

贵州晴隆中二叠统大厂层砾岩成因研究

陈军, 杨瑞东, 郑禄林, 高军波, 魏怀瑞

贵州大学资源与环境工程学院, 贵阳, 550025

内容提要: 贵州晴隆中二叠统大厂层中一上部产出一套呈囊状、透镜状分布的砾岩层。对大厂层砾岩沉积序列、结构、构造特征和矿物组合进行研究, 结果表明: 沉积序列为“反粒序”, 砾岩成分单一, 基本为玄武质, 是由峨眉山玄武岩直接改造而成, 未发育河道相沉积特征; 大厂层砾石具特殊的“泥化边”构造, 是玄武岩在海水中大量水解的直接证据, 填隙物中的青磐岩化矿物组合表明砾岩遭受了低温热液的改造。填隙物具有接近凝灰岩的 Zr/Hf (30.7~43.4, 均值38.0), 揭示玄武岩在改造形成砾石的过程中有火山碎屑(火山灰)参与成岩; 砾石和填隙物相对玄武岩贫 $Na(Na_2O)$ 富 $K(K_2O)$, 三者具有相似的稀土配分模式, 其中 ΣREE 呈规律性变化(玄武岩最高, 砾石次之, 填隙物中最低)。沉积背景分析认为, 峨眉地幔柱作用使地壳发生了差异抬升, 抬升一侧暴露遭受剥蚀形成不整合面, 相对沉降一侧继续接受沉积, 大厂层正是峨眉山玄武岩前锋带在局限海盆边缘(沉降侧), 于茅口灰岩之上继续沉积的产物。大厂层砾岩形成机制是: 炽热玄武岩流在海水中急剧爆裂, 同时火山碎屑参与沉积, 形成的玄武岩前积层(淬碎熔岩角砾)及凝灰岩, 沉积在茅口组灰岩之上; 在后期的演化过程中, 炽热玄武岩冷凝收缩, 柱状节理发育, 在潮汐流和沿岸流的相互作用下不断磨蚀形成大厂层砾岩。

关键词: 砾岩; 大厂层; 岩石学; 地球化学; 沉积环境; 形成机制; 贵州

贵州晴隆锑矿区中二叠统大厂层为一套以硅化、粘土化为主的火山碎屑岩沉积建造, 因其别具特色的岩石组合、特殊的构造位置以及含有金、锑、萤石、硫铁矿等矿产资源而备受地学界关注。但是, 对产于大厂层中一上段的砾岩层研究较少且程度不深, 大多数只着重于宏观推断。陈豫等(1984)、凌小惠(1985)和曹鸿水(1991)认为大陆溢流玄武岩或者海底火山喷发形成的类似枕状玄武岩遇海水龟裂破碎, 而后经冲刷磨蚀形成砾石, 但对大厂层砾岩的具体形成过程却未曾提及; 李明道(2008a, b)和胡煜昭(2011)认为其属于河道相、湖泊相沉积, 砾石是通过河流侵蚀搬运沉积形成; 田亚洲等(2011)认为其厚度变化与锑矿厚度变化呈正相关关系。

黔西南地区在中一晚二叠世, 峨眉山玄武岩前锋带已进入海水, 海陆频繁变迁(陈文一等, 2003; 朱江等, 2011; 李宏博等, 2013), 大厂层正是在该复杂沉积环境下形成的产物。现代火山沉积研究可直接对火山喷发及其沉积物特征进行观察(Nichol et al., 2003; 季敏等, 2005; Ramalho et al., 2013),

并证实其沉积特征受控于多种因素, 例如火山喷发类型、海底风暴、洋流影响等(Barley et al., 1979; Robertson and Stillman, 1979; 于洪军, 1993; Tarasov et al., 1999; Milkov, 2000; Menzies et al., 2002)。砾岩作为特殊的地质体, 能够很好地记录地质演化的信息, 沉积物中砾石的成分、粒径、定向性等变化以及胶结物组成、结构构造特征等是判别沉积环境, 确定物源的直接证据; 次生矿物组合、蚀变程度能够反映成岩后期的改造情况(陈建强等, 2004); 此外, 通过对砾岩成分地球化学研究, 可揭示砾岩源区岩石特征, 并对其构造环境予以判别。鉴于此, 本文试图通过对晴隆大厂地区砾石层的物质成分、矿物组成、结构形态以及岩石地球化学特征的研究, 结合研究区古地理环境, 探讨大厂层砾岩的形成机制, 并讨论大厂层的形成演化。

1 地质概况

研究区位于华南褶皱系—黔西南拗陷盆地(图1a)、二叠纪峨眉山玄武岩分布区的南东尖灭地带

注: 本文为教育部博士点基金资助项目(编号20105201110002)和贵州地质矿产局重点科研项目(编号20101205)的成果。

收稿日期: 2014-06-08; 改回日期: 2014-10-10; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 陈军, 男, 1987年生。博士研究生。主要从事沉积矿床科研工作。Email: jchen1107@126.com。通讯作者: 杨瑞东, 男, 1963年生, 教授, 博士生导师。主要从事环境地质和沉积矿产研究。Email: rdyang@gzu.edu.cn。

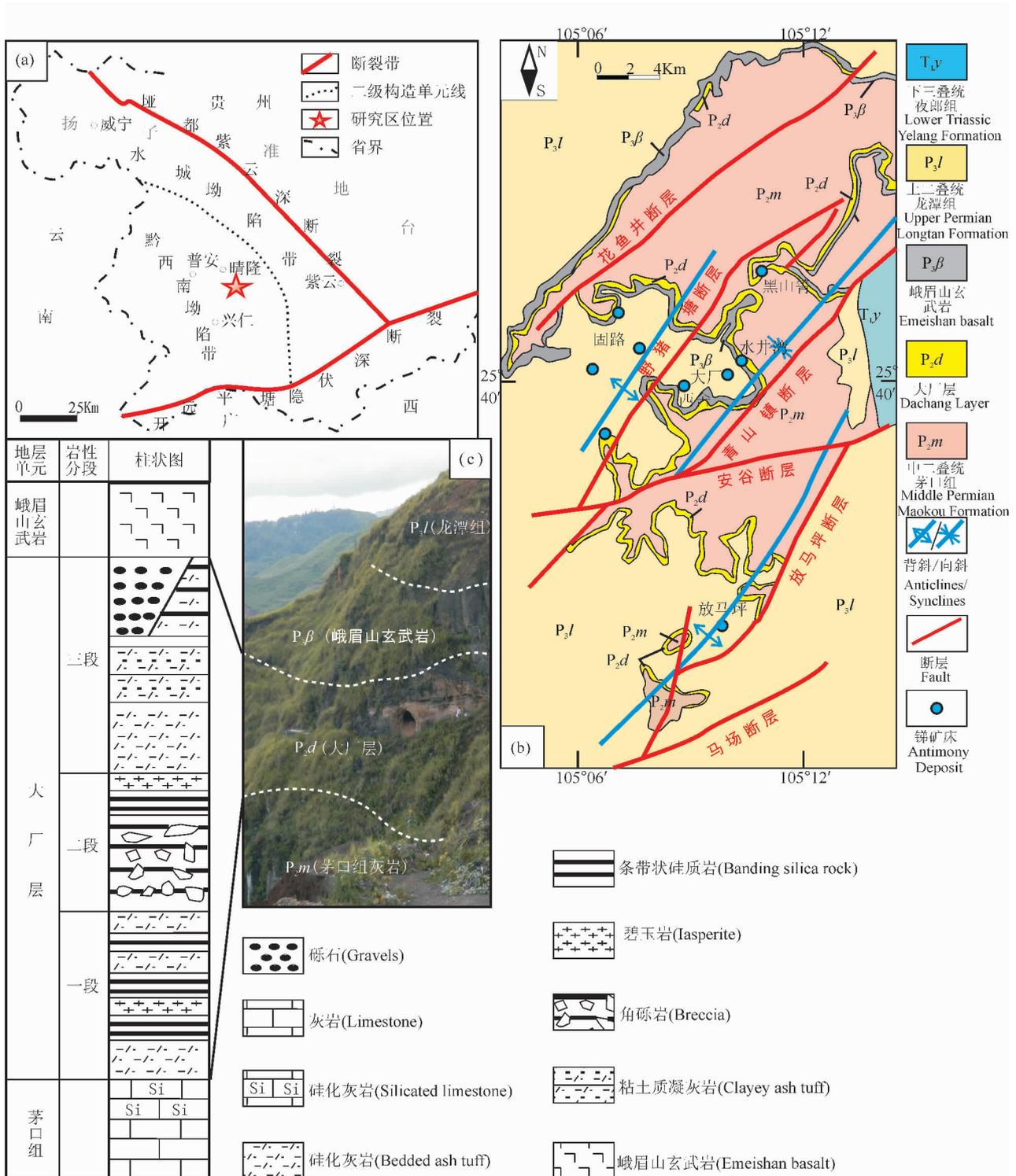


图1 研究区区域地质简图(a)、晴隆矿区地质简图(b)及大厂层沉积序列(c)

(a) 引自《贵州省区域地质志》(贵州省地质矿产局, 1987); (b) 引自贵州省地质矿产局地质科学研究所, 1989^①
 Fig. 1 Sketch geological map of the study area (a), tectonic schematic map of the Qinglong antimony deposit (b) and depositional sequence of Dachang Layer (c)
 (a) from Regional Geology of Guizhou Province (Guizhou Bureau of Geology and Mineral Resources, 1987);
 (b) from Bureau of Geology and Mineral Exploration of Guizhou Province, 1989^①.

(胡煜昭, 2011)。锑矿赋矿岩石为一套硅质蚀变火山碎屑岩,在以往的地质工作中,多沿用贵州省地质局112队对该层的命名——大厂层(贵州地质局112队,1972)^②。通常所谓的大厂层即狭义的大厂层,特指贵州晴隆锑矿的赋矿层,近几年研究发现,在我国西南川、滇、黔三省邻接地区二叠纪沉积岩(茅口灰岩)与上覆火山岩(峨眉山玄武岩)间普遍发育一套硅质蚀变火山沉积岩(陈文一等,2003),与大厂层属于同一地质产物。

研究区出露地层主要为中二叠统茅口组(P_2m)、大厂层(P_2d)和上二叠统峨眉山玄武岩($P_3\beta$)以及龙潭组(P_3l)。大厂层在矿区内呈带状分布(图1b),厚度变化较大(0.00~46.97m),钻孔岩芯资料表明,大厂层在矿区东部(三望坪)厚度最大,最厚达46.97m;大厂层固路南矿段较薄,平均厚度9.70m;矿区外围厚度在8.00m左右(胡煜昭,2011)。其岩性组合为一套硅质蚀变火山碎屑岩夹玄武质熔岩,总体为凝灰岩—硅质岩叠覆沉积建造(图1c)。砾岩主要以透镜状、囊状分布于大厂层中—上段,横向上极不连续,与玄武质角砾岩、含玄武质岩屑砂岩、粘土质凝灰岩、少许灰岩及玄武岩透镜体共生产出。虽然受后期构造变质作用影响,部分砾岩遭受硅化、粘土化、绿泥石化等蚀变,但主体形态并未变化,岩石原岩组构清晰。因此,本文拟对砾岩的沉积序列、结构构造、矿物组合、砾石形态以及岩石地球化学等特征的研究来探讨砾岩成因和形成环境。

2 大厂层砾岩层砾石形态结构特征

砾岩主要分布在大厂层中—上段(图1c),在大厂矿段1号车间主坑道中砾岩出露最为完整,横向上砾岩展布不连续,呈囊状、透镜状产出,最大厚度3.2m。本次研究以晴隆大厂锑矿1号井剖面(图1c)和大厂矿段1号车间主坑道剖面(图2)为主要研究对象,并结合矿堆特征样品与剖面样品对应分析。

大厂层砾岩物质成分相对简单,砾岩中砾石基本以玄武质为主,致密状,砾石含量约占95%以上。对大厂矿段1号车间坑道剖面研究发现,沉积粒序为“反粒序”,即从底往上粒径依次增大,分选性变差,垂向上可分为三个不同的沉积带。

A带:底部扁平砾石。砾石为灰、灰白色,分选性好,80%以上为扁球体砾石,砾石含量约95%,厚度0.30~0.40m。砾石平均粒径较小($\bar{d}_a = 4.2\text{cm}$; $\bar{d}_b = 2.1\text{cm}$; $\bar{d}_c = 2.0\text{cm}$),更小者在2cm以下,大多

数沉积在砾岩层底部。砾石磨圆度极高,表面光滑,无磨损擦痕。胶结物主要呈暗绿色,为火山灰或玄武岩质岩屑以及后期充填的方解石和隐晶质石英,凝灰质脱玻化呈玻晶结构,胶结方式主要呈接触胶结和孔隙式胶结。蚀变类型为硅化、绿泥石化和黄铁矿化。

B带:与A带最大的不同是砾石分选性变差,主要以大粒径砾石($d = 5.0 \sim 7.5\text{cm}$)和小粒径(2.0~4.0cm)组成,前者含量约65%,二者混杂堆积,但在该沉积带底部以小粒径居多。砾石形态以球状、似球状砾石为主,少数呈不规则形态(图2),磨圆度均很高,表面光滑,发育一层厚约0.5~1.0cm的“泥化边”。胶结物以火山碎屑粉砂质为主,胶结方式以孔隙式胶结为主。剖面可见大量黄铁矿化,硅化较A带减弱。

C带:砾石粒径变化较大,最大者可达15cm,平均在6.0~10cm之间,分选性较差。砾石圆度多呈次棱角状—次圆状,少数砾石为角砾状。砾石含量约占90%,胶结物呈暗绿色,以火山熔岩碎屑和沉火山细碎屑物质为主,粒径较大者发育“泥化边”,其中砾岩底部与块状玄武岩直接接触(图2)。蚀变以粘土化、绿泥石化为主,硅质蚀变微弱。

可以看出,大厂层砾岩沉积序列表现出一定的规律性(图2),由底向上为:粒径逐渐变大,分选性依次变差;硅质蚀变程度逐渐减弱,粘土化逐渐增强,其中B和C带“泥化边”构造发育;砾石成分基本为玄武质,少见硅化凝灰岩砾石,胶结物单一,以火山熔岩碎屑和火山沉积碎屑为主,含量不足5%,胶结方式总体为孔隙式胶结和接触式胶结,揭示玄武岩以及同期火山沉积物是主要物源供给者。

3 砾岩矿物组构

3.1 矿物组成特征

砾石的矿物成分较为简单,主要为辉石和基性斜长石,与峨眉山玄武岩成分存在相关性,长石遭受粘土化最为强烈,并伴有碳酸盐化、绢云母化和绿泥石化。

填隙物以玄武质熔岩碎屑和凝灰质复成分碎屑为主,其中岩屑含量在40%~50%。杂基由显微—隐晶质的粘土(Cly)片状集合体组成(图3b),未见其他物源碎屑。填隙物中发育黄铁矿、黄铜矿、绿泥石、碳酸盐矿物、石英、高岭石等典型的青磐岩化矿物组合,说明砾岩遭受了后期低温热液作用的改造;另外,在砾石边缘发现有少量的海绿石矿物

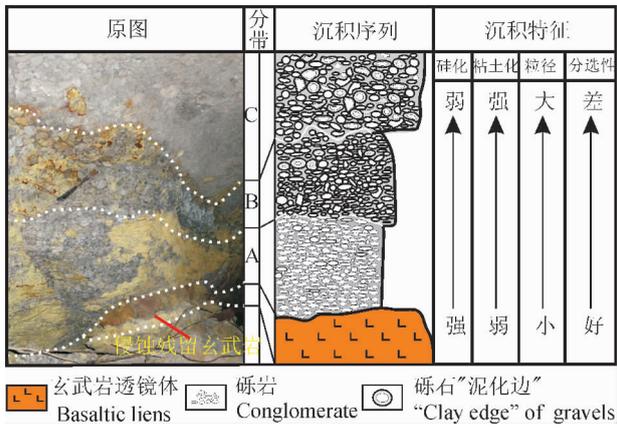


图2 晴隆锑矿1车间坑道大厂层砾岩沉积序列与沉积特征

Fig. 2 Depositional sequence and sedimentary characteristics of the Dachang Layer in “No. 1” workshop tunnel, Qinglong antimony deposit, Guizhou

(图3d),凌小惠(1985)通过 X-射线粉晶衍射、红外光谱和电子探针等分析认为该海绿石矿物实为多种矿物集合体,其晶体结构为有序的高钾云母型结构,形成于滨海环境。

3.2 结构构造特征

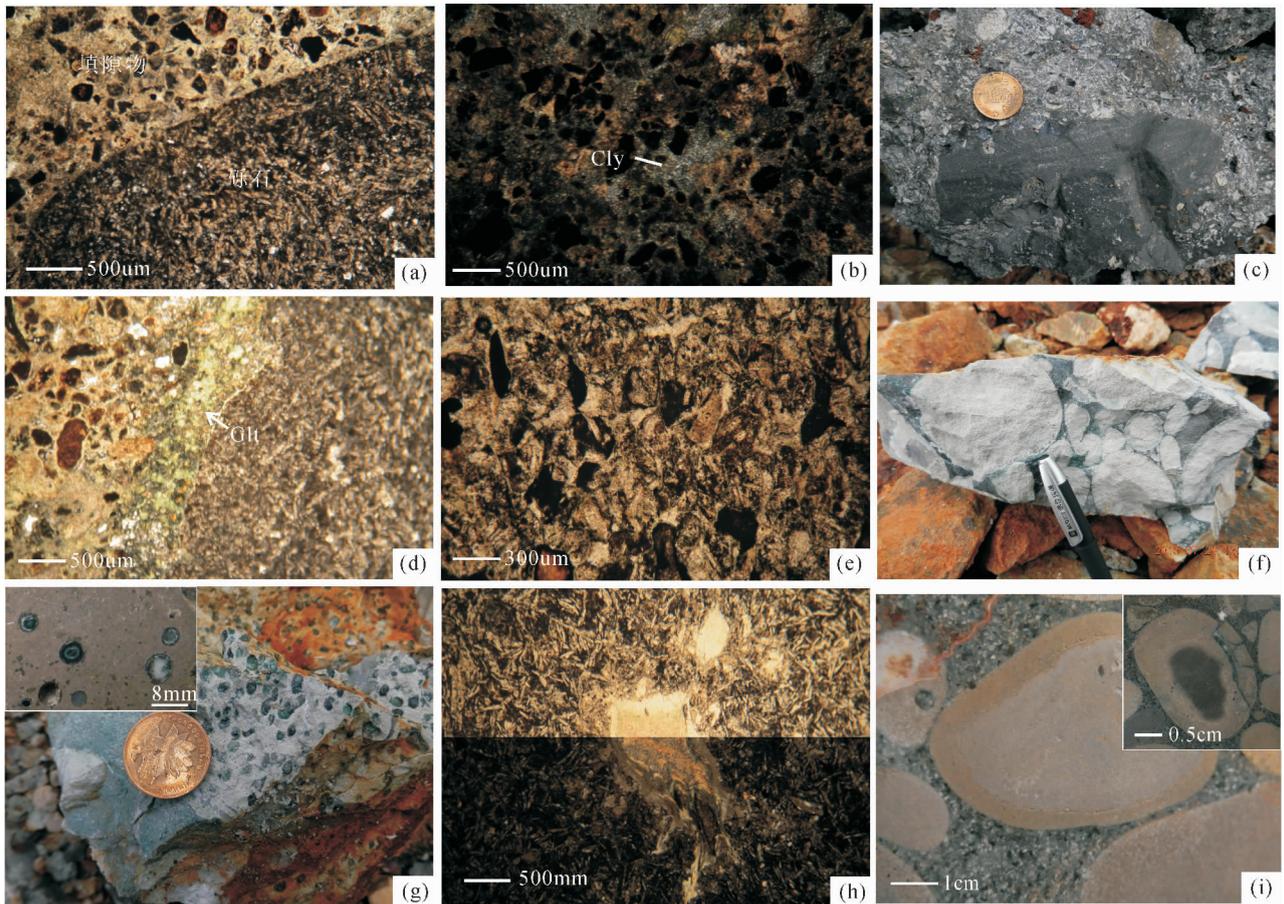


图3 贵州晴隆大厂层砾岩结构构造特征

Fig. 3 The structures and tectonics of conglomerate in the Dachang Layer, Qinglong antimony deposit

(a) 砾石与填隙物接触关系(-); (b) 填隙物中玄武质熔岩碎屑和隐晶质粘土(Cly)(+); (c) 淬碎玄武质角砾碎屑与灰岩角砾; (d) 海绿石(Glt)在砾石和填隙物接触带发育(+); (e) 填隙物中熔岩岩屑呈弱塑性变形; (f) 强烈粘土化玄武质砾石,绿泥石胶结; (g) 杏仁状玄武质砾石,左上角为抛光面特征; (h) 玄武质砾石中的皮壳状杏仁构造(上部为单偏光,下部为正交偏光); (i) 玄武质砾石的“泥化边”构造(右上角为未完全水解玄武质砾石)

(a) the contact relationship of gravels and interstitial material(-); (b) the basaltic lava clast and adiaagnostic clay in interstitial material(Cly)(+); (c) the quenched—shattered basaltic clast and brecciform limestone; (d) the glauconite on the contact relationship(+); (e) the plastic deformation of lavatic rock cuttings in interstitial material; (f) he strong argillation basaltic gravels, chlorite cement; (m) the banding silica rock at the bottom of the Dachang Layer; (g) the amygdaloid basaltic gravels and burnishing surface(the top left corner); (h) the structure of crust amygdaloid in basaltic gravels (lower part for perpendicular polarized light and the upper part for plane polarized light); (i) the “clay edge” of basaltic gravels(the incomplete hydrolyzing basaltic gravels in the top right corner)

砾石普遍遭受蚀变,具变余玄武结构(图 3a),但砾石的蚀变程度各不相同,大部分砾石遭受强烈粘土岩化,个别砾岩蚀变较弱,保存有原来玄武岩所具有的间粒间隐结构和交织结构。填隙物中熔岩砂屑呈次棱角状,少数具有塑性变形特征(3e),说明在砾石形成过程中有火山喷发碎屑物质直接参与,在砾石空隙当中胶结成岩。

B带和C带部分砾石发育“泥化边”,曹鸿水(1991)对晴隆大厂层砾岩“泥化边”有过描述,认为是砾石在碳酸盐岩软泥当中滚动形成的碳酸盐圈层,类似碳酸盐岩沉积物中鲕粒的形成。本次研究发现砾岩成分基本都为玄武质,矿物组成结构均一,砾石显微结构为玄武岩典型的间粒间隐结构,无碳酸盐质成分。高明等(1995)通过玄武岩水/岩界面反应试验证明,在一个相对封闭的环境中,水与玄武岩的作用主要为硅酸盐及铝硅酸盐的水解作用,其水解最终产物为高岭石和蒙脱石等粘土矿物。因此,推测该砾石与海水可能发生了水解作用并最终形成以粘土矿物为主的“泥质圈层”,而大多砾石核部因水解微弱甚至并未发生水解作用而保留了玄武岩原岩成分(图 3i)。

在B带部分玄武质砾岩发育豆状球粒(图 3g、h),对岩石抛光面观察并结合显微镜下观察,球粒呈同心圆状,内核成分为隐晶质 SiO_2 或方解石,边缘以绿泥石、绿帘石和玉髓为主。Kiss et al. (2010)对匈牙利东北地区侏罗系 Darnó 地层中的海相喷发玄武岩及其火山沉积岩研究时发现,玄武岩中发育圈层状绿泥石—方解石杏仁体和方解石—石英—赤铁矿脉,与大厂层砾岩球粒非常类似;Kshirsagar et al. (2012)在印度 Deccan 玄武岩也发现了这种球粒,其形成原因可能是玄武岩在排气作用过程形成的气泡被硅质热液充填,或者是后期热液沿着微裂隙在玄武岩杏仁体周围充填了整个杏仁体,形成了圈层结构。根据野外地质调查,大厂层玄武质砾石发育的豆状球粒同样为玄武岩的气孔被改造充填,其充填矿物(绿泥石+石英+方解石)及结构形态与张汉成等(2003)研究的华北板块南缘中元古界熊耳群火山岩系中的热水充填型杏仁体很类似,且大厂层沉积构造背景以陆缘裂谷浅水环境为主,火山活动可提供充足的热源,具备热水充填作用的条件。

4 砾岩地球化学特征

本次研究对采集的不同砾岩样品进行分类,共

筛选出砾岩层顶部3件玄武岩样品,分别是:SP-1为无蚀变玄武岩,采自三望坪矿段,DC-13、DC-14为铁锰质玄武岩,采自1号井剖面砾岩层上部,发育圈层构造;5种不同类型的砾石组合,考虑到砾石和填隙物母岩可能有所差异,因此对每一类砾岩进行砾石(DLS)和填隙物(DJW)分离,其中DLS-5、DJW-5发育后期石英细脉,具体样品特征见表1。所取样品在室内除去风化层之后用清水洗净晾干,然后送至广州澳实检测中心进行常量微量及稀土元素含量测定。常量元素分析采用硼酸锂熔融,X荧光光谱分析(XRF);微量元素采用四酸消解,质谱/光谱仪综合分析(ME-MS61);稀土元素分析采用硼酸锂熔融、等离子质谱定量法(ME-MS81)。具体测试数据见表(1~2)。

4.1 主量元素地球化学特征

母岩在遭受机械作用形成砾石的过程中,会不同程度地造成矿物质的改变和元素的迁移,大厂层砾岩形成于二叠纪末期,在形成过程和形成后同样遭受了不同程度蚀变。为避免岩石蚀变对原岩成分改造的影响,所以对砾岩原岩类型的判别应以稳定元素为依据,Winchester and Floyd(1977)认为蚀变火山中高场强元素 Ti、Zr、Nb、Y 等元素很稳定,不受后期地质改造作用影响,可有效判别蚀变火山岩原岩类型,运用这些元素构成的 Zr/TiO_2 —Nb/Y 图解来划分蚀变火山岩分类是比较可靠。从(图4)中可以看出,三件玄武岩样品中,均落入亚碱性玄武岩

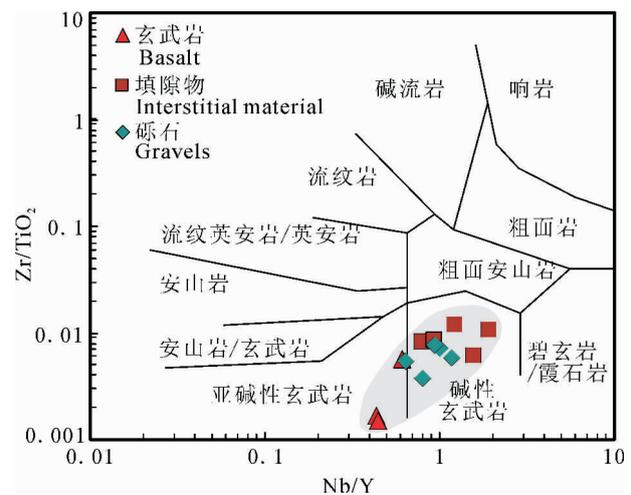


图4 大厂层砾岩及上覆玄武岩 Zr/TiO_2 - Nb/Y 图解
(据 Winchester and Floyd, 1977)

Fig. 4 Zr/TiO_2 - Nb/Y diagram for conglomerate of the Dachang Layer and the overlying basalt (after Winchester and Floyd, 1977)

(拉斑玄武岩)区域,其中样品 SP-1 靠近碱性玄武岩系列,其全碱含量 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3.68\% \sim 6.52\%$) 稍低于廖宝丽(2013)对贵州峨眉山玄武岩的研究所得 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.79\% \sim 8.86\%$),代表了晴隆大厂地区玄武岩的基本特征;大厂层砾岩砾石和填隙物则全部落入碱性玄武岩区域,揭示砾岩原岩可能为玄武质火山岩系列。

主量元素分析结果表明,大厂层砾岩 SiO_2 变化于 $42.3\% \sim 78.5\%$,平均 58.0% ;填隙物 SiO_2 变化于 $55.8\% \sim 86.9\%$,平均 63.5% ;玄武岩 SiO_2 变化于 $42.9\% \sim 50.2\%$,平均 47.6% 。可见砾岩的 SiO_2 含量高于玄武岩,填隙物中含量最高,说明后期的含硅质热液不同程度改造了砾岩。因此,对砾岩化学组分相关性的讨论应采用不活泼元素作为依据。玄

武岩的元素活化迁移规律研究证明,在热液蚀变作用和海水蚀变作用过程中,Ti、Al 和 P 元素是不活泼的,并且在热液中很少携带,而 Ca 和 Na 最容易发生迁移 (Hugh, 1993)。玄武岩 Al_2O_3 ($12.2\% \sim 14.4\%$, 均值 13.98%) 与砾石 Al_2O_3 ($10.35\% \sim 15.80\%$, 平均 13.12%) 基本一致,而填隙物中 Al_2O_3 低于前两者 ($4.80\% \sim 15.80\%$, 平均 7.09%);玄武岩 TiO_2 变化于 $2.79\% \sim 4.25\%$,平均 4.15% ,砾石 TiO_2 变化于 $3.24\% \sim 4.91\%$,平均 3.92% ,填隙物中 TiO_2 变化于 $0.96\% \sim 1.99\%$,平均 1.92% ,可见砾石和玄武岩 TiO_2 比较接近,值得说明的是,铁锰质玄武岩 (DC-13、DC-14) 中 TiO_2 变化分别为 4.25% 和 4.05% ,比未蚀变玄武岩 SP-1 (2.79%) 高,相对更接近砾石中 TiO_2 含量,揭示部

表 1 贵州晴隆锑矿大厂层砾岩及上覆玄武岩代表性样品主量 (%) 和微量元素测试数据 ($\times 10^{-6}$)

Table1 Major (%) and trace elements ($\times 10^{-6}$) analysis for typical samples of conglomerate of the Dachang Layer and the overlying basalt in Qinglong antimony deposit, Guizhou

岩性	砾岩层顶部玄武岩			硅化粘土化砾岩		粘土化砾岩		强硅化砾岩		紫红色砾岩		含球粒砾岩	
样号	SP-1	DC-13	DC-14	DJW-1111	DLS-1	DJW-2	DLS-2	DJW-3	DLS-3	DJW-4	DLS-4	DJW-5	DLS-5
Al_2O_3	12.20	14.40	13.55	6.06	13.50	7.40	15.80	8.16	11.55	9.02	14.40	4.80	10.35
CaO	7.71	3.71	2.31	0.35	1.22	11.05	11.80	0.48	0.40	5.85	8.20	0.39	0.48
Fe_2O_3	13.40	13.76	23.16	21.01	2.49	4.45	4.03	18.96	15.43	10.01	11.11	3.01	1.52
K_2O	0.18	1.76	0.97	1.69	3.39	1.76	1.84	2.03	2.90	1.40	1.44	1.17	2.10
MgO	3.73	2.26	0.50	0.37	0.33	1.53	2.02	0.31	0.30	4.00	4.14	0.33	0.50
MnO	0.19	0.09	0.04	0.01	<0.01	0.07	0.06	0.01	<0.01	0.06	0.07	0.01	0.01
Na_2O	3.50	4.41	5.55	0.08	0.02	<0.01	<0.01	0.05	0.05	0.01	<0.01	0.01	0.01
P_2O_5	0.28	1.78	1.82	0.05	0.77	0.18	0.74	0.09	0.12	0.26	0.62	0.16	0.31
SiO_2	42.9	50.2	43.9	55.8	69.7	59.3	44.2	56.5	55.1	58.9	42.3	86.9	78.5
TiO_2	2.79	4.25	4.05	1.38	3.93	1.34	4.08	1.99	3.24	1.92	4.91	0.96	3.44
V_2O_5	0.07	0.04	0.05	0.03	0.07	0.05	0.07	0.05	0.07	0.06	0.09	0.03	0.07
烧失	12.03	3.51	2.57	12.91	3.62	11.27	14.52	11.93	9.69	7.44	11.06	1.95	2.49
Sr	144.0	153.0	177.0	75.9	91.7	76.0	89.1	59.0	74.1	53.3	73.9	146.0	44.8
Rb	4.3	13.6	17.9	42.3	54.6	49.1	65.4	35.8	45.0	50.0	54.6	28.0	42.6
Ba	47.1	581	390	47.9	47.6	11.0	10.2	38.1	42.4	34.3	29.3	22.1	26.7
Th	3.2	3.0	2.8	2.4	3.8	2.3	4.4	1.7	3.2	3.5	7.1	2.6	4.8
Ta	1.39	1.33	1.56	1.40	2.18	1.07	1.96	1.13	1.72	1.46	2.84	0.96	2.01
Nb	20.9	21.6	21.9	22.5	31.0	18.1	27.3	17.9	26.5	24.7	45.4	15.9	31.6
Ce	58.4	120.0	133.5	34.8	90.2	47.1	72.5	35.6	51.5	45.7	93.4	97.3	31.2
P	1340	7370	7640	240	3290	880	2770	390	560	1220	2790	760	1420
Zr	158.0	72.2	60.8	147.5	150.5	111.0	220	120.0	190.5	161.5	373	111.5	243
Hf	5.1	4.9	4.6	3.4	6.2	3.1	6.4	3.7	6.2	4.2	9.4	2.8	7.3
Sm	7.38	14.95	15.95	2.28	9.86	4.67	8.87	2.34	3.84	4.60	10.55	6.03	4.40
Y	34.4	49.7	49.2	11.7	38.7	22.5	42.7	11.5	22.5	26.2	48.2	13.0	31.3
Yb	3.17	3.56	3.93	1.15	3.13	1.92	3.41	1.17	2.26	1.92	4.12	1.21	2.82
U	1.0	0.6	0.7	1.5	3.1	0.6	0.9	1.7	2.0	1.0	1.7	2.5	3.5
Zr/Hf	31.0	14.7	13.2	43.4	24.3	35.8	34.4	32.4	30.7	38.5	39.7	39.8	33.3
Ti/Th	5343.75	7233.3	7607.1	4033.3	5842.1	3595.6	5250	7058.8	6078.1	3242.8	4366.1	2261.5	4354.1
Nb/Y	0.6	0.4	0.4	1.9	0.8	0.8	0.6	1.6	1.2	0.9	0.9	1.2	1.0
Zr/TiO ₂	56.6	17.0	15.0	106.9	38.3	82.8	53.9	60.3	58.8	84.1	76.0	116.1	70.6

分砾石原岩可能属于高钛玄武岩系列;玄武岩 P_2O_5 变化于 0.28% ~ 1.80%, 平均 1.80%, 砾石 P_2O_5 变化于 0.31% ~ 0.77%, 平均 0.51%, 填隙物中 P_2O_5 变化于 0.05% ~ 0.26%, 平均 0.15%, 可以看出, 砾石中 P_2O_5 比填隙物 P_2O_5 更接近玄武岩。

Pearce(1976)对玄武岩海水蚀变作用研究认为, Na 表现为亏损, K 变现为富集, 这与对高岭石、钾长石与伊利石形成的化学作用模式研究基本吻合(Bjorkum et al., 1988), 当环境温度高于 50℃ 时, 自生高岭石和(自生)钾长石可能反应形成自生伊利石, 而伊利石是富 K 贫 Na 的硅酸盐云母类粘土矿物($K_2O = 6\% \sim 9\%$, $Na_2O = 0.5\% \sim 1.5\%$)。本次研究的大厂层砾岩(砾石、填隙物) Na_2O 含量极低(0.01% ~ 0.08%), 远远低于玄武岩中的含量(3.50% ~ 5.55%), K_2O (1.69% ~ 3.39%) 相对玄武岩(0.18% ~ 1.76%) 则表现为富集, 这与填隙物中发育大量粘土矿物及滨海相海绿石矿物(高钾云母型)集合体现象较一致。

对玄武岩、砾石和填隙物中不活泼元素(Al、Ti、P)及活泼元素(Na、K)氧化物含量分析认为, 砾石

物源成分与玄武岩具有相似性, 砾石可能源于玄武岩的改造, 而填隙物物源性质则与砾石不同。此外, 砾岩受海水蚀变作用显著, 其蚀变产物受热液改造形成了富 K 贫 Na 的粘土矿物, 这与大厂层砾岩普遍的粘土化及低温热液青磐岩化现象是相符合的。

4.2 微量及稀土元素地球化学特征

稀土元素通常是最不易溶解的微量元素, 在低级变质作用、风化作用和热液蚀变作用中保持不活泼性, 一般用作火成岩、变质岩和沉积岩岩石成因和演化的示踪剂(Hugh, 1993)。在 REE 球粒陨石标准化配分图中(图 5d), 玄武岩、砾石和填隙物稀土配分曲线趋势具有一致性, 表现为轻稀土富集, 重稀土亏损的右倾特征, 揭示砾岩物源性质与玄武岩类似, 其中玄武岩 ΣREE 相对较高, 介于 $158.18 \times 10^{-6} \sim 346.91 \times 10^{-6}$ 之间, 平均 274.69×10^{-6} , LREE/HREE 介于 5.54 ~ 8.15 之间, $(La/Yb)_N$ 为 6.11 ~ 11.04, 轻重稀土分馏比较明显, δEu 和 δCe 无明显异常, 与贵州峨眉山玄武岩总体特征一致(廖宝丽, 2013); 砾石 ΣREE 相对玄武岩较低, 介于 $92.37 \times 10^{-6} \sim 233.80 \times 10^{-6}$ 之间, 平均 $177.63 \times$

表 2 贵州晴隆锑矿大厂层砾岩及上覆玄武岩代表性样品稀土元素含量 ($\times 10^{-6}$)

Table 2 Rare earth elements ($\times 10^{-6}$) analysis for typical samples of conglomerate of the Dachang Layer and the overlying basalt in Qinglong antimony deposit, Guizhou

岩性	砾岩层顶部玄武岩			硅化粘土砾石		粘土化砾岩		强硅化砾岩		紫红色砾岩		含球粒砾岩	
样号	SP-1	DC-13	DC-14	DJW-1	DLS-1	DJW-2	DLS-2	DJW-3	DLS-3	DJW-4	DLS-4	DJW-5	DLS-5
La	27.00	54.80	59.30	18.60	45.10	24.80	31.50	18.10	25.40	22.40	43.50	51.50	15.30
Ce	58.40	120.00	133.50	34.80	90.20	47.10	72.50	35.60	51.50	45.70	93.40	97.30	31.20
Pr	7.54	16.65	17.85	4.30	11.55	5.90	9.59	4.25	6.28	5.71	11.95	11.50	4.20
Nd	31.50	70.90	76.60	15.40	46.80	23.00	41.00	15.40	23.00	22.10	49.60	41.60	18.30
Sm	7.38	14.95	15.95	2.28	9.86	4.67	8.87	2.34	3.84	4.60	10.55	6.03	4.40
Eu	2.18	5.26	5.81	0.70	3.41	1.91	2.83	0.73	1.15	1.47	3.33	1.07	1.01
Gd	7.35	14.15	14.65	1.50	9.40	4.45	8.85	1.66	2.51	4.53	10.25	3.25	4.53
Tb	1.21	1.83	1.91	0.26	1.33	0.71	1.31	0.25	0.49	0.76	1.50	0.40	0.74
Dy	6.23	9.03	9.80	1.73	6.82	4.00	7.01	1.67	3.46	4.43	8.55	2.20	4.58
Ho	1.40	1.83	1.90	0.43	1.50	0.86	1.57	0.43	0.83	0.93	1.85	0.50	1.13
Er	3.47	4.67	4.42	1.18	3.69	2.22	3.85	1.21	2.45	2.55	4.75	1.34	3.24
Tm	0.72	0.75	0.75	0.21	0.57	0.29	0.58	0.19	0.36	0.35	0.73	0.20	0.48
Yb	3.17	3.56	3.93	1.15	3.13	1.92	3.41	1.17	2.26	1.92	4.12	1.21	2.82
Lu	0.63	0.61	0.54	0.18	0.44	0.30	0.51	0.21	0.37	0.31	0.62	0.19	0.44
Y	34.40	49.70	49.20	11.70	38.70	22.50	42.70	11.50	22.50	26.20	48.20	13.00	31.30
ΣREE	158.18	318.99	346.91	82.72	233.80	122.13	193.38	83.21	123.90	117.76	244.70	218.29	92.37
LREE	134.00	282.56	309.01	76.08	206.92	107.38	166.29	76.42	111.17	101.98	212.33	209.00	74.41
HREE	24.18	36.43	37.90	6.64	26.88	14.75	27.09	6.79	12.73	15.78	32.37	9.29	17.96
LREE/HREE	5.54	7.76	8.15	11.46	7.70	7.28	6.14	11.25	8.73	6.46	6.56	22.50	4.14
LaN/YN	6.11	11.04	10.82	11.60	10.34	9.27	6.63	11.10	8.06	8.37	7.57	30.53	3.89
δEu	0.90	1.11	1.16	1.16	1.08	1.28	0.98	1.13	1.13	0.98	0.98	0.74	0.69
δCe	1.00	0.97	1.01	0.95	0.97	0.95	1.02	1.00	1.00	0.99	1.00	0.98	0.95

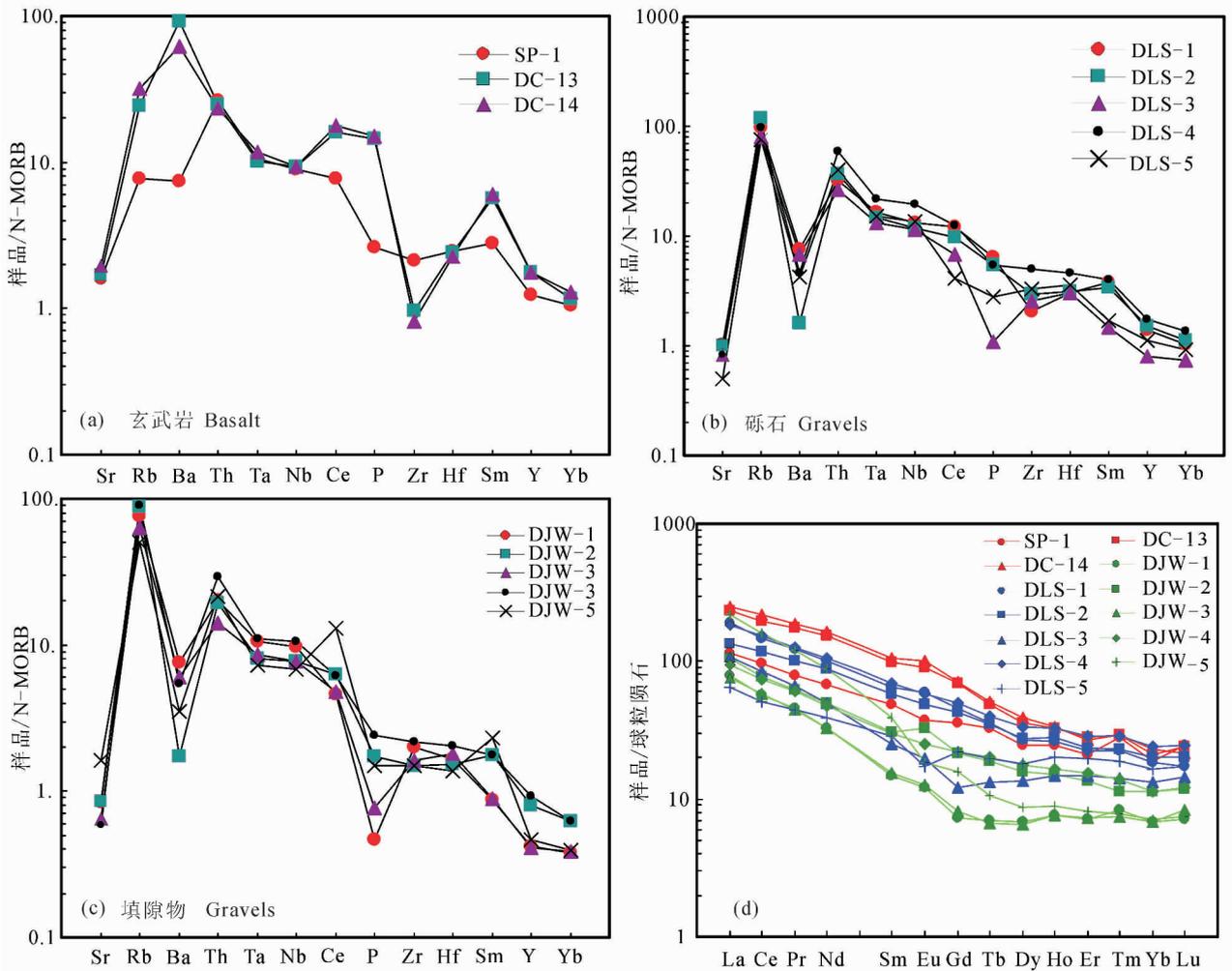


图5 大厂层砾岩及上覆玄武岩微量元素 N-MORB 标准化蛛网图(a—c) (N-MORB 标准值据 Pearce, 1984) 及 稀土球粒陨石标准化配分模式图(d) (球粒陨石标准化值据 Sun and Mcdonough, 1989)

Fig. 5 Plots of N-MORB normalized trace element spider diagrams (a—c) and plot of chondrite-normalized REE patterns (d) for conglomerate of the Dachang Layer and the overlying basalt (N-MORB normalized date after Pearce, 1984; chondrite-normalized date after Sun and Mcdonough, 1989)

10^{-6} , LREE/HREE 介于 4.14 ~ 8.73 之间, $(La/Yb)_N$ 为 3.89 ~ 10.34, 变化范围较大, 但基本呈现与玄武岩类似的轻重稀土分馏, 除样品 DLS-5 ($\delta Eu = 0.69$) 和 DLS-3 ($\delta Eu = 1.13$) 表现较为异常外, 其余 δEu 和 δCe 基本趋近于 1; 填隙物 ΣREE 相对最低, 介于 $82.72 \times 10^{-6} \sim 218.29 \times 10^{-6}$ 之间, 平均 124.82×10^{-6} , LREE/HREE 与 $(La/Yb)_N$ 波动很大, 个别样品表现为 HREE 强烈亏损, 其中 DJW-5 ($(La/Yb)_N$ 为 30.53, LREE/HREE 为 22.50, δCe 无明显异常, δEu 表现为弱的正异常和负异常, 反应填隙物物源性质比较复杂。

在不相容元素 N-MORB 标准化蛛网图上(图 5a—c), 玄武岩、砾岩和填隙物均表现出相似分布曲

线, 高场强元素 (HFSE) Ta(Nb) 相对于 Hf(Zr) 富集, 大离子亲石元素 (LILE) Rb 相对富集, 说明形成于大陆板内环境, 砾岩 Ba 相对亏损归因于岩浆分离结晶过程中斜长石的强分离结晶作用。

综上, 大厂地区玄武岩和砾岩中砾石及填隙物稀土配分曲线一致, 反映大厂层砾岩继承了玄武岩的稀土配分特征。但不同的是, 玄武岩 ΣREE 含量最高, 砾石次之, 填隙物最低。Bau (1991) 认为在水/岩比值高的前提下, 海水与岩石接触程度高, 海水与岩石发生交换反应使稀土元素从岩石中迁移, 显然 大厂层砾岩具有较高的水/岩比, 其中填隙物粒径较小, 接触面积大, 水/岩值最高。根据砾石的蚀变特征, 砾石受水解影响大多数发生强烈的粘土

化,个别砾石粘土化较弱,中心仍为玄武岩原岩;填隙物碎屑颗粒很细,水解比较彻底。王中刚(1989)认为在滨海相—碳酸盐台地相沉积物中 Σ REE很低,其原因是海水中较低的稀土交换并改造了沉积物。因此,这种稀土含量的规律性变化应该是海水部分改造玄武岩造成的,砾石发生了不完全的水解反应,致使砾石 Σ REE减少,而填隙物完全的水解反应使得稀土含量最低。另外,填隙物中轻重稀土分馏比玄武岩和砾石较明显,说明其母岩性质与玄武岩和砾石母岩存在差异;填隙物 δ Eu异常可能与岩浆结晶作用过程中斜长石的分离有关,但海水及其热液的蚀变作用也可能影响了 δ Eu值。

5 分析与讨论

5.1 大厂层砾岩沉积背景分析

中、晚二叠世之间的峨眉山玄武岩喷发是峨眉山幔柱基性岩浆活动事件的产物,同时致使地幔柱活动中心 and 外围局部地区地壳整体抬升,茅口组灰岩暴露遭受剥蚀形成不整合面(He Bin et al., 2003; Song Xieyan et al., 2004; Xu Yigan et al., 2004; 李宏博等, 2013)。显然,在茅口晚期地壳抬升这一地质现象是客观存在的,但并不是所有峨眉山玄武岩影响的地区都抬升造成茅口组灰岩缺失(Wignall et al., 2009; Sun Yadong et al., 2010)。譬如 Peate et al. (2008) 和李宏博等(2013)发现在云南大桥、宾川,四川九龙和贵州平定等峨眉山玄武岩外围地区茅口组灰岩并未遭受剥蚀,而是与上覆玄武岩整合接触。对于晴隆大厂地区部分学者认为茅口组灰岩与大厂层的界限是一个岩溶不整合面,大厂层厚度受该不整合面制约(刁理品等, 2007; 王津津等, 2014)。本次研究野外调查发现,晴隆锦矿大厂矿段大厂层与茅口组接触关系未见沉积间断现象,接触关系为茅口组灰岩→硅化灰岩→硅化粘土化凝灰岩(图1c);李明道(2008a)在晴隆锦矿长期工作期间在雷钵洞矿段发现大厂层与灰岩直接接触,未见风化壳产物;曹鸿水(1991)在大厂矿段发现有少数的玄武质角砾嵌入灰岩中,并具有明显的冷凝边,揭示在未固结的灰岩软泥之上沉积了火山碎屑物质,火山物质的供给阻止了灰岩的继续沉积。

据此,我们认为黔西南地区在早二叠世至中二叠世早期是一个相对稳定的海盆环境(碳酸盐岩台地)(陈文一等, 2003),而后随着峨眉山幔柱的不断隆升,盆地边缘同沉积断裂发育,使得盆地陆源一侧地壳抬升遭受剥蚀,盆地边缘部分仍然处于局限

浅海环境,大厂层砾岩正是该局限浅海沉积背景下的产物。

5.2 砾石物源分析

目前,对大厂层砾岩详细探讨的论著相对较少,其成因观点主要有:火山角砾(曹鸿水, 1991);玄武岩改造形成的河床及小型湖泊砾石(廖善友等, 1990; 李明道, 2008a, b; 胡煜昭, 2011);田亚洲等(2011)认为砾石为玄武岩在海水中淬碎成角砾后经不断磨蚀形成。其中“河道说”成因得到了部分学者的认可,但对砾岩的具体形成过程并未做出详细的分析。因此,有必要对大厂层砾岩开展进一步的研究。

现代河流沉积研究证明,河道相砾岩在垂向上具有明显的正韵律沉积序列,大型交错层理发育,砾石成分复杂,具多种沉积相组合等特征(Miall, 1997; Smith, 1986; 谢庆宾等, 2003; 张昌民等, 2004; Li et al., 2008; Rumsby et al., 2008)。通过对大厂层砾岩沉积层序、结构形态及元素地球化学研究可知,其沉积序列表现为“反韵律”沉积特征,由底向上粒径逐渐增大,分选性变差,沉积物源单一,基本为玄武质熔岩碎屑和火山沉积物质,无其他物源碎屑沉积,砾石磨圆度极高,形态以椭球状为主,无大型交错层理,显然不同于河道相和重力流砾岩沉积特征。此外,若为河道沉积,砾石应该或多或少混入下伏老地层岩石,但未发现下伏地层砾石。因此,大厂层砾岩“河道沉积”说很难成立。根据其“反韵律”沉积特征,大厂层砾岩是原岩在某一局限环境下改造形成的,未经过类似河道的长距离搬运。

我们所得的证据都指示大厂层砾岩的砾石原岩为峨眉山玄武岩,但填隙物物源性则不同于砾石。显然,砾岩的特殊形成机制决定了填隙物的多来源特征,而填隙物的来源则对判定砾岩的沉积环境至关重要。大厂层形成时期具有火山沉积背景,其产出的层状凝灰岩可以说明在峨眉山玄武岩喷发期间大厂地区一直持续有火山沉积作用,填隙物中胶结物质以玉髓、绿泥石、碳酸盐矿物及粘土矿物为主,杂基主要由熔岩碎屑、脱玻化凝灰岩屑及粘土组成,说明火山喷发碎屑和玄武岩磨蚀碎屑是砾岩填隙物的主要物源;冯宝华(1989)利用Zr、Hf元素在浅变质作用过程中的稳定性和变化小的特点,运用Zr/Hf比值探讨蚀变粘土的来源,本次研究5件砾岩填隙物样品Zr/Hf(30.7~43.4,均值38.0),接近凝灰岩的Zr/Hf均值(37.8),远低于地壳粘土岩Zr/Hf(54.3)(Turekian and Wedepohl, 1961),同样说明同

期的火山灰在砾石中充填构成了砾岩填隙物的主要组分。

5.3 大厂层砾岩形成机制

鉴于大厂层的重要性和复杂的地质现象,客观地分析大厂层砾岩的形成演化对认识大厂层的形成具有指示意义。首先我们可以确定的是,大厂层砾岩砾石母岩以玄武岩为主,填隙物物源主要为火山灰和熔岩碎屑;砾岩的“泥化边”构造及填隙物中的青磐岩化矿物组合及滨海相海绿石矿物揭示砾岩形成于近地表环境,并在成岩及成岩后经历了低温热液的改造,这与峨眉山玄武岩喷发大背景及大厂层

热液蚀变现象是相符合的。此外,大厂层砾岩相对玄武岩的贫 Na(Na₂O) 富 K(K₂O), ΣREE 的规律性变化(玄武岩最高,砾石次之,填隙物中最低)等特征,说明在水/岩比很高的前提下,海水与玄武岩的水解反应致使 REE 及活泼元素发生迁移。因此,本文认为大厂层砾岩是由玄武岩在近地表条件下直接改造形成,在成岩及成岩后遭受了海水蚀变及热液蚀变。基于上述分析,欲厘清大厂层砾岩的形成机制,现代火山—沉积模式可作为参照。Ramalho et al. (2013)对现代火山岛滨岸环境的演化与火山作用、剥蚀作用和生物作用等之间的关系做了详细的

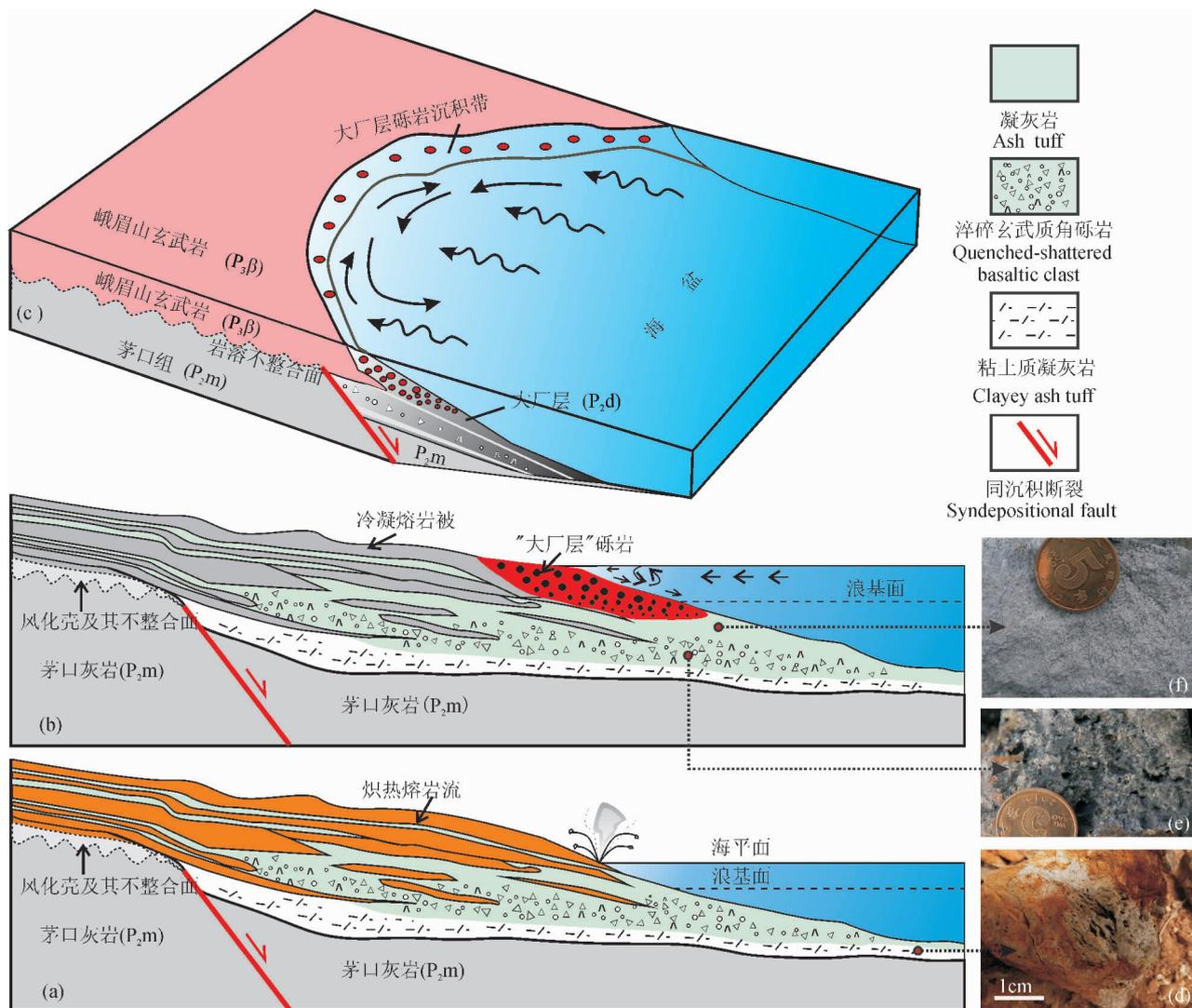


图6 大厂层砾岩沉积模式

Fig. 6 The sedimentary model of conglomerate of the Dachang Layer

(a) 炽热熔岩流水下爆裂阶段;(b) 冷凝熔岩流剥蚀阶段;(c) 大厂层砾岩形成过程;(d) 粘土质凝灰岩;

(e) 淬碎凝灰质玄武岩角砾;(f) 凝灰岩;(a)、(b)参照 Ramalho et al. (2013) 修改

(a) the stage of broiling basalt flows burst in the water; (b) the stage of condensational basalt flows suffered from erosion; (c) the forming process of the Dachang Layer gravels; (d) clayey ash tuff; (e) the quenched—shattered basaltic clast; (f) ash tuff; (a) and (b) modified from Ramalho et al. (2013)

论述,证实在火山岛周缘或者被玄武岩流覆盖的滨海岸可以形成不连续的砾岩堆积体,这种砾岩岩性表现单一,全部来自火山喷发熔岩;Etienne et al. (2010)对冰岛南部海岸砾石的形成研究认为,形成砾岩的动力来源主要是海岸风暴潮。为此,我们对大厂层砾岩的形成机制作了如下分析。

(1) 第一阶段:炽热熔岩流水下爆裂(图 6a)。在二叠系茅口组中晚期,峨眉山玄武岩开始喷发并逐渐覆盖整个中国西南地区,而此时在黔西南地区为开阔的碳酸盐台地(陈文一等, 2003)。随着板内裂谷玄武岩流的巨大扩张,由西向东进入海盆边缘,这种炽热的玄武岩流泄入海水同时发生剧烈的爆裂,产生大量气体并形成玄武质角砾和骤冷成因的玻质碎屑,同时伴随位于扩张性中央岛弧的火山喷发,飘浮的火山碎屑充填于砾石空隙并组成了大厂层的主体岩性(图 6f)。这种现象在现代火山岩地区普遍存在,Tribble(1991)对夏威夷 Kilauea 火山做了详细研究,熔岩流进入海水发生急剧爆裂并释放大量的汽水混合物,Ramalho et al. (2013)在对海洋火山岛演化的研究中也证实了这一现象。随着玄武岩熔岩流的不断推进,大量的熔岩角砾碎屑超覆在下伏茅口组灰岩之上,使得盆地收缩,海岸逐渐扩张。本次野外调查发现,在大厂层底部也存在相同类型的玄武质角砾岩、玻质碎屑和凝灰质粘土岩混杂堆积组合(图 3c, 6e),这可能是峨眉山玄武岩前锋带的在水下爆裂的直接证据。

(2) 第二阶段:冷凝玄武岩遭受剥蚀(图 6b)。地幔柱在峨眉山玄武岩喷发期处在剧烈活动期,致使地壳出现不均一抬升(何斌等, 2006)。在峨眉山玄武岩喷发间歇期,玄武岩流逐渐冷凝收缩,柱状节理发育。滨岸相研究证明,在浪基面以上处于高能地带,波浪在向海岸运动的过程中经历涨浪—升浪—破浪—碎浪阶段,尤其在潮间冲洗回流带水动力最强。因此,节理发育的冷凝玄武岩在潮间冲洗回流带被打碎后经海水反复淘洗、磨擦呈混圆状(图 3f)(这一过程或许有浅海风暴的参与),这与 Madeira 群岛海岸的砾石沉积一致(图 3o)(Ramalho et al., 2013)。此外,砾岩底部存在波浪侵蚀残留的块状玄武岩(图 2),进一步佐证这一假设的成立。然而,大厂层砾岩 B 带和 C 带为无明显层理,且 A—C 表现为“反粒序”沉积,这与理想的滨岸相沉积有所不同,可能代表一种特殊的沉积环境。Kidson et al. (1959)认为在局限海盆环境下,波浪以一定入射角向海岸传播,会产生沿岸流,带动海滩发

生沿岸运动,并在沿岸不断分选沉积,逐渐形成粒级有规律变化的砾石海滩。这如同“筛子效应”,粒度不等的颗粒物在筛子中沿同一方向旋转后会发生颗粒分序,即大粒径颗粒在上,小颗粒在下。可以认为,大厂层砾岩是在一个局限海盆环境下的滨岸带沉积产物,沿岸流致使砾石粒级出现规律的变化(图 6c)。

综上分析,大厂层砾岩是峨眉山玄武岩在局限海盆环境下的沉积产物,并有火山喷发沉积物参与(飘浮火山灰),这与地质事实比较吻合。沉积层序 B 带和 C 带玄武质砾石“泥化边”是玄武岩水解的直接证据,其中 A 带玄武质砾石水解比较彻底,呈灰白色未见“泥化边”结构。此外,火山喷气作用和热液(热水)对砾岩进行了后期改造,其中砾岩填隙物发育的青磐岩化矿物组合是很好的证据。这种形成机制也清晰地反映了大厂层整体的形成过程,但要全面认识大厂层的沉积演化、后期改造、成矿就位等问题还需进一步的研究。可以肯定的是,这种由局限浅海滨岸控制的这种特殊沉积建造为后期成矿物质的储存和就位提供了有利场所。大厂层砾岩的成因的新认识将对锑、金矿床的研究开拓了新的方向。

6 结论

(1) 大厂层砾岩成分简单,砾石源于玄武岩的改造,属于玄武质砾岩,填隙物为玄武质熔岩碎屑和火山碎屑,少数熔岩碎屑具塑性变形特征。砾岩在垂向上呈现三个不同的沉积分带,由底向上粒径逐渐增大,分选性变差,表现为“反粒序”沉积特征。

(2) 对研究区峨眉山玄武岩、砾石和填隙物地球化学分析表明,三者具有相同的轻稀土富集、重稀土亏损的右倾配分模式,高场强元素(HFSE) Ta(Nb)相对于 Hf(Zr)富集,大离子亲石元素(LILE) Rb 相对富集,反映大厂层砾岩与玄武岩存在亲缘性,同属峨眉地幔柱基性岩浆活动的产物。

(3) 填隙物 Zr/Hf(30.7~43.4,均值 38.0)接近凝灰岩的 Zr/Hf 均值(37.8),远低于地壳粘土岩 Zr/Hf(54.3),反映填隙物成分主要为与峨眉地幔柱有关的火山碎屑沉积物。

(4) 大厂层砾岩中指相矿物——海绿石的发现,指示其沉积环境为滨海环境。结合研究区沉积背景分析,在中一晚二叠世时期,黔西南地区为开阔的碳酸盐台地,后随着峨眉地幔柱的不断隆升,盆地边缘同沉积断裂发育,使得盆地陆源一侧地壳抬升

遭受剥蚀形成岩溶不整合面,盆地边缘部分仍为局限浅海环境。

(5) 根据大厂层砾岩沉积特征和地球化学特征,并结合现代火山沉积最新研究,初步判断大厂层砾岩未经过类似河道的长距离搬运,是由峨眉山玄武岩直接改造形成的。其形成机制是炽热玄武岩流前锋带进入海水急剧爆裂形成碎屑角砾,同时大规模的火山碎屑参与沉积;在后期的演化过程中,炽热玄武岩冷凝收缩,柱状节理发育,在潮汐流和沿岸流的相互作用下不断磨蚀形成大厂层砾岩。

致谢:本次研究工作得到了贵州大学刘坤博士、张亚东硕士,中国科学院地球化学研究所杜丽娟博士和丹麦哥本哈根大学黄思涵硕士的指导和帮助,在此表示衷心感谢。此外,向为本文提出宝贵意见的匿名审稿专家一并致以谢意!

注 释 / Notes

- ① 贵州省地质矿产局地质科学研究所. 1989. 贵州省铈矿成矿条件、富集规律及找矿方向研究. 贵阳:贵州省地质资料馆.
- ② 贵州地质局 112 队. 1972. 贵州省晴隆县大厂铈矿田西舍矿床初勘地质报告. 贵阳:贵州省地质资料馆.

参 考 文 献 / References

曹鸿水. 1991. 黔西南“大厂层”形成环境及其成矿作用的探讨. 贵州地质, (1): 5~13.

陈建强, 周洪瑞, 王训练. 2004. 沉积学及古地理学教程. 北京: 地质出版社, 1~278.

陈文一, 刘家仁, 王中刚, 郑启钤. 2003. 贵州峨眉山玄武岩喷发期的岩相古地理研究. 古地理学报, 5(1): 17~28.

陈豫, 刘秀成, 张启厚. 1984. 贵州晴隆大厂铈矿床成因探讨. 矿床地质, (3): 1~12.

刁理品, 韩润生, 刘鸿, 李波, 王雷. 2007. 贵州晴隆大厂铈矿地质及控矿因素. 云南地质, 25(4): 467~473.

冯宝华. 1989. 我国北方石炭—二叠纪火山灰沉积水解改造而成的高岭岩. 沉积学报, 7(1): 101~108.

高明, 陈芸. 1995. 封闭体系中水与玄武岩作用的研究. 南京大学学报: 自然科学版, 31(3): 476~486.

贵州省地质矿产局. 1987. 贵州省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1~666.

何斌, 徐义刚, 肖龙, 王雅玫, 王康明, 沙绍礼. 2006. 峨眉山山幔柱上升的沉积响应及其地质意义. 地质论评, 52(1): 30~37.

胡煜昭. 2011. 黔西南拗陷沉积盆地分析与铈、金成矿研究. 导师: 方维萱. 昆明理工大学博士学位论文. 1~169.

季敏, 翟世奎. 2005. 现代海底典型热液活动区地形环境特征分析. 海洋学报, 27(6): 47~55.

李宏博, 朱江. 2013. 峨眉山玄武岩与茅口组灰岩的接触关系: 对峨眉山山幔柱动力学模型的指示意义. 大地构造与成矿学, 37(4): 571~579.

李明道. 2008a. 贵州晴隆大厂晚二叠世初期河流相沉积特征——兼论与上下地层接触关系. 贵州地质, (03): 166~170.

李明道. 2008b. 一个热水沉积铈矿床——以贵州晴隆大厂铈矿床为例. 贵州地质, 25(1): 26~30.

廖宝丽. 2013. 贵州二叠纪碱性玄武岩的岩石学和地球化学研究. 导师: 张招崇. 中国地质大学(北京)博士学位论文, 1~76.

廖善友, 胡涛. 1990. 贵州晴隆大厂铈矿床控矿条件及成矿机制. 贵州地质, 7(3): 229~236.

凌小惠. 1985. 贵州二叠纪地层中海绿石矿物的发现及其地质意义. 矿物岩石, 6(3): 96~108.

田亚洲, 聂爱国, 祝明金, 亢庚. 2011. 贵州晴隆大厂层中段玄武质砾岩与铈矿成矿关系研究. 贵州大学学报(自然科学版), 28(5): 25~28.

王津津, 胡煜昭, 门文辉. 2014. 贵州晴隆铈矿茅口组顶岩溶面形态特征及控矿作用. 有色金属: 矿山部分, 66(1): 32~35.

王中刚, 于学元, 赵振华, 等. 1989. 稀土元素地球化学. 北京: 科学出版社, 1~496.

谢庆宾, 朱筱敏, 管守锐, 王贵文, 刘少宾, 张周良, 陈方鸿, 薛培华, 韩德馨. 2003. 中国现代网状河流沉积特征和沉积模式. 沉积学报, 21(2): 219~227.

于洪军. 1993. 黄海南部海底风成砾石的发现. 海洋与湖沼, 24(4): 440~441.

张昌民, 张尚锋, 李少华, 淡卫东, 侯路. 2004. 中国河流沉积学研究 20 年. 沉积学报, 22(2): 183~192.

张汉成, 肖荣阁, 安国英, 张龙, 侯万荣, 高亮. 2003. 华北板块南缘熊耳群火山岩系中的杏仁体——热水成矿作用的证据. 地质通报, 22(5): 356~363.

朱江, 张招崇, 侯通, 康健丽. 2011. 贵州盘县峨眉山玄武岩系顶部凝灰岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄: 对峨眉山大火成岩省与生物大规模灭绝关系的约束. 岩石学报, 27(9): 2743~2751.

Barley M, Dunlop J, Glover J and Groves D. 1979. Sedimentary evidence for an Archaean shallow-water volcanic—sedimentary facies, eastern Pilbara Block, Western Australia. Earth and Planetary Science Letters, 43(1): 74~84.

Bau M. 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid—rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. Chemical Geology, 93(3): 219~230.

Bjorkum P A and Gjelsvik N. 1988. An isochemical model for formation of authigenic kaolinite, K-feldspar and illite in sediments. Journal of Sedimentary Research, 58(3): 506~511.

Etienne S and Paris R. 2010. Boulder accumulations related to storms on the south coast of the Reykjanes Peninsula (Iceland). Geomorphology, 114(1): 55~70.

He Bin, Xu Yigang, Chung Sunling, Xiao Long and Wang Yamei. 2003. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts. Earth and Planetary Science Letters, 213(3): 391~405.

Hugh R R. 1993. Using geochemical data; evaluation, presentation, interpretation. New York: Longan Scientific and Technical.

Kidson C and Carr A P. 1959. The movement of shingle over the sea bed close inshore. Geographical Journal, 380~389.

Kiss G, Molnár F, Kovács S and Palinka? L A. 2010. Field characteristics and petrography of the advanced rifting-related Triassic submarine basaltic blocks in the Jurassic mélange of the Darnó Unit. Central European Geology, 53(2): 181~204.

Kshirsagar P V, Sheth H C, Seaman S J, Shaikh B, Mohite P, Gurav T and Chandrasekharan D. 2012. Spherulites and thundereggs from pitchstones of the Deccan Traps: geology, petrochemistry, and emplacement environments. Bulletin of Volcanology, 74(2): 559~577.

Li S S, Millar R G and Islam S. 2008. Modelling gravel transport and morphology for the Fraser river gravel reach, British Columbia.

- Geomorphology, 95(3): 206 ~ 222.
- Menzies MA, Klemperer SL, Ebinger CJ and Baker J. 2002. Characteristics of volcanic rifted margins. SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA: 1 ~ 14.
- Miall A D. 1977. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits; a summary.
- Milkov A. 2000. Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. Marine Geology, 167(1): 29 ~ 42.
- Nichol S L, Lian O B and Carter C H. 2003. Sheet-gravel evidence for a late Holocene tsunami run-up on beach dunes, Great Barrier Island, New Zealand. Sedimentary Geology, 155(1): 129 ~ 145.
- Peate I U and Bryan S E. 2008. Re-evaluating plume-induced uplift in the Emeishan large igneous province. Nature Geoscience, 1(9): 625 ~ 629.
- Pearce J A. 1976. Statistical analysis of major element patterns in basalts. Journal of Petrology, 17(1): 15 ~ 43.
- Pearce J A. 1984. A "users guide" to basalt discrimination diagrams. Overseas Geology, (4): 1 ~ 13.
- Ramalho R S, Quartau R, Trenhaile A S, Mitchell N C, Woodroffe C D and Vila S P. 2013. Coastal evolution on volcanic oceanic islands: A complex interplay between volcanism, erosion, sedimentation, sea-level change and biogenic production. Earth-Science Reviews, 127: 140 ~ 170.
- Robertson A and Stillman C. 1979. Submarine volcanic and associated sedimentary rocks of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands. Geological Magazine, 116(03): 203 ~ 214.
- Rumsby B T, Brasington J, Langham J A, McLelland S J, Middleton R and Rollinson G. 2008. Monitoring and modelling particle and reach-scale morphological change in gravel-bed rivers: Applications and challenges. Geomorphology, 93(1): 40 ~ 54.
- Song Xieyan, Zhou Meifu, Cao Zhimin and Robinson P T. 2004. Late Permian rifting of the South China Craton caused by the Emeishan mantle plume?. Journal of the Geological Society, 161(5): 773 ~ 781.
- Smith D G. 1986. Anastomosing river deposits, sedimentation rates and basin subsidence, Magdalena River, northwestern Colombia, South America. Sedimentary Geology, 46(3): 177 ~ 196.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313 ~ 345.
- Sun Yadong, Lai Xulong, Wignall P B, Widdowson M, Ali J R, Jiang Haishui, Wang Wei, Yan Chunbo, David P G B and Védérine S. 2010. Dating the onset and nature of the Middle Permian Emeishan large igneous province eruptions in SW China using conodont biostratigraphy and its bearing on mantle plume uplift models. Lithos, 119(1): 20 ~ 33.
- Tarasov V G, Gebruk A V, Shulkin V M, Kamenev G M, Fadeev V I, Kosmyrin V N, Malakhov V V, Starynin D A and Obzhirov A I. 1999. Effect of shallow-water hydrothermal venting on the biota of Matupi Harbour (Rabaul Caldera, New Britain Island, Papua New Guinea). Continental Shelf Research, 19(1): 79 ~ 116.
- Tribble G W. 1991. Underwater observations of active lava flows from Kilauea volcano, Hawaii. Geology, 19(6): 633 ~ 636.
- Turekian K K and Wedepohl K H. 1961. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Geological Society of America Bulletin, 72(2): 175 ~ 192.
- Wignall P B, Sun Y, Bond D P, Izon G, Newton R J, Védérine S, Widdowson M, Ali J R, Lai Xulong, Jiang Haishui, Cope H and Bottrell S H. 2009. Volcanism, mass extinction, and carbon isotope fluctuations in the Middle Permian of China. Science, 324(5931): 1179 ~ 1182.
- Winchester J A and Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical geology, 20: 325 ~ 343.
- Xu Yiang, He Bin, Chung Sunlin, Menzies M A and Frey F A. 2004. Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province. Geology, 32(10): 917 ~ 920.

A Research on the Genesis of the Conglomerate of Dachang Layer of Middle Permian in Qinglong, Guizhou

CHEN Jun, YANG Ruidong, ZHENG Lulin, GAO Junbo and WEI Huairui

College of Resources and Environmental Engineering, Guizhou University, Guiyang, 550025

Abstract: There is a conglomerate formation lies in the middle and upper of Dachang Layer in Qinglong antimony deposit, which occurs as saccate and lenticular. By studying the depositional sequences, structures, tectonics and mineral assemblages of this conglomerate of Dachang Layer, it shows the conglomerate presents an abnormal depositional sequence and is consisted of basalt, which indicates this conglomerate was transformed directly by Emei basalt and without having characteristics of channel facies. Furthermore, the special "argillization edge" tectonic of gravels is a direct evidence that the basalt had a massive hydrolysis in the seawater. Moreover, the propylitic mineral assemblages, located in interstitial material, demonstrate the conglomerate had suffered (volcanic) epithermal transformation. The interstitial materials show constructive central island with the ratio of Zr/Hf (30.7 ~ 43.4, mean 38.0) close to the ratio of volcanic tuff, indicating that the pyroclast (volcanic ash) participated in diagenesis during basalt was transforming into gravels. Being compared with basalt, the gravels and

interstitial materials are relatively lack of Na (Na_2O) and enriched in K (K_2O), but they have the same REE pattern models and have a regular variation of total REE: the highest is basalt, then is gravel and the lowest is interstitial material. The analysis of depositional setting shows that the crust had been differently uplifted, which was caused by the Emei Mantle Plumes. The uplifted one was exposed and denuded, then formed disconformity plane. In addition, relatively descended one was continuing to deposit, in this case Dachang Layer is the product of continuous deposition above the Maokou limestone, formed in the restricted margin of ELIP zone of nappe. The forming mechanism of Dachang Layer is that incandescent basalt was chilled in the sea-water, meanwhile the pyroclast participated in deposition, forming ELIP foreset bed (shattered lava breccia) and tuff then deposited above the Maokou limestone. Among evolved process of later stage, incandescent basalt flows cooled and shrank, forming columnar joints, and Dachang Layer conglomerate was formed by abrasion after being interacted with tide—flows and coastal current.

Key words: Conglomerate; Dachang Layer; Petrology; Geochemistry; Sediment environment; formation mechanism; Guizhou

(上接第 1258 页)

