

遵义苟江铝土矿区水井坎矿段铝土矿成矿化学组分 演化序列及成矿阶段的划分

时中越 王庆生

(贵州地质矿产局一〇二地质大队)

关键词: 铝土矿 成矿阶段 演化序列 水井坎矿段

〔内容提要〕 本文对水井坎矿段矿床地质特征作了深入研究的基础上,联系有关各时期构造运动,划出了该矿段铝土矿形成过程中的六个成矿阶段,并叙述了各阶段的主要成矿作用,同时总结出成矿过程中的化学组份演化序列。

对于黔北铝土矿,在此文之前,已从面上作过较为系统全面的研究^{〔1〕〔2〕〔11〕}。本文仅将苟江矿区水井坎矿段新近所作的典型矿床研究中,对有关成矿的化学演化序列及成矿阶段的一些新的见解提出来,为不断加深对该类型矿床的认识提供素材。

1 地质概况

水井坎矿段内铝土矿赋存于石炭系下统九架炉组(C_{1j} 即含矿岩组)中。九架炉组分别假整合于下二叠统栖霞组(P_{1q})与下奥陶统桐梓组二段(O_{1t^2})之间。其顶面比较平整,呈疏缓的波状;底面受底板白云岩中发育的古喀斯特的影响,起伏很大,其下的 O_{1t^2} 伊利石粘土岩(含中华正形贝化石)也沿该起伏面呈波状分布。在某些凹陷较深的部位, O_{1t^2} 常缺失,而使九架炉组直接覆于桐梓组一段甚至寒武系娄山关群白云岩之上。

含铝岩组分上下两岩性段,下段(C_{1j}^1)为粘土岩段:主要由伊利石粘土岩组成,其中分布在底面低凹处的粘土岩中常见杂乱无分选的同质粘土岩碎屑。部分地段也夹绿泥石岩、硫铁矿等,硫铁矿常常呈囊状体产于底面低凹处该段的底部。有些部位尚能见后生的硅质岩团块和小透镜体产生。 C_{1j}^1 在全区基本都有分布,但厚度变化较大,厚度大者多见于古喀斯特的凹地中。在下伏底面为正地形处,该段的顶部时有古残留红土壳存在^{〔2〕}。

上段(C_{1j}^2)为含铝岩段:系铝土矿的产出层位,主要组成岩石有铝质岩、铝质粘土岩,并多以铝土矿或铝质岩与下段分开。该岩段内尚有粘土岩及含煤地层产出。矿体的厚度和矿层结构等产出特征严格受其基底古喀斯特起伏的制约,厚大矿体、多层结构矿体多产于溶斗中。矿体多为1层,少数两层或两层以上,最多者可到10层。矿体厚可从小于1m到近100m(多层的总厚)。矿段内矿石可分为红矿(含绿泥石或赤铁矿的高铁铝土矿)和白矿(相当于灰白色低铁铝土矿),其中白矿在矿段中普遍分布。部分多层结构的白矿体间不同

程度地夹有煤层(贫煤及无烟煤)或炭质泥岩,最多者夹有8层。这些岩矿石内产有早石炭世孢子化石,并见部分植物根部化石屑。深部白矿常为高硫矿石,浅表白矿多为优质矿石。红矿在区内分布零星或存在于白矿矿石之下,红、白矿石间有着密切的成因关系^[2]。该段各种岩矿石层序变化极大,其内常具碎屑结构、豆鲕结构,碎屑与杂基同质,大小不等,无分选^[11]。

2 成矿过程中化学组份演化序列

根据矿段内含铝岩组及其底板 O_1t^2 的不同特征、剖面位置及形成的先后顺序分为 O_1t^2 粘土岩、 C_{1j}^1 粘土岩、古残留红土、 C_{1j}^2 岩石、红矿、白矿六种岩矿石类型。用这些类型不同的化学成份所作的种种研究,得出了成矿过程化学组份演化序列中一些十分有意义的现象和规律,它们为该类型铝土矿的成因提供了有力的佐证^[2]。

2.1 各岩矿类型的 Q 型聚类分析

据矿段内 98 件微量元素样分析的 17 种元素含量及这些样品的 Al_2O_3 、 SiO_2 、 Fe_2O_3 、 TiO_2 、 CaO 、 MgO 、 K_2O 的含量按上述六种岩矿石类型作出它们的 Q 型分析谱系图(图 1),结果发现,由微机给出的各岩矿类排列顺序,正好是由下至上的剖面顺序。从中尚可看出,古红土壳与 C_{1j}^1 岩石关系最密切,它们又与 O_1t^2 岩石接近,也就显示出它们在成矿过程中的因果关系,即后者是前者的母岩。红矿与白矿自成一簇,揭示了它们的亲缘性。

2.2 矿石的 R 型聚类分析

对矿石中前述化学成份进行 R 型聚类分析,得出图 2。

图中十分明显地将 24 种成份分成以铝、硅、铁为代表的三簇。铝簇所反映的是一些化学性能稳定的元素,它们大致与铝同步变化。硅簇则基本组合了一些化学稳定性差,实际上主要是伊利石母岩中所含有或吸附的成份,它们随硅的变化而变化。铁簇之所以自成一簇,是因为铁具有特殊的地球化学性质,即它既不象铝一样稳定地逐渐富化,也不象硅一样逐渐贫化,而是富化与贫化阶段性出现。

2.3 各岩矿类型 Al_2O_3 、 SiO_2 、 Fe_2O_3 的演化

上述岩矿石类型除前五种外,又将白矿分为深部白矿和浅表白矿。把它们各数十件样品的分析结果投于以 Al_2O_3 、 SiO_2 、 Fe_2O_3 为端点的三角图中(图 3)。可以看出,以上各岩矿类的化学成份由 SiO_2 端元向 Al_2O_3 端元的演化是连续的,这一系列清楚地反映了铝土矿的形成过程是不断加深风化的过程。

由于古红土多残留其下部,甚至有相当部分为母岩变动带下部的物质,故图中 C_{1j}^1 岩石与残留红土发生较大的重叠,而它们又与 O_1t^2 粘土岩相接,也表明它们与这一类岩石的母源关系。同时看出,红矿以前的轨迹线近似地与三角图的 Si、Al 边平行,说明这一段时

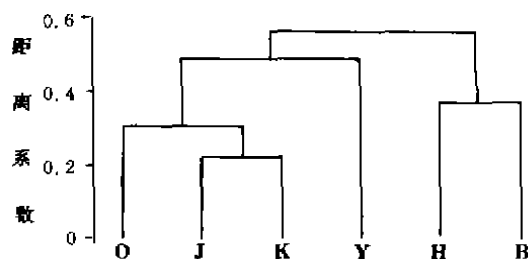


图 1 各岩矿类型的 Q 型聚类分析谱系图

O— O_1t^2 粘土岩 J— C_{1j}^1 粘土岩 K—残留红土壳
Y— C_{1j}^2 岩石 H—红矿 B—白矿

Fig. 1 Q-type collecting analysis of every
rock—mineral

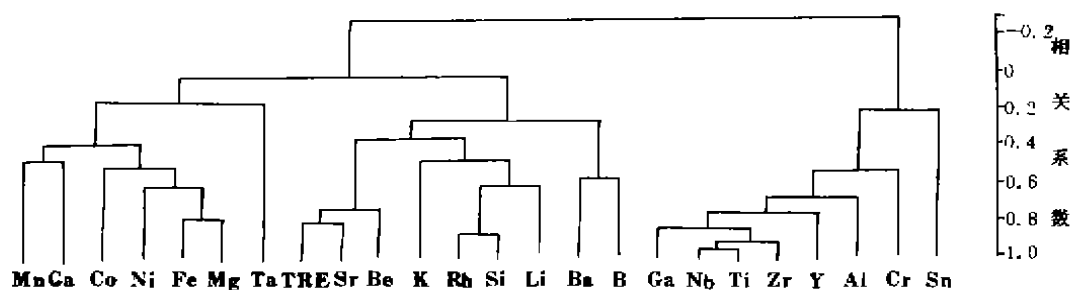


图2 矿石中各化学成份R型聚类分析谱系图

Fig. 2 R-type collecting analysis of every chemical composition in Ore—stone

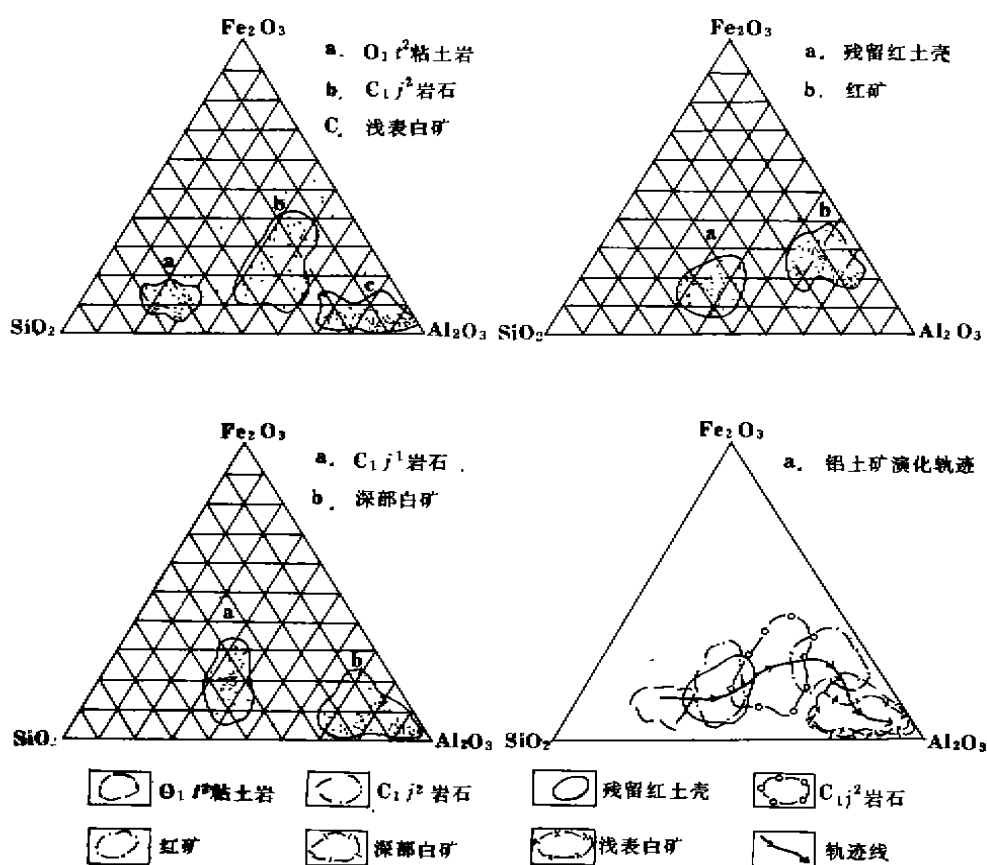


图3 Fe₂O₃—SiO₂—Al₂O₃三端元图

Fig. 3 the map of Fe₂O₃—SiO₂—Al₂O₃three ends

期主要是排硅过程。其中C₁J²岩石和红矿的Fe₂O₃高值,正反映出红土化作用的铁质壳部分

大多分散地以再积方式进入了该两岩矿石中。红矿与白矿则硅的含量基本一致,而铝与铁大体互补,这就是排铁作用的物质体现。现代成生作用对矿石的进一步优质化作用,使得浅表白矿向 Al_2O_3 端元更进一步的就位。

2.4 微量元素的演化

对矿段内所分析的 17 种微量元素含量及 TiO_2 含量分别按前述六种岩矿石进行平均值计算排列后发现,凡以化合物形式或类质同象形式存在于重矿物中的化学性能稳定的元素⁽³⁾,如 Ga、Cr、Nb、Zr、Ti 皆由 O_1t^2 粘土岩向白矿呈逐渐升高的趋势。而那些常为海相泥质岩类所吸附的不稳定元素,如 Rb、Be 则成下降趋势(表 1)。

这一演化序列也充分地反映了铝土矿的形成和富集,实际上是化学风化成熟度逐渐增高的过程。

2.5 Al_2O_3 与 TiO_2 、Ga、Nb、Zr、Rb、Be 比值的演化

Al_2O_3 与 TiO_2 、Ga、Nb、Zr、Rb、Be 的比值在六种岩矿石类型中自 O_1t^2 粘土岩至白矿的演化情况是: Al_2O_3/Ga 、 Al_2O_3/Nb 、 Al_2O_3/Zr 由高到低; Al_2O_3/Rb 、 Al_2O_3/Be 由低到高(表 2)。

该系列反映出成矿过程中 Ti、Ga、Nb、Zr 等元素的相对富集程度比 Al 元素还高,而 Rb、Be 则反复被淋失。

3 成矿阶段的划分

根据不同岩性段及不同岩矿类型的特征,结合区域构造运动等背景情况分析,把区内铝土矿的形成划分为如下六个阶段。

3.1 残坡积土的形成阶段

该阶段代表性产物是 C_{1j}^1 粘土岩。从岩石的分布和结构构造看,它们主要是由下奥陶统大致同质的粘土岩风化而成的残坡积土壤后经石化而成。由于组成岩石的矿物仍以伊利石为主,说明当时的气温较低,淋滤作用弱⁽⁴⁾,其风化作用是以物理的为主,化学风化作用并不十分活跃。因而其结果只能使古风化壳中的 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 TiO_2 等相对有所提高,部分伊利石仅矿物晶格遭受不同程度的破坏。也就是形成一般土壤。

该段粘土岩发育于高低不等的桐梓组一段碳酸盐岩之上,说明当时基底的喀斯特已有所发育。这很可能是都匀运动使区内有所抬升的结果造成的。

3.2 红土形成阶段

残留红土壳的存在直接说明了红土化作用曾在黔中隆起的某一阶段发生过。

据贵州省的区域地质资料⁽⁵⁾,黔中隆起南缘从泥盆纪到早石炭世早期(岩关期)地层皆为连续沉积。在这些地层中常有大量植物化石产出并夹一些红色地层和赤铁矿,说明其气候炎热潮湿与干旱季节交替出现。这样的气候正适宜红土化的进行。

志留纪末泥盆纪初的广西运动普遍影响到黔北,使矿段所处区域又一次抬升,喀斯特再一次发展,使区内早期形成的残坡积层形成了低缓的丘陵山地。处于丘陵地带风化壳之下的下伏桐梓组一段及寒武系中上统巨厚的碳酸盐岩石的排泄条件极为良好,因此在丘陵的顶部及坡地产生了红土壳。

地壳处于稳定状况下所发生的红土作用,很可能起于泥盆纪初期,即广西运动结束后

表1 各岩矿类型中部分微量元素含量均值的变化 (ppm)。

Table 1 Average changes (ppm) of partial micro-elements quantity tenring in every rock-ore types

| 岩矿类型 元素 | Q _{1t} ² 粘土岩 (O) | C _{1j} ¹ 岩石 (J) | 古红土壳 (K) | C _{1j} ² 岩石 (Y) | 红矿 (H) | 白矿 (B) | 变化趋势简图 | | | | | |
|------------|---|--|-------------|--|-----------|-----------|--------|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | O | J | K | Y | H | B |
| Ga | 29 | 46 | 44 | 70 | 92 | 133 | | | | | | |
| Zr | 107 | 166 | 200 | 358 | 512 | 794 | | | | | | |
| Nb | 18 | 26 | 26 | 41 | 53 | 78 | | | | | | |
| Cr | 137 | 147 | 160 | 273 | 387 | 412 | | | | | | |
| Sn | 4.0 | 6.5 | 5.7 | 10.6 | 14.7 | 17.3 | | | | | | |
| Ti | 4475 | 7482 | 7398 | 12116 | 14068 | 21217 | | | | | | |
| Rb | 110 | 59 | 61 | 28 | 6 | 6 | | | | | | |
| Be | 4.6 | 2.8 | 3.7 | 1.9 | 1.4 | 1.4 | | | | | | |
| 样品数 | 11 | 16 | 17 | 9 | 21 | 24 | | | | | | |

表2 各岩矿类型中 Al₂O₃ 与部分成份比值的变化Table 2 The ratio change of Al₂O₃ and partial compositions in every rock-ore types

| 岩矿类型 成分比值 | Q _{1t} ² 粘土岩 (O) | C _{1j} ¹ 岩石 (J) | 古红土壳 (K) | C _{1j} ² 岩石 (Y) | 红矿 (H) | 白矿 (B) | 变化趋势简图 | | | | | |
|-----------------------------------|---|--|-------------|--|-----------|-----------|--------|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | O | J | K | Y | H | B |
| $\frac{Al_2O_3(\%)}{Ti_2O_3(\%)}$ | 28.08 | 25.50 | 24.35 | 19.71 | 23.10 | 21.37 | | | | | | |
| $\frac{Al_2O_3(\%)}{Ga(ppm)}$ | 0.73 | 0.70 | 0.68 | 0.57 | 0.58 | 0.54 | | | | | | |
| $\frac{Al_2O_3(\%)}{Zr(ppm)}$ | 0.21 | 0.19 | 0.15 | 0.12 | 0.11 | 0.10 | | | | | | |
| $\frac{Al_2O_3(\%)}{Nb(ppm)}$ | 1.20 | 1.25 | 1.17 | 1.11 | 1.01 | 1.01 | | | | | | |
| $\frac{Al_2O_3(\%)}{Rb(ppm)}$ | 0.30 | 0.59 | 0.77 | 2.33 | 16.40 | 20.47 | | | | | | |
| $\frac{Al_2O_3(\%)}{Be(ppm)}$ | 4.74 | 13.73 | 9.66 | 19.78 | 38.75 | 52.31 | | | | | | |
| 样品数 | 11 | 16 | 17 | 8 | 21 | 24 | | | | | | |

至早石炭世早期。

红土作用的结果,一方面使上部反应壳中化学成份成熟度达到相当高程度,形成主要由针、赤铁矿和三水铝石组成的红土和原始红矿(氧化铝红土);另一方面脱硅作用使硅质下渗及侧向迁移,部分在下部残坡积层中温度较低处沉淀下来,形成硅质岩团块及小透镜体。

3.3 氧化铝红土再积阶段

根据 C_{12} 含铝岩段中大量杂基碎屑的出现,部分多层矿、多层煤的产出,矿体厚度与基底古地形的关系等地质特征,区内大多数矿石再积(或多次再积)作用的发生当是无疑的,而且再积的方式应该是以泥流方式向低洼处堆积。

经古孢粉鉴定,无论是产于多层矿之间或其底板的炭质泥岩中的孢子,皆属早石炭世晚期的分子,故再积期即发生于此相对短暂的时候。这样有理由可以推测,紫云运动就是这次再积作用的动力所在。据区域资料,紫云运动在贵州省可发生于泥盆纪末至中石炭世之间,并影响到黔北地区⁽⁵⁾。从区内九架炉组的产出,可以确定在区内发生于泥盆纪末至早石炭晚期以前的时期。它以上升作用为主,使区内又一次抬升,造成氧化铝红土及其周围风化壳之下的碳酸盐地层产生渗蚀、坍塌、破裂,又一次喀斯特化。附近的铝红土物质则向喀斯特洼地中堆积。紫云运动可能延续的时间相对较长,使区内地壳发生多次间歇性上升,造成矿段内一些地方喀斯特化作用多次进行或此起彼伏的发育。从而使这些地方多次堆积形成多层矿。在局部喀斯特溶洼、溶斗中排泄受阻时,还可以间歇性发育沼泽,形成矿层间的炭质泥岩或煤层夹层。

在此阶段中,既然炭质泥岩和煤能够产生并保留下来,说明再积阶段不应该有红土化作用相伴随。

堆积后的原始红矿,当处于有植物生长的水体中,特别是沼泽中的弱酸性还原环境时,可以发生初期的排铁作用,使这些地方的铝土矿初期成熟化和颜色变白。

3.4 成岩初期古表生阶段

正常情况下,位于水体之下的沉积物,当为新的沉积物复盖后,就进入了成岩的初期阶段。随着复盖物的不断增加,沉积物不断固结,就转入正常成岩和后生阶段。区内九架炉组属陆相沉积,它形成后基本未再受复盖,而于晚石炭世一直暴露于地表。从而含矿岩组的各种岩矿石才堆积下来进入成岩初期后,紧接着便进入表生阶段。

这个阶段主要完成多数铁与矿石的分离——排铁作用——二阶段成熟化和变白作用,并发生部分优质化。夹有较多植物的原始红矿,在成岩初期有机质分解时,将其中的铁从高价氧化物形式转变成为低价氧化物形式,而这种形式的铁比较容易溶于水⁽⁶⁾。大量的低价铁随雨水以喀斯特中心排泄方式向下渗透。部分在下伏碳酸盐地层中被水带出区外,大多数则在较厚而疏松的早期残坡积层中(主要是低部)以黄铁矿形式淀积下来,部分富集成囊状硫铁矿。同时,这种含铁雨水在渗透过程中,使沿途岩矿石发生变化和受到一定改造。

多位于丘顶及坡地的原始红矿水渍作用弱,植物生长稀少,难以大量发生上述变化,仅在部分红矿的上部因少量植物的分解而变为白矿。其余则基本保持原貌。

除此而外,由于流动雨水的长期影响,还将产生铝土矿顶部局部退化成为高岭石、铝、

铁胶体间歇性凝聚形成部分鲕粒及凝胶环带等作用。

3.5 成岩及后生阶段

这一阶段系九架炉组被二叠系及以上地层覆盖以后的正常成岩及后生阶段。这个阶段的末期应在区内的含铝岩组接近地表, 而表层循环水尚未大量影响该组地层之前。受到黔桂运动至喜马拉雅运动一系列沉陷、抬升、褶皱、断裂等影响的结果, 其时限从早二叠世开始, 推测可能延至老第三纪末。

此阶段除层中未分解完及上复地层中的植物及微生物进一步分解, 使古表生阶段淋滤尚不彻底而残留的少量氧化铁被还原为黄铁矿外, 还有两个对铝土矿影响较大的重要地质作用。一个是三水铝石的脱水作用, 另一个是绿泥石化。

按中南工业大学范法明的实验: “当温度达到 150°C , 压力 500MPa 维持恒温恒压六天, 三水铝石有 80% 变为勃姆石, 约 10% 变为硬水铝石。”众所周知, 勃姆石是很易于转变为硬水铝石的。根据地热梯度、构造运动的挤压、成无烟煤的煤化温度^[7]、铝土矿的聚热性^[8]、地质时间效应等诸多条件推测, 区内这一阶段中要满足上述条件是不难的。故现在矿石中的一水硬铝石完全有可能由原始矿石的三水铝石脱水而成。

绿泥石只能在化学风化作用受抑制的地区幸存下来^[9]。在铝红土化时及古表生期, 成铝物质及含铝岩组皆暴露于地表, 是难以广泛地形成这样的环境的。因此现存红矿石中大量的绿泥石可能是这一阶段以后的低变质矿物(按多数学者的意见, 成岩作用形成的绿泥石也多在后生期或浅变质期生成^[9])。被深埋的原始红矿在高温、高压环境下, 由于有缺氧地下水参与, 高价氧化铁大部分被转化为低价铁而与铝硅酸盐矿物结合形成绿泥石。从而使矿石成为另一形式的红矿。

此外, 在后生开放系统中, 随着 CO_3^{2-} 的带入。围岩中(主要是底板)部分二价铁将转变为菱铁矿, 还可有次生方解石生成。

3.6 表生阶段

区内九架炉组在其上覆大部分地层被剥蚀, 地表下潜循环水较普遍进入时, 就开始了表生阶段。表生阶段的时限估计从新第三纪至现在。

表生阶段应包括表生成岩^[9]和表生风化两部分。表生成岩作用对铝土矿的变化贡献不大, 而最有意义的是表生氧化作用。残留矿石中的绝对含量虽不高, 但却对严重影响矿石质量的黄铁矿, 在浅表环境里被淋滤, S^{2-} 、 SO_4^{2-} 被带出矿层, 使矿石优质化。加之浅表部含矿岩组顶底碳酸盐岩石不断溶蚀, 使抵抗风化力很强的铝土矿层不断出露和坍塌, 从而在矿段内形成了较多优质露采矿石。以含绿泥石为主的红矿也因风化作用使部分矿石铁含量有所降低。

综上所述可以看出, 一个成矿阶段的开始或结束及各阶段中地质作用的发生和发展, 无不与一次大的地壳变动——构造运动紧密相关, 即构造运动的发生为新的地质作用提供了必要的动力条件。

4 结 语

根据水井坎矿段铝土矿床的地质特征、成矿分析认为: 从成因机制上可归纳为“红土一再积—改造型”矿床。若从产出特征来划分可与匈牙利地质学家 G·巴杜西对喀斯特铝土

矿大类划分^①中的“哈萨克斯坦型”相当,即“含矿地层除铝质岩类外,尚有碎屑岩、炭质岩类,矿体多为透镜状、不规则状,成若干层产于中等到强烈喀斯特化基岩上。基底岩石为碳酸盐岩或夹泥质岩类。矿与基岩的间隔时间很长,多大于1亿年。为准原地型”。

除此而外,矿段内少数残留于原地的铝红土剖面,如 TC121 所见^{[2][10]}(矿段内尚有若干处可见)。上部的铝土矿则属于红土—改造型的铝土矿。它是由红土作用形成后未经再积作用而残留原地的。它与 G·巴杜西划分的“阿里埃日型”相当,具双层结构,即“矿系两分,上为产铝矿地层;下为泥灰岩或粘土岩,二者渐变,再下基岩为碳酸盐岩。喀斯特化弱—中等(介于红土型和喀斯特型间)”。这种类型所见很少,分布也零星,实际上不能构成铝土矿的一个独立类型,但它作为古红土型剖面,却是罕见的,具有比较重要的研究意义。

主 要 参 考 文 献

- (1) 刘翼峰 王庆生等 1990 黔北铝土矿成矿地质特征及成矿规律 贵州人民出版社
- (2) 王庆生 1988 遵义铝土矿的成矿条件及成因探讨 贵州地质 第5卷第2期
- (3) Г·И·伊·伊 1982 系统矿物学 地质出版社
- (4) 蓝先洪 1990 粘土矿物作为古气候指标矿物的探讨 地质科技情报(中国地质大学) 第9卷第4期
- (5) 贵州省地质矿产局 1987 贵州省区域地质志 地质出版社
- (6) Г·И·布申斯基 1984 铝土矿地质学 地质出版社
- (7) 杨 超等 1982 中国煤田地质学(上册) 煤炭工业出版社
- (8) 章柏盛 1984 黔中石炭纪铝土矿矿床成因等若干问题的初步探讨 地质评论 第30卷第6期
- (9) 刘宝瑞 1980 沉积岩石学 地质出版社
- (10) 盛章琪 1989 中国红土型及古风化壳型铝土矿床中粘土矿物的演化特征 贵州地质 第6卷第4期
- (11) 蔡泽沛 1988 遵义苟江铝土矿矿床地质特征 贵州地质 第5卷第1期

The Chemical Component Evolutionary Sequence of Bauxite Mineralization and the Division of Mineralization Stages of Shuijingkan Mining Section of Goujiang Bauxite Area in Zunyi, Guizhou

Shi Zhongyue Wang Qingsheng
(No. 102 Geological Team of Guizhou)

Abstract

On the basis of a thorough study geological features of Shuijingkan mining section and in association with the tectonic movement of every period, this paper has divided the bauxite in this mining section into six mineralization stages in the course of formation, expounded the main mineralization of each stage and at the same time summed up the chemical component evolutionary sequence in the course of mineralization.

① 据贵州地矿局刘翼峰翻译的 G·巴杜西著《喀斯特铝土矿》中的部分内容。