

云南个旧杂岩体年代学与地球化学:岩石成因和幔源岩浆对锡成矿贡献*

黄文龙^{1,2} 许继峰^{1,3**} 陈建林^{1,3} 黄丰¹ 曾云川^{1,2} 皮桥辉⁴ 蔡永丰⁴ 蒋兴洲⁴
 HUANG WenLong^{1,2}, XU JiFeng^{1,3**}, CHEN JianLin^{1,3}, HUANG Feng¹, ZENG YunChuan^{1,2}, PI QiaoHui⁴, CAI YongFeng⁴ and JIANG XingZhou⁴

1. 同位素地球化学国家重点实验室,中国科学院广州地球化学研究所,广州 510640

2. 中国科学院大学,北京 100049

3. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心,北京 100101

4. 桂林理工大学地球科学学院,桂林 541004

1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. CAS Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Beijing 100101, China

4. School of Earth Science, Guilin University of Technology, Guilin 541004, China

2016-02-11 收稿, 2016-05-20 改回.

Huang WL, Xu JF, Chen JL, Huang F, Zeng YC, Pi QH, Cai YF and Jiang XZ. 2016. Geochronology and geochemistry of the Gejiu complex in the Yunnan Province, SW China: Petrogenesis and contributions of mantle-derived melts to tin mineralization. *Acta Petrologica Sinica*, 32(8):2330–2346

Abstract Tin mineralization is generally spatially associated with felsic magmatic rocks. However, the heat source for the formation of tin mineralization is still on debate, which may be derived from the mantle material. The Gejiu complex, located in the Yunnan tin-ore belt, is mainly composed of granites, mafic and alkaline rocks. These rocks provide significant information on generation of tin mineralization and magmatic processes. In this paper, we report new zircon U-Pb ages, whole-rock major and trace elements and zircon Hf isotope data from the Gejiu complex. The results suggest that the granites (81.43 ± 0.46 Ma and 82.89 ± 0.58 Ma), gabbrodiorites (81.35 ± 0.22 Ma) and alkaline rocks (80.35 ± 0.72 Ma) emplaced contemporaneously at Late Cretaceous. Although the emplacement time of the three groups of rocks are nearly synchronous, the distinct zircon Hf isotopes ($+0.8 \sim -4.2$ for gabbrodiorites, $-1.9 \sim -7.5$ for alkaline rocks and $+0.4 \sim -8.4$ for granites, respectively) indicate they were derived from different source regions. The Gejiu granites are weakly prealuminous and display negative correlation between SiO_2 and P_2O_5 contents, arguing against S-type granite. In addition, their negative anomalies in Zr, Nb, Sr and Eu were resulted from zircon, apatite and feldspar fractionation. The Gejiu granites show low FeO^T/MgO ratios and low zircon saturation temperatures, suggesting they are high fractionated I-type granite rather than A-type granite. The Gejiu complex was the production of the magmas from the mantle and crustal materials contemporary. Accordingly, partial melting of the continental crust induced by injection of hot mantle materials which also play an important role in tin mineralization for energy, probably metallogenic material.

Key words Mafic rock; Alkaline rock; Geochronology; Geochemistry; Mantle Magma; Tin Mineralization; Gejiu complex

摘要 锡矿往往与长英质岩浆岩伴生,然而锡矿形成的热能源区尚不清楚,其可能与地幔物质相关。我国云南锡矿带中出露的中-酸性岩石及碱性岩杂岩体为研究锡矿及其周围岩浆成因提供了良好的物质条件。本文报道了云南个旧地区代表性的花岗岩、辉长-闪长岩和碱性岩类新的全岩地球化学、锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素数据。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年表明

* 本文受国家“973”项目(2015CB452602)、中国科学院先导专项(XDB03010300)、国家自然科学基金项目(40872055、41273039、41373030)和广西八桂学者项目(2013,有色金属成矿理论与勘查技术)联合资助。

第一作者简介:黄文龙,男,1988年生,博士生,地球化学专业,E-mail: wenlonghuang999@gmail.com

** 通讯作者:许继峰,男,1963年生,研究员,地球化学专业,E-mail: jifengxu@gig.ac.cn

上述岩石分别形成于 $81.43 \pm 0.46\text{Ma}$ ($82.89 \pm 0.58\text{M}$)、 $81.35 \pm 0.22\text{Ma}$ 和 $80.35 \pm 0.72\text{Ma}$, 指示它们为晚白垩世近同期岩浆活动的产物。其中闪长岩、碱性岩和花岗岩中锆石的 Hf 同位素组成不均一, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 分别为 $-4.2 \sim +0.8$ 、 $-7.5 \sim -1.9$ 和 $-8.4 \sim +0.4$ 。尽管这些岩体的侵入时代一致, 但它们的地球化学特征和同位素特征存在差异, 表明这三类火成岩来自不同的岩浆源区, 三者不是同一母岩浆相互演化的关系。个旧杂岩体中花岗岩为弱过铝质岩石, SiO_2 与 P_2O_5 含量呈负相关的关系, 排除 S 型花岗岩的可能。亏损 Zr、Nb、Sr、Eu 等大离子亲石元素的特征可能为锆石、磷灰石、长石类造岩矿物分离结晶作用的结果; Zr、Nb、Ce 和 Y 总量较低, 低的 FeO^T/MgO 比值和低的锆石饱和温度表明, 指示出个旧地区的花岗岩应为高分异 I 型花岗质岩石而非 A 型花岗岩。个旧地区形成于晚白垩世时期的中基性、碱性岩石可能为不同的幔源岩浆近同时侵入的产物, 底侵的幔源熔体带来热量诱发中、下地壳岩石发生部分熔融形成含矿的花岗岩, 幔源岩浆对于成矿至少在能量也可能在成矿物质上有重要的贡献。

关键词 中基性岩; 碱性岩; 年代学; 地球化学; 地幔岩浆; 锡矿化; 个旧杂岩体

中图法分类号 P588.12; P597.3

1 引言

世界上多数锡矿周围伴生有长英质岩浆岩, 因此伴生的岩浆岩被推测为 Sn 元素的源岩 (Taylor, 1979; Lehmann, 1990; Štemprok, 1995)。国际著名地质学家 Romer RL 教授等总结了全球锡矿研究, 认为虽然富锡花岗岩形成于活动构造地带, 但锡元素从源岩中运移出来需要巨量的能量输入, 唯有地幔物质上涌能提供足够的能量 (Romer and Kroner, 2016)。因此, 研究锡矿床周边的花岗岩及可能源自地幔的基性岩浆活动, 对指示锡矿的形成具有重要的指示意义。中国西南部中生代广西大厂锡矿田、云南都龙和个旧锡多金属矿区, 构成世界上最大的锡成矿带 (华仁民等, 2010; 毛景文等, 2011; Zhang *et al.*, 2015)。个旧锡多金属矿区锡资源储量巨大, 作为全球最大的锡矿历来倍受关注 (Cheng *et al.*, 2013; Zhao *et al.*, 2015; Zhang *et al.*, 2015)。该地区中生代岩浆活动频繁, 以花岗岩为主, 同时发育中基性、碱性岩岩体, 这些岩石组合也被称为个旧杂岩体 (伍勤生和刘青莲, 1986; Cheng *et al.*, 2013)。前人研究表明个旧锡矿体总是伴随花岗岩出现 (冶金工业部西南冶金地质勘探公司, 1984), 成矿和成岩时代具有一致性 (杨宗喜等, 2008; Cheng and Mao, 2010; 贾润幸等, 2014), 因此, 个旧花岗岩的成因吸引了国内外学者的广泛关注。

值得指出的是, 个旧地区除了大面积的花岗岩外, 同样出露同时代的中基性岩和碱性岩, 暗示地幔物质很可能参与了个旧杂岩体的形成。然而, 目前对个旧地区中基性岩和碱性岩的研究非常有限, 制约了我们对个旧杂岩体成因的认识。另一方面, 这些中基性岩及碱性岩和花岗岩的关系仍存在争议, 需要进一步厘定这些岩浆活动之间的关系。前人的研究主要认为个旧锡矿区杂岩体的成因主要存在两种观点: (1) 个旧杂岩体岩性丰富, 从基性、中酸性到碱性岩均有分布, 部分学者认为这些岩体都形成于燕山期 ($77 \sim 98\text{Ma}$), 可能为同一母岩浆在不同演化阶段的产物 (冶金工业部西南冶金地质勘探公司, 1984; 程彦博等, 2008a); (2) 另一部分学者认为这三类岩石同位素与岩石地球化学特征不同, 认为是

同时代形成但来自不同源区 (伍勤生和刘青莲, 1986; Cheng *et al.*, 2013)。而对于个旧花岗岩成因类型则存在 I、A、S 型的不同认识 (陈吉琛等, 1983; 李家和, 1985; 莫国培, 2006; 王永磊等, 2007; Cheng *et al.*, 2013)。本研究系统采集了个旧地区花岗岩、中基性岩和碱性岩的样品, 进行高精度的锆石 U-Pb 年代学、Hf 同位素和主微量元素地球化学分析, 结合前人研究成果, 探讨个旧花岗岩母岩浆在演化过程中经历的分离结晶作用, 进一步讨论了碱性岩、中基性岩与成矿之间的关系。

2 区域地质背景

右江盆地位于华南西部, 地处扬子、印支和华夏板块交接部位 (图 1), 是泥盆纪至三叠纪期间形成的一个沉积盆地 (杜远生等, 2009)。盆地边缘分布着一批世界级规模的锡-钨多金属矿床, 包括滇东南的个旧锡矿、大厂锡矿、都龙锡矿和白牛厂银锡矿 (程彦博等, 2010; Fu *et al.*, 1991; Xu *et al.*, 2015)。右江盆地北侧以弥勒-师宗断裂与扬子板块为界, 西南侧以红河-哀牢山构造带与兰坪-思茅地块 (印支板块北部) 毗邻 (杜远生等, 2009)。该区经历了复杂的地质演化过程, 震旦纪主要为类复理石沉积覆盖, 寒武纪至中奥陶世显示厚层泥砂质和碳酸盐岩沉积, 晚奥陶世和志留纪为隆起剥蚀区, 泥盆纪至早二叠世广泛接受陆相碎屑和碳酸盐岩沉积, 晚二叠世至晚三叠世部分地区显示巨厚的复理石、基性火山岩和火山碎屑岩沉积, 晚三叠世末的印支运动使区域上整体通过褶皱隆起成为剥蚀区。燕山期花岗质岩浆的强烈侵入活动, 在个旧地区形成了包括老卡岩体在内的大规模的复式花岗岩体 (Cheng *et al.*, 2013; 张洪培等, 2006)。

个旧地区锡矿被南北向个旧断裂 (小江岩石圈断裂南延部份) 分为东、西两个矿区。个旧锡多金属矿床主要产于东矿区, 有马拉格、松树脚、高松、老厂、卡房和牛屎坡六大矿段 (图 1), 这些矿床自北东至南西分布于北东向五子山复式背斜的轴部, 一系列近东西向断裂在轴部呈雁行状排列, 使五子山复式背斜轴部形成了一条完整的矿带 (冶金工业部西南冶金地质勘探公司, 1984)。

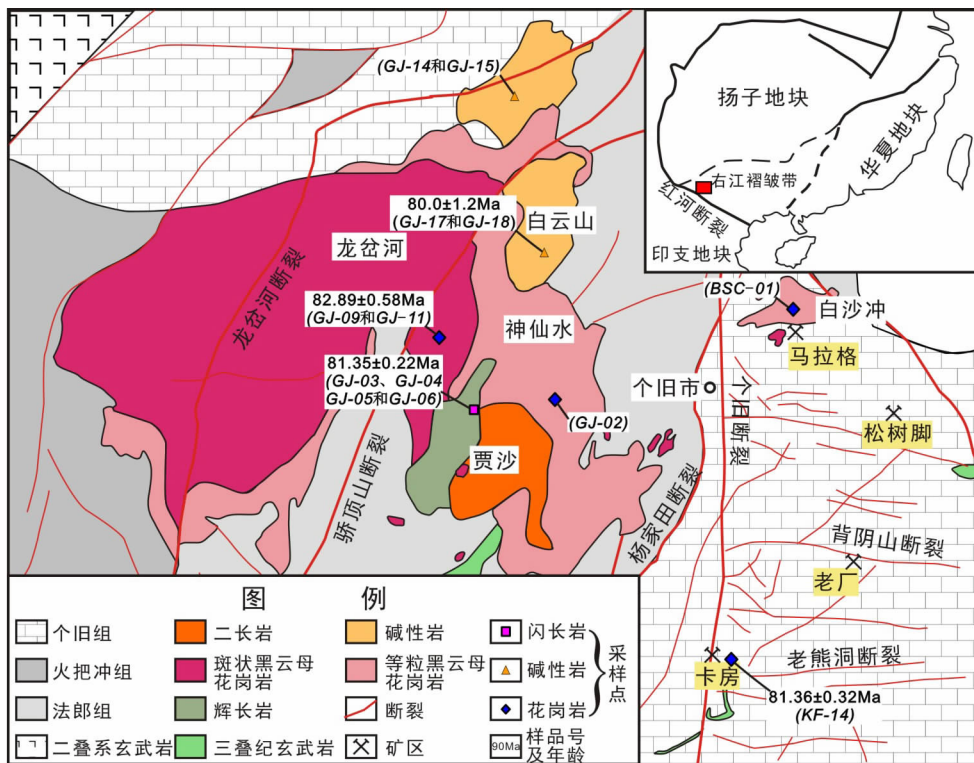


图1 个旧地区地质图(据毛景文等, 2008; 冶金工业部西南冶金地质勘探公司, 1984 汇编)

Fig. 1 Geological map of the Gejiu complex (after Mao *et al.*, 2008; SMGPC, 1984)

区内出露地层主要为三叠系,可分为三统六组,即上统(火把组和鸟格组)、中统(法郎组和个旧组)和下统(永宁镇组和飞仙关组)(冶金工业部西南冶金地质勘探公司, 1984)。个旧组主要由灰岩、白云质灰岩、白云岩和灰质白云岩组成,部分地段灰岩与白云岩互层,局部夹基性火山岩。永宁镇组主要为泥质灰岩、泥岩和细砂岩。飞仙关组主要为砂质页岩、长石英砂岩和钙质泥岩。其中个旧组为主要的赋矿地层,在矿区广泛分布,根据岩性组合特征分为卡房段(T_2g^1)、马拉格段(T_2g^2)和白泥洞段(T_2g^3)。

个旧矿区中生代岩浆活动最为强烈和频繁(Cheng *et al.*, 2013)。基性、中酸性和碱性岩在该区均有分布,它们侵入中三叠世砂页岩及碳酸盐岩中。西矿区大面积出露中-酸性岩体,主要有贾沙辉长岩、龙岔河花岗岩、神仙水花岗岩以及白云山碱性岩等。东矿区岩体多隐伏于地下,主要有马松和老卡等花岗岩体。与成矿关系密切的老卡岩体隐伏于地表以下 200~1000m,沿五子山复背斜核部侵入中三叠统个旧组中下部碳酸盐岩中(冶金工业部西南冶金地质勘探公司, 1984)。

矿集区内矿床类型多样。就原生矿床而言,主要矿床类型有矽卡岩型、云英岩型、Manto 型(或层间交代型)、脉型(包括石英-电气石脉、矽卡岩脉、金云母和锡石硫化物脉)和玄武岩型。除了玄武岩型矿床为单一铜矿或锡铜矿外,其余都是锡(铜)多金属矿。尽管还曾报道有石英黑钨矿脉,风化

壳型铀钼稀有矿和含锡白云岩型矿床等,但不具有重要工业意义(毛景文等, 2008)。

3 样品采集及岩相学特征

根据所采集的岩石样品的野外出露情况、结构构造及室内镜下所显示的矿物组合差异,本研究中的样品基本可以分为以下三组:

(1) 花岗岩类:该类岩石在研究区内分布最为广泛(图 1),主要包括等粒花岗岩和似斑状花岗岩。等粒花岗岩出露于神仙水、白沙冲和老厂南部等地,似斑状花岗岩出露于龙岔河、马松和老厂岩体等地。前人对这类岩石进行了广泛的研究,所以本次研究只采集卡房(KF-14)、神仙水(GJ-02)、白沙冲(BSC-01)和龙岔河岩体(GJ-09 和 GJ-11)进行对比。等粒花岗岩显示中粗粒结构,半自形等粒状构造,主要矿物为微斜长石、斜长石、石英和黑云母等,副矿物有锆石、磷灰石、榍石和磁铁矿等(图 2a)。似斑状花岗岩显示中粗粒结构,半自形不等粒状或似斑状构造,斑晶多为钾长石和斜长石,基质为长石、石英和云母等,副矿物包括榍石、锆石和磁铁矿。

(2) 辉长-闪长岩类:主要见于神仙水二长岩和辉长岩边界,野外可见数条闪长岩脉侵入辉长岩中,局部闪长岩与辉长岩接触面呈过渡关系(图 1)。本研究采集 2 个辉长闪长

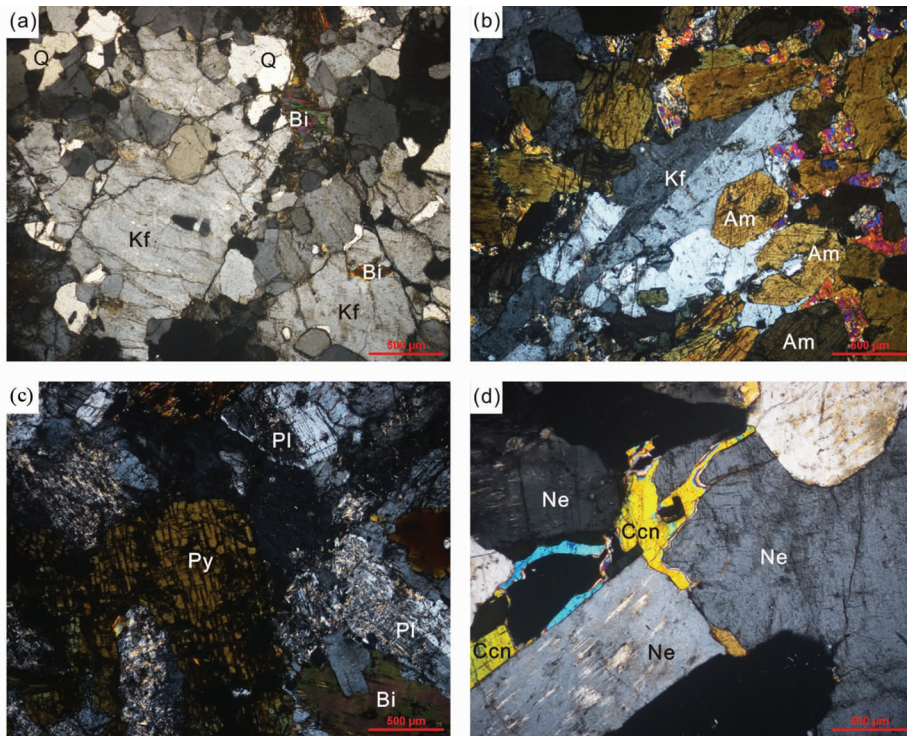


图2 个旧杂岩体正交偏光显微照片

花岗岩(a)、闪长岩(b)、辉长闪长岩(c)和霞石正长岩(d)镜下特征。Kf-钾长石;Pl-斜长石;Q-石英;Am-角闪石;Py-辉石;Ne-霞石;Ccn-钙霞石
Fig.2 Photomicrographs of the Gejiu complex with cross-polarized light

(a) granite; (b) diorite; (c) augite diorite; (d) nepheline syenite. Kf-potassic-feldspar; Pl-plagioclase; Q-quartz; Am-amphibole; Py-pyroxene; Ne-nepheline; Ccn-cancrinite

岩样品(GJ-03和GJ-06)及2个闪长岩样品(GJ-04和GJ-05)。两类岩石都呈灰黑色,多具中细粒结构,块状构造。主要矿物为斜长石(30%~40%),角闪石(10%~20%),黑云母(5%~10%)、钾长石和石英等等,另见少量的方解石、绿泥石和绢云母等蚀变矿物(图2b,c)。其中,斜长石呈半自形粒状,具明显的环带状结构和聚片双晶,部分发生强烈的绢云母化。角闪石部分发生绿泥石化、云母化和碳酸盐化,黑云母部分发生绿泥石化。辉长闪长岩与闪长岩的区别在于前者含有少量(<5%)的普通辉石而后者未见辉石。

(3)碱性岩类:主要分布在白云山,长岗岭也有部分出露,岩性主要为碱性正长岩及霞石正长岩,岩体总体呈南北向延伸,受北东向及南北向隐伏断裂控制,呈岩株状侵入于中三叠统个旧组及法郎组地层中。碱性正长岩均环绕霞石正长岩分布,霞石正长岩在碱性正长岩中呈孤岛状产出(冶金工业部西南冶金地质勘探公司,1984)。本次研究采集2个碱性正长岩样品(GJ-14和GJ-15)和2个霞石正长岩样品(GJ-17和GJ-18)。碱性正长岩为灰褐色中粒至粗粒结构,块状构造,主要矿物为钾长石、钠闪石和黑云母,副矿物有榍石和锆石等。霞石正长岩为灰绿色中粒至粗粒结构,块状构造,主要矿物为霞石(40%~50%)、钾长石(10%~20%)、钠闪石(10%~20%)、黑云母(2%~3%)和钙霞石(3%~

8%),副矿物有榍石、锆石和钛铁矿等(图2d)。霞石呈板状他形晶体,表面浑浊发育有裂纹,钾长石半自形粒状,角闪石呈自形-半自形柱状,具有菱形和六边形切面,为富钠角闪石,黑云母呈自形-半自形,钙霞石呈细柱状产于霞石颗粒间隙之中。

4 样品和分析方法

龙岔河似斑状花岗岩(GJ-09)、神仙水闪长岩(GJ-04)、白云山霞石正长岩(GJ-17)年龄样品采自个旧杂岩体新鲜露头,卡房等粒花岗岩(KF-14)年龄样品采自卡房砂卡岩矿体下方的花岗岩新鲜露头。

用于锆石年代学测定的岩石样品,在廊坊地质服务有限公司利用粗碎、淘洗后通过传统重磁筛选法对锆石进行分选,将挑选出的锆石粘于环氧树脂上制靶并进行透反射光和阴极发光照相(CL),以观察锆石表面及内部结构。锆石U-Pb同位素定年和微量元素含量在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室(GPMR)利用LA-ICP-MS完成。进行U-Pb定年的锆石剥蚀点直径为32μm,激光剥蚀系统为配备193nm准分子激光器的GeoLas 2005系统,采用的ICP-MS型号为Agilent 7500a。激光剥蚀过程中采用氦气

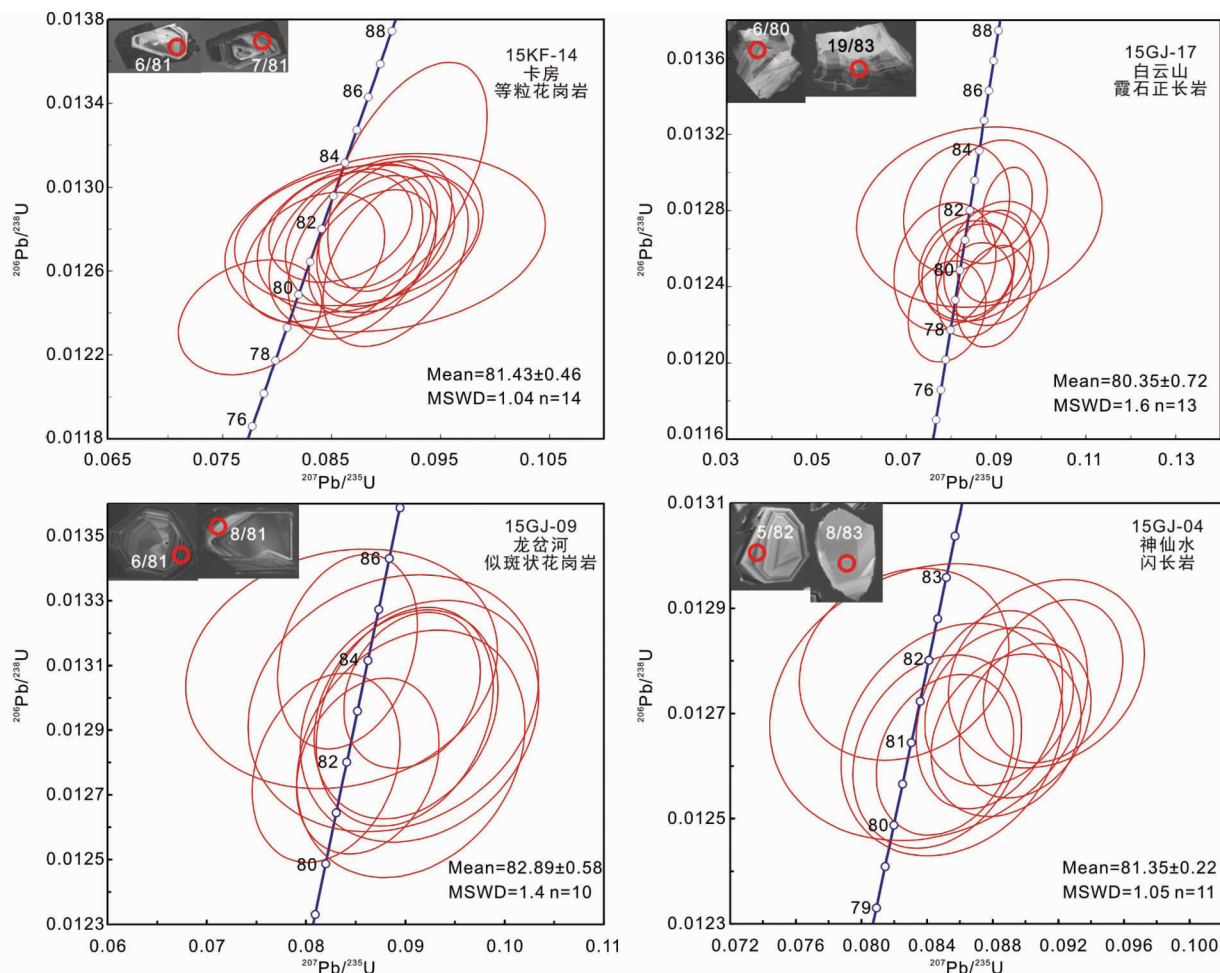


图3 个旧杂岩体锆石 U-Pb 年龄协和图

Fig. 3 Zircon U-Pb concordia plots for the Gejiu complex

作载气、氦气为补偿气以调节灵敏度,二者在进入感应耦合等离子体(ICP)之前通过一个T型接头混合。在等离子体中心气流(Ar+He)中加入少量氮气,以提高仪器灵敏度、降低检出限和改善分析精密性(Hu *et al.*, 2008)。每个时间分辨分析数据包括大约20~30s的空白信号和50s的样品信号。对分析数据的离线处理(包括对样品和空白信号的选择、仪器灵敏度漂移校正、元素含量及U-Th-Pb同位素比值和年龄计算)采用软件ICPMSDataCal(Liu *et al.*, 2008, 2010a)完成。详细的仪器操作条件和数据处理方法同Liu *et al.* (2009, 2010b)。

全岩主、微量元素和锆石Hf同位素的测试均在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。对进行元素分析的新鲜样品,首先将它们碎至200目以下,备化学分析。主量元素采用Rigaku 100e型荧光光谱仪(XRF)分析,分析精度优于2%。微量元素使用Thermo Icap Qc型电感耦合等离子体-质谱仪(ICP-MS)分析,分析流程和相关参数见刘颖等(1996),分析精度优于5%。Lu-Hf同位素测试使用Thermo公司制造的Neptune型多接收电感

耦合等离子体质谱(LA-MC-ICP-MS),加载RESolution 193nm准分子激光剥蚀系统。Lu-Hf同位素分析点与U-Pb定年分析点位置相同。锆石Hf同位素分析采用的激光束直径为50 μ m,剥蚀频率为8Hz,能量密度为15~20J/cm²,剥蚀时间约60s。采用锆石Penglai作为外标(Li *et al.*, 2010)。详细的分析流程参见Wu *et al.* (2006)和谢烈文等(2008)。

5 岩石地球化学特征及年代学

5.1 锆石 U-Pb 年龄

卡房等粒花岗岩(KF-14)锆石主要为短柱状,具有明显的岩浆振荡环带(图3),对该样品中16颗锆石进行U-Pb定年分析,其中14个点的谐和度在90%以上,加权平均年龄为81.43 \pm 0.46Ma(MSWD=1.04),另外2个可能打到包体或者裂隙,具有较低的谐和度(表1)。龙岔河似斑状花岗岩样品(GJ-09)锆石晶形呈短柱状,具有岩浆振荡环带,16个测试点总体协和度较差,可能跟锆石本身较破碎以及Pb丢失有关,除去2颗年龄较老的继承锆石,以及4个可能打到包

表 1 个旧杂岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测试结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb results for the Gejiu complex

测点号	Pb	Th	U	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	
	含量(×10 ⁻⁶)				比值	1σ	比值	1σ	年龄(Ma)	1σ	年龄(Ma)	1σ
GJ-04-01	41.93	1490	2453	0.61	0.0975	0.0059	0.0130	0.0002	94.4	5.5	83.4	1.1
GJ-04-02	90.22	1306	6212	0.21	0.0900	0.0033	0.0127	0.0001	87.5	3.1	81.3	0.8
GJ-04-03	49.32	3313	2529	1.31	0.0913	0.0049	0.0128	0.0001	88.7	4.5	81.8	0.9
GJ-04-04	18.92	108	1332	0.08	0.0841	0.0079	0.0127	0.0002	82.0	7.4	81.5	1.4
GJ-04-05	101.7	1909	6784	0.28	0.0917	0.0035	0.0128	0.0001	89.1	3.2	81.7	0.8
GJ-04-06	82.08	616	5729	0.11	0.0940	0.0037	0.0127	0.0001	91.2	3.4	81.4	0.8
GJ-04-07	29.14	188	2046	0.09	0.0855	0.0055	0.0127	0.0002	83.3	5.2	81.0	1.2
GJ-04-08	44.91	602	2828	0.21	0.1030	0.0051	0.0138	0.0002	99.5	4.7	88.3	1.0
GJ-04-09	58.20	399	4089	0.10	0.0884	0.0037	0.0127	0.0001	86.0	3.5	81.4	0.8
GJ-04-10	20.01	162	1360	0.12	0.0984	0.0076	0.0130	0.0002	95.3	7.0	83.1	1.3
GJ-04-11	35.63	144	2511	0.06	0.0826	0.0052	0.0128	0.0001	80.6	4.9	81.9	0.9
GJ-04-12	90.16	2298	5571	0.41	0.1009	0.0044	0.0134	0.0002	97.6	4.1	85.8	1.0
GJ-04-13	70.81	1731	4646	0.37	0.0878	0.0036	0.0127	0.0002	85.5	3.4	81.4	1.0
GJ-04-14	72.71	2720	4441	0.61	0.0888	0.0037	0.0127	0.0001	86.4	3.5	81.1	0.8
GJ-04-15	76.23	2050	4868	0.42	0.0851	0.0034	0.0126	0.0001	82.9	3.2	80.9	0.8
GJ-04-16	63.64	2525	3888	0.65	0.0846	0.0042	0.0126	0.0002	82.5	3.9	80.9	1.0
GJ-09-01	102.4	4642	5733	0.81	0.0842	0.0058	0.0131	0.0002	82.1	5.4	84.2	1.6
GJ-09-02	41.79	2036	2169	0.94	0.1118	0.0129	0.0130	0.0003	107.6	11.8	83.2	2.0
GJ-09-03	40.42	1922	2207	0.87	0.0914	0.0098	0.0129	0.0003	88.8	9.1	82.8	1.9
GJ-09-04	107.67	2148	6797	0.32	0.0907	0.0056	0.0130	0.0002	88.1	5.2	83.4	1.3
GJ-09-05	32.50	1729	1730	1.00	0.0836	0.0128	0.0131	0.0003	81.5	12.0	83.8	1.9
GJ-09-06	26.20	1017	1504	0.68	0.0888	0.0120	0.0130	0.0003	86.4	11.1	83.2	2.1
GJ-09-07	83.35	1623	5463	0.30	0.0820	0.0061	0.0128	0.0002	80.0	5.7	81.9	1.5
GJ-09-08	26.84	897	1218	0.74	0.1778	0.0523	0.0142	0.0006	166.1	45.2	90.6	4.1
GJ-09-09	94.64	1967	6088	0.32	0.0862	0.0059	0.0128	0.0002	84.0	5.5	81.9	1.4
GJ-09-10	26.20	802	1391	0.58	0.0854	0.0107	0.0148	0.0004	83.2	10.0	94.5	2.5
GJ-09-11	15.41	645	920	0.70	0.0641	0.0149	0.0127	0.0004	63.1	14.2	81.4	2.8
GJ-09-12	49.95	2727	2787	0.98	0.0906	0.0094	0.0128	0.0003	88.0	8.8	82.2	2.0
GJ-09-13	66.24	3694	3503	1.05	0.0901	0.0076	0.0129	0.0003	87.6	7.1	82.9	1.7
GJ-09-14	17.26	656	989	0.66	0.0995	0.0180	0.0131	0.0004	96.3	16.7	83.8	2.7
GJ-09-15	21.69	938	1186	0.79	0.0636	0.0147	0.0134	0.0004	62.6	14.0	85.8	2.4
GJ-09-16	71.15	3202	4001	0.80	0.0899	0.0073	0.0129	0.0003	87.4	6.8	82.9	1.8
GJ-17-01	8.21	35.5	603	0.06	0.0852	0.0134	0.0125	0.0004	83.0	12.6	80.0	2.5
GJ-17-02	6.34	41.5	482	0.09	0.0868	0.0178	0.0119	0.0004	84.6	16.6	76.4	2.5
GJ-17-03	6.43	27.5	455	0.06	0.0762	0.0156	0.0127	0.0004	74.5	14.7	81.4	2.8
GJ-17-04	7.80	12.5	562	0.02	0.0825	0.0146	0.0126	0.0004	80.5	13.7	80.5	2.4
GJ-17-05	5.02	30.4	358	0.09	0.0818	0.0162	0.0126	0.0005	79.8	15.2	80.6	3.0
GJ-17-06	12.09	29.0	873	0.03	0.0893	0.0116	0.0124	0.0003	86.8	10.8	79.6	2.0
GJ-17-07	7.26	107	532	0.20	0.0987	0.0156	0.0117	0.0004	95.5	14.5	75.0	2.3
GJ-17-08	13.96	195	939	0.21	0.0867	0.0118	0.0129	0.0004	84.5	11.0	82.5	2.3
GJ-17-09	21.80	75.6	571	0.13	0.7126	0.0512	0.0191	0.0005	546.3	30.4	122.1	3.2
GJ-17-10	9.95	12.5	729	0.02	0.0856	0.0113	0.0126	0.0003	83.4	10.5	80.6	2.1
GJ-17-11	10.79	70.8	777	0.09	0.0821	0.0112	0.0125	0.0003	80.2	10.5	79.9	2.1
GJ-17-12	6.89	70.2	505	0.14	0.0837	0.0151	0.0120	0.0003	81.6	14.2	77.0	2.2
GJ-17-13	6.97	44.7	484	0.09	0.0848	0.0157	0.0130	0.0005	82.7	14.7	83.2	2.9
GJ-17-14	21.67	226	1464	0.15	0.0918	0.0072	0.0127	0.0003	89.1	6.7	81.6	1.7
GJ-17-15	10.35	74.8	764	0.10	0.0728	0.0103	0.0119	0.0003	71.3	9.7	76.5	2.0
GJ-17-16	6.06	50.9	433	0.12	0.0864	0.0154	0.0125	0.0004	84.2	14.4	80.1	2.7

续表 1

Continued Table 1

测点号	Pb	Th	U	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	
	含量(×10 ⁻⁶)				比值	1σ	比值	1σ	年龄(Ma)	1σ	年龄(Ma)	1σ
KF-14-01	18.13	790	1056	0.75	0.0883	0.0042	0.0125	0.0001	86.0	3.9	80.1	0.9
KF-14-02	73.61	1491	4961	0.30	0.0909	0.0027	0.0126	0.0002	88.3	2.5	81.0	1.1
KF-14-03	15.50	744	867	0.86	0.0873	0.0046	0.0128	0.0001	85.0	4.3	81.8	0.9
KF-14-04	52.42	740	3593	0.21	0.0879	0.0028	0.0127	0.0002	85.5	2.6	81.3	1.1
KF-14-05	43.31	566	2948	0.19	0.0834	0.0026	0.0127	0.0001	81.3	2.5	81.1	0.8
KF-14-06	86.24	1216	5726	0.21	0.0890	0.0021	0.0128	0.0001	86.5	2.0	81.9	0.7
KF-14-07	18.61	655	1108	0.59	0.0898	0.0037	0.0128	0.0002	87.4	3.5	81.8	1.0
KF-14-08	10.78	210	700	0.30	0.0903	0.0060	0.0126	0.0002	87.8	5.6	81.0	1.1
KF-14-09	43.79	505	2942	0.17	0.0854	0.0027	0.0127	0.0001	83.2	2.5	81.5	0.7
KF-14-10	65.43	824	4561	0.18	0.0898	0.0028	0.0128	0.0002	87.3	2.6	81.9	1.4
KF-14-11	5.86	178	309	0.58	0.1342	0.0130	0.0143	0.0003	127.8	11.6	91.6	1.7
KF-14-12	71.91	1188	4813	0.25	0.0899	0.0025	0.0128	0.0001	87.4	2.4	81.9	0.9
KF-14-13	22.93	589	1455	0.40	0.0872	0.0037	0.0128	0.0001	84.9	3.5	81.7	0.9
KF-14-14	61.37	2084	3822	0.55	0.0880	0.0024	0.0126	0.0001	85.7	2.2	80.6	0.8
KF-14-15	41.24	816	2739	0.30	0.0863	0.0029	0.0127	0.0002	84.1	2.7	81.4	1.0
KF-14-16	36.10	491	2107	0.23	0.1240	0.0208	0.0145	0.0002	118.7	18.8	93.1	1.3

体或裂隙而明显偏离谐和线的点,剩下 10 颗锆石加权平均年龄为 $82.89 \pm 0.58\text{Ma}$ ($\text{MSWD} = 1.4$)。神仙水闪长岩(GJ-04)样品中锆石大多为大颗粒锆石的碎块,环带较宽,韵律环带不明显。所测的 16 个分析点中有 11 个协和度大于 90% 以上,加权平均年龄为 $81.35 \pm 0.22\text{Ma}$ ($\text{MSWD} = 1.05$)。白云山霞石正长岩(GJ-17)部分锆石为大颗粒锆石的碎块,一部分锆石环带不规则,形成方向多变,这些部位的 U-Pb 谐和度达不到 90%。所测 16 个分析点中有 3 颗因锆石破碎或发生 Pb 丢失而明显偏离谐和线的点,剩下 13 颗锆石加权平均年龄为 $80.35 \pm 0.72\text{Ma}$ ($\text{MSWD} = 1.6$)。以上新的高精度 U-Pb 锆石定年结果表明,个旧地区花岗岩、碱性岩和闪长岩侵位年龄在误差范围内是一致的,它们为同期岩浆活动产物。

5.2 主量元素

样品的主量成分见表 2。花岗岩样品的 SiO_2 含量为 63.84% ~ 75.35%, Al_2O_3 含量为 12.70% ~ 15.92%, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 含量(1.95% ~ 4.93%), 岩石具有低的 MgO (0.16% ~ 1.07%)、CaO (0.45% ~ 1.00%) 和 Na_2O 含量(2.56% ~ 6.06%, 多数小于 4.0%), 而具有较高的 K_2O 含量(3.13% ~ 5.71%, 多数大于 5.0%), 其 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 值变化范围较大(0.47 ~ 1.94), 里特曼指数($\sigma = (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})^2 / (\text{SiO}_2 - 43)$)除白沙冲花岗岩的比较高(3.93)以外,其他样品较为一致(1.97 ~ 2.77)。铝饱和指数($A/\text{CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$)为 1.02 ~ 1.16, 样品在 A/CNK-A/NK 图解上显示为弱过铝质岩石的特征(图 4b)。

辉长-闪长岩类样品具有范围较大的 SiO_2 含量(45.91%

~ 53.75%), 较一致的全碱含量($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.74\% \sim 9.10\%$), 在 TAS 图解上有 1 个样品的 SiO_2 含量略高, 落入二长岩区域内, 剩下的样品都显示为闪长岩和辉长岩。 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 含量为 8.60% ~ 11.40%, MgO 含量为 2.52% ~ 3.83%, $\text{Mg}^{\#}$ 值为 40.6 ~ 43.9, Na_2O 含量为 2.96% ~ 3.13%, K_2O 含量为 4.58% ~ 5.86%, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 值为 0.53 ~ 0.67, 里特曼指数偏高(7.27 ~ 17.71)。铝饱和指数(A/CNK)为 0.64 ~ 0.79, 全部小于 1.0, 样品在 A/CNK-A/NK 图解上显示为准铝质岩石(图 4b)。

碱性岩样品的 SiO_2 含量为 53.23% ~ 60.64%, Al_2O_3 含量为 17.64% ~ 21.47%, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 含量(2.25% ~ 4.71%), 岩石具有低的 MgO (0.12% ~ 0.57%)、CaO (1.81% ~ 3.19%), Na_2O 含量变化范围较大(3.60% ~ 8.32%), 具有非常高的 K_2O 含量(8.69% ~ 9.14%), 其 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 值低(0.41 ~ 0.95), 里特曼指数偏高(7.27 ~ 17.71)。碱性岩中 $\text{Mg}^{\#}$ 都较低, 碱性正长岩 $\text{Mg}^{\#}$ 值为 7.77 ~ 8.35, 霞石正长岩 $\text{Mg}^{\#}$ 值为 18.6 ~ 22.0。在 TAS 图解上碱性正长岩的样品落在正长岩范围内, 霞石正长岩落在副长正长岩范围内。碱性岩中暗色矿物均为碱性, 霞石为主要造岩矿物(40% ~ 50%), 不出现石英。主量元素特征说明碱性正长岩属碱性岩石, 霞石正长岩属过碱性岩石。

5.3 微量元素

样品的微量成分见表 2。辉长-闪长岩类和碱性岩类的 REE 球粒陨石标准化图上呈现明显的右倾型(图 5), 轻稀土相对富集($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 32.8 \sim 56.9$), 稀土总量($\Sigma\text{REE} = 695 \times 10^{-6} \sim 1233 \times 10^{-6}$)较高, Eu 表现为较弱的负异常($\text{Eu}/\text{Eu}^* =$

表2 个旧杂岩主量元素 (wt%) 和微量元素 ($\times 10^{-6}$) 分析结果

Table 2 Major (wt%) and trace elements ($\times 10^{-6}$) analysis results of the Gejiu complex

样品号	GJ-06	GJ-03	GJ-04	GJ-05	GJ-15	GJ-14	GJ-17	GJ-18	BSC-01	KF-14	GJ-11	GJ-02
岩性	辉长-闪长岩类				碱性岩类				花岗岩类			
	辉长闪长岩		闪长岩		碱性正长岩		霞石正长岩		等粒花岗岩		似斑状花岗岩	
SiO ₂	48.10	53.75	48.06	45.91	60.64	58.93	53.83	53.23	63.84	73.30	73.70	75.35
TiO ₂	1.49	1.42	1.53	1.56	0.30	0.54	0.13	0.22	0.71	0.12	0.11	0.20
Al ₂ O ₃	17.74	17.16	17.83	17.66	17.64	19.16	21.47	21.10	15.92	13.45	13.39	12.70
Fe ₂ O ₃ ^T	10.67	8.60	10.80	11.40	2.25	4.71	3.42	3.98	4.93	2.16	1.92	1.95
MnO	0.20	0.16	0.21	0.24	0.09	0.15	0.16	0.19	0.15	0.10	0.08	0.07
MgO	3.28	2.52	3.32	3.83	0.22	0.57	0.12	0.16	1.07	0.22	0.16	0.31
CaO	7.62	5.56	7.64	9.72	3.19	1.81	1.96	2.90	1.00	0.78	0.57	0.45
Na ₂ O	2.96	3.13	3.04	3.08	4.11	3.60	8.28	8.32	6.06	3.39	3.85	2.56
K ₂ O	5.14	5.86	5.32	4.58	9.14	8.83	9.07	8.69	3.13	5.71	5.38	5.44
P ₂ O ₅	0.83	0.67	0.83	1.00	0.05	0.10	0.01	0.01	0.25	0.03	0.03	0.09
LOI	1.37	0.84	0.78	0.74	2.38	1.00	1.24	0.95	2.71	0.39	0.21	0.98
Total	99.39	99.68	99.35	99.72	100.01	99.40	99.71	99.73	99.76	99.65	99.40	100.09
Mg [#]	41.7	40.6	41.7	43.9	18.6	22.0	7.77	8.35	33.6	18.8	16.5	26.8
σ	11.23	7.27	12.47	17.71	9.64	9.44	26.61	27.23	3.93	2.73	2.77	1.97
A/CNK	0.73	0.79	0.72	0.64	0.79	1.02	0.80	0.74	1.05	1.02	1.02	1.16
La	215	171	209	299	140	307	287	359	45.0	37.7	38.8	26.1
Ce	406	315	379	566	228	509	418	515	76.6	83.8	71.9	48.9
Pr	44.0	33.8	42.2	65.0	20.4	32.9	54.3	43.9	7.87	7.34	10.8	5.35
Nd	156	118	149	218	59.6	163	81.2	106	24.4	41.1	23.7	18.2
Sm	22.8	17.9	21.6	30.9	7.73	21.2	7.91	10.9	4.20	11.0	3.92	3.14
Eu	5.37	4.16	5.29	7.04	1.55	3.76	1.57	2.27	0.258	0.204	0.340	0.513
Gd	17.6	14.4	15.7	22.7	7.55	16.1	7.59	10.2	3.35	8.87	3.09	2.70
Tb	1.72	1.67	1.62	2.32	0.639	1.77	0.641	1.00	0.474	1.46	0.442	0.336
Dy	7.93	8.43	7.45	10.5	3.22	8.45	3.31	5.30	2.65	8.10	2.49	1.81
Ho	1.36	1.57	1.29	1.81	0.59	1.45	0.70	1.11	0.529	1.55	0.501	0.354
Er	3.40	4.07	3.17	4.46	1.66	3.82	2.34	3.65	1.58	4.27	1.58	1.03
Tm	0.445	0.581	0.420	0.581	0.245	0.515	0.437	0.660	0.261	0.693	0.264	0.176
Yb	2.84	3.74	2.71	3.77	1.76	3.33	3.51	4.91	1.90	4.70	1.94	1.30
Lu	0.422	0.574	0.390	0.542	0.253	0.494	0.608	0.843	0.299	0.718	0.308	0.226
Σ REE	885	695	839	1233	472	1095	848	1065	169	215	157	110
(La/Yb) _N	75.7	45.8	77.1	79.3	79.4	92.0	81.8	73.1	23.7	8.0	20.0	20.1
δ Eu	0.82	0.79	0.88	0.81	0.62	0.62	0.62	0.66	0.21	0.06	0.30	0.54
Sc	12.0	17.3	12.2	12.4	1.74	3.08	1.08	1.65	2.39	5.53	1.93	3.54
V	137	129	145	173	18.9	39.2	15.8	24.5	4.52	4.84	3.98	10.5
Cr	13.0	8.40	5.01	9.29	7.63	21.0	4.24	3.28	18.8	17.2	32.8	29.5
Co	22.0	18.0	22.8	27.8	2.15	5.62	1.99	2.11	1.31	1.68	1.52	2.51
Ni	8.58	6.84	5.12	7.92	1.54	2.14	1.63	1.49	1.35	1.77	2.03	2.17
Cu	15.8	35.5	17.6	15.5	3.84	7.20	5.54	3.72	2.63	2.89	3.33	28.1
Zn	119	82.1	123	126	52.6	154	98.4	112	35.1	36.6	26.8	32.7
Ga	23.3	22.9	23.7	23.7	20.6	29.4	25.9	24.8	18.4	24.5	20.4	21.9
Ge	4.92	4.10	4.72	5.63	1.92	4.72	2.05	2.95	1.57	2.09	1.71	1.52
Rb	161	249	181	133	488	553	192	181	578	839	486	292
Sr	2504	915	2428	2971	1614	877	920	905	44.3	48.2	91.4	242
Y	34.7	40.1	33.9	44.7	16.2	38.3	27.8	41.4	16.1	43.1	15.4	10.3
Zr	328	389	333	488	433	634	1331	1607	98.6	100	116	123
Nb	40.9	42.9	39.9	53.9	38.0	104	129	163	42.6	37.7	41.8	25.0
Cs	15.9	16.9	18.5	118	33.3	66.7	8.42	7.49	52.8	60.9	15.7	11.7
Ba	3982	2399	4158	4570	908	676	45.1	46.1	168	32.1	80.9	408
Hf	7.08	8.87	6.84	10.2	7.83	13.8	13.4	17.6	3.65	4.34	4.20	5.11
Ta	1.73	2.24	1.66	2.31	2.36	5.49	2.77	3.53	5.80	9.21	5.89	2.28
Pb	45.8	38.0	44.6	53.9	99.8	162	131	112	63.0	61.7	64.8	38.6
Th	47.4	45.4	43.3	45.7	72.9	160	144	180	55.7	59.0	54.6	42.5
U	6.82	5.86	6.82	7.60	14.6	18.5	65.8	82.0	11.1	26.0	20.5	13.3
Rb/Sr	0.06	0.27	0.07	0.04	0.30	0.63	0.21	0.20	13.1	17.4	5.32	1.20
Rb/Ba	0.04	0.10	0.04	0.03	0.54	0.82	4.26	3.92	3.45	26.1	6.01	0.72
Nb/Ta	23.6	19.1	24.0	23.3	16.1	18.9	46.6	46.1	7.30	4.10	7.10	11.0
Zr/Hf	46.4	43.9	48.7	48.1	55.3	45.9	99.1	91.2	27.0	23.1	27.7	24.0
T _{Zr} (°C)									774	734	758	746

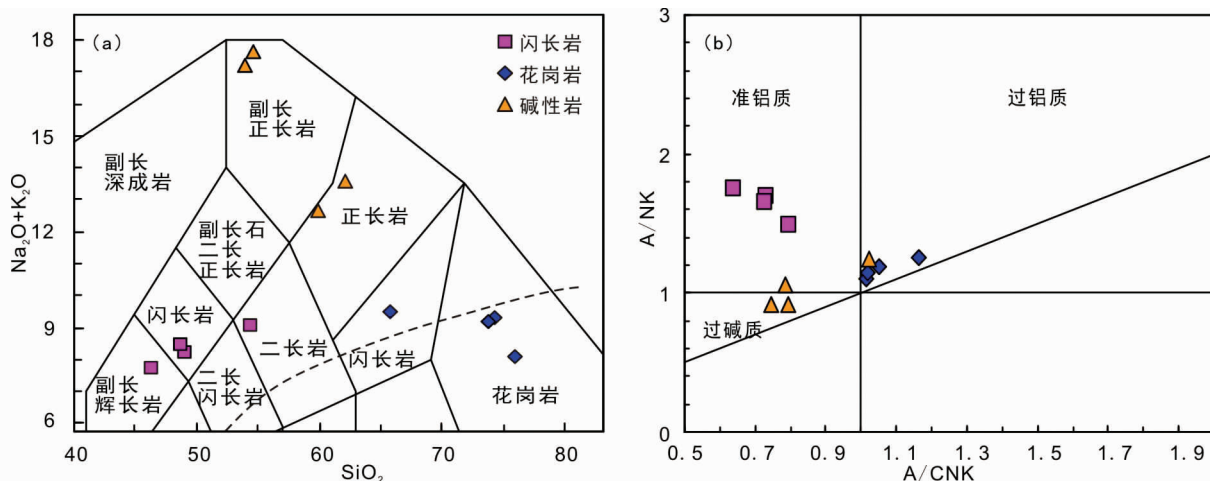


图4 个旧杂岩体全碱-硅(TAS)图解(a,据 Middlemost, 1994)和 A/CNK-A/NK 图解(b)

Fig. 4 TAS diagram (a, after Middlemost, 1994) and A/CNK vs. A/NK diagram (b) for the Gejiu complex

0.73~0.83)。而花岗岩类则显示相对平坦的 REE 配分形式($(La/Yb)_N = 8.0 \sim 23.7$), 较低的稀土总量($\Sigma REE = 110 \times 10^{-6} \sim 215 \times 10^{-6}$), 明显的 Eu 负异常($Eu/Eu^* = 0.06 \sim 0.54$)。在微量元素原始地幔标准化图上(图5), 辉长-闪长岩类亏损高场强元素(HFSEs, 如 Nb、Ta、Zr、Hf), 富集大离子亲石元素(LILEs, 如 Ba、Th、U), 指示辉长-闪长岩类具有弧火成岩的地球化学特征。碱性岩类亏损 HFSEs(如 Nb、Ta), 富集 Th、U, 亏损 Ba, 具有 Sr 和 Eu 的负异常; 碱性岩类的碱性正长岩和霞石正长岩虽然在岩相上存在一定差别, 但具有相似的微量元素配分模式(图5)。与碱性岩类相比, 花岗岩类有明显 Sr 和 Eu 负异常, Ta 具明显正异常。

某些活动元素和不活动元素的比值可以限制岩浆源区特征, 个旧杂岩体各岩性之间也显示较为明显的微量元素比值差异。比如, 花岗岩类的 Rb/Sr、Rb/Ba 比值分别为 ~ 9.2 和 $0.7 \sim 26$, 高于辉长-闪长岩(~ 0.11 和 ~ 0.05) 和碱性岩(~ 0.33 和 ~ 0.5), 远高于原始地幔值(0.03, 0.96) (Sun and McDonough, 1989), 反映花岗岩经历了较高级的演化。同时, 辉长-闪长岩的 Nb/Ta 平均值为 22, 近似于幔源熔体(17.5 ± 2.0) (Green, 1995; Kamber and Collerson, 2000); 碱性岩的 Nb/Ta 比值具有较大的变化范围(16~46, 平均值 31); 而花岗岩具最低的 Nb/Ta 比值, 平均值为 7.2, 类似于一些成矿的高演化岩石(Dostal and Chatterjee, 2000)。然而, 辉长-闪长岩 Zr/Hf 变化范围为 44~49, 平均值为 47, 高于原始地幔和球粒陨石值(34~36) (Sun and McDonough, 1989; McDonough and Sun, 1995; Münker *et al.*, 2003); 碱性岩的 Zr/Hf 变化于 49~99, 平均为 72, 远高于原始地幔和球粒陨石值; 而花岗岩的 Zr/Hf 变化于 23~28, 平均为 25。

5.4 全岩 Zr 饱和温度

Zr 元素在岩浆中的含量与温度存在相关性, Watson

(1979) 实验显示, D_{Zr} (锆石/熔体) 分配系数是全岩主成分参数 $M = (Na + K + 2Ca) / (Si \times Al)$ 和熔体温度的函数。Chappell *et al.* (1998, 2004) 发现澳大利亚拉克兰地区花岗岩明显可划分为高温和低温两类, 高温花岗岩在早期由于 Zr 含量较低(未饱和), 表现出温度增加 Zr 含量增加的规律; 随岩浆结晶作用的进行, Zr 含量由于达到过饱和而开始发生降低。低温花岗岩含有较多的残留锆石, 岩浆一开始结晶就达到饱和, 因而只表现为结晶过程中 Zr 含量降低的特点。个旧地区花岗岩中的斜长石大多显示为他形, 环带特征不明显, 但 Zr、P₂O₅、Ba 和 Ni 与 SiO₂ 呈较简单的线性相关关系(Cheng and Mao, 2010), 个旧花岗岩按 White and Chappell (2004) 的分类属于低温花岗岩, Zr 含量随 SiO₂ 增加而降低说明个旧花岗岩一开始结晶时 Zr 就达到饱和, 所以用全岩主量元素含量和全岩 Zr 含量可计算岩浆的最高温度。利用 Watson and Harrison (1983) 提出的全岩 Zr 饱和温度计算公式, 个旧花岗岩样品锆石饱和温度为 738~788°C, 平均 754°C (n=4), 近似于澳大利亚 Lachlan 褶皱带高分异 I 型花岗岩的平均值 764°C (n=103) (King *et al.*, 1997)。

个旧杂岩体的辉长-闪长岩、碱性岩和花岗岩的 Lu-Hf 同位素分析结果见表 3。闪长岩(GJ-04) 锆石的初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值为 0.28246~0.28274, 对应的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为 -4.2~0.8, 平均地壳模式年龄(t_{DM}^{C}) 为 1098~1415Ma; 碱性岩(GJ-17) 锆石的初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值为 0.28251~0.28267, 对应的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为 -7.5~-1.9, t_{DM}^{C} 为 1267~1458Ma; 花岗岩(KF-14) 锆石的初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值为 0.28249~0.28305, 对应的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为 -8.4~0.4, t_{DM}^{C} 为 1121~1448Ma。Hf 同位素变化范围明显高于数据测试过程中所引的变化范围(2 σ , Wu *et al.*, 2006)。因此, 个旧杂岩体各岩性之间, 即辉长-闪长岩、碱性岩和花岗岩, 具有不均一的锆石 Hf 同位素组成(图6)。

表3 个旧杂岩体锆石 Hf 同位素组成

Table 3 Zircon Hf isotopic data of Gejiu complex

测点号	Age (Ma)	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	2σ	ε _{Hf} (0)	ε _{Hf} (t)	t _{DM} (Ma)	t _{DM} ^C (Ma)	f _{Lu/Hf}
GJ-04-02	81.3	0.071679	0.001465	0.282629	0.000016	-5.0	-3.3	893	1362	-0.96
GJ-04-04	81.5	0.051852	0.001419	0.282746	0.000014	-0.9	0.8	725	1098	-0.96
GJ-04-07	81.0	0.061812	0.001298	0.282605	0.000014	-5.9	-4.2	923	1415	-0.96
GJ-04-08	88.3	0.067339	0.002209	0.282679	0.000015	-3.3	-1.5	838	1248	-0.93
GJ-04-09	81.4	0.048782	0.001487	0.282647	0.000014	-4.4	-2.7	868	1322	-0.96
GJ-04-11	81.9	0.057979	0.002230	0.282709	0.000016	-2.2	-0.6	796	1185	-0.93
GJ-04-13	81.4	0.073740	0.004204	0.282635	0.000015	-4.8	-3.3	954	1357	-0.87
GJ-04-14	81.1	0.052755	0.003470	0.282638	0.000013	-4.7	-3.1	930	1348	-0.90
GJ-04-15	80.9	0.072943	0.002335	0.282613	0.000015	-5.6	-4.0	938	1402	-0.93
GJ-17-01	80.0	0.009438	0.000471	0.282603	0.000009	-6.0	-4.3	906	1419	-0.99
GJ-17-03	81.4	0.027147	0.000309	0.282598	0.000010	-6.2	-4.4	909	1429	-0.99
GJ-17-04	80.5	0.024195	0.000253	0.282512	0.000007	-9.2	-7.4	1026	1622	-0.99
GJ-17-05	80.6	0.021956	0.001432	0.282521	0.000008	-8.9	-7.2	1047	1607	-0.96
GJ-17-06	79.6	0.018792	0.000354	0.282607	0.000008	-5.8	-4.1	897	1409	-0.99
GJ-17-08	82.5	0.009235	0.000421	0.282583	0.000008	-6.7	-4.9	932	1462	-0.99
GJ-17-10	80.6	0.030978	0.000645	0.282594	0.000009	-6.3	-4.6	923	1440	-0.98
GJ-17-11	79.9	0.033051	0.000854	0.282551	0.000014	-7.8	-6.1	988	1536	-0.97
GJ-17-12	77.0	0.018410	0.000450	0.282641	0.000007	-4.6	-3.0	853	1336	-0.99
GJ-17-13	83.2	0.023574	0.000747	0.282564	0.000008	-7.3	-5.6	967	1505	-0.98
GJ-17-15	76.5	0.010861	0.000555	0.282671	0.000009	-3.6	-1.9	814	1269	-0.98
KF-14-01	80.1	0.010399	0.001640	0.282557	0.000009	-7.6	-5.9	1000	1525	-0.95
KF-14-02	81.0	0.019885	0.002039	0.282495	0.000007	-9.8	-8.1	1101	1666	-0.94
KF-14-03	81.8	0.020967	0.000961	0.282517	0.000008	-9.0	-7.3	1039	1613	-0.97
KF-14-05	81.1	0.024388	0.001370	0.282620	0.000008	-5.4	-3.7	904	1383	-0.96
KF-14-06	81.9	0.025926	0.001213	0.282578	0.000013	-6.9	-5.1	959	1476	-0.96
KF-14-08	81.0	0.035434	0.002200	0.282487	0.000009	-10.1	-8.4	1117	1683	-0.93
KF-14-19	81.5	0.027327	0.001436	0.282581	0.000010	-6.7	-5.0	960	1469	-0.96
KF-14-10	81.9	0.024746	0.002921	0.282739	0.000009	-1.2	0.5	767	1120	-0.91
KF-14-12	81.9	0.027857	0.003961	0.282649	0.000007	-4.3	-2.8	926	1325	-0.88
KF-14-13	81.7	0.037374	0.000951	0.282637	0.000008	-4.8	-3.0	870	1344	-0.97
KF-14-14	80.6	0.032744	0.002487	0.282713	0.000008	-2.1	-0.4	794	1176	-0.93
KF-14-15	81.4	0.009713	0.001616	0.282529	0.000008	-8.6	-6.9	1040	1588	-0.95

6 讨论

6.1 岩浆源区特征

个旧地区晚白垩时期 (~80Ma) 侵入岩岩性包括中基性、酸性和碱性岩类,此岩浆组合的成因一直是岩石学家和地球化学家关注的焦点和难点问题之一(冶金工业部西南冶金地质勘探公司, 1984; 伍勤生和刘青莲, 1986; Cheng *et al.*, 2013)。个旧晚中生代发育的三类侵入岩属于同一个岩浆演化系列,还是源自不同物质源区,仍然存在较大的争议

(冶金工业部西南冶金地质勘探公司, 1984; 伍勤生和刘青莲, 1986; 程彦博等, 2008a; Cheng *et al.*, 2013)。本文基于新获取的中基性、酸性和碱性侵入岩数据,结合前人元素和同位素地球化学数据,试图厘定这三类侵入岩的岩浆源区和成因演化。

碱性岩往往经历高程度的岩浆演化以及后期流体的蚀变,全岩同位素成分容易受到改造。尽管前人已对个旧地区的碱性岩进行过年龄测定,但仍存在不同的认识。基于不同的测试分析手段,前人认为碱性岩的形成时代可能为 80 ~ 90Ma、60 ~ 62Ma 和 29 ~ 49Ma (谢应雯等, 1984; 罗君烈, 1995; 刘红英等, 2004; 程彦博等, 2008a),严重制约了我们

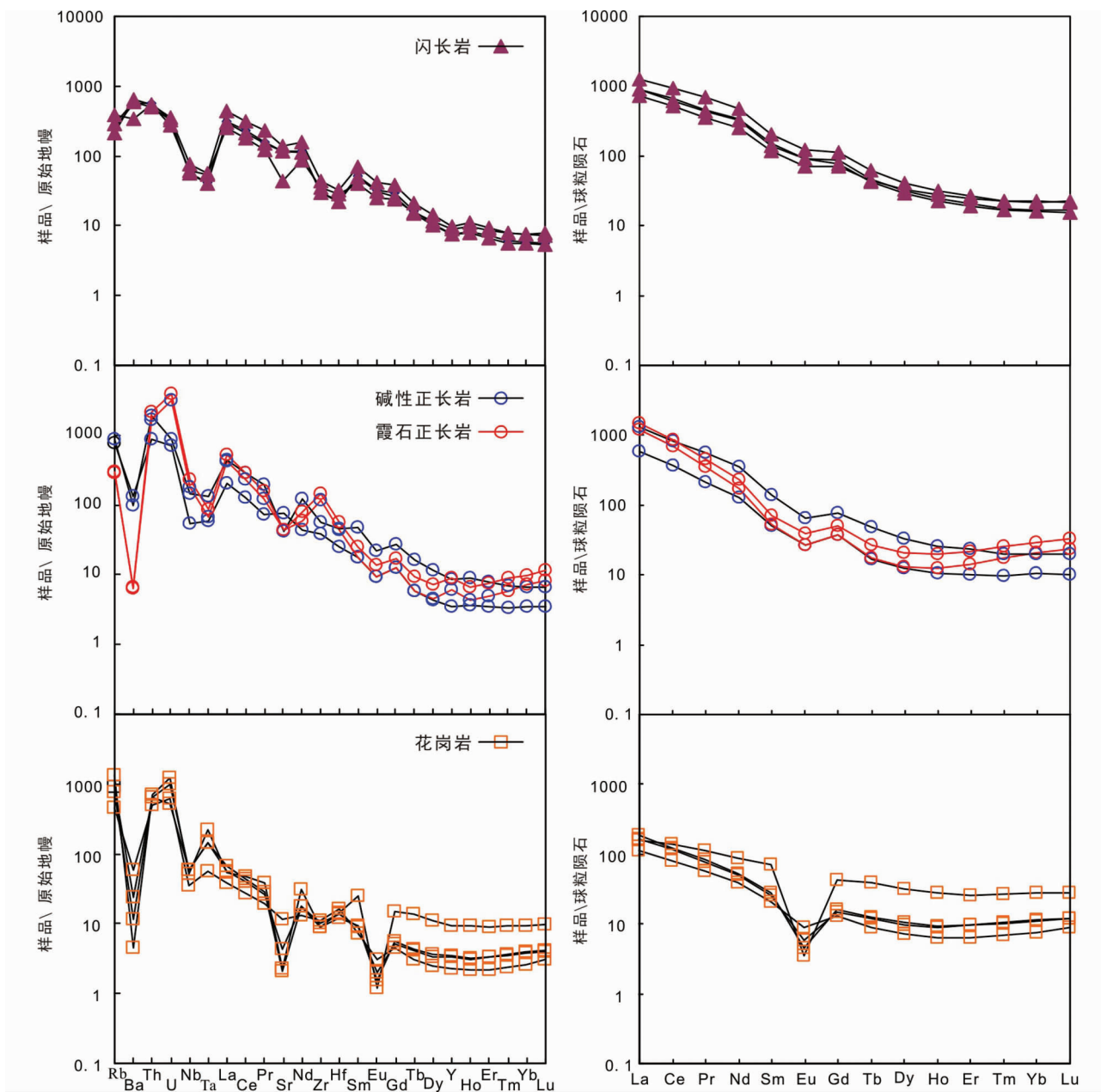


图5 个旧杂岩体原始地幔标准化微量元素图解与球粒陨石标准化稀土元素图解(标准化值据 Sun and McDonough, 1989)
Fig.5 Primitive mantle-normalized trace element spidergrams and chondrite-normalized REE patterns for the Gejiu complex (normalization values after Sun and McDonough, 1989)

对碱性岩成因的进一步认识。要厘定碱性岩的源区组成,首先必须明确限制碱性岩的形成年龄。近年来高质量的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分析技术为我们提供了可靠的定年手段。Cheng *et al.* (2013) 分析了个旧地区白云山碱性岩的 12 颗锆石得出平均年龄 79.2 ± 1.1 Ma (MSWD = 1.6)。本次研究分析了白云山碱性岩的 13 颗锆石得到与前人一致的平均年龄 80.35 ± 0.72 Ma (MSWD = 4.6)。因此,本文认为白云山碱性岩的形成时代在 80Ma 左右。对于基性岩、中性岩和花岗岩,前人使用各种技术手段进行测年,结晶年龄集中

在 77 ~ 98Ma (刘红英等, 2004; 程彦博等, 2008a, b; Cheng *et al.*, 2013)。但由于技术手段、测试批次的差异,年龄之间可比性不强。而本文这次在同一批次和同等实验条件下,对三类岩石使用高精度的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年,显示上述岩石形成年龄为 82.89 ~ 80.35Ma, 指示出花岗岩、碱性岩和辉长-闪长岩在定年误差范围内为近同期岩浆活动的产物。

个旧地区辉长-闪长岩类具有较低的 SiO_2 (45.91% ~ 48.10%) 含量, 高的 Fe_2O_3^T 、MgO、Ni 含量, 富集大离子亲石

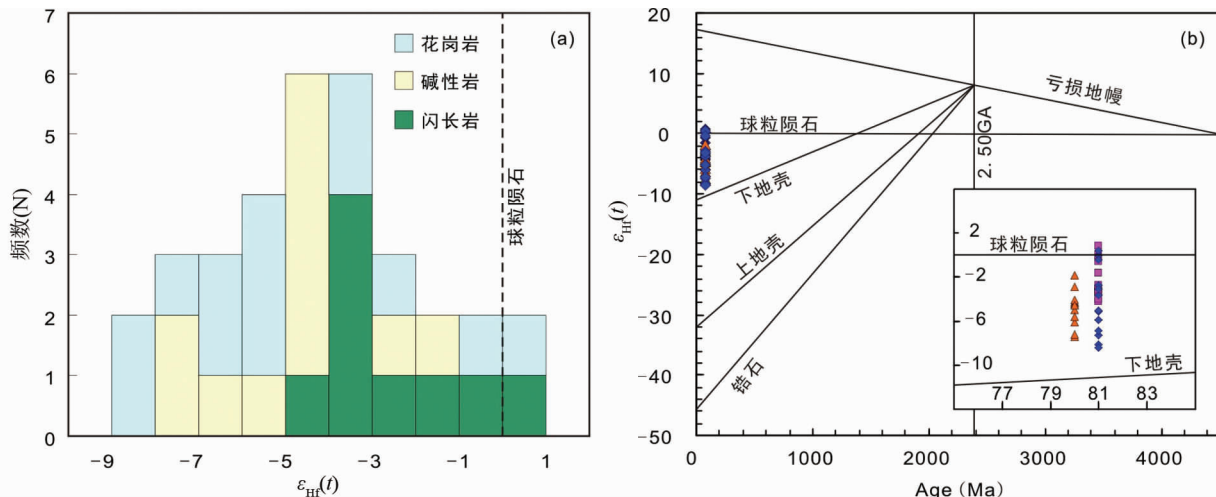


图6 个旧杂岩体中锆石 Hf 同位素组成

Fig. 6 Hf isotopic compositions of the zircons from the Gejiu complex

元素 (LILEs, 如 Ba、Th、U) 而亏损高场强元素 (HFSEs, 如 Nb、Ta、Zr、Hf), 指示辉长-闪长岩类具有类似弧火成岩的地球化学性质。而碱性岩类中等的 SiO_2 (53.23% ~ 60.64%) 含量, 低的 TFe_2O_3 、MgO、Ni 含量, 亏损高场强元素 (HFSEs, 如 Nb、Ta) 及 Ba, 富集 Th、U, 同时具有弱的 Sr 和 Eu 负异常, 表现出与辉长-闪长岩类不同的特征, 说明两者可能具有不同的物质源区。花岗岩类具有最高的 SiO_2 (63.84% ~ 75.35%) 含量, 低的 $Fe_2O_3^T$ 、MgO、Ni 含量, 说明其可能与个旧地区其他岩石类型来自不同的源区。花岗岩类相对平坦的 REE 配分形式 $((La/Yb)_N = 8.0 \sim 23.7)$, 表明其源区并不存在石榴石残留。花岗岩类同时具有较低的稀土总量 ($\Sigma REE = 110 \times 10^{-6} \sim 215 \times 10^{-6}$), 明显的 Sr 和 Eu 负异常 ($Eu/Eu^* = 0.06 \sim 0.54$), 说明其经历了一定程度的结晶分异作用。

锆石由于具有较高的封闭温度, 在热液蚀变及后期风化作用中其元素和同位素组成不会受到改造, 因此锆石 Hf 同位素记录了岩浆最原始的物质组成信息。个旧地区三类岩石具有明显不同的锆石 Hf 同位素组成, 反映了它们源自不同的源区。因此, 个旧地区的辉长-闪长岩类、碱性岩和花岗岩类的地球化学特征存在明显差异。尽管它们的侵入时代一致, 但它们的地球化学特征和同位素特征存在明显差异, 暗示个旧地区三类火成岩来自不同的岩浆源区, 三者不是同一母岩浆在不同阶段演化的产物。

6.2 花岗岩成因类型及演化

区内花岗岩体属于多阶段侵入的复式岩体, 分布范围广。典型岩体有龙盆河、神仙水、白沙冲、马松和老卡等, 形成时代集中在 77 ~ 98 Ma 范围内, 均为晚白垩世的产物 (程彦博等, 2008b; Cheng and Mao, 2010)。关于区内花岗岩的成因类型, 传统认为与我国华南大面积的燕山期花岗岩相似, 为 S 型花岗岩, 或称之为地壳改造型花岗岩 (陈吉琛等,

1983; 李家和, 1985; 伍勤生和刘青莲, 1986)。但是不少人对此也存有不同观点, 如莫国培 (2006) 认为个旧的花岗岩既不是 S 型花岗岩, 也不是典型的 I 型花岗岩, 而是同时具有地壳和地幔双重特征的混熔型花岗岩。Cheng *et al.* (2010) 认为个旧花岗岩既有 A 型花岗岩的特征, 又有高分异 I 型花岗岩的特征。

磷灰石在准铝质/弱过铝质和过碱性花岗岩浆中总是优先结晶的矿物, 而残余岩浆的 P 含量随磷灰石结晶分异而降低, 因此 I 型和 A 型花岗岩的 P_2O_5 含量将随着 SiO_2 含量的增高而降低。相反, 强过铝质花岗岩浆中磷灰石高的溶解度使其主要呈不饱和状态而不优先结晶, 因此 S 型花岗岩的 P_2O_5 将随着 SiO_2 的增加而呈增高或基本不变的趋势。本文获得的个旧花岗岩样品为弱过铝质, 这些样品与个旧地区花岗岩样品的 P_2O_5 含量随 SiO_2 含量增加而降低 (图 7a), 与 S 型花岗岩具有截然不同的演化趋势 (Chappell, 1999; Wu *et al.*, 2003; Li *et al.*, 2007a)。除了 P 元素, Y 和 Th 等元素在 I 和 S 型花岗岩因磷酸盐分异的差异而呈现出不同的趋势 (Chappell, 1999)。个旧花岗岩 Y 和 Th 与 Rb 的相关图解 (图 7c, d) 显示出与 I 型花岗岩相近的趋势。在镜下观察中也未见到 S 型花岗岩的特征富铝矿物 (如蓝青石、白云母和石榴子石等), 故排除 S 型花岗岩的可能。

个旧花岗岩的 Zr、Nb、Ce 和 Y 总量较低, FeO^T/MgO 小于 16, 在 FeO^T/MgO -(Zr + Nb + Ce + Y) 散点图 (图 7b) 中落入高分异花岗岩的区域内。明显区别于典型的 A 型花岗岩 ($FeO^T/MgO > 16, Zr + Nb + Ce + Y > 350 \times 10^{-6}$)。同时, 利用 Watson and Harrison (1983) 提出的全岩锆石 Ti 温度计算公式, 本文采集到的花岗岩样品形成温度变化范围在 738 ~ 788°C, 平均 754°C, 近似于澳大利亚 Lachlan 褶皱带高分异 I 型花岗岩的平均值 764°C (n = 103), 远达不到典型铝质 A 型花岗岩的平均值 839°C (n = 55) (King *et al.*, 1997)。花岗岩

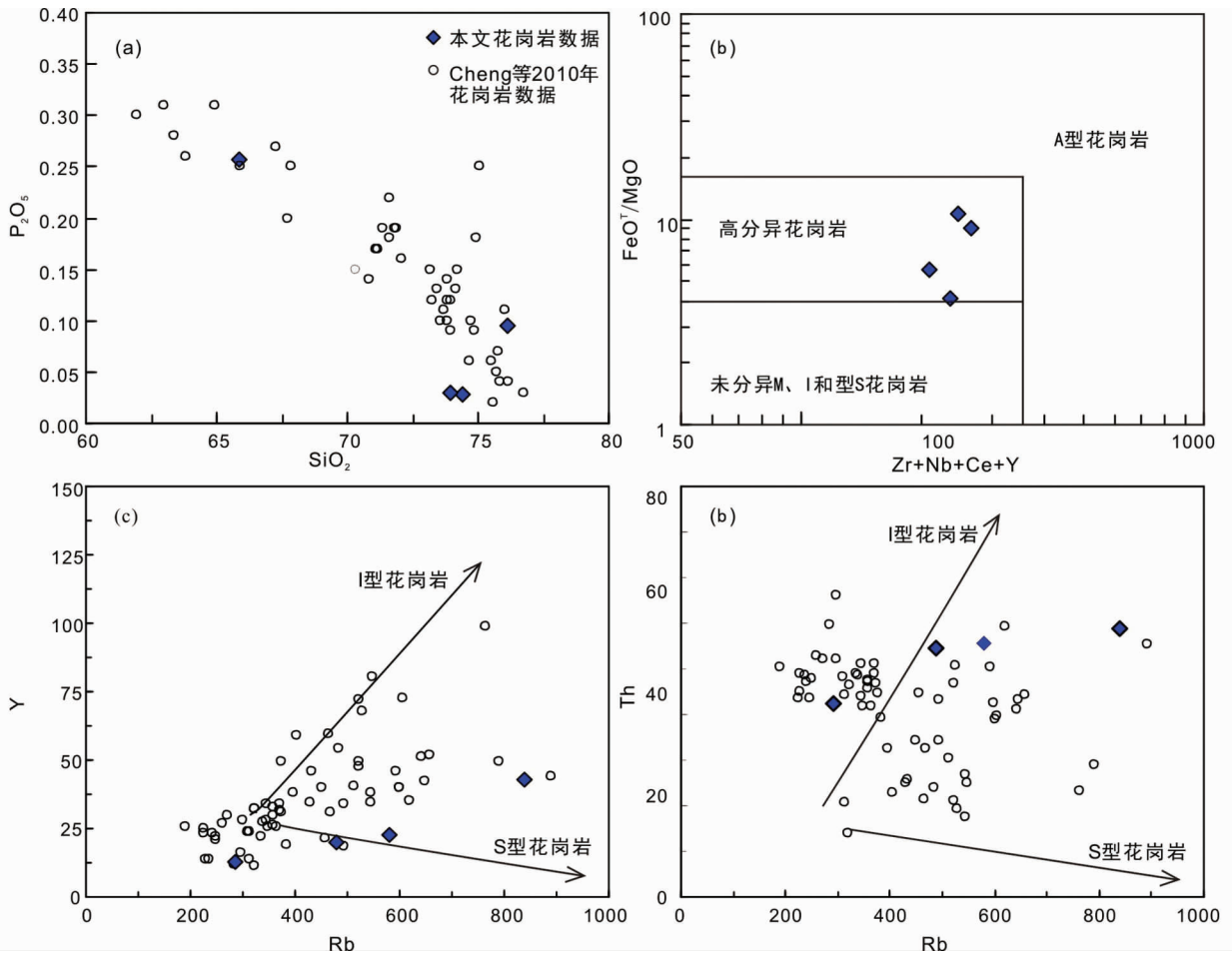


图7 个旧地区花岗质岩的岩石成因判别图解

Fig. 7 Discrimination diagrams of petrogenetic types for granitoids in the Gejiu area

的形成温度比较低,岩相学观察也未见有钠质辉石和钠质角闪石等碱性暗色矿物的出现,因此本研究中的花岗岩不可能为A型花岗岩。

在微量元素和稀土元素标准化图解上(图5),花岗岩的REE出现“V”型说明其经历了较强的分异。 P_2O_5 随着 SiO_2 的增高而降低并且亏损Zr、Nb、Sr、Eu等大离子亲石元素的特征说明个旧地区的花岗岩为高分异I型花岗质岩石,其微量元素和稀土元素配分形式可能为锆石、磷灰石、不明显的长石类造岩矿物分离结晶作用的结果。

6.3 中基性岩、碱性岩的成因及其与成矿相关性

Romer RL教授提出锡矿带的形成,需要三个独立步骤:(1)在稳定陆壳环境下,强烈化学风化的过程形成具成矿潜力的沉积原岩;(2)伴随构造运动,沉积原岩风化剥蚀运移到板块边缘,进一步沉积聚集;(3)对巨量沉积岩的加热产生锡和钨富集的熔体。锡钨的最终矿化需要足够高的温度去消耗云母类矿物,来自地幔的热能为形成锡矿提供了良好的能量基础。地幔主要通过三种方式提供热能:(1)俯冲环境下

形成的地幔熔体;(2)在陆壳碰撞过程中板块被下拖至地幔深度时产生的熔体;(3)伸展构造环境下形成的地幔熔体(Romer and Kroner, 2016)。中基性岩石及碱性岩的形成往往和地幔物质具有密不可分的关系,因此与成矿花岗岩同时代的中基性岩、碱性岩可能反映同时代地幔源区特征(Li *et al.*, 2007b)。

碱性岩独特的岩石成因和构造意义往往吸引了许多学者的关注(Mingram *et al.*, 2000; Litvinovsky *et al.*, 2002; Wu *et al.*, 2002)。对于碱性岩的形成机理,前人主要有以下几种认识:(1)高压下长英质地壳物质部分熔融(Huang and Wyllie, 1981; Lubala *et al.*, 1994);(2)富集岩石圈地幔部分熔融,由碱性玄武岩岩浆结晶分异而形成(Brown and Becker, 1986; Sutcliffe *et al.*, 1990; Yang *et al.*, 2005);(3)幔源玄武岩浆与壳源花岗质岩浆的混合(Barker *et al.*, 1975; Sheppard, 1995; Litvinovsky *et al.*, 2002; Riishuus *et al.*, 2005; 杨进辉等, 2007)。虽然个旧杂岩体中的碱性岩类具有低的 SiO_2 (53.23% ~ 60.64%)、低 $Fe_2O_3^+$ 、 $Mg^{\#}$,强烈富集轻稀土($(La/Yb)_N = 73.1 \sim 92.0$)、具有范围较大的Nb/Ta

比值(16~46, 平均值31), 但均超过幔源熔体(17.5 ± 2.0) (Green, 1995; Kamber and Collerson, 2000), 由长英质地壳物质部分熔融不可能有具有这样的特征(Yang *et al.*, 2012)。Cheng *et al.* (2013) 的研究表明个旧碱性岩具有均一的 Sr-Nd 同位素特征(初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.7097~0.7099, ε_{Nd} 为 -6.6~-6.4), 说明碱性岩中地壳物质的混入十分有限(Cheng *et al.*, 2013)。所以个旧碱性岩为来自富集地幔的母岩浆通过分异形成, 可能经历了有限的地壳混染。

辉长-闪长岩类较低的 SiO_2 (45.91%~48.10%) 含量, 高的 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ (8.60%~11.40%) 和 MgO (2.52%~3.83%) 含量, 富集大离子亲石元素(LILEs, 如 Ba、Th、U), 强烈富集轻稀土($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 45.8 \sim 79.3$), 较高的稀土总量($\Sigma\text{REE} = 695 \times 10^{-6} \sim 1233 \times 10^{-6}$), 同时具有类似原始地幔和球粒陨石(17.5 ± 2.0) (Green, 1995; Kamber and Collerson, 2000) 的 Nb/Ta 值(平均值为 22), 暗示岩浆源区具有幔源物质的特征。Nb、Ta、Zr、Hf 的亏损指示辉长-闪长岩类的母岩浆具有类似弧火成岩的地球化学特征。辉长-闪长岩类的幔源和弧火成岩物质的组分特征暗示两种可能的情况:(1)来自幔源物质, 上涌的过程中混合弧火成岩物质;(2)早期洋板片俯冲作用, 形成新生下地壳, 其后在幔源物质的加热下发生较程度的熔融。Cheng *et al.* (2013) 的研究认为个旧地区的镁铁质岩石具有均一的 Sr-Nd 同位素特征(初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.7089~0.7091, ε_{Nd} 为 -6.5~-5.2), 故本文认为个旧地区的辉长-闪长岩为来自地幔的母岩浆分异而来, 并且从地幔源区上升过程中经历了有限的地壳混染。

一般而言, 分布范围广泛的花岗质岩基的形成除要求地壳岩石通过部分熔融作用来提供源岩的主要物质(花岗质成分)外, 还需要有大量热能的供给, 来自岩石圈地幔中的玄武质岩浆的连续不断的底侵作用是提供所需热能的最佳机制(Bergantz, 1989; Petford and Gallagher, 2001; Annen *et al.*, 2006), 个旧地区伴随花岗岩出露同时代但不同地球化学特征的中基性、碱性岩石可能正是这种连续底侵作用在地表的反映。

综上所述, 本文推测个旧地区在燕山期板内伸展的构造背景下, 岩石圈地幔物质首先发生部分熔融, 上涌的基性岩浆在壳-幔边界面发生连续底侵, 形成基性岩和碱性岩的母岩浆。这些底侵的幔源熔体带来的热量诱发中、下地壳岩石发生部分熔融, 形成含矿花岗岩的母岩浆。因此, 幔源物质在成矿过程中至少在提供能量方面发挥了重要的作用, 但是幔源岩浆和流体是否对锡多金属成矿提供直接物质目前尚不清楚, 对此还需进一步研究。

7 结论

(1) 个旧地区代表性的花岗岩、辉长-闪长岩和碱性岩类 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果分别为 $81.43 \pm 0.46\text{Ma}$ ($82.89 \pm 0.58\text{Ma}$)、 $81.35 \pm 0.22\text{Ma}$ 和 $80.35 \pm 0.72\text{Ma}$, 表明

花岗岩、碱性岩和辉长-闪长岩类为同期岩浆活动的产物。

(2) 全岩地球化学特征和锆饱和温度表明, 个旧地区的花岗岩为高分异 I 型花岗质岩石, P_2O_5 含量随着 SiO_2 含量的增高而降低并且亏损 Zr、Nb、Sr、Eu 等大离子亲石元素的特征可能为锆石、磷灰石、长石类造岩矿物分离结晶作用的结果。

(3) 个旧地区同时代的但不同地球化学特征的中基性、碱性岩石可能为同时期不同幔源岩浆侵入产物。底侵的幔源岩浆带来热量诱发中、下地壳岩石发生部分熔融, 演化形成了高分异的含矿花岗岩的母岩浆。地幔物质在成矿花岗岩体形成过程中主要提供了热能。

致谢 本文的野外工作是在云锡集团各个部门工作人员的支持与帮助下完成的, 在此表示感谢! 同时承蒙审稿人的认真审阅, 为本文提出宝贵修改意见, 作者谨致感谢!

References

- Annen C, Blundy JD and Sparks RSJ. 2006. The sources of granitic melt in Deep Hot Zones. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 97(4): 297-309
- Barker F, Wones DR, Sharp WN and Desborough GA. 1975. The Pikes Peak batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. *Precambrian Research*, 2(2): 97-160
- Bergantz GW. 1989. Underplating and partial melting: Implications for melt generation and extraction. *Science*, 245(4922): 1093-1095
- Brown PE and Becker SM. 1986. Fractionation, hybridisation and magma-mixing in the Kialineq centre East Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92(1): 57-70
- Chappell BW, Bryant CJ, Wyborn D, White AJR and Williams IS. 1998. High- and low-temperature I-type granites. *Resource Geology*, 48(4): 225-235
- Chappell BW. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos*, 46(3): 535-551
- Chappell BW, White AJR, Williams IS and Wyborn D. 2004. Low- and high-temperature granites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 95(1-2): 125-140
- Chen JC, Shi L and Xie YH. 1983. Preliminary study on the comparison of S and I type granite in Yunnan Province. *Yunnan Geology*, 2(1): 28-37 (in Chinese)
- Cheng YB, Mao JW, Chen MH, Yang ZX, Feng JR and Zhao HJ. 2008a. LA-ICP-MS zircon dating of the alkaline rocks and lamprophyres in Gejiu area and its implications. *Geology in China*, 35(6): 1138-1149 (in Chinese with English abstract)
- Cheng YB, Mao JW, Xie GQ, Chen MH, Zhao CS, Yang ZX, Zhao HJ and Li XQ. 2008b. Petrogenesis of the Laochang-Kafang granite in the Gejiu area, Yunnan Province: Constraints from geochemistry and zircon U-Pb dating. *Acta Geologica Sinica*, 82(11): 1478-1493 (in Chinese with English abstract)
- Cheng YB and Mao JW. 2010. Age and geochemistry of granites in Gejiu area, Yunnan Province, SW China: Constraints on their petrogenesis and tectonic setting. *Lithos*, 120(3-4): 258-276
- Cheng YB, Tong X, Wu JD and Mo GP. 2010. Geochronology framework of the W-Sn mineralization granites in western South China and their geological significance. *Acta Petrologica Sinica*, 26(3): 809-818 (in Chinese with English abstract)
- Cheng YB, Mao JW and Spandler C. 2013. Petrogenesis and geodynamic

- implications of the Gejiu igneous complex in the western Cathaysia block, South China. *Lithos*, 175–176: 213–229
- Dostal J and Chatterjee AK. 2000. Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada). *Chemical Geology*, 163(1–4): 207–218
- Du YS, Huang HW, Huang ZQ, Xu YJ, Yang JH and Huang H. 2009. Basin translation from Late Palaeozoic to Triassic of Youjiang Basin and its tectonic significance. *Geological Science and Technology Information*, 28(6): 10–15 (in Chinese with English abstract)
- Fu M, Changkakoti A, Krouse HR, Gray J and Kwak TAP. 1991. An oxygen, hydrogen, sulfur, and carbon isotope study of carbonate-replacement (skarn) tin deposits of the Dachang tin field, China. *Economic Geology*, 86(8): 1683–1703
- Green TH. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, 120(3–4): 347–359
- Hu ZC, Gao S, Liu YS, Hu SH, Chen HH and Yuan HL. 2008. Signal enhancement in laser ablation ICP-MS by addition of nitrogen in the central channel gas. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 23(8): 1093–1101
- Hua RM, Li GL, Zhang WL, Hu DQ, Chen PR, Chen WF and Wang XD. 2010. A tentative discussion on differences between large-scale tungsten and tin mineralizations in South China. *Mineral Deposits*, 29(1): 9–23 (in Chinese with English abstract)
- Huang WL and Wyllie PJ. 1981. Phase relationships of S-type granite with H₂O to 35kbar: Muscovite granite from Harney Peak, South Dakota. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11): 10515–10529
- Jia RX, Fang WX and Wei XY. 2014. Geochemical characteristics and tectonic setting of the granites in Gejiu tin deposit, Yunnan Province. *Mineral Exploration*, 5(2): 257–266 (in Chinese with English abstract)
- Kamber BS and Collerson KD. 2000. Role of ‘hidden’ deeply subducted slabs in mantle depletion. *Chemical Geology*, 166(3–4): 241–254
- King PL, White AJR, Chappell BW and Allen CM. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of petrology*, 38(3): 371–391
- Lehmann B. 1990. *Metallogeny of Tin*. Berlin: Springer-Verlag, 211
- Li JH. 1985. Study of the origin and characteristics of the granite in Gejiu Sn deposits. *Yunnan Geology*, 4(4): 327–352 (in Chinese with English abstract)
- Li XH, Li WX and Li ZX. 2007a. On the genetic classification and tectonic implications of the Early Yanshanian granitoids in the Nanling Range, South China. *Chinese Science Bulletin*, 52(14): 1873–1885
- Li XH, Li ZX, Li WX, Liu Y, Yuan C, Wei GJ and Qi CS. 2007b. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: A major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab? *Lithos*, 96(1–2): 186–204
- Li XH, Long WG, Li QL, Liu Y, Zheng YF, Yang YH, Chamberlain KR, Wan DF, Guo CH, Wang XC and Tao H. 2010. Penglai zircon megacrysts: A potential new working reference material for microbeam determination of Hf-O isotopes and U-Pb age. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(2): 117–134
- Litvinovsky BA, Jahn BM, Zanzvilevich AN and Shadaev MG. 2002. Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite-syenite series: The Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia. *Lithos*, 64(3–4): 97–130
- Liu HY, Zhang YQ and Xia B. 2004. A new viewpoint about the Rb-Sr isotopic data of two alkaline rock bodies in West Yunnan. *Yunnan Geology*, 23(1): 52–59 (in Chinese with English abstract)
- Liu Y, Liu HC and Li XH. 1996. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements in rock samples using ICP-MS. *Geochimica*, 25(6): 552–558 (in Chinese with English abstract)
- Liu YS, Hu ZC, Gao S, Günther D, Xu J, Gao CG and Chen HH. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257(1–2): 34–43
- Liu YS, Gao S, Hu ZC, Gao CG, Zong KQ and Wang DB. 2010a. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths. *Journal of Petrology*, 51(1–2): 537–571
- Liu YS, Hu ZC, Zong KQ, Gao CG, Gao S, Xu J and Chen HH. 2010b. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1535–1546
- Lubala RT, Frick C, Rogers JH and Walraven F. 1994. Petrogenesis of syenites and granites of the Schiel alkaline complex, Northern Transvaal, South Africa. *The Journal of Geology*, 102(3): 307–316
- Luo JL. 1995. Metallogenic model of Sn-W-Pb, Zn-Ag of southeast of Yunnan. *Yunnan Geology*, 14(4): 319–332 (in Chinese)
- Mao JW, Cheng YB, Guo CL, Yang ZX and Feng JR. 2008. Gejiu tin polymetallic ore-field: Deposit model and discussion for several points concerned. *Acta Geologica Sinica*, 82(11): 1455–1467 (in Chinese with English abstract)
- Mao JW, Chen MH, Yuan SD and Guo CL. 2011. Geological characteristics of the Qinhang (or Shihang) metallogenic belt in South China and spatial-temporal distribution regularity of mineral deposits. *Acta Geologica Sinica*, 85(5): 636–658 (in Chinese with English abstract)
- McDonough WF and Sun SS. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253
- Middlemost EAK. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4): 215–224
- Mingram B, Trumbull RB, Littman S and Gerstenberger H. 2000. A petrogenetic study of anorogenic felsic magmatism in the Cretaceous Paresis ring complex, Namibia: Evidence for mixing of crust and mantle-derived components. *Lithos*, 54(1–2): 1–22
- Mo GP. 2006. Genetic type of granites in Gejiu super large tin polymetallic deposit. *Mineral Resources and Geology*, 20(4–5): 413–417 (in Chinese with English abstract)
- Münker C, Pfänder JA, Weyer S, Büchl A, Kleine T and Mezger K. 2003. Evolution of planetary cores and the Earth-Moon system from Nb/Ta systematics. *Science*, 301(5629): 84–87
- Petford N and Gallagher K. 2001. Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(3–4): 483–499
- Riisshu MS, Peate DW, Tegner C, Wilson JR, Brooks CK and Waight TE. 2005. Petrogenesis of syenites at a rifted continental margin: Origin, contamination and interaction of alkaline mafic and felsic magmas in the Astrophyllite Bay Complex, East Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149(3): 350–371
- Romer RL and Kroner U. 2016. Phanerozoic tin and tungsten mineralization: Tectonic controls on the distribution of enriched protoliths and heat sources for crustal melting. *Gondwana Research*, 31: 60–95
- Sheppard S. 1995. Hybridization of shoshonitic lamprophyre and calc-alkaline granite magma in the Early Proterozoic Mt Bunday igneous suite, Northern Territory. *Australian Journal of Earth Sciences*, 42(2): 173–185
- Southwest Metallurgical Geological Prospecting Company (SMGPC), Ministry of Metallurgical Industry. 1984. *Geology of Tin Deposits in Gejiu*. Beijing: Metallurgical Industry Publishing House, 8–137 (in Chinese)
- Štemprok M. 1995. A comparison of the Krušné Hory-Erzgebirge (Czech Republic-Germany) and Cornish (UK) granites and their related mineralisation. *Proceedings of the Ussher Society*, 8: 347–356
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42(1):

313 - 345

- Sutcliffe RH, Smith AR, Doherty W and Barnett RL. 1990. Mantle derivation of Archean amphibole-bearing granitoid and associated mafic rocks: Evidence from the southern Superior Province, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105(3): 255 - 274
- Taylor RG. 1979. *Geology of Tin Deposits*. Amsterdam: Elsevier, 1 - 543
- Wang YL, Pei RF, Li JW, Wu JD, Li L and Wang HL. 2007. Geochemical characteristics and tectonic setting of Laochang granite in Gejiu. *Acta Geologica Sinica*, 81(7): 979 - 985 (in Chinese with English abstract)
- Watson EB. 1979. Zircon saturation in felsic liquids: Experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70(4): 407 - 419
- Watson EB and Harrison TM. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2): 295 - 304
- White AJR and Chappell BW. 2004. Petrographic discrimination of low- and high-temperature I-type granites. *Resource Geology*, 54(3): 215 - 226
- Wu FY, Sun DY, Li HM, Jahn BM and Wilde S. 2002. A-type granites in northeastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology*, 187(1 - 2): 143 - 173
- Wu FY, Jahn BM, Wilde SA, Lo CH, Yui TF, Lin Q, Ge WC and Sun DY. 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): Geochronology and petrogenesis. *Lithos*, 66(3 - 4): 241 - 273
- Wu FY, Yang YH, Xie LW, Yang JH and Xu P. 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 234(1 - 2): 105 - 126
- Wu QS and Liu QL. 1986. Genesis, evolution and mineralization of a complex formed from Sn-bearing granite magma in Gejiu, Yunnan. *Journal of Guilin College of Geology*, 6(3): 229 - 238 (in Chinese with English abstract)
- Xie LW, Zhang YB, Zhang HH, Sun JF and Wu FY. 2008. In situ simultaneous determination of trace elements, U-Pb and Lu-Hf isotopes in zircon and baddeleyite. *Chinese Science Bulletin*, 53(10): 1565 - 1573
- Xie YW, Zhang YQ and Hu GX. 1984. A preliminary study on geochemical characteristics and mineralization specificity of alkali-rich intrusive belt in Ailaoshan-Jinshajiang. *Journal of Kunming University of Science and Technology*, (4): 1 - 17 (in Chinese with English abstract)
- Xu B, Jiang SY, Wang R, Ma L, Zhao KD and Yan X. 2015. Late Cretaceous granites from the giant Dulong Sn-polymetallic ore district in Yunnan Province, South China: Geochronology, geochemistry, mineral chemistry and Nd-Hf isotopic compositions. *Lithos*, 218 - 219: 54 - 72
- Yang JH, Chung SL, Wilde SA, Wu FY, Chu MF, Lo CH and Fan HR. 2005. Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: Geochronological, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence. *Chemical Geology*, 214(1 - 2): 99 - 125
- Yang JH, Wu FY, Xie LW and Liu XX. 2007. Petrogenesis and tectonic implications of Kuangdonggou syenites in the Liaodong Peninsula, East North China Craton: Constraints from in-situ zircon U-Pb ages and Hf isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 263 - 276 (in Chinese with English abstract)
- Yang JH, Sun JF, Zhang M, Wu FY and Wilde SA. 2012. Petrogenesis of silica-saturated and silica-undersaturated syenites in the northern North China Craton related to post-collisional and intraplate extension. *Chemical Geology*, 328: 149 - 167
- Yang ZX, Mao JW, Chen MH, Tong X, Wu JD. 2008. Re-Os dating of molybdenite from the Kafang skarn copper (tin) deposit in the Gejiu tin polymetallic ore district and its geological significance. *Acta Petrologica Sinica*, 24(8): 1937 - 1944 (in Chinese with English abstract)
- Zhang HP, Liu JS, Li XB and Zhang XL. 2006. Relationship of granites to tin, silver, copper, lead, zinc, polymetallic deposits in southeastern Yunnan, China. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 21(2): 87 - 90 (in Chinese with English abstract)
- Zhang JW, Dai CG, Huang ZL, Luo TY, Qian ZK and Zhang Y. 2015. Age and petrogenesis of Anisian magnesian alkali basalts and their genetic association with the Kafang stratiform Cu deposit in the Gejiu supergiant tin-polymetallic district, SW China. *Ore Geology Reviews*, 69: 403 - 416
- Zhao JN, Zuo RG, Chen SY and Kreuzer OP. 2015. Application of the tectono-geochemistry method to mineral prospectivity mapping: A case study of the Gaosong tin-polymetallic deposit, Gejiu district, SW China. *Ore Geology Reviews*, 71: 719 - 734

附中文参考文献

- 陈吉琛, 施琳, 谢蕴宏. 1983. 云南 S 型和 I 型两类花岗岩划分对比的初步探讨. *云南地质*, 2(1): 28 - 37
- 程彦博, 毛景文, 陈懋弘, 杨宗喜, 冯佳睿, 赵海杰. 2008a. 云南个旧锡矿田碱性岩和煌斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年及其地质意义. *中国地质*, 35(6): 1138 - 1149
- 程彦博, 毛景文, 谢桂青, 陈懋弘, 赵财胜, 杨宗喜, 赵海杰, 李向前. 2008b. 云南个旧老厂-卡房花岗岩体成因: 锆石 U-Pb 年代学和岩石地球化学约束. *地质学报*, 82(11): 1478 - 1493
- 程彦博, 童祥, 武俊德, 莫国培. 2010. 华南西部地区晚中生代与 W-Sn 矿有关花岗岩的年代学格架及地质意义. *岩石学报*, 26(3): 809 - 818
- 杜远生, 黄宏伟, 黄志强, 徐亚军, 杨江海, 黄虎. 2009. 右江盆地晚古生代-三叠纪盆地转换及其构造意义. *地质科技情报*, 28(6): 10 - 15
- 华仁民, 李光来, 张文兰, 胡东泉, 陈培荣, 陈卫锋, 王旭东. 2010. 华南钨和锡大规模成矿作用的差异及其原因初探. *矿床地质*, 29(1): 9 - 23
- 贾润幸, 方维萱, 陶雪燕. 2014. 云南个旧锡矿花岗岩地球化学特征及构造环境研究. *矿产勘查*, 5(2): 257 - 266
- 李家和. 1985. 个旧锡矿花岗岩特征及成因研究. *云南地质*, 4(4): 327 - 352
- 刘红英, 张玉泉, 夏斌. 2004. 滇西两个碱性岩体 Rb/Sr 同位素资料的再认识. *云南地质*, 23(1): 52 - 59
- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. *地球化学*, 25(6): 552 - 558
- 罗君烈. 1995. 滇东南锡、钨、铅、锌、银矿床的成矿模式. *云南地质*, 14(4): 319 - 332
- 毛景文, 程彦博, 郭春丽, 杨宗喜, 冯佳睿. 2008. 云南个旧锡矿田: 矿床模型及若干问题讨论. *地质学报*, 82(11): 1455 - 1467
- 毛景文, 陈懋弘, 袁顺达, 郭春丽. 2011. 华南地区钦杭成矿带地质特征和矿床时空分布规律. *地质学报*, 85(5): 636 - 658
- 莫国培. 2006. 个旧超大型锡多金属矿区花岗岩成因类型. *矿产与地质*, 20(4 - 5): 413 - 417
- 王永磊, 裴荣富, 李进文, 武俊德, 李莉, 王浩琳. 2007. 个旧老厂矿田花岗岩地球化学特征及其形成构造背景. *地质学报*, 81(7): 979 - 985
- 伍勤生, 刘青莲. 1986. 个旧含锡花岗岩岩浆岩体的成因演化及成矿. *桂林冶金地质学院学报*, 6(3): 229 - 238
- 谢烈文, 张艳斌, 张辉煌, 孙金凤, 吴福元. 2008. 锆石/斜锆石 U-

- Pb 和 Lu-Hf 同位素以及微量元素成分的同时原位测定. 科学通报, 53(2): 220 - 228
- 谢应雯, 张玉泉, 胡国相. 1984. 哀牢山-金沙江富碱侵入带地球化学与成矿专属性初步研究. 昆明工学院学报, (4): 1 - 17
- 杨进辉, 吴福元, 谢烈文, 柳小明. 2007. 辽东矿洞沟正长岩成因及其构造意义: 锆石原位微区 U-Pb 年龄和 Hf 同位素制约. 岩石学报, 23(2): 263 - 276
- 杨宗喜, 毛景文, 陈懋弘, 童祥, 武俊德, 程彦博, 赵海杰. 2008. 云南个旧卡房矽卡岩型铜(锡)矿 Re-Os 年龄及其地质意义. 岩石学报, 24(8): 1937 - 1944
- 冶金工业部西南冶金地质勘探公司. 1984. 个旧锡矿地质. 北京: 冶金工业出版社, 8 - 137
- 张洪培, 刘继顺, 李晓波, 章霞林. 2006. 滇东南花岗岩与锡、银、铜、铅、锌多金属矿床的成因关系. 地质找矿论丛, 21(2): 87 - 90