论风化壳相、古风化壳相矿床

廖士范

(贵州省地矿局)

一、导论

现代风化作用形成的风化壳相矿床和更新世以前古风化作用形成的古风化壳相矿床，既不同于一般陆相沉积，如河流相、湖沼相沉积，也不同于一般海相沉积。它们有大同小异的形成机制和物质组成，后者包括风化壳物质的结构、构造，如碎屑、砾块，豆鲕、结核（结石）及矿物组成。它们都是现代风化作用或古风化作用形成的，不是水体中沉积的结构、构造，没有水体中自生矿物。古风化壳相矿床之所以形成，取决于适合风化作用的气候、地形、地理以及地球化学条件。

80年代初期，IGCP129项便是专门研究风化作用的项目，1986年度地质调查还将这个项目的研究成果汇总写了一本《风化作用》的专著问世。近年来(1991)，由法国人M. Thiry等发起，有作者参加组织的IGCP317项，专门研究前更新世地球上风化作用记载的项目，其中包括古风化壳相矿床的一些基本问题。

不同矿种的风化壳和古风化壳相矿床的研究程度不一，且大都分述于各有关矿种的矿床学之中。单独专门研究风化壳相、古风化壳相矿床的文章、专著很少，特别是作为一种特殊的岩相模式提出来的文章、专著就更少了。最近廖士范(1991)❶讨论了风化成矿作用的机理及地球化学行为，还提出了古风化壳相地层问题(1988)。随着各矿种积累的研究资料的逐渐丰富，希望将其作为一门“沉积岩相”的分支科学来讨论。

风化壳相，古风化壳相矿床往往是大型、超大型矿床，如铝土矿全部是风化壳相（红土相）和古风化壳相矿床（廖士范等1987，1989a、b，1990，1991；J. B. Maynard，1983)；全球70%的镍金属储量是风化壳相镍矿。大洋洲一个小岛New Caledonia全部是风化壳相镍矿，其储量占全球镍储量60%；全球富铁矿的70%是风化壳相或古风化壳相铁矿。众所周知，澳大利亚的哈默斯利古风化壳相富铁矿石储量达200亿吨，含铁在50%以上。苏联的几个超大型富铁矿，如库尔斯克磁力异常区也是古风化壳相富铁矿；全部富锰矿都是风化壳相矿床；许多大型、超大型黄金，吸附型稀土矿，以及粘土矿也都是风化壳相或古风化壳相矿床（如黄金便有风化壳相矿床)。由于其中有很大一部分（主要是风化壳相矿床）埋藏于地表浅部，开采容易，也易加工利用，所以越来越为人们所重视。

❶ ①廖士范，1991，“风化成矿作用地球化学”，将在中国科学院矿床地球化学开放实验室主编《矿床地球化学理论与方法》刊印出版。

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

二、风化壳相、古风化壳相矿床形成的环境、条件

古风化壳相矿床是由该地史时期的风化壳相矿床演变、改造而来的，后者是前者的基础，但二者都是由风化作用形成的。风化作用需要的环境、条件如下。

1. 气候及地理位置

风化壳相矿床必定形成于低纬度地区，即南、北纬 25°的森林气候、雨林气候或草原气候。这样的地区既炎热又潮湿多雨，雨季时湿度大，不易蒸发，从而使区内岩石、贫矿石容易被风化。在大陆中心地区，由于雨量少，长期干旱，蒸发速度快，风化作用无法进行，因而找不到风化壳相矿床。表 1 为全球已知现代风化壳相矿床的地理位置、气候、雨量情况统计表。

根据土壤学家研究，温带主要是生物化学风化作用；热带、亚热带主要是地球化学风化作用（俞震豫[1]），所以上述风化壳相矿床的形成主要是与地球化学风化作用有关系。

古风化作用形成的古风化壳相矿床，目前所知只有铝土矿、富铁矿、黄金有报道，其中有古气候资料报道的更较少。古风化壳相铝土矿，除苏联叫沉积铝土矿外，大多叫喀斯特铝土矿。我国华北地区晚石炭世时形成的古风化壳相铝土矿[2]，据古地磁资料位于南纬 20°左右（河南省地矿局科研所，1986），属亚热带森林气候（廖士范等，1991）。我国贵州、四川、湖南、湖北早石炭世铝土矿床的古地磁位置为北纬 8.2°（秦典夕等[3]，1987）属热带草原气候（廖士范等，1991），均临近古海洋。北美加勒北海地区牙买加新第三纪的铝土矿是北纬 17—18°，属热带雨林气候（Sam H. Patterson et al.，1986）。古风化壳相富铁矿，苏联库尔斯克磁力异常区古风化壳相富铁矿是石炭纪时风化的，该时属热带、亚热带气候（A. II. 齐皮佐夫，C. A. 齐皮佐娃[4]，1976），属低纬度地区。澳大利亚哈默斯利古风化壳相富铁矿是新第三纪以前的风化矿床，推测也是低纬度、热带、亚热带气候区的风化产物。

2. 地形条件

全球所有风化壳相和古风化壳相矿床都是在地势较高的山岭脊部、高地形成的，例如我国贵州北部早石炭世原地残积亚相古风化壳相铝土矿就是形成于古华南海与古扬子海之间的分水岭上。因为这些地区排泄条件良好，风化时雨水（大气降水）溶解的杂质容易排泄流失。相反，低洼地区不利排泄，溶解的杂质不易流失，故不利风化壳相矿床的形成。例如铝土矿风化形成的原理是：高岭石风化后，其中的硅质在偏酸性条件下被溶解流失，铝质则形成三水铝石，如地势低洼，高岭石中溶解出的硅质不能排泄流失，又与铝质（铝凝胶）结合成高岭石（偏酸性或酸性条件）或水云母（碱性条件），不能形成三水铝石（铝土矿物）。由于风化作用都是逐步由地表向下进行的，所以所有铝土矿、镍矿、铁矿、锰矿、稀土矿、粘土矿、金矿等的风化壳相（包括古风化壳相）矿床，如果是原地残积未经迁移

---

[1] 俞震豫，1986，《土壤发育及其鉴定和分类》，P40—41，浙江大学土化系讲义，铅印本。

[2] 根据 1979 年全国第二届地层会议意见将我国华北地区原为中石炭世的铝土矿划归晚石炭世。

[3] 秦典夕等，1987，贵州北部铝土矿床地质科研报告，打印稿。

[4] A. H. 齐皮佐夫，C. A 齐皮佐娃，库尔斯克磁力异常区含铁石英岩的古风化壳铁矿，刊于《国外前寒武纪铁硅建造风化、淋滤富铁矿床成因理论及找矿方法》，冶金部情报标准研究所，1976 年编，P47—52。

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 1　现代风化作用形成的主要风化壳相矿床纬度、气候统计表

Table 1　Latitudes and climates for the formation of the main weathering crust facies deposits resulted from modern weathering processes

矿种	国家（地区）（矿石储量）	纬度	气　候	临近海洋名称	年平均降雨量 (mm)	参考资料
红土铝土矿	几内亚（90 亿吨）	N8. 2°	热带雨林	西临大西洋	3000	储量参考 Sam H. Patterson 等，1988
	澳大利亚韦伯（37 亿吨）	S13°	热带草原	北临阿拉弗拉海	750-2000	储量参考 San H. Patterson 等，1988
	巴西（19 亿吨）	S5°	热带草原	北临大西洋	1000-2000	储量参考 San H. Patterson 等，1988
	印度东海岸（11 亿吨）	N20—23°	热带草原	东临孟加拉海湾	＞4000	储量参考 Sam H. Patterson 等，1988
	喀麦隆（10 亿吨）	N0—6°	热带草原	西临几内亚海湾	9000	储量参考 Sam H. Patterson 等，1988
风化壳镍矿	New Caledonia（金属储量 4300 万吨）	S20—22°	热带草原	珊瑚海中小岛	＞1000	
	古巴奥林特省（大型）	N20—22°	热带雨林草原	加勒比海中岛屿		
	印度尼西亚苏拉威西岛（大型）	S2°	热带雨林	北临托米尼海东临班达海	＞2000	
	中国云南墨　江（中到大型）	N22°	亚热带	南距孟加拉海湾 500km	1000-1800	气候根据中国水文地质图 1983 年地质出版社
红土铁矿或风化壳铁矿	几内亚科纳克里（超大型）	N8. 2°	热带雨林	西临大西洋		
	古　巴（超大型）	N20—25°	热带雨林	西临大西洋	2000-3000	
	巴西米纳斯吉纳斯（超大型）	S20°	亚热带森林	东临大西洋	1000-2000	
	菲律宾棉兰岬岛（大型）	N7°	热带雨林	四周均为海洋包围	2000—3000	
风化壳锰矿	巴西巴拉洲（大型）	S4—5°	热带雨林	北临大西洋	1000—2000	
	中国云南白显（中、大型）	N25°	亚热带	南距孟加拉海湾 500-600km	1600-2000	气候雨量根据中国水文地质图 1983，地质出版社
红土金矿	西澳大利亚 Bodinton（超大型）	S28—30°	亚热带阔叶林，干湿交替气候	西临大西洋		
	巴西 Muto Grosso（大型）	S10—20°	热带森林	东北临大西洋	1000—2000	
风化壳稀土矿	中国江西省龙南、会昌、安远、寻乌、信丰（大、中型）	N24—26°	亚热带森林	东南临近南海	1000—2000	气候雨量根据中国水文地质图 1983，地质出版社
	中国广东省，惠东、平远、和平（大、中型）	N20—25°	亚热带森林	东南临近南海	1600-2000	气候雨量根据中国水文地质图 1983，地质出版社

注：气候根据《世界地图册》，1985，地图出版社确定。

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

的话，其下部与母岩之间都有过渡带，有人叫烂石层（saprolite）。

3. 地质构造条件

形成风化壳相矿床要求有一个相对稳定的地质构造条件。如果地壳活动频繁，风化壳物质则容易流失，不易保存。国内、外现代风化壳相矿床都赋存在地壳相对不活动的地质构造稳定区。古风化壳相铝土矿、富铁矿都赋存在有侵蚀间断的侵蚀面上，矿体与上覆、下伏地层均为平行不整合，其它矿种也都如此。

风化壳物质的结构、构造，如碎屑、砾块，豆鲕、结核（结石）都是风化作用形成的，而且大同小异。这些碎屑、砾块都是大小不一，排列杂乱，有棱角状、次浑圆状、浑圆状。棱角状一般粒度较小，是陆地上机械风化的结果；次浑圆状、浑圆状是地球化学风化的结果，不是陆地上机械滚圆的，所以不同于水体中机械碎屑沉积。豆鲕、结核的分布也无规律；无古地理位置的选择。由于这种风化壳物质是一种固体，它在水体中的数量超过一般陆源碎屑 10 倍至数十倍，动物无法生存，所以不论风化壳物质是在大陆上低洼处就位的，或者是在河、湖、海水体中就位的，其形成的风化壳相、古风化壳相矿床的矿石中都难找到动物化石。

三、风化壳相、古风化壳相矿床形成机理，地球化学行为

1. 风化作用及地球化学风化作用

风化作用的含义如何？又是如何进行的呢？作者意见，凡属因太阳能、大气、特别是大气降水等对岩石、贫矿石发生机械风化、生物风化，特别是地球化学风化等行为而发生的变化都属风化作用的范畴。由于风化成矿时与地球化学风化作用关系至为密切，所以现在着重讨论这个问题。

地球化学风化作用与大气降水的地表水、地下水密切相关，因此没有大气降水便不能发生地球化学风化作用。大气降水中饱含游离的 O_2、CO_2。人皆共知，介质水中有游离的 O_2，便呈氧化环境，否则呈还原环境。介质水中有游离的 CO_2 则呈弱酸性或酸性，便能使岩石、贫矿石中 SiO_2（一部分流失）及其它杂质，如硫化物、碱金属、碱土金属、卤族元素等，溶解或流失。SiO_2 有一部分呈 $Si(OH)_4$ 溶液流失；另一部分呈胶体残留。有用元素残留下来重新结合成新生矿物，其聚集的初期呈稠的凝胶体。旱季时，它们被机械破碎（机械风化）成棱角状碎屑、砾块；雨季时，经地球化学风化形成次浑圆状、浑圆状，直至结石、结核。小颗粒碎屑则在风化作用最后阶段形成豆鲕，具这些结构的风化壳物质，迁移就位后便成风化壳相矿床。据研究，地下水在潜水面以上的渗流带中，向下垂直流动，且有游离的 O_2、CO_2，因而该带是偏酸性或酸性条件的氧化环境，有人叫氧化成矿带（廖士范，1985）。潜水面以下 200m 以内是潜流带，地下水呈左右流动，没有游离 O_2，是还原环境，但仍有表生成矿作用（风化成矿作用），所以又称它为还原成矿带（廖士范，1985）。潜流带地下水中的游离 CO_2 的含量受温度的影响很大。当温度高时，介质水中含游离 CO_2 少，甚至没有，pH 值可以到 9；温度低时，介质水中含游离 CO_2 多，pH 值可以到 5（曹荣龙等，1980 廖士范，1983），是偏酸性或酸性条件，可使岩石中 SiO_2 大部分或一部分溶解流失，而让不易溶元素、化合物残留下来结合成新生矿物，并聚集成矿，仍可产生一部分由地球化学风化作用形成的风化壳相矿床。

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

2. 地球化学风化时主要元素的溶解迁移问题

目前，元素溶解迁移能力的强弱一般按 Perlman（1967，P267）的分类（表 2）。

3. 风化壳相矿床形成的一般地球化学问题

一般的岩石、贫矿石中的化学组分中都有 TiO_2，Al_2O_3，Fe_2O_3，FeO，SiO_2，CaO，MgO，Na_2O，K_2O，硫化合物，卤族元素化合物，磷的氧化物（微量），除前五种外，都属于易溶物质，即都溶解于大气降水的地下水并被迁移流失。FeO 在风化时不稳定，常氧化成 Fe_2O_3，所以岩石或贫矿石中的杂质实际只有四种，其溶解难易程度次序是 TiO_2，Al_2O_3，Fe_2O_3，SiO_2。

表 2　在氧化及还原条件下风化作用时元素迁移分类表

Table 2 Element migration in the course of weathering processes under the oxidizing and reducing conditions

A　空气中能迁移的元素
A_1　活泼的（形成化合物）：O，H，C，N，及 I
A_2　不活泼的（不能形成化合物）：Ne，He，Kr，Xe 及 Rn。
B　水体中能溶解迁移的元素
B_1　非常活泼的阴离子元素，K_x* 在 10n 和 100n 之间：S，Cl，B 及 Br
B_2　活泼的，$K_x=n$
B_{2a}　阳离子元素：Ca，Na，Mg，Sr 及 Ra
B_{2b}　阴离子元素：F
B_3　弱活泼的，$k_n=0.1n$
B_{3a}　阳离子元素：K，Ba，Rb，Li，Be，Cs 及 Te
B_{3b}　大多数为阴离子元素：Si，P，Sn，As，Ge 及 Sb
B_4　在氧化介质中活泼及弱活泼（$Kz=n-0.1n$），在强还原介质中呈惰性（$Kz<0.1n$）
B_{4a}　在酸性和弱酸性氧化水中强活泼性；在中性和碱性水中弱活泼性（主要为阳离子元素）：Zn，Ni，Ca，Pb，Cd，Hg 及 Ag
B_{4b}　在碱性和酸性水中都强烈迁移——在碱性水中比在酸性水里更活跃（主要为阳离子元素）：V，u，Mo，Se 及 Re
B_5　在还原的胶体介质中活泼和弱活泼（$Kz=n-0.1n$），在氧化介质中呈惰性 $Kz=0.01n$）：Fe，Mn 及 C。
B_6　在大多数环境中都不怎么活泼（$Kz=0.1n-0.01n$）
B_{6a}　弱迁移，结果形成化学化合物的元素：Al，Ti，Zr，Cr，稀土，Y，Ga，Cb，Th，Sc，Ta，W，In，Bi 及 Te
B_{6b}　不形成或很少形成化学化合物的元素：Os，Pd，Ru，Pt，Au，Rh 及 Ir

* Kz 是水迁移系数，$Kz=\frac{m_x 100}{an_x}$，m_x 是水中 x 元素的含量（单位为毫克/升），n_x 是这个元素在岩石中的含量（重量百分比），a 为矿物中所含矿物残渣（重量百分比）

TiO_2 在岩石中含量甚微且最难溶解流失，所以在风化后的岩石中含量可增加 20—30 倍或 70—80 倍（Ida Veleton，1972），因而可在不同的物理化学环境中形成不同的矿物，或在其他矿物晶格中以类质同象形式出现（廖士范等，1991；河南省地矿局二队，1991❶）。铝要在 pH＜4 时才溶解于大气降水、地下水或地表水，并呈 Al^{+3} 离子及其他络合离子迁移；在 pH＞10 时，溶解成 AlO_2^- 离子、络合离子迁移；在一般酸碱度介质条件下，只能呈 AlOOH＋aq（凝胶）形式缓慢迁移（Dominique L. Butty et al.，1984）。铝如遇硅时，在酸性条件时二者结合形成高岭石；偏碱性条件下结合成水云母（如有 K 的话）或其他粘土矿物。后期，如硅已逐渐溶解流失而含量甚微，AlOOH＋aq（凝胶）则可形成三水铝石。所以铝在地下水中不易溶解流失，而易形成铝土矿物残留。

除了结晶粗大的石英晶体之外，一般来说，硅在一般酸碱度条件下只能呈硅胶体缓慢迁移；在偏酸性或酸性体系中从 $Si(OH)_4$ 溶液转化成 $Si(OH)_3^+$、$Si(OH)_2^{2+}$ 等离子、络合离子形式流失（如排泄条件良好时）。所以岩石、贫矿石中硅质较易溶解流失，因为一般情况下地下水、地表水都易呈偏酸性或酸性。全部风化壳相、古风化壳相矿床的形成均与此硅质流失有关，而且有垂直分带现象：最上部有三水铝石，中、下部有高岭石，下部多原

❶ 河南省地矿局二队、科研所，1991，河南富铝土矿成矿地质条件及找矿方法的研究报告。

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

生的铝硅酸性矿物，包括岩浆热液形成及陆源碎屑沉积或水体中自生矿物、成岩后生矿物等铝硅酸矿物。

Fe_2O_3 在风化时，溶解迁移也较困难，容易残留下来，详在下文讨论。

4. 不同矿种的风化壳相矿床的地球化学风化形成机理

铝土矿，现在已有越来越多的人相信全部铝土矿都是风化形成的，更主要的是地球化学风化作用形成的（J. B. Maynard，1983；Dominique L. Butty et al.，1984；廖士范等，1989），各种铝含量（微量也可）的岩石都可风化成铝土矿床。如前所述，各种铝硅酸盐类矿物、硅铝酸盐类矿物，首先风化形成高岭石，然后再风化形成三水铝石，即铝土矿物。全部风化壳相铝土矿（即红土铝矿）几乎全由三水铝石组成，除含有含水铁矿物外，只有少量粘土矿掺杂其中。古风化壳相铝土矿中，三水铝石脱水成一水硬铝石，年代越久远者，一水硬铝石越多。牙买加的新第三纪风化的铝土矿床全部由三水铝石组成；我国古生代的风化壳铝土矿，则99%的铝土矿物是一水硬铝石（廖士范 1991）。　　铁是变价元素。由于潜水面以上是氧化环境，所以岩石，贫铁矿石中的 FeO 氧化成 Fe_2O_3。三价铁不易溶解于地下水和在地表水中成离子迁移，只有 PH＜2 时才形成 Fe^{3+} 离子迁移，自然界很难有此物理化学条件，所以铁质容易残留下来形成风化壳相铁矿床。原生铁矿石既有二价的碳酸铁、硫化铁、硅酸铁及含有由一个二价氧化亚铁和三价氧化铁组成的磁铁矿（$FeO \cdot Fe_2O_3$），也有三价氧化铁矿物。风化后的风化壳相铁矿床均为含水的三价氧化铁矿物，如针铁矿，水赤铁矿等（Liao Shifan et al，1983b）。古风化壳相富铁矿由赤铁矿，假象赤铁矿，磁赤铁矿等组成，它们是由该地史时期形成的风化壳相铁矿床在埋深逐渐增加和上覆层逐渐加厚，从而地温和静压力也随之逐渐增高的条件下，含水三价氧化铁矿物逐渐脱水转化而成。磁铁矿在风化过程中先氧化成假像赤铁矿，然后转变为赤铁矿，中间多经过磁赤铁矿的等轴变体 γ-Fe_2O_3，然后才转变为 Fe_2O_3 的菱形变体（α-Fe_2O_3），即赤铁矿。这种转变既可以在高温下进行，也可在地表常温下进行❶。硅酸铁风化时氧化成三价铁的化学反应是极其复杂的，主要是其中硅质溶解于地下水或地表水中流失（已于前述），原来的硅酸二价铁氧化成含水三价铁矿物残留富集。硫化铁（如黄铁矿）、碳酸铁（如菱铁矿）风化成含水三价铁（廖士范等，1983b）。风化壳相富铁矿石，特别是古风化壳相富铁矿石，多是由贫铁矿石（如含硅贫铁矿石），而不是由岩石风化而成。因为岩石中常含有一定数量的比铁更难溶解迁移的 Al_2O_3，而它是铁矿石的有害杂质，所以在铁矿中如含有较多的 Al_2O_3，则该矿床就不是富铁矿床了。

锰也是变价元素，原生锰矿石主要是二价锰的碳酸锰及硅酸锰，风化后碳酸、硅质均易溶解流失，锰则残留富集，并次递转变成三价锰及四价锰矿物，其分带现象极为明显。顶部主要是四价锰矿物，中上部主要是三价锰矿物，下部则是三价锰及二价锰矿物。锰是迁移率中等的元素，在碱金属和碱土金属之后，在铁、铝之前或同时被淋失。为此，风化壳相高品位富锰矿石必定单独聚集而不和铁、硅结合在一起，以免其共同固结（F. Lelong et al.，1976）。

金的地球化学行为特殊，在风化过程中既易溶解而成各种金的络合物，也容易随介质

❶ 根据冶金工业部情报标准研究所编，1976，关于前寒武纪铁硅建造化风淋滤型富铁矿成因的几个问题，刊于《国外前寒武纪铁硅建造风化淋滤型富铁矿床成因理论及找矿方法》P110—P120。

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

水中 Eh、pH 的改变而沉淀或被吸附于先已结晶出来的矿物中（例如粘土矿物）残留下来，从而形成风化壳相（红土相）金矿。

风化壳相镍矿都是超基性岩经风化的结果。风化作用过程中，岩石中的其它物质溶解流失，而镍质相对富集，并形成硅酸镍矿。风化壳相稀土矿是含稀土、重稀土的酸性或基性火成岩经风化后，杂质溶解流失，稀土、重稀土元素残留富集而成，多呈离子吸附状态赋存于风化壳相物质中。质量优的粘土矿，如高岭石，全部或绝大部分都是风化作用形成的。例如我国江西景德镇、江苏苏州的高岭石，四川叙永的叙永石以及广东、江西、湖南等地的大型粘土矿都是由于母岩中杂质溶解流失，铝质及一部分未溶解流失的硅质结合而成的矿床。

5. 风化壳相、古风化壳相矿床形成阶段、因素

风化壳相、古风化壳相矿床是多阶段、多因素形成的：第一、二阶段形成风化壳相矿床；第三、四阶段才形成古风化壳相矿床。形成的因素是复杂的，多种原因的。

第一阶段　在适宜的气候（包括温度、雨量）、地形、地理位置的情况下，由岩石、矿矿石等母岩、母矿经过地球化学风化作用形成风化壳物质。

第二阶段（迁移就位阶段）　风化壳物质有的残积就位于原地（山岭脊部、高地）；有的于准原地或异地低洼地区就位；有的迁移至河、湖、海域水体中沉积。就位后仍为风化壳物质。

上述第一、二阶段是风化壳相矿床形成时经历的阶段，而下述第三、四阶段则只是形成古风化壳相矿床所经历的。许多矿种目前未见有古风化壳相矿床的报道，自然就无此第三、四阶段了。

第三阶段　风化壳相矿床形成以后，由于上覆层逐渐加厚，下伏渐深，经过成岩后生作用一般产生复硅化作用形成含硅较高的原始的古风化壳相矿床。

第四阶段　原始古风化壳相矿床随地壳抬升进入地壳浅部或地表，一部分硅质溶解流失产生表生富集的阶段，至此古风化壳相矿床宣告形成。

四、风化壳相、古风化壳相的亚相划分问题

由于风化壳相矿床与古风化壳相矿床所经历的阶段、环境不同，而且其矿物改造（或变质）程度略有不同，但矿体形态、矿层构造、矿石结构都是大同小异的或者是相同的。

任何一类矿种，不论其母岩性质如何，都可根据风化壳物质迁移就位情况来划分亚相。目前以风化壳相或古风化壳相铝土矿划分的亚相最为齐全，其余矿种则不全。铝土矿及部分其他矿种有如下四个亚相矿床：

1. 原地残积亚相矿床

这是在大气条件下直接由地球化学风化作用形成的矿床。成矿物质没有经过多少迁移，主要是就位于地形高处，如山岭脊部、台地，因而矿体形态不规则，厚薄变化较大，与母岩之间常有过渡层。垂直风化带现象明显，上部风化较彻底，风化矿物（尤以高岭石）多，且具风化的结构（如碎屑、豆鲕），顶部常有三水铝石；下部风化程度逐渐减弱，最终过渡为母岩。如母岩中变价元素多，高价多集中在风化壳相上部、顶部，低价多集中在下部。由于成矿物质未经或很少迁移，所以矿石中无层理，更无任何水体中沉积的结构、构造，亦

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

无任何动物化石。但由于成矿时风化作用主要发生在渗流带，所以矿石中常见有渗流管、渗流凝胶。除铝土矿外，镍矿、粘土矿、稀土矿，铁矿都有这类亚相矿床。

2. 准原地堆积（或沉积）亚相矿床

本类亚相矿床是因旱季时的重力、季节风、或洪水时的地表泾流、泥石流等，将风化的成矿物质（或元素）就近汇集堆积（沉积）在低洼处，或喀斯特溶洞、溶坑之中而成的。国外也将这种古风化壳铝土矿称为喀斯特铝土矿。如果这些低洼处、喀斯特溶洞、溶坑是干的（无积水），则风化壳物质便是在大气条件下堆积的，所以矿体无层理，矿石中（显微镜下）可见到渗流管、渗流凝胶。反之，如果上述就矿部位中尚有积水，或是沼泽，但因积水面积小，且水体平静，所以矿体具水平层理、层纹，但见不到完整的渗流管、渗流凝胶。这种亚相矿体的特点是厚度特大，常厚达 40—50m 至 80 余米，但是规模小，矿体长仅 300—500m，宽仅 100—300m，一般矿体中心厚度大，向四周浅薄至尖灭。沉积时因固体物质多，或全为固体物质，所以矿石中无动物化石。

3. 异地堆积亚相矿床

本亚相矿床是风化壳物质异地迁移至低洼地区，在大气条件下堆积而成。这些低洼地区一般是谷地，负地形地区，也可是干涸的河、湖、海等的滨岸地区。风化壳物质在旱季时被重力、季节风，洪水期被地表泾流、泥石流等迁移至低洼地区聚集。由于堆积以后继续被风化，所以历次堆积的层理被风化淋失破坏，因而一般不显层理。矿石中镜下可以见到渗流管、渗流凝胶。矿体的体积规模及稳定性与就位场地的规模大小及物质来源丰富程度成正相关。

4. 异地水体中沉积亚相矿床

本亚相矿床是大陆上风化壳物质被迁移至河、湖、海域（滨岸地区）的水体中沉积而成的。矿体规模常较大，矿层厚度也较稳定。这种亚相其矿石仍为风化壳物质，没有水体中自生矿物（由氢、氧、碳同位素组成判定）；矿石结构，如碎屑、豆鲕等，既没有古地理位置的选择，排列也杂乱，且没有明显的机械分选现象和沉积构造。表明它们不是经典的水体中的机械碎屑沉积。另外，由于水体中固体的风化壳物质比正常机械碎屑物质至少大 10—20 倍，动物不易生存，因而矿石中很难找到动物化石，或其碎屑。镜下只能见到已被迁移破损的渗流管，渗流凝胶。这种亚相的矿床，矿层有层理、层纹，偶尔也可见到不清晰的交错层。这种亚相矿床的风化壳物质在陆地上的迁移与上述异地堆积的迁移方式相同，在水体中则为“高密度流”迁移。

以上四个亚相矿床中最常见、最基本的是原地残积亚相矿床，在每个风化壳相、古风化壳相矿床的矿种中都有产出。其余三种亚相，除风化壳相（红土铝土矿）铝土矿或古风化壳相铝土矿外，其余矿种则发育不全，如美国阿肯色州霞石正长岩风化的红土铝土矿（Sam H. Patter son et al，1986），我国贵州早石炭世古风化壳相铝土矿等四个亚相也都有产出。粘土矿除了一般都有原地残积亚相之外，有准原地在溶洞中堆积亚相粘土矿床，例如我国江苏苏州高岭土矿，还有异地水体中沉积亚相粘土矿床，例如我国广东茂名风化壳湖泊沉积亚相高岭土矿[1]。锰矿除了原地残积亚相锰矿床之外，也有准原地堆积在喀斯特溶洞

[1] 根据张汉，1991，全国第三届粘土矿学术会议论文集，建材出版社。

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

亚相的结核状锰矿床，例如我国云南白显锰矿❶。

五、结论

风化壳相、古风化壳相矿床是一种特殊的岩相，它不同于陆相（河、湖）及海相沉积矿床，不是一般的陆源机械碎屑沉积矿床，更不是胶体沉积矿床。它有大同小异的形成阶段、因素和形成（风化）机理以及地球化学行为。它有极为特殊和不同于一般陆相、海相沉积矿床的矿体形态、矿层构造、矿石结构。我们有较多的理由作为一种特殊的、新的岩相提出来。

参 考 文 献

曹荣龙，赵斌等，1980，《成岩与成矿实验》，地质出版社。

F. Lelong, Y. Tardy, G. Granding, J. J. Trescases, B. Boulange, 1976, 成土作用，化学风化作用和某些表成矿床的形成过程，刊于《层控矿床和层状矿床》，第三卷，1979 年地质出版社出版，P77—P145。

Butry, D. L. and Chapallaz, C. A., 1984. Chapter 7, Bauxite genesis, in (Bauxite), edited by Leanard Jacob Jr., Published by Society of Mining Engineers of America Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, Inc. New York, New York.

Liao Shifan, Liang Tongrong, Zhang Yueheng, 1987. Types of bauxites in China with discussion on main depositional origin and metallogenetic model, (Earth science), advance in science of China, Vol. 2, pp. 191-206.

Liao Shifan, Liang Tongrong and Zeng Mingguo, 1983b. Geochemical characteristics of gossans related to siderite deposits in carbonate strata, Western Guizhou, Geochemistry, Vol. 2, No. 4. pp. 279-292.

Maynard, J. B, 1983. Geochemistry of sedimentary ore deposits, published by spring-verlag.

Patterson S. H., Kurtz, H. F. Olson, J. C. and Neeley, C. L., 1986. World bauxite resources, U. S. Geological Survey professional paper 1076-13, United States Government printing office, Washington, pp. 1076-13.

DISCUSSIONS ON THE MODERN AND ANCIENT WEATHERING CRUST DEPOSITS

Liao Shifan

(Guizhou Bureau of Geology and Mineral Resources)

Abstract

It is suggested that both the weathering crust deposits resulted from modern weathering processes and the ancient weathering crust deposits resulted from pre-Pleistocene weathering processes differ from the general continental sediments and common marine sediments, respectively. They are well worth discussing as a kind of characteristic rock facies.

❶ 根据云南省地矿局，1990，云南省《区域矿产总结》

© 1994-2009 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net