

云南个旧超大型锡铜矿区变碱性 苦橄岩类特征与大陆动力学

方维萱^{1,2}, 贾润幸^{1,3}

(1. 北京矿产地质研究院, 北京 100012 2. 中色地科矿产勘查股份有限公司, 北京 100012 3. 中色金地资源科技有限公司, 北京 100012)

摘要: 通过对个旧超大型矿床中变质火山岩岩石矿物和地球化学的研究, 该区与铜锡成矿关系密切的火山岩主要为高钛碱性超基性火山岩系列, 岩石组合主要有碱性苦橄岩、碱性苦橄质玄武岩和碧玄岩等。大多数样品中 SiO_2 含量变化范围为 34.62% ~ 44.73%, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 含量在 2.99% ~ 7.15%, TiO_2 含量变化范围为 1.83% ~ 4.0%, 平均含量为 3.07%; 富集 Nb、Ta、Zr、Hf 等高场强元素, Nb 含量变化范围为 24.9 ~ 98.14 g/g 稀土元素表现为平滑右倾的稀土配分模式, δCe 和 δEu 异常不明显。上述特征与洋岛碱性玄武岩类似, 结合相邻地区的构造特征看, 个旧三叠纪沉积盆地原型盆地属于弧后裂谷盆地, 这种弧后裂谷盆地对于大型-超大型块状硫化物矿床的形成是十分有利的成矿地质背景和条件。

关键词: 大陆动力学; 超基性火山岩; 弧后盆地; 个旧

中图分类号: P581; P611 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-1552(2011)01-0137-12

弧后盆地是与板块俯冲作用有关的弧后扩张作用形成的。在地壳类型上, 弧后盆地和残留弧后盆地通常以大洋地壳为基底, 也可以陆壳为基底, 如爱琴海弧后盆地与冲绳盆地。以陆壳为基底的火山沉积盆地可因造山带形成弧背前陆盆地, 如北美科迪勒拉和南美安第斯中新生代大规模的弧背前陆盆地 (Readingh 1983 许靖华, 1993)。在成矿特征上 (Usui et al., 1986 李永植, 1996 王登红和陈毓川, 2001 姜福芝和王玉往, 2005), 弧后盆地热液沉积成矿作用主要产于弧后盆地轴部雁行式地堑中, 热液矿床以块状硫化物为主, 热液活动形成海底黑烟囱与白烟囱等成矿体系。一般来说, 热液上升到海底面附近, 温度和压力大大下降, 发生矿物相变分异过程, 大体上分为三个阶段, 依次是黄铁矿化、石英与硫化物脉型矿化以及块状重晶石与硫化物矿化。弧后裂谷盆地和弧后盆地是大型-超大型块状

硫化物矿床产出的重要地质背景和条件, 从个旧地区三叠纪沉积盆地特征看可能具有弧后裂谷盆地的某些特征 (方维萱等, 2000, 2001, 2002), 进一步从地球化学和岩石学角度研究, 恢复重建个旧地区三叠纪沉积盆地的原型盆地及其构造动力学, 对今后找矿预测具有较大的理论指导意义和价值。

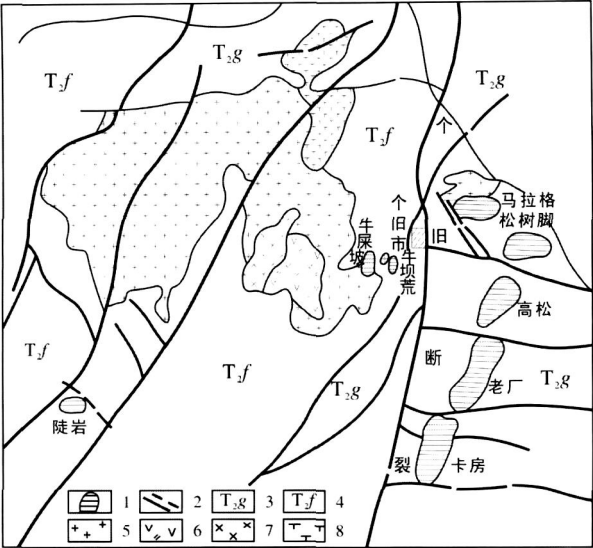
1 地质特征

个旧锡多金属矿区位于滇东南地区南部, 由 5 个矿田组成, 从北至南依次为马拉格、松树脚、高松、老厂和卡房矿田 (图 1) (庄永秋等, 1996 Jia et al., 2010)。矿区基性-超基性火山岩沿个旧东区五指山背斜轴部呈北东向分布, 多产于中三叠统个旧组 T_2g^1 中上部的碳酸盐岩中, 由一至数层与大理岩呈互层或相互包夹, 长约 20km, 厚度一般几米到 50m,

收稿日期: 2010-03-22 改回日期: 2010-10-08

基金项目: 危机矿山元素综合查定和可行性评价技术 (编号: 2008EG115074), 科技部科研院所技术开发研究专项资金资助。

第一作者简介: 方维萱 (1961-), 男, 研究员, 博士生导师, 从事矿产普查与勘探研究。Email: fangwuxuan@tm.com



1 主要锡矿田; 2 主要断层; 3 中三叠统个旧组; 4 中三叠统法郎组; 5. 燕山晚期碱性岩; 6 燕山晚期花岗岩类; 7 二长岩; 8 辉长岩。

图 1 个旧矿区主要矿田分布示意图
(据庄永秋等, 1996修改)

Fig 1 Sketch map showing the distribution of the main tin polymetallic ore fields in the Gejiu area

局部厚达 130m 以上。个旧铜锡多金属矿床与本区基性-超基性火山岩关系密切, 尤其是火山岩为锡铜的矿源层, Cu、Sn 和 F 形成明显异常和富集。老厂和卡房矿田的铜锡矿体集中分布在 $T_2g_1^{1-3}$ 中的

变质火山岩及其上覆地层中, 矿体沿地层成层状、似层状产出并与地层同步褶曲 (高阳和张寿庭, 2007)。因此, 对于这类火山岩研究具有十分重要价值, 通过对于它们的地质学和地球化学研究, 进一步探索这些岩石形成的大陆动力学背景, 对于解构本区超大型锡铜多金属矿床形成与演化有十分积极作用。

2 岩石化学与岩石学特征

2.1 样品采集与分析

本次所采集的变质火山岩样品分别来自卡房前进五坑 1805 中段 (6 件样品)、麒麟山民间坑道 1700 中段 (1 件)、老厂竹叶山 (1 件), 老厂矿田塘子凹矿床 1800 中段 (1 件) 和大白岩 1800、1820 中段 (6 件), 共计 15 件样品。其中大白岩地区的 6 件样品 (Kg 编号) 在核工业三所进行分析, 主量元素采用 XRF 法分析; 其余样品在中国科学院地球化学研究所进行分析, 主量元素采用常规湿法分析, 上述样品的微量元素均相应采用电感耦合等离子质谱 (ICP-MS) 法分析, 主量元素和微量元素的分析结果分别见表 1 和表 3。

2.2 岩石化学特征与岩石系列恢复

从本文变火山岩常量元素分析结果来看 (表 1), 除少数样品 (KA-1、KA-4) SiO_2 含量略大于 45%, 属于基性火山岩外, 其余大多数样品 SiO_2 含

表 1 个旧锡多金属矿区变超基性岩类主量元素分析结果 (%)

Table 1 Major element contents of the ultrabasic rocks in the Gejiu area (%)

位置	卡房前进五坑							麒麟山	竹叶山	塘子凹	大白岩				
样号	KA-1	KA-2	KA-3	KA-4	KA-5	KA-7	QL-3	ZY-4	MRG-3	Kg060	Kg112	Kg138	Kg186	Kg262	Kg284
SO ₂	45.05	40.05	34.62	45.87	44.73	42.97	44.55	39.91	39.75	42.46	42.19	43.65	43.84	43.47	44.99
TO ₂	3.17	4	3.53	2.47	2.67	3.10	4.00	2.03	1.83	2.90	3.18	3.31	3.12	3.39	3.37
Al ₂ O ₃	14.65	15.41	14.65	14.67	15.41	15.91	16.17	15.66	15.41	15.14	14.42	14.81	14.82	14.92	15.62
Fe ₂ O ₃	5.01	6.20	5.25	6.21	5.48	3.30	5.00	6.00	5.8	0.89	0.95	2.16	1.36	1.43	1.52
FeO	3.78	3.10	3.15	4.05	3.50	4.10	2.99	4.10	3.02	9.88	9.94	9.9	9.79	10.09	9.15
MnO	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15	0.17	0.10	0.22	0.06	0.09	0.11	0.15	0.19	0.16	0.17
MgO	11.3	7.04	16.29	12.66	9.63	11.47	12.15	13.25	19.33	10.22	9.76	7.47	11.09	10.85	8.16
CaO	11.89	14.41	12.33	5.61	9.42	11.13	4.24	9.36	2.54	8.19	9.38	9.54	7.31	5.6	7.91
Na ₂ O	1.27	2.57	0.45	2.22	2.28	1.2	3.73	1.17	0.43	2.08	2.06	2.58	2	2.13	2.74
K ₂ O	1.72	2.89	4.03	2.95	2.52	2.58	0.57	2.65	6.72	3.35	2.84	2.69	2.89	4.36	3.02
P ₂ O ₅	0.70	1.50	0.76	0.79	0.73	0.74	0.90	0.76	0.56	0.68	0.98	1.06	0.70	1.07	1.08
烧失量	0.96	2.25	4.18	1.86	2.9	2.81	5.05	4.35	3.9	3.95	4.51	2.66	2.67	2.53	2.63
总量	99.66	99.58	99.4	99.51	99.42	99.48	99.45	99.46	99.35	99.83	100.32	99.98	99.78	100.00	00.36
Na ₂ O+K ₂ O	2.99	5.46	4.48	5.17	4.80	3.78	4.30	3.82	7.15	5.43	4.90	5.27	4.89	6.49	5.76
K ₂ O/Na ₂ O	1.35	1.12	8.96	1.33	1.11	2.15	0.15	2.26	15.63	1.61	1.38	1.04	1.45	2.05	1.10
MgO+TFeO	20.09	16.34	24.69	22.92	18.61	18.87	20.14	23.35	28.15	20.99	20.65	19.53	22.24	22.37	18.83
MgO/TFeO	1.29	0.76	1.94	1.23	1.07	1.55	1.52	1.31	2.19	0.95	0.90	0.62	0.99	0.94	0.76

测试单位: 中国科学院地球化学研究所; 主量元素采用化学分析法, 测试者: 李孙蓉; Kg 编号样品为核工业三所测定, 分析方法为 XRF。

量变化在 34.62% ~ 44.73%, 属于超基性火山岩, 这与以前文献中的以基性火山岩 (庄永秋等, 1996) 为主有所不同。

变超基性岩类中 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) 含量在 2.99% ~ 7.15%, 属于碱性超基性岩类; $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ 值在 0.15 ~ 1.63 明显可以划分为三个亚系列, 富钠碱性超基性岩类 ($\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} \leq 1.0$), 如麒麟山 QL-3 $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} = 0.15$, 富钾碱性超基性岩类 ($\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} \geq 5$), 如卡房前进五坑 KA-3 和塘子凹 MGR-3 其余样品为高钾碱性超基性岩类 ($1 < (\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}) < 5$)。

变超基性岩类含 MgO 在 7.04% ~ 19.33%, ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$) 含量在 16.34% ~ 28.13%, 具有铁镁质系列岩石的特征。

本区变超基性岩类中 TiO_2 含量变化范围为 1.83% ~ 4.0%, 平均含量为 3.07%, 属高钛 ($\text{TiO}_2 > 2\%$) 玄武岩系列, 明显具有高钛碱性系列火山岩特点。

综上所述, 本区变质超基性火山岩原岩属于高钛碱性超基性火山岩系列, 这种多数高钛富钾的特征明显不同于现代大洋洋脊拉斑玄武岩, 而类似于洋岛碱性玄武岩 (赖绍聪等, 2010)。

2.3 岩石系列与岩石组合恢复

根据国际地科联 (IUGS) 对高镁火山岩的最新分类方案 (Lebas 2000), 苦橄岩是一种超镁铁质熔岩, 如果 $\text{MgO} = 12\% \sim 18\%$, 则为苦橄岩; 若 $\text{MgO} > 18\%$, SiO_2 在 30% ~ 52%, 且 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < 2\%$, 则为科马提岩或麦美奇岩 (meimechite), 如果其中 $\text{TiO}_2 > 1\%$, 则为麦美奇岩。碱玄岩中 $\text{MgO} < 8\%$, 碧玄岩中 $\text{MgO} = 8\% \sim 12\%$ 。

按照新分类原则, 本区 KA-3、KA-4、QL-3、ZY-4、MRG-3 可划归苦橄岩类, KA-1、KA-5、KA-7、Kg060、Kg112、Kg186、Kg262 和 Kg284 可划归碧玄岩类, KA-2 和 Kg138 划归碱玄岩类, 它们可能属于苦橄质玄武岩。

从图 2 看, 样品主要落在碱玄岩 (碧玄岩)、副长石岩和苦橄岩类内, 岩石原始岩石类型主要为碱玄岩类、碧玄岩类、似长石岩和苦橄岩。如按照 CIPW (标准矿物) OFNe 图解上, 本区岩石属于高钛碱性超基性火山岩系列中碱性苦橄岩、碧玄岩和碱性橄橄玄武岩类。岩石组合主要有碱性苦橄岩、碱性苦橄质玄武岩、碧玄岩和似长石岩。

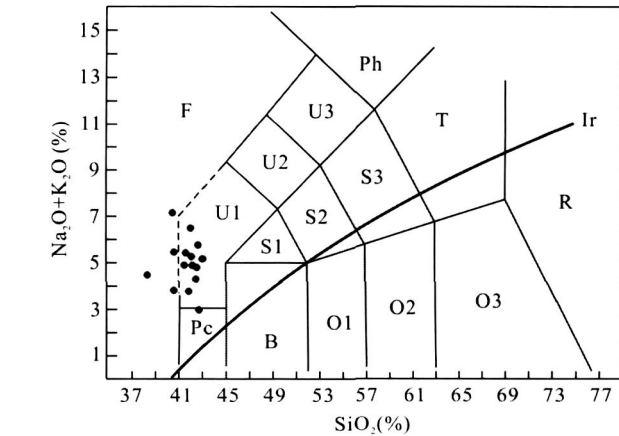
碱性苦橄岩类包括 MRG-3 ($\text{MgO} = 19.33\%$)、KA-3 ($\text{MgO} = 16\%$)、ZY-4 ($\text{MgO} = 13.25\%$)、KA-4 ($\text{MgO} = 12.66\%$) 和 QL-3 ($\text{MgO} = 12.15\%$)。由

MgO 含量不断降低, 典型变碱性苦橄岩类现今岩石类型有透辉石金云母岩、方解石金云母岩和绿泥石二云母岩。

2.4 岩相学特征

本文变火山岩的岩相学规律较为典型。海底次火山岩 (顺层侵位) 喷溢流侵入相斜长石角闪石 (玢) 岩亚相、碱性辉石金云母岩亚相和斑状碱性辉石玄武岩亚相、海底火山喷发沉积相碱性玄武质角砾晶屑凝灰岩亚相、次火山岩溢流 - 爆发相碱玄岩类斜长石玢岩亚相及其海底火山喷气通道同生断裂角砾岩相有关亚相是本区初始矿源层和含矿岩相, 也是今后找矿预测的有关岩相学指标。

在个旧卡房矿田, 基性 - 超基性火山岩十分发育, 在大白岩矿区 1820 中段 19 穿脉, 从下到上依次为碱性苦橄岩类 → 碱玄岩类、碱性苦橄岩类 → 碱玄岩类三个从碱性超基性岩 → 基性火山岩顺层溢流 → 喷发小旋回。三个火山顺层溢流 → 喷发小旋回剖面结构为: 下旋回为海底次火山岩 (侵入) 溢流相 → 海底火山爆发沉积相 → $\beta \rightarrow \text{Ma}$ 过渡相 (火山喷发沉积相 + 碳酸盐岩沉积); 中旋回为海底火山爆发沉积相 → 海底火山喷发沉积相 → $\beta \rightarrow \text{Ma}$ 过渡相 → 火山喷发沉积相 → $\beta \rightarrow \text{Ma}$ 过渡亚相; 上旋回为火山爆发沉积相 → 次火山岩 (侵入) 溢流 - 爆发相 → 浅海相碳酸盐岩台地潮下相 → 局限碳酸盐岩台地潮坪蒸发



F. 似长岩; U1 碱玄岩、碧玄岩; U2 响岩质碱玄岩; U3 碱玄质响岩; Ph 响岩; S1 粗面玄武岩; S2 玄武质粗面安山岩; S3 粗面安山岩; T. 粗面岩、粗面英安岩; Pc 苦橄玄武岩; B. 玄武岩; O1 玄武质安山岩; O2 安山岩; O3 英安岩; R. 流纹岩。Ir Irvine 分界线 (Irvine and Banagar 1971), 上方为碱性, 下方为亚碱性。

图 2 个旧地区火山岩 SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 分类图 (LeMaitre et al., 1989)

Fig 2 TAS diagram for the volcanic rocks in the Gejiu area

相。沉积水体从下向上逐渐变浅。

个旧卡房矿区 1820 中段 16 穿 SE 端与 1820 中段 19 穿脉 NW 端相接,属于下部岩层,综合以上特征可以看出:(1)样品编号为 Kg319-Kg311 代表的视厚度约 100m 角砾状碱玄岩类+海底火山喷气通道同生断裂角砾岩相暗示火山喷发中心存在。本剖面主体以浅变质岩为主,主要属于角岩类和大理岩类,从残余结构构造、矿物特征、岩石化学等综合恢复原岩后具有明显的火山岩岩石类型规律性变化,从下到上依次为碱玄岩类 $\rightarrow$ 碱性苦橄岩类 $\rightarrow$ 角砾状碱玄岩类+碱玄岩类 $\rightarrow$ 碱玄岩类,岩石组合为碱玄岩类 $\rightarrow$ 碱性苦橄岩类 $\rightarrow$ 角砾状碱玄岩类,角砾状碱玄岩类+海底火山喷气通道同生断裂角砾岩相暗示火山喷发中心存在。(2)沉积岩-火山岩相剖面结构(从下到上)为:水下潮坪相(β -Ma 过渡相) $\rightarrow$ 水上潮坪蒸发相(Ma $\rightarrow$ β 过渡亚相) $\rightarrow$ 海相浅成次火山岩(顺层侵位)溢流相(碱玄岩类斑状碱性辉石玄武岩亚相) $\rightarrow$ 海底火山喷气通道同生断裂角砾岩相(斑状碱性辉石玄武岩亚相+角砾状钛辉石玄武岩亚相) $\rightarrow$ 海底火山喷气通道同生断裂角砾岩相(角砾状钛辉石玄武岩亚相) $\rightarrow$ 海相浅成次火山岩(顺层侵位)溢流相(斑状碱性辉石玄武岩亚相)。沉积水体从下向上逐渐变浅可能是岩浆侵位过程造成地壳区域性抬升。

通过沉积岩-火山岩亚相填图(图 3),发现本区火山岩与锡铜成矿有十分密切关系,尤其是火山岩为锡铜的矿源层,Cu、Sn 和 F 形成明显异常和富集,因此对于这类火山岩研究具有十分重要的价值。通过地质学和地球化学研究,进一步探索这些岩石形成的大陆动力学背景,对于解剖本区超大型锡铜多金属矿床形成与演化有十分积极的作用。

2.5 典型岩石类型特征

在矿物组成上,主要为金云母、透闪石、阳起石(角闪石)、铁矿物(钛铁矿)、绿泥石及少量石英、方解石等,微量蒙脱石、高岭石等,金属矿物有磁黄铁矿、黄铜矿等。根据金云母和阳起石含量对岩石进行命名,现今变质基性-超基性火山岩可以根据变质矿物含量进行命名,岩石类型主要为透闪石金云母岩、金云母岩、阳起金云母岩、金云阳起石岩等,这些岩石原岩应为碱性玄武岩类或碱性超基性火山岩类。典型岩石特征如下:

透辉石金云母岩(MRG-3):棕色,显微鳞片变晶结构,片状构造。主要由金云母(80%~85%)、透辉石(10%~15%)和少量的角闪石(1%~2%)、

碳酸盐(<1%)和榍石(1%~2%)等组成。金云母呈显微鳞片状,定向排列,均匀分布,粒径 0.02~0.2mm,金云母构成透入性新生构造置换面理,表明金云母形成较早,属于构造变形期或构造变形期之前的产物,至少形成于燕山晚期岩浆侵位之前,这种产状金云母与同岩浆侵位期岩浆期后热液交代作用形成的萤石金云母夕卡岩(呈脉状和带状产出)有明显差异,可能属于本区印支造山运动期同地层变形的产物。透辉石呈柱状、它形粒状,近定向排列,粒径 0.05~0.5mm,个别达 0.8mm 以上,边部多发生碳酸盐化蚀变。角闪石呈它形和半自形,偶见自形,粒径 0.1~0.3mm。菱镁矿为它形粒状集合体,多沿透辉石边部分布。绿泥石为片状集合体,零星分布(少量)。钛独立矿物主要为榍石和金红石,榍石呈它形粒状集合体,均匀散乱分布,粒径 0.05~0.1mm;偶见细粒金红石颗粒,粒径 0.01~0.03mm。按照矿物命名原则,这种矿物组合特征揭示它们属于超基性岩类黑云母透辉石岩-透辉石金云母岩系列中的岩石类型。

金云母岩(KA-3):棕色,片状构造,残留斑晶状结构,显微鳞片变晶结构。主要由金(绢)云母(80%~85%)、方解石(4%)和角闪石(1%~2%),含有少量绿泥石和金属硫化物。金云母主要呈残余斑晶状集合体。金(绢)云母呈显微鳞片状、集合体状,均匀分布,粒径 0.01~0.1mm。金(绢)云母呈定向排列,显示透入性面理构造置换结构。角闪石呈柱状和粒状,两组解理发育,多色性明显,黄绿色-淡黄绿色,部分绿泥石化或边部被绢云母所交代,粒径 0.1~0.7mm,属于角闪石斑晶残余体。方解石呈它形-半自形粒状,多呈细脉状平行分布,粒径 0.1~0.8mm。绿泥石为片状集合体,多为角闪石等蚀变产物,粒径 0.1~0.3mm。金属硫化物主要有磁黄铁矿和黄铜矿等,多为它形粒状、集合体状呈细脉带状分布,粒径一般为 0.02~0.3mm(图 4a 和 4b)。金云母岩属于超基性岩类,金云母和角闪石为残留斑晶结构。

绿泥石二云母岩(ZY-4):灰色,团斑状结构,细脉状构造。主要由绢云母(70%±)、金云母(15%~20%)、绿泥石(5%~10%)等组成。绢云母呈显微鳞片状,它形粒状,均匀分布,粒径 0.01~0.05mm。金云母为片状集合体,常呈团斑状结构,粒径 0.05~0.2mm,多色性明显,团斑直径 0.2~1.5mm,这种团斑可能属于残余斑晶。绿泥石为片状集合体,常为金云母团斑蚀变的产物(金云母为残余斑晶),

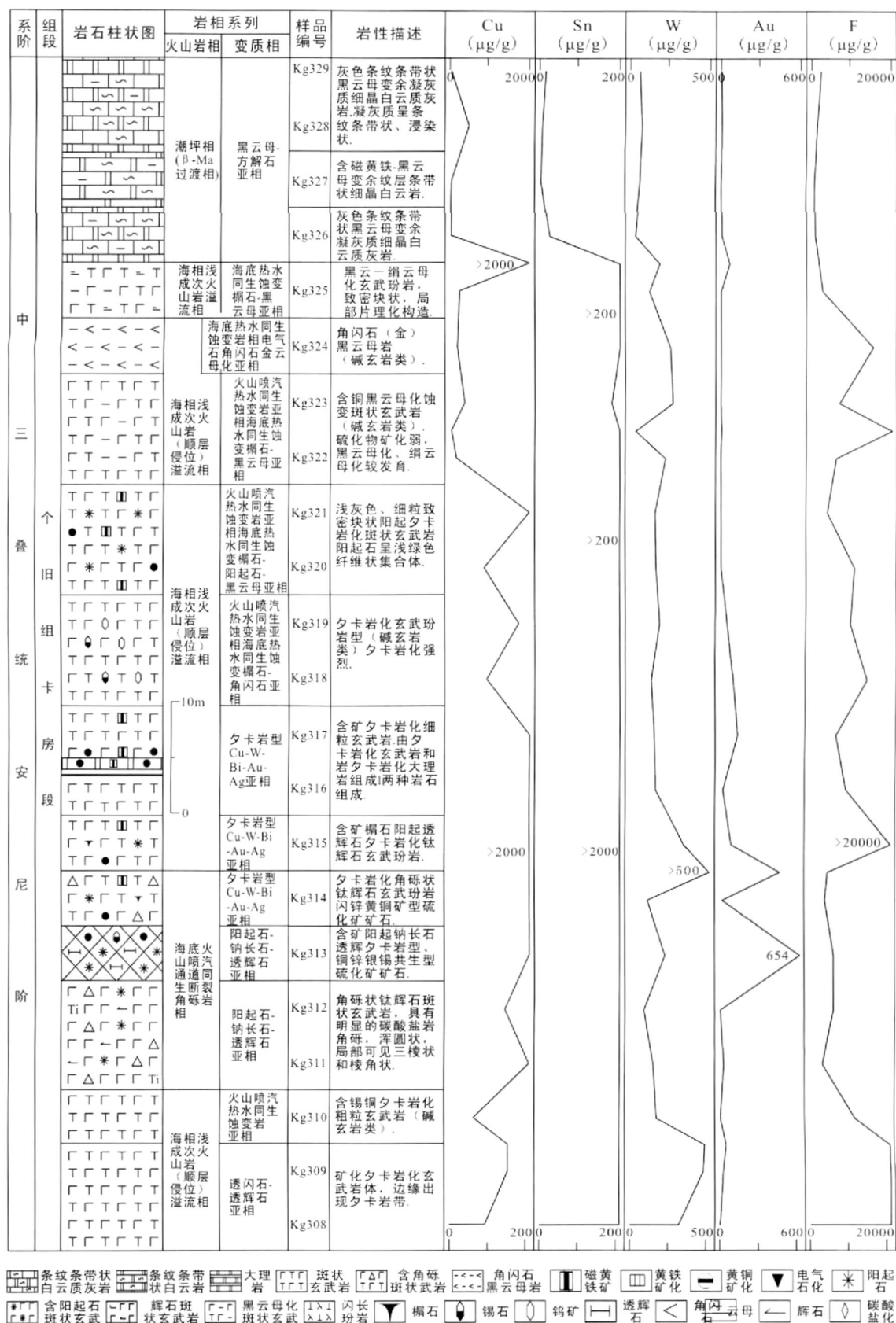
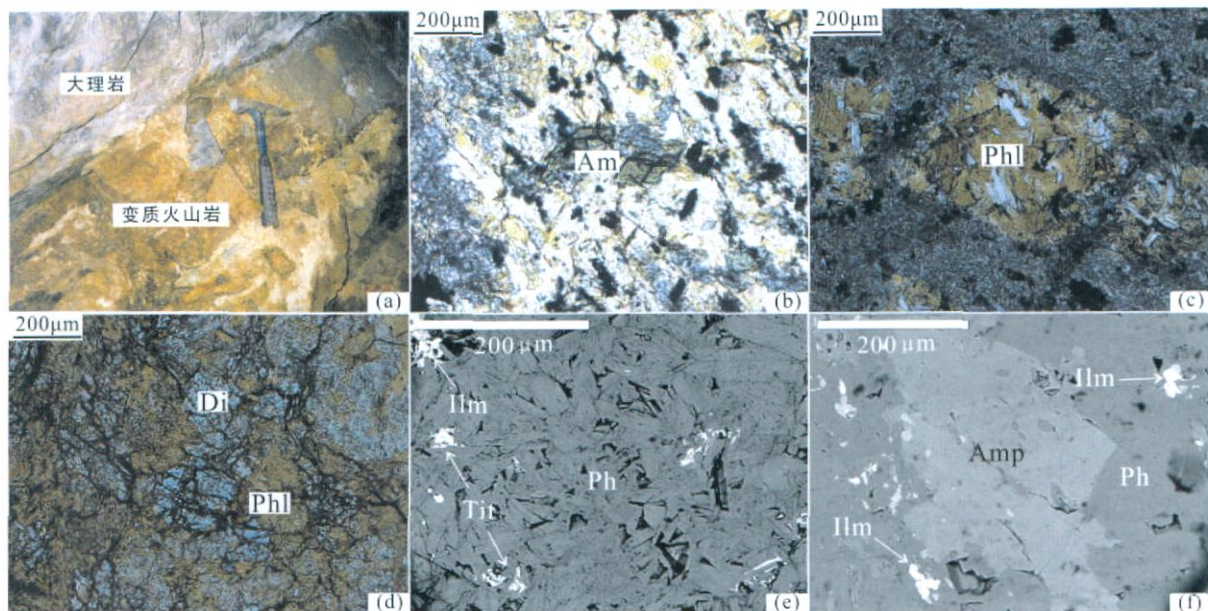


图 3 个旧大白岩铜锡矿 1820 中段 16 穿脉岩相综合柱状图

Fig 3 Composite profile for the No 16 transverse drift at the altitude of 1820 meters in the Dabaiyan tin-copper deposit Gejiu



a 卡房矿田前进五坑 1805 中段大理岩与变质火山岩 (KA-3 样品); b KA-3 样品中的角闪石 (Am) 绿泥石化, 单偏光 (10×10); c 老厂矿田竹叶山矿区 1760 中段拉底分层西 7 号矿房中的变质火山岩 (ZY-4 样品) 中的角闪石被金云母 (Phl) 所交代而呈其假象, 单偏光 (10×10); d KA-1 样品中的金云母 (Phl) 和透辉石 (Di), 单偏光 (10×10); e 和 f 为 KA-1 样品和 KA-3 样品背散射电子图像, Ph 金云母; Amp 角闪石; Tit 榍石; Ilm. 钛铁矿。

图 4 个旧超基性火山岩的岩石学及矿物学特征

Fig 4 The petrographic characteristics of the ultrabasic rocks in the Gejiu area

粒径 $0.05\sim 0.1\text{mm}$, 或呈细脉分布, 为热液蚀变的产物 (图 4c)。

碧玄岩 (KA-1): 棕色, 交代残留结构, 变斑晶结构, 块状构造。主要由金云母 (50% 土)、绢云母 (40% 土)、绿泥石 (5%)、透辉石 (3% ~ 5%) 和少量角闪石组成。金云母呈片状、集合体状, 残留斑状结构, 多色性明显, 褐色 (平行) - 无色 (垂直), 粒径 $0.05\sim 0.1\text{mm}$ 。绢云母为显微鳞片状、集合体状均匀分布, 粒径 $0.01\sim 0.03\text{mm}$ 。透辉石为短柱状, 常沿其边部或裂理发生黑云母化、绢云母化, 粒径 $0.1\sim 0.3\text{mm}$ 。绿泥石为叶片状、放射状集合体, 粒径 $0.05\sim 0.3\text{mm}$ 。角闪石为自形粒状, 部分绿泥石化, 粒径 $0.1\sim 0.5\text{mm}$ (图 4d)。

2.6 主要矿物特征

本区部分变超基性岩中矿物组合的背散射电子图像见图 4e 和图 4f, 矿物电子探针分析结果见表 2。

(1) 本区云母 Mg/Fe 值变化范围为 $2.31\sim 2.86$ 主要为金云母 (表 2), K_2O 在 $9.23\%\sim 10.04\%$, 金云母中 TiO_2 含量为 $1.24\%\sim 2.06\%$, 含微量 Cr_2O_3 、 V_2O_3 和 Nd 。本区金云母中高钛是本区火山岩高钛地球化学特征的矿物地球化学物质记录和直接证据。本区金云母中含 F 较高 ($0.49\%\sim 1.66\%$), 这是在 Cu 和 Sn 矿源层中具有明显 F 异

常的矿物地球化学内在原因。金云母和角闪石中 K_2O 含量较高, 这与本区变碱性苦橄岩类中富集 K、Rb 等大离子亲石元素主要与金云母和角闪石有密切关系。

(2) 本区角闪石主要为普通角闪石, 普通角闪石 TiO_2 含量较高。辉石主要为单斜辉石, 辉石成分主要有普通辉石、透辉石 - 钙铁辉石类质同象系列。塘子凹矿区的斜长石为更 (奥) 长石 ($\text{An}=22\%$, $\text{Ab}=77\%$, $\text{Or}=1\%$), 竹叶山矿区的斜长石为中长石 ($\text{An}=43\%$, $\text{Ab}=53\%$)。而麒麟山地区的长石组成为分别为 ($\text{An}=1\%$, $\text{Ab}=99\%$), ($\text{An}=2\%$, $\text{Ab}=73\%$, $\text{Or}=23\%$) 和 ($\text{Ab}=2\%$, $\text{Or}=98\%$), 主要为碱性长石。

(3) 除前述高 Ti 金云母和角闪石外, 本区发育钛独立矿物主要有金红石、榍石、钛铁矿和钛磁铁矿等, 这些是高钛碱性超基性火山岩系列矿物学证据。

3 微量元素地球化学与岩浆源区示踪

3.1 高场强元素 (HFSE)

对本区变质火山岩样品采用原始地幔 (Sun and McDonough, 1989) 进行标准化配分, 从微量元素分

表 2 个旧典型锡多金属矿区变质超基性岩中矿物电子探针分析结果

Table 2 Electron microprobe analyses of the minerals in the ultrabasic rocks from the Gejiu area (%)

样号	矿物	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	ND	SnO ₂	F	Cl	Total
KA-1	辉石	53.13	0.04	0.47	6.62	0.25	14.82	23.98	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	99.41
	辉石	53.55	0.26	6.23	9.00	0.19	16.24	12.25	0.89	0.22	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	98.98
KA-7	辉石	53.03	0.08	1.29	7.76	0.25	12.92	24.14	0.16	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	99.67
	角闪石	38.12	1.63	17.20	11.70	0.12	11.93	12.21	1.42	2.42	0.15	0.08	0.01	0.00	0.15	0.00	97.12
KA-3	角闪石	39.45	1.43	16.54	11.18	0.16	11.91	2.15	1.50	2.40	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	96.75
	角闪石	38.63	1.83	16.94	11.00	0.15	11.81	12.04	1.30	2.52	0.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	96.63
KA-1	金云母	38.04	2.06	14.97	11.00	0.11	17.63	0.00	0.22	9.23	0.59	0.08	0.03	0.00	0.57	0.00	94.54
	金云母	38.08	1.58	14.48	11.42	0.08	17.67	0.01	0.22	9.55	0.09	0.07	0.04	0.00	0.49	0.00	93.77
KA-7	金云母	38.75	1.24	13.75	11.80	0.17	17.02	0.00	0.07	10.04	0.04	0.05	0.02	0.00	1.66	0.00	94.60

分析单位: 中国地质科学院矿产资源研究所; 分析人: 余静。

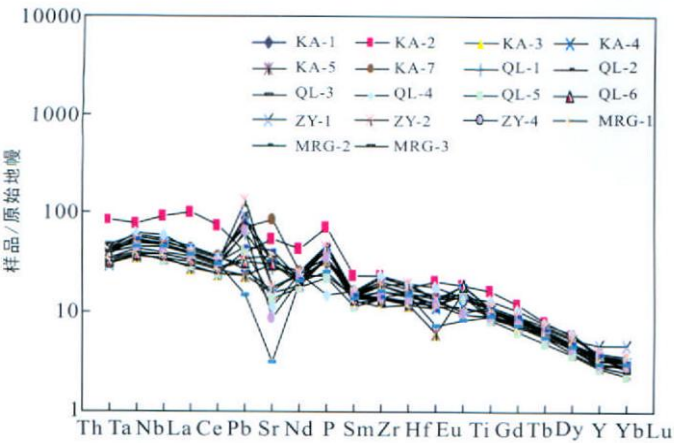


图 5 个旧变质火山岩中不相容元素的原始地幔标准化图

Fig 5 Primitive mantle normalized spider diagrams for the ultrabasic rocks in the Gejiu area

布图(图 5)和表 3 来看, 本区火山岩中高场强元素(HFSE)明显富集。高场强元素 Zr、Hf、Nb、Ta、Sm、P、Ti、Y、Yb 等活动性小, 它们是研究岩浆成因及演化的可靠指标(董云鹏等, 2002)。个旧地区变质火山岩的 Zr/Hf 值稳定, 变化范围为 30.17~48.09。Zr 含量变化在 152~453 μg/g 之间, 远大于典型 MORB(洋中脊玄武岩)和岛弧拉斑玄武岩 Zr 丰度; Hf 含量变化在 3.77~14.2 μg/g 之间、高于 MORB 的 Hf 平均含量 2.4 μg/g。Nb 含量变化在 24.8~98.1 μg/g 之间, Ta 含量变化在 1.50~3.39 μg/g 之间, 明显不同于亏损型 MORB 和岛弧型玄武岩 (Ta < 0.7 μg/g, Condie, 1989), 而与相对富集 Nb、Ta 的 OIB (洋岛玄武岩) 较为相似(牛耀龄, 2010; 赖绍聪等, 2010)。Zr/Nb 比值是非常有效的环境判别指标。N-MORB 的 Zr/Nb 比值多大于 30, PMORB 和板内玄武岩的 Zr/Nb 比值则约为 10 左右(Wilson, 1989)。

个旧地区变质火山岩的 Zr/Nb 比值变化范围在 3.45~6.59 之间; Hf/Th 比值变化在 0.76~2.71 之间, 类似于板内玄武岩 (Hf/Th < 8, Condie, 1989)。Nb/La 比值除 KA-2 为 0.93 外, 其余样品的 Nb/La 比值变化在 1.14~1.65, Ce/Nb 比值除 KA-2 为 2.01 外, 其余样品的 Ce/Nb 比值变化在 1.19~1.88, 这些均与 N-MORB (0.8 < (Nb/La) < 1.0, Ce/Nb > 2.0) (Condie, 1989) 具有明显的不同。综上所述, 高场强元素的地球化学特征再次说明本区基性-超基性火山岩形成于大陆地壳背景, 揭示个旧三叠纪沉积盆地可能在大陆地壳背景下形成演化。

3.2 稀土元素

对本区变质火山岩中的稀土元素采用球粒陨石(王中刚等, 1989)进行配分, 并作稀土元素配分模式图(图 6)。从表 3 可看出, 变质火山岩

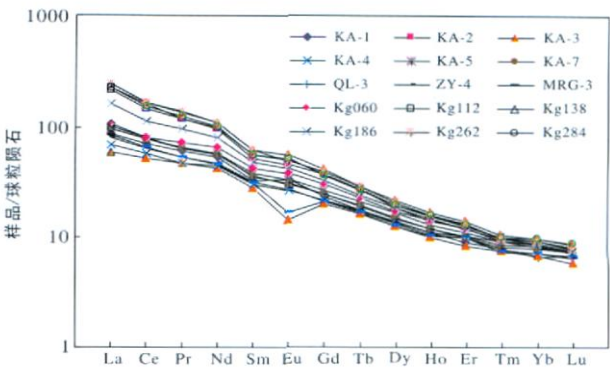


图 6 个旧变质火山岩稀土元素配分模式图

Fig 6 Chondrite-normalized REE patterns for the volcanic rocks in the Gejiu area

表 3 个旧锡多金属矿区变超基性岩微量元素分析结果(μg/g)

Table3 Trace element concentrations of the ultrabasic rocks in the Gejiu area															
样号	KA-1	KA-2	KA-3	KA-4	KA-5	KA-7	QL-3	ZY-4	MRG-3	Kg060	Kg112	Kg138	Kg186	Kg262	Kg284
V	280	238	230	283	288	267	257	284	313	254	257	284	291	276	288
Cr	395	120	492	603	394	365	451	543	537	163	141	137	314	112	120
Co	42.9	36.3	55.6	69	48.8	36.5	60.3	69.3	52.5	45.3	45.2	50.4	41.8	48.5	42.1
Ni	219	69.3	232	282	210	141	221	285	278	112	78.5	82.2	144	68.4	76.4
Cu	136	59.7	682	95.8	377	3472	103	57.5	370	893	488	105	136	204	157
Zn	207	189	178	165	171	308	171	193	253	117	128	166	163	158	185
Ga	21.8	19.7	18.7	20	22.3	21.9	18.9	21.5	23.5	20.8	21.9	23.9	23.6	24.1	25.3
As	29	22.2	38.9	20.5	21.1	24.9	18.3	145	18.5	5.01	4.36	6.49	7.31	26.1	5.37
Sr	705	1127	334	634	1316	1800	343	186	68	2888	3058	2578	1287	612	1402
Zr	204	264	152	158	218	209	253	161	184	292	387	440	240	348	453
Nb	33.1	64.2	25	24.8	35.3	35.4	38.4	28.7	31.6	55.2	84.6	94.4	69.6	98.1	97.2
Sn	143	42	86.3	25.4	230	292	3.78	71.9	22.4	92.4	33.1	7.53	52.3	11	67.4
Hf	4.65	5.49	3.77	4.11	5.18	4.87	5.7	3.92	4.55	9.68	12.6	13.8	8.33	11.2	14.2
Ta	2.03	3.09	1.5	1.5	2.13	2.12	2.37	1.76	1.82	2.53	2.98	3.5	2.62	3.4	3.39
Pb	16.1	7.24	4.22	4.344	8.01	12.9	4.86	11.8	2.81	5.56	4.8	6	4.17	3.25	3.85
Th	3.58	7.21	2.67	2.585	3.9	3.51	4.049	2.96	3.37	3.57	7.14	7.98	5.69	8.23	7.94
La	27.1	69.3	18.6	21.7	30	30.1	31.3	25.2	26.4	33.5	66.6	75.2	50.4	76.2	70.6
Ce	57.1	129	42.4	46.5	64.2	63.1	65.1	51.4	53.5	65.6	117	133	91.9	134	123
Pr	7.44	14.6	5.75	5.8	8.02	7.76	7.74	6.46	6.58	8.97	14.6	16.4	11.8	16.7	15.2
Nd	32.1	58.4	25.5	26.6	35.1	34.1	35	28.2	27.8	39.2	59	66	48.1	65.7	60.7
Sm	6.39	10.2	5.48	6.01	7.42	7.1	6.99	6.19	6.09	8.26	11.1	12.3	9.5	12.3	11.1
Eu	2.49	3.38	1.05	1.95	2.51	2.25	2.32	2.00	1.25	2.8	3.77	4.17	3.14	3.62	3.82
Gd	6.15	9.66	5.21	5.66	6.86	6.4	6.5	5.45	5.52	7.93	9.8	10.7	8.42	10.2	9.52
Tb	0.841	1.31	0.776	0.835	1	0.936	0.904	0.821	0.8	1.1	1.29	1.38	1.15	1.36	1.28
Dy	4.47	5.96	4.13	4.55	5.46	4.84	4.81	4.32	4.1	5.52	6.4	6.96	5.99	6.6	6.39
Ho	0.796	1.02	0.721	0.81	0.941	0.859	0.864	0.758	0.749	1.03	1.11	1.22	1.06	1.14	1.15
Er	1.92	2.57	1.77	2.17	2.35	2.12	2.18	2.12	2.14	2.56	2.70	2.94	2.55	2.84	2.75
Tm	0.259	0.305	0.248	0.3	0.301	0.263	0.28	0.25	0.243	0.318	0.331	0.343	0.317	0.322	0.326
Yb	1.41	1.81	1.42	1.7	1.87	1.66	1.78	1.52	1.52	1.96	1.93	2.06	1.87	1.93	2.03
Lu	0.223	0.23	0.19	0.238	0.238	0.240	0.240	0.211	0.219	0.258	0.265	0.28	0.244	0.25	0.282
Y	20.1	27.1	17.8	21.5	23.7	22	21.5	19.8	20.3	25.3	27.4	29.6	25.6	28.5	28.5
ΣREE	169	335	131	146	190	184	188	155	157	204	323	363	262	362	337
ΣLREE	133	285	98.8	109	147	144	148	119	122	158	272	307	215	309	284
ΣHREE	36.2	50.0	32.3	37.8	42.7	39.3	39.1	35.3	35.6	46.0	51.2	55.5	47.2	53.1	52.2
ΣLREE/ΣHREE	3.67	5.70	3.06	2.87	3.45	3.67	3.80	3.39	3.42	3.44	5.31	5.53	4.55	5.81	5.45
δCe	0.968	0.976	0.987	0.998	0.996	0.994	1.01	0.970	0.977	0.911	0.903	0.912	0.907	0.904	0.904
δEu	1.21	1.04	0.601	1.02	1.08	1.02	1.05	1.05	0.659	1.06	1.11	1.11	1.07	0.988	1.14
(La/Sm) _N	2.67	4.27	2.14	2.27	2.54	2.67	2.82	2.56	2.727	2.55	3.77	3.85	3.34	3.90	4.00
(Gd/Yb) _N	3.52	4.31	2.96	2.69	2.96	3.11	2.95	2.89	2.93	3.26	4.10	4.19	3.63	4.26	3.78
Nb/Ta	16.3	20.8	16.7	16.5	16.6	16.7	16.2	16.3	17.4	21.8	28.4	27.0	26.6	28.9	28.7
Ba/Yb	114	398	139	268	211	165	107	247	224	82	174	434	189	117	257
Nb/Yb	23.5	35.5	17.6	14.6	18.9	21.3	21.6	18.9	20.8	28.2	43.8	45.8	37.2	50.8	47.9

测试单位: 中国科学院地球化学研究所; 微量元素采用 ICP-MS法, 测试者: 王亚平; Kg编号样品为核工业三所测定, 微量元素采用 ICPMS法。

中稀土总量 ΣREE变化范围为 131~ 363μg/g 平均为 234μg/g 具明显富集轻稀土分布模式, ΣLREE/ΣHREE比值变化范围为 2.87~ 5.81, 平均为 4.21。轻、重稀土分馏程度差异不明显, (La/Sm)_N比值变化范围为 2.14~ 4.27, 平均为 3.07, (Gd/Yb)_N比值变化范围为 2.69~ 4.31, 平均为 3.44。

铈异常不明显, δCe变化范围为 0.903~ 1.01, 平均为 0.954。铈异常除个别具明显的正异常(如 KA-1)和负异常(如 KA-3和 MRG-3)外, 总体上铈异常不明显, δEu变化范围为 0.601~ 1.24, 平均为 1.01。从图 6可看出, 本区变质火山岩均表现为平滑右倾的稀土配分模式, 与 OIB的稀土配分模式较

为相似(牛耀龄, 2010; 赖绍聪等, 2010)。赵宇等(2001)认为这种稀土配分模式是一种大陆裂解碱性玄武岩的稀土元素配分模式。

综上所述, 本区火山岩的常量和微量地球化学及其特征研究揭示, 本区火山岩具有与 OIB(洋岛玄武岩)类岩石组合及其地球化学相似的特征, 揭示本区三叠纪沉积盆地中火山岩的形成与大陆裂解环境下的地幔热点关系密切。

4 大陆动力学背景分析

4.1 个旧三叠纪弧后裂谷盆地构造 - 古地理位置恢复的沉积学约束

方维萱等(2002)认为由于印支运动形成了滇西维西 - 绿春岛弧和杂多 - 景洪岛弧两个与板块俯冲消减的火山岛弧带, 其中维西 - 绿春岛弧和哀牢山造山带与个旧地区有深刻的大陆动力学联系, 而个旧 - 那坡三叠纪裂谷盆地现今位于滇西维西 - 绿春岛弧和哀牢山造山带东北侧, 属于在大陆地壳背景(越北古陆块)上发育起来的裂谷盆地, 个旧三叠纪沉积盆地原型盆地属于弧后裂谷盆地, 大陆动力学背景为受桂西南(那坡) - 滇东南(个旧)地幔热点控制弧后扩张机制(图 7)。个旧 - 建水 - 那坡区域火山喷发作用具有较为清晰分布规律, 在云南建水一段具有近南北向石炭纪海底基性火山喷发活动(董云鹏等, 2002), 在二叠纪, 广西那坡、云南建水和富宁等持续发生海底基性火山喷发作用。三叠纪主要分布在个旧 - 红河 - 富宁一段, 在云南八步分布有蛇绿岩体。中三叠世安尼期火山岩主要分布在个旧东区麒麟山 - 老厂 - 卡房 - 田心坝子(庄永秋等, 1996), 个旧组卡房段垂向相序爆发相→喷溢相→火山沉积相→局限台地碳酸盐岩 - 白云岩相的变

化规律, 属于弧后裂谷盆地背景下火山 - 沉积岩相组合类型, 从沉积学和沉积相学研究角度也证明了个旧 - 那坡三叠纪弧后裂谷盆地(张海等, 2009)。中三叠世拉丁期 - 诺利克期火山岩从个旧东区迁移个旧西区他白 - 得胜冲等地, 主要为熔岩、凝灰岩、火山碎屑岩、泥质碎屑岩和碳酸盐岩等构成的火山 - 沉积岩系, 熔岩有 7 层, 并沿走向相变为凝灰岩, 总厚度可达 1800m(庄永秋等, 1996), 揭示火山喷发中心晚期向哀牢山造山带方向迁移。

本区具有边缘海沉积相组合特征, 沉积充填了厚达数千米的碳酸类岩层、火山碎屑岩, 并形成了火山 - 沉积型铜多金属矿床。(1)本区三叠纪初期到中期, 沉积层序具有向上沉积水体逐渐增深趋势, 下三叠统飞仙关组灰绿色凝灰质砂页岩和泥岩与下覆二叠系龙潭组为假整合关系; 永宁镇组泥灰岩夹泥岩和粉砂岩向上变为中三叠统个旧组泥质灰岩, 揭示向上沉积水体逐渐增深; 中三叠统个旧组以硅质白云岩、白云岩、灰岩和碳质(板)泥岩为主, 揭示该沉积盆地属于越北古陆的边缘海。(2)火山岩系主体在沉积盆地主裂陷沉盆期形成。建水地区法郎组中含锰火山岩系共有 7 个含锰层位, 主要为凝灰质灰岩、泥质灰岩和白云岩夹凝灰质页岩等, 含锰火山岩系之上发育含锰硅质凝灰岩、硅质岩等深水环境下形成的热水沉积岩, 沉积水体明显增深, 揭示沉积盆地具有在区域扩张构造背景下演化特征, 这与弧后裂谷盆地最大裂陷期相吻合。(3)由于印支运动发生, 在三叠纪晚期本区沉积盆地发生萎缩封闭, 含砾砂岩和含煤层序形成标志着沉积水体变浅, 上三叠统砂页岩夹硅质砾岩和无烟煤层标志着沉积盆地发生封闭过程。总体上看, 本区沉积盆地具有初期裂陷沉积, 沉积水体逐渐增深, 中期裂陷成盆, 沉

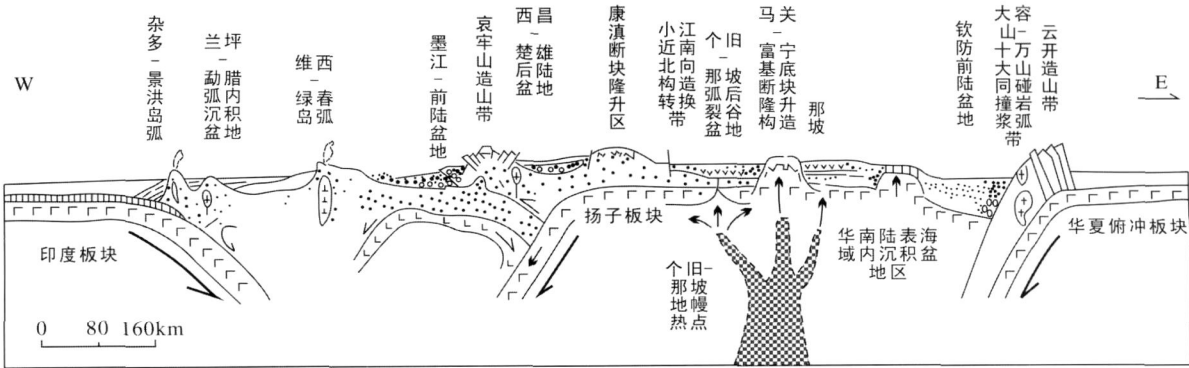


图 7 扬子地块南缘及邻区三叠纪造山带 - 岛弧 - 沉积盆地转换格局重建图(据方维萱等, 2002)

Fig 7 Tertiary framework of the southern margin of the Yangtze and neighbouring blocks

积水体最深并伴有强烈海底火山喷发;晚期萎缩封闭的演化过程。

个旧地区属于右江陆缘盆地组成部分,华力西-印支期为拉张裂谷发育时期(庄永秋等,1996;陈翠华等,2003;吴孔友和刘磊,2010),其遥感影像可见明显的线环构造特征(张建东等,2007)。本文从大陆动力学角度恢复重建个旧地区构造-古地理位置,并对形成的深部大陆动力学机制进行探索。

4.2 个旧弧后裂谷盆地形成的深部大陆动力学机制

(1) Pearce & Stern (2006) 研究认为弧后裂谷盆地玄武岩(BABB)形成具有四种因素,依据岩石学和地球化学特征分别为:¹ 输入弧后地区的地幔物质;² 板块俯冲输入岛弧-弧后盆地的地幔物质;³ 俯冲板块组分与地幔相互作用后形成的地幔物质;⁴ 富水的地幔部分熔融与同化混染或结晶分异形成的地幔岩浆物质。

接近大陆一侧及大陆内部的深成岩浆弧和陆相火山岛弧具有明显富钾特征,而且 Nb 和 Ta 元素对在板块俯冲过程中地球化学特征(Green, 1995; 赵振华等, 2008)差异明显,使 Nb/Ta 值可以用来示踪地幔-地壳相互作用的地球化学过程,本区火山岩中 Nb/Ta 值 16.2~20.9,平均值为 21,与地幔中 Nb/Ta 值 (17.5 ± 2.0 , Sun & McDonough, 1989; Green, 1995)一致,而与地壳中 Nb/Ta 值差异甚远(11~12)。Ba/Yb 和 Nb/Yb 值具有示踪弧后盆地、主岛弧带、前弧和大洋中脊玄武岩的岩浆源区作用(Pearce & Stern, 2006),本文 Ba/Yb 值在 107~433,平均值为 208; Nb/Yb 值在 14.6~58.8,平均值为 29.8,与弧后盆地玄武岩(Pearce & Stern, 2006)类似。

本区火山岩中具有与火山岛弧带偏大陆一侧碱性增高的火山岩和侵入岩的岩石系列相近,该火山岩高碱性特征可能与本区三叠纪沉积盆地形成在大陆地壳背景上密切有关,本文研究认为本区火山岩属碱性超基性岩类,推测属于本区三叠纪沉积盆地裂陷深度最大时期形成,与局部可能出现洋壳化(云南八步蛇绿岩)现象一致,本文为探索区域大陆动力学提供了重要的岩石学和地球化学依据。

(2) 本区超基性-基性火山岩形成时大陆地壳的裂陷程度较大,鉴于本区位于滇西维西-绿春岛弧和哀牢山造山带的东侧,因此认为个旧三叠纪沉积盆地原型盆地属于弧后裂谷盆地,大陆动力学背景为受桂西南(那坡)-滇东南(个旧)地幔热点控制弧后扩张机制。在弧后拉张作用下,软流圈

上涌导致减压熔融作用发生,形成了地幔岩浆源区产生的岩浆,并以火山喷发形式进入三叠纪弧后裂谷盆地中。

(3) 本区超基性-基性火山岩的岩浆源区具有地幔交代作用的特征。本区矿物-岩石学特征为碱性苦橄岩类,主要矿物为金云母、角闪石、辉石、斜长石等, Ti-Fe 氧化物和磷灰石发育,具有 K(Na) 和 Ti-Fe 独立和载体矿物,局部有少量橄榄石。地球化学特征表现为富集 $K_2O(Na_2O)$ 、 TO_2 和 P_2O_5 、LREE 强烈富集、高场强元素(HFSE)明显富集等特征。研究表明,地幔热柱成因的玄武岩中 $Nb/Zr > 0.15$, $Th/Nb < 0.11$ (孙书勤等, 2003),而本区火山岩中的 Nb/Zr 和 Th/Nb 平均值分别为 0.20 和 0.10。上述特征暗示其源区受到过地幔的交代作用,即原始地幔或者前期熔融残留物被熔融程度较低、富含挥发分和不相容元素的熔体渗透,叠加和富集的过程(牛耀龄, 2010),岩石中大量出现的金云母、角闪石等矿物可能与此有关。值得一提的是 TO_2 富集与 Sn 富集成矿可能具有内在联系,主要原因是它们属于同一矿物地球化学结构和类似行为,在锡富集成矿过程中,伴有榍石、钛铁矿、钛磁铁矿、金红石、白钛矿,局部火山岩经过夕卡岩化后形成了含榍石夕卡岩。

5 结 论

综上所述,从个旧地区基性-超基性火山岩的岩石学、地球化学特征研究看,个旧三叠纪沉积盆地原型盆地属于弧后裂谷盆地,大陆动力学背景为受桂西南(那坡)-滇东南(个旧)地幔热点(方维萱等, 2000, 2001, 2002)控制弧后扩张机制,本文从火山岩的矿物学、岩石学和地球化学综合研究证明了方维萱等(2000, 2001, 2002)提出的地幔热点存在及其物质记录,并且进一步提出这种地幔热点形成的岩石圈动力学机制可能导致地幔热物质上涌,为主动裂谷盆地形成提供了热动力学背景和热物质,并导致大陆地壳发生裂陷伸展。本区弧后裂谷盆地是发育在大陆地壳背景上,这种弧后裂谷盆地对于大型-超大型块状硫化物矿床形成是十分有利的成矿地质背景和条件。

(1) 个旧矿区的火山岩主要为高钛碱性超基性火山岩系列,岩石组合主要有碱性苦橄岩、碱性苦橄质玄武岩和碧玄岩等。

(2) 从个旧地区变质基性-超基性火山岩的岩

石学、地球化学特征研究看, 它们与洋岛玄武岩 (OB) 具有类似特征, 在三叠纪沉积盆地原型盆地属于弧后裂谷盆地, 大陆动力学背景为受桂西南 (那坡) - 滇东南 (个旧) 地幔热点控制的弧后扩张机制。

(3) 个旧弧后裂谷盆地对于大型 - 超大型块状硫化物矿床形成是十分有利的成矿地质背景和条件, 今后需要高度注意寻找隐伏块状硫化物矿床。

致谢: 两位审稿专家认真评阅了本文初稿, 指出了稿件中存在的诸多问题, 提出了非常中肯的修改建议, 使得本文得以更加完善, 作者谨此致以诚挚的谢意!

参考文献 (References):

- 陈翠华, 何彬彬, 顾雪祥, 刘建明. 2003 右江盆地中三叠统油积岩系的物源和沉积构造背景分析. 大地构造与成矿学, 27(91): 77-82
- 董云鹏, 朱炳泉, 常向阳, 张国伟. 2002 滇东师宗 - 弥勒带北段基性火山岩地球化学及其对华南大陆构造格局的制约. 岩石学报, 18(1): 37-46
- 方维萱, 胡瑞忠, 高振敏. 2001 扬子地块南缘及邻区大陆动力成矿系统、成矿系列特征与找矿方向. 矿物学报, 21(4): 561-570
- 方维萱, 胡瑞忠, 苏文超, 蒋国豪. 2000 初论特提斯构造域一些大型 - 超大型金属矿床集中区聚矿构造. 矿物岩石地球化学通报, 19(4): 409-413
- 方维萱, 胡瑞忠, 谢桂青, 苏文超. 2002 云南哀牢山地区构造岩石地层单元及其构造演化. 大地构造与成矿学, 26(1): 33-41
- 高阳, 张寿庭. 2007 云南个旧老厂锡矿矿田构造垂直分带研究. 大地构造与成矿学, 31(3): 335-341
- 姜福芝, 王玉往. 2005 海相火山岩与金属矿床. 北京: 冶金工业出版社: 1-241
- 赖绍聪, 秦江锋, 李学军, 臧文娟. 2010 昌宁 - 孟连缝合带乌木龙 - 铜厂街洋岛型火山岩地球化学特征及其大地构造意义. 地学前缘, 17(3): 44-52
- 李永植. 1996 论现代岛弧、海沟及弧后盆地系统的热液沉积成矿作用. 海洋通报, 15(2): 77-87
- 牛耀龄. 2010 板内洋岛玄武岩 (OB) 成因的一些基本概念和存在的问题. 科学通报, 55(2): 103-114
- Readingh. 1983 沉积盆地与全球构造. 国外地质科技, 83(6): 82-113
- 孙书勤, 汪云亮, 张成江. 2003 玄武岩类岩石大地构造环境的 Th、Nb、Zr 判别. 地质论评, 49(1): 40-47
- 王登红, 陈毓川. 2001 与海相火山作用有关的铁 - 铜 - 铅 - 锌矿床成矿系列类型及成因初探. 矿床地质, 20(2): 112-128
- 王中刚等. 1989 稀土元素地球化学. 北京: 科学出版社.
- 吴孔友, 刘磊. 2010 大南盘江地区构造对油气藏破坏作用研究. 大地构造与成矿学, 34(2): 255-260
- 许靖华. 1993 残留弧后盆地及其辨识准则和实例. 石油学报, 14(1): 1-13
- 张海, 方维萱, 张贵山, 甘凤伟, 魏宁, 郭玉乾. 2009 云南个旧卡房中三叠世安尼期变火山岩相序恢复及成矿分析. 中国地质, 36(6): 1322-1330
- 张建东, 彭省临, 杨斌, 刘明, 王力. 2007 云南个旧锡矿遥感信息提取及找矿预测. 大地构造与成矿学, 31(4): 424-429
- 赵宇, 张传林, 郭坤一, 董永观, 王爱国, 解亚平. 2001 西昆仑山东段石炭纪火山岩岩石地球化学特征及其形成的构造背景. 火山地质与矿产, 22(3): 186-192
- 赵振华, 熊小林, 王强, 乔玉楼. 2008 铌与钽的某些地球化学问题. 地球化学, 37(4): 304-320
- 庄永秋, 王任重, 杨树培, 尹金明. 1996 云南个旧锡铜多金属矿床. 北京: 地震出版社: 1-145
- Condé K C. 1989 Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. *Lithos*, 23: 1-18
- Green T H. 1995 Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, 120: 347-359
- Irvine T N and Baragar W R A. 1971 A guide to the chemical classification of the common rocks. *Can J Earth Sci*, 8: 523-548
- Jia Runxing, Fang Weixuan and Hu Ruizhong. 2010 Chemical compositions and significance of tourmaline from Gejiu tin polymetal deposit, Yunnan, China. *Acta Geologica Sinica*, 84(1): 155-166
- LeMaitre R W, Bateman P, Dudek A, Keller J, Le Bas M J, Sabine P A, Schmid R, Sorensen H, Streckeisen A, Woolley A R and Zanettin B. 1989 A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell Scientific: 130-173
- Lebas M J. 2000 IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *J Petrol*, 41(10): 1467-1470
- Pearce J A and Stern R J. 2006 Origin of back-arc magmas: Trace element and isotope perspectives // Back-arc spreading systems: Geological, biological, chemical, and physical interactions. *Geophysical Monograph Series* 166. Published by the American Geophysical Union: 63-68
- Sun S S and McDonough W F. 1989 Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Saunders A D and Norry M J (eds). *Magma-tism in the ocean basins*. London: Geological Society Special Publication: 313-345.

Usui A, Yuasa M, Yokota S, Nohara M, Nishinura A and Murakami F. 1986. Submarine hydrothermal manganese deposits from the Ogasawara (Bonin) Arc off the Japan

Islands. *Marine Geology*, 73(3–4): 311–322.
Wilson M. 1989. Igneous petrogenesis. London: University of Manchester. 1–466.

Characteristics of the Alkaline Picritic Volcanic Rocks in the Gejiu Superlarge Tin-Copper Deposit and their Continental Dynamic Implications

FANG Weixuan^{1,2} and JIA Runxing^{1,3}

(1 Beijing Institute of Geology for Mineral Resources, Beijing 100012, China; 2 Sinotech Mineral Exploration Co., Ltd., Beijing 100012, China; 3 Beijing Dongia Resources Co., Ltd., Beijing 100012, China)

Abstract The Gejiu superlarge tin polymetallic deposit is located in the southeastern part of Yunnan Province, China, which comprises five separate orefields: the Malage, Songshujiao, Gaosong, Laochang and Kafang orefields. The pre-Triassic and Early Triassic sedimentations were marine source predominated and shifted to terrestrial source dominated after Early Triassic. Multiple periods or stages of magmatic activities ranging from Proterozoic to Cenozoic along with main tectonic movements were recorded in the area. This paper reports the petrological and geochemical characteristics of the Triassic volcanic rocks which are closely related to the tin and copper mineralization in the Gejiu area. The volcanic rocks, which consist mainly of alkaline picrite, alkaline picritic basalt and basanite, are of alkaline ultrabasic with high content of titanium. The rocks are characterized by $SiO_2 = 34.62\% \sim 44.73\%$, $K_2O + Na_2O = 2.99\% \sim 7.15\%$, $TiO_2 = 1.83\% \sim 4.0\%$, high HFSE contents. The chondrite normalized REE patterns are smooth right-dipping lines without significant Eu and Ce anomalies, which are similar to those of the typical oceanic island basalt (OIB). Considering the regional tectonic settings, the Triassic sedimentary basin in the Gejiu area was a backarc rift basin which was a favourable site for the formation of large superlarge massive sulfide deposit.

Keywords continental dynamics, ultrabasic volcanic rocks, backarc basins, Gejiu.