

文章编号: 0379-1726(2003)04-0328-07

广西凭祥英安岩的化学风化作用研究

顾尚义^{1,2}, 万国江¹, 毛健全²

(1. 中国科学院地球化学研究所 环境地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002; 2. 贵州工业大学 资源与环境学院, 贵州 贵阳 550003)

摘要: 利用薄片观察、X 射线粉晶衍射分析和化学分析方法研究了广西凭祥英安岩风化剖面的形成作用。风化作用初期, 母岩中微量黄铁矿的氧化分解导致方解石与绿泥石的迅速分解; 风化中期形成了大量的高岭石、伊利石、蒙脱石和蛭石; 风化作用高级阶段以高岭石、石英和氧化铁矿物的富集为特征, 但仍然存在少量蒙脱石、伊利石和蛭石。风化剖面的部分层段显示出与剖面其他部分明显不同的地球化学特征, 即 Na 的富集和 K 的亏损。在 Al_2O_3 -($CaO^* + Na_2O$)- K_2O 三角图上, 风化中期这些层段明显偏离了正常的风化趋势。矿物学和微形貌的研究表明, 造成偏离的原因是古地下水引起的正长石的钠长石化作用。

关键词: 英安岩; 化学风化; 钠长石化; 广西壮族自治区**中图分类号:** P594 **文献标识码:** A

0 引言

化学风化作用是地球表面岩石圈与大气圈、水圈和生物圈之间的相互作用。岩石风化、土壤形成和沉积物的沉积是维持地球生命系统营养元素供应和控制显生宙以来地球表面温度的重要表面地质过程^[1]。近年来, 许多研究者致力于对古土壤的研究, 以期能从中提取地质历史时期大气圈和水圈演化的重要信息^[2-5]。然而, 风化剖面是一个复杂的开放系统, 化学风化作用受许多因素制约。这些因素包括岩石类型、气候特征、海拔高度、构造运动、时间、地下水波动、有机质和大气沉降等。因此, 对硅酸盐岩石的化学风化作用稳定地球表面温度这一认识也有不同的看法^[6,7]。特别是古土壤还受到风化壳形成后的流水侵蚀作用、成岩作用、热液蚀变以及变质作用等的影响, 这些作用中的一种或几种会或多或少地改变风化壳的矿物组成及其地球化学特征, 从而使得古土壤提供的环境信息具有争议性^[8]。对现代风化剖面的深入研究, 无疑将对地质历史时期的风化作用提供更准确的资料, 把化学风化作用与后期的成岩、热液蚀变作用和变质作用区分开来, 对古风化壳的形成过程做出更为合理的解释。

广西凭祥地处我国西南边陲, 位于 $106^{\circ}45'E \sim$

$107^{\circ}20'E$, $21^{\circ}40'N \sim 22^{\circ}22'N$, 属高温多雨的南亚热带湿润季风气候区, 常年平均气温高达 $21.3^{\circ}C$, 年均降雨量为 $1\ 376.5\ mm$, 且集中在夏季, 全年无霜期 $344\ d$, 年均日照达 $1\ 614\ h$, 干湿季节分明。区内岩浆岩广布, 湿热的气候条件导致岩石广泛风化, 风化壳最大厚度可达百米以上, 是研究岩石化学风化作用的理想场所。

1 采样与实验方法

根据野外多次踏勘, 选择了凭祥市夏石镇西北约 $2\ km$ 的叫弄早三叠世北泗组英安岩现代风化剖面作为我们的研究对象。该地区海拔高度为 $150 \sim 323\ m$, 高差 $173\ m$, 为中低山丘陵地貌类型。采样点没有工农业污染, 风化剖面发育比较完整, 厚约 $21\ m$ 。剖面内未见球状风化夹层, 顶部无冲积-洪积和坡积层覆盖。采用连续刻槽法, 以平均大约 $1\ m$ 的间距, 从下至上共采集了 23 件样品, 每个样品重约 $2\ kg$, 现场用聚乙烯塑料袋密封后带回室内进行分析。风化剖面分层及样品分布情况见图 1。

风化剖面矿物组成根据光学显微镜下的薄片观察结合 X 射线粉晶衍射 (XRD) 分析得出。XRD 分析在中国科学院地球化学研究所矿床实验室进行, 所用仪器为日本理学公司 D/Max-2200 型 X 射线衍射

收稿日期: 2002-12-17; **接受日期:** 2003-04-09**作者简介:** 顾尚义(1969-), 男, 博士, 地球化学专业。

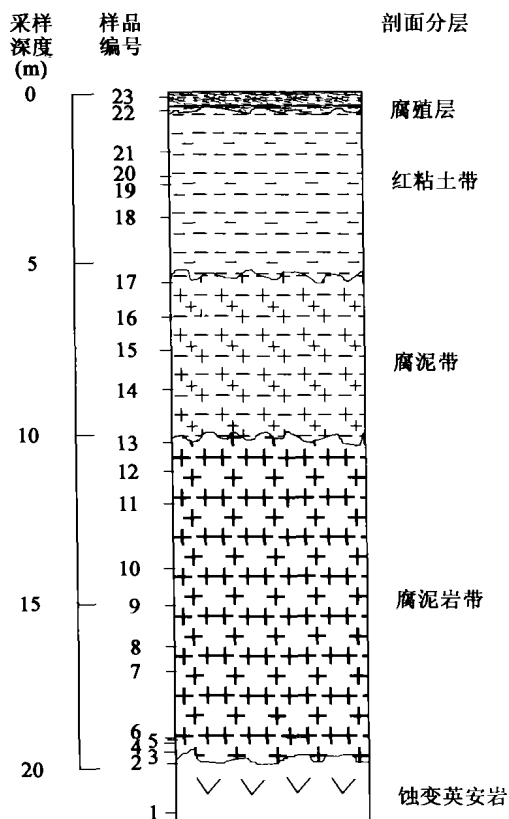


图 1 叫弄英安岩风化剖面示意图

Fig. 1 Schematic map showing the weathering profile for the Jiaonong dacite

样品编号 1-23 对应于 BF-1—BF-23。

仪,仪器条件为 $K\alpha$ -Cu 靶,扫描速度 $8^\circ/\text{min}$,管电压 40 kV,管电流 30 mA。

化学全分析由国土资源部宜昌地质矿产研究所岩矿测试室完成,测试方法为容量法、光度法和原子吸收光谱法。

2 结果与讨论

2.1 矿物学特征

风化母岩(BF-1 和 BF-2)蚀变英安岩呈灰绿色、红棕色,斑状结构,斑晶为斜长石和石英,少量黑云母。斜长石呈自形至半自形的板状,聚片双晶发育,核心及富钙的部位蚀变成高岭石、绢云母及方解石(少量)。石英一般自形程度较高,边缘有熔蚀港湾。黑云母虽已蚀变成棕黄色的水黑云母和进一步的蚀变产物绿泥石,但其极完全解理特征及消光特性仍然保留。在绿泥石矿物边缘及中心部位常见黑色的钛铁矿产出,说明黑云母蚀变过程中钛并没有迁移

太远。周围有时见自形程度很高的磷灰石。此外,也有交代斜长石中的钠长石并沿其解理方向产出的绿泥石。在绿泥石颗粒中还分布有半自形至他形的黄铁矿。蚀变英安岩中常见的另一种蚀变矿物是方解石,呈细脉状切穿岩石,或胶结长英质基质。玉髓也是蚀变作用产生的常见矿物,呈球状、放射状,正交偏光下韵律状消光明显,部分重结晶为表面洁净的石英。XRD 图谱上还见有少量蒙脱石、石膏、针铁矿以及蒙脱石与绢云母的间层矿物。本层斜长石含量平均为 18%,钾长石 13%,石英 42%,绿泥石 10%,高岭石 6%,方解石 5%,蒙脱石 4%。

腐泥岩带(BF-3—BF-13)以大量氧化铁矿物的出现为标志,与母岩界面处为褐色,可见方解石被溶蚀后留下的空洞,表明英安岩的蚀变作用发生在风化作用之前。风化界面之上的几厘米之内方解石、黄铁矿已完全消失。一部分绿泥石被氧化成氧化铁,另一部分风化为蒙脱石与蛭石,从而数量骤减,到离地表 12 m 附近完全消失。部分斜长石晶体周围包裹着一层氧化铁薄膜,风化作用仍然从核心部位和富钙部位开始,钠质的边缘未见风化特征。长石的风化产物有蒙脱石、伊利石与高岭石、石英和玉髓,石英分布于斜长石颗粒的内部,而玉髓呈球粒状分布于斜长石内部及其边缘。这一特征表明,长石风化过程中形成的部分二氧化硅并未被风化溶液带走,而是以石英和玉髓的形式重新沉淀下来。钛铁矿风化形成截面呈菱形的锐钛矿。石英颗粒边缘开始显示溶蚀特征,内部裂纹开始发育。该带斜长石与钾长石含量均变化极大。斜长石含量约 2%~20%,钾长石含量约 3%~15%,伊利石含量约 5%~15%,蒙脱石含量约 5%~13%,石英含量约 17%~40%,高岭石含量 10%~15%,蛭石含量约 3%~7%,氧化铁矿物含量 4%~8%。剖面露头观察表明,该带斜长石与钾长石含量变化幅度大的原因是顶部风化样品(BF-11、BF-12、BF-13)呈灰色、灰白色砂糖状,钠长石含量较高(约 10%~20%)。本带除上述顶部样品外,斜长石含量大大降低,为 2%~4%。

腐泥带(BF-14—BF-17)与腐泥岩带为渐变过渡关系,呈褐色、黄色和灰白色。斜长石基本上已风化,但其形态特征仍然保留,伊利石也逐渐风化为高岭石。高岭石有时呈团块状产出。石英斑晶颗粒内部裂纹发育,部分已分解为几个较小的颗粒,边缘因溶蚀而呈锯齿状。该带中斜长石已风化殆尽,钾长石含量约 5%~8%,高岭石含量约 42%,伊利石约 8%,石英约 28%,蛭石约 4%,蒙脱石约 4%。

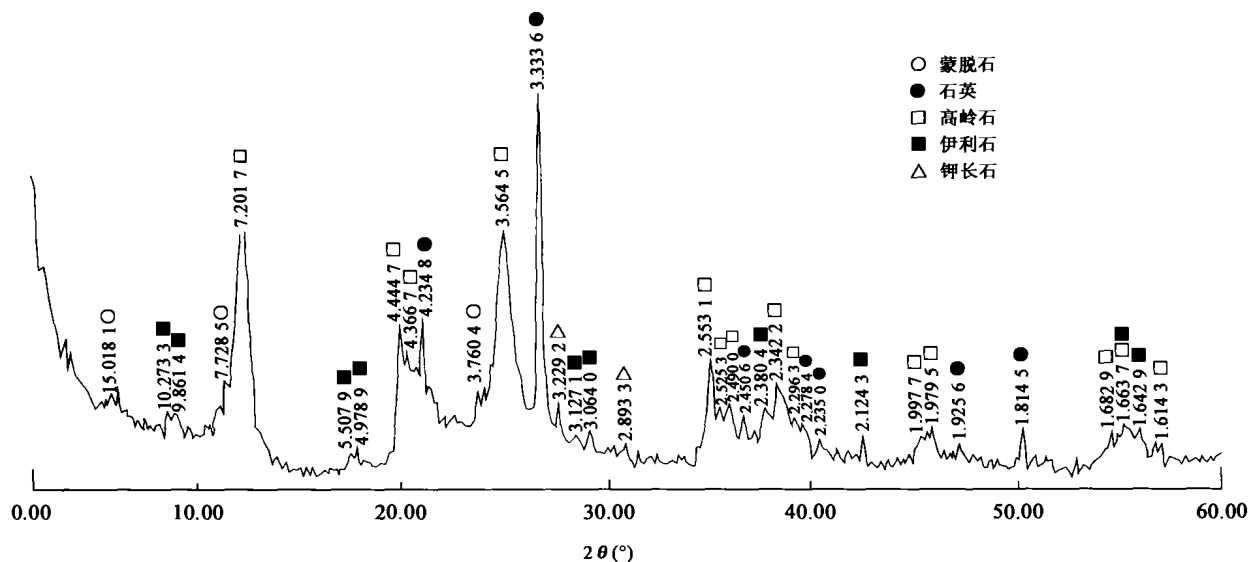


图 2 红粘土带的 XRD 图谱

Fig. 2 XRD pattern of Sample No. BF-20 in red clay zone (diffraction peak d-value in Å)
样号 BF-20, 衍射峰 d 值单位为 Å

红粘土带 (BF-18—BF-21) 呈黄色和砖红色, 原岩结构开始受到破坏, XRD 研究 (图 2) 结合野外与显微镜下观察表明, 主要矿物为高岭石、石英、赤铁矿和伊利石, 蒙脱石与蛭石明显较低, 斜长石虽已风化, 部分颗粒外形依然比较完整, 可见少量部分风化的钾长石颗粒。钾长石含量约 5%, 蒙脱石约 2%, 高岭石约 52%, 石英约 32%, 伊利石约 2%, 蛭石约 1% ~ 2%。

腐殖层 (BF-22—BF-23) 矿物组成以高岭石为主, 其次为石英、赤铁矿和针铁矿, 少量伊利石和蒙脱石。原岩结构已完全破坏。高岭石含量约 62%, 石英约 24% ~ 33%, 钾长石约 3%。

2.2 地球化学特征

23 件样品的化学全分析结果见表 1。由于在化学风化过程中, 活动性元素的淋失或剖面体积缩小会直接造成样品中稳定性元素的浓度增加, 从而掩盖这一过程中元素迁移或富集的真实面目。因此, 一般采用某一元素 (如 Ti、Al 和 Zr 等) 作为不活动元素, 计算样品中其他元素的变化率^[9, 10]:

$$\Delta X(\%) = [(X_s/I_s)/(X_p/I_p) - 1] \times 100$$

式中: X_s 和 I_s 分别代表样品中元素 X 和不活动元素 I 的含量 (质量分数, 下同); X_p 和 I_p 分别表示上述元素在母岩中的含量。若 $\Delta X > 0$, 则说明元素 X 相对 I 富集, $\Delta X < 0$ 反映元素相对 I 迁出。本文选择 Al 作为风化过程中的相对不活动元素, 将其他元素氧化物与母岩 BF-1 中的相比较来衡量风化过程中

各元素的活动性。

此外, 风化壳发育过程中由于节理裂隙的存在, 使得风化作用进行并不完全按照由下至上风化强度逐渐增高的规律, 为此我们利用化学蚀变指数 (CIA, chemical index of alteration) 来表征各个样品的风化程度。CIA 的定义如下^[10]:

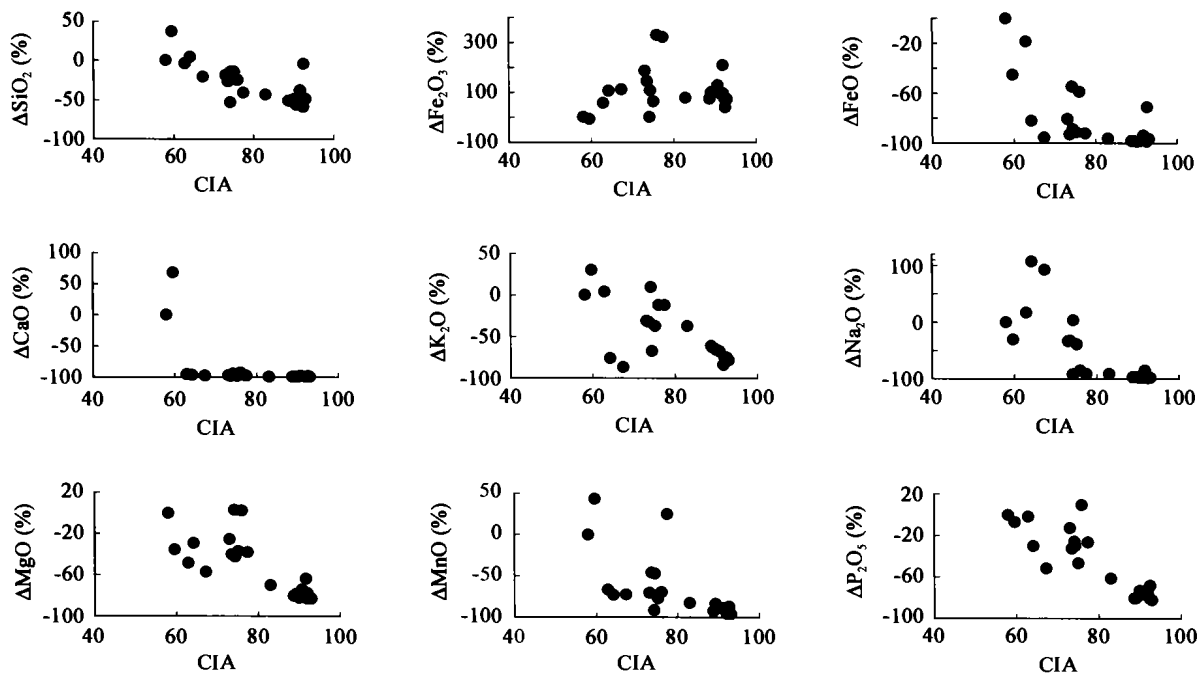
$$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$$
 式中: 各氧化物均为其摩尔数, CaO^* 为与硅酸盐结合的 CaO , 按 McLennan^[11] 推荐的方法计算。

各主元素氧化物相对于 Al_2O_3 的变化率随 CIA 的变化趋势见图 3。从图 3 中可以看出, 随着风化作用的进行, SiO_2 显示出逐渐亏损的趋势, 反映了硅酸盐矿物 (如长石和绿泥石等) 风化和 SiO_2 逐渐从剖面中流失的特点。 Fe_2O_3 得到富集, 相对于母岩最大富集程度为 332%; 相反, FeO 则呈现出亏损特征, 最大亏损程度为 98%, 反映了母岩绿泥石中 Fe^{2+} 的逐渐氧化过程。剖面中 Fe_2O_3 和 FeO 的波动反映了化学风化过程中氧化还原状态的变化, 即古地下水位的波动。地下水位以下的风化剖面处于饱和水状态, 氧化还原电位相对较低, 氧化铁矿物被还原溶解; 而地下水位以上的风化剖面处于不饱和状态, 氧化还原电位相对较高, 氧化铁矿物残留于原地。分析表明, 叫弄剖面样品从 BF-13 向上, 除表层样品 (BF-23) 因有机质的还原作用使得其中 Fe_2O_3/FeO 比值 (质量分数之比, 下同) 较低外, 其余样品 (BF-13—BF-22) Fe_2O_3/FeO 比值为 10.2 ~ 48.3, 平均为 30.50; 而 BF-3—BF-12 中 Fe_2O_3/FeO 比值为

表 1 叫弄风化剖面主元素组成(%)

Table 1 Major element compositions (%) of the Jiaonong weathering profile

样号	深度(m)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	烧失	总量	CIA
BF-23	0.15	63.68	14.85	0.97	3.92	2.49	0.15	0.37	0.92	0.06	0.09	0.02	12.78	100.30	92.5
BF-22	0.55	53.84	23.70	0.50	7.75	0.49	0.12	0.56	1.35	0.07	0.08	0.01	11.09	99.56	93.0
BF-21	1.75	53.32	23.87	0.43	8.81	0.41	0.14	0.56	1.54	0.09	0.10	0.01	10.02	99.30	92.0
BF-20	2.55	49.50	27.14	0.80	8.90	0.23	0.11	0.65	1.78	0.06	0.10	0.02	10.94	100.23	92.4
BF-19	2.75	45.95	24.06	0.77	13.89	0.31	0.12	0.74	1.62	0.08	0.13	0.03	11.32	99.02	92.0
BF-18	3.75	52.77	23.48	0.79	9.10	0.20	0.10	0.57	2.09	0.10	0.12	0.03	10.02	99.37	90.0
BF-17	5.55	52.50	24.12	0.84	7.93	0.25	0.13	0.65	2.45	0.11	0.09	0.02	9.84	98.93	88.7
BF-16	6.55	51.56	23.78	0.82	8.99	0.27	0.12	0.70	2.28	0.12	0.09	0.04	10.32	99.09	89.2
BF-15	7.55	48.22	24.79	0.81	10.63	0.22	0.33	0.88	2.10	0.08	0.11	0.03	11.12	99.32	90.7
BF-14	8.55	57.32	20.82	0.70	7.56	0.74	0.14	1.04	0.88	0.42	0.10	0.02	9.56	99.30	91.6
BF-13	10.15	62.08	17.50	0.65	6.97	0.47	0.25	1.03	0.61	4.49	0.16	0.05	5.62	99.88	67.3
BF-12	11.05	63.14	16.53	0.88	6.46	1.08	0.25	1.30	1.40	2.27	0.22	0.09	5.95	99.57	74.3
BF-11	12.05	66.52	14.34	0.78	5.57	1.47	0.25	1.38	0.91	3.98	0.19	0.04	4.16	99.59	64.2
BF-10	13.85	64.06	16.79	1.24	5.19	0.84	0.18	1.44	2.75	1.37	0.17	0.04	4.98	99.05	75.1
BF-9	15.15	58.54	17.96	1.08	8.25	0.73	0.19	1.47	3.17	1.62	0.23	0.10	6.06	99.40	73.6
BF-8	16.15	59.02	16.31	1.06	8.76	1.84	0.24	1.66	2.94	1.45	0.27	0.05	5.48	99.08	73.1
BF-7	16.95	55.52	21.92	1.14	7.32	0.50	0.09	0.90	3.60	0.27	0.16	0.04	7.72	99.18	82.9
BF-6	18.95	61.74	14.43	1.56	4.29	6.71	0.32	1.02	3.91	2.25	0.27	0.05	2.96	99.51	62.9
BF-5	19.00	49.10	18.66	1.21	14.74	0.86	0.24	1.58	4.28	0.22	0.26	0.24	8.02	99.41	77.4
BF-4	19.10	47.77	22.70	1.30	4.37	5.93	0.63	3.19	6.50	0.26	0.32	0.02	6.52	99.51	74.2
BF-3	19.40	52.86	15.83	0.76	12.75	3.75	0.57	2.21	3.64	0.32	0.33	0.05	6.12	99.19	75.8
BF-2	19.70	62.10	10.20	0.85	1.84	3.20	8.09	0.90	3.47	0.95	0.18	0.15	8.11	100.04	59.7
BF-1	21.15	56.26	12.65	1.15	2.36	7.25	5.97	1.73	3.30	1.69	0.24	0.13	6.70	99.43	58.0

图 3 叫弄剖面主元素氧化物相对于 Al₂O₃ 的变化率随 CIA 的变化趋势图Fig. 3 Changing trends of major element oxides relative to Al₂O₃ vs. CIA for the Jiaonong profile

0.6~17.1, 平均为 6.8。因此, 样品 BF-13 所在位置(离地表 10.15 m)附近可能就是古地下水位。风化作用初期, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 就显示出急剧降低的特征, 这是由风化母岩中方解石的大量存在及其斜长石中的钙长石较容易风化所决定的。 MnO 与 P_2O_5 随风化作用的进行亏损也较为明显, 前者与 Mn 主要赋存于方解石与绿泥石等矿物有关, 而后者则与磷灰石的分解有关。

$\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 与 $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值显示出特殊的变化趋势, CIA 值分别为 75.1、64.2 和 74.3 的 3 个样品(即样品 BF-11、BF-12 和 BF-13)与剖面的其他样品变化趋势很不协调。 $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值的最大亏损程度达 87%, 而 $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值的最大富集程度为 108%, K 与 Na 显示出相反的变化趋势。除这 3 个样品外, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值显示出早期基本与母岩保持一致, 晚期逐渐亏损的变化趋势; 而 $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值则从早期到晚期均显示出亏损特征。这与国内外学者对现代火成岩及黄土等的风化趋势研究结果是一致的^[9-13]。从 $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O})-\text{K}_2\text{O}$ 图解(图 4)中也可以清楚地看出, 除去上述 3 个样品外, 该风化剖面英安岩的风化趋势是早期为去 Ca、Na 阶段, 表现为风化趋势平行于 $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O})$ 连线; 晚期为去 K 阶段, 表现为风化趋势平行于 $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}$ 连线。

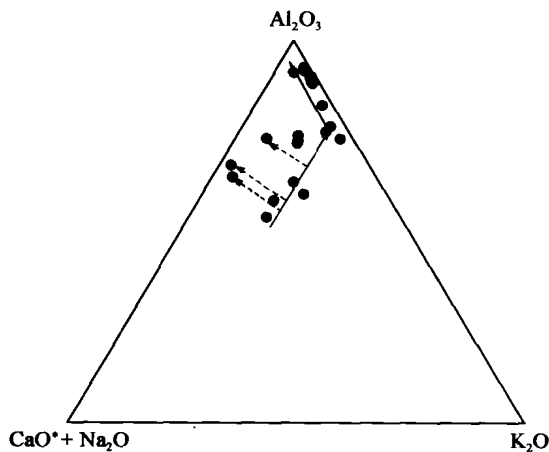


图 4 叫弄剖面 $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O})-\text{K}_2\text{O}$ 图解

Fig. 4 $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O})-\text{K}_2\text{O}$ triangular diagrams for the Jiaonong profile

图中各组分均为摩尔数, CaO^* 为与硅酸盐结合的 CaO 。

从风化壳剖面(图 1)可以看出, BF-13 所在的位置正好是腐泥岩带与腐泥带的交界。 K_2O 与 Na_2O 含量的突变, 以及前述 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比值的变化反映了古地下水在剖面某些层段的存在引起这些部位化学

风化作用与上部剖面呈现明显的差别。即古地下水面之上的剖面部分为大气降水导致的正常化学风化作用, 而古地下水面之下的样品则是氧化铁矿物的部分溶解和去 K 富 Na 作用。研究表明, 引起去 K 富 Na 的原因是正长石的钠长石化, 这可以通过显微镜观察得到证实(图 5)。图 5a 中靠照片右侧暗色者为一正长石颗粒, 左侧为一钠长石颗粒, 由于交代不完全, 部分正长石得以保留下来。图 5b 中的钠长石颗粒比较完整, 正长石颗粒已被完全交代。图 5c 中的等厚胶结物(非晶质二氧化硅)直接指示了古潜水的存在^[14]。因此推测, 正是古地下水带来的 Na 交代了样品中钾长石而形成自生钠长石, 而将 K 带出剖面。

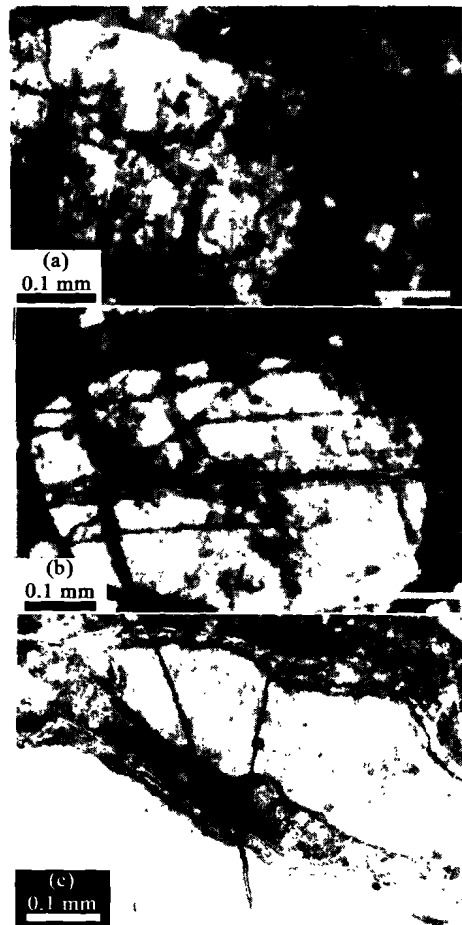


图 5 叫弄风化剖面中的自生钠长石和等厚胶结物显微照片

Fig. 5 Microphotos showing authigenic albite and isopachous cement in the Jiaonong weathering profile

a. 自生钠长石(左边, 具钠长石双晶)交代正长石(右边暗色者), 样号 BF-13, 正交偏光; b. 自生钠长石(无原生正长石残留), 样号 BF-13, 正交偏光; c. 等厚胶结物(指示古潜水条件), 样号 BF-13, 单偏光。

MgO/Al₂O₃ 比值有随风化作用进行而逐渐亏损的趋势,但 2 个样品(BF-3 和 BF-4,相应的 CIA 值分别为 75.8 和 74.2)则与母岩英安岩的相似,这与样品中绿泥石转变为蛭石而使 MgO 进入蛭石晶格中得以保留有关。

3 结 论

对广西叫弄蚀变英安岩风化剖面的矿物学和地球化学特征的研究表明,风化作用初期岩石中的方解石、绿泥石和黄铁矿迅速分解,斜长石中的钙质组分先于钠长石风化。风化作用中期形成大量高岭石、蒙脱石(主要为钠蒙脱石)、伊利石和蛭石等,风化作用高级阶段以石英和高岭石、氧化铁矿物的富集为特征,但仍含有少量蒙脱石、伊利石和蛭石,说明剖面的成熟程度不是非常高。由于古地下水的影 响而形成的钾长石的钠长石化作用,使得剖面部分层段的发育偏离了岩石的正常风化趋势。

参考文献(References):

- [1] Walker J C G, Hays P B, Kasting J F. A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of the Earth's surface temperature [J]. *J Geophys Res*, 1981, 86(C10): 9 776 ~ 9 782.
- [2] Holland H D, Beukes N J. A paleoweathering profile from Griqualand West, South Africa: Evidence for a dramatic rise in atmospheric oxygen between 2.2 and 1.9 bybp [J]. *Am J Sci*, 1990, 290-A: 1 ~ 34.
- [3] Retallack G. Reappraisal of a 2200 Ma-old paleosol near Waterval Onder, South Africa [J]. *Precamb Res*, 1986, 32(2-3): 195 ~ 232.
- [4] Rye R, Kuo P H, Holland H D. Atmospheric carbon dioxide concentrations before 2.2 billion years ago [J]. *Nature*, 1995, 378(6557): 603 ~ 605.
- [5] Rye R, Holland H D. Geology and geochemistry of paleosols developed on the Hekpoort Basalt, Pretoria Group, South Africa [J]. *Am J Sci*, 2000, 300(2): 85 ~ 141.
- [6] Staudigel H, Hart S R, Schmincke H-U, *et al*. Cretaceous ocean crust at DSDP Sites 417 and 418: Carbon uptake from weathering versus loss by magmatic outgassing [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1989, 53(11): 3 091 ~ 3 094.
- [7] François L M, Walker J C G. Modelling the Phanerozoic carbon cycle and climate: Constraints from ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotopic ratio of seawater [J]. *Am J Sci*, 1992, 292(2): 81 ~ 135.
- [8] Ohmoto H. Evidence in pre-2.2 Ga paleosols for the early evolution of atmospheric oxygen and terrestrial biota [J]. *Geology*, 1996, 24(12): 1 135 ~ 1 138.
- [9] Nesbitt H W, Markovics G. Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1997, 61: 1 653 ~ 1 670.
- [10] Nesbitt H W, Young G M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1984, 48(7): 1 523 ~ 1 534.
- [11] McLennan S M. Weathering and global denudation [J]. *J Geol*, 1993, 101(2): 295 ~ 303.
- [12] 陈骏, 季峻峰, 仇纲, 等. 陕西洛川黄土化学风化程度的地球化学研究[J]. *中国科学(D 辑)*, 1997, 27(6): 531 ~ 536.
Chen Jun, Ji Jun-feng, Qiu Gang, *et al*. Geochemical studies on the intensities of chemical weathering in the Luochuan loess-paleosol sequence, Shaanxi, China [J]. *Sci China (D)*, 1997, 27(6): 531 ~ 536 (in Chinese).
- [13] 陈骏, 王洪涛, 鹿化煜. 陕西洛川黄土沉积物中稀土元素及其它微量元素的化学淋滤研究 [J]. *地质学报*, 1996, 70(1): 61 ~ 72.
Chen Jun, Wang Hong-tao, Lu Hua-yu. Behaviours of REE and other trace elements during pedological weathering: Evidence from chemical leaching of loess and paleosol from the Luochuan section in central China [J]. *Acta Geol Sinica*, 1996, 70(1): 61 ~ 72 (in Chinese with English abstract).
- [14] Horv th Z, Varga B, Mindszenty A. Micromorphological and chemical complexities of a lateritic profile from basalt (Jos Plateau, Central Nigeria) [J]. *Chem Geol*, 2000, 170(1-4): 81 ~ 93.

Chemical weathering for dacite in Pingxiang, Guangxi

GU Shang-yi^{1,2}, WAN Guo-jiang¹, MAO Jian-quan²

(1. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China; 2. School of Resources and Engineering Science, Guizhou University of Technology, Guiyang 550003, China)

Abstract: Optical observation for thin sections, X-ray diffraction analyses and chemical analyses are applied to study the formation of a dacite weathering profile in Pingxiang, Guangxi. In the initial stage of weathering, calcite and chlorite in parent rock broke down rapidly due to the oxidation of minor amount of pyrite. Kaolinite, illite, montmorillonite and vermiculite were formed in a large amount during the middle stage of weathering. When profile developed to advanced stage, the mineral assemblage is characterized by kaolinite, iron oxide minerals and quartz with a small amount of illite, montmorillonite and vermiculite reserved. Some layers in the weathering profile show different geochemical characteristics from the others, namely sodium enrichment and potassium depletion. In Al_2O_3 -($CaO + Na_2O$)- K_2O triangular diagram, the weathering trends of these layers in the middle stage are remarkably deviated from normal ones. Both mineralogy and micromorphology of these layers indicate the deviation is formed by the albitization of orthoclase caused by fossil groundwater.

Key words: dacite; chemical weathering; albitization; Guangxi Zhuangzu Autonomous Region