数量,为提高每个采样点的样品代表性,均采集的是新鲜岩石样品,同一类型的采用刻槽法或者多个子样构成组合样的方法,使之尽可能地反应采样层的总体地质特征,对采集的样品进行破碎加工时,保持场地干净、通风、无污染,使后期测试数据能反应样品的本质地球化学特征。

基于贵州地区是扬子板块西缘的重要组成部分,具有典型的扬子板块特征,贵州的地层背景能较好的反应扬子板块西缘的地球化学背景,成为揭示扬子西缘特质的最好“窗口”,故本文选择了贵州为重点研究区,以不同时代地层为重点研究对象,系统测制了元古界-中生界剖面,并采集了不同时代的地层样品(表1)。本文的元古界-中生界剖面指在扬子西缘的贵州地区实测的厚度约达12000m超级大剖面,包含了绝大部分的时代地层,只有极少的几个层位未被包括(未采集到样品的层位引用前人资料)。涵盖了从古老的元古界(基底)→古生界→中生界的地层,其中元古界样品由基底地层(前青白口系)和上覆的青白口系(Qb)、南华系(Nh)及震旦系(Z)的样品构成;古生界样品由奥陶系(O)、志留系(S)、泥盆系(D)、石炭系(C)、二叠系(P)的样品组成;中生界样品本次主要采集到三叠系(T)样品(表1)。本文的元古界-中生界剖面累计采集样品总计约2000余件,根据地层层序,最后选择了1133件作为本研究的重点样品进行分析,这是一项庞大的样品采集和测试工作,前人尚未开展过。本文通过剖析元古界-中生界剖面不同时代的地层中八种稀散元素含量及变化规律,从宏观上揭示了扬子西缘的稀散元素超常富集的地球化学背景。

2.2 测试方法

本文的岩矿样品微量元素分析在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成,分析仪器为德国耶拿公司的PlasmaQuant MS Elite型电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)。大致实验流程:将岩矿样磨制为200目粉末,称取50mg样品放入特氟龙罐子中,加入1mL HF和HNO₃,把特氟龙盖子盖好后放入不锈钢外套的密封装置中,在温度为200℃的恒温箱中放置20h直至样品完全溶解,再取出冷却后在电热板上低温蒸干,加入0.5mL HNO₃重复以上溶解过程,再蒸干后加入Rh内标溶液50mg、HNO₃ 2mL和适当蒸馏水,再次加盖封放于200℃烘箱中烘5h,再取出冷却后转移至离心管中上机测试。该实验的分析精度优于5%,详细实验方法见文献(Qi *et al.*, 2000)。

3 测试结果

3.1 地层(界)稀散元素测试结果

元古界-中生界剖面不同界的地层样品的Ga、Ge、Se、Cd、In、Te、Re、Tl等8个稀散元素测试结果见表2。与地壳丰度相比,所有地层样品的Ga、Ge和In均值都要低于地壳丰度值,Te和Re平均含量要高于地壳丰度值,而Se在元古界-中生界剖面的地层中明显富集,中生界Cd值低于地壳丰度值,古生界和元古界的Cd要高于地壳丰度值,古生界的Tl值稍高于地壳丰度值,其余的均比地壳丰度值低(图2)。从各时代地层的元素变化系数可以看出,中生界和古生界地层中Cd变化系数最大、Te变化系数最小,而元古界地层的Cd

表1 扬子板块西缘代表区(贵州)元古界-中生界剖面样品采集统计表

Table 1 The statistical table of the samples collected from the Proterozoic-Mesozoic sections in the western margin of the Yangtze plate (Guizhou area)

界	系	剖面名称	顶底(m)	厚度(m)	累计厚度(m)	样品(件)	采样位置	
新生界	第四系-古近系	—	0~50	50	50	未采	—	
	白垩系-侏罗系	—	50~300	250	300	未采	—	
中生界	三叠系	改茶组剖面	300~439.21	139.21	439.21	11	遵义正安	
		杨柳井组剖面	439.21~646.44	207.23	646.44	17	遵义正安	
		关岭组剖面	646.44~1015.87	369.43	1015.87	47	遵义正安	
		嘉陵江组剖面	1015.87~1617	601.13	1617	44	遵义正安	
		飞仙关组剖面	1617~2215.26	598.26	2215.26	47	遵义正安	
	古生界	二叠系	宣威组剖面	2215.26~2438	222.74	2438	11	黔西地区
			峨眉山玄武岩组剖面	2438~2850.99	412.99	2850.99	8	黔西地区
			茅口组剖面	2850.99~3265.9	414.91	3265.9	17	遵义斑竹
		石炭系	栖霞组剖面	3265.9~3612.39	346.49	3612.39	15	遵义斑竹
			梁山组剖面	3612.39~3734	121.61	3734	10	遵义斑竹
大竹园组剖面			3734~3741.1	7.1	3741.1	6	遵义斑竹	
龙吟组剖面			3741.1~4099.41	358.31	4099.41	19	黔西地区	
南丹组剖面			4099.41~4683.21	583.8	4683.21	39	安顺紫云	
石炭系-泥盆系		打屋坝组剖面	4683.21~4724.28	41.07	4724.28	8	安顺紫云	
		睦化组剖面	4724.28~4812.67	88.39	4812.67	13	安顺紫云	
	五指山组剖面	4812.67~4974.73	162.06	4974.73	17	安顺紫云		
古生界	泥盆系	火烘组剖面	4974.73~5703.18	728.45	5703.18	96	安顺紫云	
	志留系	韩家店组剖面	5703.18~6111.58	408.4	6111.58	63	遵义斑竹	
		石牛栏组剖面	6111.58~6299.18	187.6	6299.18	41	遵义斑竹	
		新滩组剖面	6299.18~6453.18	154	6453.18	28	遵义斑竹	
	志留系-奥陶系	龙马溪组剖面	6453.18~6481.08	27.9	6481.08	15	遵义斑竹	
	奥陶系	五峰组剖面	6481.08~6486.08	5	6486.08	6	遵义斑竹	
		宝塔组剖面	6486.08~6494.58	8.5	6494.58	4	遵义斑竹	
	寒武系	娄山关组剖面	6494.58~6530.28	35.7	6530.28	10	贵阳开阳	
		石冷水组剖面	6530.28~6716.43	186.15	6716.43	46	贵阳开阳	
		高台组剖面	6716.43~6728.25	11.82	6728.25	3	贵阳开阳	
清虚洞组剖面		6728.25~6921.11	192.86	6921.11	56	贵阳开阳		
金顶山组剖面		6921.11~7174.77	253.66	7174.77	87	贵阳开阳		
明心寺组剖面		7174.77~7534.34	359.57	7534.34	118	贵阳开阳		
牛蹄塘组剖面		7534.34~7601.76	67.42	7601.76	25	贵阳开阳		
震旦系		灯影组剖面	7601.76~7887.8	286.04	7887.8	108	贵阳开阳	
	陡山沱组剖面	7887.8~7914.1	26.3	7914.1	14	铜仁印江		
南华系	南沱组剖面	7914.1~8000.58	86.48	8000.58	19	铜仁印江		
	大塘坡组剖面	8000.58~8024.58	24	8024.58	51	铜仁印江		
元古界	青白口系	清水江组剖面	8024.58~10624.58	2600	10624.58	14	凯里天柱	
	基底地层	双溪坞群剖面	10624.58~11324.58	700	11324.58		扬子地台	
		张八岭群剖面	11324.58~11824.58	500	11824.58	鄢明才和迟清华, 1997	扬子地台	
		肥东群剖面	11824.58~12224.58	400	12224.58		扬子地台	
		阅集群剖面	12224.58~12624.58	400	12624.58		扬子地台	

表2 扬子板块西缘代表区(贵州)元古界-中生界剖面地层(界)样品测试结果($\times 10^{-6}$)Table 2 The test results of stratum samples collected from different erathem in the Proterozoic-Mesozoic sections in the western margin of the Yangtze plate (Guizhou area) ($\times 10^{-6}$)

元素	中生界(Mz)				古生界(Pz)				元古界(Pt)				地壳丰度
	Min	Max	Mean	K	Min	Max	Mean	K	Min	Max	Mean	K	Mean
Ga	0.120	29.00	9.063	1.03	0.050	133.0	14.619	0.79	0.110	34.20	9.710	1.13	15
Ge	0.050	0.470	0.216	0.50	0.050	1.340	0.350	0.63	0.060	0.530	0.295	0.61	1.5
Se	1.000	6.000	2.475	0.58	1.000	54.00	2.364	2.06	0.031	3.000	1.710	0.40	0.05
Cd	0.020	1.370	0.065	1.77	0.020	8.120	0.231	2.90	0.020	16.90	0.476	4.91	0.2
In	0.005	0.101	0.042	0.75	0.005	0.314	0.060	0.58	0.005	0.299	0.071	0.51	0.1
Te	0.050	0.100	0.068	0.22	0.050	0.310	0.084	0.47	0.050	0.320	0.103	0.58	0.01
Re	0.002	0.009	0.003	0.55	0.002	0.223	0.014	1.77	0.002	0.202	0.015	2.06	0.00071
Tl	0.020	0.520	0.112	0.81	0.020	6.740	0.692	1.00	0.020	0.710	0.285	0.74	0.45

注: K 为元素变化系数, K = 标准差/平均值; 地壳丰度据刘英俊等(1984)

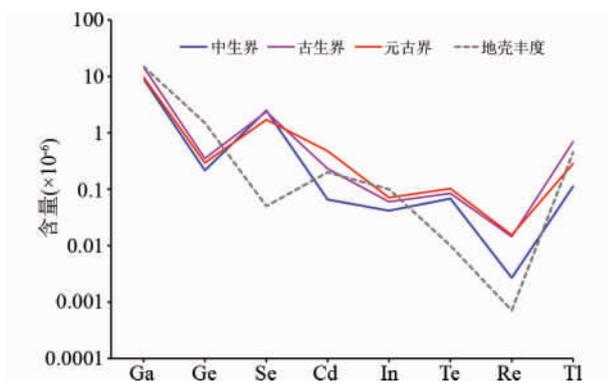


图2 扬子板块西缘元古界-中生界剖面地层(界) 稀散元素变化曲线

Fig. 2 The variation curve on disperse metal of stratum samples collected from different erathem in the Proterozoic-Mesozoic sections in the western margin of the Yangtze plate

变化系数最大、Se 变化系数最小(表2)。具体含量特征如下。

中生界(Mz) 中生界地层在元古界-中生界剖面中垂向深度约300~2200m, 累计厚约1900m, 采集的样品主要来自三叠系。Ga 含量变化大, 为 $0.12 \times 10^{-6} \sim 29.00 \times 10^{-6}$, 均值 9.06×10^{-6} , 低于 Ga 地壳丰度 15×10^{-6} (刘英俊等, 1984); Ge 为总体含量都较低, 为 $0.05 \times 10^{-6} \sim 0.47 \times 10^{-6}$, 均值 0.22×10^{-6} , 低于 Ge 地壳丰度 1.5×10^{-6} ; Se 含量变化不大, 为 $1.00 \times 10^{-6} \sim 6.00 \times 10^{-6}$, 均值 2.48×10^{-6} , 远高于 Se 地壳丰度 0.05×10^{-6} ; Cd 含量变化不大, 位于 $0.02 \times 10^{-6} \sim 1.37 \times 10^{-6}$ 之间, 均值 0.07×10^{-6} , 低于 Cd 地壳丰度 0.2×10^{-6} ; In 含量变化较小, 位于 $0.01 \times 10^{-6} \sim 0.10 \times 10^{-6}$ 之间, 均值 0.04×10^{-6} , 低于 In 地壳丰度 0.1×10^{-6} ; Te 含量变化小, 位于 $0.05 \times 10^{-6} \sim 0.10 \times 10^{-6}$ 之间, 均值 0.07×10^{-6} , 高于 Te 地壳丰度 0.001×10^{-6} ; Re 含量变化小, 位于 $0.002 \times 10^{-6} \sim 0.009 \times 10^{-6}$ 之间, 均值 0.003×10^{-6} , 高于 Re 地壳丰度 7.10×10^{-10} ; Tl 含量变化较小, 位于 $0.02 \times 10^{-6} \sim 0.52$

$\times 10^{-6}$ 之间, 均值 0.112×10^{-6} , 低于 Tl 地壳丰度 0.45×10^{-6} 。在中生界地层中, Ga、Ge、Se、Cd、In、Te、Re 和 Tl 元素变化系数分别为 1.03、0.50、0.58、1.77、0.75、0.22、0.55 和 0.81。

古生界(Pz) 古生界地层在元古界-中生界剖面中垂向深度约7600~2200m, 累计厚约5400m。地层时代跨度大, 包括寒武系、奥陶系、志留系、泥盆系、石炭系和二叠系地层单元。古生界地层样品的 Ga 含量变化大, 为 $0.05 \times 10^{-6} \sim 133.0 \times 10^{-6}$, 均值 14.70×10^{-6} , 接近地壳丰度; Ge 总体含量都较低, 为 $0.05 \times 10^{-6} \sim 1.34 \times 10^{-6}$, 均值 0.35×10^{-6} , 低于地壳丰度; Se 含量变化较大, 为 $1.00 \times 10^{-6} \sim 54.00 \times 10^{-6}$, 均值 2.36×10^{-6} , 远高于地壳丰度; Cd 含量变化大, 位于 $0.02 \times 10^{-6} \sim 8.12 \times 10^{-6}$ 之间, 均值 0.23×10^{-6} , 略比地壳丰度高; In 含量变化较大, 位于 $0.005 \times 10^{-6} \sim 0.314 \times 10^{-6}$ 之间, 均值 0.06×10^{-6} , 略低于地壳丰度; Te 含量变化小, 位于 $0.05 \times 10^{-6} \sim 0.31 \times 10^{-6}$ 之间, 均值 0.08×10^{-6} , 高于地壳丰度; Re 含量变化较大, 位于 $0.002 \times 10^{-6} \sim 0.223 \times 10^{-6}$ 之间, 均值 0.014×10^{-6} , 高于地壳丰度; Tl 含量变化较小, 位于 $0.02 \times 10^{-6} \sim 6.74 \times 10^{-6}$ 之间, 均值 0.69×10^{-6} , 高于地壳丰度。Ga、Ge、Se、Cd、In、Te、Re 和 Tl 元素变化系数分别为 0.79、0.63、2.06、2.90、0.58、0.47、1.77 和 1.00。

元古界(Pt) 空间跨度大, 深度约7600~12600m, 累计厚约5000m。地层时代跨度上, 主要包括了基底地层(前青白口系)和上覆的青白口系(Qb)、南华系(Nh)和震旦系(Z), 基底主要轻度-中度变质形成的变质岩系和少部分过渡岩石(即正常沉积岩过渡到变质岩)组成, 上覆地层为正常的沉积岩系。整个元古界地层 Ga 含量变化较大, 为 $0.11 \times 10^{-6} \sim 34.20 \times 10^{-6}$, 均值 9.71×10^{-6} , 低于地壳丰度; Ge 为总体含量都较低, 为 $0.06 \times 10^{-6} \sim 0.53 \times 10^{-6}$, 均值 0.30×10^{-6} , 低于地壳丰度; Se 含量变化较小, 为 $0.03 \times 10^{-6} \sim 3.00 \times 10^{-6}$, 均值 1.71×10^{-6} , 远高于地壳丰度; Cd 含量变化大, 位于 $0.02 \times 10^{-6} \sim 16.90 \times 10^{-6}$ 之间, 均值 0.48×10^{-6} , 高于地壳丰度; In 含量变化较大, 位于 $0.005 \times 10^{-6} \sim 0.299 \times 10^{-6}$

表3 扬子板块西缘代表区(贵州)元古界-中生界剖面地层(系)样品测试分析结果($\times 10^{-6}$)Table 3 The test results of stratum samples collected from different system in the Proterozoic-Mesozoic sections in the western margin of the Yangtze plate (Guizhou area) ($\times 10^{-6}$)

元素 地层	Ga	误差	Ge	误差	Se	误差	Cd	误差	In	误差	Te	误差	Re	误差	Tl
T	9.063	9.377	0.216	0.107	2.475	1.446	0.065	0.116	0.042	0.031	0.068	0.015	0.003	0.001	0.112
P _{3x}	35.964	4.371	0.245	0.156	3.091	1.578	0.488	0.878	0.151	0.021	0.057	0.008	0.011	0.013	0.130
P _{2-3em}	29.038	2.049	0.356	0.069	5.250	0.463	0.110	0.028	0.104	0.006	0.074	0.014	0.002	0.001	0.106
P	14.319	22.001	0.225	0.208	2.600	2.090	0.332	0.581	0.095	0.078	0.069	0.021	0.006	0.008	0.187
C	2.127	5.378	0.099	0.041	1.214	0.426	0.313	0.235	0.040	0.031	0.059	0.014	0.010	0.008	0.206
D	17.002	8.441	0.261	0.125	1.000	0.000	0.061	0.049	0.068	0.019	0.099	0.035	0.002	0.001	0.692
S	18.484	8.046	0.523	0.295	1.185	0.396	0.127	0.203	0.060	0.026	0.069	0.024	0.003	0.002	0.789
O	16.664	4.944	0.495	0.128	3.375	1.847	1.465	2.272	0.053	0.016	0.162	0.065	0.027	0.028	1.522
e	14.379	9.282	0.355	0.154	4.933	10.693	0.235	0.817	0.054	0.028	0.079	0.047	0.027	0.036	0.728
Z	1.296	3.433	0.327	0.094	1.188	0.544	0.083	0.117	0.039	0.063	0.050	0.000	0.026	0.042	0.135
Nh	22.592	5.825	0.192	0.048	2.057	0.447	0.919	3.440	0.080	0.020	0.110	0.062	0.005	0.003	0.485
Qb	16.682	5.039	0.256	0.123	1.000	0.000	0.159	0.195	0.074	0.015	0.083	0.038	0.002	0.000	0.290
基底	16.500	2.693	1.280	0.350	0.044	0.011	0.063	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.423

之间,均值 0.07×10^{-6} ,略低于地壳丰度;Te含量变化小,位于 $0.05 \times 10^{-6} \sim 0.32 \times 10^{-6}$ 之间,均值 0.10×10^{-6} ,高于地壳丰度;Re含量变化较大,位于 $0.002 \times 10^{-6} \sim 0.202 \times 10^{-6}$ 之间,均值 0.015×10^{-6} ,高于地壳丰度;Tl含量变化较小,位于 $0.02 \times 10^{-6} \sim 0.71 \times 10^{-6}$ 之间,均值为 0.29×10^{-6} ,低于地壳丰度。Ga、Ge、Se、Cd、In、Te、Re和Tl元素变化系数分别为1.13、0.61、0.40、4.91、0.51、0.58、2.06和0.74。

3.2 地层(系)稀散元素测试结果

以系为地层单元,对元古界-中生界剖面的8种稀散元素含量进行了整理,主要包括基底(前青白口系)和盖层不同系的地层中稀散元素的平均含量,同时,为了更好的反应出二叠系地层稀散元素含量情况,本文也把二叠系峨眉山玄武岩组(P_{2-3em})和二叠系宣威组(P_{3x})作为单独分析单元列出,具体含量见表3。

4 讨论

4.1 元古界-中生界剖面稀散元素总体背景

通过系统分析元古界-中生界剖面基底和盖层的稀散元素含量特征(表3、图3),结合典型稀散元素矿床及其赋矿层位(表4),发现青白口系之上的盖层总体均普遍富集稀散元素,而基底地层(除Ge外)的稀散元素背景总体不高。因此,初步推断扬子板块西缘分布的大部分稀散元素矿床的成矿物质可能主要来源于盖层,少量来源于基底,矿床成因与盖层关系可能更为密切,少量的稀散元素矿床的形成可能与基底有关。

4.2 稀散元素富集特征

4.2.1 Ga富集特征

Ga在基底地层中的含量为 $13.0 \times 10^{-6} \sim 20.0 \times 10^{-6}$ (均值 16.5×10^{-6}),与大陆地壳的丰度相当,局部略微富集;元古界大塘坡组粘土岩中Ga的含量为 $0.19 \times 10^{-6} \sim 34.20 \times 10^{-6}$ (均值 22.60×10^{-6}),Ga在这一层位发生略微的富集;陡山沱组除了底部粉砂岩、砂岩层中Ga的含量与地壳丰度相当以外,上部磷块岩以及白云石的Ga含量普遍较低,含量为 $0.1 \times 10^{-6} \sim 22.9 \times 10^{-6}$ (均值 0.8×10^{-6})。

上古生界地层中Ga含量为 $0.1 \times 10^{-6} \sim 29.1 \times 10^{-6}$ (均值 15.6×10^{-6}),Ga主要在下寒武统牛蹄塘组炭质泥页岩、明心寺组粉砂岩-泥质白云岩、上奥陶统五峰组粉砂岩-泥质粉砂岩中,以及志留系泥质粉砂岩层中较为富集。其中,牛蹄塘组泥页岩-粉砂岩之中的Ga含量为 $14.1 \times 10^{-6} \sim 24.5 \times 10^{-6}$ (均值 19.3×10^{-6}),明心寺组粉砂岩-泥质白云岩中Ga含量为 $12.3 \times 10^{-6} \sim 28.4 \times 10^{-6}$ (23.1×10^{-6}),志留系韩家店组泥质粉砂岩中Ga含量为 $0.11 \times 10^{-6} \sim 29.1 \times 10^{-6}$ (均值 18.2×10^{-6}),龙马溪组及新滩组中Ga含量为 $9.2 \times 10^{-6} \sim 25.2 \times 10^{-6}$ (均值 19.1×10^{-6})。

下古生界Ga含量变化较大,含量为 $0.1 \times 10^{-6} \sim 133.0 \times 10^{-6}$ (均值 12.7×10^{-6}),且在大竹园组及宣威组中富集程度较高。中泥盆统火烘组中Ga的含量为 $1.08 \times 10^{-6} \sim 26.0 \times 10^{-6}$ (均值 19.9×10^{-6}),上泥盆统泥晶灰岩中Ga的含量为 $0.15 \times 10^{-6} \sim 1.26 \times 10^{-6}$ (均值 0.4×10^{-6});下石炭统陆化组生物碎屑灰岩中Ga的含量为 $0.1 \times 10^{-6} \sim 1.5 \times 10^{-6}$ (均值 0.4×10^{-6}),下石炭统打屋坝组粘土岩夹灰岩层的Ga含量为 $6.5 \times 10^{-6} \sim 25.6 \times 10^{-6}$ (均值 14.6×10^{-6}),上石炭

表4 典型稀散元素矿床及赋矿层位统计

Table 4 Typical disperse metal element deposits and ore-bearing stratum

稀散元素及典型矿床实例	规模	赋矿层位	类型	资料来源
Ga	贵州清镇猫场铝土矿	大型	石炭系九架炉组	伴生 程鹏林等, 2004; 申小梦等, 2016
	贵州遵义务川大竹园铝土矿	大型	二叠系大竹园组	伴生 翁申富和赵爽, 2010; 翁申富等, 2013
	贵州务川瓦厂坪铝土矿	大型	二叠系大竹园组	伴生 金中国等, 2011
Ge	云南临沧锆矿	超大型	新近系	独立 戚华文等, 2002; 刘德亮等, 2015
	四川会东大梁子铅锌矿	大型	震旦系灯影组-寒武系筇竹寺组	伴生 寇林林等, 2015
Se	川甘交界拉尔玛金矿	大型	寒武系太阳顶群	伴生 温汉捷和裴愉卓, 1999
	湖北恩施鱼塘坝晒矿	中型	中二叠统茅口组	伴生 樊海峰等, 2008
Cd	云南兰坪金顶铅锌矿	超大型	白垩系-古近系	伴生 唐永永等, 2011; 王安建等, 2009
	四川会东大梁子铅锌矿	超大型	震旦系灯影组-寒武系筇竹寺组	伴生 寇林林等, 2015
	云南大关都龙锡矿	大型	中寒武统田蓬组	伴生 李进文等, 2013; 叶霖等, 2018
	贵州都匀牛角塘镉矿床	大型	上震旦统和寒武系	伴生 谷团等, 2000; 刘铁庚等, 2004
	四川会理天宝山铅锌矿	大型	上震旦统灯影组白云岩	伴生 王瑞等, 2012
	四川呷村银铅锌多金属矿	大型	上三叠统呷村组	伴生 朱维光等, 2001
In	云南个旧锡多金属矿	超大型	三叠系个旧组	伴生 张欢等, 2003; 张宝林等, 2015
	广西大厂锡多金属矿	超大型	泥盆系和石炭系	伴生 Shimizu and Aoki, 2011; 皮桥辉等, 2015
	云南大关都龙锡矿	超大型	中寒武统田蓬组	伴生 李进文等, 2013; 叶霖等, 2018
	云南中甸红山铜矿	中型	出露上三叠统地层, 容矿岩系为矽卡岩	伴生 沮波等, 2011
Te	四川石棉大水沟碲矿	大型	中下三叠统	独立 银剑钊等, 1994; 张佩华等, 2000
Tl	云南兰坪金顶铅锌矿	超大型	白垩系-古近系	伴生 王安建等, 2009; 唐永永等, 2011
	贵州滥木厂独立铊矿床	大型	上二叠统龙潭组-下三叠统夜郎组	独立 张忠等, 2000; 张杰等, 2007
	云南南华独立铊矿床	中型	侏罗系	独立 张忠等, 2000
	四川呷村银铅锌多金属矿	中型	上三叠统呷村组	伴生 朱维光等, 2001

统南丹组泥晶灰岩及生物碎屑灰岩中 Ga 的含量为 $0.1 \times 10^{-6} \sim 0.32 \times 10^{-6}$ (均值 0.14×10^{-6}); 下二叠统生物碎屑灰岩及泥晶灰岩中 Ga 的含量为 $0.5 \times 10^{-6} \sim 27.7 \times 10^{-6}$ (均值 6.6×10^{-6}), 大竹园组铝土矿层或富铝岩系中 Ga 的含量为 $29.1 \times 10^{-6} \sim 133.0 \times 10^{-6}$ (均值 66.3×10^{-6}), 中二叠统栖霞组生物碎屑灰岩中 Ga 的含量为 $0.1 \times 10^{-6} \sim 22.4 \times 10^{-6}$ (均值 2.18×10^{-6}), 中二叠统茅口组生物碎屑灰岩中 Ga 的含量为 $0.1 \times 10^{-6} \sim 0.2 \times 10^{-6}$ (均值 0.1×10^{-6}), 上二叠统峨眉山玄武岩组中 Ga 的含量为 $24.3 \times 10^{-6} \sim 30.7 \times 10^{-6}$ (均值 29.0×10^{-6}), 上二叠统宣威组中 Ga 的含量为 $28.0 \times 10^{-6} \sim 43.2 \times 10^{-6}$ (均值 36.0×10^{-6})。

中生代地层在区域上以三叠系地层出露为典型, 其 Ga 元素从下统飞仙关组到上统改茶组含量逐渐降低。总体 Ga 含量为 $0.1 \times 10^{-6} \sim 29.0 \times 10^{-6}$ (均值 9.1×10^{-6}), 其中, 下三叠统飞仙关组粉砂岩-泥岩层的 Ga 含量为 $4.7 \times 10^{-6} \sim 29.0 \times 10^{-6}$ (均值 21.6×10^{-6}), 嘉陵江组的 Ga 含量为 $0.9 \times 10^{-6} \sim 23.6 \times 10^{-6}$ (均值 7.3×10^{-6}), 中三叠统关岭组的 Ga 含量为 $0.2 \times 10^{-6} \sim 15.6 \times 10^{-6}$ (均值 3.2×10^{-6}), 上三叠统杨柳井组 Ga 含量为 $0.2 \times 10^{-6} \sim 2.6 \times 10^{-6}$ (均值 0.7×10^{-6}), 改茶组 Ga 含量为 $0.1 \times 10^{-6} \sim 2.0 \times 10^{-6}$ (均值 0.6×10^{-6})。

4.2.2 Ge 富集特征

Ge 在元古界基底地层中的含量为 $0.96 \times 10^{-6} \sim 1.80 \times 10^{-6}$ (平均含量 1.28×10^{-6})。其中四堡时期的地层 Ge 含

量在 $0.96 \times 10^{-6} \sim 1.80 \times 10^{-6}$ 之间(均值 1.28×10^{-6}), 上部双溪坞群地层中的 Ge 含量(1.80×10^{-6}) 略微高于地壳丰度 (1.5×10^{-6} , 刘英俊等, 1984; 1.6×10^{-6} , Taylor and McLennan, 1985); 清水江组中 Ge 含量为 $0.08 \times 10^{-6} \sim 0.53 \times 10^{-6}$ (均值 0.26×10^{-6})。

几乎所有基底之上的盖层中 Ge 的含量都低于其在地壳中的平均丰度。志留系韩家店组底部泥质粉砂岩以及石牛栏组顶部富有机质灰岩中 Ge 相对较为富集, 含量为 $0.14 \times 10^{-6} \sim 1.34 \times 10^{-6}$ (均值为 0.96×10^{-6}), 但仍然低于其在地壳中的平均含量。韩家店组自下而上 Ge 含量逐渐减少。Ge 在大竹园组、峨眉山玄武岩层以及宣威组中的含量相对于上下层位有明显升高的趋势。其在大竹园组中的含量为 $0.41 \times 10^{-6} \sim 0.91 \times 10^{-6}$ (均值 0.64×10^{-6}), 在峨眉山玄武岩层中的含量为 $0.23 \times 10^{-6} \sim 0.47 \times 10^{-6}$ (均值 0.36×10^{-6}), 宣威组中含量为 $0.05 \times 10^{-6} \sim 0.49 \times 10^{-6}$ (均值 0.24×10^{-6})。自峨眉山玄武岩层到宣威组, 以及上覆的三叠系地层, Ge 的含量逐渐降低, 说明玄武岩层是区域上此时期 Ge 富集的主要原因。

4.2.3 Se 富集特征

从元古界-中生界剖面地层(系)的 Se 变化特征(图3), Se 在基底地层中含量极低。Se 在下寒武统牛蹄塘组泥页岩中有强烈异常, 含量为 $1.00 \times 10^{-6} \sim 54.00 \times 10^{-6}$, 均值 6.23×10^{-6} 。中-上奥陶统宝塔组、上奥陶统五峰组和龙马溪组, 也有一定程度富集, 含量为 $1.00 \times 10^{-6} \sim 6.00 \times 10^{-6}$, 均值

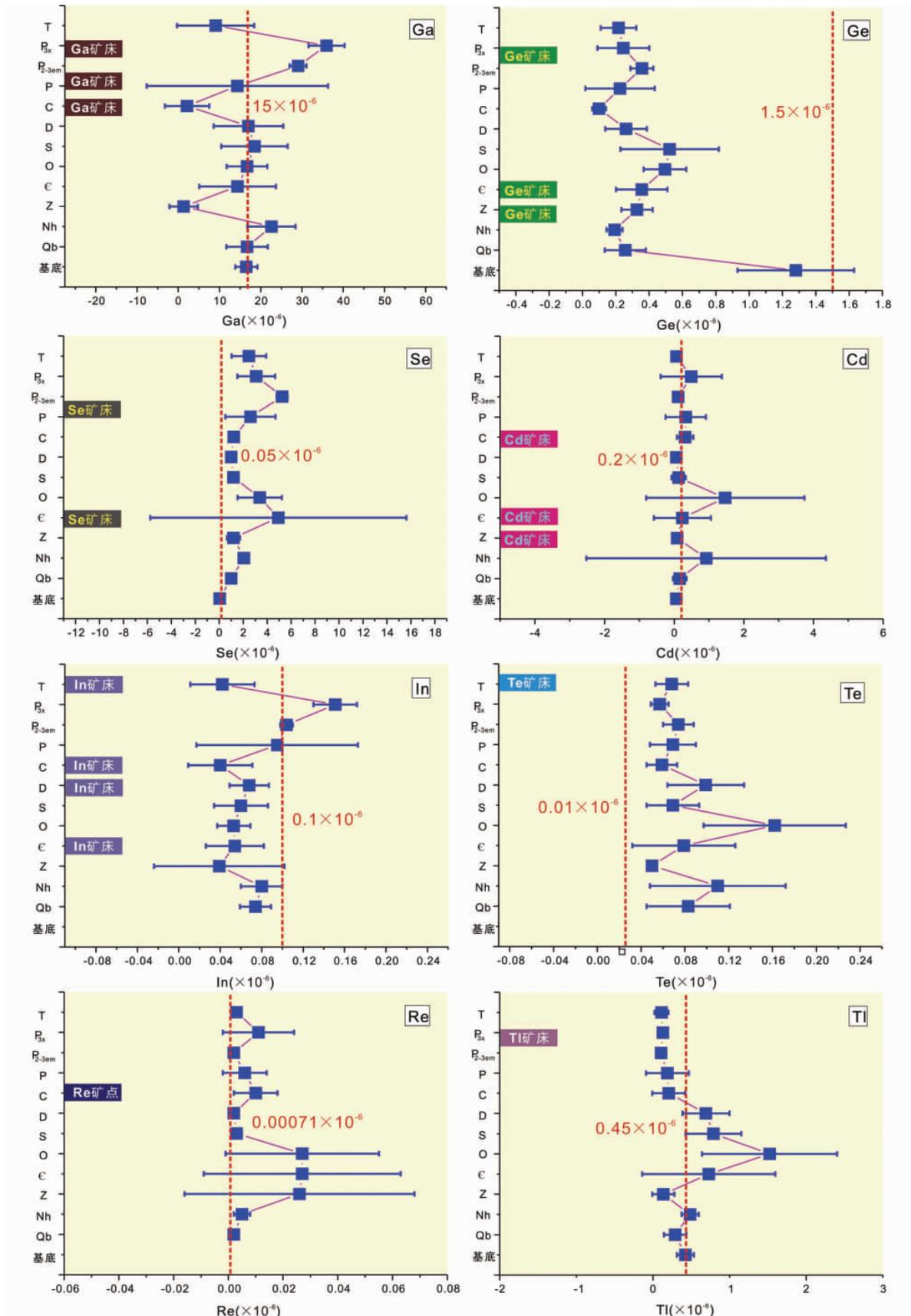


图3 扬子板块西缘代表区(贵州)元古界-中生界剖面稀散元素含量变化曲线及典型稀散元素矿床(点)分布
 Fig.3 The disperse metal variation diagrams of the Proterozoic-Mesozoic sections from the western margin of the Yangtze plate (Guizhou area) and the distribution of typical dispersed element deposits or mineral occurrences

为 3.17×10^{-6} 。下二叠统大竹园组铝土质粘土岩中富集 Se, 含量为 $3.00 \times 10^{-6} \sim 10.00 \times 10^{-6}$, 均值为 5.75×10^{-6} 。中-上二叠统峨眉山玄武岩组和上二叠统宣威组中也见 Se 的富集, 含量为 $1.00 \times 10^{-6} \sim 6.00 \times 10^{-6}$, 均值为 4.17×10^{-6} 。下三叠统飞仙关组和下-中三叠统嘉陵江组中 Se 含量为 $1.00 \times 10^{-6} \sim 6.00 \times 10^{-6}$, 均值为 2.70×10^{-6} 。

以上分析, 表明扬子西缘具有 Se 高背景值的主要为下寒武统和二叠系地层, 在下寒武系牛蹄塘组中超常富集, 对比地壳丰度 (0.05×10^{-6}), 均值 (6.23×10^{-6}) 的富集系数达到 125 倍; 二叠系大竹园组的铝土质粘土岩中 Se 富集系数达 115 倍。这些具有 Se 超常富集地球化学背景的岩性主要为黑色泥页岩, 硅质岩及粘土岩。这些特征与西秦岭拉尔玛下寒武统含硒建造背景值 (5.47×10^{-6}) 类似(涂光炽和高振敏, 2003)。

4.2.4 Cd 富集特征

由于 Cd 在镉在自然界中极为分散, 含量很低, 因此 Cd 的克拉克值尚不准确, 目前多数研究者给出的 Cd 的克拉克值为 0.2×10^{-6} , 由地壳经地幔向地核方向 Cd 含量有增高的趋势(涂光炽等, 2004)

Cd 在基底地层中的总体含量极低, 几乎无异常。Cd 在南华系南沱组、下寒武统金顶山组、明心寺组、牛蹄塘组地层中均有富集, 尤其是在南沱组的石英杂砂岩和牛蹄塘组黑色页岩和分别富集高达 12.10×10^{-6} 和 8.12×10^{-6} 。上奥陶统五峰组炭质泥页岩中也有一定程度的富集, 含量为 ($0.05 \times 10^{-6} \sim 5.91 \times 10^{-6}$, 均值 1.95×10^{-6}), 最高者位于黑色粉砂质炭质泥岩。下二叠统大竹园组铝土质粘土岩中 Cd 的含量偶见异常, 含量为 $0.12 \times 10^{-6} \sim 4.14 \times 10^{-6}$, 均值为 2.14×10^{-6} 。上三叠统宣威组碎屑岩 Cd 含量为 $0.03 \times 10^{-6} \sim 2.98 \times 10^{-6}$, 均值 0.49×10^{-6} , 最高者出现在底部粘土之中。中生界的下三叠统飞仙关组 Cd 也略微富集, 含量为 $0.02 \times 10^{-6} \sim 1.37 \times 10^{-6}$, 均值 0.08×10^{-6} 。

可见, 富 Cd 的层位主要集中于粘土岩系(南沱组、金顶山组、明心寺组、牛蹄塘组)以及火山或岩浆作用关系紧密的层位(大竹园组、宣威组)及少部分的飞仙关组。在黑色岩系中的略微富集可能与镉具有亲硫性和亲石性有关, 黑色岩系中往往含有大量硫化物, 镉可进去硫化物中。

4.2.5 In 富集特征

In 在上地壳中的丰度 (0.1×10^{-6} , Taylor and McLennan, 1985), 由于本次研究未收集到基底的 In 含量数据, 故 In 在基底中富集情况不清楚。

盖层之上, In 含量大多低于上地壳中 In 的含量, 仅在大塘坡组部分粘土岩、局部灯影组灰岩、早寒武世牛蹄塘组底部富金属硫化物层位、早寒武世局部富泥页岩层位、大竹园组富铝质岩系以及峨眉山玄武岩层及宣威组中有一定程度的富集。较为富集 In 的几个层位的岩性及 In 含量叙述如下。

大塘坡组粘土岩中 In 含量为 $0.05 \times 10^{-6} \sim 0.16 \times 10^{-6}$

(均值 0.09×10^{-6}), 较为富集 In 的层位靠近大塘坡组的下段。南沱组含砾砂岩中 In 含量最高也可达 0.1, 与正常大陆地壳的丰度一致。陡山沱组下段粉砂岩中 In 的含量为 $0.01 \times 10^{-6} \sim 0.08 \times 10^{-6}$ (均值 0.03×10^{-6}), 向上到灯影组顶部细晶白云岩中, In 的含量为 $0.01 \times 10^{-6} \sim 0.23 \times 10^{-6}$ (均值 0.07×10^{-6}), 局部地段发生了 In 的弱富集。牛蹄塘组 In 的含量为 $0.01 \times 10^{-6} \sim 0.09 \times 10^{-6}$ (均值 0.06×10^{-6})。明心寺组粘土岩-粉砂岩层中 In 的含量为 $0.01 \times 10^{-6} \sim 0.11 \times 10^{-6}$ (均值 0.08×10^{-6})。下寒武统金顶山组 In 含量为 $0.01 \times 10^{-6} \sim 0.14 \times 10^{-6}$ (均值 0.05×10^{-6}), 发生 In 富集的层位在藻屑灰岩之上粘土岩过渡的岩性中, 可能对应当时构造活动加强, 岩浆活动的信号在岩层中得以保存(Zhou *et al.*, 2017)。大竹园组富 Al 岩系中 In 的含量为 $0.11 \times 10^{-6} \sim 0.31 \times 10^{-6}$ (均值 0.22×10^{-6}), 对 In 具有一定程度的富集。峨眉山玄武岩层中 In 的含量为 $0.09 \times 10^{-6} \sim 0.11 \times 10^{-6}$ (均值 0.1×10^{-6}), 与 In 在地壳中的丰度相当, 局部岩性对 In 略微富集。宣威组粉砂岩层中 In 的含量为 $0.11 \times 10^{-6} \sim 0.18 \times 10^{-6}$ (均值 0.15×10^{-6})。

In 的富集与岩浆作用联系紧密(Zhang *et al.*, 1998; Seifert and Sandmann, 2006; Schwartz-Schampera and Herzig, 2002), 与 In 的不相容性及易挥发的地球化学性质相关(Schwartz-Schampera and Herzig, 2002), 易在后期热液中富集以 InCl^{4-} 及 InClOH^+ 的方式迁移(Seward *et al.*, 2000)。已有研究表明 Kudryavyi 和 Merapi 火山喷气中富集 In、Zn、Pb、Cd、Cu 等元素(Wahrenberger *et al.*, 2002), Kudryavyi 火山作用形成的闪锌矿中 In 高达 14.9% (Kovalenker *et al.*, 1993)。上扬子地台富钢的层位几乎都对构造活动强烈的时期, 如广西运动以及东吴运动, 构造活动强烈时期的岩浆作用为这些层位带来了 In 的富集(Zhou *et al.*, 2017)。

4.2.6 Te 富集特征

Te 在整个地球中的丰度值为 300×10^{-9} (McLennan, 1989), 地壳中的丰度为 1×10^{-9} (刘英俊等, 1984), 地幔中为 8×10^{-9} (Richards, 2003), 地核中为 885×10^{-9} (Richards, 2003)。在上地壳中为 3×10^{-9} (Li and Schoonmaker, 2003), 其在上地壳中的含量低于 Au, 是地壳中含量最低的金属元素。

本次研究为收集到基底 Te 含量数据, 故未能知晓 Te 在基底中的分布情况。盖层之上, Te 在大塘坡组底部黑色页岩-粘土岩中的含量较高, 为 $0.007 \times 10^{-6} \sim 0.200 \times 10^{-6}$ (均值 0.140×10^{-6}) 与大塘坡组黑色岩系中 Te 富集类似, Te 在牛蹄塘组黑色页岩中也具有一定程度的富集, 含量为 ($0.05 \times 10^{-6} \sim 0.17 \times 10^{-6}$, 均值 0.08×10^{-6})。下奥陶统宝塔组及五峰组中, Te 的含量为 $0.09 \times 10^{-6} \sim 0.31 \times 10^{-6}$ (均值 0.16×10^{-6}), 上奥陶统龙马溪组及新滩组底部 Te 的含量为 $0.05 \times 10^{-6} \sim 0.15 \times 10^{-6}$ (均值 0.09×10^{-6}), 也发生了 Te 略微的富集。泥盆系火烘组粘土岩中 Te 的含量为 $0.05 \times 10^{-6} \sim 0.23 \times 10^{-6}$ (均值 0.10×10^{-6}), 也具有略微 Te 的富

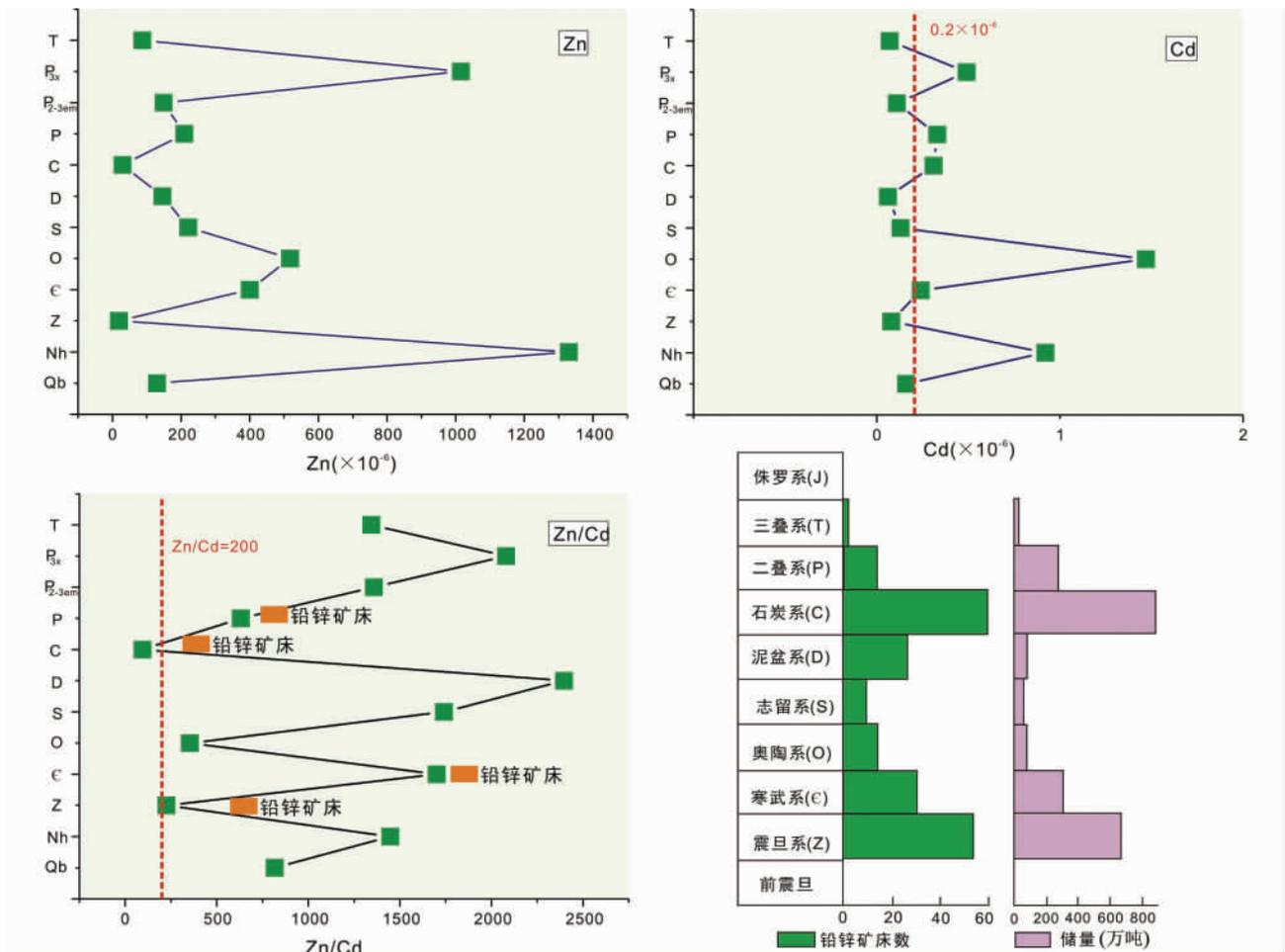


图4 扬子板块西缘元古界-中生界剖面 Zn-Cd 变化曲线

Fig. 4 Zn-Cd variation diagram of the "Super large geochemical section" from the western margin of the Yangtze plate

集。大竹园组富 Al 岩系中 Te 的含量为 $0.06 \times 10^{-6} \sim 0.13 \times 10^{-6}$ (均值为 0.10×10^{-6}), 对 Te 有一定程度的富集。峨眉山玄武岩层中 Te 的含量为 $0.06 \times 10^{-6} \sim 0.09 \times 10^{-6}$ (均值 0.07×10^{-6}), 宣威组粉砂岩层中 Te 的含量为 $(0.05 \times 10^{-6} \sim 0.07 \times 10^{-6})$, 均值 0.06×10^{-6} 。

可见,富 Te 的层位集中为黑色岩系(大塘坡组、牛蹄塘组、宝塔组及五峰组、火烘组)以及与火山或岩浆作用关系紧密的层位(大竹园组、峨眉山玄武岩层、宣威组)。在黑色岩系中的略微富集与 Te 容易被铁锰氧化物吸附或者 Te 可以进入水铁矿晶格有关 (Etschmann *et al.*, 2016); 而在与火山活动或者岩浆作用相关的层位中的富集与 Te 的亲铜性相关。

4.2.7 Re 富集特征

本次研究未收集到基底的 Re 数据,而在震旦系灯影组白云岩和下寒武统牛蹄塘组黑色泥岩中发生富集,Re 含量为 $0.002 \times 10^{-6} \sim 0.223 \times 10^{-6}$, 均值 0.034×10^{-6} 。上奥陶统五峰组黑色炭质泥页岩中 Re 有一定程度富集,含量为 $0.03 \times 10^{-6} \sim 0.083 \times 10^{-6}$, 均值 0.026×10^{-6} 。下二叠统大

竹园组铝土质粘土岩、中二叠统梁山组石英砂岩和栖霞组灰岩的 Re 也有一定程度的富集,含量为 $0.002 \times 10^{-6} \sim 0.004 \times 10^{-6}$, 均值为 0.003×10^{-6} 。下三叠统飞仙关组钙质砂岩,钙质泥岩中也略含 Re,含量为 0.002×10^{-6} 左右。

4.2.8 Tl 富集特征

Tl 在基底地层中的含量为低,为 $0.06 \times 10^{-6} \sim 0.65 \times 10^{-6}$, 均值 0.32×10^{-6} , 略低于地壳丰度 0.45×10^{-6} (刘英俊等, 1984)。下寒武统牛蹄塘组灰黑色粉砂岩、黑色泥岩中普遍都富集 Tl, 含量为 $0.12 \times 10^{-6} \sim 6.74 \times 10^{-6}$, 均值 3.10×10^{-6} , 最富集段为粉砂岩段。中-上奥陶统宝塔组和上奥陶统五峰组也有一定富集, Tl 含量 $0.31 \times 10^{-6} \sim 2.94 \times 10^{-6}$, 均值为 1.46×10^{-6} 。上奥陶统龙马溪组、下志留统新滩组、石牛栏组、韩家店组的碎屑岩中 Tl 略富集, 含量为 $0.05 \times 10^{-6} \sim 1.47 \times 10^{-6}$, 均值 0.877×10^{-6} 。上泥盆统-下石炭统火烘组的黑色含炭质粉砂质泥岩、炭质泥岩 Tl 含量为 $0.55 \times 10^{-6} \sim 1.55 \times 10^{-6}$, 均值 0.77×10^{-6} 。下二叠统大竹园组 Tl 含量为 $0.10 \times 10^{-6} \sim 1.30 \times 10^{-6}$, 均值 0.71×10^{-6} , 略微富集。

4.3 黑色岩系与 Se、Re 和 Te 的富集背景

富 Se、Te 的层位集中于黑色岩系以及与火山或岩浆作用关系紧密的层位(峨眉山玄武岩组、宣威组)。结合野外空间特征,以上黑色岩系中常常发育有 Ni-Mo 层,Se 和 Te 的富集可能与 Ni-Mo 层发育有关。

Re 在贵州赫章五里坪铅锌矿中较为富集,矿体产于石炭系下统摆佐组白云岩与上司组炭质粘土岩形成的层间破碎带和层间软弱带中(邓克勇等, 2007), Re 平均含量 6×10^{-6} (工业指标 2×10^{-6}), 最高为 11.5×10^{-6} (内部未发表数据), 因此, 已经达到工业品位。尽管这一结果大致与遵义下寒武统牛蹄塘组的 Ni-Mo 矿中 Re 的含量相当(约 10×10^{-6}), 但其 Mo/Re 比值(约 400 左右) 远远低于牛蹄塘组的 Ni-Mo 矿的 Mo/Re 比值(约 5000) (内部未发表数据), 显示这一矿床的 Re 有超常富集的潜力。该矿床是除四川沐川发现的小型 Mo-Re 矿点外又一个发现的赋存在黑色页岩中的富 Re 矿床, 其含量也明显高于一些砂岩型铀矿床, 具有重要的意义。

4.4 铅锌矿床与 Zn、Cd 背景

扬子板块西缘是我们重要的低温成矿域, 它既是重要的 Au、Hg、Sb、As、Pb、Zn 和 Ag 多金属成矿区, 同时也是稀散元素富集区, 其中川滇黔地区分布有大量铅锌矿床, 如四川会东大梁子铅锌矿(震旦系灯影组-寒武系筇竹寺组)、云南大关都龙锡锌矿(中寒武统田蓬组)、贵州都匀牛角塘镉锌矿床(上震旦统和寒武系)和四川会理天宝山铅锌矿(上震旦统灯影组白云岩), 这些矿床的赋矿层位主要集中在震旦系和寒武系(谷团等, 2000; 刘铁庚等, 2004; 王瑞等, 2012; 李进文等, 2013; 寇林林等, 2015; 叶霖等, 2018), 另外, 这些铅锌矿床常常伴生有 Cd。

研究发现, 不同类的铅锌矿床具有显著不同的 Cd 元素——同位素地球化学特征, 因此可利用 Cd 含量、Zn/Cd 比值、Cd 同位素相关关系作为矿床成因判别的地球化学示踪体系(Wen *et al.*, 2016)。其中, MVT 型铅锌矿床具有高和变化较大的 Cd 含量及低 Zn/Cd 比值; Sedex 型铅锌矿床具有低和变化较大的 Cd 含量及高 Zn/Cd 比值; 与岩浆(火山)作用有关的铅锌矿床具有中等但集中的 Cd 含量及中等的 Zn/Cd 比值(Wen *et al.*, 2016)。结合铅锌矿床赋矿层位、岩性与 Zn/Cd 比值关系, 发现细碎屑岩为主的层位一般具有较高的 Zn/Cd 含量, 碳酸盐岩为主的层位 Zn/Cd 含量较低, 更值得注意的是 Zn/Cd < 200 的铅锌矿床类型一般为 MVT 型。从 Zn 与 Cd 变化曲线可以看出(图 4), Cd 往往随着 Zn 的增减而增减, 二者具有相似的变化趋势, 即在成矿过程中, Zn/Cd 几乎都是同比例带入带出, 共同迁移, 表明 Cd 和 Zn 具有相似的地球化学行为, 因此, Cd 的地球化学特征(如 Cd 同位素特征)可很好的指示成矿物质 Zn 的来源。另外, 本研究发现, 奥陶系(O)中的 Cd 异常高, 对应的 Zn 含量也较高(图

4), 这是以前未引起重视的重要信息。

4.5 铝土矿与 Ga 地球化学背景

从元古界-中生界剖面的 Ga 变化曲线(图 3), 可看出 Ga 在二叠系地层中富集, 二叠系又是重要的铝土矿发育层位, 另外, 在石炭系中也存在 Ga 富集, 石炭系的九架炉组也常常产铝土矿和耐火粘土矿, 暗示 Ga 主要伴生于铝土矿中, Ga 的富集与铝土矿有密切的联系。Ga 在上二叠统宣威组(P_3x)最为富集, 这与我们最近在滇东-黔西地区测试的宣威组底部富含铈-镓-稀土元素结果相符, 该富集层普遍厚度 5~10m, 局部达 15m(实测)。这一现象最早在《贵州 1:20 万威宁幅区域地质调查报告》(贵州省地质矿产局, 1972^①)中略提到威宁鹿房的宣威组底部见稀土矿化层, 且伴生有 Ga、U、Th、Nb。后来, 张正伟等(2010)也相继报道了黔西地区宣威组存在富镓矿化层, 且区域层位稳定, 暗含在峨眉山玄武岩喷发结束后存在一个相对稳定的沉积盆地环境, 表明该层具有很好的找矿前景。通过我们对前期测量的多条富集层剖面样品测试, 发现铈和镓、稀土元素均有富集, Ga 平均含量为 51×10^{-6} , 最高为 134×10^{-6} (内部未发表数据), 而根据《稀有金属矿产地质勘查规范 DZ/T 0202—2002》, 一般铝土矿中镓的工业品位 20×10^{-6} , 故已超过了工业品位, 最高者约为工业品位的 70 倍, 发生了 Ga 的超常富集。

In 与 Ga 同属于 IIIA 族, 二者在元古界-中生界剖面元素变化曲线中显示相似的变化趋势(图 3), 均是在与火山作用密切相关的层位(宣威组 P_3x)中最为富集, 这可能暗示了 In 与 Ga 在表生风化过程中一起运移, 但这一推测还需后期深入的研究。

4.6 富 Ge 铅锌矿与 Ge 地球化学背景

扬子板块西缘 Ge 矿床主要的代表有云南临沧独立锆矿床(超大型)(戚华文等, 2002; 刘德亮等, 2015)和四川会东大梁子富 Ge 铅锌矿(大型)(寇林林等, 2015)。四川会东大梁子铅锌矿赋矿层位为震旦系灯影组-寒武系筇竹寺组(表 4), 但是从元古界-中生界剖面稀散元素背景值分析, 发现震旦系-寒武系中 Ge 背景值都不高, 另从整个基底到盖层, 虽然均低于地壳的 Ge 丰度, 但是基底相对于盖层较富集 Ge, 这暗示铅锌矿中伴生的 Ge, 很可能来自于基底或者与深部作用有关。

5 结论

本文通过扬子板块西缘稀散元素超常富集地球化学背景研究, 获得了以下初步认识:

① 贵州省地质矿产局. 1972. 贵州 1:20 万威宁幅区域地质调查报告

(1) 前青白口系的基底地层(除 Ge), 稀散元素背景总体不高;

(2) 新元古代和古生代是重要的稀散元素富集阶段, 可能与这一时期的黑色岩系成矿系统有关, 尤其是奥陶系过去重视程度不够, 应引起重视;

(3) 扬子板块西缘广泛分布的峨眉山玄武岩层一般具有较高的稀散元素背景, 可能是重要的矿源;

(4) Se 和 Re 的赋矿层位与高背景层位对应关系较好, 其它元素虽然对应关系不明显, 但赋矿层位上下部一般为高背景层, 反映了成矿物质浅源或就近的特点;

(5) Ge 的来源可能与基底或深部作用有关;

(6) Cd 常伴生于铅锌矿中, 且 Cd 和 Zn 共同迁移;

(7) Ga 常伴生于铝土矿床中, 且初步显示 Ga 与 In 共同迁移, 但有待深入研究。

References

- Chen ZH. 2011. Global rare earth resources and scenarios of future rare earth industry. *Journal of Rare Earths*, 29(1): 1-6
- Cheng PL, Li SN, Chen Q and Wu XH. 2004. A discussion on the origin of the bauxite deposits in central Guizhou in view of the occurrence character of the highly-ferrous bauxite, Maochang, Qingzhen City, Guizhou Province. *Guizhou Geology*, 21(4): 215-222 (in Chinese with English abstract)
- Dai SF, Zhou YP, Zhang MQ, Wang XB, Wang JM, Song XL, Jiang YF, Luo YB, Song ZT, Yang Z and Ren DY. 2010. A new type of Nb (Ta)-Zr (Hf)-REE-Ga polymetallic deposit in the Late Permian coal-bearing strata, eastern Yunnan, southwestern China: Possible economic significance and genetic implications. *International Journal of Coal Geology*, 83(1): 55-63
- Deng KY, Zhang ZR and Jin XL. 2007. Geological characteristics and formation analysis on Wuliping molybdenum (Pb-Zn) deposit, Hezhang County, Guizhou Province. *Guizhou Geology*, 24(3): 179-184 (in Chinese with English abstract)
- Etschmann BE, Liu WH, Pring A, Grundler PV, Tooth B, Borg S, Testemale D, Brewe D and Brugger J. 2016. The role of Te(IV) and Bi(III) chloride complexes in hydrothermal mass transfer: An X-ray absorption spectroscopic study. *Chemical Geology*, 425: 37-51
- Fan HF, Wen HJ and Hu RZ. 2008. Enrichment of multiple elements and depositional environment of selenium-rich deposits in Yutangba, western Hubei. *Acta Sedimentologica Sinica*, 26(2): 271-282 (in Chinese with English abstract)
- Gu T, Liu YP and Li CY. 2000. Super-richening and coexistence of disperse elements. *Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry*, 19(1): 60-63 (in Chinese with English abstract)
- Hu RZ and Zhou MF. 2012. Multiple Mesozoic mineralization events in South China: An introduction to the thematic issue. *Mineralium Deposita*, 47(6): 579-588
- Hu RZ, Chen WT, Xu DR and Zhou MF. 2017. Reviews and new metallogenic models of mineral deposits in South China: An introduction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 137: 1-8
- Jin ZG, Xiang XL, Huang ZL and Liu L. 2011. Regularities of elements migration in the Wachangping bauxite deposit in Wuchuan County, Northern Guizhou Province. *Geology and Prospecting*, 47(6): 957-966 (in Chinese with English abstract)
- Kanazawa Y and Kamitani M. 2006. Rare earth minerals and resources in the world. *Journal of Alloys and Compounds*, 408-412: 1339-1343
- Kou LL, Zhang S and Zhong KH. 2015. Geochemical differences between Daliangzi and Tianbaoshan leadzinc deposits in Huili-Huidong area, Sichuan, China: Tectonic Implication. *Geology and Resources*, 24(1): 26-32 (in Chinese with English abstract)
- Kovalenker VA, Laputina IP, Znamenskii VS and Zotov IA. 1993. Indium mineralization of the Great Kuril Island Arc. *Geology of Ore Deposits*, 35: 491-495
- Li JW, Pei RF, Wang YL, She HQ, Feng CY, Guo ZJ, Wang HL and Xu K. 2013. Isotopic chronological studies of Dulong tin-zinc deposit in Yunnan Province. *Mineral Deposits*, 32(4): 767-782 (in Chinese with English abstract)
- Li XF, Yasushi W and Mao JW. 2007. Research situation and economic value of indium deposits. *Mineral Deposits*, 26(4): 475-480 (in Chinese with English abstract)
- Li XF, Yang F, Chen ZY, Bu GJ and Wang YT. 2010. A tentative discussion on geochemistry and genesis of indium in Dachang tin ore district, Guangxi. *Mineral Deposits*, 29(5): 903-914 (in Chinese with English abstract)
- Li YH and Schoonmaker JE. 2003. Chemical composition and mineralogy of marine sediments. In: Holland HD and Turekin KK (eds.). *Treatise on Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 407
- Linnen RL, van Lichtervelde M and Černý P. 2012. Granitic pegmatites as sources of strategic metals. *Elements*, 8(4): 275-280
- Liu C. 2015. Tectonic evolution and its controlling on the Mineralization for MVT Pb-Zn deposits in western marginal area of Yangtze Plate. Master Degree Thesis. Chengdu: Chengdu University of Technology, 1-91 (in Chinese with English summary)
- Liu DL, Huang QS, Shi RD, Yue YH and Ding L. 2015. Zircon germanium and age constrains on source of Lincang germanium deposit, Yunnan Province. *Mineral Deposits*, 34(1): 139-148 (in Chinese with English abstract)
- Liu TG, Zhang Q, Ye L and Shao SX. 2004. Discovery of primary greenockite in nature, as exemplified by the Niujiaotang cadmium-zinc deposit, Guizhou. *Acta Mineralogica Sinica*, 24(2): 191-196 (in Chinese with English abstract)
- Liu YJ, Cao LM, Li ZL, Wang HN, Chu TQ and Zhang JR. 1984. *Elemental Geochemistry*. Beijing: Science Press, 1-548 (in Chinese)
- Luo YN, Chen MX and Xia ZS. 1996. *Academic Seminars on Geology and Mineral Resources in the Inland Orogenic Belt of the Western Margin of Yangzi Landmass*. Beijing: Chengdu: Science and Technology Press of Sichuan, 1-360 (in Chinese)
- Luo ZL. 1984. A preliminary approach on C-subduction and its hydrocarbon prospecting. *Oil and Gas Geology*, 5(4): 315-324 (in Chinese with English abstract)
- McLennan SM. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 21(1): 169-200
- Orris GJ and Grauch RI. 2002. Rare earth element mines, deposits, and occurrences. U. S. Department of the Interior, U. S. Geological Survey, 1-167
- Pi QH, Hu RZ, Wang DH, Miao BK, Qin XF and Chen HY. 2015. Enrichment of indium in west ore belt of Dachang orefield: Evidence from ore textures and sphalerite geochemistry. *Mineral Deposits*, 34(2): 379-396 (in Chinese with English abstract)
- Qi HW, Hu RZ, Su WC and Qi L. 2002. REE geochemistry of lignites in Lincang germanium deposit, Yunnan Province. *Geochimica*, 31(3): 300-308 (in Chinese with English abstract)
- Qi L, Hu J and Gregoire DC. 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Talanta*, 51(3): 507-513
- Richards JP. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98(8): 1515-1533
- Sanematsu K, Murakami H, Watanabe Y, Duangsurigna S and Siphandone V. 2009. Enrichment of rare earth elements (REE) in granitic rocks and their weathered crusts in central and southern Laos. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 60(11-12): 527-558
- Schwartz-Schampera U and Herzig PM. 2002. *Indium: Geology, Mineralogy, and Economics*. Berlin, Heidelberg: Springer, 1-257
- Seifert T and Sandmann D. 2006. Mineralogy and geochemistry of indium-bearing polymetallic vein-type deposits: Implications for host minerals from the Freiberg district, Eastern Erzgebirge, Germany.

- Ore Geology Reviews, 28(1): 1–31
- Seward TM, Henderson CMB and Charnock JM. 2000. Indium (III) chloride complexing and solvation in hydrothermal solutions to 350°C: An EXAFS study. *Chemical Geology*, 167(1–2): 117–127
- Shen XM, Wei ZX and Zhuang ZX. 2016. Analysis on hydrogeology and engineering geology in Qingzhen of Guizhou. *Guizhou Science*, 34(2): 26–30 (in Chinese with English abstract)
- Shimizu T and Aoki M. 2011. Hydrothermal alteration and K–Ar ages of Neogene–Quaternary magmatic–hydrothermal systems at Toyohama–Muine area in Southwest Hokkaido, Japan. *Resource Geology*, 61(2): 192–209
- Tang YY, Bi XW, He LP, Wu LY, Feng CX, Zou ZC, Tao Y and Hu RZ. 2011. Geochemical characteristics of trace elements, fluid inclusions and carbon–oxygen isotopes of calcites in the Jinding Zn–Pb deposit, Lanping, China. *Acta Petrologica Sinica*, 27(9): 2635–2645 (in Chinese with English abstract)
- Taylor SR and McLennan SM. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution: An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks*. London: Blackwell Scientific Publications, 1–312
- Tu GC and Gao ZM. 2003. Ore-forming mechanism of the dispersed elements. *Bulletin of the Chinese Academy of Sciences*, 18(5): 358–361 (in Chinese with English abstract)
- Tu GC, Gao ZM, Hu RZ, Zhang Q, Li CY, Zhao ZH and Zhang BG. 2004. *Geochemistry and Metallogenic Mechanism of the Dispersed Elements*. Beijing: Geological Publishing House, 1–424 (in Chinese)
- Wahrenberger C, Seward TM and Dietrich V. 2002. Volatile trace-element transport in high-temperature gases from Kudriavyy volcano (Iturup, Kurile Islands, Russia). In: Hellmann R and Wood AW (eds.). *Water–Rock Interactions, Ore Deposits, and Environmental Geochemistry: A Tribute to David A. Crerar*. Geochemical Society of America, 307–327
- Wang AJ, Cao DH, Gao L, Wang GS, Guan Y, Xiu QY and Liu JL. 2009. A probe into the genesis of Jinding super-large lead–zinc ore deposit. *Acta Geologica Sinica*, 83(1): 43–54 (in Chinese with English abstract)
- Wang R, Zhang CQ, Wu Y and Wei C. 2012. A discussion on the relationship between mineralization and formation age of doleritic veins in the Tianbaoshan lead–zinc ore deposit, Sichuan. *Mineral Deposits*, 31(Suppl.): 449–450 (in Chinese)
- Wen HJ and Qiu YZ. 1999. Organic and inorganic occurrence of selenium in Laerma Se–Au deposit. *Science in China (Series D)*, 29(5): 426–432 (in Chinese)
- Wen HJ, Zhu CW, Zhang YX, Cloquet C, Fan HF and Fu SH. 2016. Zn/Cd ratios and cadmium isotope evidence for the classification of lead–zinc deposits. *Scientific Reports*, 6: 25273
- Weng SF and Zhao S. 2010. The characters and metallogenic model of Wuchuan–Zheng’an–Daozhen bauxite deposit in North Guizhou. *Guizhou Geology*, 27(3): 185–192 (in Chinese with English abstract)
- Weng SF, Lei ZY, Chen H, Zhao S, Ran Y, Wang XW and Ge C. 2013. Relationship between basal paleogeomorphology and bauxite ore quality in the Wuchuan–Zheng’an–Daozhen area: An example from the Dazhuyuan bauxite ore deposit. *Geology and Prospecting*, 49(2): 195–204 (in Chinese with English abstract)
- Xu J and Li XF. 2018. Spatial and temporal distributions, metallogenic backgrounds and processes of indium deposits. *Acta Petrologica Sinica*, 34(12): 3611–3626 (in Chinese with English abstract)
- Xu ZQ, Hou LW, Wang ZX, Fu XF and Huang MH. 1992. *Orogenic Processes of the Songpan–Ganze Orogenic Belt, China*. Beijing: Geological Publishing House, 1–190 (in Chinese)
- Yan MC and Chi QH. 1997. *The Chemical Compositions of Crust and Rocks in the eastern China*. Beijing: Science Press, 1–292 (in Chinese)
- Ye L, Bao T, Liu YP, He F, Wang XJ, Zhang Q, Wang DP and Lan JB. 2018. The trace and rare earth elements in scheelites and their implication for the mineralization in Dulong Sn–Zn polymetal ore deposit, Yunnan Province. *Journal of Nanjing University (Natural Science)*, 54(2): 245–258 (in Chinese with English abstract)
- Yin JZ, Zhou JX, Yang BC and Guo CY. 1994. The geological characteristics of the Dashuigou tellurium ore deposit (the first case of the independent tellurium ore deposit), Shimian County, Sichuan Province, China. *Earth Science Frontiers*, 1(3–4): 241–243 (in Chinese)
- Zhang BL, Lü GX, Su J, Shen XL, Liu RL, Liu JG, Hai LF and Zhang GL. 2015. A study of the tectono–lithofacies mineralization regularities of the Gejiu tin–polymetallic orefield, Yunnan, and prospecting in its western part. *Earth Science Frontiers*, 22(4): 78–87 (in Chinese with English abstract)
- Zhang CQ. 2008. *The genetic model of Mississippi Valley-type deposits in the boundary area of Sichuan, Yunnan and Guizhou provinces, China*. Ph. D. Dissertation. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences, 1–77 (in Chinese with English summary)
- Zhang GW, Guo AL, Wang YJ, Li SZ, Dong YP, Liu SF, He DF, Cheng SY, Lu RK and Yao AP. 2013. Tectonics of South China continent and its implications. *Science in China (Series D)*, 43(10): 1553–1582 (in Chinese)
- Zhang H, Gao ZM, Ma DY and Tao Y. 2003. The genesis of the Gejiu tin deposit: A review. *Geology–Geochemistry*, 31(3): 70–75 (in Chinese with English abstract)
- Zhang J, Sun CM, Zhang BG and Yang EL. 2007. Scanning electron microscopic study of minerals in the Lanmunchang Hg–Tl deposit, Xingren, Guizhou Province. *Acta Mineralogica Sinica*, 27(3–4): 505–510 (in Chinese with English abstract)
- Zhang PH, Zhao ZH, Wang YX, Cao ZM and Lai MY. 2000. New evidence for the metasomatism of graphic–myrmekitic textures of tsumoite in the Dashuigou tellurium deposit. *Geological Review*, 46(3): 318–323 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q, Zhan XZ, Pan JY and Shao SX. 1998. Geochemical enrichment and mineralization of indium. *Chinese Journal of Geochemistry*, 17(3): 221–225
- Zhang Q, Zhu XQ, Gao ZM and Pan JY. 2005. A review of enrichment and mineralization of the dispersed elements in China. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 24(4): 342–349 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Z, Chen GL, Zhang BG, Chen YC and Zhang XM. 2000. The marks for the prospecting of ores and the indices for the identifying of contamination are the high contents of Tl, Hg, As in plants and animals in the Lanmunchang Tl mining district. *Geology and Prospecting*, 36(5): 27–30 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZW, Yang XY and Wen HJ. 2010. Discovery of gallium-rich mineralized layer occurred in the Xuanwei Formation of Upper Permian in West Guizhou area. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 29(1): 107–108 (in Chinese)
- Zhou ZB, Wen HJ, Qin CJ and Liu L. 2017. Geochemical and isotopic evidence for a magmatic–hydrothermal origin of the polymetallic vein-type Zn–Pb deposits in the northwest margin of Jiangnan Orogen, South China. *Ore Geology Reviews*, 86: 673–691
- Zhu WG, Li CY and Deng HL. 2001. Sulfur and lead isotope geochemistry of the Xiaocun Silver–polymetallic ore deposit in Sichuan Province. *Acta Mineralogica Sinica*, 21(2): 219–224 (in Chinese with English abstract)
- Zhu WG. 2004. *Geochemical characteristics and tectonic setting of Neoproterozoic mafic–ultramafic rocks in western margin of the Yangtze Craton—Examined by the Gaojiacun complex and Lengshuiqing No. 101 complex*. Ph. D. Dissertation. Guiyang: Institute of Geochemistry, Chinese Academy Sciences, 1–125 (in Chinese with English summary)
- Zu B, Xue CJ, Wang QF, Liang HY, Song QW and Chen YJ. 2011. Sulfide ring and its geological significance in the Hongshan copper ore deposit, Zhongdian, Yunnan Province. In: *National Academic Seminars on the Metallogenic Theory and Prospecting Model*. Kunming: China Geological Society, Chinese Society of Mineral and Rock Geochemistry, 539–540 (in Chinese)

附中文参考文献

- 程鹏林, 李守能, 陈群, 吴晓红. 2004. 从清镇猫场矿区高铁铝土矿的产出特征再探讨黔中铝土矿矿床成因. *贵州地质*, 21(4):

215-222

- 邓克勇, 张正荣, 金翔霖. 2007. 贵州省赫章县五里坪钼(铅锌)矿地质特征及成因浅析. 贵州地质, 24(3): 179-184
- 樊海峰, 温汉捷, 胡瑞忠. 2008. 渔塘坝晒矿床多元素富集与沉积环境. 沉积学报, 26(2): 271-282
- 谷团, 刘玉平, 李朝阳. 2000. 分散元素的超常富集与共生. 矿物岩石地球化学通报, 19(1): 60-63
- 金中国, 向贤礼, 黄智龙, 刘玲. 2011. 黔北务川瓦厂坪铝土矿床元素迁移规律研究. 地质与勘探, 47(6): 957-966
- 寇林林, 张森, 钟康惠. 2015. 四川大梁子和天宝山铅锌矿床地球化学差异及地质意义. 地质与资源, 24(1): 26-32
- 李进文, 裴荣富, 王永磊, 余宏全, 丰成友, 郭志军, 王浩琳, 徐可. 2013. 云南都龙锡锌矿区同位素年代学研究. 矿床地质, 32(4): 767-782
- 李晓峰, Yasushi W, 毛景文. 2007. 铜矿床研究现状及其展望. 矿床地质, 26(4): 475-480
- 李晓峰, 杨锋, 陈振宇, 卜国基, 王义天. 2010. 广西大厂锡矿铜的地球化学特征及成因机制初探. 矿床地质, 29(5): 903-914
- 刘成. 2015. 扬子板块西缘大地构造演化对MVT铅锌矿形成的制约. 硕士学位论文. 成都: 成都理工大学, 1-91
- 刘德亮, 黄启帅, 史仁灯, 岳雅慧, 丁林. 2015. 锆石Ge含量和年龄对云南临沧锆矿床物质来源的约束. 矿床地质, 34(1): 139-148
- 刘铁庚, 张乾, 叶霖, 邵树勋. 2004. 贵州牛角塘镉矿床中发现原生硫镉矿. 矿物学报, 24(2): 191-196
- 刘英俊, 曹励明, 李兆麟, 王鹤年, 储同庆, 张景荣. 1984. 元素地球化学. 北京: 科学出版社, 1-548
- 骆耀南, 陈茂勋, 夏宗实. 1996. 扬子地台西南缘陆内造山带地质与矿产论文集. 成都: 四川科学技术出版社, 1-360
- 罗志立. 1984. 试论中国型(C-型)冲断带及其油气勘探问题. 石油与天然气地质, 5(4): 315-324
- 皮桥辉, 胡瑞忠, 王登红, 缪秉魁, 覃小峰, 陈宏毅. 2015. 广西大厂锡多金属矿田西矿带稀散元素铜的富集规律研究——来自矿石结构和闪锌矿地球化学的证据. 矿床地质, 34(2): 379-396
- 戚华文, 胡瑞忠, 苏文超, 漆亮. 2002. 临沧锆矿褐煤的稀土元素地球化学. 地球化学, 31(3): 300-308
- 申小梦, 魏忠幸, 庄志贤. 2016. 清镇市猫场铝土矿平桥矿段(整合)水工环地质条件分析. 贵州科学, 34(2): 26-30
- 唐永永, 毕献武, 和利平, 武丽艳, 冯彩霞, 邹志超, 陶琰, 胡瑞忠. 2011. 兰坪金顶铅锌矿方解石微量元素、流体包裹体和碳-氧同位素地球化学特征研究. 岩石学报, 27(9): 2635-2645
- 涂光炽, 高振敏. 2003. 分散元素成矿机制研究获重大进展. 中国科学院院刊, 18(5): 358-361
- 涂光炽, 高振敏, 胡瑞忠, 张乾, 李朝阳, 赵振华, 张宝贵. 2004. 分散元素地球化学及成矿机制. 北京: 地质出版社, 1-424
- 王安建, 曹殿华, 高兰, 王高尚, 管焯, 修群业, 刘俊来. 2009. 论云南兰坪金顶超大型铅锌矿床的成因. 地质学报, 83(1): 43-54
- 王瑞, 张长青, 吴越, 魏成. 2012. 四川天宝山铅锌矿辉绿岩脉形成时代与成矿关系探讨. 矿床地质, 31(增): 449-450
- 温汉捷, 裴榆卓. 1999. 拉尔玛玛-金矿床元素有机/无机结合态及硒的赋存状态研究. 中国科学(D辑), 29(5): 426-432
- 翁申富, 赵爽. 2010. 黔北务正道铝土矿矿床特征及成矿模式——以务川大竹园铝土矿床为例. 贵州地质, 27(3): 185-192
- 翁申富, 雷志远, 陈海, 赵爽, 冉英, 王希文, 葛辰. 2013. 务正道铝土矿基底古地貌与矿石品质的关系——以务川大竹园铝土矿床为例. 地质与勘探, 49(2): 195-204
- 徐净, 李晓峰. 2018. 铜矿床时空分布、成矿背景及其成矿过程. 岩石学报, 34(12): 3611-3626
- 许志琴, 侯立玮, 王宗秀, 傅小芳, 黄明华. 1992. 中国松潘-甘孜造山带的造山过程. 北京: 地质出版社, 1-190
- 鄢明才, 迟清华. 1997. 中国东部地壳与岩石的化学组成. 北京: 科学出版社, 1-292
- 叶霖, 鲍谈, 刘玉平, 何芳, 王小娟, 张乾, 王大鹏, 蓝江波. 2018. 云南都龙锡锌矿床中白钨矿微量元素及稀土元素地球化学. 南京大学学报(自然科学), 54(2): 245-258
- 银剑钊, 周剑雄, 杨百川, 郭成远. 1994. 世界首例独立碲矿床: 中国四川石棉县大水沟碲矿的矿床地质特征. 地学前缘, 1(3-4): 241-243
- 张宝林, 吕古贤, 苏捷, 沈晓丽, 刘瑞麟, 刘军港, 海连富, 张国梁. 2015. 云南个旧锡多金属矿田构造岩相成矿规律与西区找矿研究. 地学前缘, 22(4): 78-87
- 张长青. 2008. 中国川滇黔交界地区密西西比型(MVT)铅锌矿床成矿模型. 博士学位论文. 北京: 中国地质科学院, 1-177
- 张国伟, 郭安林, 王岳军, 李三忠, 董云鹏, 刘少峰, 何登发, 程顺有, 鲁如魁, 姚安平. 2013. 中国华南大陆构造与问题. 中国科学(D辑), 43(10): 1553-1582
- 张欢, 高振敏, 马德云, 陶琰. 2003. 云南个旧锡矿床成因研究综述. 地质地球化学, 31(3): 70-75
- 张杰, 孙传敏, 张宝贵, 杨恩林. 2007. 贵州兴仁滥木厂汞铊矿床矿物扫描电镜研究. 矿物学报, 27(3-4): 505-510
- 张佩华, 赵振华, 王一先, 曹志敏, 赖鸣远. 2000. 大水沟碲矿中碲碲矿显微文像结构——交代成因新证据. 地质论评, 46(3): 318-323
- 张乾, 朱笑青, 高振敏, 潘家永. 2005. 中国分散元素富集与成矿研究新进展. 矿物岩石地球化学通报, 24(4): 342-349
- 张忠, 陈国丽, 张宝贵, 陈业材, 张兴茂. 2000. 富集铊汞砷的生物是滥木厂铊矿床找矿和铊矿区污染的标志. 地质与勘探, 36(5): 27-30
- 张正伟, 杨晓勇, 温汉捷. 2010. 贵州黔西地区上二叠统宣威组发现富镓矿化层. 矿物岩石地球化学通报, 29(1): 107-108
- 朱维光, 李朝阳, 邓海琳. 2001. 四川西部呷村银多金属矿床硫铅同位素地球化学. 矿物学报, 21(2): 219-224
- 朱维光. 2004. 扬子地块西缘新元古代镁铁质超镁铁质岩的地球化学特征及其地质背景——以盐边高家村杂岩体和冷水管101号杂岩体为例. 博士学位论文. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 1-125
- 俎波, 薛春纪, 王庆飞, 梁华英, 宋庆伟, 陈永健. 2011. 云南中甸红山铜矿中硫化物环带及其地质意义. 见: 第五届全国成矿理论与找矿方法学术讨论会论文集. 昆明: 中国地质学会, 中国矿物岩石地球化学学会, 539-540