

基于结构体的峨眉山玄武岩风化程度评价(I): 风化结构体地球化学

徐则民^{1,2} 黄润秋²

(1.昆明理工大学土木系,云南 昆明 650500; 2.地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室,四川 成都 610059)

摘要:峨眉山玄武岩属典型低渗透介质,其岩体风化是通过结构体风化实现的。风化玄武岩结构体具有一层或多层腐岩壳包围核心石形成的壳状结构;从表面向内,越靠近结构体几何中心,玄武岩风化程度越低。玄武岩风化可分为初期和中后期两个阶段,第一阶段仅存在二价铁向三价铁的转变而无明显组分流失与相对富集,第二阶段二价铁氧化与活动性组分(Si、Ca、Mg、Na、K)淋失和惰性组分(Al、Ti、 Σ Fe)相对富集同时发生。风化初期,随着风化程度的提高,FeO 和 Fe₂O₃ 相对含量此消彼长,但 Σ Fe 相对含量变化不大;风化中后期,随着风化程度的提高,SiO₂、CaO、MgO、Na₂O、K₂O、FeO 相对含量单调降低,Al₂O₃、TiO₂、Fe₂O₃、LOI 单调升高。玄武岩风化过程中,FeO 和 Fe₂O₃ 相对含量对风化程度变化最为敏感。贯穿整个风化过程的含铁矿物氧化引起的铁种相对含量变化应成为峨眉山玄武岩风化程度评价需要考虑的关键因素。

关键词:玄武岩;峨眉山玄武岩;岩体;岩石结构体;风化;风化指数;滑坡

中图分类号:P642.2 **文献标志码:**A **文章编号:**1000-3657(2013)03-0895-14

1 引言

化学风化是近地表环境下岩体演化的关键环节之一,涉及包括边坡及地下工程在内的大部分岩石工程。岩体风化程度评价研究不仅具有重要的理论意义,同时具有重要的工程实用价值^[1,2]。岩体风化是通过岩石结构体,即岩块(rock blocks)风化实现的,岩石风化程度评价是岩体风化程度评价的基础与关键。

现行的工程岩体分级标准(GB50218-94)根据分化程度将岩石分为未风化、微风化、弱风化、强风化和全风化 5 级。由于所采用的分级指标基本都是定性的,该分类体系不仅存在操作上的困难,而且分类结果也往往会因为人为因素的影响而带有很大的不确定性。在中、低纬度和海拔 3500 m 以下的地区,尽管也耦合有物理风化作用,但岩石风化主要

表现为化学风化。岩石化学风化可以理解为一些组分淋失(depletion),另一些组分相对富集(relative enrichment or fixation),从而引起岩石矿物成分、微结构及物理力学特性发生渐进性变化的过程,因此,基于化学成分变化进行风化程度评价的依据是充分的、合理的。1968 年以来,人们已经提出了 30 余个用于岩石风化程度评价的化学风化指数(chemical weathering indices),但到目前为止,到底应该采用哪种(些)风化指数并无定论,风化指数与风化程度之间甚至出现非线性关系^[3,4]。造成这种现象一方面与对岩石风化过程不同元素的地球化学行为缺乏深入了解有关,同时还与样品采集过程中忽略了岩体风化与岩石风化的差异以及通过其他手段事先确定的岩石风化程度的准确程度不高有关。既有研究中的化学全分析样品一般都是在钻孔岩心或岩体剖面上

收稿日期:2012-07-04;改回日期:2012-11-05

基金项目:国家自然科学基金-云南联合基金重点项目(U1033601)、国家自然科学基金面上项目(40572159, 40772189)及地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室开放基金项目(GZ2007-1, GZ2009-10)资助。

作者简介:徐则民,男,1963 年生,博士,教授,博士生导师,水文地质工程地质专业,目前主要从事滑坡灾害孕育过程研究;

E-mail:abc5100@188.com。

从上向下采集或者在河谷岸坡平硐中从洞口向硐内采集^[3-6]。这种采样方式符合岩体风化程度逐渐降低的一般规律,但由于岩体化学风化的高度非连续性,特别是岩石化学全分析过程中实际分析的样品量很少(一般仅为数克),所采集的样品不大可能完全代表采样点岩体(岩石)的实际风化程度,而以这些分析结果为基础对风化指数进行适宜性评价显然是有欠合理的。

分布于云南、贵州及四川三省交界区域的二叠纪峨眉山玄武岩近似呈菱形分布,露头面积约 $3.8 \times 10^4 \text{ km}^2$,岩流覆盖面积达 $30 \times 10^4 \sim 50 \times 10^4 \text{ km}^2$ ^[7,8]。峨眉山玄武岩不仅发生过造成 444 人死亡的云南禄劝烂泥沟巨型滑坡(1965 年 11 月 22 日)和造成 216 人死亡的云南昭通头寨特大型滑坡(1991 年 9 月 23 日)^[9,10],而且还经常成为大型工程的工程边坡,如雅奢江官地、金沙江白鹤滩及金沙江溪洛渡等大型、超大型水电站的库岸边坡,其岩体演化研究具有重大的现实意义。本文以地处峨眉山玄武岩核心区云南境内的昭通昭阳区头寨滑坡、金沙江巧家县白鹤滩电站、禄劝县烂泥沟滑坡、寻甸县小龙街、寻甸县柯度街、嵩明县阿子营和呈贡县松茂七处玄武岩体(图 1)为依托,首次以含腐岩壳(saprolited crusts)的无斑玄武岩结构体为对象,采用岩石结构体物理-水理参数的高精度测试、全岩化学分析及微结构观察等

手段,对玄武岩风化过程中的元素地球化学行为进行研究,其结果可以为玄武岩风化指数的合理确定提供依据。

2 岩石结构体风化过程

主要发生于斜坡非饱和带的岩体风化是通过岩石结构体(rock blocks)风化完成的。与其他大部分岩石结构体类似,峨眉山玄武岩结构体也属典型低渗透介质。对采自白鹤滩电站及头寨滑坡(图 1)的 16 块新鲜玄武岩块体所进行的物理-水理参数高精度测试结果表明,无斑玄武岩、斜斑玄武岩、杏仁状玄武岩及柱状节理玄武岩的密度和孔隙度的平均值分别为 2.81 g/cm^3 和 2.67% ,渗透率和渗透系数平均值分别只有 $0.032969 \times 10^{-3} \mu \text{ m}^2$ 和 10^{-768} cm/s ,远小于低渗透介质的渗透参数下限(渗透率 $50 \times 10^{-3} \mu \text{ m}^2$;渗透系数 10^{-6} cm/s ^[12])。正是由于玄武岩的低孔隙度、高密度与低渗透特征,应力波在其中才具有很高的传播速度(表 1)。

雨季,非饱和带间歇性过水,流经低渗透岩石结构体表面的薄膜水流不能直接渗入其内部,但却可以使非饱和带保持较高的相对湿度。在压力及浓度梯度的双重驱动下,非饱和带高湿度空气中的气态水分子扩散到岩石结构体表面内侧一定宽度范围内的孔隙体系中。当温度降低或相对湿度增大时,这些

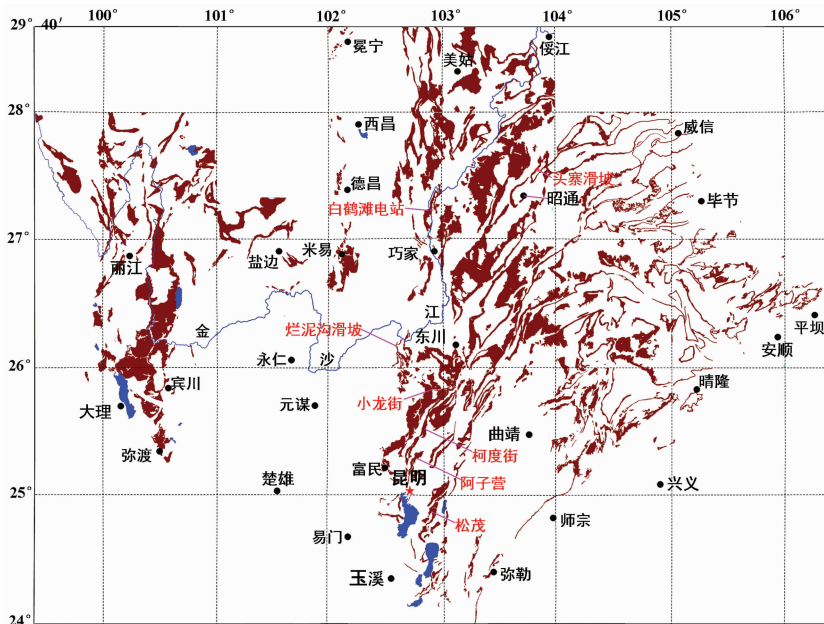


图 1 研究区外围峨眉山玄武岩分布图(据 1:20 万地质图修编)

Fig.1 Basalt distribution around the study area (modified after 1:200 000 Geological Map)

表 1 峨眉山玄武岩结构体物理-水理参数
Table 1 Water-physical properties of Emeishan basalt block

序号	样品编号	密度 /(g/cm ³)	孔隙度 /%	渗透率 /(10 ⁻³ μm ²)	渗透系数 /(m/s)	纵波速 /(m/s)	横波速 /(m/s)	泊松比	岩性
1	C2-C3-2	2.8805	1.16	0.0163810	10 ^{-7.79}	5245	2837	0.293	无斑玄武岩
2	C2-C3-3	2.8422	1.72	0.0166950	10 ^{-7.79}	5331	2964	0.276	杏仁状玄武岩
3	C2-C3-4	2.7169	4.64	0.0940730	10 ^{-7.04}	5229	2848	0.289	无斑玄武岩
4	C2-C3-6	2.8577	1.73	0.0102340	10 ^{-8.00}	5854	3239	0.279	无斑玄武岩
5	C2-C3-7	2.7030	6.38	0.0130820	10 ^{-7.89}	5574	2868	0.320	杏仁状玄武岩
6	C2-C3-8	2.8007	3.32	0.0117920	10 ^{-7.94}	5025	2940	0.240	杏仁状玄武岩
7	C2-C3-9	2.8071	3.10	0.0372320	10 ^{-7.44}	4815	2801	0.244	无斑玄武岩
8	C2-C3-10	2.8432	1.66	0.0171260	10 ^{-7.78}	5626	3045	0.293	柱状节理无斑玄武岩
9	C2-C3-11	2.8294	1.63	0.0116600	10 ^{-7.94}	5720	3058	0.300	无斑玄武岩
10	C2-C3-12	2.8516	1.56	0.0170800	10 ^{-7.78}	5613	3016	0.297	柱状节理无斑玄武岩
11	C2-C3-14	2.7392	5.09	0.0145540	10 ^{-7.85}	4838	2811	0.245	杏仁状玄武岩
12	C3-1-C3-1	2.8194	2.25	0.0112530	10 ^{-7.96}	4396	2699	0.198	斜斑玄武岩
13	C3-C4-2	2.7310	3.27	0.0919390	10 ^{-7.05}	4448	2555	0.254	杏仁状玄武岩
14	C3-C4-3	2.8071	2.36	0.1250000	10 ^{-7.09}	5431	2999	0.281	含杏仁无斑玄武岩
15	C3-C4-5	2.7821	2.57	0.0313010	10 ^{-7.51}	5358	2988	0.274	无斑玄武岩
16	T	2.9400	0.24	0.0081000	10 ^{-8.10}	---	---	---	无斑玄武岩
平均值		2.8094	2.67	0.032969	10 ^{-7.68}	5234	2911	0.272	

注:1~15 号样采自白鹤滩电站、16 号样采自头寨滑坡;由油气藏地质及开发工程国家重点实验室测试,密度、孔隙度和渗透率测试分别采用氦气法、煤油法和压汞法。

气态水凝结为晶间或晶内孔隙水或孔角毛细水并开始对造岩矿物进行溶解(图 2-a)。雨季结束后,斜坡含水层地下水一方面通过侧向径流向河(溪)流排泄,另一方面,在包气带与地表空气之间的相对湿度差异及植被蒸腾等因素的协同作用下,饱水带地下水会通过浸润曲面蒸发向大气中排泄,而非饱和带是水气上升的必经通道,因此,旱季非饱和带依然可以保持较高的相对湿度和水气含量,可以满足旱季低渗透岩石结构体造岩矿物连续溶解的水量需求。雨季再次来临时,入渗降水在结构体表面形成的薄膜水流可通过浓度梯度驱动分子扩散机制接受其内侧结构体内近于停滞的粒间溶液中的溶出组分并

将其携入饱水带。在此过程中,粒间溶液饱和指数因组分迁移而降低,而其侵蚀动力则会得以恢复并重新开始对造岩矿物的溶解进程。

当上述循环过程进行到一定程度时,结构面内侧一定范围内低渗透岩石结构体的次生溶孔越来越多、规模越来越大并逐步演化为第一层腐岩壳(saprolited crust),充气壳状结构层及风化前锋也相应内移(图 2-b)。经过一段时间后,第一层腐岩壳内侧的充气壳状结构层演化为第二层腐岩壳,充气壳状结构层及风化前锋再次内移(图 2-c)。

对于非饱和带内的某一岩石结构体,随着时间的推移,腐岩壳越来越厚、核心石(core stone)越来

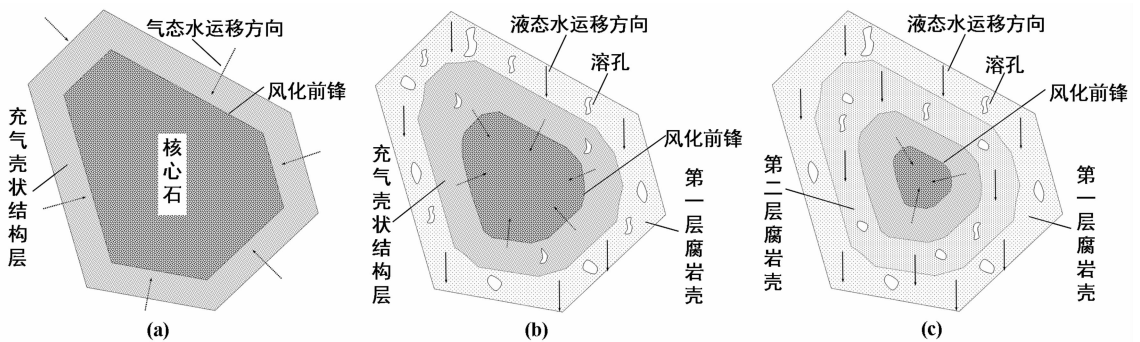


图 2 斜坡非饱和带岩石结构体风化过程

Fig.2 Formation and evolution model for limestone saprolite

越小,最终趋势是核心石消失,岩石结构体变为腐岩结构体。当某一深度范围内的岩石结构体全部或大部都已演变为腐岩结构体时,该范围内的岩体也就完成了向腐岩体的转变。

在岩石结构体风化前锋扩展过程中,结构体表面内法线方向不同位置的腐岩壳在组分淋失程度、孔隙度及孔隙尺寸等方面是不同的,越接近结构面(形成越早),其风化程度越高。也正是由于不同时期形成的腐岩壳在内部结构、物理、水理及力学行为,尤其是吸水能力和失水干缩行为上的差异,核心石外围腐岩壳大多都具有同心层状构造,不同结构层之间有时还会存在同心状宏缝或微缝。当然,受到地理环境、结构体几何尺寸及采样条件等因素的影响,核心石外围可能见有多层,也可能只见有一层腐岩壳。

图 3-a 所示结构体采自昭通头寨滑坡(图 1),长轴长 1.85 cm,最外层腐岩壳已经脱落,核心石最大厚度 1 cm,与腐岩壳界限清晰(图 3-b)。图 3-c 为白鹤滩电站(图 1)右岸勘探平硐揭露的玄武岩风化状况,玄武岩发育两组密集节理,结构体被厚度在 1 cm 以内的红褐色腐岩壳包围。图 3-d 所示玄武岩结构体采自柯度街(图 1),结构体断面对角线最大长度的最大和最小值分别约为 11.5 cm 和 4.8 cm,结构体外围仅见一层与核心石呈突变接触的腐岩

壳,图 3-e 为图 3-d 中一个结构体的腐岩壳与核心石的接触关系。图 3-f 所示玄武岩结构体采自阿子营(图 1),断面对角线直径约 5.8 cm,核心石外可见两层腐岩壳,最外层腐岩壳因为风化程度较高,在采样过程中已自行脱落。图 3 表明,尽管不同地区不同尺度玄武岩结构体的腐岩壳发育程度不同,但从结构体表面向核心石,其风化程度越来越低是很明确的。

综上所述,尽管岩石结构体化学风化也存在细观及微观尺度上的非连续性,但这种非连续性对风化程度评价的影响要远小于岩体结构面。无论从风化机理还是从宏观表象(图 2~3)上看,“从结构体表面向内部,越靠近核心的腐岩壳风化程度越低”这一定性评价的准确程度是比较高的,而以此为基础对不同风化指数的适宜性进行评价是合理的。

3 样品采集

峨眉山玄武岩中的节理裂隙十分发育,其中既包括原生的柱状节理、垂直柱体延伸方向的顺层节理,也包括构造裂隙和卸荷裂隙等。玄武岩风化几乎是从所有序次宏观结构面开始并向结构体几何中心方向发育的,发育有完整(腐岩)壳-核(心石)结构,即壳、核界限清晰的结构体规模一般都比较小,等效

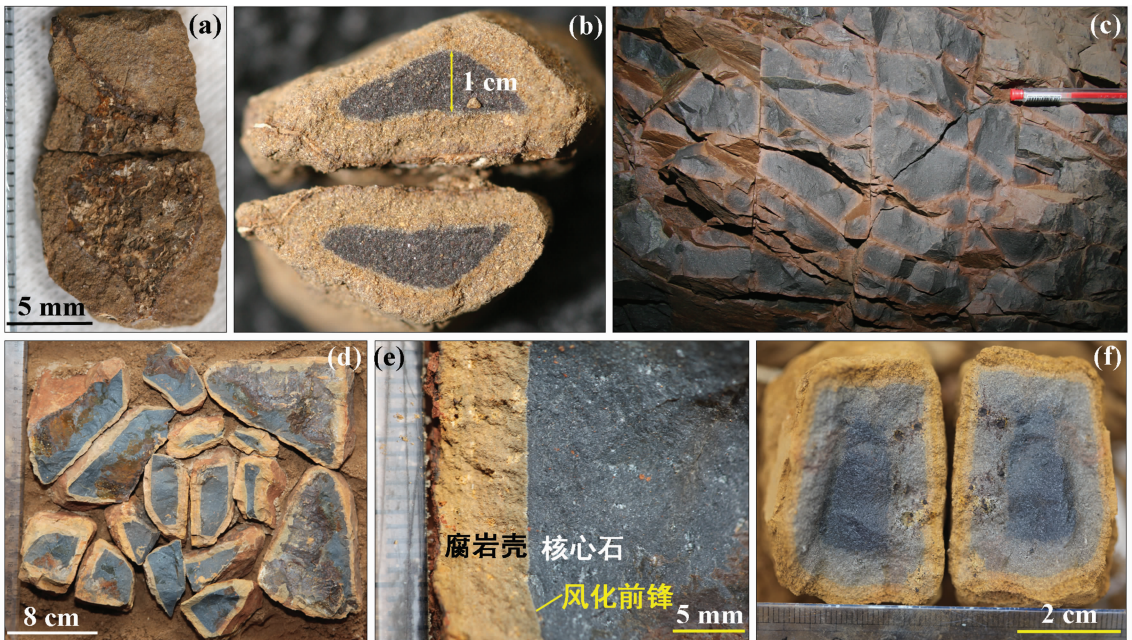


图 3 不同尺度的风化玄武岩结构体
Fig.3 Basalt blocks with saprolite crusts



图 4 头寨滑坡第一组玄武岩样品

Fig.4 The first group basalt samples from Touzhai Landslide



图 5 头寨滑坡第二组玄武岩样品

Fig.5 The second group basalt samples from Touzhai landslide

直径多在 30 cm 以下,最小的只有 1 cm 左右。

为保证风化程度判断的准确性,样品采集时尽可能选择壳、核界限清晰的结构体,而这些结构体的等效直径一般在 20 cm 以下。尽管如此,但从这些结构体上获得的样品量完全可以满足全岩化学分析的需求。为了对化学分析结果和以此为基础获得的风化指数有更为直观的印象,文中给出了所有分析样品的照片。

图 4-a 所示结构体采自头寨滑坡右侧次断壁,从该结构体上采集的编号分别为 T11 和 T12 的无斑玄武岩腐岩壳和核心石样品见图 4-b 和图 4-c。宏观上看,该岩石结构体的风化程度总体较低,壳、核综合差异不是很明显,但前者的风化程度高于后者应该毫无疑问的,这不仅体现在两者的断面颜色方面,也体现在强度方面。

图 5-a 所示结构体采自头寨滑坡后缘断壁,壳、核结构清晰,岩性为无斑玄武岩。从外向内,在该结构体上采集了编号分别为 T21 和 T22 的 2 件化学全分析样品(图 5-b、c)。尽管核心石样品 T22 也有一定程度风化,但程度要明显低于褐黄色腐岩壳 T21。

白鹤滩电站玄武岩风化结构体的外观形态如图 3-c 所示,岩性为柱状节理玄武岩,手标本尺度表现

为无斑玄武岩。在金沙江右岸第 344 号平硐(PD344)采集的 5 块含腐岩壳玄武岩结构体分别位于距洞口 110~114 m、126 m、136 m、150 m 和 188~191 m 处;每个结构体从外向内各取腐岩壳和核心石 2 个样,编号分别为 B11、B12、B21、B22、B31、B32、B41、B42 和 B51、B52 的 5 组 10 个样品张照片见图 6。与图 4-a 所示结构体类似,白鹤滩电站玄武岩结构体的总体风化程度也比较低,腐岩壳具有较高的强度,但壳、核结构清晰,界限分明,前者的风化程度应该低于后者。

烂泥沟滑坡共采集了两组样品,每组包含 2 个样。图 7-a 所示结构体采自后缘拉裂缝(crown cracks)形成的陡坎断面,核心石外见有一层腐岩壳,壳、核界线总体清楚,岩性为斜斑玄武岩,所采集的壳、核样品分别记为 L11 和 L12(图 7-b、c)。图 7-d 所示结构体采自滑源区或称减损区(depletion zone)内一残留的次级滑体,岩性也为斜坡玄武岩,所采集的壳、核样品分别记为 L21 和 L22(图 7-e、f)。从两个结构体上采集的壳、核样品风化差异均很明显。

小龙街出露的主要是无斑玄武岩,风化结构体尺度一般在 3~20 cm,见有一层腐岩壳,壳、核界限清晰(图 8-a),图 8-c、d 分别为从该结构体采集的



图6 白鹤滩电站的5组玄武岩样品
Fig.6 Basalt samples from Baihetan power station

腐岩壳和核心石样品。

图9-a所示无斑玄武岩结构体采自柯度街,外

层腐岩壳呈黄褐色,与内侧接近新鲜状态的核心石界限清晰,从中采集的壳、核样品见图9-b,c。

图10-a所示结构体采自阿子营一高、宽分别为6 m和50 m的柱状节理玄武岩人工开挖剖面的顶部。该剖面上部2 m范围内,玄武岩风化强烈,但柱状节理构造外形保留完整,腐岩特征明显,结构体多含有未完全风化,甚至新鲜的核心石。从图10-a上采集的腐岩壳和核心石样品见图10-b,c。

图11-a所示为一敲碎的致密玄武岩结构体,采自呈贡吴家营乡松茂水库旁侧的断面高约10 m的采石场。该结构体壳、核结构体清晰,腐岩壳呈褐色,依然具有较高的强度,核心石呈灰、浅灰色,总体比较新鲜。从该结构体上采集的腐岩壳和核心石样品见图11-b,c。

根据前文2节的理论分析及图4~11所展示的样品宏观特征可以推断,从7个不同地区的13个玄武岩结构体中采集的腐岩壳样品的风化程度均高于其内侧核心石;T1、B1~B5、S结构体(腐岩壳)(A组)的风化程度接近,但明显低于T2、L1、L2、X、K和A结构体(腐岩壳)(B组);B组中,X结构体(腐岩壳)的风化程度相对最低。以这些样品为对象探讨玄武岩风化过程中的元素地球化学行为(组分析出-富集规律)及风化指数的适宜性,其结论应该是可靠的。

4 玄武岩风化过程中的元素地球化学行为

表2集中给出了从前文所述13个玄武岩结构体上采集的26个样品的全岩化学分析结果,从中可



图7 烂泥沟滑坡的两组玄武岩样品
Fig.7 Two groups of basalt samples from Lannigou landslide



图 8 小龙街玄武岩样品
Fig.8 Basalt samples from Xiaolong street



图 9 柯度街玄武岩样品
Fig.9 Basalt samples from Kedu street



图 10 阿子营玄武岩样品
Fig.10 Basalt samples from Aziying



图 11 松茂玄武岩样品
Fig.11 Basalt samples from Songmao

表 2 玄武岩腐岩壳及核心石样品的全岩化学成分(%)
Table 2 Whole-rock major element composition of basalt samples

采样位置	岩性	结构 体编 号	样品类型	样品 号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	总铁	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	烧减量		
头寨滑坡	无斑玄武岩	T1	腐岩壳	T11	46.61	4.11	12.68	6.33	8.02	10.66	0.20	4.29	8.46	2.74	2.17				4.06	
			核心石	T12	47.90	4.20	12.72	4.61	9.02	10.24	0.20	6.19	8.44	7.96	2.62	2.19				3.70
			腐岩壳	T21	34.82	4.09	15.14	20.47	3.67	17.17	9.97	0.23	4.96	8.61	3.25	0.65	0.59		0.23	11.19
			核心石	T22	48.98	4.12	12.58	8.01	6.41	10.59	10.02	0.20	5.47	8.50	2.14	1.34	0.47	0.01	0.16	3.20
白鹤滩电 站	柱状节理玄 武岩(无斑 玄武岩)	B1	腐岩壳	B11	46.5	4.11	13.53	7.57	6.25	10.15	0.20	5.79	8.75	1.90	1.24	0.47	0.01	0.01	3.13	
			核心石	B12	45.5	4.20	13.74	4.34	9.59	10.49	0.20	6.19	8.44	7.96	2.62	2.19				3.21
		B2	腐岩壳	B21	48.06	4.09	13.33	6.46	7.01	9.97	9.97	0.23	4.96	8.61	2.04	1.38	0.48	0.01	0.01	2.46
			核心石	B22	48.26	4.12	13.56	4.74	8.63	10.02	10.02	0.23	5.43	8.50	2.14	1.34	0.47	0.01	0.01	1.99
		B2	腐岩壳	B31	47.81	4.09	13.34	7.22	6.43	6.43	10.05	0.20	5.47	8.41	2.08	1.54	0.47	0.01	0.01	2.36
			核心石	B32	48.53	4.11	13.29	5.11	8.09	9.86	9.86	0.19	5.30	8.49	2.07	1.60	0.47	0.01	0.01	1.96
		B4	腐岩壳	B41	48.10	4.14	13.44	7.70	5.67	7.86	9.79	0.22	5.38	8.44	2.18	1.51	0.47	0.01	0.01	2.46
			核心石	B42	47.70	3.73	12.77	7.21	7.86	11.15	10.37	0.48	5.17	8.16	1.97	1.39	0.51	0.01	0.01	2.5
B5	腐岩壳	B51	47.39	4.02	12.93	7.99	6.15	6.15	10.37	0.23	5.40	8.12	2.15	1.40	0.46	0.03	0.03	3.25		
	核心石	B52	48.35	4.03	13.12	4.89	8.31	9.88	9.88	0.28	5.03	8.83	2.08	1.34	0.48	0.02	0.02	2.33		
烂泥沟滑 坡	斜斑玄武岩	L1	腐岩壳	L11	23.62	9.34	15.66	32.33	3.39	25.25	0.27	0.63	1.05	0.46	0.38	1.00	0.40	0.40	12.78	
			核心石	L12	49.23	3.92	13.47	6.38	7.00	9.90	0.19	4.53	8.50	2.48	1.37	0.55	0.20	0.20	2.80	
		腐岩壳	L21	33.85	7.14	14.19	20.54	5.06	18.30	0.31	3.32	1.82	0.36	0.72	0.60	0.72	0.60	0.27	12.53	
		核心石	L22	49.03	3.90	13.24	6.80	6.65	9.93	0.20	4.47	8.38	2.12	1.51	0.52	0.52	0.56	0.56	3.51	
小龙街	无斑玄武岩	X	腐岩壳	X11	45.68	4.04	14.45	13.02	2.41	10.98	0.16	3.57	4.05	2.89	2.43	0.51	0.04	0.04	7.03	
			核心石	X12	48.29	3.87	14.06	5.03	7.29	9.18	0.15	4.00	6.25	3.12	2.12	2.12	0.51	0.13	4.86	
柯度街	无斑玄武岩	K	腐岩壳	K11	36.83	7.1	10.36	30.62	1.78	22.80	0.18	1.63	0.32	0.08	0.31	0.5	0.04	0.04	9.96	
			核心石	K12	50.08	2.95	14.32	5.31	7.8	9.78	0.18	4.87	8.72	1.98	0.92	0.34	0.34	0.02	0.02	1.88
阿子营	柱状节理玄 武岩(无斑 玄武岩)	A	腐岩壳	A11	24.11	7.91	20.59	21.68	2.41	17.04	0.12	2.10	0.40	0.45	0.64	1.12	0.04	0.04	18.66	
			核心石	A12	48.21	4.14	12.46	6.33	9.05	11.46	0.18	4.32	7.91	2.37	1.36	0.49	0.06	0.06	2.98	
松茂	无斑玄武岩	S	腐岩壳	S11	48.93	4.12	12.40	9.26	5.20	10.52	0.17	4.12	7.88	2.48	1.33	0.50	0.50	0.06	0.06	3.41
			核心石	S12	50.57	4.21	12.74	5.07	8.12	9.86	0.19	4.25	8.55	2.54	1.21	0.49	0.49	0.07	0.07	2.05

注:由云南省地质矿产勘查开发局中心实验室分析。

以看出腐岩壳与核心石之间在各主要元素含量方面的差异。

图 12 集中给出了 13 个玄武岩结构体从核心石到腐岩壳时 Si、Ca、Mg、Na、K 五种活动性组分(mobile element)氧化物含量的变化情况。

从图 12-a、b 可以看出,从核心石到腐岩壳,13 个结构体中有 11 个的 SiO₂ 含量表现出不同程度的衰减,说明玄武岩风化过程中 Si 是比较活跃的。A 组结构体腐岩壳的 Si 淋失程度要明显低于 B 组;而 X 结构体从核心石到腐岩壳的 SiO₂ 衰减幅度明显低于 B 组其他结构体,说明玄武岩风化程度越高, Si 淋失程度越强烈。同时需要注意的是, A 组中的 B1 和 B4 号结构体腐岩壳的 SiO₂ 含量比其内侧核心石还要高(图 12-a),这种现象主要与两个结构体的风化程度较低,包括 Si 在内的组分淋失-富集程度还不显著有关。腐岩壳及核心石 SiO₂ 的含量差异表明,玄武岩风化过程, Si 淋失对风化程度的响应并不是很敏感,当风化处于较低水平时, Si 无淋失。

对于风化程度较低的 A 组结构体,从核心石到腐岩壳, CaO 含量变化基本上是无规律的,其中 B3、B5 和 S 降低,而 T1、B1、B2 和 B4 不降反升(图 4~11,图 12-c、d)。由于含量波动幅度都比较小(最大的 B5 也只有 0.71%), A 组结构体从核心石到腐岩壳的 CaO 含量变化应该属于原岩化学组成非均质特性的表现,而与风化过程中的组分淋失-富集无关。风化程度较高的 B 组结构体腐岩壳的 CaO 含量均明显低于其内侧核心石(图 4~11,图 12-d),而且衰减幅度较大,幅度最大的 K 结构体达 8.4%,最小的 X 结构体也有 2.2%; X 结构体从核心石到腐岩壳的 CaO 衰减幅度明显低于 B 组其他结构体,说明玄武岩风化程度越高, Ca 淋失程度越强烈。玄武岩风化过程, Ca 元素的相对贫化主要发生在风化过程的中后期,风化初级阶段的 Ca 淋失并不明显。

与 CaO 类似,对于风化程度较低的 A 组结构体,从核心石到腐岩壳, MgO 含量变化也是无规律的, B1、B2 和 S 降低,而 T1、B3~B5 则增大(图 4~11,图 12-e)。由于 MgO 含量的变幅也都很小(最大的 B2 也只有 0.47%),这种波动应该属于原岩非均质特性的表现,同时也暗示这 7 个结构体还没有发生显著的组分淋失与富集。风化程度较高的 B 组结构体的腐岩壳 MgO 含量均明显低于其内侧核心石(图 4~11,图 12-f),而且衰减幅度较大,幅度最大的

K 结构体达 3.9%; X 结构体从核心石到腐岩壳的 MgO 衰减幅度明显低于 B 组其他结构体,说明玄武岩风化程度越高, Mg 淋失越强烈。玄武岩风化过程中, Mg 的地球化学行为与 Ca 十分相似,风化程度越高,淋失越强烈,但其淋失也主要发生在风化过程的中后期,初级阶段的 Mg 淋失并不明显。

对于风化程度较低的 A 组结构体,从核心石到腐岩壳, Na₂O 含量的变化也是无规律的, B2 和 S 小幅降低,其余 5 个则小幅增大(图 4~11,图 12-g)。由于波动幅度都比较小, 7 个结构体从核心石到腐岩壳的 Na₂O 含量变化应该属于原岩非均质特性的表现。B 组结构体的腐岩壳 Na₂O 含量均明显低于其内侧核心石(图 4~11,图 12-h),而且衰减幅度较大; X 结构体从核心石到腐岩壳的 Na₂O 衰减幅度明显低于 B 组的其他结构体。玄武岩风化过程, Na 元素的相对贫化主要发生在风化过程的中后期,风化初级阶段的淋失并不明显。

图 12-i、j 表明,对于风化程度较低的 A 组结构体,从核心石到腐岩壳, K₂O 的含量变化也是无规律的, 7 个结构体中 3 个降低, 4 个升高,但变幅均不大(图 4~11,图 12-i),应该属于岩石非均质特性的表现。除 X 结构体外, B 组结构体腐岩壳 K₂O 的含量均明显低于其内侧核心石(图 4~11,图 12-j),而且衰减幅度均较大,这些结构体的 K₂O 含量变化应该是风化过程中 K 淋失的结果。

当玄武岩风化达到一定程度时, Ca、Mg、Na、K 均表现为淋失,而且风化程度越高,淋失越强烈,而四种元素在风化过程中的活动性(mobilization)应该是有差异的。为评价它们的活动性差异,图 13 给出了 B 组结构体中 T2、L1、L2、A 和 K 从核心石到腐岩壳时, CaO、MgO、Na₂O 和 K₂O 相对含量衰减幅度(核心石与腐岩壳中氧化物相对含量的差值占该氧化物在核心石中相对含量的百分比)的对比情况。该图表明,玄武岩风化过程中, Ca 活动性明显高于 Mg, Na 活动性明显高于 K, Ca 与 Na 活动性接近, Mg 与 K 的活动性接近。

综上所述,对于风化中后期的峨眉山玄武岩, Si、Ca、Mg、Na、K 五种活动性组分的淋失均比较明显,风化程度越高、淋失越强烈,对风化程度的指示性较明显;风化过程中, Ca 的活动性高于 Mg, Na 的活动性高于 K, Ca 与 Na 的活动性接近, Mg 与 K 的活动性接近。对于风化初期但风化迹象明显的玄武

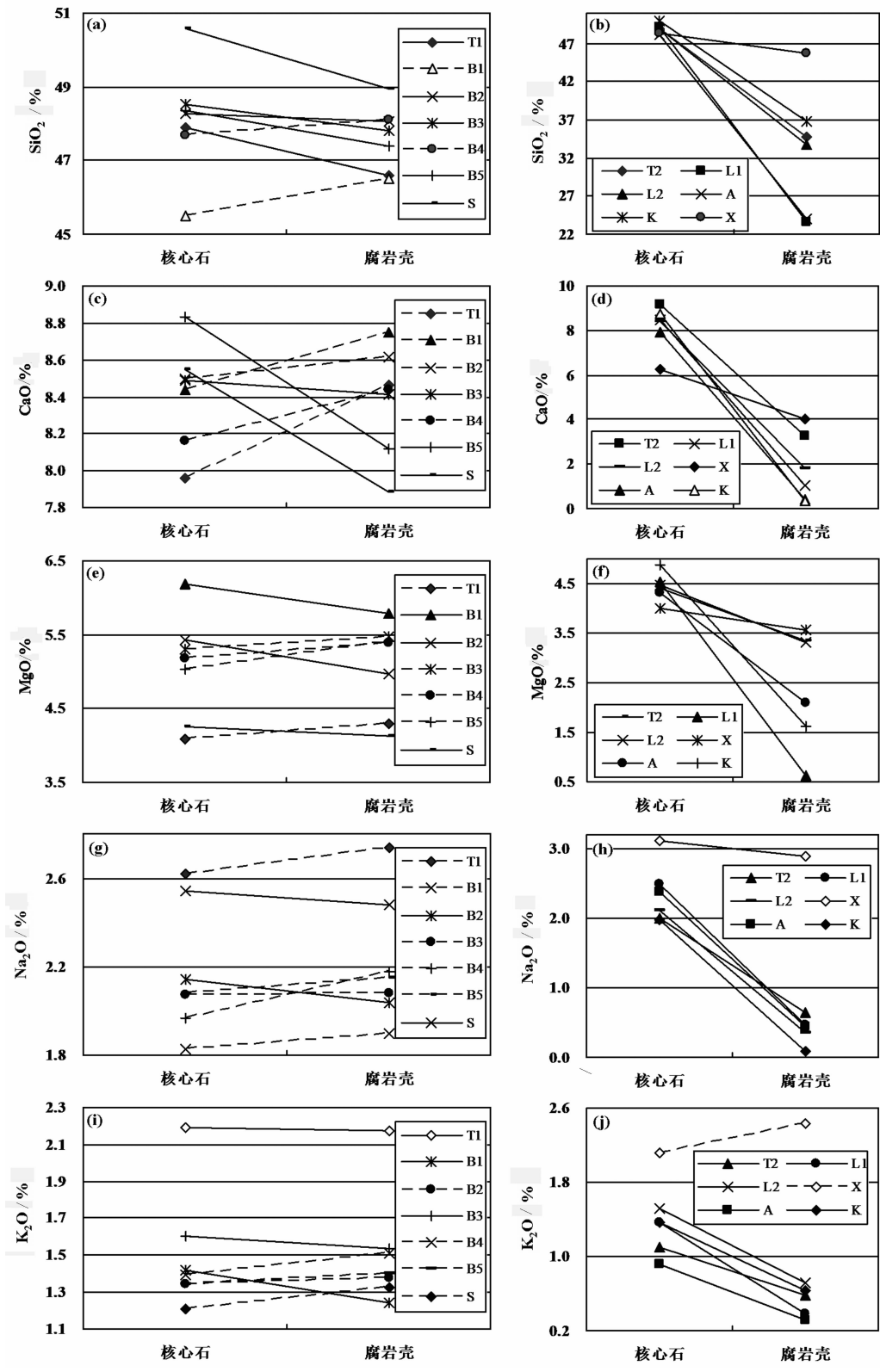


图 12 腐岩壳与核心石的活动性组分含量差异

Fig.12 Mobile element content difference between basalt saprolite crusts and corestones

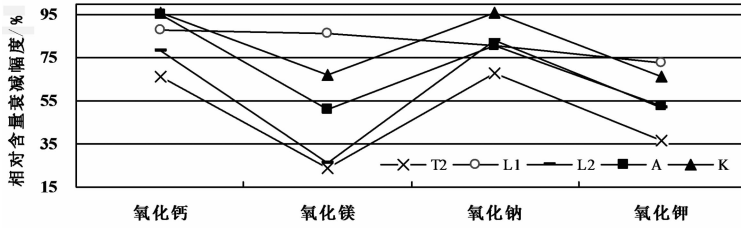


图 13 风化过程中四种元素的活动性对比

Fig.13 The mobilization of Ca, Na, Mg and K during the weathering process

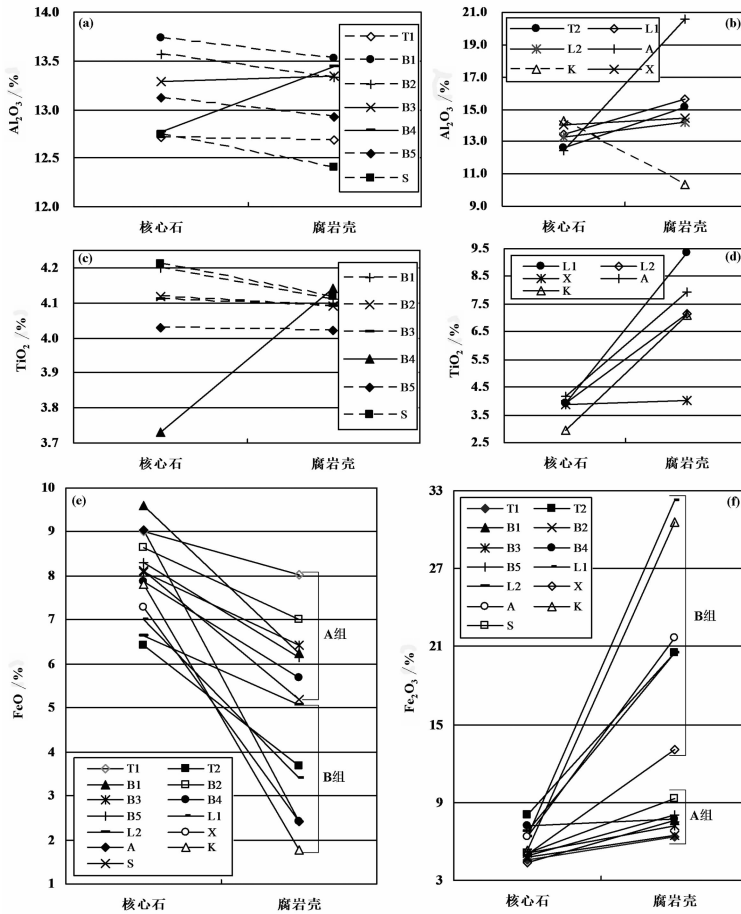


图 14 腐岩壳与核心石的惰性组分含量差异

Fig.14 Immobile element content difference between basalt saprolite crusts and corestones

岩,5 种组分基本无淋失,对风化程度基本无指示作用,这说明单纯依靠组分的绝对淋失评价岩石的风化程度是不全面的。

图 14 集中给出了 13 个玄武岩结构体从核心石到腐岩壳时惰性组分 (immobile element) Al_2O_3 、 TiO_2 、 FeO 及 Fe_2O_3 含量的变化情况。A 组的 7 个结构体中只有 B3 和 B4 的 Al_2O_3 含量有小幅增加,其

余 5 个均为小幅降低(图 14-a),说明该组结构体尚未发生显著的组分淋失与聚集。B 组 6 个结构体中 5 个的 Al_2O_3 含量都有了较为明显的增长(K 结构体的 Al_2O_3 测试结果应该属“异常数据”,可能与分析仪器波动、分析读数及记录等方面出现的误差有关),其中风化程度最低的 X 结构体的 Al_2O_3 富集程度最低。A、B 组之间及 B 组内结构体 Al_2O_3 的含量

变化总体上可以说明,Al 富集程度正相关于风化程度,但是,对于风化初期的玄武岩,Al 富集并不明显,对玄武岩风化程度无指示作用。

与 Al 相似,对于风化程度较低的 A 组 6 个结构体,从核心石到腐岩壳,TiO₂ 的含量变化也是无规律的,除 B4 有 0.41% 的增幅外,其余 5 个均表现为微弱降低(图 14-c)。由于幅度都比较小,6 个结构体从核心石到腐岩壳的 TiO₂ 含量变化应该属于岩石非均质特性的表现,而与风化过程中的组分淋失-富集无关。风化程度较高的 B 组结构体的腐岩壳 TiO₂ 含量均明显高于其内侧核心石,其中风化程度最低的 X 结构体的富集程度最低(图 14-d)。A、B 组之间及 B 组内结构体 TiO₂ 的含量变化同样表明,Ti 富集程度正相关于玄武岩风化程度,但这种指示作用仅限于风化中后期的玄武岩。

图 14-e、f 同时给出了 13 个玄武岩结构体从核心石到腐岩壳时 FeO 和 Fe₂O₃ 的含量变化。图 14-e 表明,从核心石到腐岩壳,13 个结构体的 FeO 含量均出现了不同程度的降低,玄武岩风化过程中 FeO 的丰度降低趋势明显,而风化程度较低的 A 组明显小于 B 组,FeO 含量对玄武岩风化程度变化的响应敏感,风化程度越高,FeO 含量越低。从核心石到腐岩壳,Fe₂O₃ 的变化趋势与 FeO 恰好相反,13 个结构

体的 Fe₂O₃ 含量均出现了不同程度的增大,其中风化程度较低的 A 组增幅明显小于 B 组;Fe₂O₃ 相对含量随着玄武岩风化程度的升高而增大,其增大幅度与风化程度正相关(图 14-f)。

图 15 给出了 13 个玄武岩结构体从核心石到腐岩壳时总铁(∑Fe)相对含量的变化情况。图 15-a 表明,A 组结构体中,4 个的 ∑Fe 有所增大,但增幅总体较小,而且 B1、B2 和 B4 不升反降,说明尚未发生明显的组分淋失。对于风化程度较高的 B 组结构体,腐岩壳的 ∑Fe 均比核心石高(图 15-b),易溶组分淋失已很明显。

玄武岩风化过程,FeO 和 Fe₂O₃ 含量对风化程度变化的响应均很敏感,前者相对贫化而后者相对富集;FeO 和 Fe₂O₃ 的贫化和富集程度分别负、正相关于风化程度,这种变化规律不是随机的,而是受到 Fe 元素表生地球化学行为的控制。含二价铁的矿物在风化过程中是最不稳定的^[9](这意味着玄武岩化学风化首先从含铁矿物开始,而此时易溶组分淋失尚未开始),Fe²⁺易于转化为 Fe₂O₃,而由于 Fe₂O₃ 的难溶性,FeO 的减少必然引起 Fe₂O₃ 的同步增大。因此,FeO、Fe₂O₃ 含量的此消彼长对玄武岩风化程度的指示性要高于其他组分,尤其是风化的初级阶段。

对于风化中后期的峨眉山玄武岩,Al₂O₃、TiO₂

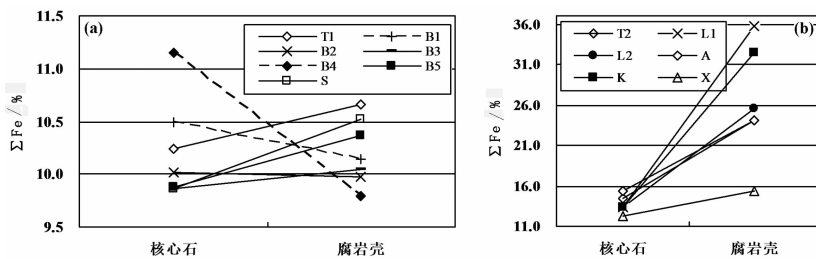


图 15 腐岩壳与核心石的总铁含量差异

Fig.15 Iron content difference between basalt saprolite crusts and corestones

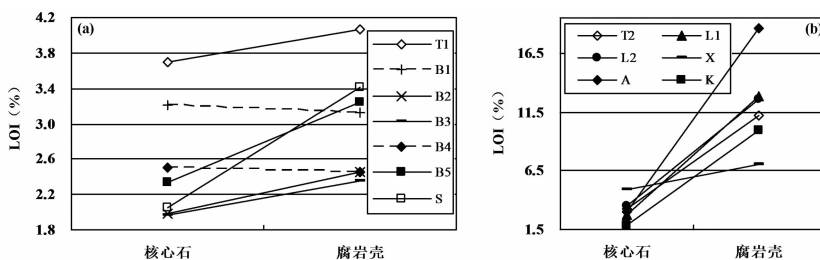


图 16 腐岩壳与核心石的烧失量差异

Fig.16 The LOI difference between basalt saprolite crusts and corestones

及 Fe_2O_3 的富集与 FeO 的贫化均比较明显,风化程度越高、前三者的富集程度越高、后者的淋失越强烈,对风化程度的指示性较强。对于处于风化初期但风化迹象明显的玄武岩,四种氧化物的含量变化不大,对风化程度基本无指示作用。单纯依靠组分的绝对富集与淋失来评价岩石的风化程度是不全面的。

图16给出了13个玄武岩结构体从核心石到腐岩壳时烧失量(LOI)的变化情况。对于风化程度较低的A组,从核心石到腐岩壳,B1和B4不升反降,其余5个结构体小幅上升(图16-a),这种变化应属岩石非均质特性的表现,而与风化过程无关。B组结构体的腐岩壳LOI均明显高于其内侧核心石,其中风化程度最低的X结构体的变幅最小(图16-b)。A、B组之间及B组内结构体LOI变化表明,LOI正相关于玄武岩风化程度,但这种指示作用仅限于风化中后期的玄武岩。

5 结论

综合上述相同地区同一结构体及不同地区不同结构体的腐岩壳与核心石的全岩化学成分变化,可以得出以下几点结论:

(1)评价风化指数可靠性及风化过程中元素地球化学行为的基础是样品风化程度的高低顺序必须是明确的。既有风化指数及其评价研究中所用样品多是从岩体或风化剖面采集的,由于岩体风化的高度非连续性以及全岩化学分析样品的尺度限制,事先确定的样品风化程度高低顺序往往存在很大程度的不确定性,从而降低了相关研究结果的可靠度。

(2)低渗透峨眉山玄武岩结构体风化是通过风化前锋的渐进性扩展实现的,风化结构体具有一层或多层腐岩壳包围核心石的壳核结构,从结构体表面向内部,越靠近核心的腐岩壳风化程度越低。

(3)从峨眉山玄武岩核心区云南境内7个区域采集的13个玄武岩结构体均具有腐岩壳+核心石的壳核结构,腐岩壳风化程度均高于其内侧核心石,以这些结构体的壳、核样品为对象,开展峨眉山玄武岩风化过程中的元素地球化学行为及风化指数研究,其结论应该是可靠的。

(4)玄武岩风化可以分为无明显组分流失与相对富集的初期阶段和已发生明显组分流失-相对富集的中后期两大阶段;初期阶段主要表现为二价铁向三价铁的转变,中后期阶段,二价铁氧化继续进

行,活性组分 Si 、 Ca 、 Mg 、 Na 、 K 明显淋失,惰性组分 Al 、 Ti 、 $\sum\text{Fe}$ 相对富集。

(5)风化初期,随着风化程度的提高, FeO 和 Fe_2O_3 相对含量此消彼长,但 $\sum\text{Fe}$ 相对含量变化不大。

(6)风化中后期,随着风化程度的提高, SiO_2 、 CaO 、 MgO 、 Na_2O 、 K_2O 、 FeO 相对含量单调降低, Al_2O_3 、 TiO_2 、 Fe_2O_3 、 LOI 单调升高。

(7)玄武岩的整个风化过程中, FeO 和 Fe_2O_3 的相对含量对风化程度变化最为敏感。

(8)作为典型的铁镁质岩石,玄武岩的风化程度评价除应考虑硅酸盐矿物水解引起的组分绝对淋失与相对富集外,还应充分考虑贯穿整个风化过程的含铁矿物氧化引起的铁种相对含量变化。

致谢: 本项工作涉及范围广、研究周期长、研究区工作条件复杂,2003—2008级五届博士和硕士研究生唐正光、张家明、陈积普、王志兵、申林方、王朝阳、刘泉、王志强、王红晓及魏力等参加了现场调查、监测及室内试验和资料整理工作。感谢油气藏地质及开发工程国家重点实验室和云南地质矿产开发局中心实验室在样品分析测试中所给予的帮助。

参考文献(References):

- [1] 聂德新,韩爱果,巨广宏.岩体风化的综合分带研究[J].工程地质学报,2002,10(1):20-25.
Nie Dexin, Han Aiguo, Ju Guanghong. Study on integrated zoning of weathering degree of rockmass [J]. Journal of Engineering Geology, 2002, 10(1):20-25 (in Chinese with English abstract).
- [2] 刘春,白世伟.岩体风化程度两级模糊综合评判研究[J].岩石力学与工程学报,2005,24(2):252-256.
Liu Chun, Bai Shiwei. Fuzzy mathematics method for analysis of the weathering degree of rock [J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2005, 24 (2):252-256 (in Chinese with English abstract).
- [3] Duzgoren-Aydin N S, Aydin A, Malpas J. Re-assessment of chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong [J]. Engineering Geology, 2002, 63:99-119.
- [4] Price J R, Velbel M A. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks [J]. Chemical Geology, 2003, 202:397-416.
- [5] 尚彦军,吴宏伟,曲永新.花岗岩风化程度的化学指标及微观特征对比——以香港九龙地区为例[J].地质科学,2001,36(3):279-294.
Shang Yanjun, C.W.W. Ng, Qu Yongxin. Comparison of chemical indices and microproperties of weathering degree of granitic rocks — a case study from Kowloon, Hong Kong [J]. Chinese Journal of Geology, 2001, 36 (3):279-294 (in Chinese with English abstract).

- [6] 陈旭, 许模, 康小兵, 等. 玄武岩风化程度化学指标及微观特征研究[J]. 人民长江, 2008, 39, (16):32-34.
Chen Xu, Xu Mo, Kang Xiaobing, et al. Chemical indices and microproperties study of weathering degree of basalt [J]. Yangtze River, 2008, 39(16):32-34(in Chinese with English abstract).
- [7] 林建英. 中国西南三省二叠纪玄武岩系的时空分布及其地质特征[J]. 科学通报, 1985, 30(12):929-932.
Lin Jianying. Geological characteristics and time-space distribution of the permian basalts in SW China [J]. Chinese Science Bulletin, 1985, 30(12):929-932 (in Chinese with English abstract).
- [8] 王旺章, 汪云亮, 曾昭贵, 等. 峨眉山玄武岩母岩浆的性质及成因类型[J]. 矿物岩石, 1996, 16(1):17-23.
Wang Wangzhang, Wang Yunliang, Zeng Zhaogui, et al. The characteristics and petrogenetic type on the primary magma of Emeishan Basalts [J]. Journal of Mineral Petrol, 1996, 16 (1):17-23 (in Chinese with English abstract).
- [9] 徐则民, 黄润秋, 唐正光. 头寨滑坡的工程地质特征及其发生机制[J]. 地质论评, 2007, 53(5):691-698.
Xu Zemin, Huang Runqiu, Tang Zhengguang. Engineering geological characteristics of the Touzhai landslide and its occurrence mechanisms [J]. Geological Review, 2007, 53 (5):691-698 (in Chinese with English abstract).
- [10] 徐则民, 黄润秋. 峨眉山玄武岩大规模灾难性崩滑事件的地质构造约束[J]. 地质论评, 2010, 56(2):224-236.
Xu Zemin, Huang Runqiu. The geological structure constraint for massive and catastrophic landslides in Permian Emeishan Basalt [J]. Geological Review, 2010, 56(2):224-236 (in Chinese with English abstract).
- [11] 陈忠, 杨其彬, 高保国, 等. 低渗透砂岩油藏开发中的几个问题[J]. 低渗透油气田, 2004, 9(2):11-13.
Chen Zhong, Yang Qibin, Gao Baoguo, et al. Some problems in investigating low permeability sandstone reservoirs [J]. Low Permeability Oil and Gas Fields, 2004, 9 (2):11-13 (in Chinese with English abstract).
- [12] 郭永海, 吕川河. 高放废物处置库选址中低渗透介质地质研究的几个问题[J]. 工程地质学报, 2003, 11(2):133-137.
Guo Yonghai, Lu Chuanhe. Some problems related to the geological research of low-permeable media in sitting of high-level radioactive waste disposal repository [J]. Journal of Engineering Geology, 2003, 11(2):133-137 (in Chinese with English abstract).

The assessment of the weathering intensity of Emeishan basalt based on rock blocks(I): Geochemistry of weathered basalt blocks

XU Ze-min^{1,2}, HUANG Run-qiu²

(1. Department of Civil Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming, 650224, China; 2. State Key Laboratory of Geohazard Prevention and Geoenvironment Protection, Chengdu 610059, China)

Abstract: Emeishan basalt is a typical medium with low permeability. The weathering of basalt rock mass results from basalt block weathering. The weathered basalt block has a shell-like structure formed by core stone which is surrounded by one or more layers of saprolite crusts. From the block surface inward, the nearer it approaches the geometrical center of the block, the lower the degree of weathering becomes. The weathering process of the basalt can be divided into two stages: the early period and the mid-late period. Bivalent iron turns into trivalent iron without significant loss and relative enrichment of components during the first stage. Bivalent iron is oxidized continuously with the leaching of mobile components (Si, Ca, Mg, Na, K) and the relative enrichment of immobile components (Al, Ti, Σ Fe) during the second stage. As the intensity of weathering increases, the relative content of FeO decreases and that of Fe₂O₃ increases, but there is little change in the relative content of Σ Fe during the early period of weathering. With the increase of weathering degree, the relative content of SiO₂, CaO, MgO, Na₂O, K₂O and FeO decreases monotonically while that of Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃ and LOI increases monotonically during the mid-late stage of weathering. During the whole weathering process of the basalt, the relative content of FeO and Fe₂O₃ is most sensitive to the degree of weathering. Changes in the iron species caused by oxidation of iron-bearing minerals throughout the weathering process should serve as the key factor which can be used to evaluate the weathering degree of Emeishan basalt.

Key words: basalt; Emeishan basalt; rock mass; rock block; degree of weathering; weathering index; landslide

About the first author: XU Ze-min, male, born in 1963, professor and doctor, mainly engages in the study of predispose process of landslide hazards; E-mail: abc5100@188.com.