

doi: 10.19388/j.zgdzdc.2017.01.06

引用格式: 郭佩佩, 张海, 刘军, 等. 黔西北地区二叠纪玄武岩古风化壳常量元素的地球化学特征[J]. 中国地质调查, 2017, 4(1): 39-44.

黔西北地区二叠纪玄武岩古风化壳 常量元素的地球化学特征

郭佩佩^{1,2}, 张海¹, 刘军¹, 桑世华², 李媛媛¹, 杨德传¹, 黄太忠¹

(1. 贵州地矿局 113 地质大队, 六盘水 553001;

2. 成都理工大学核技术与自动化工程学院, 成都 610059)

摘要: 通过对峨眉山玄武岩古风化壳进行野外调查、取样和分析测试工作, 认为: ①贵州西部广泛出露峨眉山玄武岩, 晚二叠世古气候湿润潮湿, 利于峨眉山玄武岩风化形成含 Fe、Ti 的黏土矿物和铝质黏土矿物的古风化壳, 该风化壳受古地理环境和峨眉山玄武岩控制。②相对玄武岩而言, 铝质黏土岩主量元素含量特征表现为富 TiO₂、Al₂O₃, 轻度亏损 SiO₂, 明显亏损 TFe, 其他主量元素大量流失; 铁质黏土岩主量元素含量特征表现为富 TFe、TiO₂, 轻度富 Al₂O₃, 但相对于铝质黏土岩, TiO₂ 的富集程度偏低, SiO₂ 亏损明显, 其他元素亦大量流失。③由于晚二叠世频繁的海侵作用, 水位较高的区域, 风化壳下部处于较还原的条件下, Fe 被还原成易溶的二价状态或在有机质的作用下迁出风化壳, 而 Ti 由于存在形式较为稳定, 继续保存在黏土矿物中, 与 Fe 发生分异; 局部水位较浅的氧化环境及重力分异作用下, 黏土矿物与铁矿物由于比重差异而分选开来, 形成 Fe 与 Al、Ti 的分异, 并伴随铁矿、钛矿和铝土矿的富集。该富集规律的发现对寻找该区铁、钛和铝土矿有一定的理论指导意义。

关键词: 玄武岩; 风化壳; 常量元素; 地球化学特征; 贵州西部

中图分类号: P588.145; P59

文献标志码: A

文章编号: 2095-8706(2017)01-0039-06

0 引言

风化壳是岩石圈、水圈、生物圈与大气圈相互作用形成的表生外壳, 其形成过程也是化学元素迁移、淀积从而达到新平衡的地球化学过程。风化壳的形成、发展不仅与气候有关, 还与地形、母岩岩性、生物等因素有着密切的关系, 特别是气候作用对其影响尤为重要。从赤道的热带雨林气候带至两极的冰雪气候带, 依次分布着红色富 Al(Fe) 风化壳、硅铝-黏土质风化壳、硅铝-碳酸盐风化壳和岩成碎屑风化壳^[1]。

自 1995 年黄训华^[2]首次在贵州威宁鹿房地区发现玄武岩风化壳型稀土矿以来, 先后有杨瑞东等^[3]、王伟等^[4]开展了贵州西部峨眉山玄武岩风化

壳及其与成矿的关系研究, 但对玄武岩风化作用下常量元素的演化机制还缺乏科学、系统的探索。笔者在前人研究的基础上, 开展贵州西部二叠纪玄武岩古风化壳风化作用下常量元素的地球化学特征研究, 初步探索风化作用下常量元素的富集机制。

1 地质背景

研究区(贵州西部)大地构造位置位于特提斯—喜马拉雅与滨太平洋两大全球巨型构造域结合部位的扬子准地台西南缘之Ⅲ级大地构造单元昭通—威宁断陷带(Ⅲ29)内, 即位于 NW 向紫云—一垭都深大断裂、NE 向师宗—盘县深大断裂带和 NNE 向小江深大断裂所挟持的三角形地带内, 断裂发育, 地质构造复杂。

收稿日期: 2016-04-08; 修订日期: 2016-06-22。

基金项目: 中国地质调查局“贵州乌蒙山区优势矿产综合评价项目(编号: 12120113052700)”、“黔西北地区宣威组一段底部钨多金属矿成矿规律与找矿方向研究(编号: 黔地矿科合(2015)5号)”项目联合资助。

第一作者简介: 郭佩佩(1987—), 女, 硕士研究生, 从事地质地球化学勘查和研究工作。Email: 492333001@qq.com。

通信作者: 张海(1984—), 男, 博士, 高级工程师, 从事地质地球化学勘查及研究工作。Email: zhanghai0154130@163.com。

区内大面积出露峨眉山玄武岩,下伏地层为中二叠统茅口组碳酸盐岩,上覆地层为上二叠统宣威组(龙潭组)含煤碎屑岩。玄武岩出露面积3 100 km²,厚度一般为300~850 m,最厚处位于黑石头片区的舍居乐,为1 249 m(图1)。峨眉山玄武岩在本区以大陆溢流为主体,其顶底具暴发相,中间有陆相沉积夹层,总体呈西厚东薄的舌形展布,具多旋回特征,岩性以拉斑玄武岩、玄武质熔岩、凝灰岩、火山碎屑岩、集块岩为主。玄武岩具2、3个大的喷溢旋回,具10多个喷发层^[6-9]。

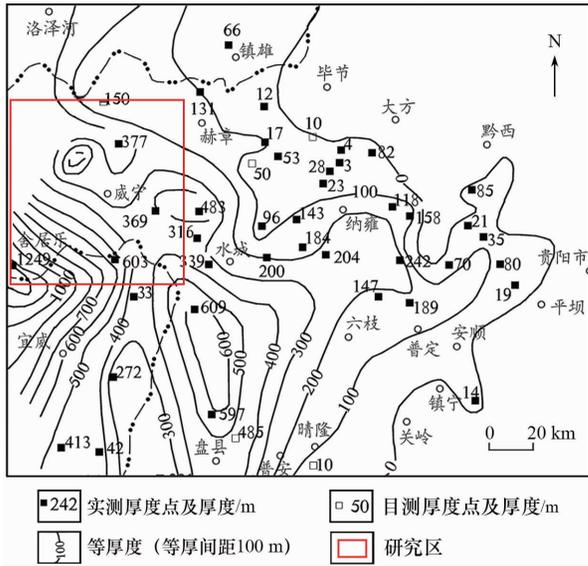


图1 贵州西部玄武岩等厚图(部分,据陈文一^[5]修)

Fig.1 Isopach of basalt in west of Guizhou (according to Chen^[5])

区内二叠纪玄武岩为高铁钛、低镁、碱性度偏高的钙碱性拉斑玄武岩,具有较高的分异和同化混

染程度。同时二叠纪玄武岩的元素地球化学主要特征为:高度富集不相容微量元素、轻稀土元素和Ti(>5%)、F,偏碱性,Rb、Sr、K、U、Th含量高,贫Mg、Ca、Cr和Ni^[5],各喷发层之间断面产出的凝灰岩类火山碎屑岩中Cu、Fe、Ti、稀土元素等背景值高于玄武熔岩。这是形成与峨眉山玄武岩古风化壳有关的Fe、Ti、Al等大型矿集区最为有利的地质地球化学背景。

2 峨眉山玄武岩古风化壳地质特征

1988年,黄开年^[8]开展了峨眉山玄武岩辉石的研究,认为贵州西部玄武岩中辉石的成分演化程度相对较高,相对富集轻稀土元素(light rare earth element, LREE)、Ti等不相容元素。辉石和长石是玄武岩的主要矿物成分,辉石为富Fe、Ti、V等的矿物,长石为富Al矿物。在玄武岩喷发间歇期,温暖至湿热的气候条件下,玄武岩中的富Al矿物首先分解,形成高岭石、埃洛石等黏土矿物,而Fe、Ti、V等也因辉石等矿物的分解而迁移出来,并在高岭石等黏土矿物形成的吸附障中富集,形成峨眉山玄武岩古风化壳。

区域上,有古地势高一古地势低、玄武岩及凝灰岩从厚一薄及陆相区域一海相区域的规律,峨眉山玄武岩古风化壳的厚度也相应由厚到薄;构造位置上,峨眉山玄武岩古风化壳主要分布在一系列峨眉山玄武岩分布区的向斜构造中;地层时代上,峨眉山玄武岩古风化壳位于二叠系峨眉山玄武岩组第三段与上覆宣威组底部地层之间的一套富Fe、Al、Ti泥质岩中(图2),空间位置相对稳定,呈似层



(a,b为铁矿化现象野外照片)

图2-1 贵州西部玄武岩古风化壳典型剖面

万方数据 Fig.2-1 Typical Cross-section of basalt paleo-weathering crust in western Guizhou



(c,d 为局部铝土矿化现象野外照片)

图 2-2 贵州西部玄武岩古风化壳典型剖面

Fig. 2-2 Typical Cross-section of basalt paleo-weathering crust in western Guizhou

状或层状产出,厚度变化于 0.30 ~ 6.37 m 之间,多数为 0.60 ~ 2.00 m。下伏峨眉山玄武岩组第三段,岩性一般为紫红色凝灰岩或角砾状熔结玄武岩,上覆宣威组为假整合接触的粉砂岩、细砂岩层。

3 玄武岩风化壳常量元素地球化学特征

3.1 样品采集与测试

本次研究系统采集了威宁庐山镇炉山铁多金

属矿区已施工的宣威组一段的钻孔样品 7 件 (Z-1 至 Z-7) 和地表样品 7 件 (J-1 至 J-7) (表 1),样品主要为富 Fe、富 Al 的黏土岩和新鲜玄武岩,并对这些样品进行了常量元素测试。

分析工作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,分析方法为 X 荧光光谱法,测试仪器为 X 射线荧光光谱仪(型号: PANalytical AXIOS),分析精度优于 5%,实验流程如下。

(1) 计算烧失量(loss on ignition, LOI)。称坩埚重 W_1 ,加入 1g 样品;然后将装有样品的坩埚放

表 1 贵州西部玄武岩风化壳岩石常量元素含量

Tab.1 Major elements content of paleo-weathering crust basalt in western Guizhou

(%)

| 样品编号 | 岩性 | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | TFe | SiO ₂ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | MnO ₂ | P ₂ O ₅ | LOI | 总量 |
|----------|----|--------------------------------|------------------|-------|------------------|------|------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|-------|-------|
| J-7 | | 30.5 | 12.20 | 3.88 | 38.8 | 0.28 | 0.38 | 0.83 | 0.06 | 0.03 | 0.07 | 12.23 | 99.2 |
| J-6 | 铝 | 35.0 | 7.15 | 0.81 | 42.1 | 0.16 | 0.05 | 0.42 | 0.06 | 0.01 | 0.32 | 13.33 | 99.5 |
| J-5 | 质 | 33.3 | 5.55 | 3.75 | 42.6 | 0.33 | 0.08 | 0.11 | 0.26 | 0.03 | 0.09 | 13.19 | 99.3 |
| J-4 | 黏 | 30.9 | 16.50 | 1.43 | 37.2 | 0.24 | 0.20 | 1.28 | 0.21 | 0.01 | 0.10 | 12.61 | 100.6 |
| Z-7 | 土 | 20.4 | 5.05 | 14.40 | 38.6 | 1.28 | 0.59 | 0.18 | 0.34 | 0.14 | 0.12 | 19.08 | 100.1 |
| Z-6 | 岩 | 31.8 | 9.01 | 3.25 | 41.4 | 0.42 | 0.54 | 1.10 | 0.10 | 0.04 | 0.08 | 12.10 | 99.8 |
| Z-5 | | 28.8 | 6.13 | 11.80 | 38.9 | 0.49 | 0.78 | 0.23 | 0.13 | 0.05 | 0.28 | 11.13 | 98.7 |
| J-3 | 铁 | 19.9 | 4.80 | 41.20 | 22.8 | 0.06 | 1.87 | 1.18 | 0.07 | 0.20 | 0.13 | 6.68 | 98.8 |
| J-2 | 质 | 17.5 | 6.90 | 46.40 | 21.0 | 0.11 | 0.09 | 0.04 | 0.04 | 0.06 | 0.25 | 7.17 | 99.5 |
| J-1 | 黏 | 20.1 | 7.50 | 37.30 | 23.4 | 1.35 | 0.05 | 0.07 | 0.04 | 0.18 | 0.03 | 8.13 | 98.2 |
| Z-4 | 土 | 22.6 | 5.01 | 32.40 | 29.4 | 0.24 | 0.47 | 1.17 | 0.08 | 0.07 | 0.14 | 9.30 | 100.8 |
| Z-3 | 岩 | 13.9 | 3.08 | 15.60 | 46.5 | 5.36 | 7.75 | 3.96 | 0.39 | 0.27 | 0.56 | 2.43 | 99.7 |
| Z-2 | 玄 | 14.1 | 3.12 | 16.70 | 44.5 | 5.54 | 6.48 | 5.07 | 0.34 | 0.58 | 0.54 | 3.95 | 100.9 |
| Z-1 | 武 | 14.2 | 3.17 | 12.40 | 48.5 | 6.18 | 6.41 | 2.67 | 0.29 | 0.66 | 0.57 | 3.85 | 99.0 |
| | 岩 | | | | | | | | | | | | |
| 铝质黏土岩平均值 | | 30.1 | 8.79 | 5.60 | 40.0 | 0.46 | 0.37 | 0.59 | 0.17 | 0.04 | 0.15 | 13.38 | 99.6 |
| 铁质黏土岩平均值 | | 19.2 | 6.40 | 41.60 | 22.4 | 0.51 | 0.67 | 0.43 | 0.05 | 0.15 | 0.14 | 7.33 | 98.8 |
| 玄武岩平均值 | | 14.1 | 3.12 | 14.90 | 46.5 | 5.69 | 6.88 | 3.90 | 0.34 | 0.50 | 0.56 | 3.41 | 99.9 |

入马弗炉中,在 900 ℃ 下灼烧 3 h,降温后加盖放入干燥器,静置 30 min 后称重得 W_2 ; 最后计算出样品的烧失量。

(2)待测样品制备。将 0.7 g 样品和 7 g 助熔剂($Li_2B_4O_7$)装入坩埚中,用玻璃棒搅拌均匀,倒入铂金坩埚中,再加入适量 LiBr; 将铂金坩埚在 1 150 ℃ 下熔融,再将样品熔体倒入铂金模具,冷却后制成扁平玻璃片即可上机测试。采用

标样 GSR3 校正基体效应,用标准曲线法校正数据。

3.2 数据分析与讨论

3.2.1 数据分析

一般认为,铝质和铁质黏土岩是玄武岩或凝灰岩风化的最终产物,从质量平衡的角度出发,以玄武岩主量元素含量为背景值,计算出各岩类富集系数(表 2),综合表 1、表 2,可以发现如下规律。

表 2 贵州西部玄武岩风化壳岩石常量元素富集系数统计

Tab.2 Enrichment index of major elements in paleo-weathering crust basalt of western Guizhou (%)

| 样品 | 岩性 | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | TFe | SiO ₂ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | MnO ₂ | P ₂ O ₅ |
|----------|----|--------------------------------|------------------|------|------------------|------|------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|
| J-7 | | 2.16 | 3.91 | 0.26 | 0.83 | 0.05 | 0.06 | 0.21 | 0.18 | 0.06 | 0.13 |
| J-6 | 铝 | 2.48 | 2.29 | 0.05 | 0.91 | 0.03 | 0.01 | 0.11 | 0.18 | 0.02 | 0.57 |
| J-5 | 质 | 2.36 | 1.78 | 0.25 | 0.92 | 0.06 | 0.01 | 0.03 | 0.76 | 0.06 | 0.16 |
| J-4 | 黏 | 2.19 | 5.29 | 0.10 | 0.80 | 0.04 | 0.03 | 0.33 | 0.62 | 0.02 | 0.18 |
| Z-7 | 土 | 1.45 | 1.62 | 0.97 | 0.83 | 0.22 | 0.09 | 0.05 | 1.00 | 0.28 | 0.21 |
| Z-6 | 岩 | 2.26 | 2.89 | 0.22 | 0.89 | 0.07 | 0.08 | 0.28 | 0.29 | 0.08 | 0.14 |
| Z-5 | | 2.04 | 1.96 | 0.79 | 0.84 | 0.09 | 0.11 | 0.06 | 0.38 | 0.10 | 0.50 |
| J-3 | 铁 | 1.41 | 1.54 | 2.77 | 0.49 | 0.01 | 0.27 | 0.30 | 0.21 | 0.40 | 0.23 |
| J-2 | 质 | 1.24 | 2.21 | 3.11 | 0.45 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.12 | 0.12 | 0.45 |
| J-1 | 黏 | 1.43 | 2.40 | 2.50 | 0.50 | 0.24 | 0.01 | 0.02 | 0.12 | 0.36 | 0.05 |
| Z-4 | 土 | 1.60 | 1.61 | 2.17 | 0.63 | 0.04 | 0.07 | 0.30 | 0.24 | 0.14 | 0.25 |
| Z-3 | 玄 | 0.99 | 0.99 | 1.05 | 1.00 | 0.94 | 1.13 | 1.02 | 1.15 | 0.54 | 1.00 |
| Z-2 | 武 | 1.00 | 1.00 | 1.12 | 0.96 | 0.97 | 0.94 | 1.30 | 1.00 | 1.16 | 0.96 |
| Z-1 | 岩 | 1.01 | 1.02 | 0.83 | 1.04 | 1.09 | 0.93 | 0.68 | 0.85 | 1.32 | 1.02 |
| 铝质黏土岩平均值 | | 2.13 | 2.82 | 0.38 | 0.86 | 0.08 | 0.05 | 0.15 | 0.50 | 0.08 | 0.27 |
| 铁质黏土岩平均值 | | 1.36 | 2.05 | 2.79 | 0.48 | 0.09 | 0.10 | 0.11 | 0.15 | 0.30 | 0.25 |

(1)铝质黏土岩 Al₂O₃ 含量变化范围为 20.4% ~ 35.0%, 平均为 30.1%, 富集系数一般为 1.45 ~ 2.48, 平均为 2.13; TiO₂ 含量变化范围为 5.05% ~ 16.5%, 平均为 8.79%, 富集系数一般为 1.62 ~ 5.29, 平均为 2.82; TFe 含量变化范围为 0.81% ~ 11.8%, 平均为 5.61%, 富集系数一般为 0.05 ~ 0.97, 平均为 0.38; SiO₂ 含量变化范围为 37.2% ~ 42.6%, 平均为 40.0%, 富集系数一般为 0.80 ~ 0.92, 平均为 0.86; K₂O、P₂O₅、Na₂O、MnO₂、MgO、CaO 均表现为元素流失特征,且流失程度依次加强。

(2)铁质黏土岩 Al₂O₃ 含量变化范围为 17.5% ~ 22.6%, 平均为 19.2%, 富集系数一般为 1.24 ~ 1.60, 平均为 1.36; TiO₂ 含量变化范围为 4.80% ~ 7.50%, 平均为 6.40%, 富集系数一般为 1.54 ~ 2.40, 平均为 2.05; TFe 含量变化范围为 32.4% ~ 46.4%, 平均为 41.6%, 富集系数一般为 2.17 ~ 3.11, 平均为 2.79;

SiO₂ 含量变化范围为 21.0% ~ 29.4%, 平均为 22.4%, 富集系数一般为 0.45 ~ 0.63, 平均为 0.48; MnO₂、P₂O₅、K₂O、Na₂O、CaO、MgO 均表现为元素流失特征,且流失程度依次加强。

(3)相对于玄武岩,铝质黏土岩主量元素含量特征表现为富 TiO₂、Al₂O₃, 轻度亏损 SiO₂, 明显亏损 TFe, 其他主量元素大量流失; 铁质黏土岩主量元素含量特征表现为富 TFe、TiO₂, 轻度富 Al₂O₃, 但相对于铝质黏土岩, TiO₂ 的富集程度偏低, SiO₂ 亏损明显, 其他元素亦大量流失。

3.2.2 结果讨论

根据古地磁记录,二叠纪滇东、黔西地区的古纬度为 2.6° ~ 4.5°S^[10-11]。黔西地区晚二叠世地层中化石丰富,动物化石以底栖动物属种最多、数量最丰富,同时,造礁生物发育。由于植物和沉积环境的关系十分密切,从植物化石分异度、叶相特

征、植物化石生长纹以及植物群综合指标、古地磁及古海水温度等方面进行综合研究,认为黔西晚二叠世时研究区位于南半球低纬度地区,气候炎热,雨量充沛,植物繁盛,但具短暂的无雨季节,为热带—亚热带半落叶季风雨林气候区^[12-20],利于峨眉山玄武岩形成风化壳。从铝质黏土岩、铁质黏土岩主量元素 TiO_2 、 Al_2O_3 、 SiO_2 、 TFe 的差异性分析,铝质黏土岩相对铁质黏土岩明显富 TiO_2 、 Al_2O_3 , SiO_2 含量相对较高,而 TFe 明显较低。这一元素分布的差异性与古地理特征、风化阶段和晚二叠世频繁海侵、海退事件关系密切。结合野外观察,认为这一差异性规律是以下地质过程的产物。

(1) 辉石和长石是玄武岩的主要矿物成分,辉石为含 Fe、Ti 等的矿物,长石为富 Al 矿物。二叠系玄武岩火山间歇期,在温暖至湿热的气候条件下,富含 CO_2 的雨水造成玄武岩中的富 Al 矿物分解首先形成高岭石、埃洛石等黏土矿物,而 Fe、Ti 等也因辉石等矿物的分解而迁移出来,并在高岭石等黏土矿物形成的吸附障中富集,形成含 Fe-Ti 黏土矿物和含 Al-Ti 黏土矿物,从而造成脱 Si 现象,其中,Fe 主要以赤铁矿和褐铁矿的形式存在,而 Ti 主要以锐钛矿和钛铁矿的形式存在。Fe 在地表水中的主要存在形式为胶体,在湿润气候条件下,地表水往往富含腐殖质,且呈弱酸性,有利于胶体的形成,这些胶体可以携带 Fe 远距离迁移;而 Ti 是比较稳定的元素,具有中等离子电位,对分子有极强的极化能力,会引起水解作用并使这些水化物从水中沉淀出来,一般不形成可溶性化合物^[21]。这种元素地球化学差异性为 Fe、Ti 分离的内在原因。

(2) 在晚二叠世海侵事件等的作用下,研究区局部水位逐渐升高,风化壳下部处于还原条件,Fe 被还原成易溶的二价状态或在有机质的作用下迁出风化壳,而 Ti 由于存在形式较为稳定,继续保存在黏土矿物中,与 Fe 发生分异;局部水位较浅的氧化环境,在重力分异作用下,黏土矿物与铁矿物由于比重差异而分选开来,形成 Fe 与 Al、Ti 的分异,并伴随铁矿、钛矿和铝土矿的富集。

4 结论

(1) 贵州西部广泛出露峨眉山玄武岩,晚二叠世时期古气候湿润潮湿,利于峨眉山玄武岩风化形成古风化壳,该古风化壳受古地理环境和峨眉山玄武

岩厚度控制,一般具有古地势高一古地势低、陆相区域—海相区域的分布规律,相应峨眉山玄武岩古风化壳的厚度也由厚到薄;构造位置上,峨眉山玄武岩古风化壳主要分布在一系列峨眉山玄武岩分布区的向斜构造中;地层时代上,峨眉山玄武岩古风化壳位于二叠系峨眉山玄武岩组第三段与上覆宣威组底部地层之间的一套富 Fe、Al、Ti 的泥质岩中,其中,Fe、Ti 由于地球化学性质差异,在表生地质作用下发生分异。

(2) 相对玄武岩而言,铝质黏土岩主量元素含量特征表现为富 TiO_2 (含量范围 5.05% ~ 16.5%, 平均为 8.79%; 富集系数 1.62 ~ 5.29, 平均为 2.82)、 Al_2O_3 (含量范围 20.4% ~ 35.0%, 平均为 30.1%; 富集系数 1.45 ~ 2.48, 平均为 2.13), 轻度亏损 SiO_2 , 明显亏损 TFe , 其他主量元素大量流失; 铁质黏土岩主量元素含量特征表现为富 TFe (含量范围 32.4% ~ 46.4%, 平均为 41.6%; 富集系数 2.17 ~ 3.11, 平均为 2.79)、 TiO_2 (含量范围 4.80% ~ 7.50%, 平均为 6.40%; 富集系数 1.54 ~ 2.40, 平均为 2.05), 轻度富 Al_2O_3 , 但相对于铝质黏土岩, TiO_2 的富集程度偏低, SiO_2 亏损明显, 其他元素亦大量流失。

(3) 由于晚二叠世频繁的海侵作用,水位较高的区域,风化壳下部处于较还原的条件下,Fe 被还原成易溶的二价状态或在有机质的作用下迁出风化壳,而 Ti 由于存在形式较为稳定,继续保存在黏土矿物中,与 Fe 发生分异;局部水位较浅的氧化环境,在重力分异作用下,黏土矿物与铁矿物由于比重差异而分选开来,形成 Fe 与 Al、Ti 的分异,并伴随铁矿、钛矿和铝土矿的富集。

参考文献:

- [1] 波雷诺夫 B B. 风化壳及其地球化学[M]. 陈静生,译. 北京: 商务印书馆,1959.
- [2] 黄训华. 威宁鹿房稀土矿地质特征及成矿作用初步分析[J]. 贵州地质,1997,14(4):328-333.
- [3] 杨瑞东,鲍森,廖利,等. 贵州西部中、上二叠统界线附近风化壳类型及成矿作用[J]. 矿物学报,2007,27(1):41-48.
- [4] 王伟,杨瑞东,栾进华,等. 贵州西部玄武岩古风化壳中稀土矿成矿机理及成矿模式[J]. 四川地质学报,2011,31(4):420-423.
- [5] 陈文一,刘家仁,王中刚,等. 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,2003,5(1):17-28.
- [6] 侯增谦,卢记仁,汪云亮,等. 峨眉火成岩省:结构、成因与特色[J]. 地质论评,1999,45(增刊1):885-891.

[7] 贵州省地质矿产局. 贵州省区域地质志[M]. 北京:地质出版社,1987:617-632.

[8] 黄开年. 峨眉山玄武岩的辉石研究[J]. 地质科学,1988,62(1):43-56.

[9] 刘成英,朱日祥. 试论峨眉山玄武岩的地球动力学含义[J]. 地学前缘,2009,16(2):52-69.

[10] Wang J D, Li H M. Paleo-latitude variation of Guizhou terrain from Devonian to Cretaceous [J]. Chin J Geochem, 1998, 17(4): 356-361.

[11] 周国正. 贵州省织金矿区晚二叠世晚期潮坪相沉积特征[J]. 中国煤炭地质,2009,21(7):19-23.

[12] 熊孟辉,秦勇,易同生. 贵州晚二叠世含煤地层沉积格局及其构造控制[J]. 中国矿业大学学报,2006,35(6):778-782.

[13] 黄昔容,陶述平. 贵州织金地区晚二叠世的沉积环境分析[J]. 贵州地质,1999,16(4):301-306.

[14] 李星学. 中国地质时期植物群[M]. 广州:广东科技出版社,1995.

[15] 郭英廷. 贵州西部晚二叠世古气候[J]. 中国煤田地质,1990,2(3):18-20.

[16] 郭英廷. 贵州西部晚二叠世含煤地层的植物古生态[J]. 煤炭学报,1990,15(1):48-49.

[17] 郭英廷. 贵州西部晚二叠世大羽羊齿类植物的生态[J]. 煤田地质与勘探,1991(2):12-15.

[18] 杨瑞东,付锟,梁福凉,等. 贵州晚二叠世成煤环境及聚煤模式[J]. 贵州工学院学报,1990,19(4):51-55.

[19] 桑惕,王立亭,叶念曾. 贵州晚二叠世岩相古地理特征[J]. 贵州地质,1986,7(2):105-152.

[20] 中国科学院南京地质古生物研究所. 黔西滇东晚二叠世含煤地层和古生物群[M]. 北京:科学出版社,1980:277.

[21] 张虎才. 元素表生地球化学特征及理论基础[M]. 兰州:兰州大学出版社,1997:11-19.

Geochemical characteristics of paleo – weathering crust of Permian basalt in northwestern Guizhou

GUO Peipei^{1,2}, ZHANG Hai¹, LIU Jun¹, SANG Shihua², LI Yuanyuan¹,
YANG Dechuang¹, HUANG Taizhong¹

(1. NO. 113 Geological Brigade of Guizhou Bureau of Geology and Mineral Resources, Liupanshui 553001, China;
2. The College of Nuclear Technology and Automatic Engineer Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

Abstract: Through the field investigation, sampling and test of basalt paleo – weathering crust in Emei Mountain, this paper has the following conclusions: (1) Emei basalt is widely outcropped in western Guizhou. The ancient climate of Late Permian is warm and wet, so it is helpful for the formation of paleo – weathering crust containing clay minerals of iron, titanium and aluminum. This weathering crust is controlled by the paleogeographic environment and the Emei basalt. (2) Compared to basalt, major elements in aluminum clay is characterized by rich TiO₂, Al₂O₃, mild loss of SiO₂, obvious loss of TFe and other main elements shows a great loss. And major elements in iron clay is characterized by rich TFe, TiO₂, mild rich Al₂O₃. But compared to the aluminum clay, the TiO₂ concentration is low, and SiO₂ and other elements shows an obvious loss. (3) Due to frequent transgression of Late Permian, the lower part of paleo – weathering crust in areas with higher ground water levels, is in the reduction conditions. Fe is restored in soluble bivalent state or gets out of paleo – weathering crust under the effect of organic matter. Due to a stable state, Ti continues to save in clay minerals and is differentiated from Fe. Clay minerals and iron are sorted to form the differentiation of Fe and Al, Ti due to the density difference under the gravity differentiation in oxidation environment of local shallow water, along with the enrichment of titanium ore, iron ore and bauxite. The discovery of the enrichment regularity is of theoretical guiding significance to the exploration of the iron, titanium and aluminum ore.

Key words: basalt; weathering crust; major element; geochemistry; western Guizhou Province

(责任编辑: 常艳)