文章编号: 1009-3850(2000) 02-0001-17

江达-维西陆缘火山弧的形成演化及成矿作用

王立全,潘桂棠,李定谋,须同瑞

(成都地质矿产研究所,四川成都 610082)

摘要: 江达-维西陆缘火山弧为金沙江弧后洋盆向西俯冲消减和斜向碰撞过程中形成, 其过程经 历了俯冲造弧-碰撞成弧-张裂成盆的复杂发展历史。早二叠世晚期一晚二叠世(P²₁P₂) 形成俯 冲型弧火山岩, 早中三叠世(T₁₊₂) 形成碰撞型弧火山岩, 晚三叠世早期(T³₃) 于裂谷盆地中发育 "双峰式"火山岩。晚三叠世早期(T³₃) 裂谷盆地从北向南形成生达-车所-鲁麻弧后盆地、徐中-鲁 春-红坡上叠(弧后) 裂谷盆地和箐口塘-催依比-上兰上叠(弧后) 裂谷盆地三个次级半深海 深海 盆地。生达-车所-鲁麻弧后盆地的拉裂时间为 11.6Ma, 速度为 0.27 cm/a, 距离为 63 km; 徐中-鲁 春-红坡上叠(弧后) 裂谷盆地的拉裂时间为 16.1Ma, 速度为 0.27 cm/a, 距离为 63 km; 徐中-鲁 春-红坡上叠(弧后) 裂谷盆地的拉裂时间为 16.1Ma, 速度为 0.36 cm/a, 距离为 140 km; 箐口塘-催 依比-上兰上叠(弧后) 裂谷盆地的拉裂时间 16.1Ma, 速度为 0.36 cm/a, 距离为 116 km。弧火山 岩中形成有沉积-改造型铜、金、银、铅、锌多金属矿, 裂谷(火山) 盆地中形成有喷流-沉积型铜、 金、银、铅、锌多金属矿。晚三叠世早期火山-沉积盆地已成为三江地区中生代重要的成矿盆地。 关 键 词: 江达-维西; 陆缘火山弧; 形成演化; 成矿作用 中图分类号: P541 文献标识码: A

The evolution and mineralization of the Jomda-Weixi continental marginal volcanic arc, southwestern China

WANG Li-quan, PAN Gui-tang, LI Ding-mou, XU Tong-rui Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610082, Sichuan, China

Abstract: The Jom da-Weixi continental marginal arc in southwestern China originated from the westward subduction, consumption and oblique collision of the Jinshajiang back-arc oceanic basin, and shows a long and complex history, spanning several phases of arc-building by subduction, arc formation by collision and basin formation by rifting. The subduction-type arc volcanic rocks appeared during the late Early Permian to Late Permian; the collision-type arc volcanic rocks were formed during the Early and Middle Triassic, and the "bimodal" volcanic rocks occurred in the rift basins during the early Late Triassic. The rift basins in this period are assigned to the bathy alaby seal basins, including, from north to south, the Sinda-Chesuo-Luma back-arc basin, Xuzhong-Luchun-Hongpo (back-arc) rift basin, and Qingkoutang-Cuiyibi-Shanglan superimposed (back-arc) rift basin. The rifting may be traced back to: 11.6 Ma at a rate of 0.27 cm/a and a distance of 63 km for the Sinda-Chesuo-Luma back-arc basin: 16.1 M a at a rate of 0.43 cm/a and a distance of 140 km for the Xuzhong-Luchun-Hongpo superimposed (back-arc) rift basin, and 16.1 M a at a rate of 0.36 cm/a and a distance of 116 km for the Qingkoutang-Cuivibi-Shanglan superimposed (back-arc) rift basin. The "sedimentary-reworking type" copper, gold, silver, lead and zinc polymetallic deposits are found to be hosted in the arc volcanic rocks, whereas the "(volcanic) exhalation-sedimentary type" copper, gold, silver, lead and zinc polymetallic deposits occur in the rift basins. These volcanic-sedimentary basins are considered as important Mesozoic metallogenic basins in the Nujiang-Lancangjiang-Jinshajiang area, southwestern China.

Key words: Jomda-Weixi; continental marginal volcanic arc; formation and evolution; mineralization

江达-德钦-维西陆缘火山弧, 位于金沙江弧-陆碰撞结合带与昌都-兰坪-思茅陆块之间, 系金沙江弧后洋盆向西俯冲消减和斜向碰撞过程中形成。江达-德钦-维西陆缘火山弧的形 成演化与金沙江弧后洋盆的俯冲消减和陆-陆碰撞作用具有很好的对应关系, 这种对应关系 为确定洋盆和山脉(火山弧) 形成过程及其成矿作用的分析研究, 提供一个很好的实例。因 此, 笔者就此对江达-德钦-维西陆缘火山弧形成演化及其成矿作用进行探讨。

1 江达-维西陆缘火山弧的岩石组合

弧火山岩分布于金沙江结合带西侧, 昌都-兰坪-思茅陆块东缘, 主要于江达一戈波一徐 中一阿登格一溜筒江一捕村一南佐一燕门一巴迪一叶枝一带, 呈南北向狭长带状展布, 延伸 约 500km; 从早二叠世晚期一直延续至晚三叠世早期。由弧火山岩带分布的构造位置及其 发育的时代而言, 属金沙江洋壳向西俯冲消减过程中形成。

1.1 早二叠世晚期至晚二叠世弧火山岩

早二叠世晚期至晚二叠世(P²-P₂)弧火山岩,分布于德钦县阿登格一溜筒江一捕村一南 佐一燕门至维西县巴迪一叶枝一带。在德钦县阿登格一溜筒江一捕村一南佐一燕门一带, 下二叠统吉东龙组(P₁*j*)火山岩系,下部以玄武岩、凝灰角砾岩、沉凝灰岩、流纹岩为主,佳板 岩、变质粉砂岩和凝灰质粉砂岩,在SiO₂频率分布图上呈"双峰式"分布^[1];上部由玄武岩、 安山岩、英安岩、凝灰角砾岩、凝灰岩和板岩、变质粉砂岩、凝灰质粉砂岩、碳酸盐岩组成,灰 岩中含^驟、珊瑚、有孔虫、苔癣虫等化石。南仁铜金矿化带就产在二叠纪的弧火山岩中,区域 上其层位相当于吉东龙组上部火山岩,含矿岩系主要由安山岩、角砾状安山岩、火山碎屑岩、 薄层含驪生物灰岩和中酸性次火山岩组成,灰岩中采得化石有 *Neomisellina* aff. *douvillei* (Gubler), *N*. aff. *sichuanesis* Yang, *Kahlerina* sp., *Reichelina* sp.,为早二叠世茅口晚期(李 定谋等,1997)。吉东龙组火山岩与上覆下二叠统禹功组(P₁y)灰岩为整合接触,云南地层清 理时已将禹功组废弃,划归为吉东龙组。由此可见,原吉东龙组火山-沉积岩系由两部分组 成,下部火山岩为玄武岩-流纹岩的似"双峰式"岩石组合,时代相当于早二叠世早期(P¹);上 部火山岩为中基性-中酸性弧火山岩组合,时代相当于早二叠世晚期(P²)。

上二叠统沙木组(P2s)火山岩系在德钦县沙木一带比较发育,以中基性一中酸性熔岩、 火山碎屑岩为主,局部夹粉砂岩、细砂岩、细砾岩的薄层,含植物化石和腕足类碎片,其上与 上三叠统红坡组(T3h)呈不整合接触。早二叠世晚期至晚二叠世的弧火山岩系,记录了由 拉斑玄武岩系列→钙碱性系列→钾玄武岩系列的岛弧火山岩发育全过程^[1]。

这套弧火山岩向南延伸至维西县巴迪一叶枝一带,在维西康普、吉岔西大沟见有一套复 理石砂板岩、变基性火山岩和砾岩、中酸性火山角砾岩、滑塌角砾岩、泥灰岩和鲍马序列发育 不全的沉积砂板岩(李兴振等,1998)。

1.2 早中三叠世弧火山岩

早中三叠世弧火山岩,沿江达一戈波一徐中以北一带分布。下三叠统普水桥组/马拉松 多组、色容寺组火山岩,在江达县错玛一德普弄一区侠弄一肯座一带最发育,主要为安山岩、 安山质火山角砾岩、英安岩、流纹岩、凝灰岩及少量玄武岩,夹砂板岩、变质砂岩、碳酸盐岩, 底部为山麓相含砾长石粗砂岩和细砾岩,与下伏海西期花岗岩为沉积不整合接触,向上由陆 相渐变为滨海相^[1,2]。

中三叠统瓦拉寺组、丛拉组火山岩,在江达县德普弄一昆达一瓦拉寺一带比较发育,为 安山岩、安山质火山角砾岩/凝灰岩、英安岩、流纹岩,与半深水一深水浊流相砂板岩、泥灰岩 和硅质页岩、硅质岩互层。中三叠世火山岩沉积整合于下三叠统色容寺组之上,在德普弄-区侠弄剖面上出现多个喷发-沉积韵律,火山岩与沉积岩交替,反映中三叠世火山活动周期 短、频率高、水体较深的特点。早中三叠世弧火山岩由安山岩→英安岩→流纹岩过渡,反映 了火山活动发生在较厚的陆壳背景中,火山弧由俯冲型过渡为碰撞型^[3]。

1.3 晚三叠世早期火山岩

晚三叠世早期火山岩系,从北向南沿江达-德钦-维西弧火山岩带广泛分布,其南北两段 的火山岩组合呈现较明显的差异。

火山岩带北段,晚三叠世早期的东独组、公也弄组和洞卡组火山岩系,沿江达一戈波一莽岭一徐中一带广泛分布,岩性为玄武岩、安山岩、英安岩、英安质流纹岩、流纹岩、凝灰角砾岩、熔结火山角砾岩、凝灰岩和砂岩、粉砂岩、灰岩、页岩,产海白合、双壳和植物化石,为陆相一滨浅相喷发。东独组下部为一套紫红色砂岩、含砾砂岩、砾岩堆积,与下伏中三叠统呈不整合接触^[2]。火山岩系下部以基性火山岩为主,中部以安山质火山岩为主,厚度最大,喷发最强烈,上部以酸性火山岩为主。在弧火山岩区以西的生达一车所一鲁麻一带,为弧后火山岩分布区^[1],呈南北向延伸,长14km,宽约4km,厚2264m。以枕状基性熔岩为主的火山岩系,主要岩性由具有枕状、球状和块状构造的细碧岩和拉斑玄武岩、熔结火山角砾岩,以及半

深水一深水浊流相砂板岩、泥灰岩和硅质页岩、硅质岩组成,其中含有盆地外火山喷发的水 下火山物质。深水浊积岩的存在,表明具有一个半深水一深水盆地的喷发沉积环境。

在弧火山岩带南段,晚三叠世早期的人支雪山组/崔依比组、攀天阁组火山岩系,沿徐中 一几家顶一热水塘一崔依比一维西一乔后一带广泛分布,发育玄武岩和流纹岩的"双峰式" 火山岩,与上覆上三叠统石钟山组为角度不整合。

火山岩带南段中部德钦县吉义独一热水塘一带,有细碧角斑岩及火山碎屑岩,下部为玄 武岩,上部为流纹岩,呈"双峰式",同时有半深水一深水盆地中的火山浊积岩、凝灰质-硅质 浊积岩及砂泥质复理石,以及辉长-辉绿岩墙/岩脉群,火山岩特征显示裂谷盆地环境。

火山岩带南段北部几家顶-鲁春剖面,主要为玄武岩、基性凝灰岩、流纹岩夹灰岩、泥灰 岩、凝灰质硅质岩、放射虫硅质岩、硅质板岩、灰质板岩等,属于玄武岩-流纹岩-碳酸盐-泥岩 夹硅质岩建造,为深水一半深水盆地沉积环境。鲁春铜矿位于该剖面北侧,含矿岩系为流纹 岩下伏的强绿泥石化-绢云母化-硅化凝灰岩及凝灰质板岩。

在火山岩带南段南部攀天阁一催依比一几该及一带,主要由细碧岩、石英角斑岩及火山 碎屑岩夹少量泥灰岩、硅质岩、放射虫硅质岩、钙质板岩、黑色板岩等,成分演化趋势由基性 变为酸性,具"双峰式"特征¹¹,沉积夹层所反映的环境同样为半深水一深水环境。

2 江达-维西陆缘火山弧的归属

莫宣学、刘增乾等(1993)^[1,4]曾将德钦-维西陆缘火山弧作为澜沧江洋壳向东俯冲消减的产物;潘桂棠等(1997)^[5]则认为该陆缘火山弧应为金沙江洋壳向西俯冲消减及陆-陆碰撞 作用的产物。

江达-德钦-维西陆缘火山弧分布于昌都-兰坪-思茅陆块的东缘,东邻金沙江弧-陆碰撞结 合带,且部分直接叠覆于金沙江构造混杂岩带之上。从发育的时间上,金沙江弧后洋盆开始 形成于晚泥盆世晚期,早二叠世早期是金沙江弧后洋盆扩展的鼎盛时期^[5],金沙江洋壳于早 二叠世晚期向西俯冲消减,自东向西形成朱巴龙-羊拉-东竹林洋内火山弧及火山弧西侧的西 渠河-雪压央口-东竹林-吉义独-工农弧后盆地(洋壳基底,P²₁-P₂),江达-德钦-维西陆缘火山 弧及火山弧西侧的昌都-兰坪-思茅弧后盆地(陆壳基底,P²₁-P₂)^[6]。

在²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 的模式图上(徐启东等, 1997),南佐铅锌矿的铅同位素组成及 其南佐二叠纪弧火山岩的铅同位素组成皆投影于岛弧火山岩区,且靠近金沙江玄武岩区,而 远离澜沧江玄武岩区(图1)。表明江达-德钦-维西陆缘火山弧的形成与金沙江洋壳的俯冲 消减作用有关,是金沙江洋壳向西俯冲消减作用的产物。江达-德钦-维西陆缘火山弧是在早 二叠世早期(P¹) 昌都-兰坪-思茅陆块东部边缘裂陷盆地的基础上形成。

3 江达-维西陆缘弧火山岩的性质

在江达-德钦-维西陆缘火山弧的时空展布、火山岩组合及其沉积环境分析的基础上,结 合火山岩岩石化学特征,对弧火山岩的构造环境进行分析。

3.1 早二叠世晚期至晚二叠世弧火山岩

早二叠世晚期至晚二叠世弧火山岩系, w(SiO2)为 43.53%~78.84%, w(TiO2)小于



图 1 南佐弧火山及南佐铅锌矿床的铅同位素组成(据徐启东等, 1997) 1. 铅锌矿; 2 玄武岩; 3. 凝灰岩; 4. 角斑岩

Fig. 1 Lead isotope compositions of the arc volcanic rocks and lead-zinc deposit in Nanzuo. Deqen, Yunnan (after Xu Qidong et al., 1997)

1 = lead-zinc deposit; 2 = basalt; 3 = tuff; 4 = keratophyre

1.5%, w(P2O5)小于 0.2%, w(MnO)小于 0.1%, K2O 和 Na2O 的含量变化较大。从早至 晚随着岩浆的演化, FeO、Fe2O3、MgO、CaO、TiO2 等组分降低, 而 SiO2、K2O、Na2O 等组分增高, 早期火山岩富 Na2O, 晚期富 K2O^[1]。在弧火山岩的主要元素图解(图 2)以及微量元素图 解(图 3)中,均一致地显示其为火山岛弧或造山带火山岩的属性。整个火山岛弧的构造-岩 浆作用始于早二叠世晚期, 一直延续至晚二叠世, 随着时间的推移, 火山岛弧由幼年岛弧发 展成为成熟岛弧, 相应地形成低钾岛弧拉斑玄武岩系列→钙碱性系列→钾玄武岩系列的火山岩组合, 反映了金沙江洋盆向西俯冲消减于昌都-兰坪-思茅陆块之下的作用过程。

3.2 早中三叠世弧火山岩

早中三叠世弧火山岩系, w (SiO₂)为 67. 27% ~ 77. 72%, w (CaO)为 0. 63% ~ 2. 37%, w(K2O+NaO)为 4. 97% ~ 7. 50%, NaO 小于 K2O, Al/(Na+K+Ca/2)为 1. 20~1. 69, 显 示源区与"S"型花岗岩类似的高硅、高钾等特征。化学成分投点在 lg τ -lg σ 图中, 全部落入造 山带环境, 位于日本岛弧火山岩附近(图 4)。 微量元素投点在 Nb-Y 判别图(图 5)中落入火 山弧区。上述资料表明,下中三叠统中酸性火山岩为陆缘俯冲碰撞带火山岩。其化学成分 投点于 A-C-F 图解中(图 6), 全部落入"S"型花岗岩区, 表明岩浆源于地壳, 为俯冲/碰撞造 山条件下地壳深熔作用的产物。用 Rb、Sr 投点于 Condie(1976)图中, 估算地壳厚度大于 33km^[1,7], 反映了火山活动发生在较厚的陆壳背景中, 陆缘火山弧由俯冲型过渡为碰撞型。 3. 3 晚三叠世早期火山岩

晚三叠世早期(T¹3)火山岩系,从北向南沿江达-德钦-维西弧火山岩带广泛分布,其南北 两段的火山岩性质呈现较明显的差异。弧火山岩带北段,晚三叠世早期弧火山岩系,



图 2 早二叠世晩期至晩二叠世弧火山岩的 FeO ^{*}-MgO-Al₂O₃ 图解(据莫宣学等, 1993) 1. 南佐 P₂ 火山岩; 2 南佐 P₁ 火山岩

Fig. 2 FeO ^{*}-MgO-Al₂O₃ diagram of the late Early Permian and Late Permian arc volcanic rocks (after Mo Xuanxue et al., 1993)

1= Late Permian arc volcanic rocks in Nanzuo; 2= Early Permian arc volcanic rocks in Nanzuo

w(SiO₂)为55.83%~67.95%,属低硅安山岩-英安岩。其中德基沟火山岩的w(K₂O)/w(TiO₂)介于0.37~1.06之间,与日本岛弧火山岩(K₂O/TiO₂为0.3~1.0)相似;加多岭火山岩的w(K₂O)/w(TiO₂)为1.0~1.5,与中墨西哥陆缘弧火山岩(K₂O/TiO₂为0.3~2.0)相近;安山岩、英安岩的w(K₂O)/w(TiO₂)为2.6~5.5,与南秘鲁陆缘弧火山岩相当(K₂O/TiO₂为2.0~5.0)^[1,3]。化学成分投点在 lg τ-lg⁶ 图中,全部落入造山带环境(图7);微量元素投点在 Nb-Y 判别图(图8)中,落入岛弧区及岛弧与碰撞带重叠区。

弧火山岩区以西的生达一车所一鲁麻一带,弧后火山岩系的 $w(SiO_2)$ 为45.58%~ 54.34%, $w(TiO_2)$ 为0.75%~1.04%, $w(FeO^*)$ 为7.1%~10.7%,w(MgO)为5.6%~ 8.1%,与岛弧拉斑玄武岩接近。 $w(K_{2O})$ 为0.15%~1.31%,早期较高,晚期变低,暗示扩 张速度逐渐增大;与岛弧带玄武岩的区别在于 $w(AbO_3)$ 偏低,仅为13.0%~14.0%,而岛 弧带玄武岩的 $w(Al_2O_3)$ 平均值为17.8%,反映其为张裂条件下喷溢的拉斑玄武岩系¹¹。 化学成分投点在 $lg\tau$ -log⁶(图9),FeO*/MgO-TiO₂(图10)和FeO*-MgO-Al₂O₃(图11)中,落 入造山带区或岛弧(大陆)与洋底之间的过渡区,表明其构造环境与火山弧演化关系密切的 弧后扩张海槽-弧后盆地,为一个断陷式的引张盆地。

弧火山岩带南段,晚三叠世早期火山岩系发育玄武岩和流纹岩组合的"双峰式"火山岩系,下部为玄武岩和辉长辉绿岩墙/岩脉群,w(SiO2)为45.39% ~ 53.03%,w(TiO2)为



1. 南佐 P₁-P₂ 火山岩; 2. 阿登格 P₂ 火山岩

Fig. 3 TiO₂-Zr diagram of the late Early Permian to Late Permian arc volcanic rocks 1 = Early and Late Permian arc volcanic rocks in Nanzuo; 2 = Late Permian arc volcanic rocks in Adengge





Fig. 4 $Lg\tau$ -lg σ diagram of the Early and Middle Triassic arc volcanic rocks in the Jomda-Weixi continental marginal arc



Fig. 5 Nb-Y diagram of the Early and Middle Triassic arc volcanic rocks in the Jomda-Weixi continental marginal arc



(据1:20万芒康-盐井幅)

Fig.6 A-C-F diagram of the Early and Middle Triassic arc volcanic rocks in the Jomda-Weixi continental marginal arc





Fig. 7 $Lg\tau$ -lg σ diagram of the early Late Triassic arc volcanic rocks in the Jomda-Weixi continental marginal arc

图 8 晚三叠世早期弧火山岩的 Nb-Y 图解 (据莫宣学等, 1993)

Fig. 8 Nb-Y diagram of the early Late Triassic volcanic rocks in the Jomda-Weixi continental marginal arc (after Mo Xuanxue et al., 1993)



图 9 晚三叠世早期弧后盆地火山岩的 lg^{τ-lg}σ 图 解^{II}

Fig. 9 $~lg\tau - lg\sigma$ diagram of the early Late Triassic volcanic rocks in the back-arc basins (after Mo Xu-anxue et al. , 1993)

图 10 晚三叠世早期弧后盆地火山岩的 FeO */ MgO-TiO₂ 图解^[1]

Fig. 10 FeO * /MgO-TiO₂ diagram of the early Late Triassic volcanic rocks in the back-arc basins (after Mo Xuanxue et al., 1993)



图 11 晚三叠世早期弧后盆地火山岩的 FeO *-MgO-Al₂O₃ 图解^[1]

Fig. 11 FeO *-MgO-Al₂O₃ diagram of the early Late Triassic volcanic rocks in the back-arc basins (after Mo Xuanxue et al., 1993)

0. 11 %~0. 41%, $w(K_2O)$ 为 0. 21%~1. 28%, $w(Na_2O)$ 为 2. 08%~3. 09%, 且 Na₂O 大于 K₂O, 属拉斑玄武岩系列, 岩石具有富钠、贫钾、低 TiO₂ 的特征; 与岛弧玄武岩的区别为 AbO3 含量偏低, 仅 13. 34%~16. 65%, 平均为 14. 96%, 而岛弧玄武岩的 AbO3 平均值为 17. 8%, 其为张裂条件下喷溢的拉斑玄武岩系。化学成分投点在 FeO */MgO-FeO *(图 12), FeO */MgO-TiO₂(图 13) 图中, 落入岛弧(大陆) 一洋底之间的过渡区; 在 *KO*(大洋系数)-



图 12 晚三叠世早期上叠(弧后)裂谷盆地玄武岩的 FeO */ MgO-FeO * 图解 1. 德·几剖面玄武岩; 2. 几家顶玄武岩; 3. 鲁春北矿段玄武岩; 4. 阿姑咱玄武岩及辉绿岩; 5. 崔依比玄武岩; 6. 工农玄 武岩

Fig. 12 FeO */MgO-FeO * diagram of the early Late Triassic basalts in superimplsed (back-arc) rift basins 1= basalts in the Deqen-Jijiading section; 2= basalts in Jijiading; 3= basalts in northern Luchun; 4= basalts and diabases in Aguza; 5= basalts in Cuiyibi; 6= basalts in Gong nong

KA(2 A1 系数) 系数图解中,于大陆碱性玄武岩-裂谷过渡带玄武岩之间的过渡区(图14)。 $上部为流纹岩, <math>w(SiO_2) 为 67.64\% ~ 81.78\%$, $w(TiO_2) 为 0.25\% ~ 1.29\%$, $w(K_2O) 为 3.77\% ~ 5.66\%$, $w(Na_2O) 为 0.30\% ~ 3.14\%$, $w(K_2O+Na_2O) 为 4.07\% ~ 8.80\%$, K_2O 大 于 Na2O, 其 K2O/TiO2 介于 4.46 ~ 15.08 之间,与日本岛弧火山岩(K2O/TiO2 为 0.3 ~ 1.0)、中墨西哥陆缘弧火山岩(K2O/TiO2 为 0.3 ~ 2.0)和南秘鲁陆缘弧火山岩(K2O/TiO2 为 2.0 ~ 5.0)相比,均有明显的差异。化学成分投点在 $\lg \tau - \lg \sigma (图 15) 中$,全部落入造山带 区;稀土元素投点于 La/Yb-Yb(图16)中,位于弧火山岩与伸展盆地(大陆裂谷和弧后盆地) 火山岩之间的过渡区(图16)。

10



图 13 晚三叠世早期上叠(弧后)裂谷盆地玄武岩的 FeO */MgO-TiO₂ 图解(图例同图 12) Fig. 13 FeO */MgO-FeO * diagram of the early Late Triassic basalts in superimplsed (back-arc) rift basins (See Fig. 12 for the explanation of symbols)



图 14 晚三叠世早期上叠(弧后) 裂谷盆地玄武岩的 KO-KA 图解(图例同图 12) Fig. 14 KO-KA diagram of the early Late Triassic basalts in superimposed (back-arc) rift basins (See fig. 12 for the explanation of symbols)

上述资料表明, 江达-德钦-维西弧火山岩带南段, 晚三叠世早期火山岩系发育玄武岩和 流纹岩组合形成的"双峰式"火山岩系, 其构造环境与岛弧火山岩有明显的差异, 应在陆缘火 山弧(岛弧火山岩)的基础上拉裂形成的火山裂谷盆地, 盆地中发育"双峰式"火山岩组合, 为



图 15 晚三叠世早期上叠(弧后)裂谷盆地流纹岩 的 lg τ- lg σ 图解

 德·几剖面流纹岩; 2. 几家顶流纹岩; 3. 鲁春北矿段流 纹岩; 4. 阿姑咱流纹岩; 5. 崔依比流纹岩; 6. 人支雪山 流纹岩; 7. 摩天阁流纹岩

Fig. 15 Lg τ -lg σ diagram of the early Late Triassic rhy olites in superimposed (back-arc) rift basins 1= rhyolites in the Deqer-Jijiading section; 2= rhy olites in Jijiading; 3= rhyolites in Luchun; 4= rhy olites in Aguza; 5= rhyolites in Cuiyibi; 6= rhyolites in Renzhixueshan; 7= rhyolites in Motiange

一个引张式的上叠(弧后)火山裂谷盆地。

4 江达-维西陆缘弧的形成演化与成矿

江达-德钦-维西陆缘火山弧作为金沙江弧-盆系的重要组成部分,系金沙江弧后洋盆向 西俯冲消减和斜向碰撞过程中形成,弧火山活动最早见于早二叠世晚期,一直持续到晚三叠 世早期;经历了俯冲造弧-碰撞成弧-张裂成盆的复杂发展历史,其发展史可划分为 3 个阶段, 各个阶段都有不同的成矿作用。

图 16 晚三叠世早期上叠(弧后)裂谷盆地流纹岩的 La/Yb-Yb 图解

 阿姑咱流纹岩; 2. 鲁春北矿段流纹岩; 3. 几家顶流纹岩 Fig. 16 La/Yb-Yb diagram of the early Late Triassic rhyolites in superimposed (back-arc) rift basins
1= rhyolites in Aguza; 2= rhyolites in northern

Luchun; 3= rhyolites in Jijiading

4.1 二叠纪"岛链式"火山岛弧阶段

金沙江洋盆于早二叠世晚期(P²)开始向西俯冲消减于昌都-兰坪-思茅陆块之下,于昌都 -兰坪-思茅陆块东侧形成江达-德钦-维西火山岛弧,西侧形成昌都-兰坪-思茅弧后盆地。弧 火山活动始于早二叠世晚期,与俯冲消减作用同步,一直持续到晚二叠世,从早到晚发育拉 斑玄武岩系列→钙碱性系列→钾玄武岩系列火山岩,主要为石英拉斑玄武岩、中钾安山岩、 英安岩、流纹岩及火山碎屑岩;火山岩特征显示岛弧的产生-发展-成熟的完整过程。

德钦阿登格火山岩夹粉砂岩和碳酸盐岩,为中深一浅海环境;德钦溜筒江火山岩中发育 枕状构造和深水相浊积岩;德钦飞来寺西侧见非常发育的玄武安山岩柱状节理,属陆相喷 发;南佐一捕村一带的火山岩-碳酸盐岩组合,火山岩中发育枕状构造,为中深一浅海环境; 德钦沙木一带的火山岩与一套含植物化石和腕足类碎片的砂页岩共生,具海陆交互相环境; 德钦燕门一带则发育海底扇相火山浊积岩、火山碎屑浊积岩,显示为弧火山岩已进入斜坡-盆地相的较深水环境;维西康普、吉岔见有一套复理石砂板岩、变基性火山岩等。由此反映 出弧火山活动的环境差异非常大,弧火山岩在空间上岩相多变、类型多样,岛弧地势起伏很 大,为一岛链体分布的构造古地理格局,有出露水面发育陆生植物和柱状节理的陆地,也有 潜伏于水下的碳酸盐台地及深水谷地,可以出现从陆相一海陆过渡相一浅海相一台地斜坡 一深水盆地各种不同沉积相和类型的沉积物。

德钦南仁铜金银矿化带(南仁贡水铜金矿化、谷松里仁卡铜银矿化)、南佐铅锌银矿等就 位于这一特定的构造古地理背景中。南仁铜金银矿化带的含矿岩系为下二叠统吉东龙组弧 火山岩,由角砾状安山岩、火山碎屑岩、薄层含《鲣生物灰岩和中酸性次火山岩组成;南佐铅锌 银矿的含矿岩系为下二叠统吉东龙组碳酸盐岩。

4.2 早中三叠世陆缘弧阶段

早三叠世, 金沙江弧-盆系及其西侧的昌都-兰坪陆块的构造沉积环境发生了剧变, 金沙 江洋盆消减闭合, 由弧-陆碰撞转入残留海盆; 昌都-兰坪-思茅陆块由弧后盆地转变为弧后前 陆盆地, 大部分地区缺失下三叠统, 中三叠世早期(T¹2)海陆交互相磨拉石建造(含火山岩) 超 覆在志留系、泥盆系和二叠系等不同地层之上。

早中三叠世,在二叠纪俯冲型弧火山岩的基础上,发育俯冲-碰撞型的陆缘弧火山岩及 中酸性侵入岩(白茫雪山花岗闪长岩体年龄值为 234.4~223Ma;鲁甸花岗岩体年龄值为 243Ma),形成比较完整的钙碱性玄武岩-玄武安山岩-安山岩-英安岩-流纹岩火山岩组合;作 为金沙江陆-陆碰撞造山条件下地壳深熔作用的产物,弧火山岩反映了火山活动发生在较厚 的陆壳背景中,陆缘火山弧由俯冲型过渡为碰撞型。弧火山活动始于早三叠世山麓相紫红 色砾岩之后,自下而上、自西向东具有冲洪积相→滨浅海相→边缘斜坡相→盆地相的相序组 合^[2];中三叠世则转变为弧前、弧间与弧后盆地的弧-盆系的空间格局,在盆地中发育半深海 相的火山岩、陆源及火山源浊积岩。

到目前为止, 与早中三叠世弧火山岩有关矿产的找矿未能取得进展。但金沙江陆-陆碰 撞造山条件下地壳深熔作用形成的早中三叠世弧火山岩系, 可以为后期构造蚀变破碎带、韧 性剪切带和斑岩型铜金多金属矿的形成,提供丰富的物源。

4.3 晚三叠世早期裂谷盆地阶段

中三叠世晚期一晚三叠世早期为金沙江弧-盆系的重大转折时期。中三叠世晚期,金沙 江残留海盆消亡,发生陆-陆对接、碰撞形成造山带(构造混杂岩带),到晚三叠世早期,江达-维西陆缘火山弧总体由挤压转为拉张,从北向南沿江达-德钦-维西弧火山岩带的南、北两段, 由于拉张程度的不同,其火山-沉积盆地的性质及其火山岩组合也呈现较明显的差异。

江达-德钦-维西弧火山岩带的北段,晚三叠世早期,靠近金沙江构造混杂岩带一侧仍发 育安山岩-英安岩-流纹岩组合的弧火山岩,其性质与日本岛弧、中墨西哥陆缘弧和南秘鲁陆 缘弧火山岩相似,为陆相-滨浅相喷发。弧火山岩区西侧于生达-车所-鲁麻弧后盆地中,形成 张裂条件下喷溢的拉斑玄武岩系(未见"双峰式"),发育深水相浊积岩,构造环境是一个与火 山弧发展紧密联系的弧后扩张海槽-弧后盆地。

在江达·德钦-维西弧火山岩带南段,晚三叠世早期形成下部玄武岩和上部流纹岩组合的 "双峰式"火山岩系,同时见有半深海一深海盆地中的火山浊积岩、凝灰质-硅质浊积岩及砂 泥质复理石,以及辉长辉绿岩墙/岩脉群,火山岩特征显示裂谷盆地环境。火山-沉积盆地的 构造古地理环境无论从时间上或空间上变化很大。从时间上看,裂谷盆地的早中期裂陷程 度大,火山活动喷发于较深的水体中;晚期裂陷程度小,以酸性火山活动结束,火山岩形成于 较浅的水体中,甚至出现陆相喷发。从空间上讲,既有陆相(流纹岩柱状节理,维西攀天 阁)一滨海一浅海相(紫红色砂岩及重荷模,德钦红坡)的火山岛,又有发育深水沉积物的半 深海一深海沉积盆地(德钦鲁春一热水塘,维西催依比一上兰),从而形成"堑-垒"相间的古 地理构造格局。在江达-德钦-维西弧火山岩带南段晚三叠世早期的上叠(弧后)裂谷盆地中, 从北向南大致可鉴别出徐中-鲁春-红坡火山沉积盆地和箐口塘-催依比-上兰火山沉积盆地 两个次级半深海一深海盆地。

晚三叠世早期陆缘弧上叠(弧后)裂谷盆地的形成,不仅是火山弧发展中一个重要转折, 更重要的是,火山活动导致海底喷流热液活动系统^[8,9],在火山-沉积盆地的次级洼地中,形 成半封闭一封闭条件下的"卤水池",以沉积作用为主的方式形成(火山)喷流-沉积型矿 床^[10],这些盆地已成为三江地区中生代的重要成矿盆地。鲁春-红坡铜金多金属成矿富集区 (鲁春铜铅锌多金属矿、红坡铜金多金属矿)位于徐中-鲁春-红坡火山-沉积盆地中,含矿岩系 为流纹岩下伏的强绿泥石化-绢云母化-硅化凝灰岩及凝灰质砂板岩,矿体具多层,为层状矿 体,每一层状矿体都是由"黄矿"和"黑矿"多个韵律呈交互式组成,具粒序结构、韵律结构,层 纹状构造、层带状构造等沉积作用的结构构造;含矿岩系下伏有玄武岩,为裂谷盆地中的火 山喷流-沉积型矿床。足那铅锌矿位于生达-车所-鲁麻弧后盆地中,含矿岩系为碳酸盐岩、砂 岩夹硅质岩和重晶石层,硅质岩/赤铁矿/重晶石互成条带,条纹-条带构造发育,为弧后盆地 中的喷流-沉积型矿床(汪名杰等,1998)。徐中-鲁春-红坡火山-沉积盆地和生达-车所-鲁麻 弧后盆地都具备良好的喷流-沉积矿床的成矿条件,也是今后找矿的重点区域。

讨论 5

江达-德钦-维西陆缘火山弧由早二叠世晚期至晚二叠世俯冲型火山弧, 过渡到早中三叠 世碰撞型火山弧,最后到晚三叠世早期裂谷盆地的形成。实际上,反映了金沙江弧-盆系大 洋板块从早二叠世晚期开始向西俯冲消减及随后的洋盆闭合、弧-陆碰撞、陆-陆对接、碰撞 (T1-T3) 过程的最终结束。其标志为白茫雪山蛇绿岩"侵位"于上三叠统阿堵拉组/夺盖拉组 碎屑岩中/攀天阁石钟山组磨拉石建造不整合在"双峰式"火山岩之上。

更重要的是,晚三叠世早期江达-德钦-维西陆缘火山弧在其发展过程中,构造环境发生 了重要的变化,由挤压变为拉张,在陆缘火山弧的基础上裂离形成裂谷盆地,从北向南由于 裂开的程度不同,导致火山-沉积盆地的性质、火山岩组合及其成矿作用的不同,而这些不同 性质的火山-沉积盆地已成为三江地区中生代铜、金、银、铅、锌多金属矿的重要成矿盆地。

5.1 晚三叠世早期火山-沉积盆地的拉裂时间、速度和距离

江达-德钦-维西陆缘弧上叠(弧后)裂谷盆地的拉张期为晚三叠世早期,闭合于晚三叠世 晚期,以Harland(1989)地质年代表为年龄标准,以 Mohr(1970), Berberi 等(1970)提供的埃 塞俄比亚及 Richard 等(1957), Villims(1970)提供的肯尼亚、坦桑尼亚玄武岩中 K2O 与裂谷 拉张速度数据作出的相关图(图 17)^[11,12],测定本

区火山-沉积盆地的拉裂时间、速度和距离。 火山 弧北段的生达-车所-鲁麻弧后盆地的拉裂时间(t)为晚三叠世早期,其年龄值为 235.0-223.4Ma= 11. 6M a; 拉裂速度, 采用 6 个玄武岩中 K_2O 的平均 值(1.43%),投于图 17 中,得 A 点,其拉裂速度 (*V*p)为0.27cm/a;拉裂距离,由于盆地分别向东、 西两个相反方向拉张,因此 $d = (t \times V_p) \times 2 =$ 63km。火山弧南段的徐中-鲁春-红坡火山-沉积盆 地的拉裂时间(t)为中三叠晚期一晚三叠世早期, 其年 龄值 为 239.5-223.4M a=16.1M a: 拉裂 速 度,采用 10 个玄武岩中 K₂O 的平均值(0.48%), 投于图 17 中,得 B 点,其拉裂速度为 0.43cm/a;拉 裂距离,由于盆地分别向东、西两个相反方向拉张, 因此, d=140km。火山弧南段的箐口塘-催依比-上 Xia Lingi et al., 1998; Sugisaki, 1979) 兰火山-沉积盆地的拉裂时间为中三叠世晚期一晚





Fig. 17 Plot showing the relationship between K₂O content in basalts and extension rate (after

三叠世早期,其年龄值为 239.5—223.4Ma=16.1Ma;拉裂速度,采用 4 个玄武岩中 K-O 的 平均值(0.81%), 投于图 17中, 得 C 点, 其拉裂速度为 0.36cm/a; 拉裂距离, 由于盆地分别 向东、西两个相反方向拉张.因此 d=116 km。

由上述计算表明,火山弧北段的生达-车所-鲁麻弧后盆地的拉裂时间为 11,6Ma,拉裂速

度为 0. 27cm/a, 拉裂距离为 63km, 即弧后盆地的宽度约 63km; 火山弧南段的徐中-鲁春-红 坡火山-沉积盆地、箐口塘-催依比-上兰火山-沉积盆地的拉裂时间相同, 为 16. 1Ma, 拉裂速 度分别为 0. 43cm/a 和 0. 36cm/a, 拉裂距离分别为 140km 和 116km, 即裂谷盆地的宽度约为 140km 和 116km。亦即江达-德钦-维西陆缘弧上叠(弧后)裂谷盆地的拉裂速度、拉裂距离 由南而北逐渐减小, 中间最大。其拉裂时间逐渐变小。根据 Sleep^[13] 和 Kuzmir^[14] 提出的可 以产生脊下岩浆的临界扩张速率值(0. 5~0. 9cm/a), 火山弧北段的生达-车所-鲁麻弧后盆 地的拉裂速度(0. 27cm/a) 小于火山弧南段徐中-鲁春-红坡火山-沉积盆地和箐口塘-催依比-上兰火山-沉积盆地的拉裂速度(0. 43cm/a, 0. 36cm/a), 因此, 南段徐中-鲁春-红坡火山-沉积 盆地和箐口塘-催依比-上兰火山-沉积盆地的拉裂强度相对要大, 盆地中出现"双峰式"火山 岩, 而北段生达-车所-鲁麻弧后盆地的拉裂强度相对要小, 盆地中只出现拉斑玄武岩, 未见 "双峰式"火山岩; 同时, 北、南两段的拉裂速度(0. 27cm/a, 0. 43cm/a, 0. 36cm/a) 均小于脊下 岩浆的临界扩张速率值(0. 5~0. 9cm/a), 因而未能形成扩张脊型蛇绿岩组合。从成矿作用 演化系列上讲, 南段徐中-鲁春-红坡火山-沉积盆地的拉裂强度最大, 形成有铜、金、铅、锌、银 多金属矿, 而北段生达-车所-鲁麻弧后盆地拉裂强度相对较小, 形成铅、锌、银多金属矿. 5. 2 陆缘弧上叠(弧后)裂谷盆地的形成机制

晚三叠世早期江达-德钦-维西陆缘火山弧上叠(弧后)裂谷盆地中的火山岩. 具有板内和 岛弧环境的特征,位于弧火山岩一伸展盆地(大陆裂谷和弧后盆地)火山岩之间的过渡区,也 位于大陆碱性玄武岩-裂谷过渡带玄武岩之间的过渡区,莫宣学、李兴振等[1,3,4,7]称之为 "滞后型弧火山岩"。实际上,早二叠世晚期一中三叠世的弧火山岩与晚三叠世早期的火山 岩有着明显的差异,火山岩的性质和岩石组合不同,火山岩形成的构造环境也不同,是不同 构造作用过程中于不同环境下的产物, 前者形成于挤压环境, 后者于拉张背景下形成。陆缘 弧上叠(弧后)裂谷盆地中的火山岩产于碰撞后的陆内扩张环境,其成因可用岩石圈折沉作 用(delamination)来解释。按照 Nelson^[15]的见解,板块碰撞作用导致大陆岩石圈的缩短,并 使地壳加厚,随后,由于岩石圈地幔(包括镁铁质的下地壳和洋壳,它们中的一部分已在板块 俯冲过程中转变为榴辉岩)比下伏的软流圈地幔密度大而向下沉陷,致使软流圈地幔上涌, 陆壳则由于张性塌陷作用(extensional collapse)而减薄(Nelson, 1992), 使得陆壳减薄而拉伸, 地幔岩石圈的减薄使得岩石圈与软流圈之间的热界面升高,扩大了总的热平衡,导致玄武岩 浆的形成[16]。由于斜向碰撞过程中的剪切拉张作用,使得陆壳下的玄武岩浆沿剪切拉张的 应力集结区(即现今火山-沉积盆地的区域)上侵到地表;岩浆上升穿过陆壳时,与陆壳物质 (包括早期形成的弧火山岩)发生混合作用,加入 LILE(大离子亲石不相容元素),致使火山 岩中出现"岛弧"的印记。晚三叠世的拉张似乎具有全球性、欧洲晚三叠世的"双峰式"火山 岩被侏罗纪的洋盆所代替.开始了新特提斯威尔逊旋回的演化阶段[17]。 江达-德钦-维西陆 缘火山弧于晚三叠世早期拉张之后不在发生大规模的拉张作用,从而结束了古特提斯金沙 江弧-盆的演化历史。

本文得到李兴振、许效松、王增等研究员的大力支持和帮助,在此表示衷心地感谢。

参考文献:

- [1] 莫宣学, 路凤香, 沈上越等. 三江特提斯火山作用与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 1993.
- [2] 罗建宁, 张正贵, 陈明等. 三江特提斯沉积地质与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 1992.
- [3] 沈上越,张保民,魏启荣. 三江地区江达-维西弧南段火山岩特征研究[A]. 特提斯地质[C],北京:地质出版社,1995, (19):38-55.
- [4] 刘增乾,李兴振,叶庆同等.三江地区构造岩浆带的划分与矿产分布规律[M].北京,地质出版社,1993.
- [5] 潘桂棠,陈智梁,李兴振等. 东特提斯地质构造形成演化[M]. 北京:地质出版社, 1997.
- [6] 王立全, 潘桂棠等. 金沙江弧-盆系时空结构及地史演化[J]. 地质学报, 1999, 73(3); 206-218.
- [7] 胡享生,莫宣学,范例.西藏江达古沟-弧-盆体系的火山岩石学与地质学标志[A].青藏高原地质文集[C],北京:地质 出版社,1990,(20):1-15.
- [8] 隗合明.海底喷流-沉积成矿说及其找矿意义[J].地质科技情报, 1987, 6(4): 87-93.
- [9] 卢焕章, 池国祥, 王中刚. 典型金属矿床的成因及其构造环境[M]. 北京: 地质出版社, 1995.
- [10] 侯增谦,侯立玮,叶庆同等.三江地区义敦岛弧构造-岩浆演化与火山成因块状硫化物矿床[M]. 北京:地震出版社, 1995.
- [11] 夏林圻,夏祖春,任有祥等. 祁连山及邻区火山作用与成矿[M]. 北京:地质出版社, 1998.
- [12] SUGISAKI, 火山岩的化学特征与板块构造的关系[J]. 国外地质, 1979, (4): 24-32.
- [13] LIEEP N H. Formation of the oceanic crust: some thermal constraints [J]. J. Geophys. Res , 1975, 80: 4037-4042.
- [14] K UZMIR N J. Thermal evolution of the oceanic crust; its dependence on spreading rate and effect on crustal structure [J]. Geology, 1980, 61(1); 167-181.
- [15] NELSON K D. Are crustal thickness variations in old mountain belts like the Appalachians a consequences of lithospheric delamination [J]. Geology, 1992, 20(5): 498-502.
- [16] TURNER S., SANDIFORD M and FODEN J. Some geodynamic and compositional constraints on "postorogenic" magmatism [J]. Geology, 1992, 20(10): 931-934.
- [17] 钟大赉等. 滇川西部古特提斯造山带[M]. 北京. 地质出版社, 1998.